



HAL
open science

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)

Jean-Luc Peiry

► **To cite this version:**

Jean-Luc Peiry. 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). Sciences de l'environnement. Université Jean Moulin Lyon 3, 1988. Français. NNT : 1988LYO31009 . tel-04083293

HAL Id: tel-04083293

<https://hal.science/tel-04083293>

Submitted on 28 Apr 2023

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.

Public Domain

THESE

présentée

devant l'Université JEAN MOULIN - LYON 3

pour l'obtention du

Doctorat de Géographie et Aménagement

par J-L PEIRY

**APPROCHE GEOGRAPHIQUE DE LA DYNAMIQUE
SPATIO-TEMPORELLE DES SEDIMENTS
D'UN COURS D'EAU INTRA-MONTAGNARD :
l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Hte-Savoie)**

soutenue le 22 janvier 1988

JURY :

- J-P. BRAVARD**
- M. CHARDON**
- L. DE CRECY**
- J-P. MERLE**
- G. E. PETTS**
- Ch. TOUPET**
- J. TRICART**

*A mes parents qui m'ont donné l'immense avantage de réaliser
cette étude dégagé de tout souci matériel.*

Remerciements

Arrivé au terme de cette étude, c'est avec plaisir que je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation. Mes remerciements iront tout d'abord aux enseignants qui ont dirigé cette recherche. Monsieur le Professeur Ch. Toupet m'a fait l'honneur de bien vouloir suivre l'ensemble de mes travaux universitaires. Par ses conseils, ses critiques constantes et sa grande disponibilité, monsieur J.-P. Bravard, Maître de Conférences à l'Université Lyon 3, s'est fortement investi dans cette étude ; sa compétence et son enthousiasme ont su éveiller en moi la curiosité du chercheur.

Cette recherche doit également beaucoup à monsieur J.-P. Merle, Chef du Service Régional pour l'Aménagement des Eaux Rhône-Alpes et à son adjointe madame Th. Sanchis qui m'ont accueilli au sein du groupe de travail sur l'Arve (Société Hydrotechnique de France, groupe "Transports Solides", sous-groupe "Arve"), dont ils ont la responsabilité. Ils m'ont facilité le contact avec les différentes Administrations qui gèrent la rivière et ont financé plusieurs études engagées dans le cadre du groupe de travail. J'espère que cette thèse répondra en partie aux questions qui étaient posées et contribuera à l'amélioration de la gestion des rivières alpines.

Mes remerciements iront également aux différents services administratifs qui m'ont livré les informations dont ils disposaient sur l'Arve : monsieur P. Cogoluenhes, Chef du Service de Restauration des Terrains en Montagne de la Haute-Savoie et ses collaborateurs M. Truche et J. Liévois m'ont accueillis pendant 3 mois dans leurs locaux et ouverts leurs archives sans réserve ; Messieurs Blanc et Pinteur de la Direction Départementale de l'Équipement de la Haute-Savoie m'ont confié toutes les études sur l'Arve dont ils disposaient ; Mademoiselle E. Rabut, Directrice des Archives Départementales de la Haute-Savoie m'a piloté dans les Archives concernant l'endiguement de l'Arve.

Les services de l'Etat de Genève ont également largement participé à la réalisation de ce mémoire. Je tiens tout particulièrement à remercier les Services Industriels de Genève, en la personne de monsieur M. Cohen qui m'a offert toutes facilités lors de l'investigation sédimentologique menée dans la retenue de Verbois pendant la chasse de juin 1987 et confié un nombre important de données indispensables pour la réalisation de cette étude.

Les archéologues du Centre National d'Archéologie Subaquatique d'Annecy, dirigé par monsieur A. Bocquet, son Conservateur A. Marguet et ses collaborateurs ont largement contribué à améliorer cette étude, en finançant les datations radiocarbone et dendrochronologiques effectués dans le bassin de Cluses et participant activement aux investigations menées sur le terrain.

La réalisation technique, le traitement statistique et graphique de cette thèse ont été rendus possible par l'utilisation des moyens micro-informatiques du Laboratoire de Géographie Rhodanienne (U.A. 260, C.N.R.S.) qu'a mis à notre disposition son Directeur, monsieur le Professeur J. Bethemont. Cela témoigne de tout l'intérêt qu'il a porté à notre travail et j'espère que les résultats de nos recherches justifieront la longue immobilisation du matériel.

Pour terminer, je tiens à remercier mes camarades étudiants de l'Université Lyon 3. Une mention toute spéciale sera accordée à J.-J. Micoud et J.-P. Javello qui m'ont fourni une aide précieuse lors de l'étude des dépôts du réservoir de Verbois, dans la bonne humeur malgré des conditions météorologiques épouvantables.

Résumé

Dans cette étude, la dynamique fluviale d'une rivière graveleuse alpine est examinée, comme indicateur de l'activité des transports solides. L'Arve a été choisie comme terrain d'étude : le cours d'eau est le premier affluent du Rhône supérieur, en aval du lac Léman : le flux hydrique est délivré par les montagnes englacées du massif du Mont-Blanc, et l'écoulement rapide et abondant donne naissance à une rivière fortement énergique. Les changements de la dynamique fluviale dans l'espace et dans le temps sont étudiés :

1) la plaine alluviale intra-montagnarde est divisée en six sections homogènes qui sont considérées comme étant des systèmes ouverts à processus/réponse. Le modèle du chenal et le bilan sédimentaire dans chacune des sections est contrôlé par : a) la fourniture hydrique et sédimentaire ; b) l'évolution du niveau de base ; c) les processus fluviaux intrinsèques et/ou les activités anthropiques qui entraînent un stockage temporaire ou à long terme de la charge, ou l'érosion d'anciens dépôts ;

2) la géomorphologie fluviale de l'Arve est étudiée sur trois périodes, chacune nécessitant la mise en oeuvre d'une méthodologie spécifique : a) une reconstitution des environnements fluviaux holocènes est tentée, principalement par des investigations de terrain sur les dépôts des paléochenaux ; b) la forte activité de la dynamique fluviale pendant la période "historique" (1730-1950) est démontrée par l'analyse de vieilles cartes et textes anciens ; c) la dramatique incision "contemporaine" (1950-1987), causée par de multiples perturbations anthropiques, est révélée par un suivi du profil en long, l'étude de séries de photographies aériennes et de rapports d'ingénieurs.

La **première partie** de ce travail met l'accent sur la dynamique fluviale de la plaine alluviale. Dans le chapitre un, les paléoenvironnements holocènes sont étudiés sur deux sections de la vallée de l'Arve : a) sur la basse-Arve, la géomorphologie des terrasses et le remplissage sédimentaire de trois paléoméandres ont permis la reconstitution de leur dynamique, avant et après le recoupement des sinuosités. Le modèle de l'incision de la rivière au cours de l'Holocène est déterminé par la datation radiocarbone des paléochenaux ; b) sur l'Arve moyenne, une épaisse formation de sédiments fins a été mise à nu par l'incision récente de la rivière. Le recensement des sondages effectués sur le site, l'analyse granulométrique et la datation des sédiments fins montrent qu'ils ont été déposés par un cours d'eau faiblement énergique, avant la période boréale. Le chapitre deux analyse le style tressé de l'Arve avant les premiers impacts anthropiques : a) le suivi synchronique du modèle du chenal met en évidence l'évolution amont-aval du tressage, causé par une diminution de la pente et de la torrentialité du régime ; b) sur l'Arve moyenne aux 18ème et 19ème siècles, le suivi diachronique du modèle du chenal démontre un accroissement de l'activité fluviale, qui résultait pour partie d'une charge fluviale surabondante pendant la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire. Dans le chapitre trois, les impacts anthropiques sont étudiés. Les travaux d'endiguement, effectués pendant le 19ème siècle, sont responsables de processus de basculement du profil en long dans les sections corrigées et ont causé d'importants remaniements sédimentaires. Les changements actuels du régime de la rivière et de la dynamique des transports solides causés par les usines hydroélectriques, les extractions de gravier dans le lit etc... ont provoqué une incision générale de la rivière, dans toutes les sections de la plaine alluviale. Dans les sections non-endiguées, l'incision, localement supérieure à 10 mètres, a été accompagnée d'une spectaculaire chenalisation, tandis que dans les sections endiguées, elle a été associée à un changement complexe du modèle de migration des bancs.

La **deuxième partie** de ce travail examine si, outre les interventions directes de l'homme dans la plaine alluviale de l'Arve depuis le siècle dernier, il ne s'est pas également produit une diminution des apports sédimentaires fournis par les affluents de la rivière ; elle pourrait être l'une des causes de la profonde incision contemporaine de l'Arve dans sa plaine alluviale. Dans le quatrième chapitre, la dynamique des sédiments dans le système torrentiel est étudiée. Les aménagements des bassins torrentiels, tels que le reboisement ou la création de zones de stockage des sédiments en arrière de barrages, afin de contrôler l'érosion et la production des laves, sont décrits ; ils ont favorisé une diminution de la fourniture sédimentaire, depuis la fin du 19ème siècle. Le chapitre cinq analyse la dynamique fluviale sur les cônes alluviaux de deux affluents majeurs de l'Arve, le Giffre et du Borne. La reconstitution cartographique du modèle géomorphologique montre : a) un accroissement des transports solides pendant les 18ème et 19ème siècles résultant d'une augmentation de l'instabilité fluviale ; b) une profonde incision contemporaine du chenal causée par les extractions de gravier, la construction de barrages sur les cours supérieurs des affluents et probablement par le reboisement des pentes et la réduction des érosions.

La **troisième partie** de ce travail étudie la charge fluviale à Genève, extrémité aval du sous-système "Arve". Le chapitre six décrit la dynamique de la charge dissoute, de la charge en suspension et des charriages et présente les calculs des volumes transportés, réalisés au début du 20ème siècle. Aujourd'hui, en dépit d'un manque de mesures, il apparaît que la dynamique de la charge en suspension et de la charge de fond sont profondément modifiées par les perturbations anthropiques ; les causes de ce changement sont discutées. Le septième et dernier chapitre met l'accent sur la sédimentation dans la retenue de Verbois, le premier des huit barrages du haut-Rhône en aval du lac Léman. Le réservoir, qui reçoit les écoulements fortement chargés de l'Arve, subit un alluvionnement intense. Depuis 1944, 15 chasses ont été réalisées afin de reconstituer la capacité du réservoir : les procédures et les résultats des chasses sont décrits ; des levés bathymétriques de la géométrie du réservoir donnent des informations quantitatives sur la charge fournie par l'Arve. En juin 1987, au cours de la dernière chasse, une investigation sédimentologique a été entreprise dans la retenue ; les résultats de cette étude démontrent une décroissance amont-aval de la granulométrie des dépôts et une forte corrélation entre leur granulométrie et la géométrie du réservoir.

Summary

In this work, the fluvial dynamics of an Alpine gravel-bed river are examined as an indicator of sediment transport activity. The Arve river was selected as study area: the stream is the first tributary of the upper Rhône river, downstream from lake Geneva; water is supplied by glaciated mountains of the Mont-Blanc massif, and abundant and rapid run-off give rise to a high energy river. Changes of the fluvial dynamics in space and time are studied:

1) the intramontane alluvial plain is divided into six homogeneous reaches which are considered as open and process/response systems. Channel pattern and sediment balance in each section are controlled by: a) water and sediment supply; b) change in the base level; c) intrinsic fluvial processes and/or anthropogenic activities, which cause temporary or long-time storage of the load, or erosion of previous deposits;

2) the fluvial geomorphology of the Arve river is investigated in the context of three different time periods using in each case a specific methodology: a) a reconstruction of Holocene fluvial environments is attempted, mainly by field investigations on palaeochannel deposits; b) the high activity of the fluvial dynamics during the "historic" period (1730-1950) is demonstrated by the analyse of old maps and texts; c) the dramatic "contemporaneous" incision (1950-1987) of the river, caused by multiple anthropogenic disturbances, is revealed by a survey of the long profile, the study of series of aerial photographs and engineers reports.

The **first part** of this work focuses on the fluvial dynamics of the alluvial plain. In chapter one, Holocene palaeoenvironments are investigated on two reaches of the Arve valley: a) on the lower Arve river, the geomorphology of terrasses and the sedimentary fill of three palaeomeanders permitted the reconstruction of their dynamics, before and after the cutting of the sinuosities. The pattern of river incision during the Holocene was determined by radiocarbon dating of palaeochannels; b) on the middle Arve river, a thick formation of fine sediments was layed bare by the present-day channel degradation. Collation of the results of different bore-holes studies, grain-size analyses and the dating of fine sediments show that they were deposited by a low energy stream, before the Boreal period. Chapter two analyses the braided pattern of the Arve river prior to anthropogenic impacts: a) the synchronic survey of the channel pattern describes downstream changes of the braiding caused by decreases of the slope and the torrential character of the regime; b) on the middle Arve river during the 18th and 19th centuries, the diachronic survey of the fluvial pattern demonstrates an increase of the stream activity, which resulted partly from an overloading during the climatic degradation of the Little Ice Age. Chapter three, the impacts of man on the fluvial dynamics are investigated. First, embankment works carried out during the 19th century and affecting certain sections of the river were responsible for the tilting of the long profile and a major reworking of gravel accumulations. Second, present-day changes of the river regime and sediment transport dynamics caused by hydroelectric power-plants, gravel extractions... have provoked a general entrenchment of the river, in all sections of the alluvial plain. In the reaches not embanked, river-bed incision, which locally attains more than 10 metres, has been associated with a spectacular channelization, whereas in embanked sections, it was associated with a complex change of the migration pattern of bars.

The **second part** of this work examines whether a decrease of sediment brought by the Arve by tributaries has been observed since the last century. In the fourth chapter, the sediment dynamics in the torrential systems are investigated. Improvement works torrents, such as the reforestation or the creation of storage areas behind weirs, to control erosion and debris-flow production are described; they are responsible for a decrease in the sediment yield since the end of the 19th century. Chapter five studies fluvial dynamics on the alluvial fans of two major tributaries, the Giffre and the Borne. The cartographic reconstruction of the fluvial dynamics shows: a) an increase in the amount of sediment transported during the 18th and the 19th centuries, which

resulted in an increase of river instability ; b) a deep contemporaneous channel incision caused by gravel extractions , by dam construction on the upper reaches of the tributaries and probably by the reforestation of slopes and associated reduction of erosion.

The **third part** of this research examines outputs of sediments downstream from the Arve system. Chapter six describes solute, suspended and bed-load dynamics in Geneva at the beginning of the 19th century and presents measurement, made at this time, of the volumes transported. Today, despite the lack of data, it appears that the dynamics of the suspended load and the bed-load are considerably modified by man's activity ; causes of this change are discussed. The seventh and last chapter focusses on the sedimentation in the reservoir of Verbois . The reservoir, created by the first dam of the Upper-Rhône downstream from lake Geneva (located immediatly downstream from the confluence of the Arve and the Rhône) become filled, after some years, by the load of the Arve river. Since 1944 , 15 releases of sediment have been effected to restore the reservoir's capacity : the characteristics and results of these releases of sediments are described ; bathymetric surveys of the reservoir's geometry give quantitative informations about the load supplied by the Arve river. In june 1987, during the last release, an investigation of the sediments in the reservoir was undertaken. Results of this study demonstrate a downstream decrease in the grain-size of deposits and a strong correlation between the grain size and the geometry of the reservoir.

SOMMAIRE

SOMMAIRE :

Remerciements.....	iii
Résumé.....	vii
Summary.....	ix
Sommaire.....	xi
<u>Introduction : Le cadre conceptuel et l'environnement physique de l'étude</u>	1
1) Le cadre conceptuel de l'étude	3
1.1 : Problématique générale.....	3
1.1.1 : Le cours d'eau, un système ouvert à processus réponse.....	3
1.1.2 : Les formes et les processus fluviaux indicateurs de la dynamique des sédiments	4
1.1.3 : La dimension temporelle de l'étude.....	5
1.2 : Objectifs, principes et plan de l'étude.....	6
2) Le cadre géographique de l'étude	11
2.1 : Caractéristiques générales de l'Arve.....	11
2.2 : L'hydrologie de l'Arve.....	13
2.2.1 : Un régime de rivière de montagne.....	13
2.2.2 : Des crues violentes, affirmant le caractère torrentiel de la rivière.....	16
<u>Première partie : Dynamique fluviale et flux sédimentaires dans la plaine alluviale</u>	19
<u>Chapitre 1 : Les paléoenvironnements fluviaux holocènes</u>	21
1) Introduction	21
2) La méthode de l'image CM des dépôts alluviaux	22
2.1 : La sédimentation sur le Mississippi et le modèle CM des dépôts.....	27
2.2 : Les développements de la méthode de l'image CM.....	27
3) Les paléoméandres de la basse vallée de l'Arve	30
3.1 : Problématique et localisation de l'étude.....	30
3.1.1 : Les objectifs de l'étude.....	30
3.1.2 : Le site de l'étude.....	32
3.2 : Les méthodes utilisées.....	32
3.3 : Les résultats de l'étude.....	35
3.3.1 : Les tracés en plan de la rivière.....	35

3.3.2 : Le paléoméandre du Pont-Neuf.....	37
a) Détermination de la section d'écoulement.....	37
b) Etude du remplissage sédimentaire du bras mort.....	39
c) L'image CM des dépôts et sa signification.....	40
d) Essai de reconstitution de la dynamique du méandre du Pont-Neuf.....	43
3.3.3 : Les paléoméandres de Nant.....	46
a) Détermination des sections d'écoulement.....	46
b) Etude du remplissage sédimentaire des bras morts.....	49
c) Les modèles CM des méandres de Nant.....	49
d) Essai de reconstitution de la dynamique des méandres de Nant.....	52
3.3.4 : L'âge des bras morts et l'incision holocène de l'Arve.....	56
3.4 : conclusion.....	58
4) La zone de sédimentation fine du bassin de Cluses.....	60
4.1 : Problématique et méthodologie.....	60
4.2 : Le remplissage sédimentaire de la moyenne vallée de l'Arve.....	62
4.2.1 : Les sondages géophysiques électriques et les prospections géotechnique.....	62
4.2.2 : Les sondages dans le lit mineur de l'Arve.....	66
4.3 : Etude expérimentale des formations fines.....	68
4.3.1 : L'image CM des dépôts.....	68
4.3.2 : Les faciès sédimentaires.....	72
a) Le sondage du confluent du Giffre (S6).....	72
b) Le sondage S4 sur l'Arve.....	73
c) Le sondage S2 sur l'Arve.....	75
d) Les sondages S1 et S3 sur l'Arve.....	76
e) La coupe du torrent de Scionzier.....	77
4.3.3 : Essai de reconstitution du paléoenvironnement fluvial.....	78
a) Les modèles fluviaux.....	79
b) Les principaux résultats de l'étude des formations fines.....	82
c) Discussion sur le paléomodèle de l'Arve dans le bassin de Cluses.....	83
5) Synthèse méthodologique et géographique de l'étude des paléoenvironnements Holocènes de l'Arve.....	86
5.1 : L'étude des dépôts alluviaux par la méthode de l'image CM : progrès et perspectives.....	86
5.1.1 : Les développements de l'image CM.....	86
5.1.2 : Evolution spatio-temporelle de l'image CM des cours d'eau.....	88
5.2 : Synthèse géographique.....	92
5.2.1 : Les paléoméandres de la basse Arve.....	93
5.2.2 : Le remplissage sédimentaire fin du bassin de Cluses.....	93
5.2.3 : Discussion.....	94

Chapitre 2 : La dynamique fluviale avant les aménagements fluviaux.....	97
1) Problématique de l'étude.....	97
2) Les sources documentaires et les méthodes de travail.....	98
2.1 : Origine et nature de la documentation.....	98
2.2 : Méthodologie.....	100
3) Les modèles tressés de l'Arve en 1730.....	104
3.1 : L'Arve dans le bassin de Sallanches.....	104
3.2 : La cluse de l'Arve.....	110
3.3 : L'Arve dans le bassin de Cluses.....	110
3.4 : L'Arve entre le confluent du Giffre et Bonneville.....	113
3.5 : La basse-Arve entre Bonneville et le pont de Bellecombe.....	116
3.6 : La basse-Arve dans la plaine alluviale d'Etrembières.....	116
4) Le changement du modèle géomorphologique de l'Arve dans le bassin de Cluses.....	118
4.1 : La recrudescence de l'activité fluviale.....	118
4.1.1 : Le tracé en plan.....	118
4.1.2 : Le profil en long.....	120
4.1.3 : Le modèle de l'instabilité.....	122
4.2 : Les causes du changement.....	123
5) Discussion : essai d'interprétation de la dynamique de tressage de l'Arve	124
5.1 : Le tressage, modèle géomorphologique typique des plaines alluviales intra-montagnardes.....	124
5.2 : La multiplicité des modèles tressés de l'Arve : essai d'explication.....	126
5.3 : Le tressage "à chenaux divagants" de la basse vallée de l'Arve.....	129
6) Conclusion.....	130
Chapitre 3 : La maîtrise du cours d'eau et ses conséquences sur la dynamique fluviale.....	132
1) Introduction.....	132
2) L'endiguement Sarde et son impact géomorphologique.....	134
2.1 : Historique de l'endiguement.....	134
2.1.1 : Les étapes de l'endiguement.....	134
2.1.2 : Les techniques d'endiguement.....	136
2.2 : Les impacts géomorphologiques de l'endiguement.....	141
2.2.1 : Le basculement du lit en amont de Bonneville.....	141
2.2.2 : Les causes du basculement du profil en long.....	145

3) La dramatique transformation contemporaine de la dynamique fluviale.....	147
3.1 : Les manifestations géomorphologiques d'un changement de la dynamique fluviale.....	147
3.1.1 : Evolution des sections non endiguées.....	147
<i>a) Méthodologie.....</i>	<i>147</i>
<i>b) La chute générale de la ligne d'eau.....</i>	<i>148</i>
<i>c) L'évolution du tracé en plan.....</i>	<i>152</i>
3.1.2 : Evolution de la section endiguée en amont de Bonneville.....	155
<i>a) Méthodologie.....</i>	<i>155</i>
<i>b) Les formes fluviales et les processus de façonnement du chenal.....</i>	<i>156</i>
<i>c) Dynamique de la migration amont-aval des bancs entre 1936 et 1984.....</i>	<i>161</i>
<i>d) Génèse et disparition des successions mouille-seuil-banc.....</i>	<i>164</i>
<i>e) Discussion.....</i>	<i>168</i>
3.2 : Les causes des changements contemporains de la dynamique fluviale.....	168
3.2.1 : Les impacts anthropiques sur l'hydrologie de l'Arve.....	169
<i>a) Les aménagements hydro-électriques du bassin de l'Arve.....</i>	<i>169</i>
<i>b) Les effets géomorphologiques des modifications de régime.....</i>	<i>171</i>
3.2.2 : Les extractions de gravier dans le lit.....	173
3.3 : Discussion : L'incision en réponse aux extractions de gravier, un phénomène commun à la plupart des cours d'eau alpestres.....	177
4) Conclusion.....	180

Partie 2 : L'entrée des flux sédimentaires dans le sous-système "plaine alluviale"..... 183

Chapitre 4 : La dynamique des sédiments dans le sous-système torrentiel..... 185

1) Introduction.....	185
1.1 : Etat de la question et objectifs de l'étude.....	185
1.2 : Les sources documentaires et les méthodes de travail.....	186
2) Approche d'ensemble de la torrentialité dans le bassin versant de l'Arve.....	188
2.1 : Le domaine d'étude.....	188
2.1.1 : Les zones d'activité torrentielle dans le bassin versant de l'Arve.....	188
2.1.2 : Typologie des torrents de l'Arve.....	190
2.2 : Etude comparative des bassins versants torrentiels.....	194
2.2.1 : Les pentes.....	194
2.2.2 : La nature du substrat.....	194
<i>a) Méthode.....</i>	<i>194</i>
<i>b) Résultats.....</i>	<i>197</i>

2.2.3 : La couverture végétale.....	199
a) <i>Méthode</i>	199
b) <i>Résultats</i>	199
2.2.4 : Conclusion.....	202
3) La dynamique des sédiments dans le système torrentiel.....	202
3.1 : Les apports des versants au système torrentiel.....	202
3.1.1 : Les érosions superficielles.....	204
3.1.2 : Les avalanches.....	204
3.1.3 : Les éboulements et chutes de blocs.....	205
3.1.4 : Les glissements de terrain.....	208
3.1.5 : Les apports par les glaciers.....	210
3.1.6 : Conclusion.....	211
3.2 : Les transports solides torrentiels.....	211
3.2.1 : Les émissaires glaciaires.....	212
3.2.2 : Les torrents à laves.....	213
3.2.3 : Les facteurs hydro-météorologiques du déclenchement des transports solides.....	216
a) <i>Les émissaires glaciaires</i>	216
b) <i>Les torrents à laves</i>	216
c) <i>Les relations entre les précipitations et les transports solides torrentiels</i>	218
3.2.4 : Conclusion.....	220
3.3 : Les effets des crues sur la géomorphologie torrentielle.....	221
3.3.1 : Les accumulations d'origine torrentielle.....	221
3.3.2 : Les affouillements par incision.....	223
a) <i>Les incisions dans les formations détritiques</i>	223
b) <i>Les incisions dans les formations cohérentes</i>	226
3.3.3 : Les sapements de berge.....	227
3.3.4 : Les interactions entre les processus : l'exemple de la section déstabilisée du Nant-Bourdon.....	230
3.4 : Synthèse : stabilité et instabilité du système torrentiel.....	230
3.4.1 : Les variations d'activité des torrents de l'Arve.....	231
3.4.2 : Typologie fonctionnelle des torrents de l'Arve.....	232
4) L'influence de l'Homme sur la dynamique des sédiments torrentiels.....	233
4.1 : La protection active.....	235
4.1.1 : La correction dans le bassin de réception.....	235
4.1.2 : La correction dans le chenal d'écoulement.....	242
4.2 : La protection passive.....	242
4.2.1 : L'aménagement des cônes de déjection.....	247
4.2.2 : Les curages du chenal.....	248
4.3 : Les conséquences de l'aménagement des bassins torrentiels sur la fourniture sédimentaire à l'Arve.....	249
5) Conclusion.....	250

<u>Chapitre 5 : La dynamique fluviale des zones de confluence.</u>	253
1) Introduction.....	253
2) Evolution de la dynamique fluviale des cônes alluviaux du Borne et du Giffre.	253
2.1 : La recrudescence d'activité de la dynamique fluviale sur le cône du Borne au 18ème siècle.....	253
2.2 : La dynamique fluviale du Giffre sur son cône alluvial.....	256
2.2.1 : Morphologie du cône alluvial du Giffre.....	256
2.2.2 : Les changements du modèle fluvial du Giffre sur son cône alluvial.....	258
a) <i>Le Giffre tressé</i>	258
b) <i>1950-1980, le changement du style fluvial</i>	261
c) <i>Morphologie des la zone de confluence en 1985</i>	262
d) <i>Quelques données paléogéomorphologiques</i>	262
3) Les causes des changements de la dynamique fluviale sur les cônes du Borne et du Giffre.	266
3.1 : Les causes des changements anciens.....	266
3.2 : Les causes des changements contemporains.....	267
4) Conclusion.	269
<u>Partie 3 : Les flux sortant du sous-système "plaine alluviale".</u>	271
<u>Chapitre 6 : Etude des flux sédimentaires à Genève.</u>	273
1) Introduction.....	273
2) La charge dissoute et les transports de matière en suspension au début du siècle.	273
2.1 : La charge dissoute de l'Arve à Genève en 1890.....	274
2.2 : La charge en suspension de l'Arve à Genève en 1890.....	277
2.2.1 : L'expérimentation de Baëff et les critiques de son étude.....	277
2.2.2 : Le modèle saisonnier de l'évolution du taux de M.E.S.....	280
2.2.3 : L'effet des crues sur le taux de M.E.S.....	283
2.2.4 : Estimation des transports solides en suspension.....	284
3) La charge graveleuse de l'Arve à Genève et ses implications géomorphologiques.	285
3.1 : L'estimation des transports solides graveleux de l'Arve à Genève, pendant la première moitié du 20ème siècle.....	285
3.2 : La modification qualitative et quantitative des apports sédimentaires alimentant le haut-Rhône.....	286
3.2.1 : La modification du rapport charge en suspension / charriages.....	286
3.2.2 : Les causes du changement.....	288

3.3 : Les variations holocènes de la fourniture graveleuse au confluent Arve-Rhône à travers les fluctuations des niveaux du Léman.....	290
3.3.1 : Etat de la question.....	290
3.3.2 : Le contrôle de l'Arve sur les niveaux du Léman.....	291
4) Conclusion	293
<u>Chapitre 7 : Etude de la sédimentation dans la retenue de Verbois</u>	295
1) Introduction	295
1.1 : Problématique et objectifs de l'étude.....	295
1.2 : La retenue de Verbois.....	296
2) La sédimentation dans la retenue de Verbois entre 1944 et 1984	296
2.1 : Description de la géométrie du réservoir.....	296
2.2 : Le mode de gestion : les chasses de la retenue de Verbois.....	301
2.2.1 : Le déroulement des chasses.....	303
2.2.2 : Le transit des sédiments pendant les chasses.....	304
2.3 : L'alluvionnement dans la retenue de Verbois entre 1944 et 1984.....	306
3) Etude expérimentale de la dynamique du dépôt des sédiments fins dans la retenue de Verbois	311
3.1 : Problématique de l'étude.....	311
3.2 : Méthodologie.....	311
3.2.1 : La stratégie d'échantillonnage.....	311
3.2.2 : L'analyse et l'exploitation des données.....	314
3.3 : Les résultats de l'étude.....	316
3.3.1 : Quelques observations sur les structures sédimentaires des dépôts.....	316
3.3.2 : Evolution amont-aval de la granulométrie des dépôts de crue.....	320
3.3.3 : L'image CM des dépôts de crue.....	324
3.3.4 : Les relations entre la granulométrie des dépôts de crue et la géométrie de la retenue.....	326
4) Conclusion	330
<u>Conclusions et perspectives</u> :	331
1) Les paléoenvironnements holocènes de l'Arve	333
2) L'Arve avant les aménagements fluviaux	334

3) La dynamique fluviale perturbée par l'homme.....	336
A) Les changements affectant la plaine alluviale.....	336
B) La diminution des entrées de sédiments dans le sous-système "plaine alluviale" ..	337
C) Les perturbations contemporaines des flux alimentant le Haut-Rhône.....	338
<u>Bibliographie.....</u>	341
<u>Liste des Figures et Tableaux.....</u>	365

INTRODUCTION :

LE CADRE CONCEPTUEL
ET L'ENVIRONNEMENT PHYSIQUE DE L'ETUDE.

INTRODUCTION :

LE CADRE CONCEPTUEL ET L'ENVIRONNEMENT PHYSIQUE DE L'ETUDE.

Ce mémoire présente une étude de géomorphologie fluviale réalisée sur la plaine alluviale d'un cours d'eau graveleux intra-montagnard alpin : l'Arve. Le but de ce travail de recherche est **d'étudier la charge alluviale** à la fois **dans l'espace** mais également **dans le temps**, afin **d'appréhender sa dynamique**. Les **formes fluviales** du chenal et de la plaine d'inondation et les **processus géomorphologiques** seront considérés comme **indicateurs de la dynamique des sédiments** dans le cours d'eau.

1) LE CADRE CONCEPTUEL DE L'ETUDE.

Avant de décrire le cadre physique de l'environnement fluvial choisi comme terrain de recherche, on présentera la problématique de l'étude entreprise sur l'Arve et définira les objectifs, les principes et le plan de l'étude.

1.1 : Problématique générale.

1.1.1 : Le cours d'eau, un système ouvert à processus/réponse.

Les écoulements de surface et les processus fluviaux qu'ils mettent en oeuvre constituent l'un des principaux systèmes géomorphologiques à la surface de la terre (Morisawa, 1985). Par **système**, il faut considérer "un ensemble de phénomènes interdépendants. Une modification apportée à l'un d'entre-eux se répercute sur les autres, en grande partie par des changements indirects" (Tricart, 1978, p. 21).

L'un des avantages de l'approche systémique est son caractère adimensionnel qui permet une partition quasi-infinie de l'espace. Chacun des tronçons d'un cours d'eau préalablement défini est considéré comme étant un **système ouvert**, c'est à dire qu'il reçoit de l'énergie sous la forme de flux d'eau et de sédiments. Ces flux caractérisent une série de variables environnementales externes tels, par exemple, la vigueur du relief qui va déterminer la raideur des pentes, la lithologie et le climat qui vont conditionner la nature et l'ampleur des processus géomorphologiques sur les versants et par contrecoup **la disponibilité en matériel immédiatement mobilisable et l'abondance et l'énergie des écoulements** alimentant le cours d'eau.

Les flux d'eau et de matière sont le lien entre les variables environnementales externes et les processus façonnant les chenaux alluviaux ; ils produisent un **système à processus/réponse**. Cela signifie que : 1) les apports hydriques et minéraux vont conditionner les processus géomorphologiques opérant dans les chenaux alluviaux ; 2) des phénomènes d'autorégulation vont se produire à l'intérieur des chenaux alluviaux permettant d'atteindre un état d'équilibre entre les formes et les processus fluviaux. "On voit donc se développer une interférence écoulement-dynamique-façonnement, dans laquelle existent des rétroactions positives et négatives (Tricart, 1977, p. 151) ; 3) toute modification des flux d'eau et de matière à l'échelle du site (processus fluviaux intrinsèques ; aménagement ponctuel de la rivière...), comme à l'échelle

régionale (changement climatique...) va engendrer une réponse du cours d'eau qui traduira l'adaptation des variables décrivant la géomorphologie du chenal aux nouvelles conditions de charge et de débit.

1.1.2 : Les formes et les processus fluviaux indicateurs de la dynamique des sédiments.

La plaine alluviale est l'espace de référence de l'étude. A l'échelle d'un bassin versant, elle est un élément du système fluvial dans lequel les transits sédimentaires sont le processus dominant (Schumm, 1977). Bien évidemment, il apparaît que la plaine alluviale est un espace soumis à des processus de production, de transit, mais également d'accumulation sédimentaire. Si l'on se place sur une section de la plaine alluviale, l'équilibre sédimentaire à l'intérieur de ce tronçon va être fonction : 1) des apports fournis par l'amont ; 2) d'une éventuelle ponction de la charge dans le tronçon étudié ; 3) des flux de matériaux sortant de cette section (Figure i.1) :

1) la quantité de matériaux entrant dans la section de la plaine alluviale considérée va dépendre de l'existence d'une charge alluviale amont plus ou moins abondante, immédiatement disponible, c'est à dire stockée dans le lit du cours d'eau ou dans celui de ses tributaires et prête à être mobilisée à la moindre hausse du débit. Elle sera également fonction de la faculté du système à engendrer des écoulements suffisamment énergiques pour provoquer la mise en mouvement des matériaux alimentant la section de plaine alluviale, et de la fréquence et de l'ampleur de ces événements ;

2) les ponctions de matériaux dans la plaine alluviale peuvent à priori sembler anecdotiques. Elles n'existent pas ou fort peu sur les cours d'eau naturels ou faiblement anthropisés ; par contre, elles sont un facteur fondamental de la géomorphologie des rivières alpestres, sur lesquelles l'homme exerce d'importantes perturbations : la surexploitation des réserves graveleuses du chenal modifie l'équilibre sédimentaire de la plaine alluviale et favorise d'importants changements de la dynamique fluviale ;

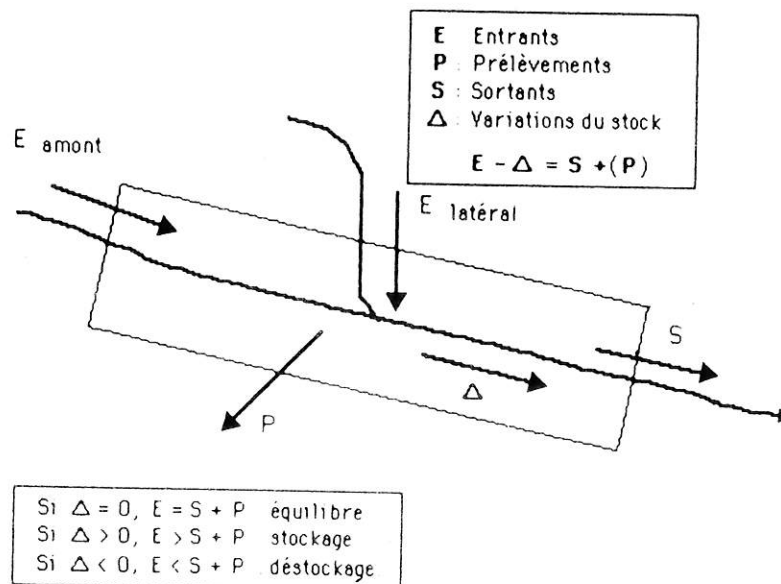


Figure i.1 : Equilibre sédimentaire d'une section de plaine alluviale (d'après Th. Sanchis, rapport S.R.A.E, 11 déc. 1986).

3) les flux sortants dépendront de la puissance nette de transport de la rivière et du degré d'équilibre du lit dans la section de plaine alluviale considérée.

Dans un chenal alluvial auto-formé, il existe une tendance à l'adaptation permanente de la géométrie du chenal aux variations des flux hydriques et sédimentaires, afin d'atteindre un équilibre entre le taux de fourniture sédimentaire amont et les transports solides. **Les formes et les processus fluviaux traduiront l'état d'équilibre du chenal alluvial**, donc l'adaptation ou l'inadaptation de la géométrie du chenal à la fourniture sédimentaire amont :

- des apports sédimentaires surabondants se traduiront par un processus d'aggradation de la plaine alluviale. Il se manifestera par un cortège de formes spécifiques : la possible mise en place d'un style fluvial tressé, la construction de mégaformes de sédimentation, bancs graveleux de grande ampleur stockant la charge alluviale dans le chenal, une tendance à l'élargissement de la plaine alluviale au détriment des unités de sédimentation de la plaine d'inondation sont autant d'indicateurs de ce processus d'aggradation. Il conduira à une modification progressive de la pente de la ligne d'eau, de la forme et de la dimension du chenal, de la rugosité du lit, jusqu'à l'établissement d'un nouvel équilibre entre apports sédimentaires et transports solides ;

- une pénurie en matériaux facilement mobilisables se traduira par une réduction des mouvements de sédiments et un accroissement de l'énergie disponible pour les transports solides ; la rivière dissipera cette énergie excédentaire en incisant son chenal ou sapant ses berges, ce qui lui permettra de disposer d'une nouvelle charge mobilisable. Ici encore, le déséquilibre se manifestera par tout un cortège de processus et formes spécifiques : la concentration des écoulements et l'incision du chenal marquée par une diminution de la largeur et un accroissement de la profondeur, l'accentuation des sapements de berge, la modification éventuelle du modèle fluvial (changement des taux de sinuosité, de la longueur d'onde d'un méandre, disparition du tressage au profit d'un chenal unique...) seront autant de réponses possibles de la dynamique fluviale. Comme précédemment, les changements géomorphologiques manifesteront la recherche d'un nouvel équilibre entre fourniture sédimentaire et transports solides.

Le suivi dans le temps des formes fluviales permet la mise en évidence de la dynamique des transports solides dans le chenal alluvial, comme l'illustrent les exemples qui vont suivre : 1) la migration amont-aval des mégaformes de sédimentation traduit d'importants transferts de charge et le déplacement vers l'aval du processus d'aggradation (Church et Jones, 1982 ; Bravard, 1981, 1987a) ; 2) de la même manière, le développement des érosions vers l'amont, le net approfondissement du chenal, la multiplication des sapements de berge manifestent l'existence d'un processus d'érosion régressive (Bird, 1985 ; Grant, 1986). La tâche du géomorphologue consistera donc à repérer les manifestations physiques d'une modification de la dynamique des transports solides, de les décrire et d'en déterminer les causes.

1.1.3 : La dimension temporelle de l'étude.

L'influence du facteur "temps" sur le système fluvial est fortement variable et dépend du pas de temps considéré (Schumm, 1977). Trois niveaux de perceptions du temps peuvent être pris en compte dans les études de géomorphologie fluviale (Hickin, 1983) : 1) l'échelle de temps **géologique**, les phénomènes se déroulant sur des durées millénaires ou davantage ; 2) l'échelle de temps **séculaire** ou **historique**, englobant des périodes de quelques décennies, voire de quelques siècles ; l'échelle de temps **annuelle** ou **biologique** (Amoros et Bravard, 1985), sur des pas de temps allant de l'heure à la saison.

1) La perception du temps à **l'échelle géologique** permet de saisir les grandes tendances de l'évolution de la dynamique fluviale. Ainsi, depuis la déglaciation et avant que l'homme ne perturbe

la dynamique, les variations climatiques ont conditionné la plus ou moins bonne protection des pentes et la rétention hydrique par la couverture végétale, et ont influé sur l'énergie et l'abondance des écoulements, la nature et la quantité des matériaux transportés. Les variations climatiques ont favorisé un changement du modèle fluvial (méandrage, tressage, anastomose), celui-ci s'adaptant aux flux hydriques et sédimentaires du moment. La perception du temps à l'échelle historique est fondamentale pour comprendre les phénomènes géomorphologiques se produisant actuellement : l'évolution contemporaine des plaines alluviales s'inscrit généralement dans le cadre d'une dynamique de longue durée de l'environnement fluvial, sur laquelle il est nécessaire de travailler afin d'affiner le diagnostic géomorphologique (par exemple une tendance multi-millénaire à l'incision des cours d'eau) ; de plus, *l'héritage* de conditions environnementales anciennes (pente de la vallée mise en place dans un contexte morphoclimatique différent de l'actuel, granulométrie du matériel composant le lit témoignant d'un plus fort dynamisme des écoulements...) intervient parfois fortement sur la dynamique fluviale contemporaine.

2) La perception du temps à **l'échelle historique** est essentielle pour l'hydrodynamicien. Sur un style fluvial déterminé, elle lui permet d'effectuer le suivi de l'évolution des formes fluviales et de leur renouvellement (construction des formes fluviales, déplacement des chenaux, recoupement d'un méandre, remplissage d'un chenal abandonné...) et d'en tirer des enseignements sur le dynamisme de la rivière qui sont essentiels en matière de gestion des zones humides (Bravard *et al.*, 1987). Elle permet également de saisir les changements du style fluvial : ils sont d'autant plus rapides et profonds que le cours d'eau est fortement énergétique et que les modifications des flux hydriques et sédimentaires sont fortes.

3) La perception du temps à **l'échelle biologique** est nécessaire pour appréhender les processus fluviaux. C'est le pas de temps couramment utilisé par le géomorphologue lors des expérimentations de terrain (mesure des débits, des vitesses d'écoulement, de la mise en mouvement de la charge, des transports solides en suspension, instantané du comblement d'une retenue par un suivi expérimental, etc...). La perception de la dynamique nécessite que l'on répète les observations dans le temps, dans des conditions expérimentales identiques. La fréquence de la répétition des mesures dépendra de l'étude effectuée : elle peut être journalière, voire horaire lors du suivi d'une crue ou de la dynamique des transports solides en suspension ; elle sera pluri-annuelle dans le cadre d'un suivi du remblaiement d'un réservoir hydroélectrique.

L'homme apparaît être un important facteur extrinsèque contrôlant la dynamique fluviale. Comme l'indiquent Amoros et Bravard (1985), les activités humaines se situent simultanément sur ces trois échelles de temps : 1) les premières influences de l'homme sur la dynamique fluviale remonteraient au Néolithique et se seraient fortement développées pendant la période protohistorique (Frenzel, 1979 ; Jorda, 1980 ; Brown et Barber, 1985...). Les défrichements sur les pentes auraient largement contribué à modifier la dynamique des écoulements et accentué la fourniture sédimentaire au chenal ; 2) les perturbations anthropiques séculaires directes et indirectes de l'environnement fluvial ont été largement inventoriées, tels les effets du surpâturage ou de la modification des pratiques agraires, des activités minières, de l'endiguement, des retenues hydroélectriques, des extractions de gravier etc... (voir par exemple Knox, 1977 ; Park, 1981 ; Petts, 1984b ; Bravard, 1987a ; Peiry, 1987...) ; 3) à l'échelle biologique, un exemple caractéristique est celui de la diffusion des flux de polluants, tels les effets de la vidange périodique des retenues hydroélectriques sur la concentration des flux sédimentaires en suspension et les paramètres physico-chimiques de l'écoulement.

1.2) Objectifs, principes et plan de l'étude.

Ce mémoire analyse la dynamique spatio-temporelle des sédiments dans la plaine alluviale intra-montagnarde de l'Arve. A partir d'une vision systémique de l'environnement fluvial, elle a

objectif de montrer que la dynamique de la rivière dans sa plaine alluviale a subi de profondes et multiples modifications, sous l'influence des changements affectant les variables fondamentales que sont la fourniture hydrique et les transits sédimentaires. Il s'agira de mettre en évidence les changements de la géomorphologie fluviale et de déterminer quels sont les facteurs qui les ont provoqués. Dans le cadre de cette étude, il n'était pas question de d'étudier le système fluvial de l'Arve dans sa globalité ; la durée réduite et l'ampleur du travail à accomplir ne le permettaient pas. On a préféré définir un certain nombre d'études de cas, sur lesquelles on a focalisé notre attention ; elles sont groupées autour d'un thème central : l'évolution de la dynamique fluviale au sein de la plaine alluviale et les relations qui lient les changements qui l'affectent aux flux d'eau et de matériaux qui l'alimentent et en sont issus (Figure i.2).

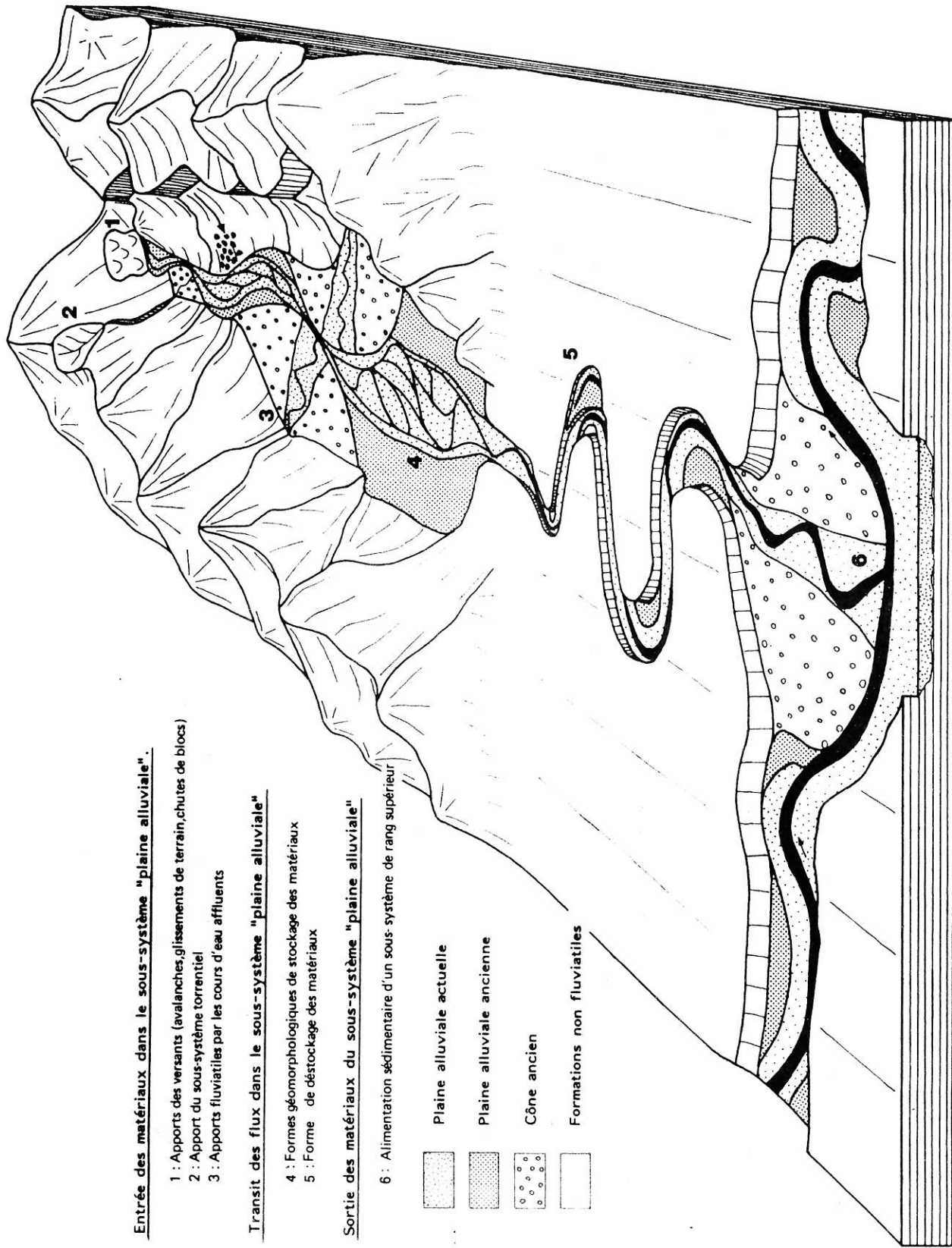
On se référera aux trois échelles de temps définies précédemment ; chacune d'entre-elles a nécessité le recours à des sources documentaires particulières et la mise en oeuvre d'une méthodologie spécifique ; les méthodes utilisées seront présentées de manière détaillée dans chacune des parties de cette étude :

1) l'évolution de la dynamique fluviale à l'échelle **multi-millénaire** est mise en évidence par la recherche et l'étude des paléoenvironnements fluviaux holocènes. L'approche méthodologique est essentiellement expérimentale : l'interprétation est fondée sur une analyse géomorphologique des formes anciennes, l'étude sédimentologique des dépôts préservés dans les séries sédimentaires et en particulier du remplissage des paléochenaux.

2) l'évolution **séculaire** ou "**historique**" de la dynamique fluviale est largement développée. Cette échelle de temps englobe une période d'environ 250 ans, du début du 18ème siècle au milieu du 20ème siècle. Les sources documentaires sont multiples : les cartes anciennes, les plans d'aménagement du cours d'eau, les archives des différentes administrations sardes et françaises, les textes anciens, la photographie après 1880 constituent les principaux documents de l'étude ; ils sont parfois complétés de mesures effectuées *in situ* par les ingénieurs et architectes de l'époque. L'analyse diachronique et synchronique des cartes et photographies, couplée avec la description des processus fluviaux figurant dans la correspondance administrative ou les rapports datant de cette période permettent d'établir le diagnostic morphodynamique ;

3) l'évolution "**contemporaine**" de la dynamique fluviale analyse le changement des formes et des processus fluviaux au cours des 50 dernières années. L'étude exploite les multiples sources documentaires actuelles : les séries de photographies aériennes prises à un rythme d'environ 2 à 5 ans permettent le suivi détaillé de l'évolution des formes fluviales ; les profils en long, études d'hydraulique fluviale et torrentielle, les expérimentations et les observations de terrain sont autant de sources dont l'utilisation conjointe et la synthèse permettent l'analyse de la dynamique fluviale, de son évolution et des processus qui l'ont induite.

La figure i.2 représente de manière schématique un système fluvial montagnard, sur lequel on observe les trois tronçons définis par Schumm (1977), où production sédimentaire, transit et dépôt sont les processus dominants : A) la plaine alluviale, zone où les transits sédimentaires sont le processus dominant, constitue l'espace sur lequel on concentrera nos efforts ; B) les zones de forte production sédimentaire alimentent l'axe de drainage principal ; ce sont les processus de versant, les torrents qui dissèquent les flancs des vallées et les rivières affluentes qui fournissent tout ou partie de leur charge à la l'axe de drainage de la plaine alluviale ; C) le cône de déjection de l'axe fluvial principal constitue la zone où le dépôt est le processus dominant ; en fait, le cours d'eau conservant une forte énergie, une grande partie des matériaux quitte le sous-système "plaine alluviale" pour pénétrer dans un système de rang supérieur ; néanmoins, on verra que, dans le cas de l'Arve, le dépôt est effectivement le processus dominant puisqu'un réservoir hydroélectrique est implanté immédiatement à l'aval du confluent.



Entrée des matériaux dans le sous-système "plaine alluviale".

- 1 : Apports des versants (avalanches, glissements de terrain, chutes de blocs)
- 2 : Apport du sous-système torrentiel
- 3 : Apports fluviaux par les cours d'eau affluents

Transit des flux dans le sous-système "plaine alluviale"

- 4 : Formes géomorphologiques de stockage des matériaux
- 5 : Forme de déstockage des matériaux

Sortie des matériaux du sous-système "plaine alluviale"

- 6 : Alimentation sédimentaire d'un sous-système de rang supérieur

Figure I.2 : Représentation schématique d'un système fluvial montagnard.

A) La dynamique fluviale dans la plaine alluviale est conditionnée par des processus fluviaux intrinsèques (Schumm, 1977) (recoupements de sinuosité ; dépassement de certaines pentes, seuil engendrant une modification de l'activité fluviale, auto-recharge de la rivière par les sapements de berge, la reprise en charge de matériaux stockés dans le lit...) ; ils dépendent également des facteurs extrinsèques locaux (influences des cônes de déjection des affluents, perturbations anthropiques de l'écoulement dans la plaine alluviale...) et de facteurs extrinsèques qui sont externes à la plaine alluviale et que caractérisent les flux d'eau et de sédiments alimentant le sous-système "plaine alluviale". Il en résulte la mise en place de formes et de processus fluviaux indicateurs d'une tendance à l'accumulation, à la construction de la plaine alluviale (Figure i.2); **(4)** ou au contraire témoignant d'une phase de destruction de la plaine alluviale et d'exportation de la charge **(5)**. La première partie de cette étude est consacrée à la description de la dynamique fluviale dans la plaine alluviale, à la détermination des changements qui s'y sont produits au cours des 10.000 dernières années et à la recherche des causes de ces changements :

- le **chapitre 1** met en évidence la capacité de la plaine alluviale à intégrer la variable "temps" sur de très longues durées puisqu'y est proposée une première analyse très partielle des paléoenvironnements fluviaux holocènes. Deux sites dans la basse et dans la moyenne vallée de l'Arve ont fait l'objet de multiples investigations : sur le premier, plusieurs terrasses régulièrement étagées et préservées lors de l'incision de la rivière, ont été étudiées ; elle permettent l'analyse des formes et processus fluviaux actifs au moment de leur édification, fournissent quelques premiers renseignements sur les conditions environnementales lors de leur formation et mettent en évidence le modèle d'évolution multi-millénaire de la basse-Arve. Sur le second, l'analyse du remplissage sédimentaire de la vallée alluviale permet l'étude d'un environnement fluvial calme et qui contraste avec les conditions environnementales fortement énergiques actuelles ;

- le **chapitre 2** décrit la dynamique de la rivière dans sa plaine alluviale avant les premières interventions organisées de l'homme visant à la corriger et aborde le problème des modifications du modèle fluvial, liées à la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire. Deux types d'approches sont expérimentés : l'analyse synchronique de la géomorphologie permet de démontrer l'évolution amont-aval du style fluvial à une date fixe et d'en expliquer les causes ; l'analyse diachronique du modèle du chenal sur une section de plaine alluviale permet de diagnostiquer un accroissement de l'activité fluviale au cours du 18ème siècle, d'en décrire les processus et les conséquences et de discuter les causes de ce changement ;

- le **chapitre 3** traite des changements de la dynamique fluviale sous l'effet de l'accroissement progressif de l'activité humaine dans la plaine alluviale. Une des principales difficultés est de déterminer des liens de causalité clairement définis entre les perturbations engendrées par l'homme dans la plaine alluviale et la réponse du cours d'eau. On a choisi de séparer l'étude en deux parties : la première analyse les impacts de l'endiguement insubmersible édifié au cours du 19ème siècle et pendant la première moitié du 20ème siècle, sur la géomorphologie fluviale ; la seconde partie développe les impacts des perturbations anthropiques contemporaines qui ont profondément modifié le cours d'eau dans toutes les sections de sa plaine alluviale, aussi bien dans les sections endiguées que non-endiguées.

B) La recherche des causes des changements affectant la géomorphologie fluviale dans la plaine alluviale, et en particulier des changements contemporains, plus faciles à étudier parce qu'actuels, passe par la connaissance de la dynamique des réinjections sédimentaires alimentant l'axe fluvial principal. Sur la figure i.2 sont représentées les différentes formes d'alimentation sédimentaire de l'axe de drainage principal :

- les processus de versant participent à l'alimentation du cours d'eau **(1)** : les glissements de terrain, les avalanches, les chutes de blocs fournissent une charge au cours d'eau, lorsqu'ils sont

en contact direct avec l'axe de drainage. Ce cas ne se présente jamais lorsque la plaine alluviale est large, mais seulement lorsque la rivière s'écoule au pied d'un versant susceptible de lui fournir des débris ou lorsqu'elle entaille des formations quaternaires dont les flancs sont soumis à de ces processus. Pour que de tels apports se produisent, il est nécessaire que la rivière soit étroitement confinée. Comme l'a fait remarquer Tricart (1960), il est exceptionnel que les versants participent directement à l'alimentation sédimentaire de la rivière de plaine alluviale ; en conséquence, on considérera ce type de réinjection, comme un processus mineur de l'alimentation sédimentaire de la rivière dans la plaine alluviale et on ne développera pas son étude ;

- les apports du sous-système torrentiel (**2**) constituent un processus fondamental assurant l'alimentation de la rivière intra-montagnarde. Ils édifient des cônes de déjection qui obstruent en partie la vallée et contrôlent les processus fluviaux. L'alimentation de l'axe de drainage principal se fait, soit directement par injection de matériel dans le lit du cours d'eau lors des crues du tributaire torrentiel, soit par reprise en charge ultérieure des matériaux stockés sur le cône du torrent lors de l'attaque de ce cône par les divagations de la rivière. Dans le **chapitre 4** de ce mémoire, on essaiera d'analyser la dynamique des sédiments dans le système torrentiel ; on tentera d'établir comment ont évolué les apports de matériaux alimentant le cours d'eau principal, au cours des cent dernières années et de mettre en évidence quelle a été l'influence de l'homme sur le fonctionnement des torrents ;

- les cours d'eau affluents (**3**) sont l'un des gros fournisseurs de matériaux de l'axe fluvial de vallée ; comme les torrents, ils édifient de puissants cônes de déjection qui peuvent exercer un important contrôle de la géomorphologie fluviale, en agissant sur la pente du lit fluvial amont et contractant les sections d'écoulement au droit des zones de confluence. La vision systémique que l'on a adopté aurait théoriquement nécessité l'étude des processus et formes fluviales sur ce type de cours d'eau : la durée restreinte de notre étude ne permettait pas de l'envisager. De plus, il n'était pas certain que ce soit le moyen le plus efficace pour déterminer l'impact de l'évolution des réinjections sédimentaires sur la dynamique fluviale du cours d'eau principal ; en effet, il existe fréquemment un temps de latence considérable entre le moment où se produisent certains processus fluviaux sur les affluents et le moment où ils sont perçus sur l'axe de drainage principal. On a donc préféré analyser la dynamique fluviale des affluents sur leurs cônes alluviaux qui sera l'objet du **chapitre 5** de cette étude : on observera comment la géomorphologie fluviale a évolué, recherchera les causes de cette évolution et tentera de déterminer quelle est la signification de ces changements sur la dynamique des transports solides alimentant l'axe de drainage principal.

C) La dernière partie de ce travail de recherche est consacrée à l'étude des flux quittant le sous-système "plaine alluviale" (**6**). La justification de cette étude réside dans le fait que les flux sédimentaires entrant dans un sous-système de rang supérieur reflètent la nature des processus fluviaux se produisant dans la plaine alluviale amont. A terme, toute modification de la dynamique des transports solides se produisant dans les sections amont se traduira par une modification des transits sédimentaire à l'aval, la transmission des changements se produisant de manière particulièrement efficace en direction de l'aval (Schumm *et al.*, 1984). Le **chapitre 6** de cette étude est consacré à l'analyse des flux de matière dissoute, de la matière en suspension et des transports graveleux à proximité de la zone de confluence au début du 20ème siècle et de leur évolution depuis cette date ; il discute également des variations de l'abondance des apports graveleux pendant l'Holocène et de leur impact sur le niveau du Léman. L'analyse qualitative et quantitative des dépôts remblayant le réservoir de Verbois, en queue duquel se jette l'Arve, constituera le **septième et dernier chapitre** de cette étude ; elle permettra de compléter l'analyse des flux sédimentaires sortant du sous-système "plaine alluviale".

Le lecteur sera probablement surpris de l'absence d'une étude expérimentale de la charge graveleuse. En fait, au cours du déroulement des travaux, les opportunités de terrain nous ont

surtout conduit à concentrer nos interventions sur la charge fine, que ce soit lors de l'étude des paléoenvironnements fluviaux holocènes ou lors de l'analyse de la sédimentation dans la retenue de Verbois. D'autre part, l'analyse de la charge graveleuse contemporaine n'apparaissait pas indispensable dans le cadre de la problématique que l'on s'était fixée, de nombreuses sources et méthodes moins lourdes à mettre en oeuvre permettant de caractériser les chagements récents. Dans l'avenir, il sera toujours possible d'effectuer une telle étude, en définissant une nouvelle problématique. Un récent mémoire de maîtrise (Caclin et Poinsard, 1987), effectué sur le canal de Miribel en amont de Lyon, en collaboration avec les hydrobiologistes de l'Université Lyon 1 a montré tous l'intérêt que pouvait présenter une telle étude pour la compréhension des processus fluviaux sur un milieu artificiel. A la demande du Service Régional pour l'Aménagement des Eaux Rhône-Alpes, une première étude de la charge graveleuse de l'Arve est en préparation, dans le cadre des travaux de dynamique fluviale de l'Université Lyon 3 ; elle sera effectuée dans le courant de l'année 1988, en collaboration avec les hydrauliciens de l'Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique de Grenoble.

Avant d'exposer en détail les résultats de nos recherches, il est nécessaire de présenter le cadre géographique dans lequel elles ont été effectuées.

2) LE CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE.

2.1 : Caractéristiques générales de l'Arve.

L'Arve, premier affluent du Haut-Rhône à l'aval du lac Léman, draine un bassin versant de 1985 km². La rivière prend sa source dans les hautes-montagnes englacées du massif du Mont-Blanc (4.807 m), et conflue avec le Rhône à l'aval de Genève, après un parcours de 104,5 kilomètres, dont les 8,8 derniers kilomètres sont en territoire suisse. La rivière et ses affluents alpestres de moindre altitude sont alimentés par les écoulements issus de vigoureux reliefs, qui s'étagent régulièrement d'Est en Ouest : le massif des Aiguilles Rouges qui fait face au Mont-Blanc, et le massif du Haut-Giffre dépassent 3000 mètres d'altitude ; une partie des massifs du Chablais et du Genevois s'étagent entre 1300 et 2700 mètres d'altitude. C'est cet étagement du relief d'Est en Ouest qui va déterminer l'évolution amont-aval des caractéristiques du régime de l'Arve : la vigueur du relief va conditionner les pentes des réseaux de drainage et l'énergie des écoulements ; son altitude, sa position par rapport au sens de circulation des masses d'air humide vont conditionner la nature, l'intensité et le régime des précipitations.

La rivière ne s'écoule dans une véritable plaine alluviale qu'au débouché des gorges de l'Arve qui raccordent l'auge glaciaire de Chamonix au bassin de Sallanches (Figure 1.3). C'est dans la partie amont de cette plaine qu'elle reçoit son premier affluent important, le Bon-Nant, qui est alimenté par les écoulements de la bordure occidentale du massif du Mont-Blanc. Après un parcours d'une dizaine de kilomètres dans ce vaste bassin, la plaine alluviale se contracte progressivement et la rivière franchit la cluse de l'Arve, étroite et encaissée (Blanchard, 1941 ; Veyret, 1969). A son débouché dans le bassin de Cluses, la plaine alluviale s'élargit fortement ; l'Arve y reçoit les eaux de son principal tributaire, le Giffre, qui draine le Massif du Haut-Giffre et la bordure méridionale des Préalpes du Chablais. La plaine alluviale demeure très large jusque dans la basse vallée de l'Arve où la rivière a profondément incisé les formations pléistocènes mises en place lors du retrait des glaciers de l'Arve et du Rhône, il y a 13 000 ans. La rivière demeure encaissée jusqu'à sa confluence avec le Rhône, en dépit d'un modeste élargissement à proximité d'Annemasse.

L'omni-présence de la montagne, avec tous les excès que le relief confère aux pentes et au climat, des processus géomorphologiques diversifiés, d'ampleur parfois démesurée, permet de

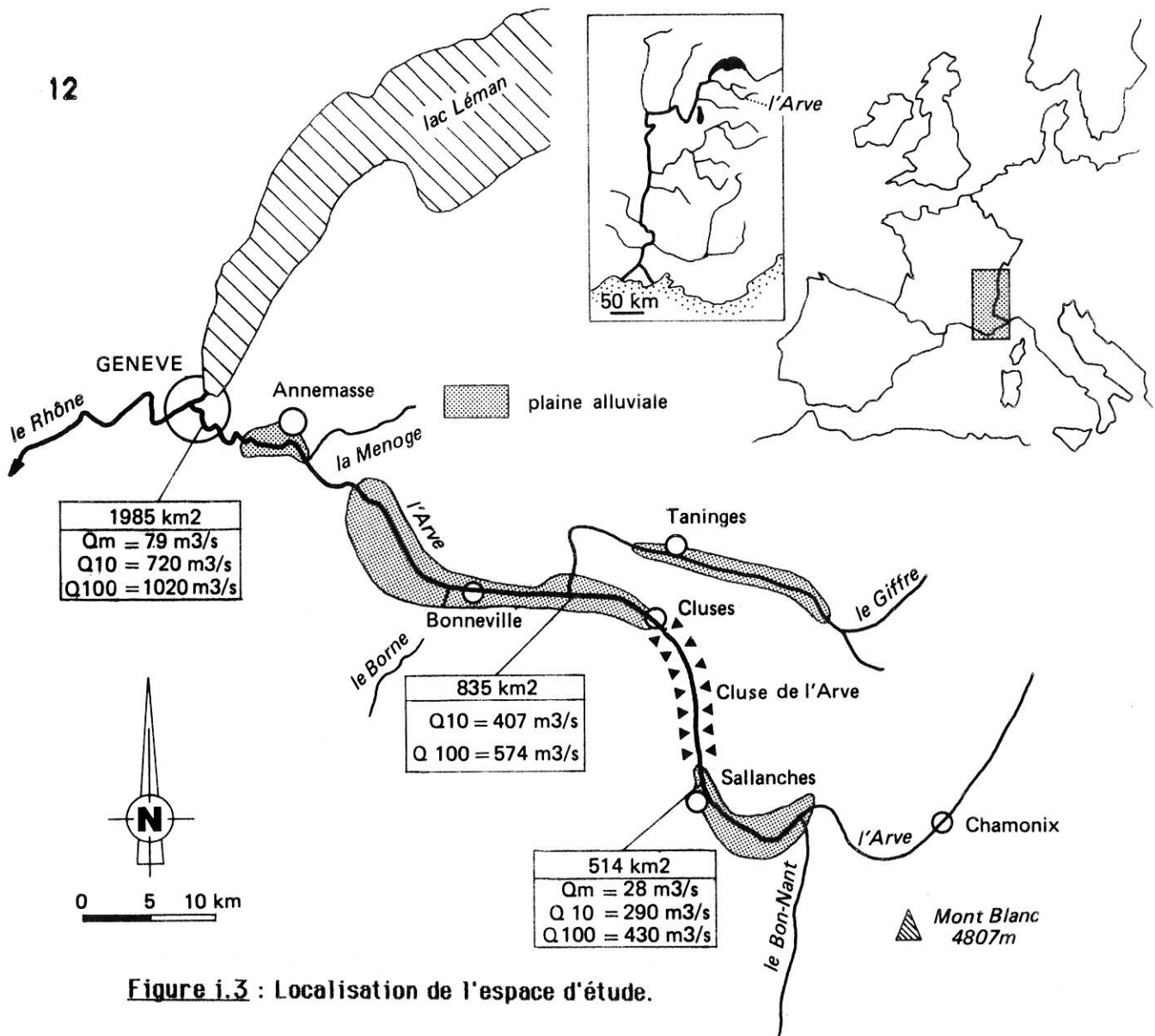


Figure i.3 : Localisation de l'espace d'étude.

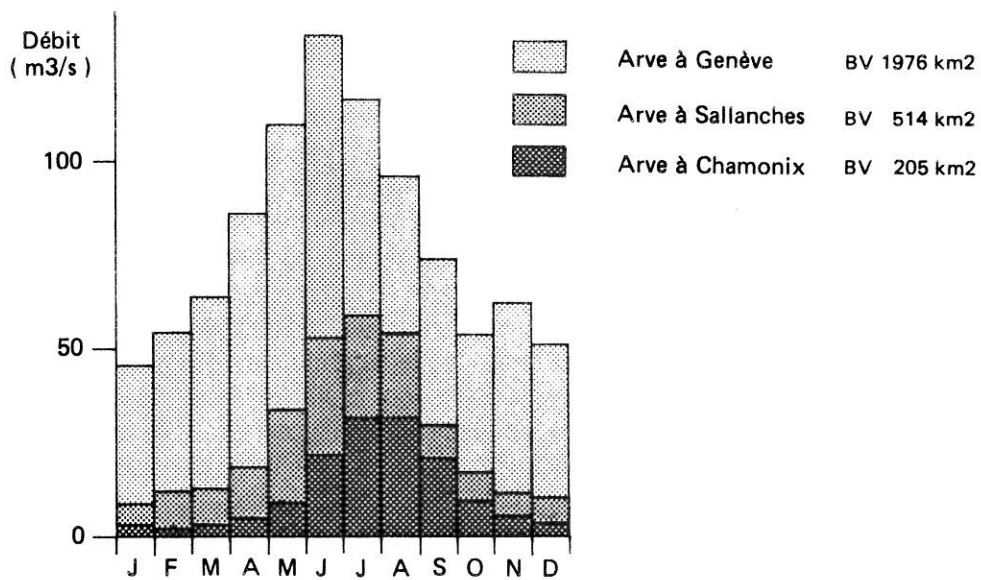


Figure i.4 : Evolution amont-aval du régime de l'Arve.

supposer que ce cadre géographique particulier va conditionner une dynamique fluviale fortement active, reflétant les caractéristiques très énergiques de l'environnement montagnard.

2.2 : L'hydrologie de l'Arve.

Les écoulements sont le moteur de la dynamique fluviale. Si la taille du chenal est relative au régime du cours d'eau, sa forme reflète essentiellement la nature de la charge alluviale (Petts et Foster, 1985, p.150-151). Des expériences sur modèles réduits ont montré que le débit avant débordement correspondait au débit de façonnement ou débit dominant, contrôlant les dimensions du chenal, et reflétait une résistance à l'écoulement minimale. S'il semblait, jusqu'à une date récente, que statistiquement un débit de périodicité 1 à 3 ans avec un mode de 1,5 an était le débit de débordement, il apparaît aujourd'hui que la distribution des périodes de retour du débit de débordement est trop variable pour que l'on puisse mettre en évidence une valeur commune à toutes les rivières (Williams, 1978). La décroissance de la torrencialité, donc de la fréquence et de l'amplitude des pulsions des écoulements, de l'amont vers l'aval des grands systèmes fluviaux suggère que le chenal est adapté à des écoulements dont la fréquence de retour diminue de l'amont vers l'aval.

La connaissance des débits et des paramètres hydrauliques qui en résultent (vitesses d'écoulement, puissance du cours d'eau à l'interface eau/chenal...) est fondamentale pour l'analyse des processus de façonnement du chenal alluvial et des transports solides ; la détermination des relations écoulement/façonnement passe donc par l'étude simultanée des paramètres de l'écoulement et des processus géomorphologiques opérant dans les chenaux alluviaux. Il apparaît donc que l'hydrologie "classique", telle qu'elle va être présentée ci-dessous, est plus un moyen de caractériser le type de milieu dans lequel se produit l'écoulement que la dynamique fluviale. La variabilité des conditions environnementales au cours de l'Holocène, fonction du climat, de la nature et de l'intensité du couvert végétal, de l'intensité de la présence humaine etc... a favorisé de multiples changements de l'abondance et du rythme des écoulements. L'analyse hydrologique qui va suivre décrit donc un régime **caractéristique des conditions environnementales actuelles** et qui a probablement fortement varié au cours des 15 000 dernières années, en dépit de la persistance d'un cadre géographique montagnard.

2.2.1 : Un régime de rivière de montagne.

Comme le suggérait la grande variété des environnements drainés par l'Arve et ses affluents, le régime de la rivière n'est pas le même de la tête du bassin versant à sa confluence avec le Rhône ; il se transforme graduellement et devient plus complexe d'amont vers l'aval, sous l'influence des apports de ses différents affluents. Les travaux de Mougin (1914), Cholley, (1923), Pardé (1925) et Gaudet (1973) pour la haute-montagne analysent de manière détaillée l'hydrologie de l'Arve et les principaux facteurs dont elle résulte ; on reprendra rapidement les principaux résultats de ces études. Sur le graphique i.4 sont superposés les débits mensuels de la rivière, en trois points de son bassin versant ; il est ainsi possible de visualiser son évolution amont-aval.

1) La haute-Arve à Chamonix est fortement marquée par l'influence de la haute-montagne englacée ; le taux d'englacement à la station limnimétrique du pont de Favrand (bassin versant : 205 km²) est de 33%. Son hydrologie, en apparence simple, est qualifiée "d'excessive" par Pardé (1925) aussi bien par les débits estivaux élevés et la puissance des crues que par la pénurie des écoulements pendant l'étiage hivernal. Le régime de la haute-Arve est caractérisé par une assez bonne corrélation entre les débits et les températures (Gaudet, 1973) ; il peut être subdivisé en trois phases :

- la période des basses eaux est très longue puisqu'elle s'étend sur une durée de 4 à 5 mois. Le débit minimum se produit en février. Cependant, il est, semble-t-il, moins marqué que sur d'autres rivières glaciaires en raison d'un abondant soutien phréatique hivernal (Pardé, 1925) ;

- l'accroissement du débit est très tardif ; il ne se manifeste véritablement qu'au mois de mai et se produit de manière très brutale. La fonte nivale va constituer la plus grande partie des eaux alimentant la rivière pendant le printemps et favoriser des écoulements extrêmement abondants. Elle est renforcée pendant l'été par les eaux de fusion glaciaire, période à laquelle "la rivière roule des eaux furieuses et chargées d'alluvions" (Pardé, 1925, p.113). Le débit mensuel maximum se situe en juillet avec une valeur de $32,8 \text{ m}^3/\text{s}$. Le débit du mois d'août est pratiquement équivalent avec $32,7 \text{ m}^3/\text{s}$; cela montre la forte influence des eaux de fonte glaciaire sur le régime. Le refroidissement nocturne favorise une diminution importante de l'alimentation hydrique ; elle se traduit par des oscillations quotidiennes du débit ;

- la décroissance saisonnière du débit est encore plus brutale que la montée. Elle intervient dès septembre avec l'épuisement des réserves nivales et le fort ralentissement de la fusion glaciaire. La chute du débit va se produire de manière continue pendant tout l'automne jusqu'à atteindre l'étiage hivernal.

2) L'Arve à Sallanches présente déjà un régime très différent du précédent. Son caractère glaciaire s'est fortement atténué, sous l'influence des apports essentiellement nivaux des tributaires (Diosaz, et dans une moindre mesure Bon-Nant). Comme sur l'Arve chamoniarde, l'hydrogramme peut être qualifié de simple; il ne présente qu'un seul minimum et maximum. Cependant, il diffère du précédent par plusieurs points :

- la figure i.4 montre que la montée du débit sous l'effet de la fonte des neiges est beaucoup plus précoce que sur la haute-Arve englacée, puisqu'elle se produit dès le mois d'avril ;

- le pic de débit se produit en juillet. Contrairement à la haute-Arve chamoniarde, il peut être nettement individualisé du débit d'août. Les parties les plus hautes du bassin versant, où la fonte des neiges est tardive, contribuent pour l'essentiel à la fourniture hydrique ;

- l'étiage est moins long, puisqu'il ne dure qu'environ 3 mois. Le mois de janvier est le mois où l'étiage est le plus profond.

Suivant un modèle identique à celui de l'Arve chamoniarde, la chute du débit se produit de manière très brutale en septembre, ce qui démontre que le régime estival est encore fortement tributaire de l'alimentation glaciaire .

3) L'Arve à Genève est caractérisée par un régime complexe, des écoulements abondants et des variations saisonnières de grande amplitude qui reflètent les influences multiples de chacune des parties du bassin versant. A la Jonction, confluence de l'Arve et du Rhône, le taux d'englacement du bassin versant n'est plus que de 6% de la superficie totale ; son altitude moyenne de 1360 mètres demeure cependant relativement élevée. Quatre grandes phases caractérisent le régime de la basse-Arve :

- dès les mois de février et mars, sous l'influence des premières fontes nivales dans les parties les plus basses du bassin versant, le débit commence à croître d'abord lentement, puis plus rapidement avec la généralisation progressive de la fonte. Le débit atteint la valeur du module à la mi-mars et continue d'augmenter régulièrement. En mai, la fusion nivale touche la presque totalité des montagnes situées entre 1500 et 2000 mètres. Dès le mois de juin, la haute-montagne alpine prend le relai des Préalpes. Ses apports viennent renforcer les débits de la rivière qui passent par

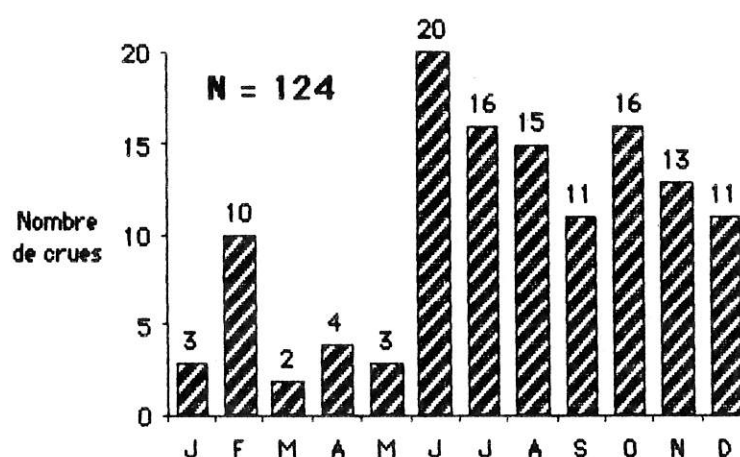


Figure 1.5 : Distribution saisonnière des crues de l'Arve.

Tableau 1.1 : Débits instantanés de l'Arve en crue et ses principaux affluents (m^3/s) ; les stations de mesure figurent en caractère gras.

Localisation	Surface du bassin (km^2)	Fréquence de retour (année)					
		Module	Q ₂	Q ₅	Q ₁₀	Q ₅₀	Q ₁₀₀
Arve	Favrands : 205	13,5	-	-	-	-	-
	Sallanches : 514	27,5	190	-	290	395	430
	amont du Giffre : 835	-	275	355	410	-	575
	aval du Giffre : 1257	-	360	465	538	-	760
	Bonneville : 1357	-	380	490	570	-	800
	aval du Borne : 1510	-	410	530	610	-	860
	Arthaz : 1664	-	455	580	665	-	930
	Etrembières : 1877	-	-	-	705	-	995
	Genève : 1985	78,8	480	630	720	930	1030
Bon-Nant	Fayet : 146	-	-	-	-	-	-
Giffre	Taninges : 325	17,7	-	-	235	325	360
	au confluent : 422	-	-	-	310	400	450
Borne	Pt des Etroits : 70	3,7	-	-	-	-	-
	au confluent : 153	-	-	-	-	-	-
Menoge	au confluent : 162	-	-	-	130	-	220

un premier maximum très marqué en juillet ;

- pendant l'été, la tendance s'inverse ; le débit commence à baisser avec l'épuisement des réserves neigeuses. Cependant au mois d'août, la chute du débit est en partie compensée par les eaux de fonte des glaciers du Mont-Blanc, ainsi que par les précipitations orageuses. La chute du débit s'accélère en septembre, avec la fin de la période d'alimentation glaciaire. Elle conduit à un premier minimum en octobre ;

- le mois de novembre constitue le second pic du régime de la rivière ; il est cependant nettement moins prononcé que le maximum de juillet. Il marque le retour des pluies d'origine cyclonique qui touchent les montagnes d'une altitude inférieure à 2500 mètres. Ces précipitations sont souvent accompagnées de brusques réchauffements de la température qui provoquent la fonte des premières neiges. Les massifs cristallins internes plus élevés ne sont plus soumis qu'à des précipitations neigeuses pendant plusieurs mois ; ils sont moins sensibles aux élévations de la température et participent dans une moindre mesure à l'alimentation hydrique de l'Arve ;

- dès le mois de décembre, on se trouve en situation d'étiage ; la rétention nivale qui s'est progressivement généralisée à la presque totalité du bassin versant va conduire au second minimum en janvier qui est le plus marqué. On notera la relativement courte durée de cet étiage par rapport à ceux des parties supérieures du bassin.

En résumé, l'analyse rapide de l'évolution du régime de l'Arve a mis en évidence l'accroissement progressif de sa complexité vers l'aval, sous l'influence des apports d'affluents ayant chacun un régime spécifique aux régions qu'ils drainent. Cours d'eau glaciaire à Chamonix, la tendance nivale du régime de l'Arve va se renforcer dès Sallanches, sous l'influence des apports de la Diosaz, des différents torrents locaux et dans une moindre mesure du Bon-Nant. Les apports du Giffre à l'extrémité aval du bassin de Cluses, "cours d'eau alpin de transition" (Blanchard, 1920), renforcent encore le caractère nival de son régime et la précocité de la hausse du débit printanier. Un très léger accroissement des moyennes mensuelles du Giffre en novembre constitue les prémices d'une influence pluviale sur le régime de l'Arve ; elle se manifestera plus clairement avec les apports typiquement préalpins du Bronze et du Borne. Dans la basse vallée de l'Arve, les cours d'eau du piémont (Menoge, Foron de la Roche, de Reignier, Vialson...) vont renforcer l'influence pluviale sur le régime ; celle-ci est clairement exprimée dans l'hydrogramme de l'Arve à Genève par le second maximum de novembre. Le régime de l'Arve à Genève peut donc être qualifié de "nivo-glacio-pluvial" (Loup, 1974, p. 128) ; l'abondance et la durée (4 mois) des hautes-eaux estivales à Genève traduit pleinement l'existence de relais hydrologiques entre les différentes régions du bassin versant, en relation avec l'étagement du relief, ainsi que la prépondérance du caractère nival du régime.

2.2.2 : Des crues violentes, affirmant le caractère torrentiel de la rivière.

Comme pour le régime, l'occurrence des crues est dictée par l'étagement du relief :

- 1) sur l'Arve chamoniarde, les crues se produisent uniquement en été, lorsque le débit est déjà élevé sous l'influence des eaux de fonte nivales et glaciaires. Comme le montre Gaudet (1973), les crues des émissaires glaciaires ont pour origine une période de fusion extrême liée à la persistance de températures anormalement élevées ou des précipitations liquides intenses (en particulier les orages estivaux) ; les secondes sont à la fois les plus fréquentes et les plus puissantes. Elles peuvent également avoir une origine accidentelle, lors de la vidange brutale de poches ou de lacs intra ou supra-glaciaires ;

- 2) les grandes crues de l'Arve à Genève se produisent aussi bien pendant la saison froide que

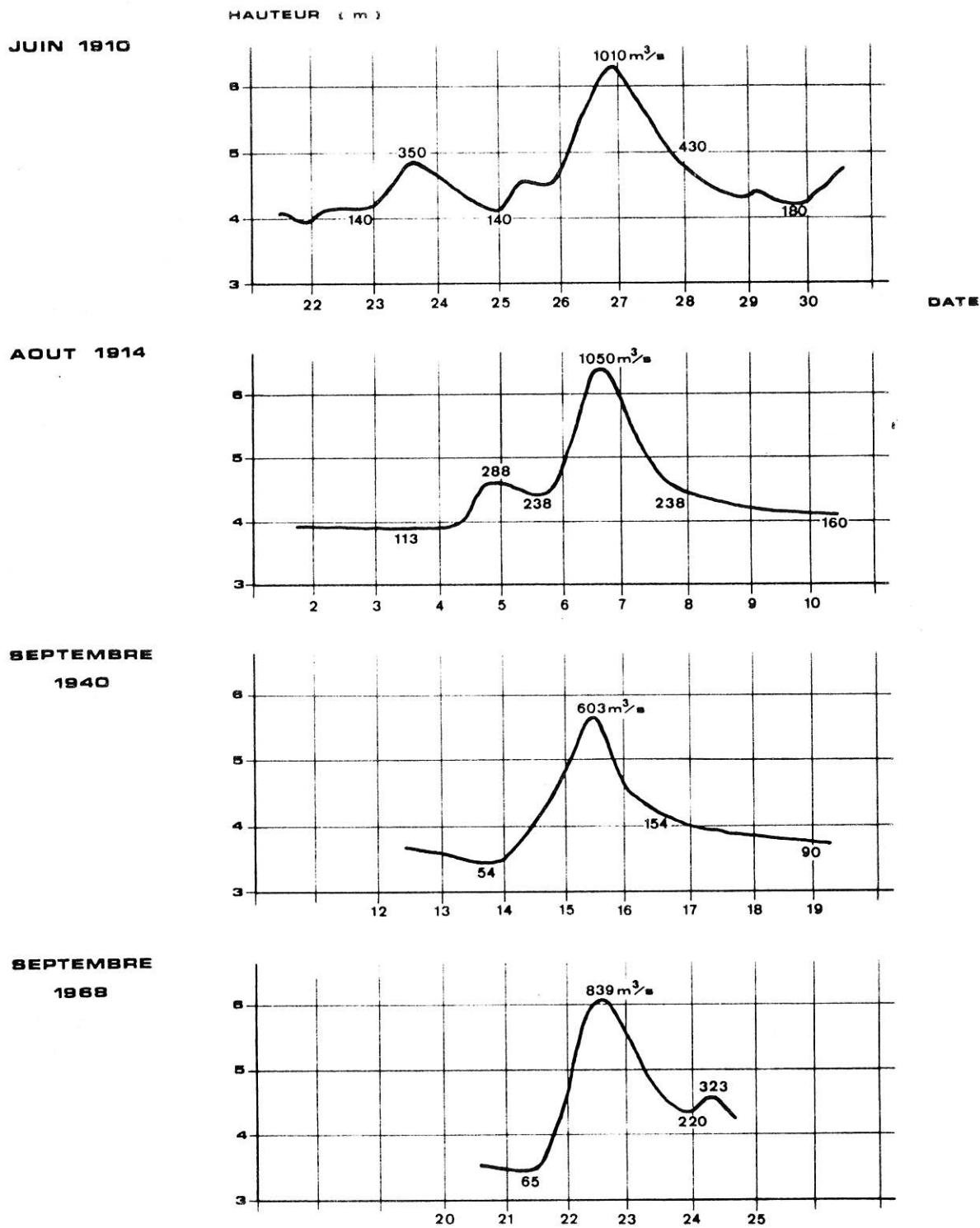


Figure i.6 : Hydrogrammes de quelques grandes crues de l'Arve à Genève
(Source : Service Hydrographique Suisse).

pendant les hautes eaux estivales. La figure 1.5 met en évidence leur répartition saisonnière, sur la base d'un recensement non exhaustif, depuis le 18ème siècle, des épisodes hydrologiques extrêmes ayant causés des dommages dans la vallée : il apparaît que les crues les plus fréquentes se produisent de juin à décembre, avec une légère prédominance pour les mois d'été ; on notera également le faible nombre de crues majeures pendant l'étiage hivernal, le mois de février faisant exception à cette règle. Les mécanismes des crues diffèrent suivant les saisons :

- pendant la saison froide, les crues ordinaires sont provoquées par un brusque réchauffement des températures qui favorise la fonte nivale aux altitudes basses et moyennes. Les crues extraordinaires sont dues à un double phénomène associant un relèvement rapide des températures provoquant la fusion nivale et des précipitations pluviales violentes et durables ; de telles conditions pourraient se révéler plus fréquentes au mois de février, ce qui expliquerait les nombreuses crues recensées à cette époque. Ces deux types de crues se produisent également au printemps, mais de manière plus rare ; leur puissance est encore plus considérable, le réchauffement brutal gagnant très souvent la haute-montagne ;

- les crues d'été semblent d'un mécanisme beaucoup plus simple. Les eaux sont à cette époque très hautes, donc d'autant plus facilement renforcées vers des valeurs extrêmes. Les pics du débit sont imputables aux précipitations (juin) ou aux violents orages (juillet, août) qui se produisent sur les reliefs des Préalpes et de la haute-montagne alpine ;

- en automne, la genèse des crues est à nouveau liée aux fortes précipitations cycloniques qui se produisent sous une forme liquide dans les parties basses du bassin versant et sur les reliefs d'altitude moyenne. Les écoulements peuvent éventuellement être renforcés par les apports de reliefs plus élevés, si les températures en altitude demeurent douces.

Les hydrogrammes de quelques grandes crues de l'Arve à Genève ont été synthétisés sur la figure 1.6. Leur analyse met en évidence la brutalité du phénomène qui traduit la persistance du caractère fortement torrentiel de la rivière, jusqu'à sa jonction avec le Rhône : 1) la période de concentration des écoulements est extrêmement brève, environ 24 à 30 heures ; 2) la décrue s'amorce immédiatement après le passage du pic de crue et est presque aussi rapide que la montée ; 3) le temps de ruissellement est bref, de l'ordre d'une trentaine d'heures. Ces caractéristiques donnent aux hydrogrammes une forme très symétrique, typique des cours d'eau torrentiels. La très faible durée d'un cycle complet de crue leur permet de se succéder à un rythme rapide, en réponse à tout nouvel épisode pluvieux. Le tableau 1.1 recense les débits de crue calculés par la méthode de Gumbel en différents points du cours de l'Arve, ainsi que sur ses principaux affluents.

En définitive, par l'abondance de ses débits et ses crues fortement torrentielles, typiques des cours d'eau montagnards, il apparaît que **l'Arve contemporaine est une rivière de montagne fortement énergétique**. Cela laisse supposer un cours d'eau extrêmement travailleur, caractérisé par une forte activité de la dynamique fluviale. L'analyse de la dynamique fluviale holocène qui va suivre montrera qu'il n'en a pas toujours été ainsi.

PREMIERE PARTIE :

DYNAMIQUE FLUVIALE ET FLUX SEDIMENTAIRES
DANS LA PLAINE ALLUVIALE.

Chapitre 1 : Les paléoenvironnements holocènes de l'Arve.....	21
Chapitre 2 : La dynamique fluviale de l'Arve avant les aménagements fluviaux.....	97
Chapitre 3 : La maîtrise du cours d'eau et ses conséquences sur la dynamique fluviale.....	133

Chapitre 1

LES PALEOENVIRONNEMENTS HOLOCENES DE L'ARVE.

1) INTRODUCTION.

De nombreux travaux ont été réalisés ces dernières années sur les paléoenvironnements fluviaux, à la fois par les géomorphologues, les hydrologues et les sédimentologues. Il s'agit d'appliquer les connaissances actuelles en dynamique fluviale à la reconstitution des environnements fluviaux du passé. Les chercheurs, appliquant le concept "d'équilibre dynamique" de la géométrie des chenaux alluviaux (Schumm, 1977), utilisent pour cela les relations statistiques mises en évidence entre la morphologie du chenal, la sédimentologie et l'hydrologie; ces relations sont pour la plupart empiriques, basées sur l'étude des processus fluviaux contemporains et sur des expérimentations sur modèles réduits (par exemple Leopold et Wolman, 1957 ; Dury, 1964 ; Schumm et Kahn, 1972).

Appliquées aux formations géologiques, les études rétrospectives ont pour objet de déterminer les types d'environnement de dépôt, la dimension, la forme et l'extension de ces dépôts, la nature et l'ampleur des processus responsables du transport et de la sédimentation (Ethridge et Schumm, 1978). Ce type d'approche en géologie est très complexe du fait de la faible connaissance qu'ont les chercheurs des environnements fluviaux du passé : l'absence de végétation, la proximité des zones d'activité orogénique par exemple, semblent être d'importants contrôles de la dynamique de ces anciens systèmes fluviaux (Schumm, 1968 ; Friend, 1978). Cette méconnaissance du passé rend difficile l'utilisation de modèles basés sur l'analyse des processus contemporains.

L'étude des rivières holocènes semble de ce point de vue beaucoup moins complexe : les formes fluviales sont souvent bien conservées; on peut affiner l'analyse des conditions environnementales grâce à de multiples techniques utilisées conjointement sur un même site, à l'exemple des travaux finlandais (Koutaniemi, 1987b) : la géomorphologie, la sédimentologie (structures sédimentaires, texture des dépôts), l'analyse des restes faunistiques contenus dans les dépôts fins, la palynologie et l'étude des remblaiements tourbeux, la datation par le radiocarbone, la dendrochronologie ou le matériel archéologique sont autant de techniques qui permettent la reconstitution des paléoenvironnements holocènes. Des études pluridisciplinaires de ce type sont actuellement menées sur le haut-Rhône et au confluent Saône-Rhône à Lyon (Salvador, 1985b ; Bravard *et al.*, 1986 ; Vérot *et al.*, 1987).

L'étude des anciens chenaux permet de caractériser le modèle géomorphologique de la rivière, à une époque déterminée : par exemple, Kozarski (1983) montre l'existence de trois types de chenaux d'âges différents, sur un même secteur de la Warta, cours d'eau des basses terres polonaises ; le passage d'un style tressé au méandrage représenté par deux générations de méandres traduirait un ajustement du chenal à des changements climatiques. La plupart des études entreprises sur les rivières holocènes visent à mettre en évidence les changements hydrologiques par le calcul des paléodébits. Ces travaux sont développés aussi bien sur les rivières proglaciaires à chenaux multiples des hautes latitudes (Church, 1978 ; Maizels, 1983b) que sur des cours d'eau moins énergiques de la zone tempérée (Rotnicki, 1983; Przemyslaw et Kozarski, 1987). De multiples méthodes de détermination des paléodébits ont été développées; chacune d'entre-elles, fondée sur des mesures empiriques et des travaux expérimentaux sur modèle réduit, est définie à l'intérieur de limites étroites, pour ce qui concerne les conditions d'écoulement et de charge sédimentaire (Maizels, 1983a); de plus, les calculs de paléocéoulements nécessitent un nombre

important de mesures de terrain. Les sources d'erreur sont donc multiples, aussi bien lors de la collecte des données que lors de l'utilisation des modèles de calcul (Maizels, 1986 ; Church, 1987).

L'objectif de cette étude est de présenter quelques premiers résultats sur les paléoenvironnements fluviaux holocènes de l'Arve. On a insisté précédemment sur la nécessité d'un travail interdisciplinaire pour obtenir des résultats optimaux, lors de reconstitutions de la dynamique fluviale passée. Ça n'a pas été le cas dans cette étude, où l'on a travaillé en chercheur isolé, ce qui a constitué une sérieuse limitation. Cependant, elle constitue une première approche qui a donné des résultats encourageants et que l'on souhaite pouvoir développer dans l'avenir. Deux sections de la rivière ont été étudiées : la basse vallée de l'Arve en amont d'Annemasse et le bassin de Cluses dans sa moyenne vallée. Ces deux études de cas seront présentées successivement dans ce chapitre; elles seront précédées d'une partie méthodologique concernant l'analyse et l'interprétation de la texture des sédiments fluviatiles fins par la technique de l'image CM.

2) LA METHODE DE L'IMAGE CM DES DEPOTS ALLUVIAUX.

2.1 : La sédimentation sur le Mississippi et le modèle CM des dépôts.

Les premiers développements de la méthode ont été entrepris sur le Mississippi par Passega (1957), géologue pétrolier. Il cherchait à mettre en relation les variations de texture des sédiments fluviatiles, puis par la suite marins, avec les processus de transport et de dépôt, dans le but de caractériser les environnements susceptibles de constituer des gites pétrolifères. La démarche expérimentale élaborée par Passega a été synthétisée sur la figure 1.1. On explicitera successivement les différentes étapes de son travail (les numéros des paragraphes qui vont suivre se réfèrent à la figure 1.1).

1) Les **processus de transport** de la charge alluviale ont été étudiés à partir des très nombreuses données publiées en 1939 par l'U.S. Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi (Passega, 1957, 1977) : le long d'un transect du Mississippi de 1500 mètres de large établi à Mayersville, quatorze stations d'échantillonnage ont été installées. Chacune d'entre-elles a fait l'objet d'environ dix mesures, réparties sur une période de dix-huit mois. Les mesures ont été effectuées à des profondeurs régulièrement espacées : on a relevé la vitesse de l'écoulement, la concentration de la charge en suspension et sa granulométrie; des analyses granulométriques ont également été effectuées sur la charge de fond du fleuve.

Les premières études entreprises sur les transports solides avaient mis en évidence la forte indépendance entre les différents types de charge alluviale et les processus qui assurent leur transport (Doeglas, 1946; Inman, 1949). Ces auteurs ont distingué trois types de processus : 1) le roulage sur le fond de la fraction la plus grossière ; 2) la saltation qui concerne les sables soulevés au maximum à quelques mètres au dessus du fond par la turbulence de l'écoulement ; 3) la suspension "vraie" qui intéresse les classes de taille les plus fines (limons, argiles) et qui circule dans les couches supérieures de l'écoulement.

L'analyse des données de l'U.S. Waterways Experiment Station confirme pleinement ces études. Passega met en évidence deux types de transport en suspension :

- la fraction limoneuse est présente sur toute la surface mouillée; pour des conditions d'écoulement données et en tous points de la section, la concentration de la suspension en limon est approximativement constante. C'est pour cette raison que Passega (1964) la nomme "**suspension**"

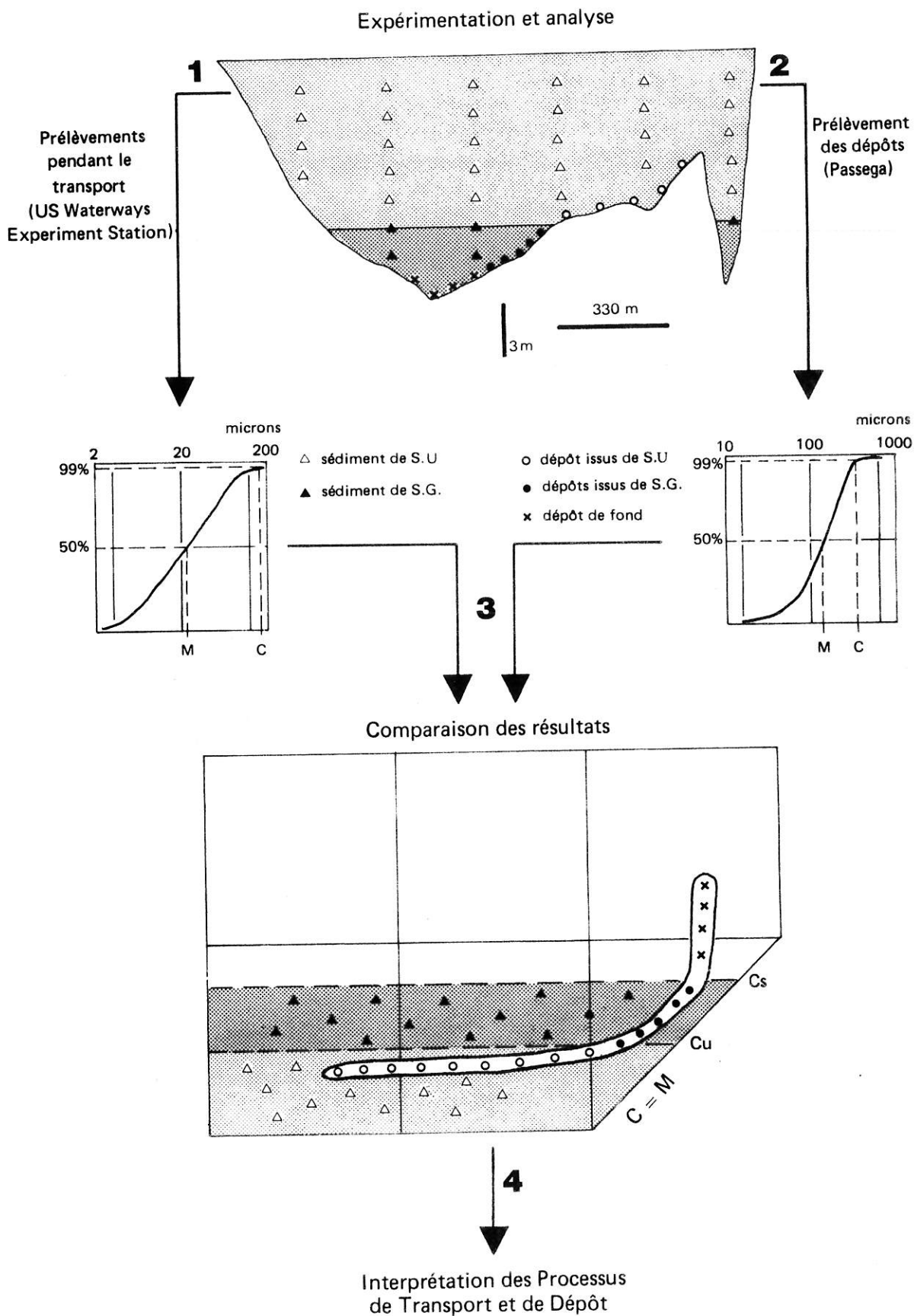


Figure 1.1 : Relations entre processus de transport et processus de dépôt de la charge en suspension, mises en évidence par l'image CM des sédiments fluviaux.

uniforme". La concentration de la suspension uniforme varie avec le niveau de la rivière; elle est plus forte lors des crues, lorsque vitesses d'écoulement et turbulence sont maximales ;

- la fraction sableuse ne transite pas de manière permanente en suspension ; lorsque la turbulence n'est pas suffisante pour la faire décoller du lit, elle est roulée sur le fond, voire même stockée temporairement dans le chenal. Lors des crues du Mississippi, les sables peuvent s'élever jusqu'à une hauteur maximum de 3 mètres au dessus du lit ; il existe alors un gradient de concentration ainsi que granulométrique de la suspension, les particules les plus grossières transitant à proximité du fond, où la concentration est la plus forte. C'est pourquoi Passega l'a nommée "**suspension graduée**". Le gradient granulométrique est contrôlé par la turbulence née de la friction au contact du lit. Lorsque la fraction sableuse transite en suspension graduée, la suspension uniforme est rejetée dans les couches supérieures de l'écoulement.

2) L'analyse des données concernant le transport en suspension de l'U.S. Waterways Experiment Station a été complétée d'une **étude des dépôts alluviaux**. Plusieurs dizaines d'échantillons de sédiments ont été analysés; ils sont issus des différentes unités géomorphologiques du lit, caractérisées par leur plus ou moins grande proximité du fond et exposition par rapport aux courants principaux (voir Figure 1.1). Les résultats des analyses granulométriques ont été représentés sous la forme de courbes cumulatives semi-logarithmiques.

De manière traditionnelle, les sédimentologues classent les courbes par familles de forme. Tricart, lors de ses études de différents cours d'eau français, a reconnu trois types de courbes caractéristiques de processus de dépôt distincts, dont deux sont particulièrement fréquentes (Tricart, 1965) : 1) les courbes en S, dites "sigmoïdes" traduisent une chute de compétence de l'écoulement qui est limitée et ponctuelle, en arrière d'une irrégularité du fond ou des berges par exemple; seules les particules les plus grossières et d'une faible étendue granulométrique se déposent, ce qui explique le bon classement de ce type de dépôt. L'accumulation est alors qualifiée de "libre" ; 2) les courbes paraboliques traduisent une diminution brutale de la compétence de l'écoulement en amont d'un obstacle qui barre la rivière (embâcle, cône de déjection...). Tricart qualifie cette accumulation de "forcée".

En plus de la forme des courbes, de multiples paramètres statistiques tels les coefficients de triage, d'obliquité, d'assymétrie etc... permettent de comparer les courbes granulométriques entre-elles; ces paramètres sont recensés par Inman (1952). Passega leur reproche de ne pas prendre en compte le fait que chaque courbe granulométrique est un mélange de sédiments issus de plusieurs modes de transport indépendants, ce qui leur enlève de leur sélectivité pour exprimer le caractère des dépôts. Cette critique se trouve confirmée par l'étude de Visher (1969) qui démontre l'existence de sous-populations sur une courbe granulométrique représentée sur un graphique log-probabilité, chacune d'entre-elles décrivant un mode de transport. L'utilité des paramètres statistiques pris individuellement ou mis en relation deux à deux est cependant indiscutable ; leur efficacité pour différencier les environnements de dépôt a été démontrée à de nombreuses reprises (Friedman, 1961, 1962 ; Allen, 1965 ; Williams et Rust, 1969).

3) Les travaux de Passega (1957, 1964, 1969, 1977) constituent une approche différente puisqu'il prend en compte de manière indépendante les modes de transport pour caractériser les dépôts clastiques. Les fractions fines et grossières d'un sédiment sont traitées séparément avec une préférence pour la représentation des fractions grossières. Deux paramètres sont tirés des courbes cumulatives : 1) la médiane M décrit la grossièreté moyenne du dépôt ; c'est le seul paramètre qui prend en compte l'échantillon dans sa globalité ; 2) le percentile le plus grossier C mesure la capacité de transport du cours d'eau. La détermination du percentile le plus grossier C nécessite qu'un grand soin soit apporté aux analyses. Afin de limiter les risques d'erreur, un paramètre moins délicat à déterminer, tel le D95 aurait pu être utilisé; néanmoins, il s'est avéré qu'il était bien souvent moins significatif que C et que la relation liant processus de transport et

mode de dépôt aurait été fortement altérée (Passega, 1957). Les risques d'erreur lors de la détermination de C sont palliés par la multiplication des analyses.

Les paramètres C et M sont mesurés sur chacune des courbes granulométriques et pointés sur un diagramme logarithmique, M en abscisse et C en ordonnée (Figure 1.1). Une trentaine d'échantillons représentant les textures disponibles sur un site permet de déterminer l'image CM des dépôts du site. Celle-ci s'organise à gauche de la droite limite $C=M$, qui représente des dépôts théoriques parfaitement triés.

Le modèle CM complet déterminé par Passega a été représenté sur la figure 1.2. La première condition pour espérer obtenir une image complète est d'échantillonner dans tous les environnements de dépôt, aquatiques et terrestres, du site étudié. La seconde condition est qu'effectivement l'image complète existe : sur le Mississippi, les tronçons supérieurs de l'image sont absents (voir Figure 1.1), la dimension maximum des matériaux constituant la charge ne dépassant pas la taille des sables grossiers ; sur l'Enoree (Caroline du Sud) et la Niabrora (Nebraska), rivières très turbulentes, les parties basses du modèle n'existent pas, probablement à cause de l'absence d'environnements permettant le dépôt des matériaux les plus fins.

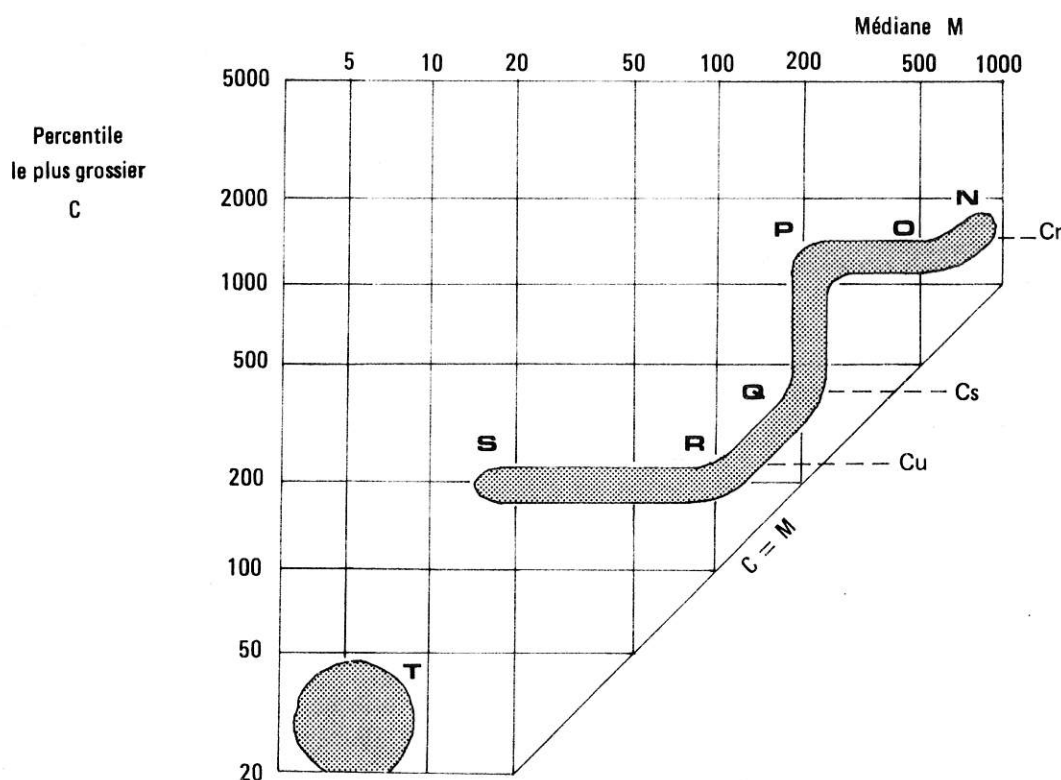


Figure 1.2 : Image CM théorique des dépôts fluviaux : les valeurs C et M affectées aux différents tronçons sont purement indicatives (Source Passega, 1964).

4) L'image CM s'organise en différents tronçons clairement individualisés, dont les limites sont nommées par les lettres O, P, Q, R, S et T. Chacun des tronçons est représentatif de modes de transport déterminés :

- le **segment RS** regroupe les dépôts issus d'un transport en suspension uniforme (voir Figure 1.1). Il est caractérisé par l'indépendance entre la médiane M, seul paramètre variant

fortement et le percentile le plus grossier C, dont la valeur limite est C_u quelque soit la valeur de M ; la valeur C_u du dépôt indique la taille maximum des particules transportées en suspension uniforme. Le dépôt se produit lors d'une légère baisse de la vitesse de l'écoulement au contact du lit, à l'abri d'un obstacle ou d'une irrégularité du fond ou des berges. Les sédiments situés dans la tranche d'eau supérieure ne sont que peu affectés par la baisse de turbulence à proximité du fond et la fraction la plus grossière de la suspension uniforme C_u continue de transiter. La valeur de la médiane M du dépôt est d'autant plus faible que l'écoulement en arrière de l'obstacle est plus lent ; elle est indicatrice de la turbulence au contact du fond. Le percentile le plus grossier voisin de la valeur C_u indique la persistance d'un transport de suspension uniforme dans les parties supérieures de la tranche d'eau, dont quelques grains les plus grossiers se trouvent piégés dans les dépôts ;

- le **segment QR** regroupe les dépôts issus de suspension graduée. Il est caractérisé par un rapport de proportionnalité entre le percentile C et la médiane M. La relation entre C et M résulte d'un effet de tri granulométrique exercé par la turbulence du fond. Une légère diminution de la turbulence au contact du fond provoque la sédimentation des particules les plus grossières de la suspension graduée sans piégeage des fines ; cela explique la proximité de la droite de tri parfait $C=M$. Dans ce cas, C et M sont tous les deux des indicateurs de la turbulence au contact du fond. Passega a défini un indice de tri L_m des dépôts : il s'agit de la distance qui sépare chaque échantillon de la droite $C=M$, parallèlement à la droite des M. La fraction la plus grossière transportée en suspension graduée est appelée C_s ; cette valeur se réfère à la turbulence au contact du fond maximale, dans les parties du chenal les plus exposées au courant ;

- le **segment PQ** est constitué de sédiments issus de la partie la plus grossière de la suspension graduée (point Q) dont ils ont la médiane, pollués par quelques grains transportés par roulage de dimension supérieure à C_s . Les grains roulés, présents en très petite quantité, affectent le percentile sans modifier la valeur de la médiane. Le segment PQ de l'image est fréquemment associé au tronçon QR indiquant qu'une partie de la charge est roulée sur le fond ;

- le **segment OP** de l'image met en évidence une augmentation de la proportion de matériel roulé dans le dépôt. Elle provoque une rapide augmentation de la valeur de la médiane, sans que le percentile le plus grossier soit beaucoup affecté. Passega a appelé C_r la valeur maximale que peut atteindre le percentile dans le tronçon OP.

- La **courbure OPQ** de l'image CM indiquerait que les grains de diamètre intermédiaire entre C_r et C_s sont insuffisamment abondants dans la rivière pour constituer une classe de taille médiane. Ce hiatus granulométrique a été mis en évidence à plusieurs reprises sur les cours d'eau graveleux par les études de dynamique fluviale (voir Shaw et Kellerhalls, 1982). Passega (1964) l'a étudié d'amont en aval sur l'Adige, de sa vallée alpine à la plaine du Pô : il observe que si la valeur C_r des dépôts reste approximativement constante à 25 millimètres, la valeur C_s décroît de 2500 microns à 500 microns indiquant une diminution amont-aval de la turbulence maximale au contact du fond. La superposition des courbes granulométriques des différentes stations d'étude a mis en évidence la rareté de certaines classes de taille dans les dépôts, le hiatus granulométrique correspondant aux dimensions comprises entre C_s et C_r . D'après Passega, la présence du hiatus indiquerait que roulage et transport par suspension graduée sont des mécanismes de transport indépendants : la valeur C_r représenterait la dimension la plus facilement transportée par roulage ; les particules de dimension comprise entre C_r et C_s seraient trop grossières pour être transportées en suspension et trop fines pour être facilement roulées. Ainsi, elles transitent moins facilement que les particules de taille C_r et C_s . Les classes de taille affectées par ce processus de transport sélectif seraient abandonnées temporairement dans certaines parties du lit, jusqu'à ce que leur réduction par usure mécanique autorise à nouveau un transit aisé en suspension graduée. Au contraire, Shaw et Kellerhalls (1982) préconisent la mise en mouvement des particules de la classe déficiente par les deux modes de transport, ce qui provoquerait

l'accroissement de la fréquence de leur mobilisation par rapport aux autres classes de taille et expliquerait leur usure rapide et leur raréfaction dans les dépôts. De plus, Shaw et Kellerhalls (1982) identifient d'autres causes du hiatus, comme l'instabilité mécanique des particules de la classe de taille déficiente, les phénomènes d'attrition (écrasement des granules par la charge de fond au cours de son transport) ou le mélange de populations indépendantes à l'aval des zones de confluence ;

- Le **segment NO** représente des sédiments bien triés, pratiquement tous transportés par roulage et caractéristiques des rivières à charge graveleuse.

- La **zone T** de l'image CM est probablement due à un dépôt de sédiments transportés en **suspension pélagique**, flottant dans l'eau sans recours nécessaire à une turbulence au contact du fond. Entrent dans cette catégorie les dépôts de percentile et médiane respectivement inférieurs à 31 et 3 microns. Passega a trouvé fréquemment de tels sédiments en milieu marin, mais plus rarement dans des dépôts d'origine fluviale.

2.2 : Les développements de la méthode de l'image CM.

Assez curieusement, très peu d'études ont été réalisées à la suite de la première publication de Passega en 1957, alors que celui-ci a souvent utilisé cette technique dans ses travaux ultérieurs, en milieu fluviale et marin (voir Passega, 1977). On peut néanmoins retenir une liste de travaux qui, si elle n'est pas exhaustive, recense les principales études sédimentologiques faisant appel à l'image CM dans le domaine fluvial. On les résumera rapidement et on présentera les principaux développements de la méthode de l'image CM qui en sont issus :

- la première étude qui reprenne la technique de Passega est celle de Bull (1962). Il étudie les matériaux déposés sur les cônes alluviaux de torrents californiens et met en évidence une double image CM : 1) les dépôts issus de courants de traction apparaissent tels qu'ils sont définis sur le modèle général (Figure 1.2) ; 2) les dépôts des laves torrentielles ne forment qu'un seul tronçon parallèle à la ligne $C=M$, mais dont l'axe est à une distance considérable, ce qui démontre un tri extrêmement faible. Bull compare le modèle des écoulements boueux à celui similaire des dépôts marins mis en place par des courants de turbidité. Néanmoins, ils diffèrent des turbidites par leur faible tri granulométrique, ce qui indique que les écoulements des laves torrentielles ont une densité beaucoup plus forte que celle des courants de turbidité ;

- Royse (1968) applique la méthode de l'image CM à la mise en évidence des environnements fluviaux dans des séries géologiques paléocènes. L'auteur conclut qu'il existe bien un modèle général unique, mais que la position des différents tronçons de l'image peut varier. Les valeurs de Cu et Cs seraient un bon indicateur chiffré de l'énergie de l'écoulement ou des paléoécoulements, dans le cas des environnements fluviaux anciens ;

- Williams et Rust (1969) étudient les dépôts de la Donjek (Yukon, Canada), rivière proglaciaire tressée extrêmement énergétique. Ils mettent en évidence le prolongement vers le bas du tronçon QR des dépôts issus de suspension graduée, sous les dépôts de suspension uniforme. Ces sédiments ont été prélevés dans les chenaux abandonnés qui sont les environnements les moins énergiques de la Donjek. Les auteurs ne déterminent pas quels sont les processus de sédimentation caractéristiques de ce type de dépôts ;

- Brossé (1981) lors son étude des processus sédimentaires de la Loire utilise la méthode de l'image CM. Il démontre la diminution amont-aval de la turbulence au contact du fond par la baisse progressive des valeurs de Cu et Cs ;

- Brown (1985) étudie les sédiments de la plaine d'inondation de la basse Severn (Grande-Bretagne) par le biais de plusieurs méthodes d'analyse multivariée, l'image CM et le triangle de texture. L'analyse en composantes principales des dépôts révèle l'importance de la classe granulométrique des limons grossiers à fins pour la discrimination des unités géomorphologiques de la plaine d'inondation. L'image CM se révèle être aussi efficace pour discriminer ces unités ; elle permet en plus de déterminer quels sont les processus de transport et de dépôt des sédiments fins de la plaine d'inondation et du chenal ;

- Zwolinski (1985) propose une méthode voisine de celle de l'image CM puisqu'il corrèle les paramètres C et M avec un second paramètre, préalablement défini, exprimant le degré de triage (sorting degree) des dépôts. Par ces corrélations, il cherche à distinguer les différents faciès d'un environnement sédimentaire donné, en milieu désertique : il s'agit des chenaux, bancs et levées d'un cours d'eau tressé de la région du lac Eyre, en Australie centrale. Les types de transport sont déterminés par une succession de relations empiriques linéaires ; elles permettent de calculer les seuils séparant deux modes de transport. Zwolinski en distingue quatre : les suspensions uniforme et graduée, la saltation et le roulage. Chacun d'entre-eux, seul ou combiné avec un autre, est caractéristique d'un environnement de dépôt déterminé ;

- Sikirdji *et al.* (1985) utilisent la méthode de l'image CM lors d'une étude de la sédimentation de la retenue du Chambon sur la Romanche. Leur interprétation des processus de transport est éronée, dans la mesure où ils comparent leurs résultats à l'image du Mississippi et ne se réfèrent pas au modèle CM de la Romanche.

Depuis 1981, les recherches sur l'Image CM des dépôts alluviaux ont été développées d'abord par J.-P. Bravard, puis également par ses étudiants dans le cadre des travaux de dynamique fluviale du département de Géographie de l'Université Lyon 3. Le but initial de ces études était de "fonder une classification des milieux de la plaine alluviale sur le mode de sédimentation de la charge fluviale" (Bravard, 1983). L'analyse de la texture des dépôts et leur interprétation par l'image CM permettent la démultiplication des milieux habituellement identifiés par les seuls critères géomorphologiques ; il en résulte la mise en évidence de la géographie des dépôts de la plaine alluviale qui s'appuie sur des critères semi-quantitatifs et non plus uniquement géomorphologiques.

La figure 1.3 présente de manière simplifiée les relations liant les formes terrestres et aquatiques du domaine fluvial et les modes de transport et de dépôt des flux minéraux. Chacune des unités géomorphologiques de la plaine alluviale occupe une position bien définie sur le diagramme CM. L'étude de nombreux sites a permis de vérifier la mobilité de l'image d'un cours d'eau à l'autre, mais également les changements de position des différents tronçons de l'image sur différents sites d'une même rivière. Néanmoins, d'après les travaux effectués jusqu'à présent, il semble que chaque unité géomorphologique occupe toujours la même position sur les multiples graphiques CM ; il est donc possible d'utiliser la méthode lors d'études rétrospectives.

Un second type d'approche, complémentaire de l'étude spatiale des dépôts, est également développé : l'analyse diachronique des sédiments progressivement accumulés sur un même site permet de déterminer les processus successifs qui ont généré son évolution. Les études menées en collaboration avec les écologistes montrent que les sédiments constituent un "descripteur fonctionnel des écosystèmes fluviaux" (Bravard *et al.*, 1986b; Amoros *et al.*, 1987), c'est à dire que le modèle CM décrit non seulement les processus géomorphologiques, mais également la fonction écologique d'un type de biotope. Appliquée en relation avec l'archéologie, l'approche diachronique permet la reconstitution des paléoenvironnements fluviaux et des relations entre l'Homme et son milieu, dans un cadre temporel en général bien connu grâce aux repères chronologiques fournis par le matériel archéologique (Bravard *et al.*, 1986a).

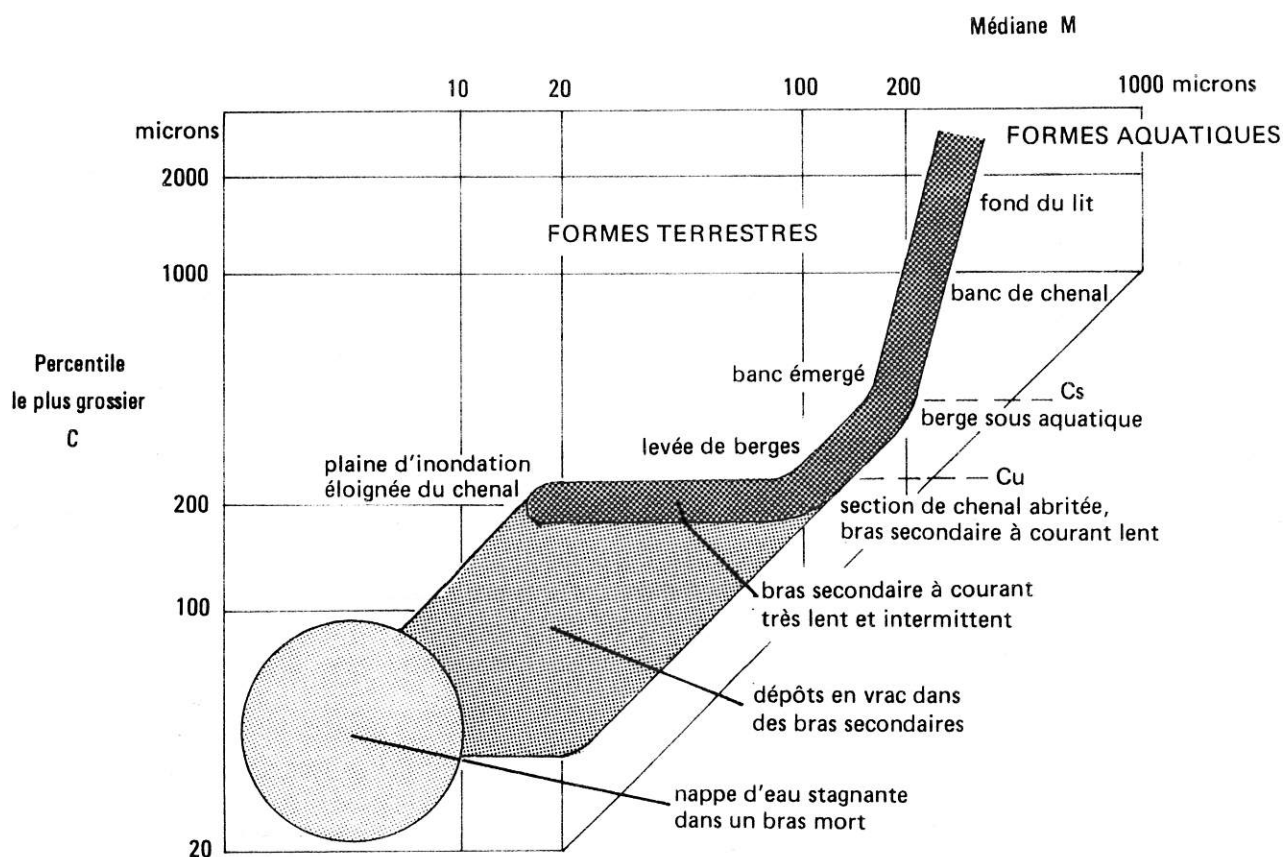


Figure 1.3 : Relations entre les formes fluviales du chenal et de la plaine d'inondation et l'image CM des dépôts alluviaux (Source : Bravard *et al.*, 1986, modifié).

Le troisième thème de recherche en cours de développement relève d'une synthèse des deux précédents : il s'agit de mettre en évidence les changements spatiaux et temporels de l'activité fluviale, l'image CM étant un indicateur des transformations de la dynamique de la rivière. Si ces modifications ont eu dans la première partie de l'Holocène une origine essentiellement naturelle, l'influence de l'homme sur son environnement a été sans cesse croissante à partir du Néolithique (Jorda, 1980; Brown et Barber, 1985) : 1) Salvador (1985b) montre une variation temporelle de l'image CM sur le haut-Rhône entre le Néolithique et la période actuelle, probablement en relation avec les variations des conditions hydrodynamiques ; 2) Bravard (1983) suspecte les grands travaux entrepris dès le 18ème siècle dans les plaines du Haut-Rhône (endiguement, barrages), d'avoir modifié l'image CM des dépôts en provoquant un affinement de la charge fluviale ; Salvador (1985a) démontre l'impact des vidanges triennales des retenues du haut-Rhône sur la sédimentation des berges du fleuve; l'image CM des sédiments de réservoir déposés sur les berges après la vidange de 1984 est fondamentalement différente de celle des matériaux déposés par les crues de printemps.

C'est à ces deux derniers thèmes de recherche que se référeront les études de la dynamique fluviale holocène de l'Arve que l'on va présenter maintenant. On étudiera successivement les paléoméandres perchés de la basse vallée de l'Arve, puis la zone de sédimentation fine du bassin de Cluses, dans la moyenne vallée de l'Arve. La méthode de l'image CM sera développée lors de ces travaux. Elle constitue une technique particulièrement efficace permettant l'interprétation des paléoenvironnements fluviaux, mais qu'il est indispensable d'utiliser conjointement avec d'autres.

3) LES PALEOMEANDRES DE LA BASSE VALLEE DE L'ARVE.

3.1 : Problématique et localisation de l'étude.

3.1.1 : Les objectifs de l'étude.

Le simple examen d'une carte topographique de la basse vallée de l'Arve met en évidence son grand intérêt pour l'étude des paléoenvironnements fluviaux (Figure 1.4). Elle montre l'existence d'une succession de méandres perchés, régulièrement étagés et dont l'analyse devrait fournir des renseignements de tout premier ordre sur la dynamique fluviale de l'Arve au cours de l'Holocène.

La présence d'un style fluvial à méandres encaissés sur la basse Arve, au sortir d'un milieu intra-montagnard supposé être extrêmement énergétique, n'est pas sans surprendre. En effet, le méandrage est indicateur de conditions environnementales moins énergiques que le tressage ; ce dernier était le modèle fluvial typique des vallées intra-montagnardes avant leur aménagement, conditionné par une pente raide, un régime hydrologique fortement contrasté et une fourniture sédimentaire abondante. L'étude de la dynamique fluviale de la basse vallée de l'Arve a d'ailleurs montré que la rivière n'échappait pas à cette règle, puisqu'elle tressait aux 18ème et 19ème siècles, dans le bassin ovoïde d'Etrembières (Peiry, 1984).

Mackin (1948) décrit deux types de contrôle, aval et amont, du profil en long permettant la formation des terrasses fluviales : 1) l'abaissement du niveau de base provoque des ajustements du profil en long par érosion régressive ; 2) les ajustements du profil en long peuvent également résulter d'un déficit d'apport charriés amont, la rivière incisant son lit pour dissiper son excédant d'énergie.

1) La proximité de la confluence Arve-Rhône permet de supposer l'existence d'un contrôle aval de l'incision, généré par l'abaissement progressif du lit du Rhône recevant les eaux claires du lac Léman ; dans ce cas, les paléoméandres de la basse vallée de l'Arve témoigneraient des phases successives d'enfoncement du Rhône, mais également de l'abaissement tardiglaciaire et holocène du niveau du lac Léman.

2) L'incision peut résulter d'un processus de contrôle amont, reflétant la variabilité temporelle des apports hydriques et sédimentaires. Ces variations des flux peuvent provenir de changements extrinsèques au système fluvial, comme par exemple une modification climatique et ses effets sur la végétalisation des pentes, les taux de ruissellement et l'activité morphogénique des versants etc... Elles peuvent traduire également un contrôle intrinsèque des flux, c'est à dire inhérent au système, généré par des processus fluviaux se produisant à l'amont (Schumm *et al.*, 1984). Dans ce cas, l'étude des paléoflumes fluviaux permet l'analyse de l'évolution du dynamisme de la rivière qui se traduit par une adaptation permanente du style géomorphologique et de la géométrie du chenal aux modifications temporelles des flux hydriques et sédimentaires.

L'objectif de cette étude est de recueillir de multiples informations permettant une première reconstitution partielle de la dynamique d'incision de l'Arve au cours de l'Holocène. L'analyse des paléoflumes fluviaux et de leurs dépôts préservés sur les terrasses fluviales permet une telle reconstitution. Les bras morts perchés sont les témoins des phases d'enfoncement de la basse Arve. Ce sont des mémoires de la dynamique passée de la rivière, susceptibles de nous renseigner aussi bien sur les processus fluviaux et conditions environnementales locales, à l'échelle d'un méandre par exemple, que de fournir des données fondamentales de géographie régionale.

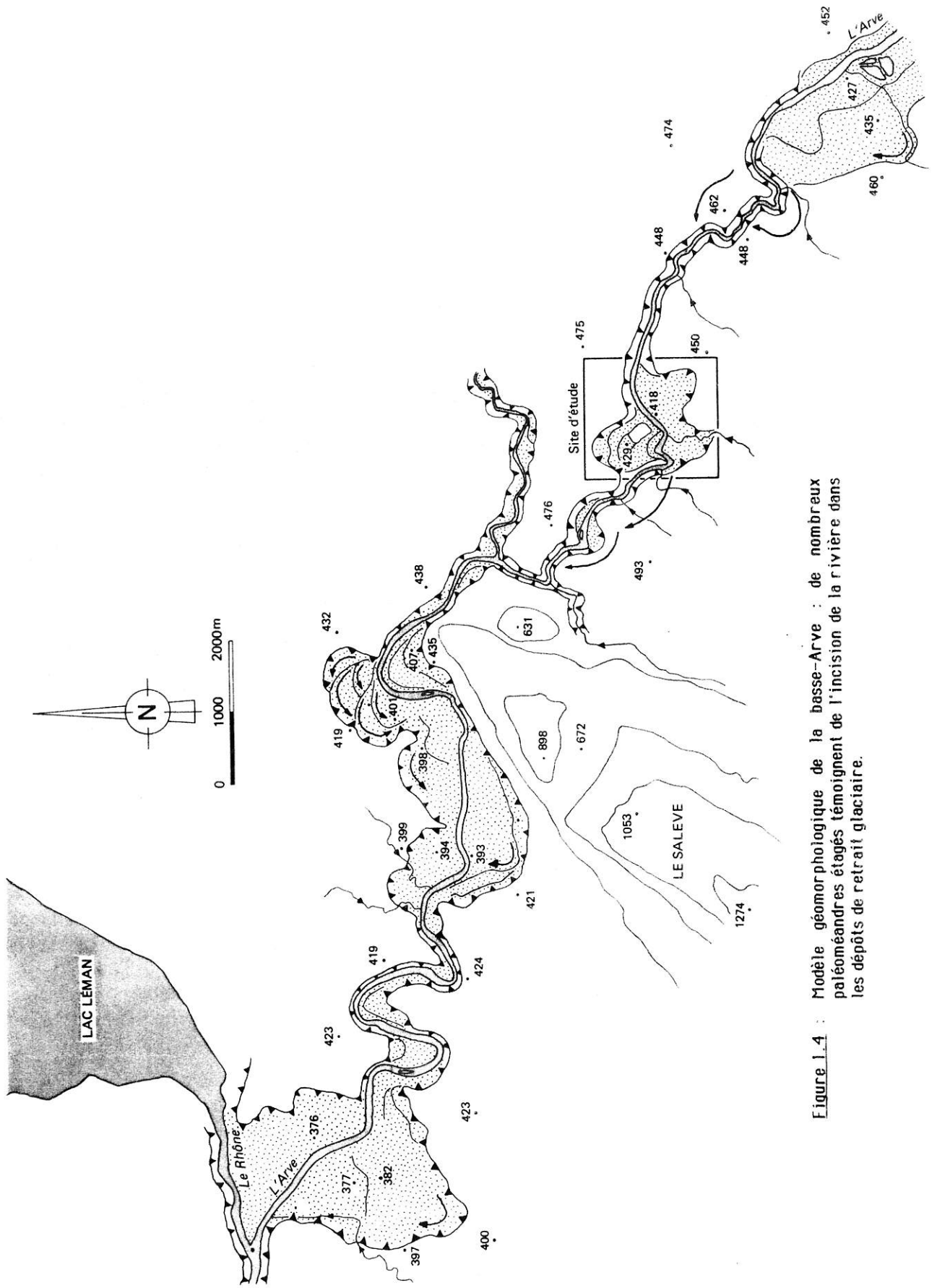


Figure 1.4 : Modèle géomorphologique de la basse-Arve : de nombreux paléoméandres étagés témoignent de l'incision de la rivière dans les dépôts de retrait glaciaire.

3.1.2 : Le site de l'étude.

La géomorphologie de la basse vallée de l'Arve est fortement marquée par l'omniprésence des formations pléistocènes (Figure 1.5). Celles-ci ont engendré une mosaïque de dépôts et de formes où se cotoient vallums morainiques, moraines de fond, terrasses fluvio-glaciaires et glacio-lacustres, mis en place lors du retrait glaciaire. Cette géomorphologie est rendue plus complexe du fait de la proximité de la confluence des glaciers du Rhône, de l'Arve et de la Menoge dont la dynamique respective a contrôlé la mise en place des formations de retrait glaciaire (Armand, 1978).

La basse Arve et ses affluents ont incisé les dépôts pléistocènes sur plus de 60 mètres d'épaisseur, entaillant également le substratum molassique par surimposition, dans un secteur non surcreusé par l'érosion glaciaire. L'existence d'un profond sillon de surcreusement glaciaire a été mise en évidence par Armand (1978); il a probablement été entaillé par le glacier rissien de l'Arve, comme en témoigne son remblaiement polygénique. Il est orienté SE-NO, s'étend sous la terrasse fluvio-glaciaire d'Arthaz, passe au milieu du verrou que constituent la colline molassique de Monthoux et l'extrémité Nord-Est du Salève, avant d'obliquer vers l'Ouest. La tendance globale à l'incision de la rivière est attestée par le fait que les paléoméandres perchés reposent presque directement sur les formations mises en place par le glacier de l'Arve, l'épaisseur des dépôts holocènes ne dépassant pas quelques mètres.

La figure 1.4 montre les tracés postglaciaires de l'Arve dans sa basse vallée. Les anciens méandres étagés sont encore parfaitement identifiables dans le paysage. Quatre sections peuvent être définies : 1) en amont d'Annemasse, la rivière est profondément encaissée et les formations holocènes très peu développées, excepté une zone plus large, sur la bordure méridionale de la terrasse d'Arthaz, disséquée par les eaux de l'Arve; 2) de nombreux méandres marquant différents niveaux de terrasse ont été recensés dans le large bassin ovoïde d'Etrembières; 3) à l'entrée du territoire suisse, on peut observer une série de superbes méandres de vallée, la rivière s'étant enfoncée sur elle-même dans les formations quaternaires sans déplacement latéral de grande ampleur. Plusieurs méandres de vallée ont également incisé le haut-Rhône dans le bassin lémanique ; 4) la proximité de la confluence Arve-Rhône est marquée par un nouvel élargissement de la plaine alluviale holocène qui s'ouvre en un vaste cône de déjection ; on distingue encore nettement la large boucle que décrivait la rivière vers le Sud, avant d'atteindre le Rhône.

La présence toute proche des agglomérations de Genève et d'Annemasse fait que la plupart des sites potentiellement intéressants pour une étude des paléoenvironnements fluviaux sont urbanisés. Néanmoins une station d'étude s'est immédiatement imposée, dans la section amont de la basse plaine de l'Arve (localisation sur la Figure 1.4) : elle superpose trois niveaux de terrasse sur une très courte distance, les deux niveaux les plus anciens étant en rive droite de l'Arve ; le niveau inférieur est établi sur la rive opposée. C'est ce site privilégié, parfaitement bien conservé et non urbanisé qui a été l'objet d'une investigation détaillée. Il s'est avéré particulièrement riche d'informations.

3.2 : Les méthodes utilisées.

Les investigations menées à bien sur les paléoméandres de la basse vallée de l'Arve sont issues de la conjonction de différentes techniques ayant pour finalité la reconstitution des processus fluviaux et de la dynamique de la rivière.

1) L'examen stéréoscopique des photographies aériennes infra-rouge couleur de l'Institut Géographique National (mission de 1984) a constitué la première étape de l'étude. Il a permis le recensement des bras morts et un premier classement en fonction des leurs âges relatifs que

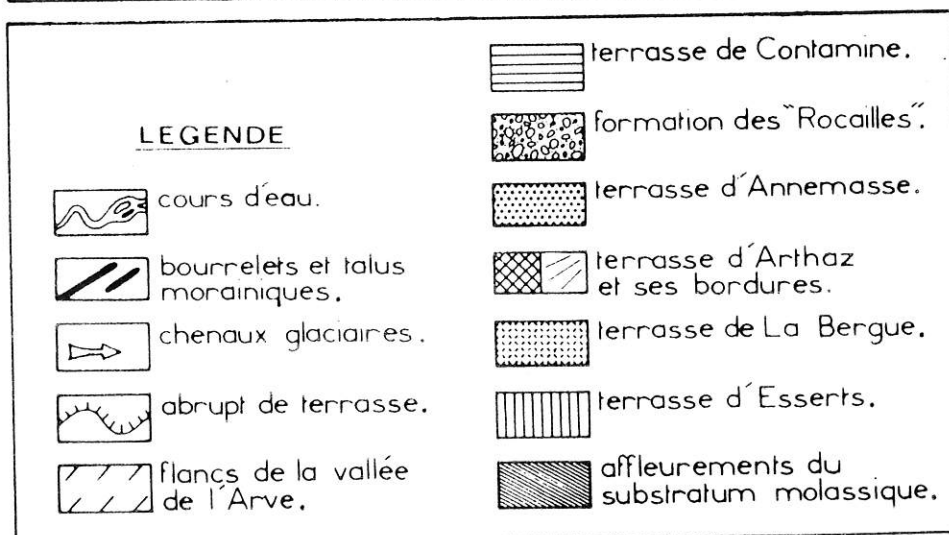
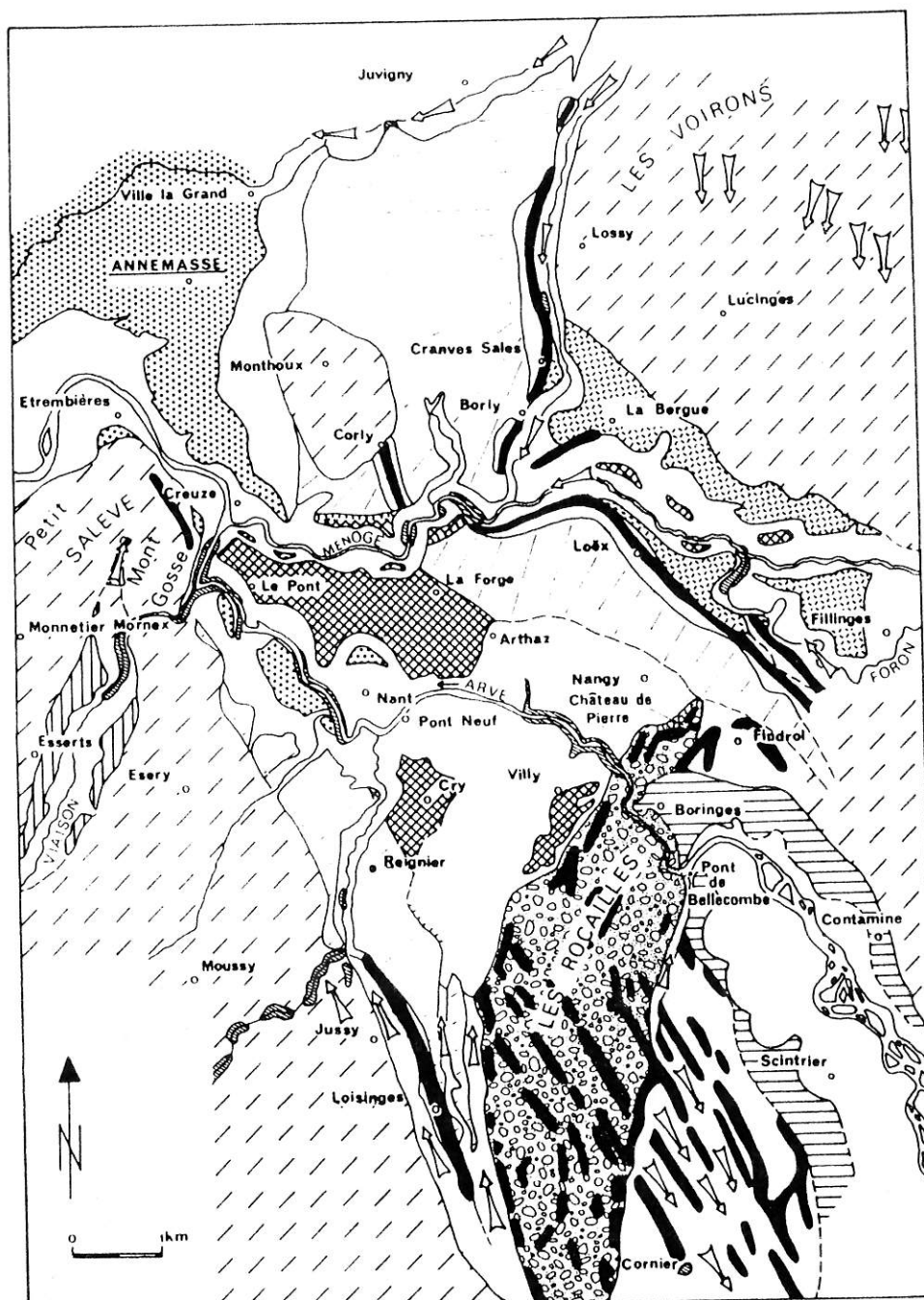


Figure 1.5 : Dépôts quaternaires de la basse vallée de l'Arve (Source : Armand, 1978).

traduisent les niveaux respectifs des anciens lits. Les lambeaux de terrasse auxquels sont associés les anciens chenaux et les escarpements ont été repérés et cartographiés ; ils marquent les étapes de l'enfoncement de la rivière. Les photographies ont également fourni de précieuses indications sur la dynamique des méandres en permettant de déterminer leur modèle de migration.

2) L'étude résulte également de nombreuses expérimentations de terrain qui ont permis de collecter les données indispensables pour sa réalisation. On a travaillé sur quatre profils en travers, établis sur trois méandres situés à des altitudes différentes. Sur chacun d'entre-eux, on a procédé à de nombreux sondages (plus de vingt au total) à la tarière à main. Cette technique permettait dans le meilleur des cas d'atteindre la profondeur maximum de 6,20 mètres, mais tous les sondages ont été stoppés avant, au contact du lit graveleux de la rivière. Equidistants en général de 10 mètres, les sondages ont permis de reconstituer la géométrie du chenal et de déterminer les étapes du remblaiement sédimentaire, après le recoupement des méandres.

Le calage en altitude relative des différents sondages d'une même coupe a été effectué par rapport au niveau phréatique généralement sub-affleurant et qui a été supposé identique pour tous les sondages d'un même profil. Durant les carottages, chaque échantillon d'une longueur de 20 centimètres a fait l'objet d'une description sommaire de texture. Les limites entre les principales phases de remblaiement des chenaux, mises en évidence de manière qualitative par la texture, ont été soigneusement notées ; puis les matériaux ont été mis en sac pour des analyses ultérieures en laboratoire, en ayant soin d'éviter tout mélange entre des dépôts issus de plusieurs processus de transport. Les structures sédimentaires perturbées par le mode de prélèvement n'ont malheureusement pas pu être étudiées.

Les investigations sur les profils ont été complétées d'un calage en altitude absolue par rapport à la cote N.G.F. On a utilisé un niveau de topographie Wild modèle NA20 qui a permis la détermination de l'altitude des transects avec une précision de l'ordre du centimètre.

3) Plus d'une centaine d'analyses granulométriques ont été effectuées au Laboratoire de Géomorphologie de l'Université Lyon 3. Deux techniques ont été utilisées : 1) la fraction grossière excédant 50 microns a été analysée par tamisage à sec d'échantillons, dont le poids sec variait de 100 à 300 grammes ; 2) la fraction minérale inférieure à 50 microns a été étudiée par analyse densimétrique d'échantillons de 30 grammes ; les résidus de la densimétrie (fraction excédant 50 microns) ont été tamisés, afin de pouvoir tracer la queue des courbes granulométriques. On a procédé, au préalable, à la destruction de la matière organique à l'eau oxygénée, chaque fois que cela s'avérait nécessaire. Les résultats des analyses sédimentologiques ont été exploités par la construction de courbes cumulatives sur papier semi-logarithmique, permettant d'extraire divers paramètres statistiques, dont la médiane M et le percentile le plus grossier C.

4) Deux échantillons de tourbe ont été confiés au Laboratoire de Radiocarbone de l'Université Lyon 1. Ils ont été prélevés en limite supérieure du remblaiement fluvial, sur une épaisseur inférieure à 5 centimètres et dans la zone la plus profonde du chenal. On discutera plus loin la signification de ces datations et les précautions méthodologiques qu'il est nécessaire de prendre lors de leur utilisation.

5) L'interprétation de l'évolution holocène de la basse vallée de l'Arve résulte de la synthèse de toutes ces méthodes. L'exploitation sur l'image CM des analyses de texture, associée à l'observation géomorphologique des coupes dans les bras morts et de leur tracé en plan ont permis la reconstitution détaillée de l'évolution probable des paléoméandres avant et après leur recoupement et la détermination des processus responsables de leur remblaiement. La datation des bras morts et la détermination de leur altitude respective ont fourni quelques premiers éléments d'une reconstitution paléogéographique de l'évolution holocène de la basse vallée de l'Arve.

3.3 : Les résultats de l'étude.

Dans un premier temps, on étudiera le tracé en plan de la rivière et la dynamique de migration des paléoméandres. On analysera ensuite successivement le remblaiement des trois bras morts étudiés et procédera à la reconstitution de leur évolution respective après leur abandon. On terminera l'étude par un essai de reconstitution de la morphodynamique holocène du site.

3.3.1 : Les tracés en plan de la rivière.

La figure 1.6 présente la géomorphologie du site d'étude. Deux des anciens tracés de l'Arve sont encore parfaitement conservés ; ils correspondent aux deux niveaux de terrasse inférieurs, établis de part et d'autre de la rivière. Un lambeau de terrasse marque le niveau supérieur, en rive droite de l'Arve. La rivière actuelle est déprimée d'environ 4 mètres par rapport à la plus basse des terrasses étudiées et développe une plaine d'inondation très étroite, parfois même inexistante. Les deux méandres de rive droite ont été appelés Nant-Haut et Nant-Bas, celui de rive gauche méandre du Pont-Neuf, en référence aux hameau et lieu-dit qui sont situés à leur proximité. A l'aval de la zone d'étude, le Foron de Reignier, affluent torrentiel local a édifié une petit cône alluvial partiellement détruit par les divagations de la rivière, ce qui atteste la faiblesse de son activité récente.

Les anciens chenaux étudiés ont la forme typique d'oxbow-lakes, isolés du cours de la rivière par le recouplement de la sinuosité. Il n'a pas été possible de décrire en détail la géomorphologie du niveau supérieur trop partiellement conservé. L'analyse des photographies aériennes a par contre permis de réaliser une telle étude sur les deux autres méandres : les clichés mettent en évidence les phases de construction des **bancs de convexité** ("point bars") et la dynamique de leur migration. Il apparaît que ce sont des formes complexes, composées d'une alternance de **rides ou levées courbes** ("scroll-bars") alternant avec **d'étroites dépressions** ("swales"). Chaque ride est le résultat de la migration du chenal pendant une suite de crues; la répétition du phénomène dans le temps provoque la construction du banc de convexité (Reineck et Singh, 1973 ; Hickin, 1974). Hickin et Nanson (1975) montrent que plus la distance entre les levées est forte, plus le taux de migration du méandre est élevé. Celui-ci varie suivant les cours d'eau en fonction du débit, de la pente de la ligne d'eau, des caractéristiques de résistance des berges, de la hauteur de la berge concave, et de leur végétalisation ; il apparaît également que le ratio rayon de courbure sur largeur de débordement est un paramètre géomorphologique fondamental : le taux de migration du chenal passe par un maximum lorsque sa valeur est proche de trois ; pour des valeurs supérieures ou inférieures, il diminue très rapidement.

Les rides de progression des bancs de convexité des méandres de Nant-Bas et du Pont-Neuf ont permis de déterminer les composantes principales de la migration des chenaux de méandrage. Pour le premier, il s'agissait d'un changement simple marqué par une extension longitudinale de la convexité, le taux de migration étant probablement faible, car contrôlé par le recul du versant. L'évolution du méandre du Pont-Neuf est plus complexe, car elle a résulté d'un double phénomène : le taux de migration du chenal était également contrôlé par le recul du versant, ce qui laisse supposer des déplacements lents; par contre, la sinuosité localisée immédiatement en amont se comportait comme un méandre libre et évoluait beaucoup plus rapidement. Elle se déplaçait suivant un mouvement complexe associant translation et rotation; la migration peut être qualifiée de "composée asymétrique" (Brice, 1974).

L'analyse de la dynamique des méandres de Nant-Bas et du Pont-Neuf permet de faire d'intéressantes observations sur les processus de recouplement des sinuosités. Différents types de recouplement ont été distingués, les plus fréquents appartenant à deux catégories (Hooke, 1984) :

• 476,0m

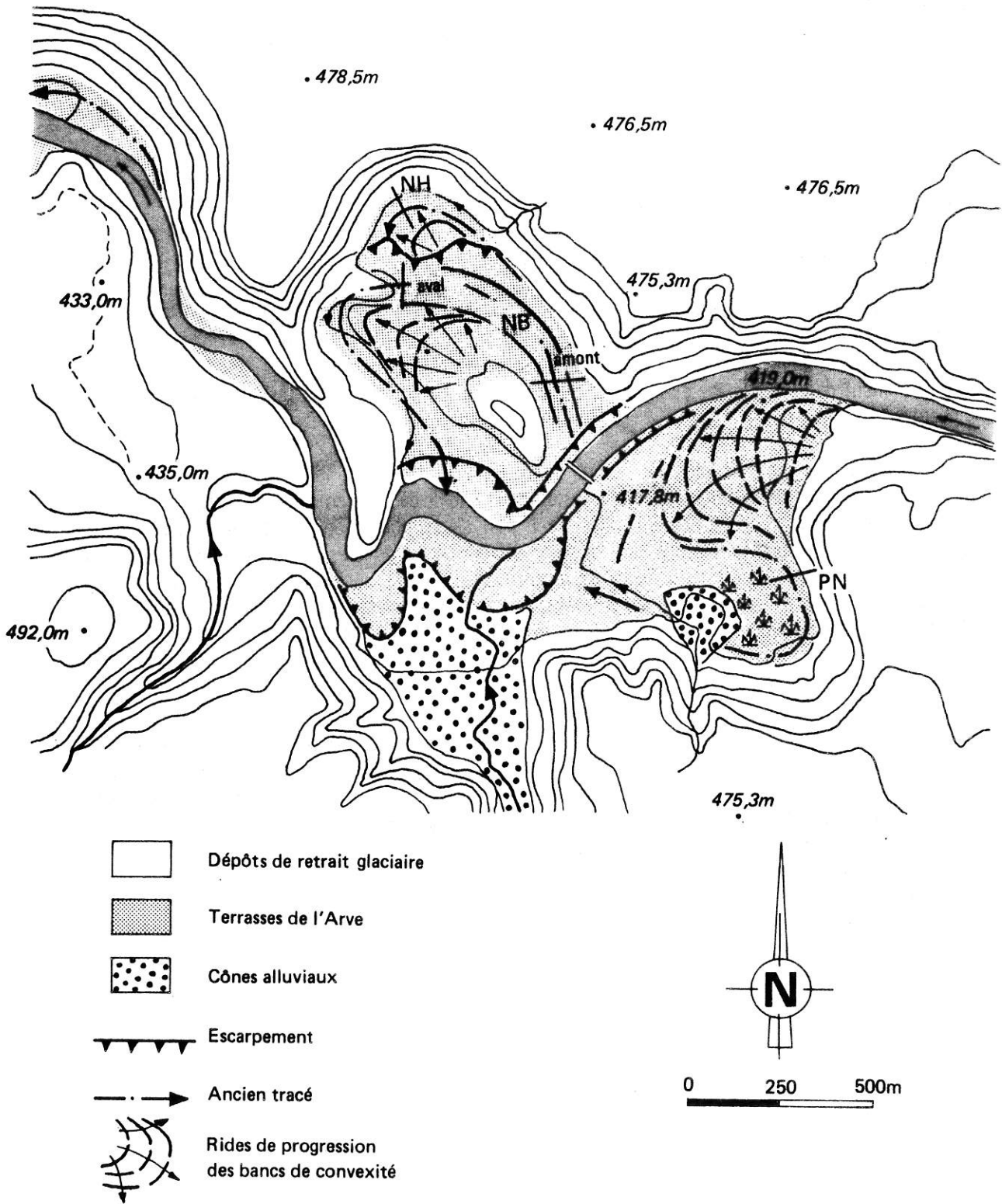


Figure 1.6 : Croquis géomorphologique de la zone d'étude.

- le premier type de recouplement est dû à un déversement latéral, en période de crue, dans un chenal ouvert au travers du banc de convexité ("chute-cutoff"). Il est le plus fréquent et n'est possible que sur les méandres libres. Il peut parfois prendre une forme complexe, comme sur la basse vallée de l'Ain, où la destruction de la sinuosité se produit en plusieurs phases successives, chacune générant son propre chenal de recouplement (Bravard, 1986). C'est probablement un recouplement de ce type qui a provoqué l'abandon du paléoméandre du Pont-Neuf, comme tend à le montrer les traces d'un ancien chenal figurant sur le croquis géomorphologique du site (Figure 1.6). Les vitesses d'évolution probablement très différentes des deux sinuosités successives, le bras mort étant calé en pied de versant, permettent de supposer une durée de vie relativement courte du méandre du Pont-Neuf ;

- le second type de recouplement est provoqué par le sapement progressif des rives concaves se faisant front, sur des méandres à la courbure très accentuée. La rupture se produit lors d'une crue, au droit du cou du méandre ("neck-cutoff"). Il a été observé aussi bien sur les méandres libres qu'encaissés. C'est un recouplement de ce type qui a provoqué l'abandon du méandre encaissé de Nant-Bas, comme le prouve la présence d'une butte morainique isolée dans la convexité. La période de fonctionnement du méandre de Nant-Bas fut probablement très longue : c'est une particularité des sinuosités encaissées, les recouplements ne se produisant qu'après une longue évolution ; cela apparaît également à travers la morphologie du banc de convexité, fortement incliné vers le Nord-Ouest, prouvant que la lente migration du chenal était accompagnée de la poursuite régulière du phénomène d'incision.

Si l'étude des tracés en plan de l'Arve holocène apporte d'utiles renseignements sur la dynamique des méandres lorsqu'ils étaient fonctionnels, c'est à partir de l'analyse du remplissage sédimentaire des bras morts que l'on déterminera leur évolution postérieure au recouplement.

3.3.2 : Le paléoméandre du Pont-Neuf.

a) Détermination de la section d'écoulement

L'étude du méandre du Pont Neuf a été réalisée le long d'un transect perpendiculaire à l'axe principal d'écoulement. Celui-ci est situé dans le premier tiers amont du méandre (voir Figure 1.6). Deux raisons justifient cette localisation :

1) le fait que ce site est l'un des seuls qui soit facilement accessible, la partie distale du méandre étant couverte d'une inextricable végétation arbustive, composée de saule cendré, ce qui rend toute investigation problématique ;

2) le fait que la position de la berge de rive droite soit très distinctement marquée par une légère levée, colonisée par de l'aulne glutineux. La connaissance de l'emplacement de la berge convexe a permis de déterminer une section d'étude qui soit de manière indiscutable perpendiculaire au chenal ; ce choix est impératif si l'on veut déterminer la géométrie du lit et pouvoir calculer les paramètres qui la décrivent.

La géométrie de la section d'écoulement a été reconstituée par interprétation des sondages pratiqués le long du transect (Figure 1.7). Ils sont en général équidistants de 10 mètres excepté à proximité de la rive droite, où la détermination précise de la position de la berge a nécessité une augmentation de la fréquence des forages. En rive gauche, la berge concave n'a pu être positionnée avec certitude : un épais manteau de colluvions hétérométriques provenant du versant tout proche et masquant une partie du talweg s'est avéré impossible à perforer avec le matériel de forage dont l'on disposait. Le fond du chenal et le banc de convexité sont constitués de formations graveleuses

dont la granulométrie n'a pu être reconnue, mais dont les éléments les plus grossiers sont probablement des galets.

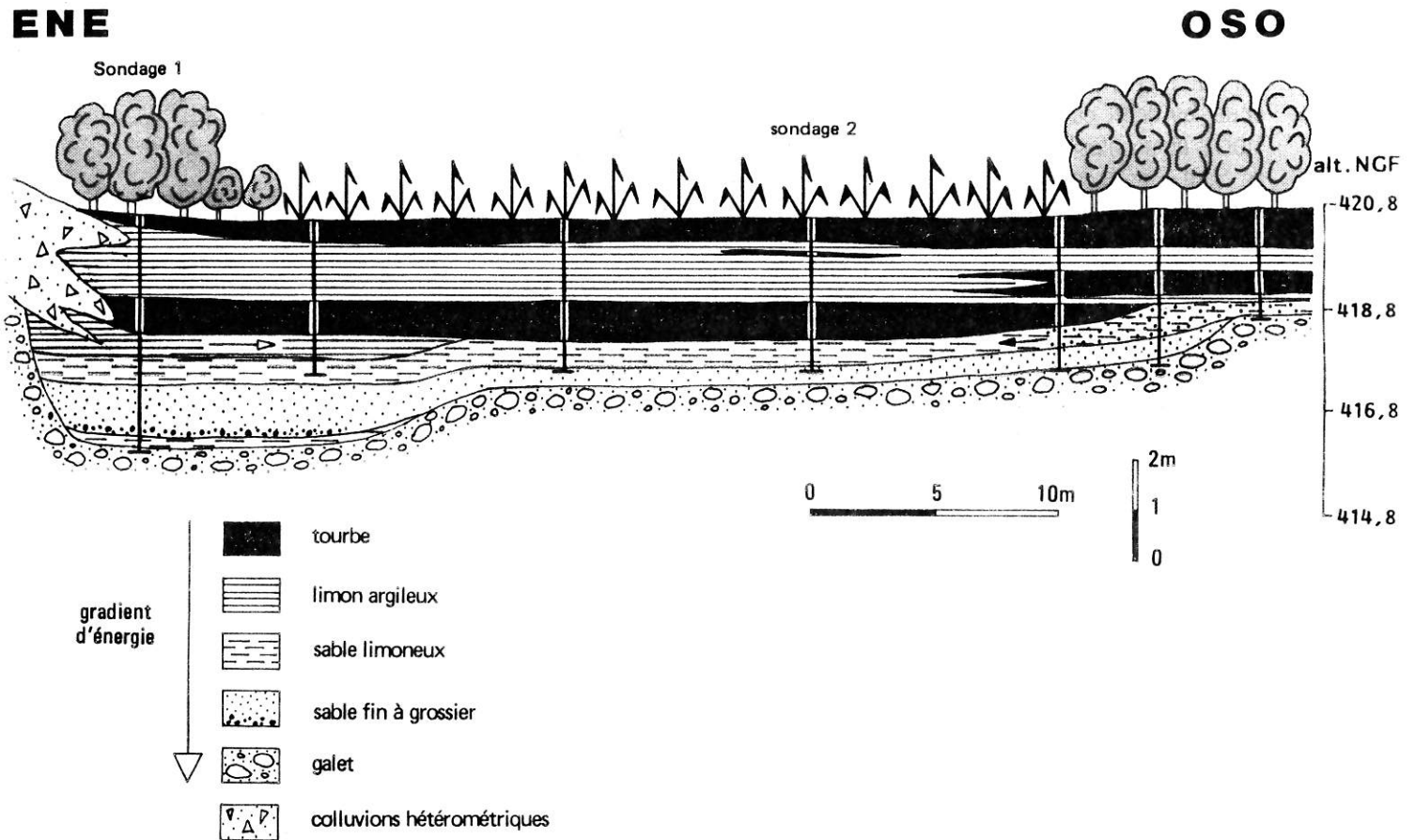


Figure 1.7 : Géométrie du chenal et remplissage alluvial du paléoméandre du Pont-Neuf.

La section d'écoulement du bras mort est typique des méandres de cours d'eau transportant une charge de fond graveleuse (Mc Gowen et Garner, 1970). Ces auteurs ont étudié les formes fluviales et les structures sédimentaires de différents cours d'eau graveleux à méandres aux Etats-Unis. Le banc de convexité est généralement composé de deux unités principales : un banc supérieur généralement exondé, sauf en période de crue ; un banc inférieur qui constitue son prolongement et qui est émergé uniquement à l'étiage. Ils sont reliés par un talus en pente assez raide (17 à 18°). Le chenal atteint une profondeur maximale à proximité de la berge concave ; il s'agit d'une mouille, creusée et approfondie lors des crues et partiellement remblayée à la décrue. Les bancs de convexité supérieur et inférieur progressent latéralement par dépôt de sédiments parallèlement au talus (accrétion latérale) ; ils suivent la migration du talweg qui sape la berge concave et provoque son recul.

b) Etude du remplissage sédimentaire du bras mort.

Le remplissage sédimentaire du bras mort est le témoin de l'histoire du méandre après le recouplement de la sinuosité. Il était donc nécessaire de l'étudier en détail dans le but de reconstituer la dynamique du site.

L'analyse de la stratigraphie des dépôts met en évidence une évolution complexe que l'on peut schématiquement scinder en deux étapes qui se suivent chronologiquement :

1) les processus fluviaux ont mis en place les dépôts qui remblaient le fond du chenal et qui recouvrent le banc de convexité inférieur. Cette première étape de l'évolution du chenal abandonné peut être qualifiée "d'allogène", le remblaiement étant contrôlé par l'occurrence des flux hydriques et minéraux délivrés par le chenal principal. La description, dans un premier temps uniquement qualitative des sondages, a montré une tendance globale à l'affinement granulométrique, de la base vers le haut des profils (Figure 1.7) : des sables grossiers sont présents en très faible épaisseur (10 à 15 cm) à la base du chenal. Ils sont surmontés de près de 2 mètres de sables fins et sables limoneux riches en schistes, ce qui leur donne une couleur très sombre, presque noire ; les sédiments silteux constituent l'essentiel du remplissage d'origine fluviale. La variation rapide, de la base vers le haut, de la texture des sédiments traduit une diminution extrêmement brutale de l'énergie des flux hydriques alimentant la sinuosité ; elle est caractéristique du méandrage, le recouplement du lobe de convexité entraînant l'isolement du méandre du nouveau chenal principal, où circulent les flux les plus énergiques (Allen, 1965 ; Reineck et Singh, 1973) ;

2) la sédimentation de la partie supérieure du chenal résulte essentiellement de processus locaux, indépendants de l'alimentation hydrique et minérale délivrée par l'Arve. Ces dépôts ont profondément enfoui les sédiments fluviaux du fond du chenal et du banc de convexité inférieur ; ils recouvrent également de près de 2 mètres le banc de convexité supérieur. Les dépôts sont mixtes, constitués exclusivement de matière minérale ou d'un mélange de matière minérale et organique présente dans de fortes proportions, allant même jusqu'à la tourbe presque pure. La fraction minérale appartient à la classe des limons argileux ; ils s'agit de sédiments issus du versant qui domine le méandre du Pont-Neuf. Leur couleur gris clair fut un excellent critère *in situ*, pour les différencier des apports fluviaux. Les sédiments très organiques ont été considérés comme étant de la tourbe sans tenir compte de la teneur variable en matière organique des échantillons ; celle-ci n'a d'ailleurs pas été quantifiée. Quatre lits principaux ont été distingués :

- de bas en haut, on distingue un premier niveau presque exclusivement minéral colmatant uniquement la partie la plus profonde du chenal. Les sédiments locaux provenant du versant sont mélangés avec des dépôts fluviaux en proportion modeste, comme le laisse penser la couleur grise des échantillons ;

- le premier lit minéral est recouvert d'environ 80 centimètres de tourbe qui occupe l'ensemble de la section d'écoulement, sauf à proximité de la berge concave où elle est remplacée par des colluvions. La faible proportion de la fraction minérale dans cet épisode du remplissage témoigne d'une forte autogénie du bras mort ;

- un second lit presque exclusivement minéral de couleur gris clair et extrêmement compact surmonte la tourbe. Il recouvre le chenal et l'ensemble du banc de convexité. Son épaisseur moyenne est d'environ 1,20 mètre. Néanmoins, la figure 1.7 met en évidence une dissymétrie dans le remplissage du bras mort : les sondages les plus éloignés du versant sont beaucoup plus riches en matière organique que les autres, comme le montre la présence d'un second niveau tourbeux intercalé dans les limons argileux ; cette dissymétrie du remplissage atteste l'origine colluviale des apports minéraux ;

- le sommet du remblaiement est composé d'un nouveau lit de tourbe presque pure d'épaisseur moyenne 60 centimètres, sur laquelle est installée une dense phragmitaie. La nappe phréatique est affleurante pendant une grande partie de l'année.

c) L'image CM des dépôts du méandre du Pont-Neuf et sa signification.

Plus de 60 analyses granulométriques ont été effectuées sur la fraction minérale remplissant le bras mort, aussi bien sur les dépôts fluviaux que sur les sédiments originaires du versant. On a extrait la médiane M et le percentile le plus grossier C des courbes cumulatives et construit l'image CM des dépôts (Figure 1.8).

Il apparaît que **l'image des courants de traction est très partielle** : 1) le tronçon RS indicateur d'un transport en suspension uniforme est bien développé. La médiane des dépôts est comprise entre 10 et 70 microns avec une absence d'échantillons dans la classe de taille 20-35 microns, tandis que la valeur maximale du percentile C_u est de 300 microns ; 2) le tronçon QR indicateur d'un transport des sédiments en suspension graduée est incomplet ; seule sa partie basse a pu être représentée ; 3) les dépôts des tronçons OP et PQ indicateurs d'un transport mixte alliant suspension graduée et roulage ne sont pas présents dans le transect étudié.

De nombreux échantillons sont positionnés sous l'image des courants de traction ; ils traduisent des conditions de transport et de dépôt qui n'avaient jusqu'alors jamais été mises en évidence aussi complètement et qu'il est nécessaire d'explicitier :

1) une première série de dépôts prolonge vers le bas le tronçon QR de l'image CM. Ces sédiments sont caractérisés par un rapport de proportionnalité liant la médiane et le percentile le plus grossier, comme c'est le cas pour les dépôts issus de suspension graduée. Le classement des sédiments est bon, comme en témoigne la proximité de la droite de tri parfait $C=M$. On a appelé RR' le prolongement vers le bas du tronçon QR.

Passega n'a jamais mis en évidence un tel prolongement du tronçon QR sur les rivières ; il l'a par contre fréquemment rencontré dans des dépôts prélevés en milieu marin, les sédiments étant transportés par des courants de turbidité (Passega, 1964). Par contre, Williams et Rust (1969) avaient observé un modèle similaire sur la Donjek, ces dépôts de faible épaisseur remblayant les chenaux de tressage abandonnés.

Les processus entraînant le dépôt des sédiments représentés dans le tronçon RR' de l'image CM sont très différents des processus favorisant le dépôt de la suspension graduée ou de la suspension uniforme (tronçons QR et RS) :

- dans le cas du dépôt de la suspension graduée ou de la suspension uniforme, seule une légère décroissance de la turbulence au contact du fond (en arrière d'un obstacle par exemple) provoque la sédimentation, les tranches d'eau supérieures n'étant pas affectées par la diminution de vitesse. Il y a dans ce cas **contrôle amont de la sédimentation** ;

- les dépôts du tronçon RR' sont probablement la conséquence d'une diminution progressive de la vitesse du courant de traction et par conséquent de la turbulence qui affecte de manière uniforme toute la section d'écoulement et toutes les altitudes de la tranche d'eau. En réponse à cette décroissance générale de la turbulence, les particules de la suspension s'organisent en strates de granulométrie identique, les éléments les plus grossiers étant les plus proches du fond. Avant de se sédimenter, la suspension se rapproche du fond. La densité de la suspension augmente en même temps que la compacité des strates, ce qui accélère la diminution de turbulence et provoque le début

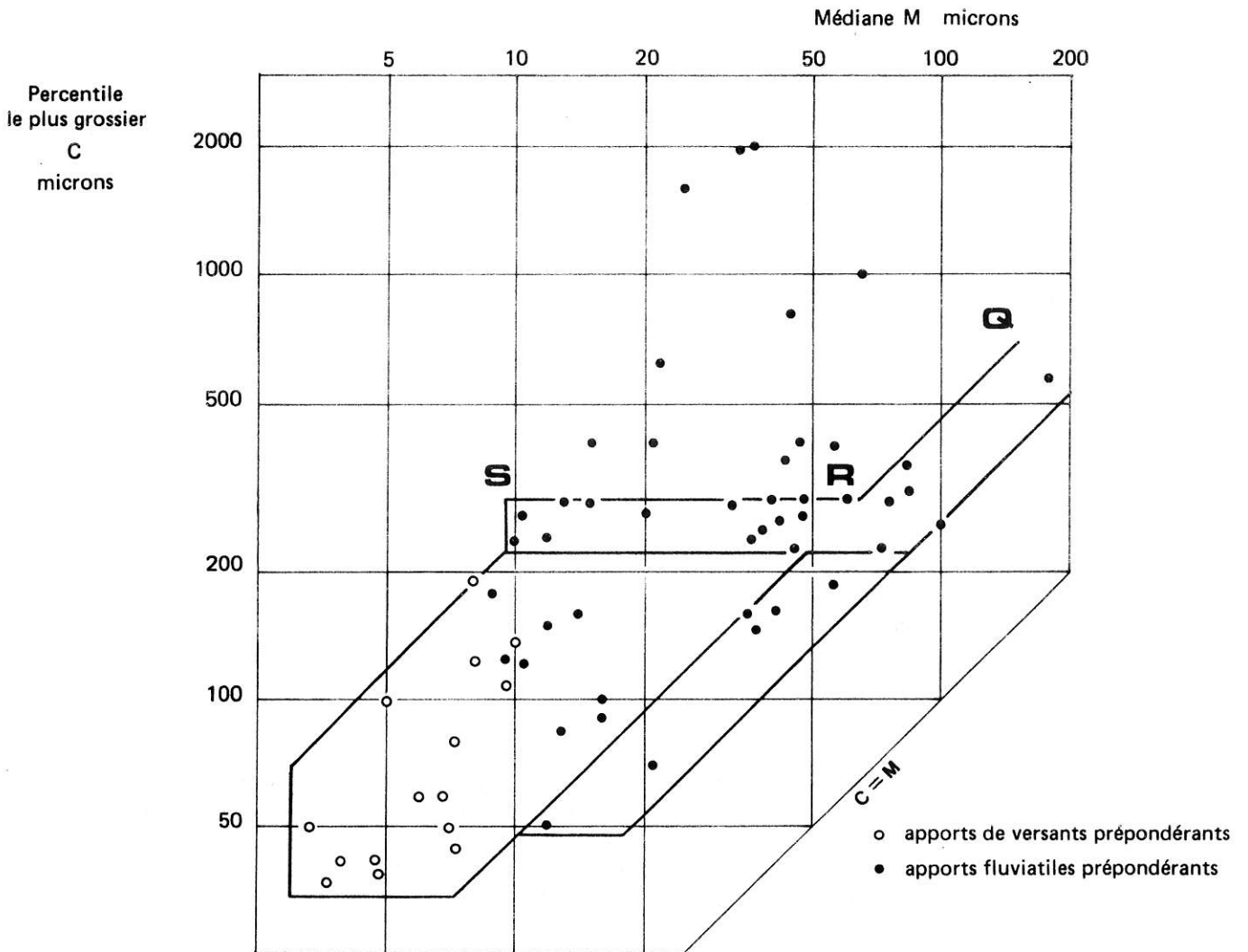


Figure 1.8 : Image CM des dépôts remplissant le paléochenal du Pont-Neuf.

de la sédimentation ; celle-ci entraîne une nouvelle augmentation de la compacité des strates composant la suspension, ce qui accélère le dépôt. On se trouve donc en présence d'un processus auto-accélééré qui produit une sédimentation en masse, par strates de granulométrie identique. L'hypothèse d'une sédimentation en masse de particules de dimension similaire, comme cela se produit en milieu marin où circulent des courants de turbidité, est renforcée par l'excellent triage qui caractérise les dépôts du tronçon RR'. Dans ce cas de figure, il y a donc **contrôle aval de la sédimentation**, provoquée par le ralentissement progressif de la masse d'eau.

Les dépôts du tronçon RR' sont typiques de milieux aquatiques abandonnés par la rivière. Ils sont indicateur d'un type déterminé de dynamique, fréquent dans les anciens chenaux alimentés axialement par les flux de débordement et dans lesquels la sédimentation est provoquée par le ralentissement progressif de la masse d'eau. La position plus ou moins proche des échantillons du diagramme des courants de traction est un bon indicateur de la proximité du chenal principal. Les facteurs susceptibles de provoquer le blocage de l'écoulement sont présentés sur la figure 1.9 :

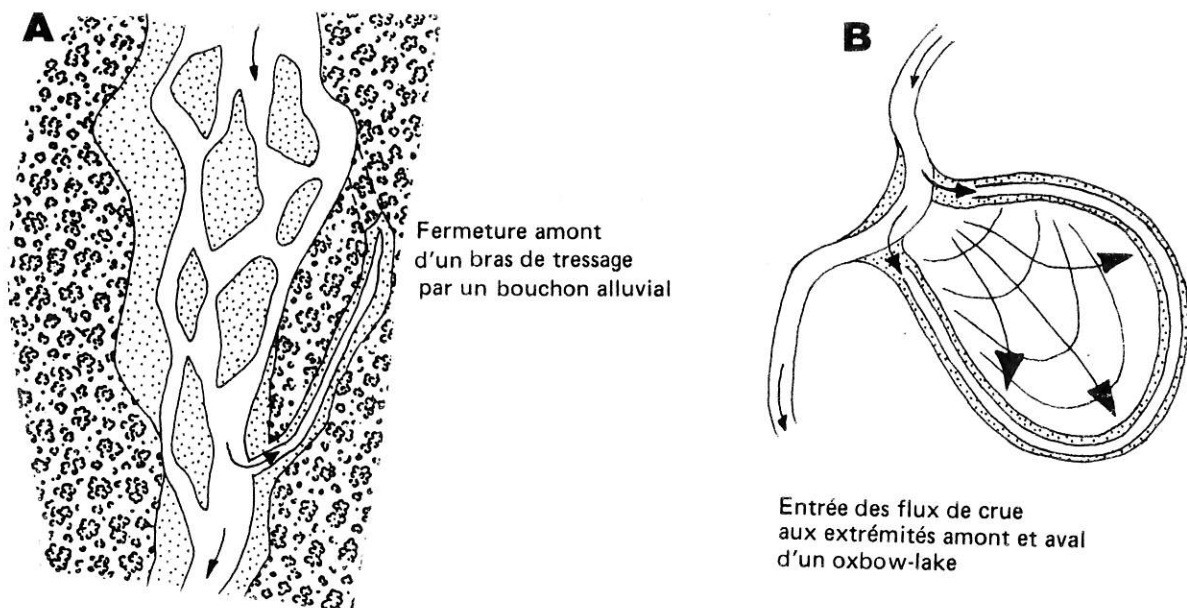


Figure 1.9 : Décroissance de la compétence de l'écoulement dans un ancien chenal : A) par la formation d'un bouchon alluvial à l'extrémité amont d'un chenal de tressage ; B) par une double alimentation hydrique lors des crues, aux extrémités amont et aval d'un chenal de méandrage.

- il peut être la conséquence d'une connexion entre les anciens chenaux de tressage ou de méandrage et la rivière uniquement par l'une de leurs extrémités. En général, c'est l'extrémité amont du bras recoupé qui est rapidement isolée du chenal principal, par la formation d'un bouchon alluvial (Figure 1.9 A) ;

- dans le cas d'un méandre, le blocage de l'écoulement est possible même si les deux extrémités du chenal abandonné sont en contact avec la rivière. Il est alors provoqué par l'alimentation simultanée des deux extrémités du bras qui n'est possible que lorsque le chenal est fortement sinueux (Figure 1.9 B) ; il est probable qu'une telle situation ne peut se produire sur un chenal de tressage au tracé beaucoup plus rectiligne.

2) de nombreux échantillons sont positionnés sous le tronçon RS de l'image CM. Il n'y a, semble-t-il, pas de relation entre la médiane et le percentile le plus grossier, les échantillons étant largement dispersés sans modèle apparent. Ils sont caractérisés par un mauvais tri granulométrique comme en témoigne leur éloignement de la droite C=M. On a conservé l'appellation T donnée par Passega à ce type de dépôts. Ce type de sédiments, dont médiane et percentile le plus grossier sont faibles, est caractéristique de deux types d'environnements :

- des **milieux terrestres** de la plaine d'inondation, très éloignés du chenal actif, mais recevant l'inondation lors des crues de la rivière. Les sédiments de débordement sont issus de suspension uniforme, mais l'éloignement de l'axe des flux et le freinage de l'écoulement par la végétation alluviale a provoqué la sédimentation des particules les plus grossières; elle ne sont donc plus présentes dans la suspension qui atteint ces secteurs marginaux et bien entendu absentes des dépôts ;

- des **milieux aquatiques temporaires ou permanents**, sans liaison axiale avec le chenal actif et en général fort éloignés de l'axe des flux principaux : il peut s'agir d'une dépression inondée en crue, d'un marécage ou d'un ancien chenal déconnecté de la rivière. Le mode de transport des sédiments les plus fins peut alors être assimilé à de la suspension pélagique caractérisée par une quasi-absence de turbulence. On peut également les trouver en fines intercalations dans des bras proches de la rivière. Ils témoignent alors de la présence d'une petite dépression temporaire d'eau stagnante isolée lors de la décrue : c'est le cas des échantillons pointés sur l'image CM du méandre du Pont-Neuf qui ont été prélevés à l'extrémité sommitale du remblaiement fluvial. Les échantillons issus du versant sont les plus fins que l'on ait analysés. Ils ont très probablement été mis en place dans une nappe d'eau immobile peu profonde.

Un dizaine d'échantillons de l'image CM du méandre du Pont-Neuf sont situés au dessus du tronçon RS. Il s'agit d'un mélange de dépôts issus de processus de transports différents, prélevés à proximité de la berge convexe. On recherchera la signification de ce mélange lors de la reconstitution paléogéomorphologique du site.

d) Essai de reconstitution de la dynamique du méandre du Pont-Neuf.

L'étude conjointe de la coupe du bras mort, des processus de transport et de dépôt des sédiments par le biais de l'image CM et l'analyse géomorphologique du site permettent de proposer une reconstitution chronologique de l'évolution du bras mort.

La figure 1.10 présente les résultats des analyses granulométriques effectuées sur deux sondages types, l'un positionné au droit de la mouille dans la concavité, le second sur le banc de convexité inférieur (voir la figure 1.7 pour la localisation des sondages). L'interprétation de la dynamique du remblaiement résulte de l'analyse conjointe de ces deux sondages et de la reconnaissance de processus de dépôt identiques, traduisant une même étape de la dynamique de colmatage. Chaque échantillon est caractérisé par sa proportion de matériaux contenus dans des classes de taille données ; l'image CM détermine la nature des processus de dépôt. L'étude de bas en haut de la colonne de sédiment permet la reconstitution des dynamiques qui se sont succédées et ont conduit au remblaiement du bras mort. Les numéros des paragraphes qui vont suivre se réfèrent à ceux de la figure 1.10.

1) Les trente premiers centimètres de matériaux sont constitués de sable limoneux bien classé, positionné dans la partie supérieure du tronçon RR' de l'image CM. Ils sont probablement les témoins de la phase de recouplement du méandre et indiquent un processus de brusque ralentissement de la masse d'eau chargée de sédiments en suspension. Néanmoins, lors des crues, on ne peut exclure la possibilité d'une remise en activité énergétique du chenal abandonné, favorisant

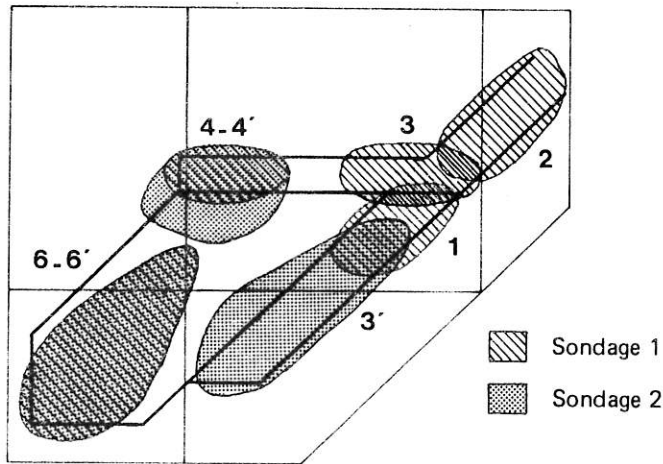
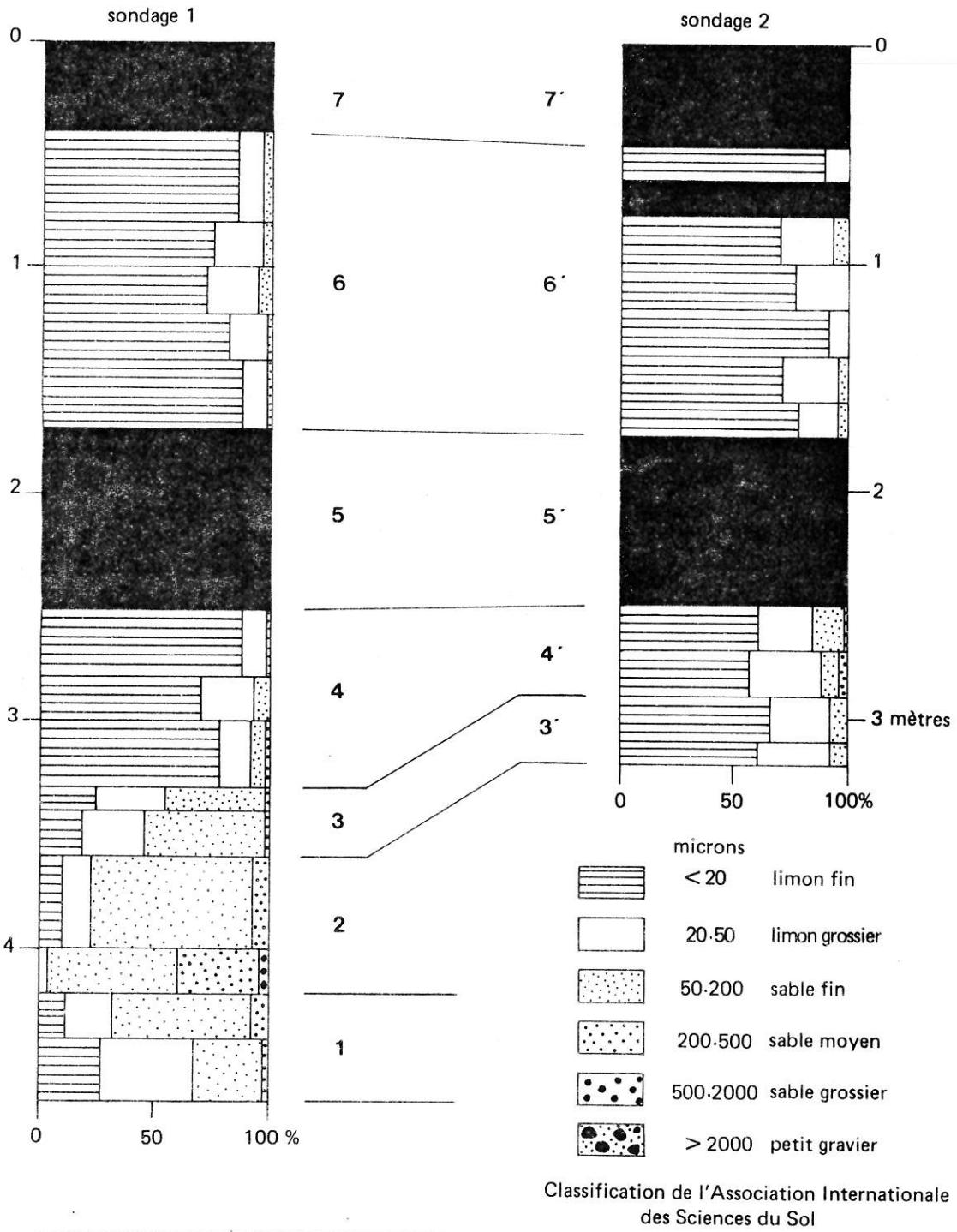


Figure 1.10 : Paléoméandre du Pont-Neuf : analyses granulométriques de deux sondages caractéristiques et interprétation des processus de transport et de dépôt sur l'image CM.

l'érosion au moins partielle des sédiments précédemment déposés ; il se peut dans ce cas que les dépôts soient postérieurs au recouplement, les sédiments originels ayant été érodés.

2) Quatre-vingt centimètres de sable fin à moyen constituent l'étape suivante du remblaiement fluvial. Ce sont des dépôts de traction issus de suspension graduée qui témoignent d'une remise en eau lors de crues et d'un écoulement relativement énergique. La circulation de l'eau et de la charge en suspension s'effectuait probablement librement sans blocage aval de l'écoulement.

3) L'analyse granulométrique des sédiments du niveau supérieur est indicatrice d'un processus de dépôt identique sur les deux sondages présentés, mais à des altitudes différentes, dépendant de la géomorphologie de la section d'écoulement. Leur épaisseur, sensiblement la même sur les deux colonnes, est de 30 centimètres. Dans la mouille (sondage 1), les dépôts sont des sables très fins, positionnés au niveau du coude R de l'image CM ; ils sont en limite de deux modes de transport, les suspensions uniforme et graduée. Sur le banc de convexité inférieur (sondage 2), les dépôts sont des limons sableux bien classés ; ils appartiennent au tronçon RR' de l'image CM.

Ces dépôts mettent en évidence une ou plusieurs phases de mise en eau du chenal abandonné avec circulation lente dans la concavité d'un écoulement chargé de suspension uniforme. Dans la partie la plus profonde du chenal (sondage 1), la turbulence encore relativement forte près du fond ne permet le dépôt que des particules les plus grossières de la suspension, d'où leur position au point R de l'image CM. Sur le banc de convexité inférieur (sondage 2), les dépôts mettent en évidence **un effet d'eau calme**, classique dans les convexités de méandre : les sédiments de suspension uniforme, progressivement ralentis lorsque l'on s'éloigne de la berge concave, se stratifient par classes de taille ; les plus grossiers se déposent à proximité de la mouille, les plus fins près de la rive droite, d'où le gradient RR' mis en évidence sur l'image CM.

4) Le niveau suivant constitue une phase transitoire entre une évolution allogène du bras mort, sous l'influence des apports de l'Arve et une phase indépendante des processus fluviaux, mais que l'on ne qualifiera pas d'autogène, étant donnée la forte influence des versants. Il est difficile à interpréter dans la mesure où les sédiments sont un mélange de matériaux fluviaux et d'apports locaux mis en suspension dans l'ancien méandre en eau et que le mode de prélèvement à la tarière n'a pas permis de distinguer. Le niveau de la nappe phréatique était contrôlé par l'exhaussement progressif d'un petit cône de déjection alimentant également le méandre en matière minérale (voir Figure 1.6).

Les analyses granulométriques effectuées sur ce niveau sont positionnées pour certaines à proximité du point S de l'image CM, indiquant une circulation de suspension uniforme. La médiane extrêmement faible des dépôts indique que lorsque la sédimentation s'est produite, la turbulence de l'écoulement à proximité du fond était très faible ; c'est le signe d'une alimentation de moins en moins active lors des crues et probablement de moins en moins fréquente, ce qui traduit le vieillissement de la paléoforme fluviale. Il est possible que la médiane des dépôts issus de suspension uniforme ait été légèrement affaiblie par leur mélange avec des sédiments locaux, déposés dans l'eau stagnante du méandre. Ceux-ci diffèrent des apports issus de suspension uniforme par leur percentile beaucoup plus faible, la médiane étant identique ; ils sont positionnés dans la partie supérieure de la zone T de l'image CM.

A proximité de la berge de rive droite, les analyses granulométriques ont été faussées par la présence de sables grossiers et de petits graviers (voir Figure 1.7). Ils proviennent probablement de la berge graveleuse. Les processus susceptibles de justifier leur présence sont nombreux : l'explication la plus plausible est qu'il s'agit de simples éboulements de la berge, éventuellement favorisés par des bioturbations ; on ne peut non plus exclure une alimentation latérale du bras mort par les eaux de débordement de l'Arve qui aurait favorisé le ravinement de la berge.

5) Une épaisse couche de 80 centimètres de tourbe recouvre la formation minérale précédente. Sa présence témoigne de l'existence d'un contrôle aval du niveau phréatique par le petit cône de déjection, la nappe étant la plupart du temps affleurante. La faible teneur globale en matière minérale indique de faibles apports en provenance du versant en pente raide qui domine le méandre ; cette période de stabilité morphodynamique traduit peut-être sa bonne végétalisation. Il est probable qu'une étude détaillée des taux de matière organique dans les colonnes de tourbe accompagnée de datations procurerait d'intéressants compléments d'information sur les phases de plus ou moins bonne stabilité du versant.

6) Une phase de forts apports du versant est mise en évidence par la présence de sédiments exclusivement minéraux sur 90 centimètres d'épaisseur et qui recouvrent la tourbe. On peut émettre l'hypothèse d'un défrichement des pentes dominant le méandre pour expliquer la brutale rupture morphodynamique, dont ils sont l'indicateur. Il aurait provoqué une recrudescence des processus érosifs sur le versant et une augmentation de la fourniture minérale remblayant le bras mort. L'époque de la rupture de dynamique n'est pour l'instant pas connue, aucune datation des lits de tourbe n'ayant été effectuée.

Le modèle CM indique que les dépôts extrêmement fins se sont mis en place dans un milieu aquatique dépourvu de courant. Il est probable que malgré le stade d'évolution avancé du colmatage, malgré l'incision de l'Arve qui a réduit la fréquence d'inondation de la terrasse du Pont-Neuf, les débordements lors des plus fortes crues ont contribué à alimenter de manière épisodique le paléoméandre ; aujourd'hui encore, il semble que la crue cinquantennale inonde le marécage par le biais des canaux de drainage, comme nous l'ont certifié les riverains. Il est évident qu'une telle inondation ne fournit que peu de sédiments au méandre et de granulométrie extrêmement fine. Les apports fluviaux constituent donc un processus marginal et peu actif n'ayant qu'un rôle limité dans le remblaiement du bras mort.

7) La dernière phase de remplissage met en évidence un nouveau lit de tourbe, indicateur de la bonne stabilité du versant. Les pentes dominant le bras mort sont actuellement recouvertes d'une prairie qui offre une bonne protection contre l'érosion pluviale.

* * *

En définitive, l'analyse des sédiments de remplissage prélevés sur un transect du méandre du Pont-Neuf a permis de proposer une reconstitution paléomorphologique des principales phases de son évolution. Elle a également mis en évidence, pour une même étape du comatage, la forte variabilité latérale de la granulométrie des dépôts d'un transect, en relation avec l'effet d'eau calme dans la convexité de l'ancien méandre.

3.3.3 : Les paléoméandres de Nant.

a) Détermination des sections d'écoulement.

Les investigations ont porté sur trois transects, dont deux sont établis sur le méandre de Nant-Bas et le dernier sur celui de Nant-Haut (voir Figure 1.6). La problématique des études entreprises sur le bras mort inférieur est un peu différente de celle du paléoméandre du Pont-Neuf : il ne s'agissait plus seulement de tester la variabilité latérale de la dynamique des dépôts le long d'un transect unique, mais également de mettre en évidence la variation longitudinale de la sédimentation, en relation avec la plus ou moins grande proximité du chenal de recouplement. On aurait souhaité étudier un troisième transect localisé à l'aval des précédents. Mais un petit

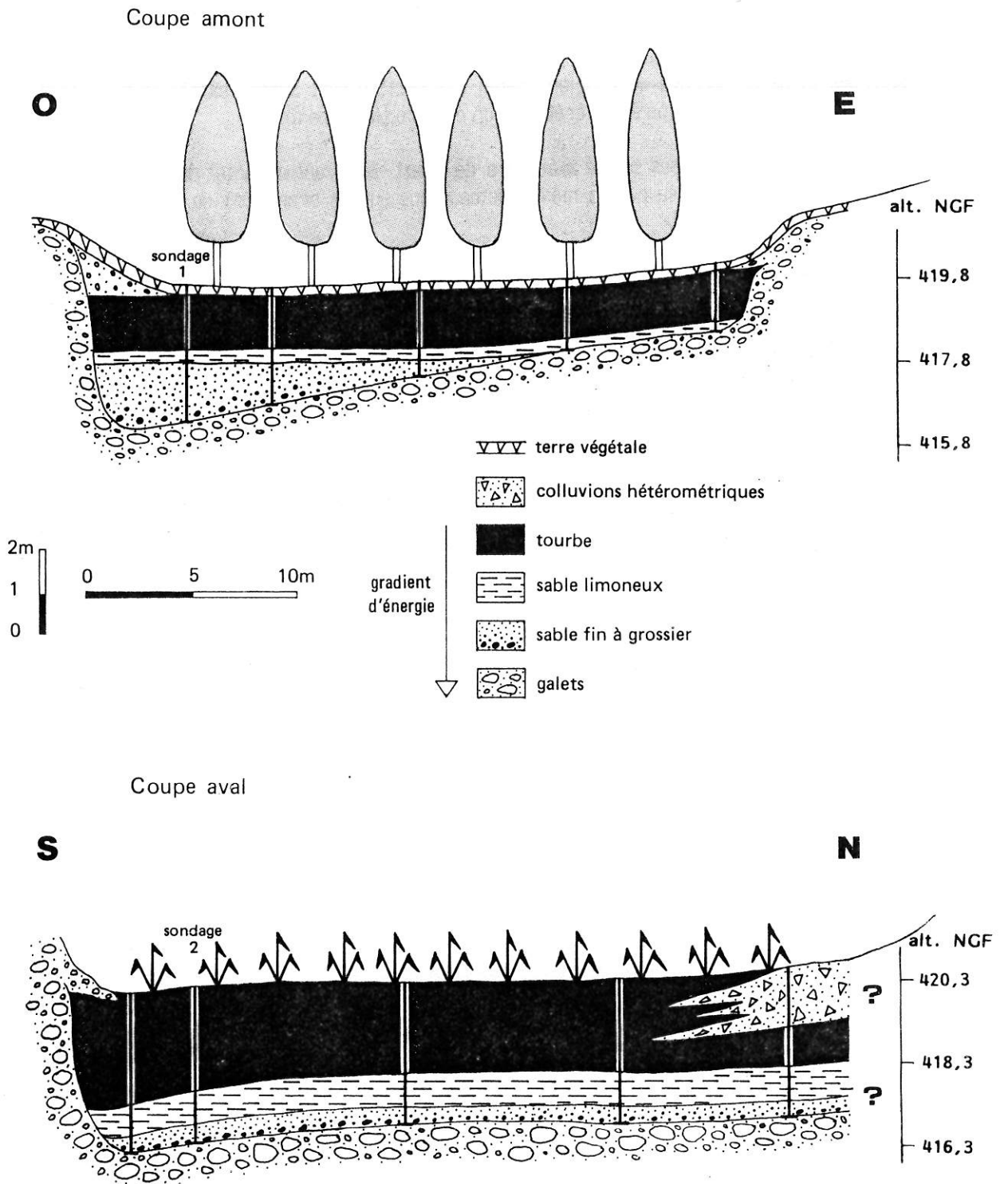


Figure 1.11 : Géométrie du chenal et remplissage alluvial du paléoméandre de Nant-Bas : A) transect amont ; B) transect aval.

cours d'eau local, établi sur la partie distale du méandre a déposé une abondante charge grossière et masqué les dépôts holocènes ; il n'a pas été possible de percer cette carapace avec les moyens de forage dont l'on disposait. On s'est heurté à un problème similaire sur le méandre supérieur, où des colluvions hétérométriques transportés par des mouvements de terrain ont progressivement fossilisés la berge concave de l'ancien chenal. Ceux-ci se sont avérés extrêmement difficile à perforer et l'opération n'a pu être répétée qu'un nombre limité de fois.

1) Les sections étudiées sur le **méandre de Nant-Bas** sont distantes de 650 mètres. Leur géométrie a été déterminée par la même méthode que sur le bras mort du Pont-Neuf (Figure 1.11) :

- **la coupe amont** met en évidence un lit étroit, d'une trentaine de mètres de largeur. La section est asymétrique, la rive gauche constituant la berge concave du méandre contre laquelle étaient dirigés les courants principaux. Ce profil est indicateur de la proximité amont du point de convexité maximum du méandre. Il permet de reconstituer l'ancien cours de l'Arve à l'époque de l'activité du méandre : en amont de Nant, le chenal de l'Arve occupait probablement une position voisine de celle de la rivière actuelle ; elle décrivait ensuite une sinuosité prononcée vers le Nord et s'engageait dans le méandre de Nant-Bas (voir Figure 1.6) ;

- **la coupe aval** n'est malheureusement que partielle, la position de la rive droite n'ayant pu être déterminée. Elle montre un lit relativement plat avec, semble-t'il, la présence d'un banc de galet central. Le transect étant proche du point de convexité maximum du méandre, il est surprenant que la section d'écoulement soit aussi symétrique. Cela tient probablement au fait que la géométrie du chenal, qui dépend des courants de circulation secondaires, est contrôlée par la proximité d'un seuil : en effet, les méandres très développés ont la particularité d'inclure plusieurs successions seuil-mouille dans une même convexité (Thompson 1986), la distance entre deux seuils étant généralement voisine de 5 à 7 fois la largeur de la rivière (Leopold *et al.*, 1964).

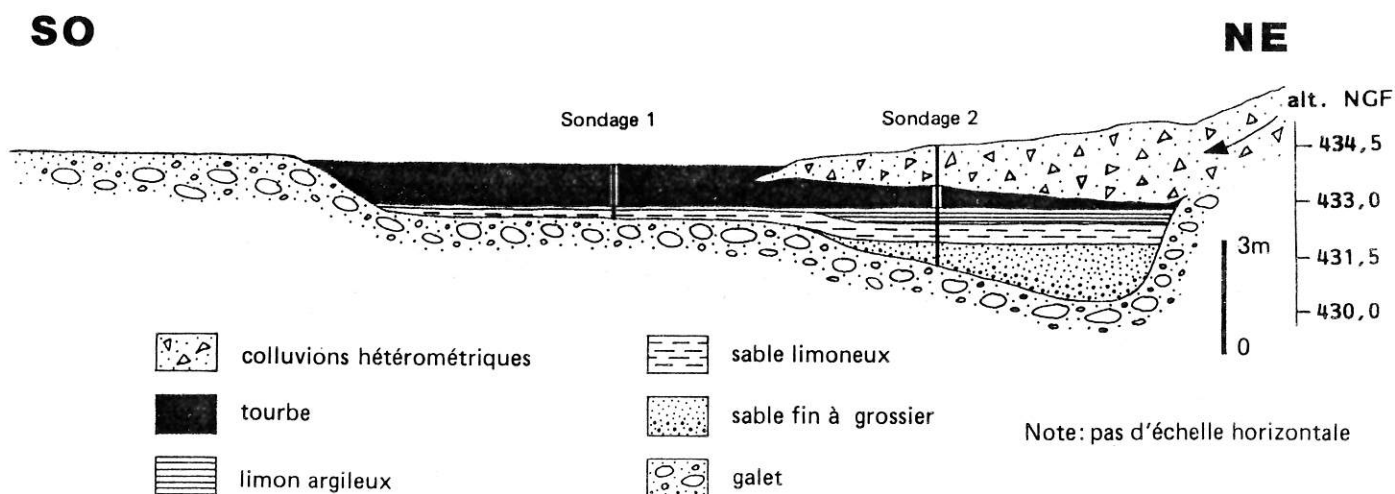


Figure 1.12 : Géométrie probable du chenal et remplissage alluvial du paléoméandre de Nant-Haut.

2) La présence de la couverture de colluvions hétérométriques fossilisant une partie du **paléoméandre de Nant-Haut** n'a pas permis de reconnaître la géométrie exacte du chenal. Néanmoins, l'interprétation des sondages réalisés sur ce site permet la proposition de la topographie probable de la section d'écoulement (Figure 1.12) : comme sur le méandre du Pont-Neuf, le banc de convexité serait composé de deux unités, un banc supérieur et un banc inférieur reliés par un talus en pente raide ; il se prolonge par une mouille, dont la profondeur est probablement maximum près de la rive concave.

b) Etude du remplissage sédimentaire des bras morts de Nant.

Comme sur le méandre du Pont-Neuf, la dynamique des paléoméandres de Nant est marquée par une première phase de remblaiement engendrée par des processus fluviaux, à laquelle succède une seconde phase où l'évolution est caractérisée par une forte autogénie, parfois interrompue par l'arrivée massive de colluvions.

1) Trois types de dépôts remblaient le **méandre de Nant-Bas** :

- à la base du chenal, les sédiments sont de texture grossière. Ce sont des sables grossiers et granules qui traduisent un écoulement fortement énergétique. Une différence importante marque les sections d'étude amont et aval : les granules et surtout les sables sont présents sur une forte épaisseur dans la section amont, alors que celle-ci est inférieure à 50 centimètres sur le profil aval ;

- le remplissage de matériaux grossiers est enfoui sous une épaisseur variable de sable limoneux, maximale au droit du profil aval ; cela traduit des conditions hydrodynamiques beaucoup plus calmes que lors de la sédimentation des matériaux de fond de chenal ;

- une épaisse couche de tourbe termine le remblaiement du chenal. Elle atteste la présence permanente d'un milieu anaérobie dans le bras mort. Ce n'est pas surprenant, puisque de nombreuses sources prennent naissance sur le versant et sont canalisées par les anciens lits de la rivière. Cette tourbe est presque pure au droit du profil amont. Elle est souvent plus riche en éléments minéraux argileux sur le transect aval, où la proximité du versant semble s'être fait sentir plus fortement ; le sondage le plus proche du versant a même rencontré une couche de colluvions hétérométriques épaisse de près de deux mètres.

2) Le **méandre de Nant-Haut** présente un modèle de remblaiement similaire au méandre de Nant-Bas ; il est caractérisé par un affinement de la granulométrie des sédiments fluviaux, de la base vers le haut. Ceux-ci sont recouverts d'une épaisse formation organique, tronquée par les apports colluviaux lorsque l'on se rapproche du versant.

c) Les modèles CM des méandres de Nant.

Cinquante analyses granulométriques ont été effectuées sur le méandre de Nant-Bas, un nombre approximativement égal d'échantillons ayant été prélevés sur les deux transects étudiés. Les sédiments ont tous une origine fluviale et ont été mis en place par les eaux de débordement de l'Arve, après recoupement du méandre. Seulement treize échantillons prélevés dans le bras mort de Nant-Haut ont été analysés, en raison de l'extrême difficulté pour atteindre les sédiments fluviaux situés sous les dépôts colluviaux. On a extrait la médiane M et le percentile le plus grossier C des courbes cumulatives et construit les images CM des dépôts.

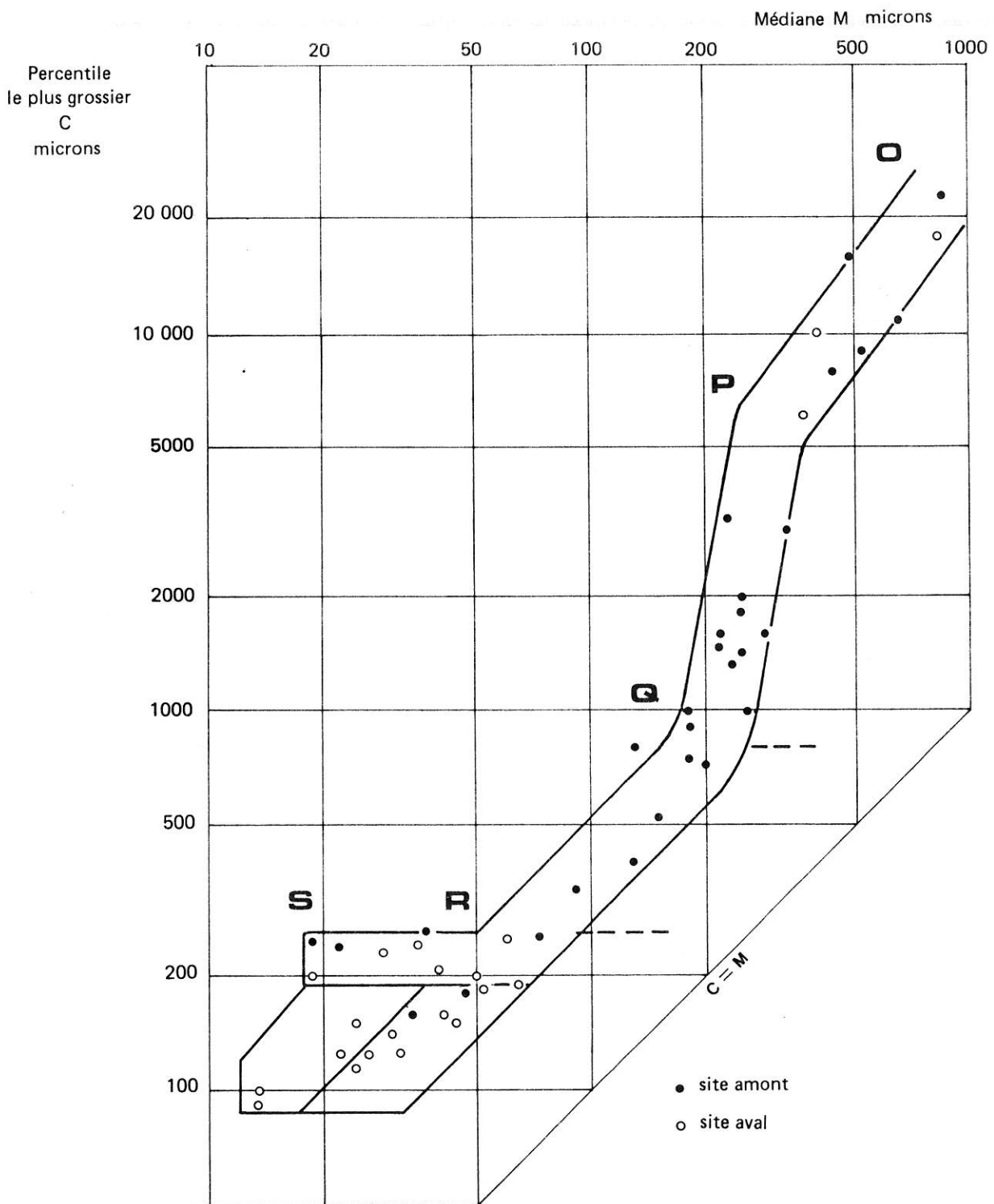


Figure 1.13 : Image CM des dépôts remplissant le paléoméandre de Nant-Bas.

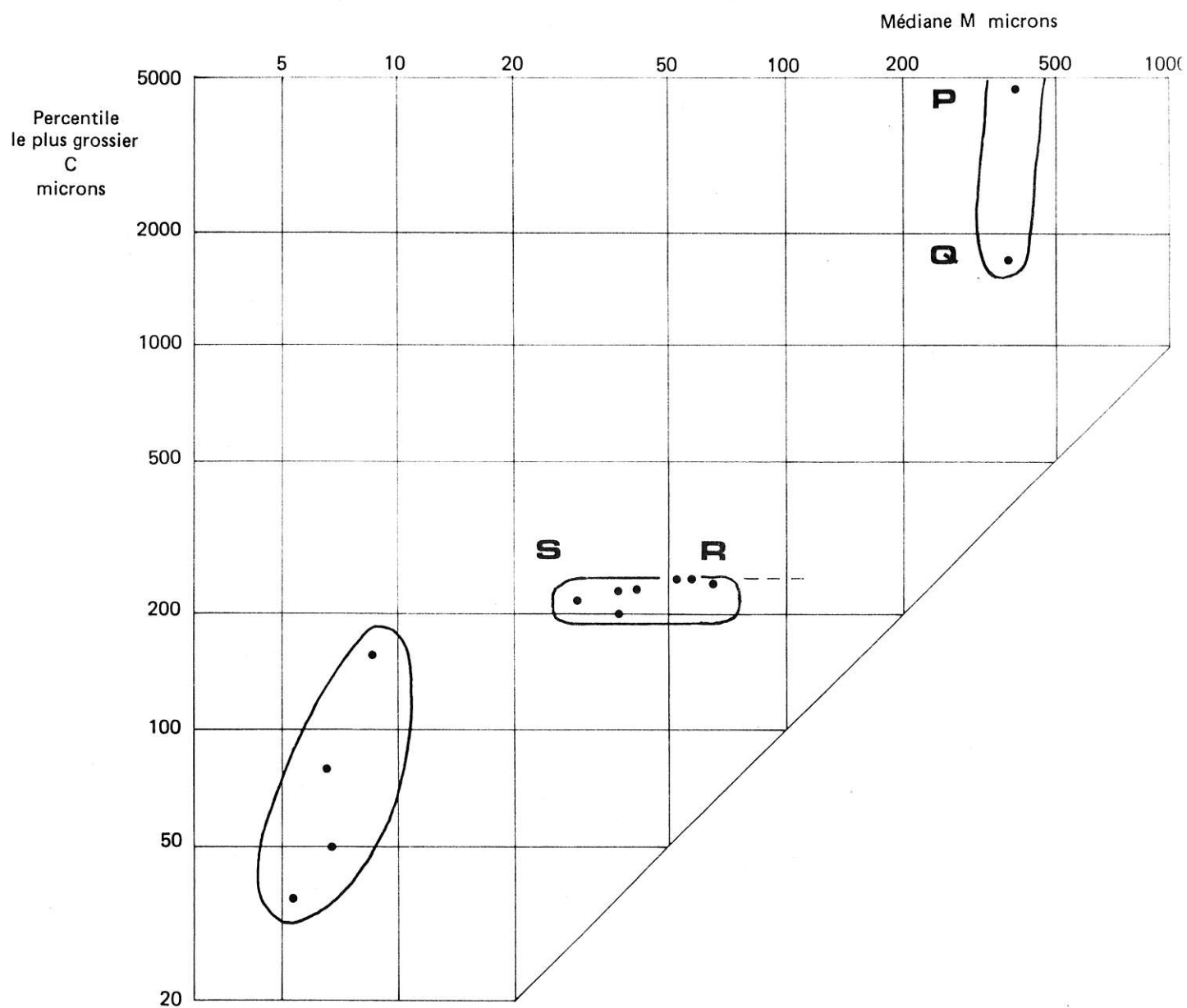


Figure 1.14 : Image CM des dépôts remplissant le paléoméandre de Nant-Haut.

1) L'image des courants de traction du **méandre de Nant-Bas** est très bien développée (Figure 1.13). On reconnaît les tronçons de l'image mettant en évidence différents modes de transport et de dépôt des sédiments : les tronçons OP et PQ indicateurs d'un mélange, dans des proportions variables, de sédiments roulés et transportés en suspension graduée ; le tronçon QR, indicateur de dépôts issus de suspension graduée ; un court tronçon RS indicateur de sédiments issus de suspension uniforme. Les valeurs limites Cu et Cs qui caractérisent les changements de mode de transport ont pu être déterminées : elles sont respectivement de 250 et 800 microns. Comme sur le méandre du Pont-Neuf, le tronçon RR' qui regroupe des sédiments fins bien triés a été mis en évidence et prolonge le tronçon QR de la suspension graduée. Quelques échantillons ont une texture très fine et un classement médiocre ; leur position suggère la présence d'un tronçon T peu développé.

2) L'image CM du **méandre de Nant-Haut** est très partielle en raison du nombre réduit d'unités géomorphologiques présentes sur le transect étudié (Figure 1.14). On reconnaît néanmoins les tronçons typiques des courants de traction : le tronçon PQ, mélange de suspension graduée et de quelques grains roulés ; le tronçon RS, dont la limite Cu a pour valeur 240 microns. Les dépôts issus de suspension graduée n'apparaissent pas sur l'image CM, ce qui ne signifie pas forcément qu'ils n'existent pas, mais simplement qu'ils n'étaient pas présents dans le nombre réduit de sondages que l'on a effectué. Plusieurs échantillons, déposés au sommet du remblaiement fluvial, sont très fins et mal classés ; ils sont positionnés dans le tronçon T de l'image CM.

d) Essai de reconstitution de la dynamique des méandres de Nant.

La dynamique des méandres de Nant est mémorisée pour une grande part dans les colonnes de sédiments prélevées dans le chenal remblayé. Les résultats des analyses granulométriques de sondages types et l'interprétation des processus de transport et de dépôt pour chaque échantillon ont été synthétisés sur les figures 1.15 et 1.16.

A) La reconstitution de l'évolution du **méandre de Nant-Bas** est fondée sur l'étude conjointe des deux sites amont et aval. Celle-ci est beaucoup moins complexe que ne l'était celle du paléoméandre du Pont-Neuf ; elle peut être divisée en cinq grandes étapes d'inégale durée :

1) le colmatage de fond de chenal est très grossier, puisqu'une proportion comprise entre 10 et 40 pour-cent du poids total des échantillons dépasse un diamètre de 2000 microns dans le sondage amont. Cette proportion est un peu plus faible dans le second sondage ; elle démontre une diminution amont-aval de la compétence de l'écoulement. Les dépôts sont constitués de matériaux transportés par roulage et en suspension graduée, ce qui indique la circulation d'un flux très rapide. Il est probable qu'ils sont contemporains de la crue ou de la série de crues ayant provoqué le recoupement de la sinuosité ; en effet, les remises en eau ultérieures du méandre ont certainement été moins énergiques, le flux principal s'écoulant préférentiellement dans le chenal de recoupement dont la pente était plus forte ;

2) l'analyse du remplissage supérieur met en évidence une accentuation de la différence entre les sondages amont et aval, en ce qui concerne l'épaisseur des dépôts et leur processus de mise en place : sur la section amont, les sédiments épais de 60 centimètres sont des sables grossiers positionnés sur l'image CM en limite supérieure des dépôts issus de suspension graduée (point Q) et indiquent un courant rapide ; sur la section aval, les dépôts ont une épaisseur maximale de 20 centimètres et sont issus de la fraction la plus fine de la suspension graduée (point R), indicatrice d'un courant nettement plus lent.

Deux facteurs peuvent expliquer de telles différences dans le remplissage du bras mort : 1) la géométrie du chenal qui conditionne une dynamique des écoulements différente d'une section à

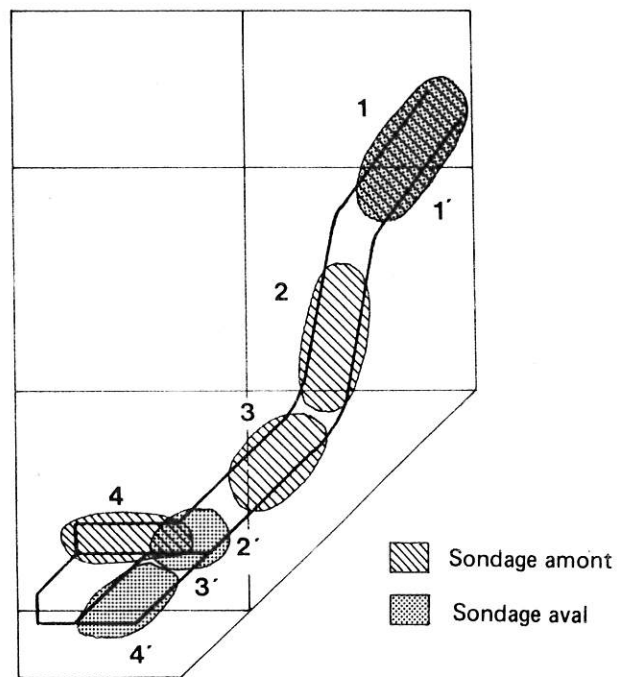
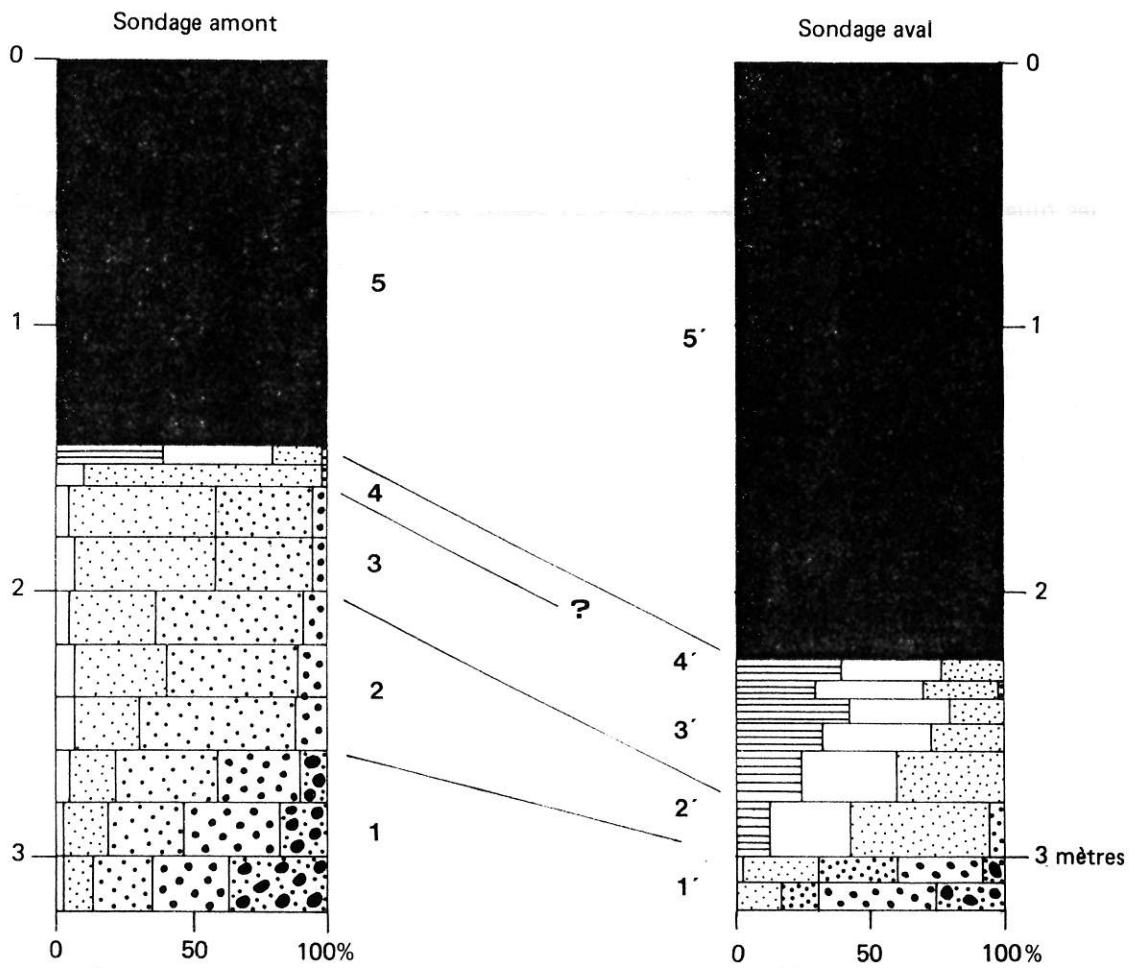


Figure 1.15 : Paléoméandre de Nant-Bas : analyses granulométriques de deux sondages caractéristiques et interprétation des processus de transport et de dépôt sur l'image CM (voir légende p.44).

l'autre ; 2) la plus ou moins grande proximité du chenal actif, duquel sont issus les sédiments de débordement. Il est probable que c'est ce second facteur qui fut prépondérant lors du remblaiement du méandre de Nant-Bas : en effet, la section amont est proche du chenal de recoupement de la rivière ; elle a donc reçu les eaux de débordement les plus énergiques, transportant les matériaux les plus grossiers. La diminution amont-aval rapide de la vitesse de l'écoulement dans le chenal abandonné n'a pas permis à ces matériaux de gagner la section aval. Les épaisseurs différentes des sédiments issus d'une même phase de remblaiement pourraient être dues à un phénomène de sédimentation différentielle, qui est également fonction de l'éloignement par rapport à l'axe d'écoulement principal. Allen (1965) indique que ce type de remplissage est caractéristique des oxbow-lakes abandonnés par recoupement du cou du méandre, ce mode d'évolution isolant la convexité à une distance importante du nouveau chenal principal. Seules les extrémités amont et aval du chenal recoupé sont remblayées par des sédiments sableux, les dépôts dans la convexité étant de texture limoneuse ;

3) les sédiments de la strate supérieure mettent en évidence une différence de dynamique semblable à la précédente : les dépôts amont, épais de 40 centimètres sont issus de suspension graduée, tandis que la sédimentation au niveau du sondage aval s'est produite dans une nappe d'eau circulant à faible vitesse (tronçon RR' de l'image CM). On notera le gradient granulométrique de la base vers le haut de la stratification que la figure 1.15 met parfaitement en évidence et qui est également visible sur l'image CM ; il indique la modification progressive des conditions hydrodynamiques ;

4) la phase terminale du remblaiement fluvial est de faible épaisseur sur le site amont. Les dépôts épais de 15 centimètres sont issus de suspension uniforme ; la valeur relativement élevée de la médiane indique que lors de la sédimentation, la turbulence au contact du fond était encore relativement forte. Sur le site aval, il n'a pas été possible de distinguer cette phase de remplissage de la précédente, les processus de dépôt étant identiques : les matériaux très bien triés se sont sédimentés dans une nappe d'eau circulant à très faible vitesse ;

5) le sommet du remblaiement composé de tourbe indique une évolution autogénique du bras mort, probablement en eau de manière permanente. Les processus de remblaiement fluvial, même s'ils n'ont pas complètement cessé lors de crues exceptionnelles, ne sont plus susceptibles de provoquer l'atterrissement du paléochenal.

B) La reconstitution de la dynamique du **méandre de Nant-Haut** après son abandon est difficile, les données étant très partielles. Néanmoins, il a quand même été possible de réunir quelques éléments permettant une première interprétation. La figure 1.16 montre que le remplissage du bras mort s'est effectué en quatre étapes : 1) les dépôts de fond de chenal sont constitués de sables grossiers et granules issus d'un mélange de sédiments transportés en suspension graduée et roulés ; 2) la période de comblement grossier a été suivie d'une phase de sédimentation fine d'environ 40 centimètres, les dépôts étant issus de suspension uniforme ; cela signifie que des écoulements lents de débordement continuaient de parcourir le chenal lors des crues de la rivière, après le recoupement de la sinuosité ; 3) la phase terminale de remblaiement fluvial est constituée de 30 centimètres de sédiments très fins et mal triés, mis en place dans une nappe d'eau stagnante ; il est probable que le chenal actif était très éloigné du bras mort et que seuls les matériaux les plus fins l'atteignaient lors des inondations de la rivière ; 4) les apports fluviaux ont ensuite cessé, permettant le développement d'une formation tourbeuse dans l'ancien chenal en eau ; au pied du versant, celle-ci a été enfouie sous les apports colluviaux.

On remarquera la quasi-absence de dépôts d'origine fluvial sur le banc de convexité inférieure et supérieure. Elle est peut avoir une double signification : 1) l'éloignement rapide du chenal de recoupement, à une grande distance du bras mort, ce qui est caractéristique du méandrage ; lors des inondations le paléochenal ne recevait plus que des eaux de débordement peu

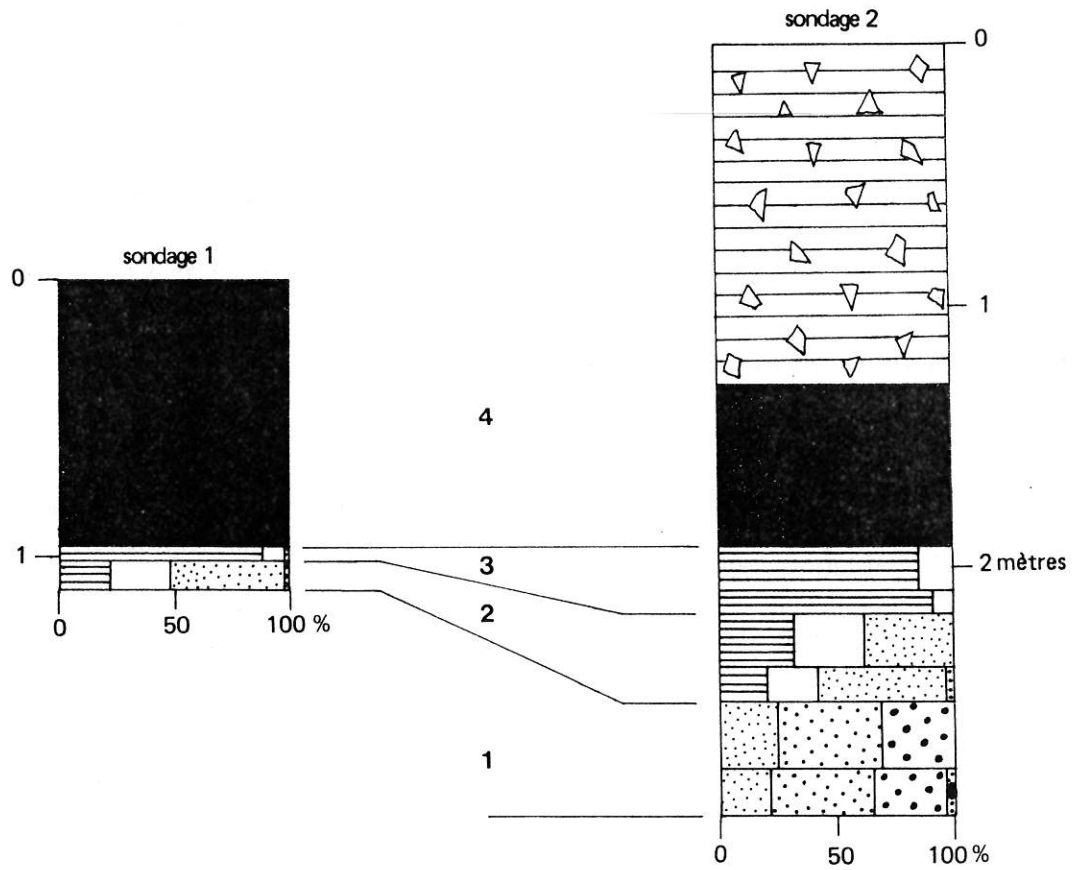


Figure 1.16 : Paléoméandre de Nant-Haut : analyses granulométriques de deux sondages et interprétation des processus de transport et de dépôt sur l'image CM (voir légende p. 44).

chargées en sédiments, ce qui limitait l'exhaussement de la plaine alluviale; 2) ce pourrait être également l'indice d'une tendance très rapide à l'incision de la rivière, les débordements n'ayant pas été assez fréquents pour permettre la construction de la plaine alluviale.

3.3.4 : L'âge des bras morts et l'incision holocène de l'Arve.

La détermination de l'altitude des bras morts et la datation absolue de la matière organique située le plus bas possible dans les chenaux a mis en évidence les étapes de l'enfoncement de la rivière sur le site d'étude. Il s'agit d'une première approche de la dynamique de l'incision holocène de la basse Arve qui sera complétée lors de l'étude d'autres paléochenaux.

La signification des dates obtenues sur les bras morts doit être au préalable clairement énoncée et des précautions doivent être prises quant à leur interprétation : les échantillons ont été prélevés au sommet du remblaiement fluvial, au milieu de la zone la plus profonde du chenal et sur une épaisseur maximum de 5 centimètres. Il s'agit donc d'un mélange de végétaux d'âges différents et les datations radiocarbone expriment l'âge des débris organiques les plus anciens par défaut. A cette contrainte technique due au mode de prélèvement s'ajoute une seconde source d'imprécision d'origine géomorphologique : les dates n'expriment pas l'âge du recoupement de la sinuosité, mais l'époque à laquelle les flux minéraux d'origine fluviale ont cessé d'alimenter le bras mort, celui-ci évoluant de manière autogène. D'après Koutaniemi (1987b), le début de la paludification des chenaux serait indicatrice d'une augmentation des débits remettant les chenaux en eau et le signe d'une "balance hydrique positive" ; elle pourrait se produire longtemps après le recoupement des sinuosités et c'est pourquoi l'auteur préconise l'analyse systématique des pollens contenus dans les sédiments, afin de vérifier les dates obtenues par le radiocarbone. Cette conclusion sur l'évolution des débits nous semble à priori hâtive et ne peut être généralisée : sur la basse-Arve, la proximité des versants drainant de nombreuses sources a favorisé un maintien en eau probablement permanent des bras morts, comme le suggère l'abondance des sédiments organiques ; il n'est donc pas nécessaire de se référer à une hypothétique hausse des niveaux de crue pour justifier la paludification des bras morts. Quoi qu'il en soit, les différentes sources d'erreur discutées précédemment montrent que la datation des tourbes fournit, dans la plupart des cas, les dates de recoupement par défaut.

Deux datations ont été effectuées, sur les paléoméandres de Nant-Haut et de Nant-Bas. L'analyse radiocarbone leur donne un âge respectif de 9290 ans \pm 160 B. P. (Ly-4164) et 5300 ans \pm 120 B. P. (Ly-4163). Sur le méandre de Nant-Bas, la correction dendrochronologique de l'analyse radiocarbone détermine un intervalle de temps en années réelles compris entre -4545 et -3960 avant J.-C. (5910-6495 B. P.). La position des bras morts a été pointée sur la figure 1.17 : elle montre **une décroissance progressive de la vitesse de l'incision au cours de l'Holocène**. La rivière s'est enfoncée de plus de 10 mètres pendant la première partie de l'Holocène, entre le Préboréal et le milieu de la période Atlantique ; l'incision n'a par contre pas dépassé 4 mètres au cours des 6000 années suivantes. Ces 14 mètres d'incision holocène sont modestes en regard des 60 mètres d'enfoncement depuis la fonte des glaciers würmiens : Armand (1978) a procédé à l'étude des variations du niveau de base des torrents locaux, affluents de l'Arve, qui apparaissent encore actuellement dans leur profil en long. Il a montré qu'il était possible de raccorder certaines parties des profils et les différents niveaux de base matérialisés par les terrasses étagées, mises en place lors des différents stades de retrait glaciaire. Il apparaît donc que **la majeure partie de l'incision de la rivière a été acquise au cours de la déglaciation et au Tardiglaciaire**, probablement avant 13 000 ans B. P. ; à cette date, toutes les terrasses de retrait glaciaire de la basse vallée de l'Arve étaient édifiées, le front du glacier de l'Arve étant peut-être positionné à Reignier, voire certainement plus en amont (Borel *et al.*, 1984).

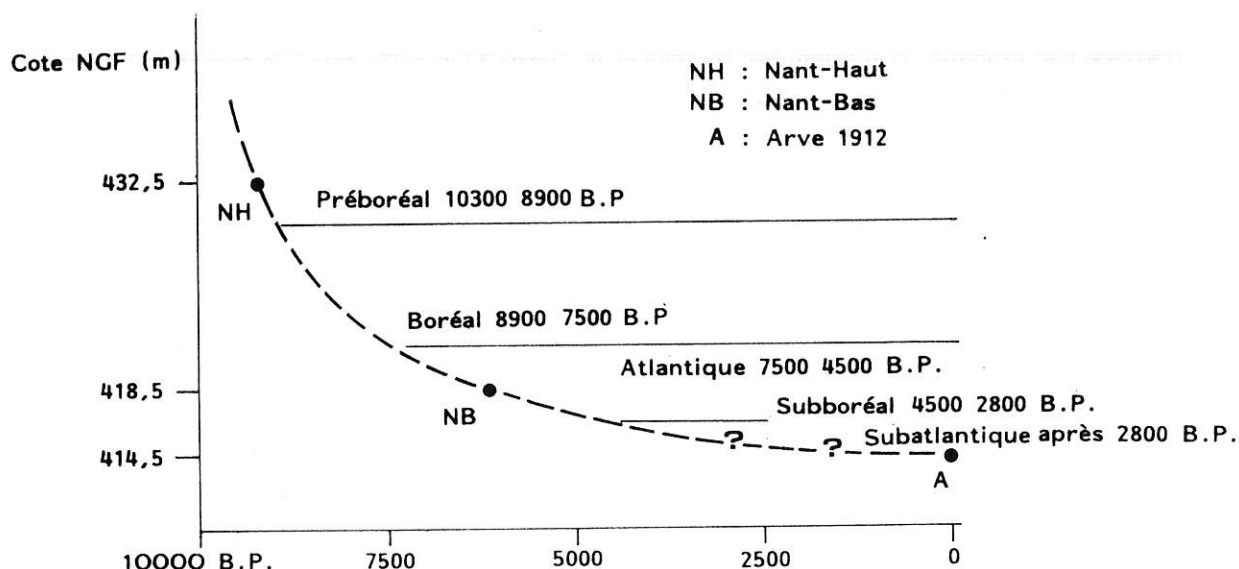


Figure 1.17 : Modèle de l'incision holocène dans la section étudiée de la basse Arve.

L'âge absolu du paléoméandre du Pont-Neuf n'a pas été déterminé. Néanmoins, plusieurs arguments géomorphologiques permettent de supposer qu'il est plus récent que le bras mort de Nant-Bas : 1) les altitudes du sommet du remblaiement fluvial ont été comparées sur le transect du méandre du Pont-Neuf et les sections amont et aval du méandre de Nant-Bas ; la dénivellation est de 30 centimètres entre les deux profils de Nant-Bas, distants de 650 mètres, ce qui met en évidence une pente d'environ 0,0005. L'altitude du sommet du remblaiement fluvial est la même sur les coupes des méandres du Pont-Neuf et de Nant-Bas amont, malgré qu'une distance de 1500 mètres les sépare, ce qui indiquerait qu'il ne s'agit pas de la même génération de méandres ; 2) la coupe amont du bras mort de Nant-Bas (Figure 1.11) montre un chenal asymétrique indiquant la proximité amont d'une sinuosité ; une telle géométrie ne serait pas justifiée si les deux méandres étaient contemporains, ce transect étant sensiblement situé au point d'inflexion des deux sinuosités (voir Figure 1.6) ; 3) les images CM des deux méandres sont différentes. Il apparaît en particulier que la valeur limite C_u des dépôts est plus forte sur le méandre du Pont-Neuf ($C_u=300 \mu\text{m}$) que sur le méandre de Nant-Bas ($C_u=250 \mu\text{m}$), ce qui pourrait indiquer des conditions d'écoulement différentes sur les deux paléochenaux (conditions hydrodynamiques plus énergiques dans le cas du méandre du Pont-Neuf). Seule une nouvelle datation permettra de lever cette ambiguïté.

Les paléodébits de l'Arve ayant façonné les paléoméandres n'ont pas fait l'objet d'un essai de calcul. En effet, il demeure d'importantes incertitudes quand à la précision de la détermination des sections d'écoulements :

1) le calage des paléoméandres contre les versants n'a pas permis de déterminer la géométrie exacte des chenaux, ceux-ci étant en partie fossilisés par des sédiments hétérométriques issus du versant, d'où l'impossibilité de calculer avec précision les sections d'écoulement ;

2) le calcul des paléodébits nécessite que l'on se réfère à un niveau caractéristique, reproductible dans l'espace et dans le temps ; on considère que les débits "à plein bord" sont les

débites de façonnement du chenal et qu'ils caractérisent la section d'écoulement avant débordement. Différentes techniques sont utilisées pour la détermination des limites du chenal et des niveaux de débordement. Ces techniques sont sur le terrain extrêmement difficiles à mettre en oeuvre, étant donnée la grande variabilité spatiale des sections d'écoulement ; de plus, dans le cas des chenaux de tressage par exemple, il n'existe pas forcément de limite bien nette entre le chenal et la plaine d'inondation. On utilise fréquemment le ratio largeur sur profondeur minimum ; Woodyer (1968) se base sur la limite inférieure de la végétation composée d'espèces pionnières, indicatrices d'une fréquence d'inondation déterminée ; on peut également utiliser les limites mises en évidence par les laisses de crue. La principale difficulté de ce type d'approche est la détermination d'un débit de débordement dans le cas des sections incisées. L'exemple du paléoméandre de Nant-Bas est sur ce point caractéristique : l'une de ses berges est calée contre le versant ; la seconde est surmontée d'une terrasse. Il n'a donc pas été possible de déterminer la section du chenal avant débordement, puisque celui-ci ne se produisait pas. Ces observations montrent le caractère artificiel de la notion de débit de débordement et de section d'écoulement limite avant débordement. Elles ne peuvent être appliquées que pour un chenal en équilibre dynamique et préalablement non incisé.

3.4: Conclusion.

Un synthèse géographique des paléoenvironnements fluviaux holocènes de l'Arve sera ébauchée à la fin de ce chapitre. Ce paragraphe présentera les principaux résultats acquis lors de l'étude des paléformes fluviales de la basse-Arve.

Trois paléochenaux encaissés dans les terrasses de retrait glaciaire ont été étudiés ; ce sont les paléoméandres du Pont-Neuf, de Nant-Bas et de Nant-Haut, représentant trois anciens niveaux de l'Arve à l'Holocène (Figure 1.18) :

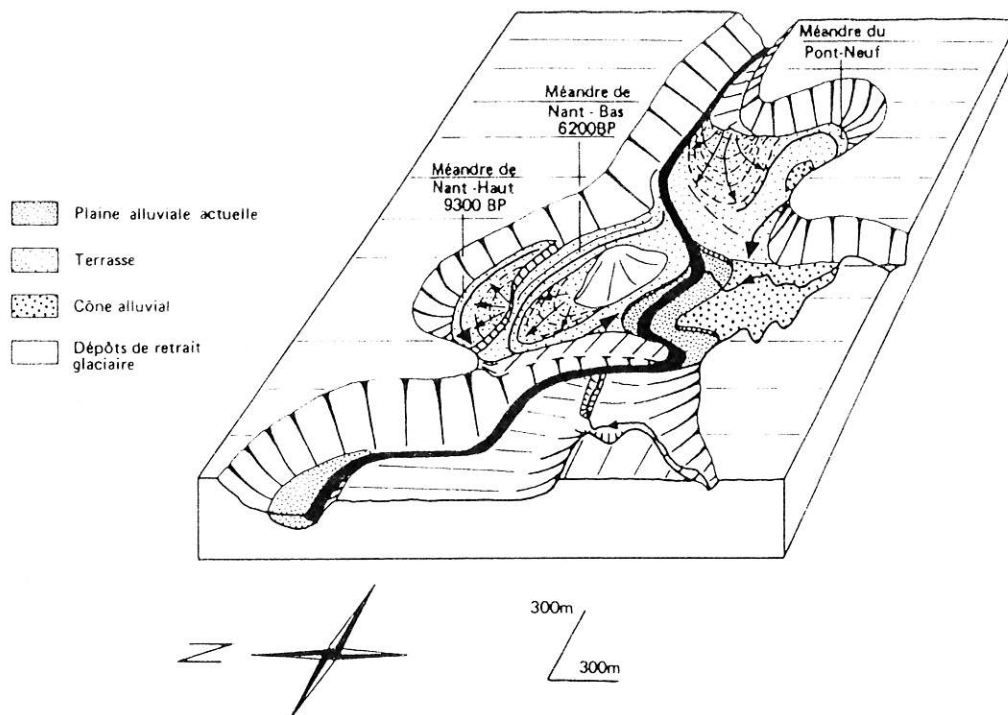


Figure 1.18 : Bloc diagramme présentant le site d'étude des paléoméandres de la basse vallée de l'Arve.

1) La dynamique des anciens bras pendant leur phase d'activité a été analysée sur photographie aérienne infra-rouge couleur. La migration latérale des chenaux et les étapes de la construction des bancs de convexité des méandres ont été mises en évidence sur les niveaux inférieurs par la cartographie des rides et dépressions (scroll-bars) affectant la surface du banc de convexité ; elles permettent de déterminer les composantes principales de la migration du chenal. Il s'est avéré que la présence des versants a joué un rôle considérable dans l'évolution des formes fluviales, en contrôlant le taux de migration des chenaux et ralentissant leur évolution : cela a été tout particulièrement vérifié sur le méandre de Nant-Bas, où le très lent déplacement de la sinuosité a été accompagné d'une rapide incision du chenal. Celle-ci a été identifiée par la forte pente du banc de convexité en direction du bras abandonné. Sur le méandre semi-libre du Pont-Neuf, le recoupement de la sinuosité s'est probablement produit par l'établissement d'un chenal de crue en travers du banc convexe ; sur le méandre de vallée de Nant-Bas, le recoupement de la sinuosité s'est produit par rupture du cou du méandre, comme en témoigne la préservation d'une butte de dépôts morainiques dans la convexité. Malheureusement, la faible surface préservée du niveau supérieur (paléoméandre de Nant-Haut) n'a pas permis l'étude de sa dynamique lorsqu'il était actif.

2) De nombreux sondages établis sur quatre transects perpendiculaires aux chenaux ont permis de déterminer la géométrie des sections d'écoulement et d'étudier le remplissage sédimentaire des bras morts. La position des transects a été déterminée en fonction de la problématique suivante : 1) vérifier la variabilité latérale des dépôts sur une coupe du méandre du Pont-Neuf ; 2) vérifier la variation longitudinale des dépôts avec l'éloignement de l'axe fluvial fournissant les flux sur le méandre de Nant-Bas. Sur le méandre de Nant-Haut, les investigations sédimentologiques ont été gênées par un épais manteau colluvial masquant une grande partie du chenal ; l'étude est donc demeurée succincte.

L'analyse granulométrique des sédiments clastiques et l'interprétation des processus de transport et de dépôt en vigueur lors de l'atterrissement des paléochenaux ont permis la reconstitution de l'évolution des paléformes après leur abandon par la rivière :

- sur tous les paléoméandres abandonnés, on a mis en évidence une phase initiale de remplissage fluvial, lors des débordements de la rivière ; les dépôts fluviaux s'affinent rapidement de la base vers le sommet des coupes indiquant une diminution de l'hydrodynamisme avec le vieillissement des paléformes fluviales. Des sédiments non fluviaux ont enfouis les dépôts alloènes : ces sédiments peuvent être de la matière organique qui s'est accumulée en milieu anaérobie ou de la matière minérale, originaire des versants dominant les bras morts et qui ont été soumis à des processus de colluvionnement ; il est probable que l'alternance de ces deux types de dépôts est un indicateur des périodes de plus ou moins bonne protection des pentes par la couverture végétale ;

- l'étude minutieuse des dépôts fluviaux a permis de vérifier la variabilité latérale et longitudinale du remplissage minéral : 1) elle confirme l'existence d'un effet d'eau calme à proximité de la berge convexe du bras mort. Les dépôts sont de texture plus fine qu'à proximité de la berge concave ; l'analyse des processus de dépôt indique un ralentissement brutal de la charge en suspension, provoquant la stratification des particules par classes de granulométrie identique et leur sédimentation ; 2) d'amont vers l'aval, la texture des dépôts fluviaux varie fortement avec l'éloignement de l'axe des flux. Il se forme un bouchon alluvial composé de sédiments grossiers à l'extrémité amont du méandre ; la texture des dépôts est beaucoup plus fine au niveau de l'apex du méandre. Ces observations sont importantes du point de vue méthodologique : la comparaison du remplissage sédimentaire de plusieurs bras morts n'est possible que si l'on se place toujours dans une même section du chenal, afin d'intégrer la variabilité spatiale du remplissage sédimentaire (par exemple à proximité des extrémités amont ou aval, au droit de l'apex du méandre).

3) La datation de la base du remblaiement organique des paléoméandres de Nant-Haut et de Nant-Bas a permis de déterminer le modèle de l'incision holocène de la basse-Arve. Il est apparu que l'incision n'a pas dépassé 14 mètres au cours des 9000 dernières années et a progressivement diminué pendant cette période, alors qu'elle atteindrait 60 mètres depuis la déglaciation : la plus grande partie de l'incision a donc été acquise très tôt, au cours de la déglaciation et au Tardiglaciaire.

4) LA ZONE DE SEDIMENTATION FINE DU BASSIN DE CLUSES.

4.1 : Problématique et méthodologie.

La dramatique incision contemporaine de l'Arve moyenne dans le bassin de Cluses, qui sera étudiée plus loin en détail, a entaillé la couverture de gravier holocène épaisse d'environ 5 mètres et dégagé une bande linéaire de dépôts fins visibles en bordure de la rivière (Figure 1.19). Leur présence a accéléré la chute de la ligne d'eau de l'Arve et les sédiments fins sont en plusieurs points nettement perchés au dessus de l'Arve. Ces dépôts fins sont les témoins d'une dynamique passée du remplissage du bassin de Cluses. L'objectif de ce travail est de réunir quelques premiers résultats permettant un essai de reconstitution des paléoenvironnements du bassin de Cluses avant la sédimentation massive des graviers holocènes. Il s'agira de déterminer quelle est l'extension et la nature du remblaiement à prédominance fine (lacustre, fluviatile ?), quel est son âge, de rechercher quels sont les types d'environnement de dépôt dont ils sont indicateur, par l'étude des faciès sédimentaires et d'essayer d'établir quels sont les facteurs ayant contrôlé la sédimentation.

Les investigations mises en oeuvre dans le bassin de Cluses ont consisté, dans un premier temps, à réunir un maximum d'informations sur les dépôts quaternaires remplissant la vallée de l'Arve. Si la géologie du quaternaire de la basse vallée de l'Arve est assez bien connue grâce aux thèses d'Armand (1978) et de Karnay (1980), il n'en est pas de même sur les moyennes et hautes vallées de l'Arve (bassin de Cluses, bassin de Sallanches), où aucune étude géologique n'a jamais été réalisée par des universitaires. Cependant, il existe plusieurs autres sources documentaires permettant de disposer d'informations partielles :

1) les rares sondages synthétisés au Bureau de Recherches Géologiques et Minières ont été recensés et étudiés ;

2) l'étude des aquifères de la vallée de l'Arve a été progressivement engagée depuis le début de la décennie 1960 par les Services Départementaux et plusieurs études de géophysique électrique ont été réalisées. Elles sont de qualité inégale ; leur interprétation est souvent difficile et doit être menée avec la plus grande prudence, étant donnée la minéralisation variable des eaux des aquifères profonds qui rend bien souvent les interprétations de la géophysique électrique aléatoires. Cependant, elles donnent un premier aperçu du remplissage sédimentaire de la vallée ;

3) les études géotechniques réalisées lors de la construction de l'Autoroute Blanche Genève-Chamonix ont été retrouvées et analysées ;

4) à la suite de l'incision de l'Arve et des graves dégâts aux ouvrages d'art et aux berges qui en ont résulté, la Direction Départementale de l'Équipement a fait procéder dès 1981, en bordure de la rivière, à une série de 11 sondages de reconnaissance, régulièrement répartis entre le pont de la Sardagne et le pont d'Anterne, en amont du confluent du Giffre. Un douzième sondage, réalisé lors de la construction du pont de la Sardagne en 1956, a été également étudié. Ce sont ces sondages qui ont fourni les informations les plus précises sur l'épisode terminal du remplissage sédimentaire fin, objet de cette étude.

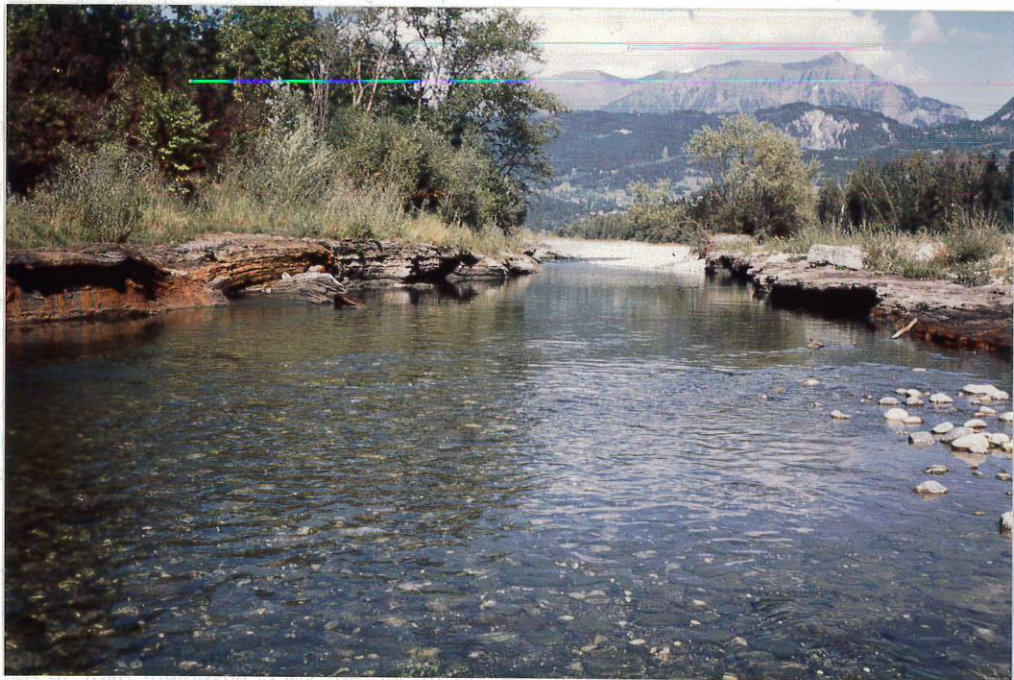


Figure 1.19 : Les paléoenvironnements fluviaux holocènes de l'Arve moyenne : A) Vue générale sur le bassin de Cluses et la cluse de l'Arve depuis le sommet du Môle (1863 m) ; B) dépôts fins holocènes découverts par l'incision contemporaine de l'Arve (photographies de l'auteur).

Le recensement des données existantes a été couplé avec une série d'investigations sédimentologiques effectuées sur les premiers mètres du remplissage fin. Comme lors de l'étude des paléoméandres de la basse vallée de l'Arve, on a procédé à des sondages à la tarière, afin de reconnaître la nature des dépôts. Cinq sondages ont été réalisés ; ils ont atteint une profondeur variant entre 2,50 et 5,20 mètres : quatre d'entre-eux ont été effectués à la tarière manuelle, le dernier, en collaboration avec les archéologues du Centre National de la Recherche Archéologique Subaquatique, à l'aide d'une tarière à moteur et d'un carottier (Université Lyon 2, U.A. 260, C.N.R.S.). Les sédiments des sondages ont été recueillis et stockés pour analyse ultérieure au Laboratoire de Géomorphologie de l'Université Lyon 3. Trois échantillons de matière organique, présente en abondance dans les dépôts fins, ont été soumis au Laboratoire de Radiocarbone de Gif pour datation ; le financement des dates a été assuré par le C.N.R.A.S. Une analyse palynologique a été réalisée par A. et J. Argant sur les sédiments tourbeux de la phase terminale du remblaiement fin.

Dans un premier temps, on synthétisera les données géologiques d'origines diverses recueillies sur le remplissage sédimentaire du bassin de Cluses. On présentera ensuite les résultats des investigations sédimentologiques réalisées sur les dépôts fins, puis proposera un essai de reconstitution du paléoenvironnement.

4.2 : Le remplissage sédimentaire de la moyenne vallée de l'Arve.

Diverses études réalisées ces dernières années entre Cluses et Bonneville donnent quelques premiers éléments permettant de caractériser le remplissage sédimentaire quaternaire de cette section de la vallée de l'Arve.

4.2.1 Les sondages géophysiques électriques et les prospections géotechniques.

Diverses études de géophysique électrique ont été réalisées dans la moyenne vallée de l'Arve pour le compte de la Direction Départementale de l'Agriculture (Bureau d'Etudes Géologiques et Géophysiques, 1966 ; Compagnie de Prospection Géophysique Française, 1970). Ces études avaient pour but de mettre en évidence l'épaisseur et la nature du remplissage quaternaire par une succession de transects perpendiculaires au cours actuel de l'Arve, afin de rechercher les formations graveleuses profondes susceptibles d'être aquifères. La première de ces études a été réalisée dans la section amont de Bonneville jusqu'au confluent du Giffre et en aval de Bonneville jusque dans la basse vallée de l'Arve ; la seconde a été localisée perpendiculairement au cône de déjection du Giffre et a été prolongée vers l'amont, parallèlement à l'Arve, jusqu'au village de Thyez (voir Figure 1.21).

Les résultats des sondages électriques ont été interprétés par les géologues ; ils ont dressé une série de coupes interprétatives du remplissage sédimentaire quaternaire. Les premiers résultats fondamentaux de ces études sont la présence à faible profondeur du substratum constituant un seuil en aval du confluent du Giffre et qui contraste avec un important surcreusement dans le bassin de Cluses :

1) plusieurs sondages mécaniques effectués dans le couloir de Bonneville de part et d'autre du lit de l'Arve confirment l'interprétation des sondages électriques (Figure 1.20). Ils ont tous touché le substratum situé à faible profondeur, composé de marnes bleues oligocènes. Un affleurement de ces marnes bleues est d'ailleurs porté sur la carte géologique du secteur (Annecy-Bonneville, 1/80 000), à proximité du village de Vougy. Les différents sondages ont été synthétisés sur la figure 1.20 ; ils montrent une pente amont-aval du substratum indiquant peut-être des processus

de ravinement. Sa cote maximale à l'extrémité amont est de 449,10 mètres N.G.F, soit 7 à 8 mètres sous le niveau de la plaine alluviale. Les sondages électriques établis perpendiculairement au cône du Giffre ont également mis en évidence le fort relèvement du substratum à l'entrée du couloir de Bonneville (Figure 1.21). Un sondage de 79,10 mètres de profondeur, établi sur le cône du Giffre à 400 mètres au SE de la gare de Marignier, n'a pas atteint le substratum et confirme l'ampleur du surcreusement. A Bonneville, le sommet du substratum semble s'abaisser brusquement au niveau du cône du Borne : en rive droite du Borne, un sondage de 18 mètres de profondeur ne l'a pas atteint ; les sondages électriques mettent en évidence sa topographie irrégulière et en particulier son net surcreusement (alt. inférieure à 425m N.G.F. ?) parallèlement au tracé du Borne. Ce sillon se prolonge en direction de la basse vallée de l'Arve ; son remplissage graveleux en fait un aquifère profond d'excellente qualité ;

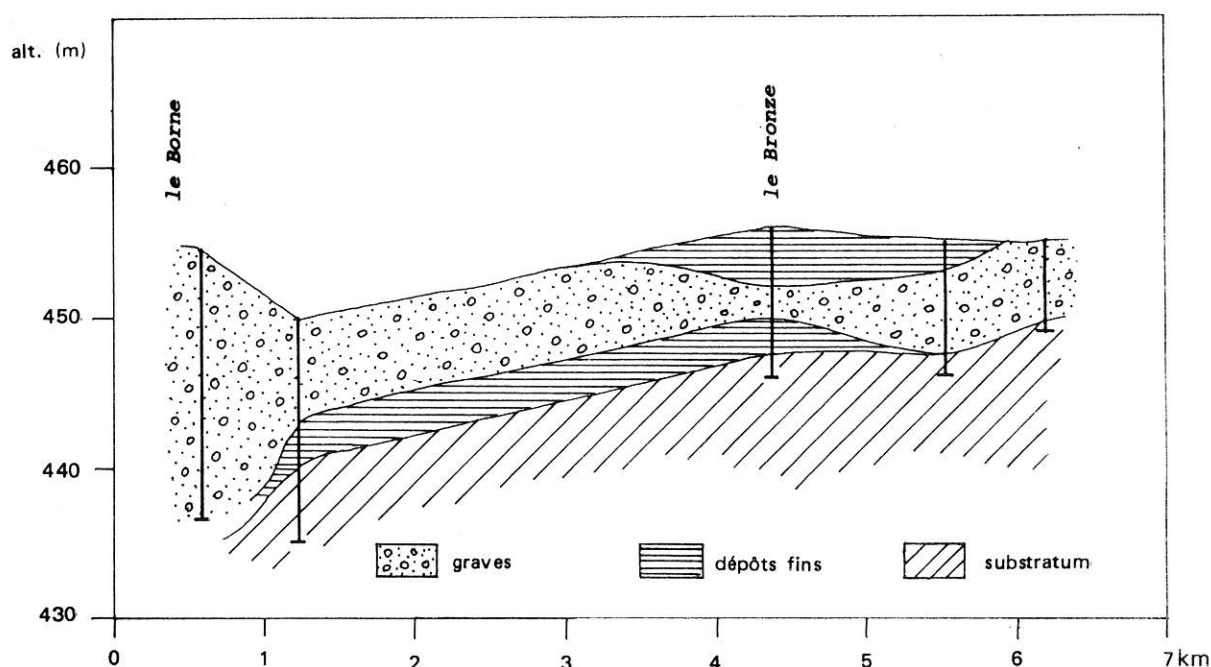


Figure 1.20 : Remplissage quaternaire de la vallée de l'Arve entre le confluent Giffre-Arve et Bonneville : noter la faible épaisseur des dépôts qui ont recouvert le substratum (d'après les sondages du B.R.G.M).

2) le remplissage sédimentaire du couloir de Bonneville est caractérisé par un remblaiement de très faible épaisseur, ne dépassant que rarement 10 mètres. Les formations semblent à prédominance sablo-graveleuse et ont été mises en place par l'Arve ; cela n'exclut pas des horizons limono-sableux d'extension réduite, résultant de colmatages d'anciens chenaux ou de débordement de crue. Dans le bassin de Cluses, le remplissage quaternaire est particulièrement épais et dépasse en certains points 80 mètres. De haut en bas, les sondages électriques mettent en évidence 6 classes de résistivité : 1) les résistivités de 70 à 120 Ωm correspondent à des limons superficiels (0-1 m) de plaine d'inondation, mis en place par les débordements de l'Arve; 2) des résistivités de 1500 à 4000 Ωm correspondent à des alluvions sablo-graveleuses dénoyées; 3) ces mêmes alluvions sous nappe ont des résistivités variant entre 400 et 800 Ωm ; 4) des résistivités de 40 à 100 Ωm peuvent être attribuées à des formations argilo-sableuses imperméables; 5) des alluvions qualifiées de "sablo-graveleuses profondes" par les géologues, susceptibles d'être aquifères ont été repérées avec des résistivités variant de 100 à 500 Ωm ; 6) le niveau supposé être le substratum imperméable a des résistivités variant de 50 et 80 Ωm . La figure 1.21 présente les coupes interprétant la géophysique électrique effectuée en travers du cône alluvial du Giffre :

- les alluvions sablo-graveleuses holocènes sont rarement d'une épaisseur supérieure à 10 mètres. Elles masquent les dépôts fins, objet de cette étude. Il semble que le cône alluvial graveleux du Giffre ait été édifié à partir d'un niveau incisé dans les sédiments fins sous-jacents, comme en témoignerait la présence sub-affleurante de ces matériaux, de part et d'autre du cône du Giffre. Cette observation est à rapprocher de la remarque de Petts qui trouvait qu'en raison de sa très faible pente, le cône du Giffre ressemblait davantage à une ancienne plaine d'inondation de l'Arve qu'à un véritable cône alluvial (G.E. Petts, communication personnelle). Cependant, la présence apparemment toute proche de la surface des sédiments fins n'a pu être vérifiée *in situ*; la validité de l'interprétation de la géophysique électrique pourra donc être remise en question au vu de nouvelles informations ;

- les formations fines conductrices situées sous les graviers holocènes sont des dépôts extensifs qui occupent une grande partie du bassin de Cluses. Leur épaisseur varierait fortement dans l'espace, de quelques mètres à 25, voire même 30 mètres en certains points. Cependant, en raison des faibles différences de résistivité entre des matériaux de nature différente (formations fines glacio-lacustres, argile glaciaires...), comme l'a mis en évidence Armand (1978) et de la très grande complexité de la structure des dépôts, il est peu probable que ces dépôts conducteurs constituent une unité de sédimentation unique, ainsi que le suggère la figure 1.21. Actuellement, aucun sondage mécanique ne permet d'affirmer que les formations fines imperméables dépassent 13 mètres d'épaisseur ;

- la gamme étendue des résistivités des formations profondes (50 à 500 Ωm) traduit la grande hétérogénéité des matériaux qui la composent et leur forte variabilité spatiale. Elles ont été interprétées, de manière probablement simpliste, comme étant des alluvions sablo-graveleuses susceptibles d'être aquifères. Les épaisseurs de la formation perméable profonde sont très variables ; elles sont souvent inférieures à 15 mètres, mais peuvent atteindre des puissances importantes, 40 et même 50 mètres à l'est du Giffre actuel. Un forage a été réalisé en 1972, à la suite de la campagne de prospection géophysique de 1970 ; il a été positionné à un emplacement reconnu comme étant l'un des plus favorables pour l'exploitation de la nappe profonde (résistivité de 500 Ωm) et a confirmé les résultats de l'étude géophysique électrique. Il a rencontré :

- de 0 à -0,6m : Terre végétale;
- de -0,6m à 9,6m : Sables, graviers, galets avec nappe superficielle;
- de -9,6m à -13m : Argile grise tourbeuse;
- de -13m à -79,1m : Sable, gravier, galets, blocs, localement consolidés en poudingues ; très peu d'argile;

Des zones où les résistivités sont nettement plus faibles (50 à 250 Ωm) ont été observées ; elles correspondent probablement à des formations beaucoup plus riches en argile.

D'après les informations dont l'on dispose, il semble raisonnable de supposer que ces formations hétérométriques surmontant le substratum correspondent au remplissage extrêmement complexe d'une topographie de retrait glaciaire. La présence de blocs dans les dépôts, la large gamme des résistivités laissent supposer qu'il pourrait s'agir de formations morainiques plus ou moins bien lavées, interstratifiées avec des dépôts fluvioglaciaires mis en place lors du retrait des glaces. Le caractère extrêmement complexe des processus de remblaiement de retrait glaciaire, lié en particulier à la fonte très lente de culots de glace morte, impliquant des phases de comblement différentiel, explique l'hétérogénéité évidente des dépôts. Ces formations auraient en partie masqué le seuil marneux situé en tête du couloir de Bonneville. Les dépôts fins imperméables les plus profonds pourraient être de nature glacio-lacustre. Ajoutons cependant qu'ils semblent s'étendre à une altitude très supérieure (460m et plus) à celle du seuil sur lequel viennent s'appuyer les supposées formations morainiques fermant le bassin de Cluses ; lors de la construction de l'usine hydroélectrique de Pressy en 1956, en aval de Cluses, ces dépôts fins ont été rencontrés à une très

faible profondeur, sous 2 à 3 mètres de graves holocènes (M. Bouvard, communication personnelle). Cela signifie que le seuil n'était pas le point contrôlant la sédimentation fine dans le bassin de Cluses.

L'analyse des documents présentant les résultats des investigations géotechniques effectuées lors de la construction de l'autoroute Blanche n'apporte que peu de compléments : dans le bassin de Cluses, l'autoroute n'a été implantée que très ponctuellement dans la plaine d'inondation de l'Arve ; la reconnaissance géologique des dépôts fluviaux n'a intéressé que les 2 à 3 premiers mètres composés de sédiments fins d'inondation surmontant les graves holocènes. La plus grande partie du parcours de l'autoroute s'effectue sur les cônes de déjections anciens des torrents issus du massif calcaire du Genevois et édifiés sur la rive gauche de l'Arve : les études géotechniques ont été un peu plus poussées et entreprises sur les dix mètres supérieurs du remblaiement ; elles mettent en évidence la prédominance de formations limoneuses à argileuses contenant fréquemment des horizons organiques. On retrouve des épisodes graveleux intercalés dans les dépôts fins. Ils témoignent probablement de phases très énergiques de construction des cônes. La prédominance de sédiments fins dans les dépôts des cônes de déjection n'est pas surprenante, une grande partie des bassins versants torrentiels étant implantée dans les flyschs et marnes miocènes.

4.2.2 : Les sondages en bordure du lit mineur de l'Arve.

La série de sondages effectués en 1956 et surtout 1981 en bordure du lit mineur de l'Arve, après la dramatique incision de la rivière, fournit des informations de premier ordre sur les dépôts fins. Leur profondeur respective varie entre 10 et 16 mètres. Les résultats de ces sondages ont été recensés sur la figure 1.22 : par souci de simplification, on n'a différencié dans la légende que les dépôts indicateurs d'environnements fortement ou faiblement énergiques. Des dépôts caractéristiques de milieux calmes ont été mis en évidence sur onze des douze sondages étudiés. Leur épaisseur est très variable : elle va de quelques décimètres (80 cm pour S3) à 13 mètres (S8). Dans tous les cas, les formations sablo-limoneuses recouvrent des graviers et galets à matrice sableuse, apparemment identiques aux graves holocènes de la partie supérieure du remblaiement. Sur le sondage S9, on notera l'absence de dépôts fins ; deux raisons peuvent l'expliquer : 1) le fait qu'ils ne se soient pas déposés en raison de la persistance d'un environnement trop énergétique ; 2) une phase d'érosion postérieure au dépôt, lors de la mise en place de la formation grossière supérieure, peut également avoir favorisé leur disparition.

La comparaison des pentes actuelles de la rivière avec celles antérieures à la profonde incision des formations graveleuses superficielles confirme les résultats des sondages mécaniques : sur la figure 1.22, on a corrélé graphiquement les pentes de l'Arve tirées des levés de la ligne d'eau de 1912 et 1981 et les sondages effectués dans le lit mineur. Il apparaît que globalement la pente de l'Arve a diminué entre 1912 et 1981 ; de plus, c'est dans les sections où les sédiments fins sont les plus épais et composent le lit de l'Arve actuelle que la réduction de pente est la plus sensible. Cette démonstration est conforme aux observations empiriques d'Henderson (1961) mettant en évidence la décroissance de la pente d'équilibre des cours d'eau avec la granulométrie des sédiments du lit et le débit. Les pentes locales sont donc un bon indicateur des sections de la rivière où les sédiments fins sont les plus épais. Elles confirment la présence d'une bande graveleuse de plus forte activité hydrodynamique dont le tracé est actuellement inconnu, mais que le cours contemporain de l'Arve recoupe dans deux sections.

L'étude de l'évolution altitudinale du sommet du remblaiement fin montre l'existence d'une pente amont-aval. Trois hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette pente : 1) elle pourrait témoigner de l'existence d'une ancienne plaine alluviale antérieure à la mise en place du remblaiement graveleux ; 2) elle pourrait être le témoin d'une surface de ravinement, mise en place lors de l'arrivée massive des sédiments graveleux holocènes dans le bassin de Cluses ; 3) elle

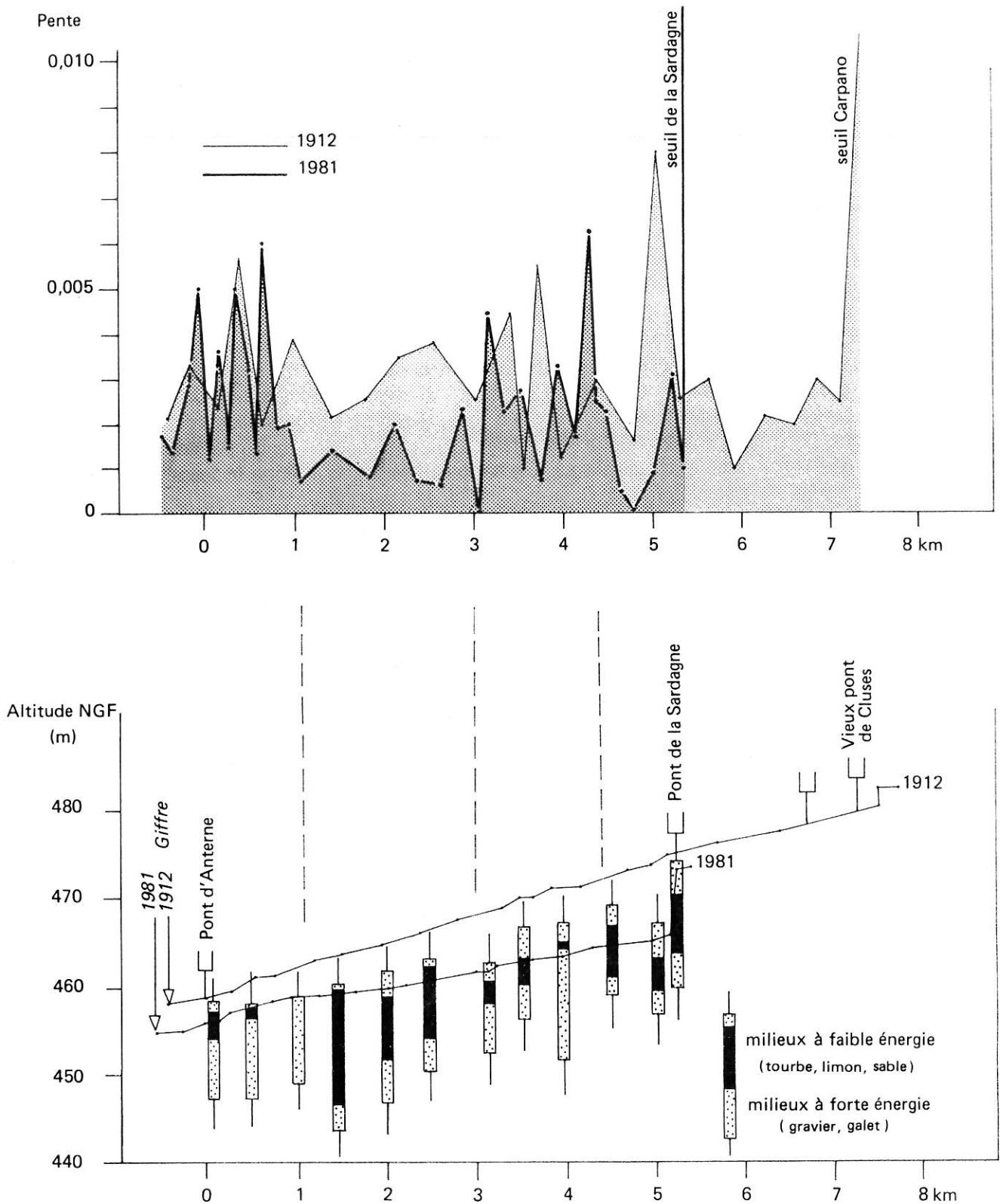


Figure 1.22 : Sondages effectués dans le lit mineur de l'Arve mettant en évidence la présence des dépôts fins, intercalés entre des formations graveleuses ; noter que les pentes actuelles sont les plus faibles dans les secteurs où les sédiments fins sont les plus épais.

peut également être indicatrice d'une surface de ravinement postérieure à l'arrivée des graviers holocènes, lors d'éventuelles fluctuations altitudinales du plancher alluvial ; on verra plus loin qu'une profonde incision semble s'être produite au moins une fois pendant les derniers millénaires. Seul un nivellement des affleurements fins permettra de préciser la topographie exacte de la formation fine et de repérer d'éventuelles surfaces de ravinement ; ajoutons immédiatement que les observations effectuées *in situ* indiquent que le comblement graveleux a fossilisé les formations fines sans les éroder profondément.

L'analyse détaillée de la lithologie des sondages montre que des dépôts organiques sont présents à différentes profondeurs : au droit du sondage S6, les sédiments seraient tourbeux sur une épaisseur de 7,80 mètres, sauf une petite passée de graviers sableux d'environ 40 centimètres dans le tiers supérieur de la carotte ; au droit du sondage S8, la tourbe prédominerait sur les deux mètres supérieurs, puis deviendrait plus limoneuse vers la base du profil. Les sondages montrent également que le sommet du remblaiement est composé de sédiments fortement tourbeux, même lorsqu'ils reposent directement sur des formations graveleuses. En raison de leur forte cohésion, ces sédiments organiques ont dans un premier temps ralenti l'incision contemporaine de l'Arve (Sogreah, 1981a). Il semble donc qu'une période de paludification caractérise la phase terminale du remblaiement sédimentaire fin ; on verra plus loin quelle peut être la signification de ce changement de dynamique.

4.3 : Etude expérimentale des formations fines.

4.3.1 : L'image CM des dépôts.

Cinq sondages à la tarière ont été effectués dans les dépôts fins ; ils ont été implantés en bordure de la rivière. Quatre l'ont été sur l'Arve et le dernier au confluent du Giffre. Leur position est indiquée sur la figure 1.24. A la différence de l'étude des paléoméandres de la basse vallée de l'Arve, le caractère très linéaire des zones d'affleurement dans le chenal incisé de l'Arve et la présence d'une couverture superficielle tourbeuse quasi-continue ne permettaient pas de déterminer la nature de l'unité géomorphologique explorée. Les sondages à la tarière ont donc été implantés au hasard et régulièrement répartis sur la section étudiée. La faible épaisseur des coupes incisant les sédiments fins n'a pas permis d'étudier en détail les structures sédimentaires des dépôts ; cependant, un transect perpendiculaire à l'Arve, résultant de l'incision du torrent de Scionzier a permis de fournir quelques premiers renseignements. On a régulièrement prélevé des échantillons de sédiments dans la coupe et les sondages pour analyse de texture. Ils ont permis de construire l'image CM des dépôts.

La figure 1.23 présente l'image CM des sédiments fins du bassin de Cluses. Une centaine d'analyses granulométrique a permis de la construire ; on a différencié les échantillons prélevés dans chacun des sondages. On observe immédiatement que l'image CM est typique d'un modèle fluvial. On retrouve les sections caractéristiques d'un diagramme de courants de traction ; on notera, comme sur les diagrammes des paléoméandres de la basse vallée de l'Arve, le nombre très réduit de points figurant en dehors de l'image présentée :

1) les sections OP et PQ de l'image, indicatrices d'une plus ou moins forte proportion de matériaux roulés dans les dépôts, sont présents. Les matériaux ont à la fois été prélevés dans la coupe du torrent de Scionzier et dans les sondages. Le nombre relativement réduit d'analyses effectuées dans ces tronçons a nécessité une interprétation des contours de la partie supérieure de l'image CM qui est probablement critiquable ; de nouvelles données permettront de les préciser avec une plus grande exactitude. La grossièreté de ces dépôts témoigne de leur transport dans un chenal ;

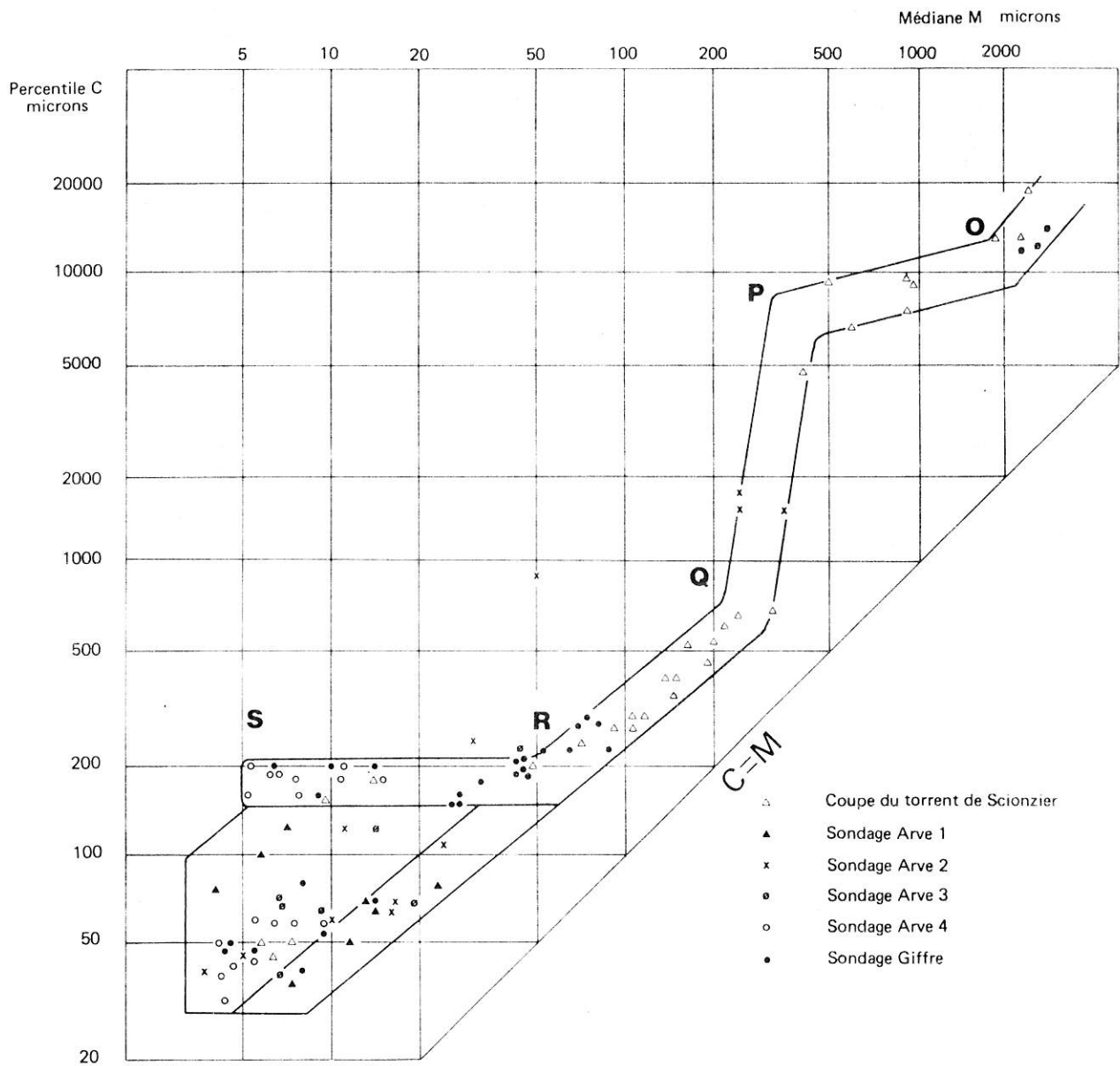


Figure 1.23 : Image CM des dépôts fins remplissant le bassin de Cluses ; elle met en évidence un diagramme indicateur de courants de traction, typique des sédiments fluviaux.

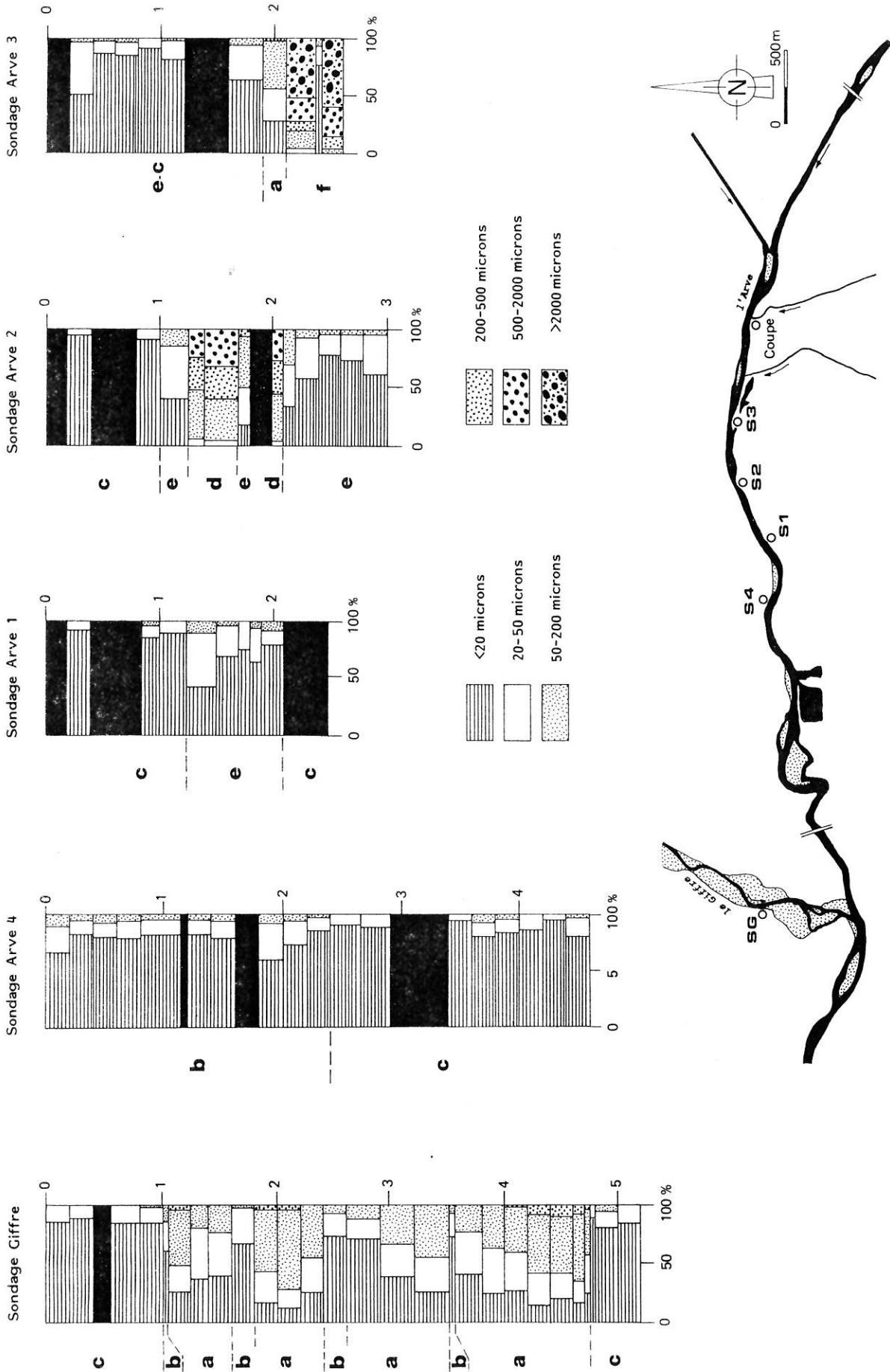


Figure 1.24 : Bassin de Cluses : résultats des analyses granulométriques de cinq sondages effectués sur l'Arve et au confluent du Giffre.

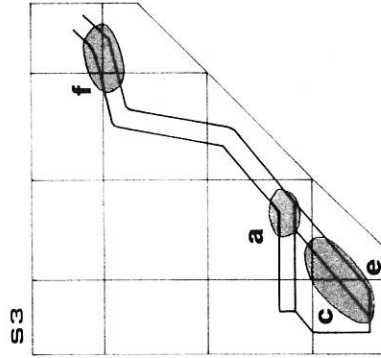
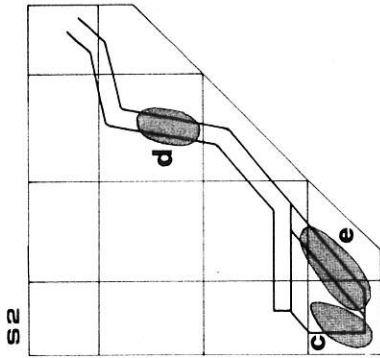
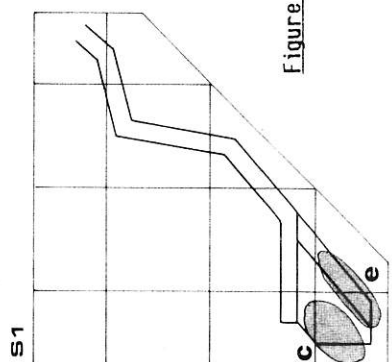
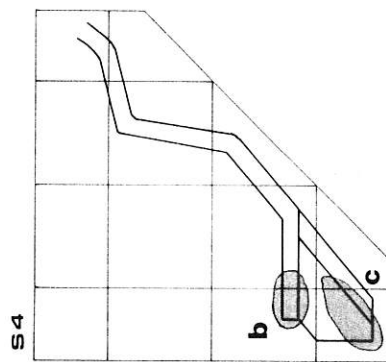
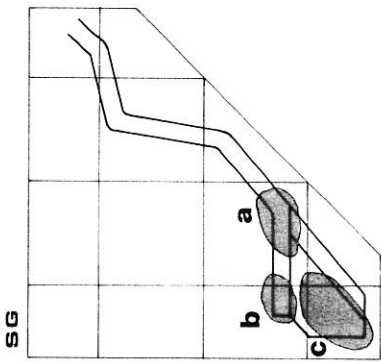


Figure 1.25 : Interprétation sur l'image CM, des processus de transport et de dépôt des sédiments prélevés sur les cinq sondages du bassin de Cluses.

2) le tronçon QR indicateur d'un transport en suspension graduée est par contre parfaitement défini par un grand nombre de points. Ici encore, les dépôts ont été prélevés à la fois sur la coupe du torrent de Scionzier et sur différents sondages. Les limites inférieures et supérieures Cu et Cs du tronçon QR sont respectivement de 200 et 700 microns ; ces dépôts sont des indicateurs probables de la proximité d'un chenal ;

3) le tronçon RS de l'image est mis en évidence par de nombreux échantillons prélevés sur plusieurs sondages. Il indique le dépôt de sédiments transportés en suspension uniforme. On observera la faible valeur de la médiane de ces dépôts, ce qui signifie une quasi-absence de turbulence au contact du fond lorsque la sédimentation s'est produite ;

4) on peut également classer les matériaux les plus fins en fonction de leur degré de triage (éloignement par rapport à la droite de tri parfait $C=M$) : 1) on retrouve le tronçon RR' mis en évidence lors de l'étude de cas précédente ; il se développe approximativement parallèle à $C=M$; 2) l'image CM met également en évidence des matériaux très mal triés et de médiane très faible (inférieure à 10 microns) caractéristiques d'un dépôt dans des environnements extrêmement calmes.

4.3.2 : Les faciès sédimentaires.

Sur la figure 1.24, on a synthétisé les résultats des analyses sédimentologiques effectuées sur les 5 sondages à la tarière. Les sondages n'ont pas reliés entre eux par des cotes d'altitude ; ils sont organisés de l'amont vers l'aval sur la figure présentée. Les sédiments très fortement tourbeux n'ont pas été analysés, même s'ils contenaient un pourcentage non négligeable de matière minérale. Une analyse sommaire montre immédiatement que les lithofaciès mis en évidence par ces sondages sont très différents les uns des autres. Il semble donc que chacun des sondages soit caractéristique d'un processus de sédimentation et probablement d'une unité de dépôt déterminée. L'objectif de cette étude est d'analyser quels sont ces processus et dans la mesure du possible, de tenter d'établir de quelle unité géomorphologique ils sont caractéristiques.

a) Le sondage du confluent Giffre (SG).

Ce sondage est le plus profond que l'on ait pu effectuer à la tarière à main ; il a été poursuivi jusqu'à une profondeur de 5,50 mètres. La grande profondeur atteinte s'explique par le caractère relativement sableux des dépôts, ce qui n'a pas été le cas sur les autres sondages. Trois séquences de sédimentation ont été mises en évidence :

1) à la base du sondage (séquence c), on trouve des dépôts extrêmement fins, auxquels sont associés de nombreux débris de végétaux (roseaux, racines ?). Leur grande compacité n'a pas permis que l'on poursuive le sondage jusqu'aux limites imposées par le matériel (6,20m). Le pointage des échantillons sur l'image CM montre qu'ils sont issus de suspension pélagique (Figure 1.25), c'est à dire d'un environnement en eau (au moins temporairement), très calme (absence de courant au moment du dépôt), donc à l'écart des flux de débordement d'un éventuel chenal. Il est probable que la sédimentation minérale s'est produite dans un marais ; la faible teneur en matière organique des dépôts atteste un taux de sédimentation élevé ;

2) un remblaiement de sable fin à sable limoneux d'une épaisseur de 3,70 mètres constitue la plus grande partie des dépôts du sondage SG (4 séquences a,b). Les analyses de texture montrent qu'ils sont organisés en une superposition de "séquences d'affinement vers le haut" ("upward fining sequences"), au nombre de quatre. Cela suggère une série de pulsations d'un écoulement permettant la mise en place de sable fin, puis une baisse progressive de l'énergie du flux et l'affinement des dépôts. L'image CM montre que les dépôts les plus grossiers ont été transportés en suspension

graduée. Les sédiments situés au sommet de chaque séquence sont issus de suspension uniforme ; la très faible valeur de leur médiane démontre la quasi-absence de turbulence au contact du fond lorsque le dépôt s'est produit. L'interprétation en terme d'unité de sédimentation est difficile, d'autant plus que le caractère unidimensionnel du sondage ne permet pas d'avoir une image de la géomorphologie des dépôts : il pourrait éventuellement s'agir d'une sédimentation dans un chenal secondaire, remis périodiquement en eau. La puissance du dépôt, le nombre des séquences d'affinement ; la persistance de courants de traction suggèrent la longue durée de vie de ce chenal et son exhaussement sur lui-même, ce qui témoignerait d'une migration latérale faible, voire absente ;

3) le sommet du remblaiement est composé de matériaux très fins qui, comme à la base, sont riches en débris végétaux (séquence c). Un horizon tourbeux a même été repéré au cours du sondage. La finesse des dépôts qui sont issus de suspension pélagique prouve l'absence de tout courant au moment où la sédimentation s'est produite ; la richesse en matière organique et notamment le niveau tourbeux démontre que l'on se trouve probablement en présence d'un environnement aquatique (au moins temporairement) et atteste une faible profondeur des eaux, nécessaire pour que la tourbification se produise. Ajoutons qu'un échantillon de tourbe prélevé à quelques dizaines de mètres du sondage, à la surface de la formation fine a fait l'objet d'une analyse palynologique : la forte proportion de pollens d'arbres (77%) "évoque un espace boisé où dominent le pin (28,7%) et le noisetier (22,7%), la chênaie mixte étant également présente avec l'association du chêne (6,6%), de l'orme (7,8%) et du tilleul (1,8%)" (Argant, 1986, *in litteris*). Le sapin et le hêtre sont très faiblement représentés (0,6% chacun). L'interprétation du sommet du remblaiement peut être double : il pourrait s'agir soit du remblaiement d'un bras mort par des sédiments d'inondation dans le cas d'un supposé chenal secondaire, soit d'une sédimentation dans une section abritée de la plaine d'inondation (marécage peu profond).

Sur le cône alluvial du Giffre, des formes de ravinement peu profondes, incisant la surface des dépôts fins, ont été mises en évidence (Figure 1.26) Elles sont fossilisées par des matériaux graveleux, cimentés par des concrétions riches en oxyde de fer. Une quinzaine de ces formes ont été observées. Elles ont toutes une orientation Nord-Sud et pourraient témoigner de la phase de fossilisation des sédiments fins par les graviers holocènes. Celle-ci serait intervenu lors de l'arrivée dans le marécage, d'un chenal fortement actif du Giffre. Dans ce cas, le cours d'eau, au sortir de sa gorge, se serait écoulé beaucoup plus à l'ouest qu'actuellement. On ne peut non plus totalement exclure que ces formes de ravinement aient été sculptées lors d'une phase d'incision plus récente de la rivière.

b) Le sondage S4 sur l'Arve.

Le sondage S4 a été effectué à l'aide d'un carottier mu par une tarière à moteur. Il a été positionné sur la base des renseignements fournis par le sondage n° 8 (voir Figure 1.22), qui mettait en évidence des sédiments riches en tourbe. L'objectif de ce sondage était, outre l'étude sédimentologique, d'échantillonner de la matière organique à différentes profondeurs, afin de déterminer un taux d'aggradation de la plaine alluviale. Il a atteint la profondeur maximum de 4,60 mètres, les sédiments trop compacts ne permettant pas de poursuivre le sondage plus profondément. Deux séquences de sédimentation ont été mises en évidence :

1) les 2,20 mètres inférieurs du sondage sont constitués de matériaux très fins, où prédomine la fraction argileuse (séquence c). Leur positionnement sur l'image CM1 montre qu'ils se sont déposés dans un milieu dépourvu de courant (Figure 1.25). Dans la partie basse de la séquence, les sédiments sont essentiellement minéraux, en dépit de multiples intercalations végétales peu épaisses à différentes hauteurs du profil. Entre 2,90 et 3,00 mètres de profondeur, un niveau très

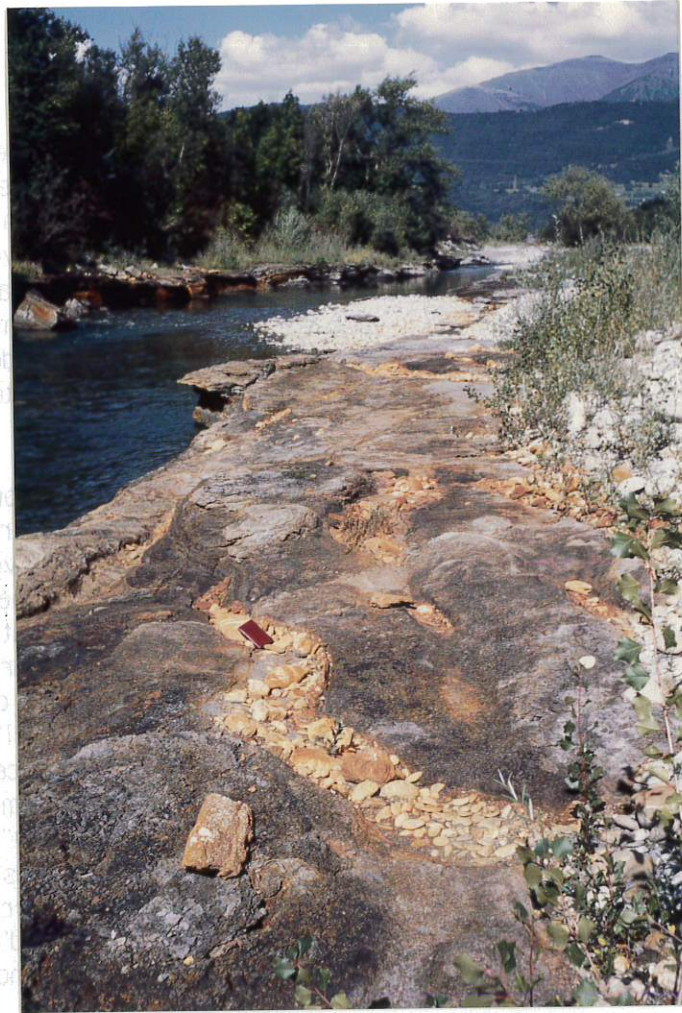


Figure 1.26 : Formes de ravinement à la surface des formation fines, au confluent du Giffre (photographies de l'auteur).

tourbeux a été mis en évidence, marquant un ralentissement de la sédimentation minérale et la persistance d'un milieu anaérobie ; il a été masqué par une nouvelle séquence de 50 centimètres de dépôts fins, issus de suspension pélagique. La texture très fine des dépôts suggère que l'on se trouve en présence d'un milieu éloigné d'un chenal, inondé lors des crues ; la présence de fines intercalations organiques et d'une séquence tourbeuse de plusieurs décimètres serait indicatrice d'un milieu aquatique peu profond, inondé une grande partie de l'année ;

2) la partie supérieure du sondage met toujours en évidence des dépôts à dominante argileuse, ce qui confère une valeur très faible à la médiane des échantillons analysés (séquence b) ; cependant, ils diffèrent de la séquence basale par leur percentile le plus grossier C, voisin de la valeur limite Cu (200 microns). Il s'agit donc de sédiments issus de suspension uniforme (Figure 1.25). L'autre caractéristique de ces dépôts est la présence dans tous les échantillons de débris végétaux nous ayant obligé à systématiquement les détruire à l'eau oxygénée préalablement aux analyses de texture ; deux niveaux de tourbe peu épais ont été mis en évidence et témoignent de la persistance d'une phase d'inondation. Dans la séquence supérieure du sondage, il semble donc que l'on se trouvait dans un milieu densément végétalisé. L'absence d'une analyse palynologique des sédiments ne permet pas de dire avec certitude s'il s'agissait d'un milieu aquatique ou terrestre. L'image CM suggère qu'il pourrait s'agir d'un milieu terrestre recevant des dépôts issus de courants de traction (suspension uniforme fine), relativement marginal par rapport à la source des flux.

Deux prélèvements de matière organiques ont été effectués à différentes profondeurs dans le sondage S4 : le premier était composé de matériaux ligneux (branchages ?) déposés à la cote -4,40 mètres, le second de tourbe à la profondeur de -1,15 mètre. L'analyse radiocarbone des dépôts végétaux a respectivement fourni les dates suivantes : 9760 ± 100 B.P. (GIF-7255) pour le bois et 8620 ± 90 B.P. (GIF-7254) pour la tourbe. Il y a donc bien eu aggradation progressive de la plaine alluviale de l'Arve, avec dépôt préférentiel de sédiments fins. La différence d'âge entre les deux niveaux mettrait en évidence un taux d'aggradation moyen de 0,29 m/100 ans (0,24 à 0,34 m/100 ans, si l'on se place aux bornes des intervalles). A titre de comparaison, Smith (1973) a mis en évidence des taux d'aggradation moyens variant de 0,05 m à 0,30 m/100 ans dans la plaine d'inondation du cours supérieur de la Nord Saskatchewan (Alberta), rivière déposant un abondante charge fine dans sa plaine alluviale ; ils sont de l'ordre de 0,30 à 1,00 m/100 ans dans le bassin intra-montagnard du cours supérieur de la Columbia River (Colombie Britannique) (Smith, 1983). Cependant, il est nécessaire de regarder avec circonspection la valeur du taux d'aggradation mis en évidence sur l'Arve, sa signification demeurant limitée : en effet, il est probable que l'aggradation n'a pas été continue dans le temps et cette valeur moyenne n'exclut pas des périodes de construction extrêmement active de la plaine d'inondation et une élévation beaucoup plus rapide de son niveau ; on peut également ajouter qu'outre la variabilité temporelle de la vitesse d'édification de la plaine alluviale, il existe également une variabilité spatiale de sa vitesse de construction liée à la plus ou moins grande proximité de l'axe des flux.

c) Le sondage S2 sur l'Arve.

Le sondage S2 est particulièrement intéressant car il met en évidence une phase de fort hydrodynamisme, insérée au milieu de dépôts caractéristiques d'une sédimentation dans un milieu d'eau stagnante. De bas en haut, on observe les successions sédimentaires suivantes :

1) des dépôts fins, bien classés (tronçon RR' de l'image CM) indiquant la sédimentation par classes de taille de particules issues de courants de traction, après un ralentissement dans une nappe d'eau stagnante ou circulant à vitesse réduite (séquence e) ;

2) un changement brutal de dynamique marque le début de la séquence suivante (double séquence d.e). Une phase temporaire fortement énergétique se produit, avec mise en place d'une sédimentation sableuse sur une épaisseur de 1,10 mètre. Une phase de repos, représentée par un horizon tourbeux peu épais, montre que la sédimentation sableuse résulte de phases d'apport multiples. L'étude des processus de transport et de dépôt sur l'image CM met en évidence l'appartenance des échantillons au tronçon PQ, indicateur d'un mélange de sédiments transportés en suspension graduée et de quelques grains roulés. Ce type de dépôt indiquerait la grande proximité d'un chenal transportant une charge probablement graveleuse ;

3) La sédimentation sableuse est brutalement interrompue (séquence c) ; une nouvelle séquence de dépôts très fins (tronçon T de l'image CM) et surtout organiques recouvre les sables sous-jacents. Ce changement du mode de dépôt et de la nature des sédiments signifie une forte diminution des apports minéraux, véhiculés par des écoulements disposant d'une faible énergie, ce qui suggère que l'axe fournissant les sédiments a brusquement changé de cours (avulsion d'un chenal ?).

La séquence sédimentaire représentée dans le sondage S2 semble caractéristique d'un épandage temporaire de sable grossier dans un marécage, suite à la rupture ponctuelle d'une berge. Il semble qu'elle puisse être comparée au faciès à "**épandage de brèche**" (du terme anglo-saxon "crevasse splay") mis en évidence sur certains types de cours d'eau à méandres (Reineck et Singh, 1973) et anastomosés (au sens de Smith, 1973 ; voir plus loin) qui, incisant les levées, favorisent la pénétration des eaux de débordement dans les bassins de crues de la plaine d'inondation .

d) Les sondages S1 et S3 sur l'Arve.

Les sondages S1 et S3 apportent quelques renseignements complémentaires sur les milieux sédimentaires du bassin de Cluses, en dépit des profondeurs relativement réduites atteintes :

1) le sondage S3 a été stoppé à la profondeur de 2,60 mètres par un niveau graveleux impossible à perforer avec une tarière à main. Les sédiments composant les derniers décimètres du sondage sont des sables grossiers et granules transportés en suspension graduée et par roulage (tronçon OP de l'image CM). On observe un affinement rapide des sédiments vers le haut du carottage ; les sables et granules sont remplacés par des dépôts extrêmement fins de débordement, mis en place dans une nappe d'eau stagnante, ainsi que par de la tourbe. La grossièreté des dépôts de la base du sondage, leur faible épaisseur semblent indiquer que l'on se trouve en présence d'un colmatage de chenal graveleux, après son abandon et isolement brutal des flux minéraux les plus grossiers (avulsion, recouplement d'une sinuosité ?) ;

2) le sondage S1 met en évidence un milieu très différent du précédent puisque la totalité du sondage a été effectuée dans des formations fines. A sa base, des tourbes très compactes ont stoppé nos investigations à une profondeur de 2,50 mètres. Elles sont surmontées de 1,25 mètre de sédiments minéraux, pauvres en matière organique. Les analyses granulométriques effectuées sur ces dépôts ont montré qu'ils étaient bien classés et appartenaient au tronçon RR' de l'image CM, indiquant une sédimentation dans un plan d'eau par ralentissement progressif d'une suspension transportée par des courants de traction. Leur texture est limoneuse et n'a que très légèrement variée dans le temps, ce qui indique des conditions hydrodynamiques relativement stables lors des multiples phases de dépôt. Le sommet du remblaiement est constitué principalement de tourbe qui démontre une évolution autogénique du site. Le sondage S1 a été interprété comme mettant en évidence différentes phases de remblaiement d'un marécage peu profond, isolé, pendant certaines périodes, des écoulements chargés de matière en suspension, comme l'indique le développement de multiples niveaux tourbeux.

e) La coupe du torrent de Scionzier.

L'incision du torrent de Scionzier à sa confluence avec l'Arve a permis de disposer d'une coupe d'environ 30 mètres de longueur et de 2,50 mètres de hauteur, disposée perpendiculairement au cours actuel de l'Arve. Malheureusement, son mauvais état de conservation dû à de nombreux éboulements nous a empêché d'en faire une représentation complète. Néanmoins, des observations ponctuelles ont pu être réalisées sur deux coupes partielles distantes d'environ huit mètres. Trois niveaux ont été mis en évidence (Figure 1.27) :

1) à la base des deux coupes, on observe la présence d'une formation graveleuse, les plus gros éléments ayant une dimension décimétrique. Le prolongement de la coupe sur l'Arve en amont du confluent a permis d'observer l'existence d'un phénomène d'imbrication des galets (tuilage). Sachant que dans les phénomènes de tuilage, le grand axe des matériaux est disposé perpendiculairement au courant, il a été possible de déduire la direction de l'écoulement : il se dirigeait de l'est vers l'ouest, ce qui tendrait à démontrer que c'est bien l'Arve qui a construit ces dépôts ; par ailleurs, la présence de nombreux galets cristallins originaires du massif du Mont-Blanc atteste la validité de l'analyse. Les dépôts graveleux sont recouverts de 20 à 40 centimètres de sédiments sableux, grossiers à la base ; ils s'affinent rapidement vers le haut. Le caractère trop ponctuel des coupes observées n'a pas permis de distinguer les structures sédimentaires. Des analyses de texture effectuées sur ces matériaux montrent qu'ils sont pour la plupart issus d'un transport en suspension graduée (voir Figure 1.23). Les plus grossiers d'entre-eux contiennent de nombreux grains roulés, comme en témoigne leur appartenance au tronçon OP de l'image CM. En dépit du caractère partiel de ces observations, il semble que l'on puisse interpréter ces dépôts comme étant ceux d'un banc graveleux disposé dans un chenal ; il n'a malheureusement pas été possible de préciser à quel type de banc on avait affaire ;

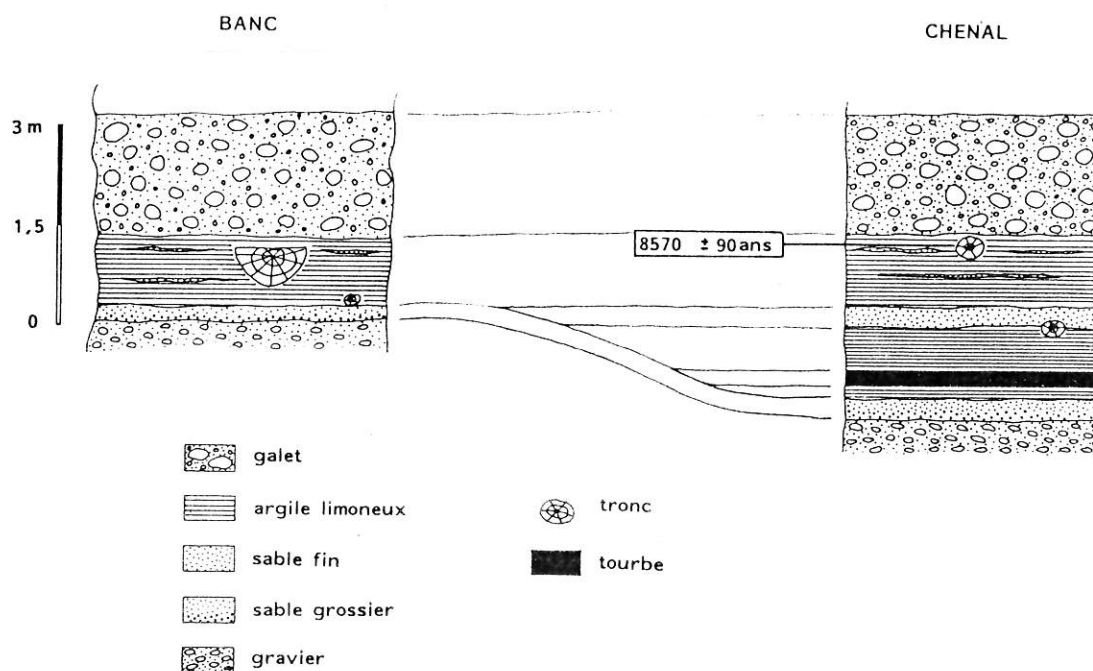


Figure 1.27 : Coupe dans les dépôts fins holocènes, perpendiculaire à l'Arve, (confluence du torrent de Scionzier).

2) des dépôts de chenal mis en place par des courants de traction extrêmement énergiques, on passe sans transition à des dépôts de débordement limono-argileux finement lités et à structure horizontale. Leur épaisseur moyenne est d'environ 1,50 mètre dans le chenal et ne dépasse pas 0,80 mètre sur le banc. L'analyse des dépôts montre que la sédimentation fine s'est produite en deux phases : 1) dans le chenal en eau se sont accumulés, d'abord des dépôts organiques, témoins d'une phase de forte autogénie, puis des limons argileux très fins (tronçon T de l'image CM). Les matériaux ne semblent pas s'être sédimentés sur le banc : en effet, il semble peu probable qu'ils aient été érodés lors d'une phase de dynamique active, comme l'indique l'absence de dépôts témoignant d'un tel épisode. La première phase de colmatage du chenal dans un plan d'eau stagnante est close par un dépôt de sable fin qui marque le retour temporaire d'un écoulement plus actif ; 2) une seconde séquence de 0,70 à 0,80 mètre de limons de débordement extrêmement fins fossilise le chenal et le banc. Quelques fines intercalations d'épaisseur millimétrique de matériaux plus sableux apparaissent dans ces dépôts, traduisant très probablement des phases hydrodynamiques plus énergiques que les autres. Des débris de bois et en particulier un tronç d'arbre d'environ 70 à 80 centimètres de diamètre sont enfouis dans les sédiments fins. De nombreuses noisettes et glands parfaitement conservés ont été retrouvés dans les formations fines ; elles attestent le caractère terrestre du milieu de sédimentation (ou en tout cas de sa grande proximité). Une datation radiocarbone a été effectuée sur l'un des débris organiques situé à proximité de la surface (Figure 1.27) ; il a indiqué une date de 8570 ± 90 ans (GIF-7256). La comparaison de cette datation avec celle obtenue à 1,15 mètre de profondeur sur le sondage S4 montre qu'elles sont approximativement contemporaines ;

3) la formation fine est enfouie sous les sédiments grossiers du remplissage graveleux holocène, au sommet duquel coulait l'Arve il y a une cinquantaine d'années. Le changement stratigraphique brutal marque la rupture géomorphologique. La fréquence des débris organiques et en particulier la présence de nombreux troncs à l'interface graves/dépôts fins suggère que la recrudescence de la torrencialité est responsable d'une phase d'intense abattage de la forêt alluviale. Cette observation a d'ailleurs été répétée à de nombreuses reprises dans diverses excavations du bassin de Cluses. Les troncs que l'on a pu observer étaient disposés parallèlement à l'axe d'écoulement principal probable. De plus, les coupes étudiées indiquent que l'arrivée des graviers holocènes n'aurait pas provoqué d'intense ravinement à la surface des formations fines. L'âge des troncs identifierait donc la période à laquelle le changement de modèle géomorphologique s'est produit dans le bassin de Cluses, soit au début du Boréal.

4.3.3 : Essai de reconstitution du paléoenvironnement fluvial.

Les résultats recueillis au cours de cette première approche de la dynamique de la sédimentation fine dans le bassin de Cluses permettent d'esquisser une première ébauche de reconstitution du paléoenvironnement fluvial, il y a 9000 ans. Certaines des interprétations qui vont suivre pourront paraître audacieuses, étant donné le caractère très partiel des éléments dont l'on a disposé. En effet, il est périlleux de reconstituer un paléoenvironnement fluvial à partir de quelques sondages épars, d'autant plus que l'on ne dispose d'aucune connaissance de l'ancien tracé en plan de la rivière. Les reconstitutions de paléodynamique fluviale doivent être basées sur le triple examen de la géomorphologie (tracé en plan, géométrie du chenal, pente...), des structures sédimentaires et de la texture des dépôts (Reineck et Singh, 1973). De plus, il est nécessaire de baser l'argumentation sur une connaissance tri-dimensionnelle de la géographie des dépôts (Miall, 1985). Cet essai de reconstitution du paléoenvironnement fluvial dans le bassin de Cluses a pour but de proposer des hypothèses de travail, sur la base d'une première synthèse des données existantes ; les interprétations proposées seront susceptibles d'être validées ou remises en cause à tout moment, lors de futures investigations. L'essai de reconstitution du paléoenvironnement sera précédé d'une présentation rapide des principales classifications des chenaux alluviaux.

a) Les modèles fluviaux.

Un historique des premiers essais de classification des cours d'eau est donné par Kellerhalls *et al.* (1976). Leopold et Wolman (1957) ont classé les cours d'eau en trois catégories, en fonction du tracé en plan de leur chenal : rectiligne, tressé et à méandres. Les chenaux rectilignes en milieu alluvial sont rares. Le tressage a été défini comme la division de l'écoulement en deux ou plusieurs bras entourant des îles ; mais il n'a pas été précisément quantifié par un paramètre spécifique. Un cours d'eau a été dit "à méandres" lorsque le taux de sinuosité du chenal dépassait 1,5 ; cette valeur a été définie arbitrairement. Cette classification présente pour lacune principale de ne pas prendre en compte les cours d'eau ayant simultanément des chenaux multiples et un taux de sinuosité élevé.

Tableau 1.1 : Classification des chenaux alluviaux : A) d'après Schumm, 1968; B) d'après Rust, 1978.

A		Charge de fond	Charge "mixte"	Charge en suspension
Chenal Unique	largeur / profondeur	60	25	8
	sinuosité	1,0-1,1	1,4-1,7	2,5
	modèle	rectiligne		à méandres
Chenaux multiples		Cône alluvial	plaine alluviale	Anastomose

B	Chenal unique (Paramètre de tressage < 1)	Chenaux multiples (Paramètre de tressage > 1)
Faible sinuosité (< 1,5)	Rectiligne	Tressés
Forte sinuosité (> 1,5)	A méandres	Anastomosés

Schumm (1968) a proposé un second type de classification fondé, non plus uniquement sur le tracé en plan du cours d'eau, mais également sur la nature et la répartition des dépôts alluviaux (Tableau 1.1A). Cette classification est destinée tout particulièrement aux reconstitutions paléogéomorphologiques, pour lesquelles on ne dispose pas toujours de l'image en plan de la rivière, mais de données stratigraphiques. Elle s'est appuyée sur l'observation que le pourcentage de limon et d'argile des dépôts est inversement proportionnel au rapport de la charge de fond sur la charge totale véhiculée par la rivière. Trois grandes catégories de cours d'eau ont été définies, en fonction du type de charge transportée dans les chenaux (charge en suspension : < 3% de la charge

totale est de charge de fond; charge "mélangée" ou mixte : $3\% \leq \text{charge de fond} \leq 11\%$ de la charge totale, charge de fond : $> 11\%$ de la charge totale est de la charge de fond), la distinction se faisant également sur le nombre des chenaux (unique ou multiples). La définition d'un cours d'eau à chenaux multiples de Schumm diffère de celle de Leopold et Wolman (1957), puisqu'il considère les rivières tressées, comme ayant un large chenal unique transportant de la charge de fond ; en basses eaux, elles mettent en évidence des îles de sédiments ou des îles végétalisées en permanence. Selon sa classification, les rivières à chenaux multiples sont des systèmes alluviaux de distribution, tels par exemple les cônes de déjection ou les deltas.

Rust (1978) a fondé une nouvelle classification sur la base de deux paramètres quantifiables : la sinuosité et une mesure de la multiplicité des chenaux. Elle se présente sous la forme d'une simple matrice carrée qui définit quatre types morphologiques (Tableau 1.1B). La classification de Rust prend en compte un type de chenal appelé "anastomosé" qui apparaissait déjà dans la classification de Schumm (1968). Celui-ci est le premier auteur qui fasse la distinction entre tressage et anastomose, sur la base de l'observation de cours d'eau australiens. Les deux termes étaient jusqu'alors employés comme synonymes, pour désigner les cours d'eau à chenaux multiples (ces termes sont toujours employés sans distinction par la plupart des géographes français). A la suite des travaux de Smith (1973, 1976), il s'est avéré nécessaire de distinguer les deux types qui sont génétiquement différents (Tableau 1.2):

1) le **tressage** est caractéristique d'un cours d'eau à bras multiples s'écoulant dans un lit graveleux. De très nombreux exemples de cours d'eau tressés ont été rapportés dans la littérature spécialisée (Doeglas, 1962 ; Williams et Rust, 1969 ; Rust, 1972 ; Church, 1972...). Ils sont communément caractérisés par une forte instabilité latérale, des chenaux larges, peu profonds, rectilignes, des berges topographiquement peu marquées et composées de matériaux dépourvus de cohésion facilement érodables. Leur pente est généralement forte ; le régime de la rivière est très contrasté. C'est un modèle géomorphologique typique de milieux fortement énergiques ; il n'est donc pas étonnant que sous nos latitudes et jusqu'à une époque récente, on les ait trouvés principalement dans les plaines alluviales de la plupart des vallées montagnardes et intra-montagnardes (haut-Rhône français, Arve, Fier, Isère, Drac, Bléone, Durance, Var etc...) ;

2) les systèmes **anastomosés** sont caractérisés par l'existence de chenaux interconnectés peu énergiques, s'écoulant dans un environnement marécageux extensif. Ils sont actuellement peu fréquents parce que leur développement nécessite des conditions géomorphologiques, tectoniques et climatiques spécifiques (Smith, 1983). Les chenaux anastomosés sont fortement sinueux, étroits et profonds ; leur pente est généralement faible (Smith, 1973). Les berges sont composées de matériaux fins, ce qui favorise leur forte cohésion. Celle-ci est renforcée par la présence d'un dense réseau de racines : la teneur en racines des sédiments de berge peut atteindre 16 à 18% par unité de volume (Smith, 1976). Cette forte cohésion des berges favorise une forte stabilité latérale des chenaux qui explique la prédominance de formations fines dans le remplissage alluvial. Comme l'a montré Smith (1983), les chenaux anastomosés sont susceptibles d'exister même dans des vallées intra-montagnardes, tel sur le cours supérieur de la rivière Columbia (Colombie Britannique). Les dépôts fins de débordement, mis en place dans des environnements aquatiques peu profonds (marais, bassins de crues, tourbières...), dominant largement sur les dépôts des chenaux et peuvent représenter 60 à 90% de l'accumulation sédimentaire totale (Smith et Smith, 1980). Les systèmes anastomosés s'exhaussent rapidement (taux d'aggradation de 0,15 à 1 m /100 ans) sous l'influence d'un phénomène de contrôle aval aux causes multiples : il peut résulter d'un relèvement du niveau de base ; ainsi, sur la rivière Columbia, chaque section anastomosée est contrôlée par l'aggradation des cônes alluviaux d'affluents fortement actifs. Sur la basse Saskatchewan (Saskatchewan), la cause serait tectonique et c'est probablement la lente subsidence du bassin sédimentaire qui explique le développement de l'anastomose (Smith et Putnam, 1980). Sur le haut-Rhône dans la cuvette des Basses Terres, Bravard (1987a, p. 81-86) a montré l'existence de chenaux anastomosés se développant sur les marges d'une bande de tressage ;

Tableau 1.2 : Critères d'identification des différents modèles fluviaux (d'après Smith et Putnam (1980), modifié).

Critère d'identification	Anastomose	Méandrage	Tressage
1) Pente.	Faible	Modérée	Forte
2) Sinuosité.	variable	Forte	Faible
3) Largeur / profondeur.	Faible	Modéré	Fort
4) Pourcentage limon-argile des berges.	Fort	Modéré	Faible
5) Dépôts d'accrétion latérale.	Rares	Communs	Absents
6) Dépôts de chenaux à histoire multiple.	Communs	Rares	Communs
7) Migration latérale.	Rare	Commune	Commune
8) Chenaux multiples interconnectés.	Communs	Rares	Communs
9) Epanchages de brèche et avulsions.	Communs	Rares	Absents
10) Matière organique.	Commune	Rare	Absente
11) Dépôts lacustres enfouis	Absents?	Absents	Absents

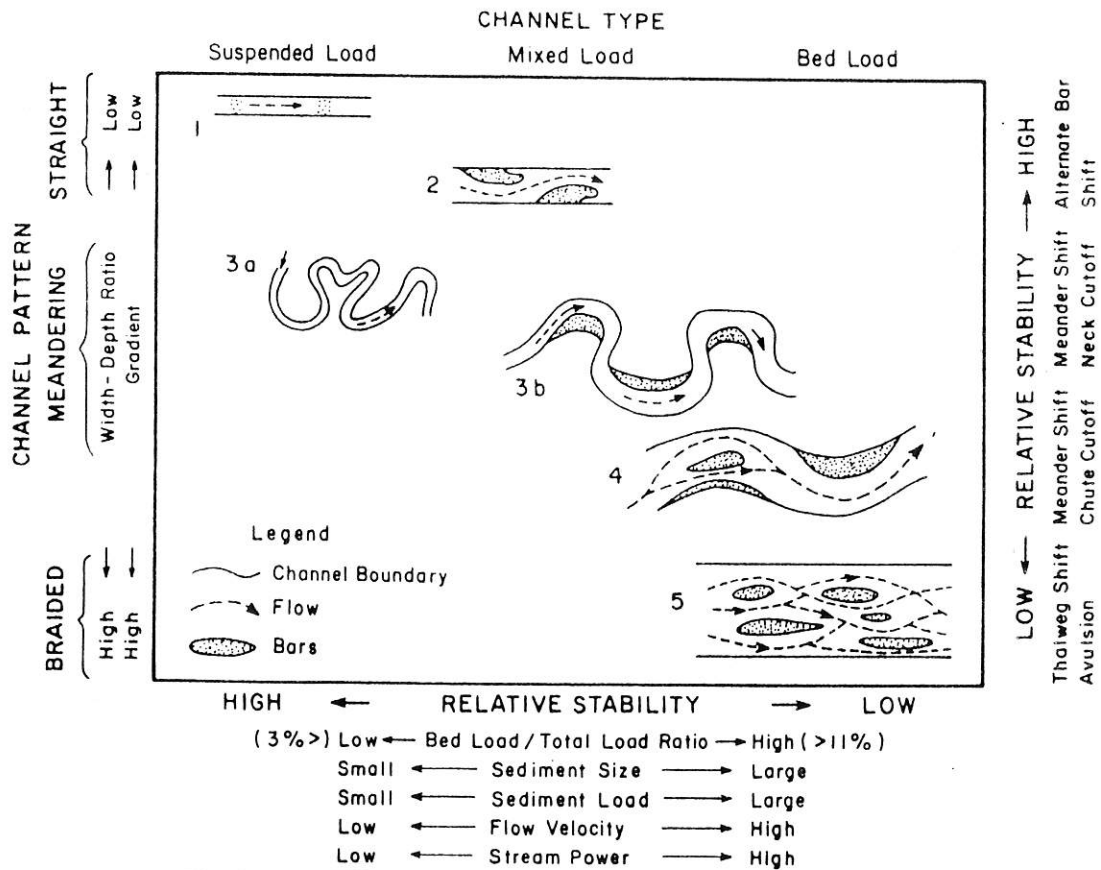


Figure 1.28 : Classification du chenal en fonction du modèle, de la nature de la charge, montrant les types de chenaux, leur stabilité relative, et quelques variables associées (d'après Schumm, 1981).

l'exhaussement rapide des chenaux principaux provoque un effet de contrôle aval du profil en long et favorise l'épandage des eaux de débordement dans la plaine d'inondation, par le biais de chenaux fortement sinueux et ayant de très faibles pentes, qui s'exhausent sur un lit composé de sédiments fins. En fait, le développement des chenaux d'anastomose est un impact de l'endiguement submersible du 19ème siècle : les digues ont empêché les processus d'avulsion du chenal, accéléré l'exhaussement du lit tressé et favorisé la mise en place d'une plaine alluviale composée de sédiments fins déposés lors des crues (J.-P. Bravard, communication personnelle).

D'après Schumm (1981, 1985), les chenaux alluviaux se regroupent autour de cinq modèles de base (Figure 1.28), pouvant être étendus à 14 types de modèles de cours d'eau. Cette classification est génétique ; elle est fondée non seulement sur le modèle du chenal mais aussi sur les variables qui influencent la morphologie. Elle met en évidence l'existence d'un continuum des types de chenaux allant du chenal rectiligne au chenal de tressage, en fonction de la nature de la charge et de l'énergie dont dispose la rivière (vitesses, puissance de l'écoulement). Le modèle du chenal en milieu alluvial est la résultante de ces facteurs. Il est fonction du débit qui le façonne et lui donne ses caractéristiques géométriques (section d'écoulement, largeur, profondeur, dimension des méandres), mais également de la proportion relative de la charge de fond par rapport à la charge totale qui ne détermine pas seulement la géométrie du chenal, mais le ratio largeur/profondeur et le modèle du chenal (Schumm, 1981).

b) Les principaux résultats de l'étude des formations fines.

Après cette rapide présentation des modèles fluviaux de base, on synthétisera les principaux acquis de l'étude des formations fines du bassin de Cluses.

Il semble d'hors et déjà acquis que l'on se trouve en présence **d'un environnement fluvial et non pas lacustre**, en tous cas sur les premiers mètres supérieurs du remblaiement fin, qui seuls ont été étudiés :

1) comme l'ont mis en évidence les carottages profonds effectués à l'initiative de la D.D.E. 74, il existe une grande variabilité spatiale de l'épaisseur des formations fines le long du cours actuel de l'Arve. Cela suggère l'existence d'une ou plusieurs bandes d'accumulation graveleuse d'extension limitée, dont le tracé en plan n'est pour l'instant pas connu, à laquelle est associée une plaine d'inondation alimentée par les débordements de la rivière ; elle est composée essentiellement de dépôts minéraux fins et de matière organique, qui traduisent son plus ou moins fort degré d'autogénie. Dans les sections où les formations fines sont peu épaisses (voir Figure 1.22), la prédominance d'une sédimentation graveleuse est à attribuer à la présence d'une bande active de l'Arve, plutôt qu'à des apports des torrents affluents ; en effet, les reconnaissances géotechniques effectuées sur les cônes anciens lors de la construction de l'Autoroute Blanche mettent en évidence une prédominance de dépôts fins, qu'expliquent les assises géologiques des bassins torrentiels ;

2) les très nombreuses analyses granulométriques auxquelles on a procédé ont permis de construire l'image CM des dépôts fins. Elle met en évidence un modèle fluvial typique avec la présence de dépôts issus de courants de traction et des argiles et limons de débordement déposés dans des marécages. Comme le fait remarquer Brown (1985) sur la Severn, la forte population d'échantillons caractéristiques d'un dépôt de suspension uniforme ou pélagique indique **la persistance d'une sédimentation de débordement et une faible migration latérale de la bande d'activité fluviale**. Le caractère extensif des dépôts fins et la faible valeur de la limite supérieure de la suspension uniforme ($Cu=200$ microns) suggèrent un milieu faiblement énergétique. La structure tuillée des dépôts graveleux mise en évidence sur la coupe du torrent de Scionzier confirme le caractère fluvial des dépôts ;

3) comme le fait observer Smith (1983), la présence de matière organique tourbeuse à différentes profondeurs exclut que la sédimentation fine se soit produite par décantation de la suspension dans un plan d'eau profond. Elle s'explique par la présence d'environnements marécageux peu profonds, permettant le développement de la végétation aquatique ; l'enfouissement de la tourbe dans les dépôts minéraux serait la conséquence de l'exhaussement progressif de la plaine alluviale. L'aggradation de la plaine alluviale, à un rythme moyen de 30 centimètres par siècle a d'ailleurs été démontrée par les datations radiocarbone effectuées sur le sondage S4.

La question fondamentale à laquelle il est maintenant nécessaire de tenter de répondre est la suivante : quel est le type de dynamique ayant pu favoriser la construction d'une plaine alluviale essentiellement composée de dépôts fins, dans un milieu intra-montagnard supposé fortement énergétique ?

c) Discussion sur le paléomodèle de l'Arve dans le bassin de Cluses.

Les données dont l'on dispose sont encore trop partielles pour que l'on puisse reconnaître avec certitude le type de cours d'eau ayant favorisé la mise en place d'une zone de sédimentation fine dans le bassin de Cluses. On se contentera donc d'exposer et de discuter quels sont les différents styles géomorphologiques susceptibles d'expliquer un tel modèle de sédimentation.

Il apparaît immédiatement que le milieu de sédimentation, composé essentiellement de matériaux fins déposés dans des environnements faiblement énergiques, contraste avec le cadre intra-montagnard du bassin de Cluses et la proximité des zones de forte production sédimentaire. La couverture graveleuse holocène qui surmonte les formations fines met en évidence le caractère extrêmement torrentiel de la rivière qui semblait moins accentué au Préboréal et au début du Boréal. Elle a probablement été mise en place par **un cours d'eau tressé**, comme en sont l'indice, la granulométrie très grossière des matériaux sédimentés et surtout l'extension latérale des dépôts graveleux qui témoigne d'intenses divagations. Celles-ci ne semblent pas avoir permis la construction d'une plaine d'inondation distincte des remblaiements de chenal.

L'excellente préservation des dépôts fins sous-jacents, mis en place dans des milieux aquatiques faiblement énergiques, traduit la séparation clairement définie entre le ou les chenaux d'une bande active principale d'extension limitée, composée de dépôts graveleux et la plaine d'inondation où dominent les formations fines de débordement. Il n'est pas possible au vu de nos connaissances actuelles, ni de localiser la bande active avec exactitude, ni de caractériser le style géomorphologique du chenal de l'Arve qui l'a mis en place (chenal simple, bras multiples, sinuosités ?) : dans un récent article, Miall (1985) préconise l'étude des dépôts alluviaux par la technique de l'analyse des "éléments architecturaux". Il détermine huit éléments architecturaux de base (chenal, bancs et formes du lit graveleuses, formes du lit sableuses, macroformes déposées par progradation, dépôts d'accrétion latérale, dépôts d'écoulement de gravité, sable en lamines et fines de débordement), chacun étant composé d'un assemblage de lithofaciès. Les éléments architecturaux sont proposés comme étant des constantes de l'environnement fluvial ; par contre la façon dont ils se combinent et s'imbriquent peut s'effectuer suivant un nombre indéfini de voies et donner autant de modèles de sédimentation différents, reflétant beaucoup mieux la complexité des processus naturels. Ce type d'analyse, remarquable par son caractère extrêmement dynamique, a pour but de mettre de côté les suppositions parfois erronées, auxquelles se réfèrent de manière trop systématique les géomorphologues et sédimentologues, selon lesquelles : les phénomènes d'accrétion latérales sont caractéristiques des bancs de convexité, donc du méandrage ; les cours d'eau tressés ont toujours une faible sinuosité et ne sont jamais associés avec d'épaisses formations fines de débordement etc... Une telle mise en garde avait déjà été faite par Jackson (1978) à propos de la distinction des cours d'eau en fonction de critères géomorphologiques et sédimentologiques. Elle met en évidence l'extrême difficulté de déterminer le modèle des cours d'eau et en particulier

de l'Arve ancienne dans le bassin de Cluses, en fonction des seuls critères sédimentologiques. Dans le cas de l'étude de l'Arve moyenne holocène, cette difficulté est augmentée par suite du caractère très partiel des observations de la structure des dépôts de chenal et de la méconnaissance de leur géométrie et de leur tracé en plan. L'observation des sondages et de la coupe de Scionzier a néanmoins permis de démontrer l'existence d'une bande active et d'affirmer qu'il s'agissait d'un environnement suffisamment énergétique, pour que les graviers et galets soient mobilisés.

Excepté la coupe du torrent de Scionzier et le sondage S3 qui a buté sur des sédiments graveleux, toutes les autres observations sédimentologiques ont été effectuées sur des environnements de la plaine d'inondation. D'après l'interprétation de chacun des sondages, on a tenté de les positionner sur une coupe fictive perpendiculaire au cours de la rivière et de représenter les unités géomorphologiques dont ils pourraient être l'indicateur (Figure 1.29). En raison des grandes incertitudes liées au caractère très ponctuel et unidimensionnel des observations et du nombre réduit des sondages réalisés, cette interprétation devra être prise en compte comme étant une première proposition de reconstitution, mettant en avant des hypothèses de travail. La prédominance d'unités de sédimentation fine de la plaine d'inondation nous permet de suspecter un style fluvial anastomosé, développé en marge d'un bande graveleuse plus énergétique :

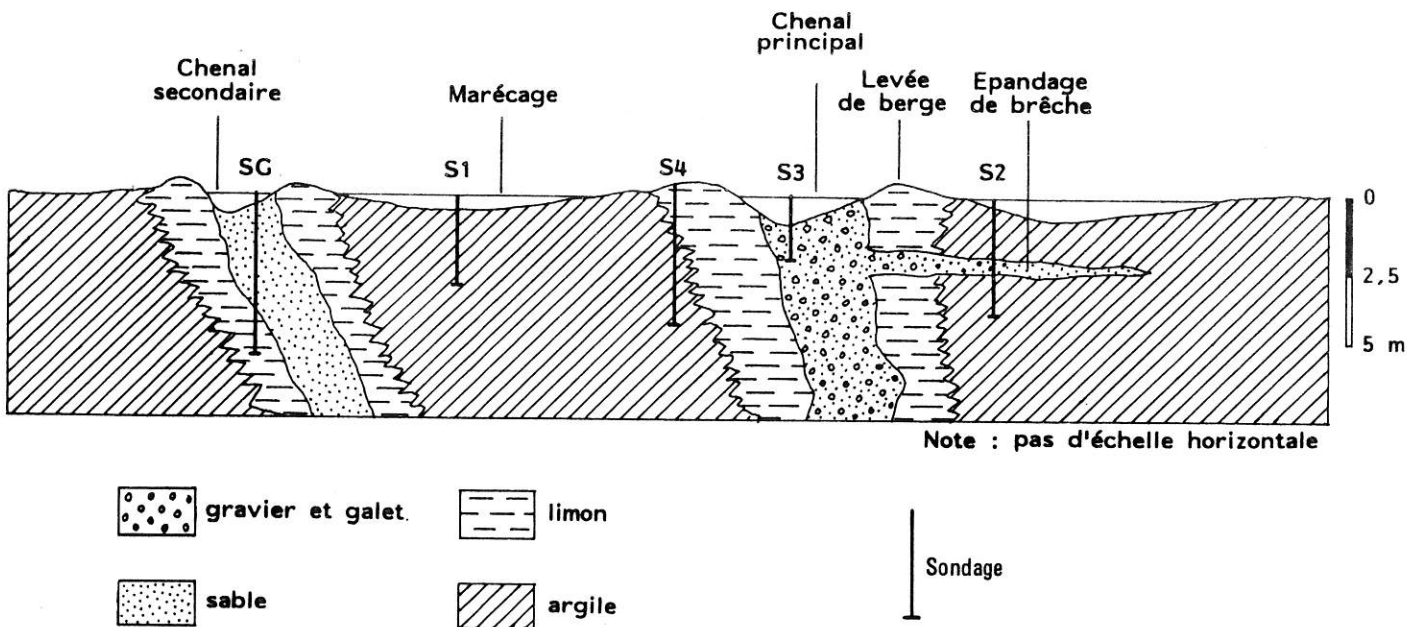


Figure 1.29 : Transect fictif en travers de la plaine alluvial, montrant la localisation possible des sondages.

1) le sondage S3 a probablement touché le fond d'un **chenal graveleux** colmaté par des sédiments fins de débordement. La coupe du torrent de Scionzier montre des dépôts identiques ;

2) le sondage S4 pourrait être positionné sur une **levée de berge**, l'image CM mettant en évidence des dépôts issus de courants de traction ; ceux-ci témoignent de la proximité d'un chenal transportant de la suspension uniforme ;

3) le sondage S2 présente un faciès caractéristique d'un **épandage de brèche** à granules et

gravier, mis en place dans un marécage peu profond, à la suite d'une rupture de berge. D'après Smith (1983), ce type de séquence est particulièrement fréquent sur les cours d'eau anastomosés ;

4) le sondage S1 représente une séquence de sédimentation qui semble typique d'un **marécage peu profond** ;

5) le sondage Giffre pourrait être positionné dans un **chenal secondaire stable**, comme tendrait à l'indiquer la succession de séquences d'affinement vers le haut sur une hauteur de 3,70 mètres. Une série de sondage permettant de dresser une coupe infirmera ou confirmera l'interprétation.

L'une des caractéristiques principales de l'anastomose est l'existence d'un processus de contrôle aval du profil en long par exhaussement du niveau de base. La présence de nombreux cônes de déjection dans la moyenne vallée de l'Arve atteste l'existence possible de ce type de processus. Leur exhaussement progressif sous l'effet d'intenses apports sédimentaires pourrait expliquer leur influence sur les pentes et le modèle géomorphologique de l'Arve. Il semble à priori peu probable que le contrôle aval soit exercé par le cône du Giffre, comme en témoignerait la présence de dépôts fins dans le lit mineur du cours d'eau actuel. En effet, il aurait fallu qu'il coule beaucoup plus à l'ouest que lors de l'édification de son cône graveleux holocène, ce qui serait surprenant étant donnée l'orientation de sa vallée ; cependant, les traces d'érosions anciennes à la surface des formations fines affleurant dans le lit mineur du Giffre indiquent l'arrivée d'un bras orienté NNO-SSE, ce qui ne permet d'abandonner définitivement cette hypothèse. L'examen des rares sondages effectués entre le confluent du Giffre et Bonneville montre l'absence des formations fines extensives dans cette section. Cela semble exclure que ce soit le vaste cône du Borne ou même celui plus réduit du Bronze qui exerce ce contrôle. Le contrôle aval pourrait provenir des cônes de déjection de torrents locaux, comme celui de Yougy, en partie démantelé lors de la mise en place du cône alluvial graveleux holocène du Giffre. La proximité de sources sédimentaires facilement affouillables et les pentes très fortes du torrent expliqueraient sa promptitude à répondre à toute phase de déséquilibre géomorphologique et seraient susceptibles d'expliquer l'apparent déphasage entre sa période de forte activité morphogénique et celle de la recrudescence d'activité de l'Arve au Boréal.

Un fait est frappant : c'est la permanence d'une phase terminale de sédimentation fine d'épaisseur supérieure à un mètre et à dominante tourbeuse, sur tous les sondages et coupes observées, y compris dans les zones de sédimentation graveleuse. Elle mettrait en évidence une tendance à la paludification, peu avant l'arrivée des graviers holocènes. Cette observation renforce l'hypothèse de l'existence d'un processus de contrôle de la dynamique fluviale dans le bassin de Cluses, par exhaussement du niveau de base. Elle pourrait témoigner d'un renforcement du processus de contrôle aval, l'exhaussement de plus en plus rapide du niveau de base dépassant le taux d'aggradation annuel de la plaine d'inondation ; elle pourrait également signifier une diminution des taux de sédimentation, à la suite d'une baisse des apports minéraux de l'Arve. Frenzel (1983) considère les phases de paludification comme un important critère indicateur d'un changement de l'activité fluviale.

En définitive, il demeure bien des incertitudes quant à la réalité du phénomène d'anastomose dans le bassin de Cluses. La prédominance des formations fines de plaine d'inondation, la preuve d'une aggradation de la plaine alluviale à un rythme rapide, des faciès sédimentaires typique de ce type de modèle fluvial, la possibilité de l'existence du processus de contrôle aval sont autant de présomptions de l'existence d'un style anastomosé de l'Arve moyenne au début du Boréal. Cependant, la difficulté de déterminer la nature et la localisation du processus de contrôle du profil en long de l'Arve, l'absence de preuves de l'existence de chenaux multiples transportant une charge essentiellement fine ne permettent pas de démontrer de manière irréfutable son existence. Il est à noter que l'exemple de l'Arve dans le bassin de Cluses ne semble pas être un cas unique dans les

Alpes, bien que son étude soit, semble t'il, sans précédent :

1) l'incision extrêmement forte du Fier dans sa plaine alluviale supérieure, en aval de Thônes, a dégagé d'épaisses formations fines, probablement holocènes, mais pour l'instant non datées. Une étude sommaire du secteur a permis d'observer des similitudes évidentes avec les dépôts de l'Arve, excepté l'apparente absence de matière organique, indiquant des milieux de sédimentation marginaux que pourrait expliquer le cadre encore plus montagnard et encaissé du Fier. L'existence de plusieurs cônes de déjection imposants (cônes d'Alex, de Dingy) dans la partie aval de la plaine alluviale rend probable un processus de contrôle de la sédimentation par relèvement du niveau de base ;

2) au confluent de l'Isère et du Drac, les études de géomorphologie quaternaire ont mis en évidence l'influence des phénomènes de confluence : "dans la combe de Savoie, l'observation des coupes de sondage montre une diminution sensible de l'épaisseur des alluvions grossières, en amont du confluent de l'Arc, ainsi qu'une diminution de la granulométrie. (...) Le Drac venait barrer la vallée de l'Isère et un lac se créait en amont du barrage, dans lequel se déposaient des sédiments fins" (Fourneaux, 1975, p. 34). Hanns (1984) précise sensiblement l'interprétation des sondages en indiquant que "sous quelques mètres de cailloutis seulement, des sables emboîtés dans des argiles ont été découverts sur une épaisseur totale d'au moins 50 mètres". L'auteur les considère comme étant surtout lacustres et dus à un surcreusement important à la confluence des glaciers de l'Isère et de l'Arc, ce qui semble probable ; néanmoins, rien ne permet d'affirmer l'absence de sédiments fluviaux dans la partie supérieure de ce remblaiement. En 1966, un sondage avait d'ailleurs mis en évidence un niveau tourbeux entre 2,80 et 4,10 mètres de profondeur dans des argiles plus ou moins limoneuses ou sableuses, ce qui semble aller dans ce sens. Des dépôts de même nature ont été observés en amont du verrou de Montmélian, ainsi qu'en amont du cône du Bréda.

A travers ces quelques exemples, il n'est pas question de considérer les zones de sédimentation fine alpines, comme indicatrices de cours d'eau anastomosés. Le but de ces descriptions est simplement de signaler que ce type de dépôts en arrière de cônes alluviaux a probablement été extrêmement commun dans les vallées alpestres, au cours de l'Holocène.

5) SYNTHÈSE MÉTHODOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE DE L'ÉTUDE DES PALEOENVIRONNEMENTS HOLOCÈNES DE L'ARVE.

5.1 : L'étude des dépôts fluviaux par la technique de l'image CM : progrès et perspectives.

La discussion présentée ici synthétisera dans un premier temps les progrès de l'analyse des processus fluviaux par l'image CM mis en évidence dans cette étude ; puis on discutera l'évolution spatio-temporelle de l'image CM des cours d'eau.

5.1.1 : Les développements de l'image CM.

L'étude des paléoenvironnements holocènes de l'Arve a permis de développer l'image CM des dépôts alluviaux. A la suite de cette étude, il apparaît possible de séparer les dépôts les plus fins de plaine d'inondation en deux catégories, non pas de manière arbitraire, mais parce qu'ils sont issus de processus de dépôts différents :

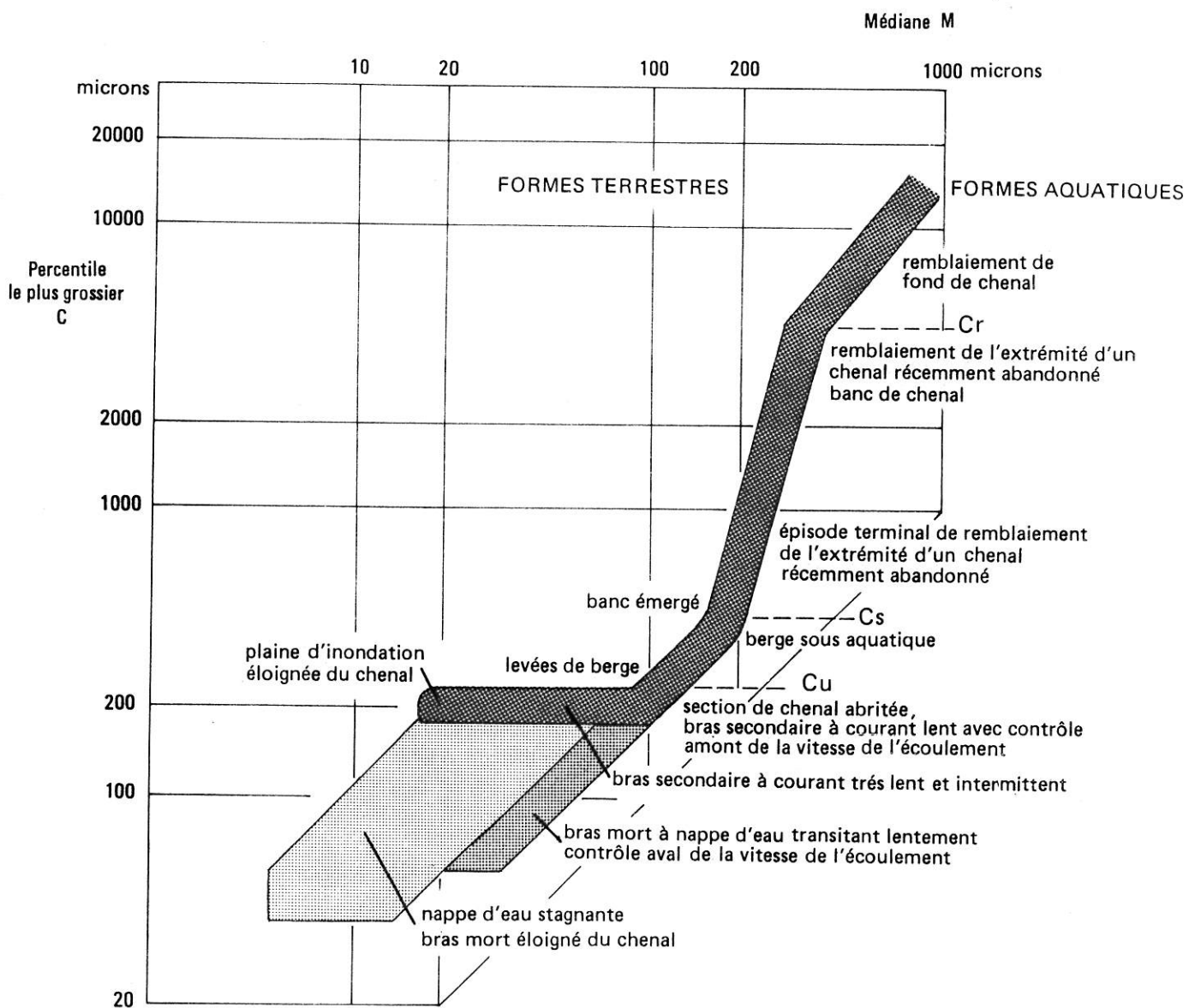


Figure 1.30 : Proposition d'une nouvelle image CM des dépôts alluviaux.

1) le tronçon RR' de l'image CM est approximativement parallèle à la droite C=M. Il est placé dans le prolongement de la section QR de la suspension graduée. Son bon classement granulométrique indique un dépôt dû à la décroissance de la turbulence d'un écoulement chargé de sédiments en suspension ; il se produit de manière uniforme dans toute la tranche d'eau, lors de la pénétration de la suspension dans un ancien chenal en eau. La suspension se stratifie par classes de taille, ce qui provoque une augmentation de la densité, une auto-accélération de la sédimentation et explique le bon triage des dépôts. Passega (1964) décrit ce processus comme typique de la formation des turbidites marines, dépôts très bien classés en dépit de leur finesse. Il ne l'a jamais observé en milieu fluvial, mais estime son existence possible. C'est très probablement des dépôts ayant une telle origine qu'ont observé Williams et Rust (1969) dans les chenaux abandonnés de la Donjek ;

2) le tronçon T de l'image CM met en évidence des dépôts issus de suspension pélagique. A percentile égal, ils sont caractérisés par une médiane plus faible que les sédiments de RR' et un plus mauvais classement. Les sédiments se déposent dans un plan d'eau ou un bras mort en l'absence de courants de traction et pratiquement de toute turbulence. Ils sont caractéristiques des dépôts d'oxbow-lakes, très éloignés de l'axe d'écoulement principal ou des marges de la plaine d'inondation, après peignage des particules les plus grossières de la suspension uniforme par la végétation alluviale.

L'étude des sédiments fins holocènes de l'Arve permet de proposer une image CM plus complète que la précédente (Figure 1.30). Celle-ci met en évidence les unités géomorphologiques du chenal et de la plaine d'inondation qui lui sont associées, en particulier les remblaiements des paléoméandres de l'Arve. Cette image pourra être modifiée et/ou complétée, lors de développements ultérieurs.

5.1.2 : Evolution spatio-temporelle de l'image CM des cours d'eau.

L'analyse de différentes images CM de l'Arve du cours d'eau passé et actuel, le recensement et l'analyse des diverses publications sédimentologiques utilisant la méthode mettent en évidence l'existence de multiples images CM, bien qu'il n'existe qu'un seul modèle général. Il est apparu que la position des différents tronçons de l'image étaient susceptibles de varier d'un cours d'eau à l'autre, mais également sur différentes sections d'une même rivière ; il semble également que le modèle CM puisse évoluer dans le temps sur une même section de cours d'eau. On examinera et justifiera successivement chacune de ces observations.

1) La mise en évidence de la multiplicité des images CM apparaît clairement par l'observation des granulométries maximales transportées en suspension uniforme et suspension graduée : le tableau 1.3 recense les valeurs Cu et Cs, tirées de la synthèse de différentes études. Il montre la forte variabilité de ces paramètres d'un cours d'eau à l'autre. Les exemples du Mississippi, de la Niobrara et de l'Enoree développés par Passega (1957) attestent que ces variations sont en relation avec le type d'environnement fluvial : plus l'écoulement est énergique, plus la turbulence au contact du fond sera forte et plus les classes de taille mises en suspension seront grossières. On a déjà signalé que dans certains cas, cette turbulence était tellement forte qu'elle était susceptible de faire monter les sédiments transportés en suspension graduée dans les tranches d'eau supérieures de l'écoulement, comme en témoigne l'absence de dépôts de débordement issus de suspension uniforme. Il n'est donc pas surprenant que les valeurs Cu et Cs les plus fortes soient issues d'exemples de cours d'eau montagnards ou proglaciaires (Enoree, Adige alpestre, Haute-Loire, Arve, Donjek ...). Celles-ci sont les plus faibles sur les rivières et fleuves matures, tel par exemple le Mississippi ou la Saône.

Tableau 1.3 : Paramètres Cu et Cs de différents cours d'eau actuels ou anciens.

Cours d'eau	Cu (μm)	Cs (μm)	Age des dépôts	Source bibliographique
Mississippi (Mayersville)	250	600	Actuel	
Enoree (U.S.A)	-	4000	"	
Niobrara (U.S.A)	350	700	"	Passaga (1957)
Cône de déjection (Californie, U.S.A.)	-	2000	Actuel	Bull (1962)
Adige alpestre (Italie)	?	2500	Actuel	
Adige dans la plaine du Pô	?	500	"	Passaga (1964)
Formation fluviatile de la rivière Tongue (U.S.A.)	80	310	Paléocène	
Formation fluviatile de Sentinelle Butte (U.S.A.)	80	360	"	Royse (1968)
Donjek (Canada)	450	2000	Actuel	Williams et Rust (1969)
Haute-Loire	750 (?)	2000	Actuel	
Loire moyenne	500 (?)	1500	"	
Basse-Loire	350 (?)	1000	"	Brossé (1981)
Haut-Rhône à Sault	350	?	Gallo-romain	
Rhône à Vienne	400	?	Gallo-romain	
Rhône à St Romain-en-Gal	400	?	Gallo-romain	
Rhône à Lyon			Actuel	
Saône à Lyon	200	?	Actuel	Bravard <i>et al.</i> (1986)
Basse-Arve				
Iles de la Barque	370	1000	Actuel	
Paléoméandre de Pont-Neuf	300	?	Non daté	
Paléoméandre de Nant-Bas	250	800	5 900 BP	
Paléoméandre de Nant-Haut	240	?	9 300 BP	
Arve moyenne :				
Bassin de Cluses	200	700	8 500 BP	Cette étude

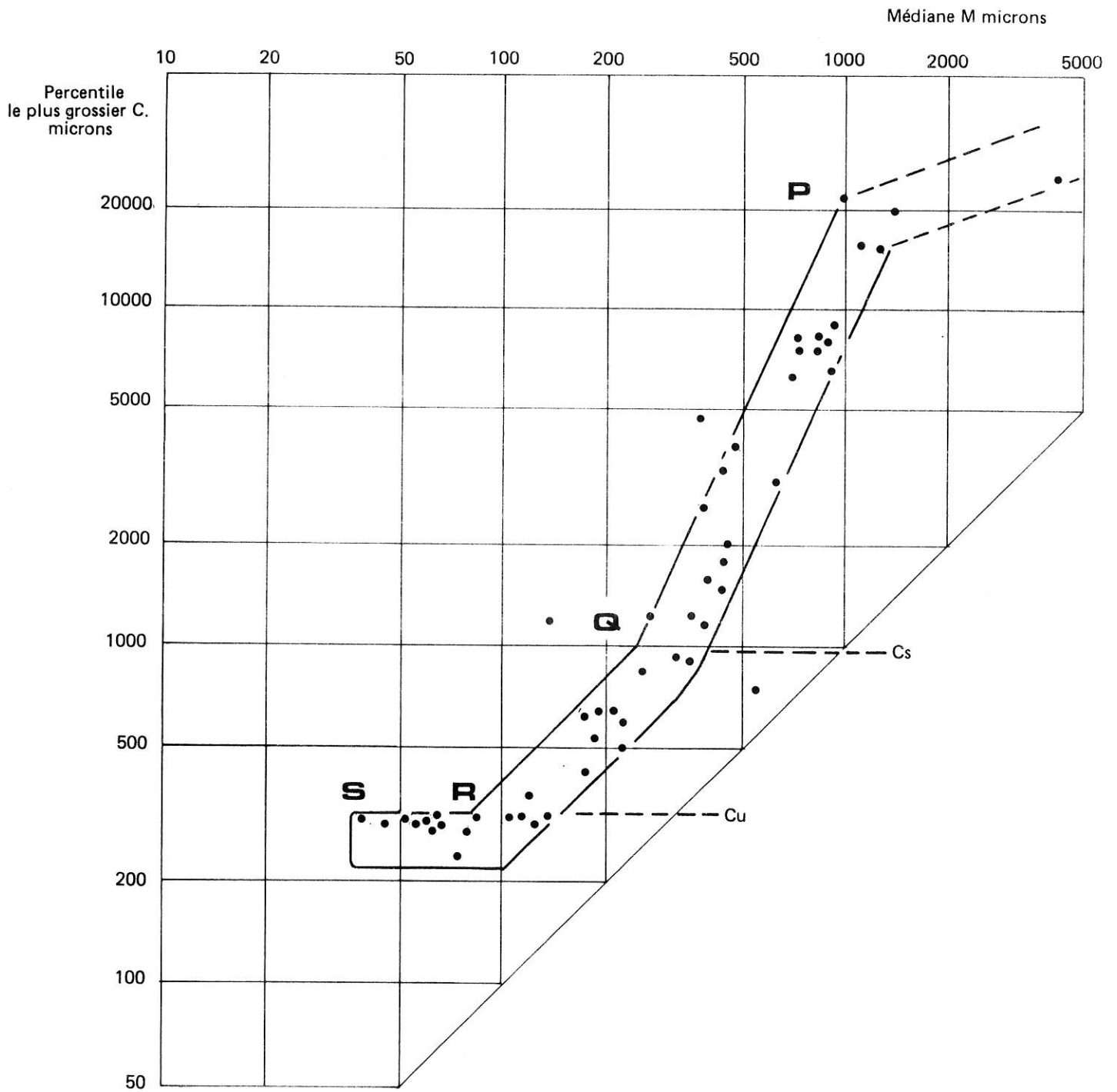


Figure 1.31 : Image CM actuelle des dépôt de l'Arve, dans la plaine alluviale de Contamine sur Arve.

2) Pour des raisons identiques, les paramètres C_u et C_s de l'image CM varient de l'amont vers l'aval sur un même cours d'eau, pour peu qu'il soit suffisamment long et qu'il change progressivement d'environnement d'amont vers l'aval. Les exemples de l'Adige supérieure et inférieure et de la Loire sont significatifs. Pour cette dernière étude, on émettra une sérieuse réserve sur la validité des paramètres C_u proposés qui nous semblent largement surestimés ; les valeurs de C_s sont par contre plausibles. Ces observations suggèrent l'existence **d'un continuum de l'image CM** au même titre qu'il existe un continuum des modèles fluviaux (Schumm, 1977) ; l'évolution amont-aval des valeurs C_u et C_s permettrait de le caractériser.

3) L'étude des paléoenvironnements holocènes de l'Arve met en évidence des images CM très différentes de l'actuelle (Figure 1.31). Il est à signaler que cette dernière n'a été construite que dans la basse vallée de l'Arve, dans un des derniers secteurs de tressage de la rivière. Il est donc possible qu'elle soit un peu différente du modèle CM de l'Arve encaissée, dans la zone des paléoméandres de Nant ou de celui de la moyenne vallée de l'Arve, où affleurent actuellement les formations fines ; cependant, il est peu probable que sur une si courte distance, les valeurs limites C_u et C_s aient été notablement modifiées. L'analyse des valeurs C_u et C_s déterminées sur les différentes images montre une forte variabilité de ces paramètres. Cela suggère que les conditions environnementales étaient moins énergiques au moment où se sont produits les dépôts. Cela semble une évidence dans le cas de la vaste zone de dépôts fluviaux fins du bassin de Cluses ou même lors d'une comparaison de l'image CM du cours d'eau actuel avec les paléoméandres de la basse Arve. Dans ces deux cas, des modèles fluviaux différents du tressage contemporain peuvent justifier de tels changements : le méandrage par exemple est caractéristique de conditions environnementales moins énergiques que le tressage, que justifie en partie sa pente plus faible. Il est par contre très intéressant d'observer que sur un même style fluvial (le méandrage), il a été mis en évidence une nette variation de la valeur C_u des images des paléoméandres de Nant-Bas et du Pont-Neuf (respectivement 250 et 300 microns). Ces observations confirment les travaux de Salvador (1985) qui a démontré d'importantes et multiples variations de la valeur C_u entre le Néolithique et la période présente, sur le site de Chamboud, étudié lors des sauvetages archéologiques de l'aménagement hydroélectrique de Sault-Brénaz. Comme l'écrit Royse (1968), il semble probable que les paramètres limites de la suspension (C_u et C_s) soient un bon indicateur de l'hydrodynamisme des paléocélements. Cette remarque semble être d'importance puisque des travaux de plus en plus nombreux recherchent les indices des changements holocènes du régime des cours d'eau et que les chercheurs tentent actuellement de reconstituer les paléodébits. Beaucoup de ces travaux sont fondés sur l'observation d'un changement des sections d'écoulement (par exemple Kozarski, 1983), l'analyse du remplissage des bras morts ayant jusqu'alors été négligée lors des reconstitutions paléohydrologiques ; outre l'intérêt d'une étude des processus d'abandon et de remplissage des anciens chenaux, l'analyse du diagramme CM développée au sein du Laboratoire de Géomorphologie de l'Université Lyon 3 permet une approche nouvelle des paléocélements, permettant de confirmer le changement.

4) Comme le montre la figure 1.32, C_u et C_s ne sont pas les seuls paramètres de l'image CM susceptibles de changer :

- la position du point S de l'image CM, déterminée par la plus faible valeur de la médiane des sédiments transportés en suspension uniforme, n'est pas fixe et varie suivant les cours d'eau. Elle est très faible lorsque les flux d'inondation chargés de suspension uniforme sont passifs et que la turbulence au contact du fond est pratiquement nulle ; elle est plus forte lorsque l'inondation est plus active, en particulier dans les milieux montagnard où les points R et S sont souvent confondus ;

- les différentes images CM recensées dans la littérature spécialisée montrent que la position du tronçon QR est également susceptible de varier, parallèlement à la droite de tri parfait $C=M$. Alors que sur la plupart des cours d'eau étudiés les sédiments issus de suspension graduée sont

généralement bien classés, Bull (1962) a montré que les dépôts mis en place lors d'écoulements de densité sont fortement éloignés de $C=M$ sur certains torrents californiens, indiquant un très mauvais triage des dépôts. De même sur la rivière Enoree, Passega (1957) a mis en évidence un état intermédiaire, les dépôts de suspension graduée étant médiocrement classés. Il semble donc qu'il soit possible d'établir une relation entre le triage des dépôts de la suspension graduée et la teneur des eaux de crue en limon et argile, ceux-ci étant piégés en plus ou moins grande quantité lors de la sédimentation de la suspension graduée. Cette observation est également importante pour la reconstitution des paléoenvironnements fluviaux, parce qu'indicatrice des conditions environnementales et en particulier de la nature de la fourniture sédimentaire ; en outre, elle permet d'expliquer certaines particularités du modèle fluvial, celles-ci étant en partie liées au contenu en argile et limon de la charge fluviale.

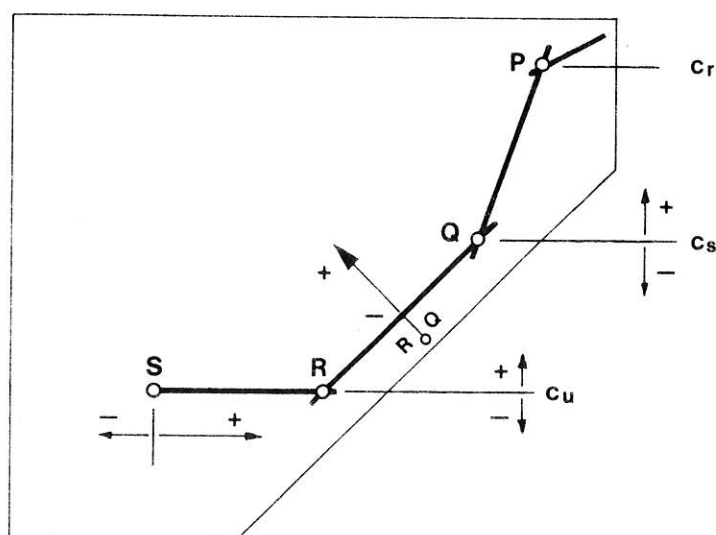


Figure 1.32 : Degrés de liberté de l'image CM des dépôts alluviaux.

En définitive, par ces multitudes applications possibles, aussi bien lors d'études ponctuelles que de synthèses, le modèle CM présente un grand intérêt en morphodynamique fluviale. Ce travail montre le considérable champ d'investigation qui s'ouvre au chercheur, aussi bien lors de l'étude des types de dépôts alluviaux et de leurs relations avec les formes fluviales sur les cours d'eau actuels que dans le cadre d'investigations sur les paléoenvironnements fluviaux, dans un but de mise en évidence des changements holocènes.

5.2 : Essai de synthèse géographique.

L'étude des paléoenvironnements holocènes de l'Arve dans sa moyenne et basse vallée permet d'ébaucher une première synthèse géographique. Elle sera complétée dans l'avenir, lors de nouvelles investigations entreprises sur toutes les sections de la plaine alluviale. Dans un premier temps, on résumera brièvement les principaux résultats acquis dans les deux études de cas présentées ; on tentera ensuite de corréliser les observations effectuées sur les deux sites et les comparera avec les résultats recueillis sur d'autres cours d'eau.

5.2.1 : Les paléoméandres de la basse-Arve.

L'étude des paléochenaux perchés de la basse-Arve a permis de proposer une reconstitution partielle de la dynamique fluviale et notamment du modèle de l'incision holocène de la rivière :

1) il est apparu qu'à la fin du Préboréal (9290 ± 160 B.P.) et à l'Atlantique (5910-6945 B.P.), l'Arve présentait un modèle à méandres graveleux. La proximité des versants exerçait un important contrôle sur la dynamique fluviale : elle pouvait empêcher la libre divagation des méandres, comme c'était le cas sur le territoire suisse où la rivière décrit plusieurs méandres de vallée avant de confluer avec le Rhône, ou partiellement, comme c'était le cas dans les zones fortement surcreusées par la rivière (terrasse du Pont-Neuf, plaine ovoïde d'Etrembières) ;

2) l'incision de la rivière semble avoir été un phénomène permanent depuis l'édification des terrasses de retrait glaciaire de la basse plaine de l'Arve, c'est à dire dès la déglaciation, pendant tout le Tardiglaciaire et probablement toute la durée de l'Holocène ; cependant, les résultats obtenus ne permettent pas d'exclure totalement des phases temporaires d'exhaussement du lit de l'Arve, au cours du Subboréal et/ou du Subatlantique. L'ampleur de l'incision post-würmienne est considérable puisqu'elle dépasse 60 mètres au droit du site étudié. La plus grande partie de l'incision s'est produite pendant la période précédant l'Holocène. Au cours des 9000 dernières années, l'incision de l'Arve n'a pas dépassé 14 mètres : elle est demeurée rapide au Préboréal et au Boréal, puis s'est fortement ralentie dès l'Atlantique et surtout aux Subboréal et Subatlantique.

5.2.2 : Le remplissage sédimentaire fin du bassin de Cluses.

La dramatique incision contemporaine de l'Arve dans le bassin de Cluses a affouillé les graviers holocènes épais d'environ 5 mètres ; ceux-ci fossilisent des formations sédimentaires fines extensives d'une épaisseur pouvant atteindre 13 mètres. Les dépôts fins ont été prélevés dans plusieurs sondages, localisés en bordure de la rivière. La construction de l'image CM des dépôts a permis la détermination des processus de transport et de dépôt fonctionnels lorsque la sédimentation s'est produite ; elle a démontré l'origine fluviale des sédiments fins. Par ailleurs, celle-ci est vérifiée par la mise en évidence d'une bande de forte activité, où transitaient une charge graveleuse, indicatrice d'un écoulement énergétique.

La datation radiocarbone de deux échantillons de surface a permis de dater la phase terminale du remblaiement fin aux environs de 8600 B.P., soit au début du Boréal. Cette date marque un changement radical de la dynamique fluviale qui se traduit par une recrudescence de la torrencialité de l'Arve et l'arrivée d'une abondante charge de fond roulée, extrêmement grossière, qui va fossiliser les dépôts fins de plaine d'inondation. Une période ultime de tourbification a précédé la rupture géomorphologique ; elle pourrait indiquer : 1) un changement de la dynamique des flux hydriques et sédimentaires sur l'Arve (modification du rapport charge/débit, du rapport charge de fond/ charge en suspension ?) ; une hausse rapide du niveau de base, à un rythme excédant le taux de sédimentation minérale. Un échantillon de matière organique, daté de 9760 ± 100 B.P. et prélevé à 4,40 mètres de profondeur, démontre un exhaussement moyen de la plaine alluviale d'environ 0,30 mètre par siècle. La présence de tourbe en profondeur, renforce la démonstration du caractère fluviale et non pas lacustre des dépôts : ceux-ci se sont déposés dans un marécage peu profond de plaine d'inondation et ont été progressivement enfouis lors de l'aggradation de la plaine alluviale.

La forte extension des dépôts alluviaux fins, indicateurs de la prédominance de faciès de plaine d'inondation, la faible valeur de la limite supérieure des sédiments transportés en suspension uniforme ($Cu = 200$ microns) démontrent que le paléoenvironnement de la moyenne vallée de l'Arve était plus faiblement énergétique que la rivière actuelle. Bien que la démonstration ne soit pas

irréfutable, il semble possible que les dépôts alluviaux fins témoignent de l'existence d'un ancien système fluvial anastomosé (au sens de Smith, 1973) qui se serait développé en amont d'un cône de déjection en cours d'exhaussement ; celui-ci, en contrôlant le niveau de base, aurait provoqué la diminution de la pente de l'Arve et une baisse de l'énergie de l'écoulement, favorisant une sédimentation fine intensive. En dépit de la présence de plusieurs cônes alluviaux en aval de la section étudiée, le point de contrôle n'a, pour l'instant, pu être déterminé avec certitude.

5.2.3 : Discussion.

1) Le principal facteur expliquant la persistance de l'incision sur la basse-Arve est sans aucun doute l'abaissement du lit du Rhône en aval du lac Léman. Les eaux de l'émissaire, claires et érosives après leur décantation dans le lac, ont profondément entaillé les dépôts quaternaires de la bordure occidentale du bassin lémanique, comme en témoigne l'encaissement du chenal rhodanien en aval de Genève. L'incision s'est propagée sur la basse-Arve par un processus d'érosion régressive et a favorisé l'entaillage des terrasses de retrait glaciaire.

Les multiples études des niveaux du lac Léman alliant géomorphologie et palynologie permettent de reconstituer les grandes étapes de l'abaissement du plan d'eau, liées très probablement à l'incision progressive de l'émissaire du Léman (Jayet, 1956 ; Gangloff, 1970 ; Magny et Olive, 1981 ; Gaillard *et al.*, 1981) :

- le lac serait passé très rapidement d'un niveau +30 mètres par rapport à l'actuel (alt. 372m), au Dryas ancien inférieur, à un niveau de +10 mètres (alt. 382m) à l'Alleröd (11000 ± 80 B.P.), soit un abaissement de 20 mètres en moins de 3000 ans ;

- vers 8000 B.P. pendant le Boréal, le plan d'eau se situait à la cote 369 mètres (Magny et Olive, 1981), soit 3 mètres sous le niveau actuel ; cette cote témoigne d'une poursuite de l'abaissement du lac Léman d'environ 13 mètres pendant les 3000 années suivantes.

On observe qu'il existe une certaine similitude entre la chute précoce et très rapide des niveaux du lac Léman qui s'est produite principalement au Tardiglaciaire et les observations effectuées sur la basse plaine de l'Arve, où les principaux ajustements du profil en long datent également de cette période. L'abaissement du plan d'eau s'est poursuivi pendant la première partie de l'Holocène, mais, semble-t-il, à un rythme nettement moins rapide. Sur la basse-Arve, l'incision a été également plus lente. Elle a continué postérieurement à la stabilisation du niveau de l'émissaire autour du niveau actuel (en fait, on verra dans l'avant-dernier chapitre de cette étude qu'à l'Holocène récent, le niveau du lac Léman a connu de multiples variations autour de sa cote actuelle, en relation avec des phases de plus ou moins forts apports sédimentaires de l'Arve). Après l'arrêt de l'incision de l'émissaire du Léman, le profil en long de l'Arve s'est progressivement ajusté pendant plusieurs milliers d'années, jusqu'à un nouvel équilibre atteint de manière asymptotique.

2) L'ampleur de l'incision dans la basse vallée de l'Arve au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène pourrait également résulter d'un processus de contrôle amont de la fourniture sédimentaire et hydrique. Starkel (1983) fait une synthèse des études entreprises sur les paléoenvironnements fluviaux d'Europe Centrale au cours des 15000 dernières années. Il aborde de manière théorique les changements des modèles fluviaux et de l'altitude de la plaine alluviale (phases d'aggradation et d'incision) en développant un modèle des changements du système "chenal-plaine d'inondation". Celui-ci est fondé sur le modèle qualitatif d'ajustement de la morphologie du chenal aux variables que sont la charge et le débit, établi par Schumm (1969). Starkel décrit quatre types de séquence de changement géomorphologique provoqué par une modification simultanée, mais d'ampleur variable, de la "balance hydrique" et de la charge

sédimentaire (Tableau 1.4). La combinaison de ces différentes séquences permet de décrire le comportement des cours d'eau d'Europe Centrale au cours des 15 000 dernières années, sous l'influence des phénomènes naturels (en particulier du climat, de l'évolution de la couverture végétale...), auxquels on doit associer les impacts anthropiques, depuis le Néolithique.

Tableau 1.4 : Types de séquence de changement du régime hydrologique et de la fourniture sédimentaire des vallées d'Europe Centrale au cours des 15 000 dernières années (d'après Starkel, 1983).

Nature du changement	Variations de la charge Q_s et du débit Q_w et effets sur les paramètres de la géométrie du chenal.	
Incision-méandrage	Em :	$Q_w^- < Q_s^- = w^-; d^+; L^-; s^-; P^+$
Aggradation-méandrage	Am :	$Q_w^- > Q_s^- = w^-; d^-; L^-; s^-; P^+$
Incision-tressage	Eb :	$Q_w^+ > Q_s^+ = w^+; d^+; L^+; s^+; P^-$
Aggradation-tressage	Ab :	$Q_w^+ < Q_s^+ = w^+; d^-; L^+; s^+; P^-$

Séquence typique d'Europe centrale : Ab-(Am)-Em-Ab-(Eb-Am-Em)^X-Ab-Eb.

w : largeur ; **d** : profondeur ; **L** : longueur d'onde des méandres ; **s** : pente ; **P** : sinuosité ; les signes + et - indiquent un accroissement ou une diminution de la charge et du débit.

Dans le bassin de l'Arve, immédiatement après la déglaciation, un piégeage de la charge dans les ombilics en cours de remblaiement pourrait expliquer l'extrême rapidité du phénomène d'incision fluviale sur la basse-Arve et le Haut-Rhône, par déficit d'apport sédimentaire amont. Le déficit de la fourniture sédimentaire aurait été d'autant plus dramatique pour la stabilité du lit du Haut-Rhône que l'émissaire du Léman drainait des eaux claires et érosives et que les apports sédimentaires provenaient pour l'essentiel de l'Arve. La séquence type "incision-méandrage" (Em) de Starkel, résultant d'apports sédimentaires faibles, s'applique remarquablement bien à la basse plaine de l'Arve et au Haut-Rhône dans le bassin lémanique, sur lesquels on a montré l'existence de multiples méandres de vallée qui ont disséqué les terrasses de retrait glaciaire.

L'étude des paléomodèles fluviaux de la basse et la moyenne vallée de l'Arve, ainsi que l'analyse des dépôts fluviaux par la méthode de l'image CM a montré qu'ils reflétaient probablement des conditions hydrodynamiques moins énergiques qu'actuellement. Ce n'est pas surprenant pour la période Atlantique, tous les auteurs s'accordant pour la décrire comme l'optimum climatique holocène : les conditions plus chaudes et plus humides favorisèrent une meilleure protection des versants par la couverture végétale, plus étendue en altitude qu'aujourd'hui. Ces conditions environnementales très calmes permirent le développement de la pédogénèse : il est donc probable que la faible activité des processus géomorphologiques sur les versants se traduit par de faibles apports sédimentaires avec peut-être une prédominance de matériaux fins. Frenzel (1983) insiste sur le rôle considérable de la couverture végétale pour le bilan hydrique, celle-ci favorisant une forte diminution des écoulements de surface par évapotranspiration : il est possible que la dense couverture végétale à l'Atlantique ait engendré des écoulements plus faibles et surtout moins torrentiels qu'aujourd'hui. Le caractère faiblement énergétique de la rivière à la transition Préboréal-Boréal a été observé dans la moyenne et dans la basse vallée de l'Arve : dans le bassin de Cluses, la faible activité fluviale pourrait être due au facteur local de contrôle de la pente par un affluent ; ce n'est le cas sur la basse-Arve, où un modèle à méandres a été observé. Les analyses polliniques faites dans les Alpes du Nord montrent le développement foudroyant de la corylaie puis

de la chênaie mixte au début de la période boréale ; elles sont implantées en peuplements denses, jusqu'à des altitudes élevées (Borel *et al.*, 1984). Les conditions climatiques qui ont permis cette extension de la végétation forestière pourraient avoir influé sur les écoulements et la charge fluviale de cette période et par contrecoup sur le modèle géomorphologique de la rivière. A titre de comparaison, Starkel (1983) décrit, à cette même époque, un modèle à érosion et méandrage sur les cours d'eau d'Europe Centrale, en relation avec une décroissance du débit et surtout de la charge alluviale. Cette correspondance du modèle fluvial est frappante, même si elle touche des domaines géographiques très différents.

En définitive, si par bien des aspects l'étude des paléoenvironnements fluviaux holocènes de l'Arve est encourageante pour l'avenir, elle pose plus de questions qu'elle ne fournit de réponse. La poursuite des investigations sur les paléoenvironnements fluviaux et leur confrontation avec d'autres cours d'eau alpestres permettra probablement de franchir une nouvelle étape. A terme, elle pourrait déboucher sur la reconstitution des fluctuations de l'activité fluviale des cours d'eau des Alpes du Nord pendant l'Holocène, en relation avec les changements des conditions environnementales.

Chapitre 2 :

LA DYNAMIQUE FLUVIALE DE L'ARVE AYANT LES AMENAGEMENTS FLUVIAUX.

1) PROBLEMATIQUE DE L'ETUDE.

La dynamique fluviale de l'Arve aux 18ème et 19ème siècles, avant les premiers aménagements de grande ampleur, est caractérisée par un style à chenaux tressés ; ils divaguent dans une plaine alluviale qui occupe une grande partie du fond de la vallée. Comme on l'a déjà signalé, ce type de modèle fluvial caractérise des conditions environnementales fortement énergiques, avec des pentes raides, des débits importants et fortement contrastés. Les mouvements de la charge de fond graveleuse sont la forme de transport solide dominant dans les chenaux de tressage ; la nature des berges, constituées de matériel dépourvu de cohésion, mal fixé par une végétation dont le développement est compromis par la forte instabilité latérale de la rivière, est également l'une des caractéristiques de ce type de cours d'eau. Il n'est donc pas surprenant qu'aux 18ème et 19ème siècles le tressage soit le modèle géomorphologique de référence en milieu intra-montagnard, ce qui était le cas de la plaine alluviale de l'Arve : les écoulements avaient encore tous les excès que leur avait conféré la montagne toute proche ; la charge alluviale, arrachée aux versant plus ou moins bien protégés de l'érosion, s'accumulait en partie dans les lits fluviaux et gagnait la plaine alluviale en abondance. Il convient de ne pas minimiser le rôle considérable, parfois même prépondérant, de l'héritage géomorphologique postglaciaire sur la dynamique fluviale : la pente du plancher alluvial, le calibre et la répartition spatiale des sédiments hérités et stockés dans la plaine alluviale, les contraintes locales occasionnées par le cadre structural et en particulier la présence de cônes de déjection postglaciaires sont autant de paramètres indépendants des conditions en vigueur à l'instant de l'observation, mais qui vont conditionner la dynamique fluviale.

1) L'objectif de cette étude est dans un premier temps de démontrer la variabilité spatiale du modèle géomorphologique tressé de l'Arve dans les différentes sections de sa plaine alluviale, et à une époque (1730) où les interventions directes de l'homme sur la rivière demeuraient limitées. Ces changements dans l'espace du modèle des cours d'eau tressés ont été mis en évidence par de nombreux auteurs :

- Smith (1970) montre que le style de la rivière tressée Platte-Platte dans le Colorado et dans le Nébraska change d'amont en aval, en réponse à l'affinement de la charge de fond : les formes du lit sont des bancs longitudinaux dans la partie amont de la rivière ; vers l'aval, ils deviennent progressivement des bancs transversaux disséqués par les phénomènes d'érosion, ce qui favorise d'importantes modifications du relief du chenal actif ;

- l'étude de trois sections de la rivière Donjek, distantes de quelques dizaines de kilomètres, cours d'eau proglaciaire à charge graveleuse du Yukon (Canada), met en évidence des types de tressage différents : d'amont vers l'aval, on passe d'un style en "zig-zag" entre des cônes alluviaux à un tronçon presque rectiligne, puis au méandrage avec la présence de bras internes, (Rust, 1972). Ces sections diffèrent également par leur pente, la sinuosité du chenal principal, le nombre de bras divaguant entre les bancs de galets ; les granulométries moyenne et maximale diminuent rapidement vers l'aval, traduisant l'incapacité du cours d'eau à mouvoir sa charge la plus grossière.

Ces deux exemples confirment qu'il n'existe pas un modèle tressé unique : on essayera de caractériser celui de chacune des sections de la plaine alluviale de l'Arve aux 18ème et 19ème siècles et de déterminer les facteurs contrôlant le modèle du tressage.

2) Comme l'a démontré le chapitre précédent, le modèle géomorphologique de la rivière n'est pas une constante temporelle : le passage d'un style fluvial permettant le dépôt des sédiments fins à une sédimentation graveleuse, caractéristique d'une recrudescence de la torrencialité de la rivière au Boréal, en constitue une preuve. Une première synthèse des changements de la dynamique fluviale sur les 15 000 dernières années, faite par Starkel (1983), met en évidence une série de cycles de forte activité morphogénique séparés par de longues périodes de relative stabilité. Ces cycles se superposent à la tendance globale à la décroissance de l'activité fluviale, en relation avec la baisse progressive de la fourniture sédimentaire et de l'alimentation hydrique. Les changements plus récents, datant des derniers siècles sont tout aussi spectaculaires, comme le montrent ces deux exemples parmi beaucoup d'autres :

- dans les Basses-Terres du Dauphiné, Bravard (1987a, p. 87-88) démontre la modification du style fluvial du Rhône par recouplement de l'oxbow-lake du Saugey, probablement en 1690. Il l'interprète comme une progression vers l'aval du modèle tressé, qui fossilise partiellement le méandrage par apport amont de charge graveleuse et exhaussement du plancher alluvial ;

- Church (1983) observe un accroissement progressif de la stabilité de la Bella Coola en Colombie Britannique depuis 1893, sous l'effet d'une diminution du transport de la charge grossière. La réduction des apports sédimentaires issus de l'érosion des moraines néoglaciales est le principal processus invoqué pour expliquer ce changement.

Le second objectif de cette étude est de démontrer la capacité du cours d'eau à changer de style fluvial. On étudiera en particulier l'impact de la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire sur le style géomorphologique de l'Arve. La principale difficulté de ce type d'étude est l'interprétation des changements que l'on peut observer : ont-ils une origine naturelle ou sont-ils anthropiques ? De nombreux travaux montrent que les défrichements du Néolithique ou de l'Age du Bronze ont influencé la stabilité des pentes et l'évolution des fonds de vallée (Sclafert, 1957 ; Jorda, 1980 ; Brown et Barber, 1985...). Il n'est donc pas question de considérer le système fluvial, au cours des derniers siècles, comme vierge de toute **influence anthropique indirecte**, les défrichements ayant un impact sur les bilans de l'écoulement dans le bassin versant et la mobilisation des matériaux alimentant la rivière. Cependant, la démonstration de la recrudescence de l'activité fluviale lors du Petit Age Glaciaire sera effectuée à l'aide de documents antérieurs à l'endiguement général de la rivière, période où les **impacts directs** sur la dynamique fluviale demeuraient limités.

2) LES SOURCES DOCUMENTAIRES ET LES METHODES DE TRAVAIL.

2.1. : Origine et nature de la documentation.

L'étude de la dynamique fluviale de l'Arve aux 18ème et 19ème siècles nécessite le recensement et l'étude des documents anciens disponibles ; ils se présentent sous différentes formes et ont diverses origines :

1) Les **cartes et plans** constituent la base de la documentation permettant le diagnostic géomorphologique. Ce sont des instantanés de l'état du cours d'eau à une date donnée, dont la qualité et la précision peuvent être vérifiées par comparaison avec la première carte topographique au

1/20 000 de l'Institut Géographique National, publiée en 1941. Celle-ci a été établie d'après la photographie aérienne de 1936 et met en évidence le tracé des anciens bras de la rivière partiellement remblayés. Au moins deux documents cartographiques antérieurs à l'endiguement général du cours d'eau ont été retrouvés, sur chacune des sections de la plaine alluviale. Dans les sections non corrigées, d'autres documents sont disponibles et permettent de décrire l'évolution du tressage sur une période de 200 ans :

- le plus ancien document cartographique fiable est le cadastre sarde ou *Mappe Sarde*, établi entre 1728 et 1732 par les géomètres piémontais ; il est conservé aux Archives Départementales de la Haute-Savoie. Guichonnet (1955) a décrit son très grand intérêt pour les recherches d'histoire et de géographie sociale ; il n'a cependant pas évoqué son utilisation possible en géographie physique et en particulier en géomorphologie fluviale. La grande précision des cartes permet de reconstituer le tracé de la rivière et détermine l'affectation du parcellaire de la plaine d'inondation ; il s'agit donc d'un véritable état du paysage fluvial au 18^{ème} siècle. La *Mappe Sarde* a été réalisée par Paroisses à l'échelle du 1/2400 : elle représente donc un cours d'eau morcelé qu'il est nécessaire de reconstituer pour disposer d'une image complète. Pour chacune des Paroisses de la plaine alluviale de l'Arve et riveraine de la rivière : a) on a calqué le tracé du cours d'eau et la nature du parcellaire de la plaine inondable ; b) on a assemblé les multiples documents ; c) on les a réduits par procédé photographique et redessinés à l'échelle du 1/25 000. Parfois, un mauvais assemblage a été mis en évidence dans les zones frontalières entre communes ; de même, certaines incohérences du tracé de la rivière ont été observées sur certaines Mappes. Dans ce cas, on a interprété les documents afin de fournir une représentation plus conforme à la réalité de la dynamique de tressage. Ces modifications demeurent mineures et n'altèrent en rien le document original ;

- le projet général d'endiguement établi par l'Ingénieur Bard en 1820 comportait le levé cartographique de l'ensemble du cours de l'Arve, avant que ne débutent les travaux. "Les plans sont une simple reproduction des plans cadastraux levés en 1730, sur lesquels on a indiqué les modifications survenues dans le cours de la rivière et figuré les digues projetées par deux traits parallèles. Des profils longitudinaux inscrits sur les rives de ces plans font connaître les cotes de nivellement ; mais malheureusement ces profils ne méritent aucune confiance " (rapport de l'ing. Faraguet, 10/11/1863 ; A.D.H.S. 6S 283). Le but du levé cartographique était de "démontrer les variations de la rivière depuis environ 90 ans, ce qui sert à mieux déterminer le nouveau cours à lui donner " (ing. Bard, 4 déc. 1821 ; A.D.H.S. 10 FS 33, 1817-25). Malgré d'actives recherches aux Archives Départementales de la Haute-Savoie et aux Archives d'Etat de Turin, ces documents n'ont pu être retrouvés. Heureusement, il en existe des copies partielles permettant de reconstituer le tracé de la rivière au début du 19^{ème} siècle, dans de nombreuses sections de la plaine alluviale ;

- divers plans postérieurs à cette date ont été recensés. Le plus intéressant est sans conteste le plan, malheureusement partiel et très dégradé, établi en 1856 par l'ingénieur Impératori dans le bassin de Cluses (A.D.H.S. 10 FS 35 ; 35, paquet 1) ; son échelle est la même que celle des Mappes. Il a également été redessiné après réduction photographique du document original ;

- la réalisation du premier cadastre français dans la vallée de l'Arve date de 1869. Tous les documents ne sont pas contemporains de cette date, mais ont été dessinés au cours des 20 années suivantes ; cela demande certaines précautions d'utilisation, le tracé de la rivière ayant varié pendant cette période. Les tableaux d'assemblage au 1/10 000 déterminent la position d'un nouveau lit de l'Arve. Sur certains d'entre-eux, le tracé des chenaux n'apparaît pas ; les bancs de galet n'étant pas imposables, les géomètres de l'époque n'ont pas jugé nécessaire de les différencier des bras en eau de la rivière. Cependant, ils constituent une source documentaire indispensable pour la connaissance de la dynamique fluviale de l'Arve dans les secteurs non endigués au 19^{ème} siècle. Leur échelle plus réduite les rend plus faciles à utiliser que la *Mappe Sarde* ; ils ont été assemblés

et redessinés au 1/25 000 après une simple réduction à la photocopieuse.

- les cartes de l'I.G.N. publiées en 1942 sont le dernier document mettant en évidence le tressage de l'Arve dans les sections non-endiguées de sa plaine alluviale. Elles ont été fréquemment utilisées, ainsi que les photographies aériennes de 1935-36, dont elles sont issues.

2) Les **profils en long** antérieurs à 1820 n'existent pas sur l'Arve ; celui établi à cette date n'est, paraît-il, pas utilisable et n'a pas été retrouvé, comme on l'a précédemment exposé. Le premier levé de la ligne d'eau précis et exact est celui figurant dans le projet d'endiguement du bassin de Cluses en 1856. Il se réfère à la cote d'altitude relative du carrefour de Cluses, aux abords du pont Neuf. On l'a calé par rapport à la cote absolue N.G.F. du lieu, en supposant que celle-ci n'avait pas variée de manière sensible depuis cette date. Le premier profil en long de l'ensemble du cours de l'Arve a été levé en 1912-13 par le Service des Grandes Forces Hydrauliques, lors d'une opération menée sur l'ensemble des rivières du Département.

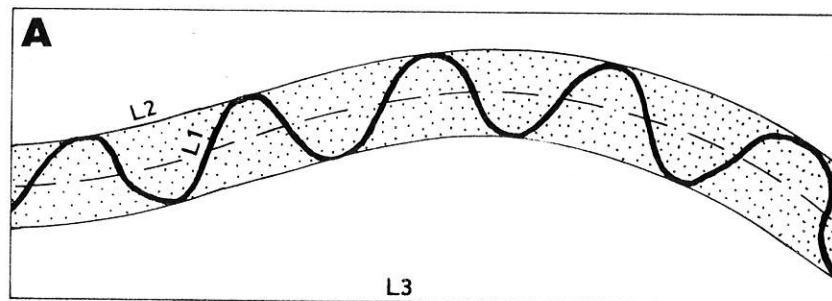
3) Les **rapports d'ingénieurs** et la **correspondance administrative** retrouvés dans les Archives Départementales de la Haute-Savoie procurent d'indispensables compléments d'information. Ils permettent de pallier le manque de données quantitatives, en particulier l'absence de représentation des sections d'écoulement et le manque de profils en long. Les témoignages figurant dans ces documents permettent également une meilleure compréhension des processus géomorphologiques ; en outre, ils permettent par recoupements de vérifier la validité de l'information figurée sur les documents cartographiques et d'affiner leur interprétation. Ce sont donc d'indispensables auxiliaires de la carte ancienne, sans lesquels l'interprétation serait beaucoup moins précise, voire parfois erronée.

2.2 : Méthodologie

1) L'interprétation géomorphologique est fondée sur l'étude détaillée de chaque carte, appuyée par les témoignages de l'époque. **L'analyse synchronique** des différentes sections de la plaine alluviale permet de comparer les différents modèles de tressage à une date donnée ; **l'analyse diachronique** de sections identiques de la plaine alluviale à des dates diverses permet de déterminer les changements géomorphologiques : il peut s'agir de la simple migration d'un méandre vers l'aval, comme de modifications plus profondes remettant en cause le style géomorphologique de la rivière. La confrontation de profils en long levés à des dates différentes renforce la démonstration ; elle permet de définir quels sont les processus qui sont la cause des changements.

2) L'exploitation des documents cartographiques permet de calculer des **paramètres géomorphologiques semi-quantitatifs**. Ils sont mesurés directement sur les cartes originales à grande échelle. Comme l'indique Rust (1978), deux paramètres fondamentaux permettent de décrire le modèle géomorphologique d'une rivière, le taux de sinuosité et une mesure de la multiplicité des chenaux ; ils permettent de fonder la classification du système fluvial présentée dans le chapitre précédent :

1) le **taux de sinuosité** est défini par Leopold et Wolman (1957, p. 60) comme le ratio de la longueur du talweg sur la longueur de la vallée ; il est généralement appliqué au cours d'eau à chenal unique. Brice (1964, p. D25-26) définit un "indice de sinuosité" qui est le ratio de la longueur du chenal sur la longueur de l'axe de la bande de méandrage. Il peut être calculé pour la totalité d'un tronçon de vallée ou par unité de longueur (par exemple un kilomètre). Si le calcul d'un indice de sinuosité est simple dans le cas d'un chenal unique, il pose un problème méthodologique pour les rivières tressées : faut-il prendre en compte tous les chenaux ou n'utiliser que le chenal principal ? Maizels (1979) estime plus précis de calculer la sinuosité



L1=longueur développée du chenal (des chenaux)
 L2=longueur développée de la bande active mesurée à son axe
 L3=longueur de la vallée
 Taux de sinuosité brut $S = L1/L2$

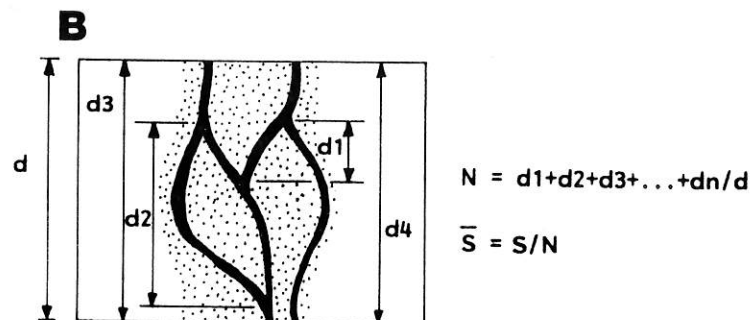


Figure 2.1 : Indices de tressage et de sinuosité sur un chenal tressé (N : nombre moyen de bras ; \bar{S} : taux de sinuosité moyen).

moyenne, ratio de la sinuosité calculée en additionnant la longueur de tous les chenaux sur le nombre moyen de bras dans la vallée ou la portion de vallée considérée ; on reviendra ci-dessous sur la méthode de calcul du nombre de bras. Bravard (1987a, p. 98-100) détermine un double indice sur les secteurs tressés du Haut-Rhône, la sinuosité du bras principal et celle du bras le plus sinueux. Dans cette étude, **on calculera le taux de sinuosité en divisant la longueur du chenal principal par celle de l'axe de la bande d'activité de la rivière.** (Figure 2.1A);

2) de nombreuses méthodes de calcul d'un **indice de multiplicité** des chenaux ont été utilisés par différents auteurs :

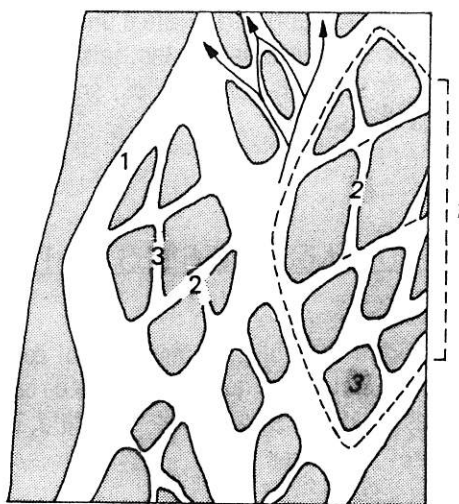
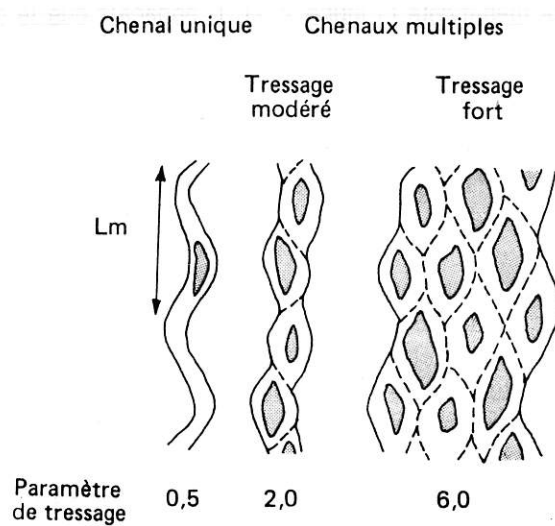
A) Bravard, comme Leopold et Wolman (1957), calcule "la longueur développée des chenaux ou bras en eau courante" par kilomètre de vallée (1987a, p. 101). C'est un indice de développement des chenaux de tressage qui bien entendu est fonction de leur nombre mais également de leur sinuosité ; Maizels (1979) l'appelle de manière ambiguë taux de sinuosité brut ;

B) Brice (1964, p. D27-28) définit un indice de tressage sur la base des observations suivantes : 1) les îles végétalisées sont ordinairement les seules formes émergées durant la période limite avant débordement. Le tressage paraît à peu près constant dans sa forme ; il est caractérisé par un indice de tressage "stabilisé", ratio du périmètre des îles sur la longueur de l'axe de la bande active ; 2) les bancs sans couverture végétale sont immergés pour des débits voisins du débordement. Le tressage change de style avec le niveau de la rivière ; pour chacun d'entre-eux, on peut calculer un indice "éphémère", ratio du périmètre des bancs sur la longueur de l'axe de la bande active ; 3) l'indice total prend en compte le périmètre des îles et des bancs. Seul l'indice "stabilisé" est utilisable lors d'une comparaison entre différents cours d'eau ; malheureusement, c'est aussi le moins utile ;

C) Rust (1978) se libère de la contrainte imposée par la dépendance de niveau en définissant le périmètre "d'une tresse", comme la ligne médiane des chenaux entourant chaque banc ou île, qu'ils soient en eau ou pas (Figure 2.2A). Il s'ensuit que la longueur de la tresse est la distance rectiligne entre ses deux extrémités. La mesure de l'intensité du tressage ou "paramètre de tressage" est exprimée comme le nombre de bras par "longueur d'onde moyenne d'un méandre" (Figure 2.2B). La définition du paramètre de tressage, telle qu'elle est donnée par Rust, ne nous convient pas pour deux raisons : 1) il n'est pas généralement possible de définir une "longueur d'onde moyenne" sur un cours d'eau tressé, au tracé très rectiligne ; 2) la manière dont sont comptés les bras ne reflète pas du tout la réalité géomorphologique (voir Figure 2.2B), chaque chenal étant artificiellement divisé en deux par une ligne médiane fictive.

Ces remarques nous conduisent à proposer une variante des paramètres de tressage et indices de sinuosité de Rust (1978) qui nous semblent plus adaptés aux rivières à bras multiples (Figure 2.1B) : ils sont tous deux calculés par unité de longueur de l'axe de la bande active (par exemple le kilomètre). Le paramètre de tressage ou nombre moyen de chenaux est la somme de la longueur de chaque bras mesuré parallèlement à l'axe de la bande active que divise l'unité de longueur. Le taux de sinuosité moyen est la longueur développée des chenaux par unité de longueur que divise le nombre moyen de bras. Ce taux de sinuosité moyen peut être directement comparé à l'indice de sinuosité défini pour les cours d'eau à chenal unique. Comme l'indique Rust, tous les chenaux visibles, même s'ils ne sont pas en eau, doivent être pris en compte, afin de limiter l'influence du niveau de la rivière sur le calcul du paramètre de tressage. La définition du rang des bras et des bancs peut également permettre le choix d'une certaine catégorie de chenaux pour calculer ce paramètre.

Comme l'ont suggéré les remarques précédentes, le calcul d'un paramètre de tressage comparable sur différentes sections d'un même cours d'eau n'est possible que si l'on dispose de



Ordre des chenaux
 Ordre des bancs

Figure 2.2 : Indice de tressage et calcul de l'ordre des bancs et des chenaux (source : Rust, 1978).

photographies aériennes permettant de repérer tous les chenaux, y compris ceux qui ne sont pas en eau. Ces derniers n'apparaissent pas sur les documents cartographiques anciens et cartes topographiques récentes. A titre de test, on a comparé le tracé de la rivière déterminé sur la photographie aérienne de 1936, sur une section tressée du bassin de Cluses, avec celui figurant sur la carte IGN de cette même date (Figure 2.3). Il apparaît que le cartographe a interprété la dynamique fluviale figurant sur la photographie aérienne : il a surestimé le niveau de la rivière puisque plusieurs bras supplémentaires sont en eau par rapport à ce que montre la photographie ; il n'a pas signalé un certain nombre de chenaux à sec que le calcul rigoureux du paramètre de tressage nécessiterait de prendre en compte. En définitive, **le calcul du paramètre de tressage n'est jamais à effectuer sur carte topographique et encore moins sur des cartes anciennes.**

La question est de savoir quels sont les paramètres semi-quantitatifs utilisables lors d'une analyse de la dynamique fluviale sur cartes anciennes. Il apparaît que le taux de sinuosité est un indice facile à déterminer sur de tels documents : on calculera **le taux de sinuosité du chenal principal** sur les différentes sections de la plaine alluviale de l'Arve. Le paramètre de tressage ne peut être calculé en toute rigueur ; on lui préférera **un taux d'activité du tressage, mesuré par la largeur de la bande active**. Celle-ci est définie comme étant **l'emprise des chenaux en eau et des bancs de galet non végétalisés**. L'absence de végétation sur les bancs est indicatrice d'une inondation active, avec mise en mouvement des galets dont la fréquence est probablement annuelle. Les mesures sont effectuées perpendiculairement à l'axe de la bande active et équidistantes de 250 mètres. Lorsque le transect coupe une île végétalisée, la distance qui la recoupe n'est pas comptabilisée. La détermination du taux d'activité du tressage présente les avantages suivants : 1) c'est une mesure simple et extrêmement rapide ; 2) on s'affranchit de la contrainte méthodologique imposée par l'absence d'information sur le niveau de la rivière au moment où elle a été représentée ; 3) on peut comparer sans précaution particulière les taux d'activité de multiples sections de la plaine alluviale à une même date ou d'un unique tronçon à des périodes différentes ; 4) lorsque sur certaines cartes, tels les documents cadastraux, les chenaux à l'intérieur de la bande active ne sont pas représentés, on dispose quand même d'un indicateur de l'activité géomorphologique du cours d'eau.

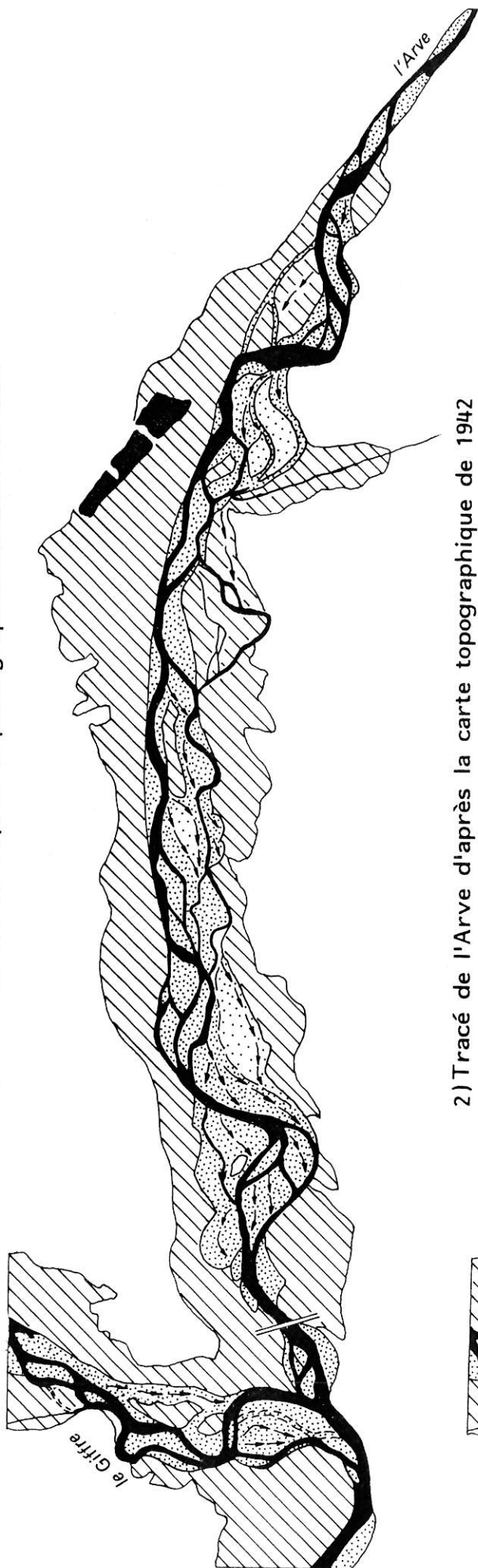
3) LES MODELES TRESSÉS DE L'ARVE EN 1730.

A partir de l'examen conjoint de l'évolution amont-aval de la largeur de la bande active et du taux de sinuosité du chenal principal, ainsi que d'une série de cartes présentant le tracé en plan de la rivière dans les différentes sections de sa plaine alluviale, on essaiera de décrire les modèles tressés de l'Arve en 1730.

3.1: L'Arve dans le bassin de Sallanches.

Les limites de la plaine alluviale de l'Arve dans le bassin de Sallanches sont fixées par une série de cônes de déjection (Figure 2.4) : 1) en amont, l'Arve sortant d'un parcours de plusieurs kilomètres en gorge raccordant la vallée de Chamonix au bassin de Sallanches a édifié un important cône de déjection ; le Bon-Nant a fait de même au sortir de sa vallée encaissée ; 2) à l'aval, la plaine alluviale est réduite à un simple chenal, les cônes de déjection des torrents de Reninges et de la Sallanche qui se font face, occupant toute la largeur de la vallée et imposant une forte contraction de l'écoulement. Ils ont constitué des sites privilégiés d'installation des populations, à l'abri des inondations très fréquentes de la rivière, mais sous la menace permanente des crues torrentielles,

1) Tracé de l'Arve d'après la photographie aérienne de 1936



2) Tracé de l'Arve d'après la carte topographique de 1942

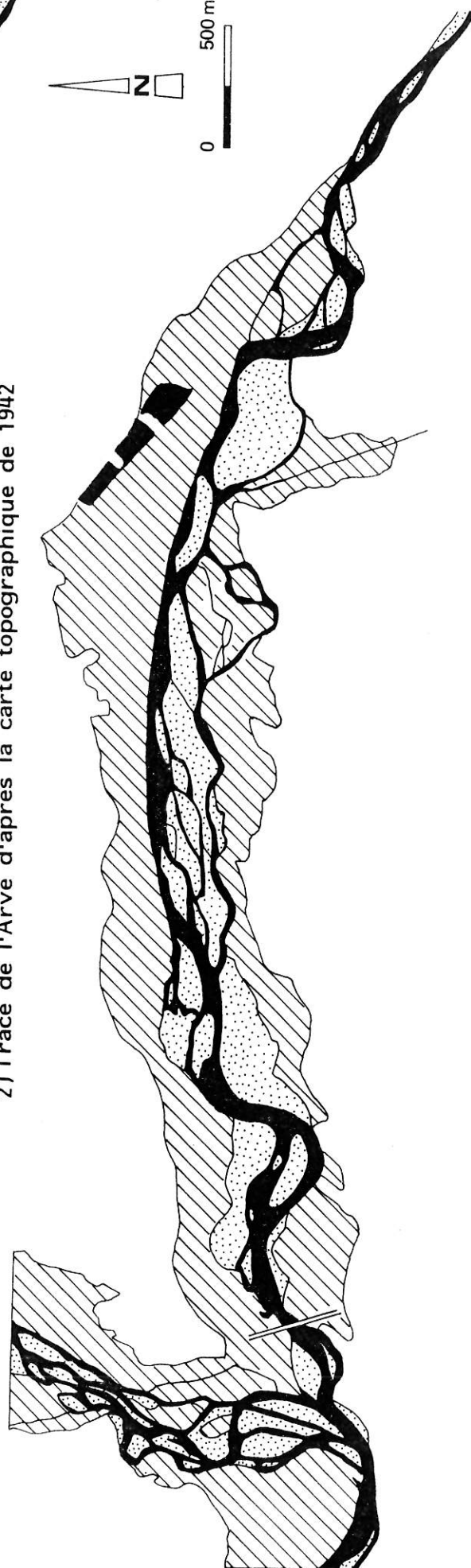
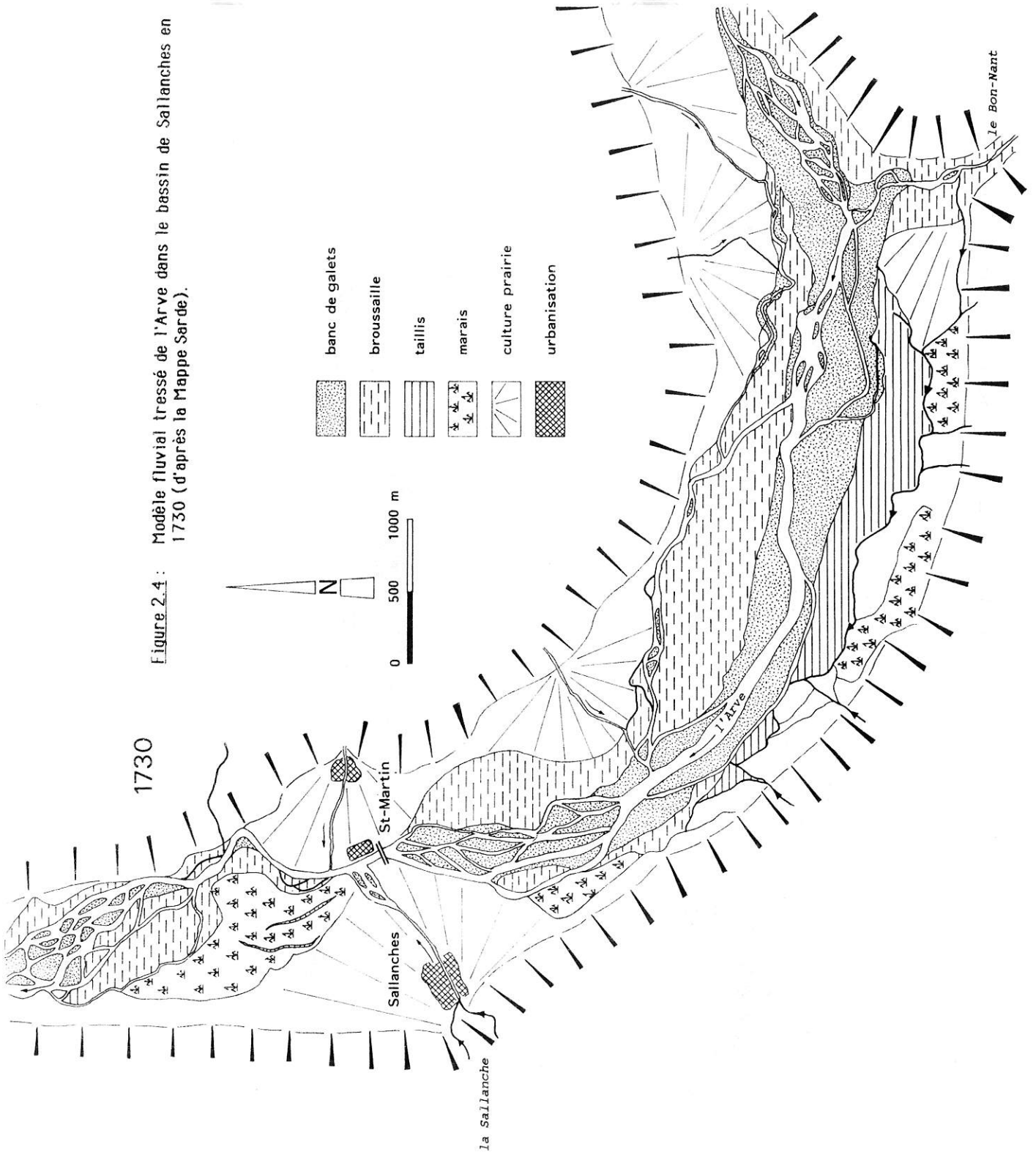


Figure 2.3 : Comparaison des tracés de l'Arve figurant : 1) sur la photographie aérienne de 1936 ; 2) sur la carte topographique de 1942, tirée de la photographie de 1936.

Figure 2.4 : Modèle fluvial tressé de l'Arve dans le bassin de Sallanches en 1730 (d'après la Mappede Sarde).



de moindre périodicité. Ce barrage aval du bassin de Cluses fut un point de passage privilégié d'une rive à l'autre de l'Arve et un pont fut édifié très tôt, reliant la ville de Sallanches au village de St-Martin sur Arve, établi sur la rive droite de la rivière (Figure 2.5)

L'une des plus anciennes descriptions de la plaine alluviale de l'Arve dans le bassin de Sallanches est donnée par de Saussure lors de son "voyage dans les Alpes" (1776) : "Le fond de la vallée est si plat, que pour peu que la rivière se déborde elle l'inonde en entier ; même dans les temps ordinaires, elle en couvre une grande partie et le moindre obstacle lui fait changer de lit presque d'un jour à l'autre. Lorsque l'Arve est basse, cet espace sablonneux et aride présente un aspect triste et ingrat, mais quand il est inondé, la vallée ressemble à un lac". Par ces deux phrases, de Saussure décrit avec précision la dynamique de tressage de l'Arve, caractérisée par une intense activité morphogénique : à l'étiage, les eaux circulent dans de multiples bras séparés par de vastes bancs de galets, appelés aussi "glières" (Figure 2.4). Chaque hausse du débit mobilise la charge graveleuse et provoque d'importants remaniements sédimentaires ; ils favorisent la migration des chenaux et le balayage en quelques années de l'ensemble de la plaine alluviale. De maigres formations végétales buissonnantes ou "broussailles" marquent la limite de la bande d'activité de la rivière. Le maintien d'un stade végétal arbustif dans la plaine inondable ne résulte pas seulement des incessants déplacements latéraux des chenaux, mais également de son intensive exploitation par l'homme, lors d'affouages périodiques ou comme lieu de pâturage. D'après Bravard (1987a), il est probable que cette utilisation de l'espace inondable a eu une incidence non négligeable sur la dynamique fluviale, en limitant la résistance des berges aux érosions de l'Arve. L'effet fixateur sur le chenal, des formations végétales de la plaine d'inondation et notamment celui de leur appareil racinaire a été reconnu à plusieurs reprises (Smith, 1976 ; Bergeron et Roy, 1985).

Si les pentes locales de la ligne d'eau ont changé depuis le 18ème siècle, il est peu probable que les pentes moyennes du cours d'eau sur une longue section de plaine alluviale aient été fortement modifiées : à la sortie des gorges de l'Arve et jusqu'à Sallanches, la pente moyenne du cours d'eau est très raide, environ 0,006 ; le régime encore fortement marqué par l'influence de la haute-montagne englacée est très contrasté. La rivière a donc ici toutes les caractéristiques d'un cours d'eau de montagne fortement énergétique :

- l'analyse graphique de la largeur de la bande active met en évidence le caractère unitaire de cette section de la plaine alluviale, entre les gorges de l'Arve à l'amont et les cônes torrentiels à l'aval (Figure 2.6 A). La bande de remaniement est continuellement très large, en moyenne 450 mètres ; les immenses bancs graveleux émergés à l'étiage constituent autant de mégaformes de sédimentation assurant le stockage de la charge graveleuse. La largeur de la bande active chute brutalement à ses extrémités amont et surtout aval, ce qui démontre le rôle géomorphologique considérable des cônes de déjection barrant la vallée. Cette formidable activité morphodynamique de la rivière indique que les apports graveleux sont considérables, l'alimentation de la plaine alluviale se faisant à la fois par la haute-Arve chamoniarde et le Bon-Nant. Il est probable qu'au cours du 18ème, la plaine alluviale s'exhausse progressivement ; le caractère marécageux des marges méridionales de la vallée et le drainage des ruisseaux locaux parallèlement à la bande active (ils ne rejoignent l'Arve qu'en amont du cône de déjection de la Sallanches) accréditent cette hypothèse ;

- les taux de sinuosité du chenal principal sont très faibles, en moyenne de 1,05 (Figure 2.6 B). Cette valeur n'est pas surprenante : à partir d'expérimentations sur modèle réduit, Schumm et Khan (1972) mettent en évidence la relation liant le taux de sinuosité des chenaux de tressage et la pente de la vallée. Il est probable que la faible valeur du taux de sinuosité du chenal principal de l'Arve dans le bassin de Sallanches est une adaptation de la rivière à la nécessité d'évacuer la charge graveleuse en excès, stockée dans la plaine alluviale ; cette évacuation n'est possible que si la pente du lit demeure rectiligne, afin de minimiser les pertes de charge diminuant



Figure 2.5 : Pont de Saint-Martin sur Arve, édifié en 1776 (photographie de l'auteur).

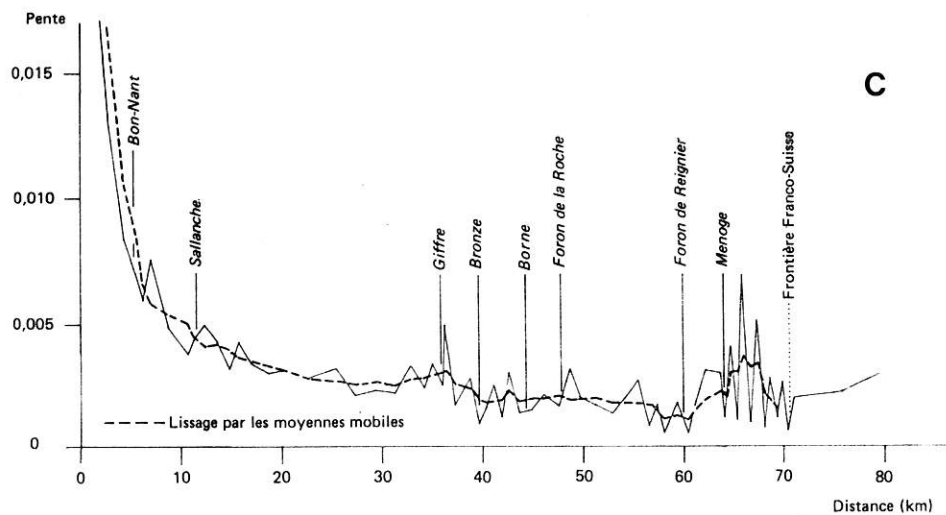
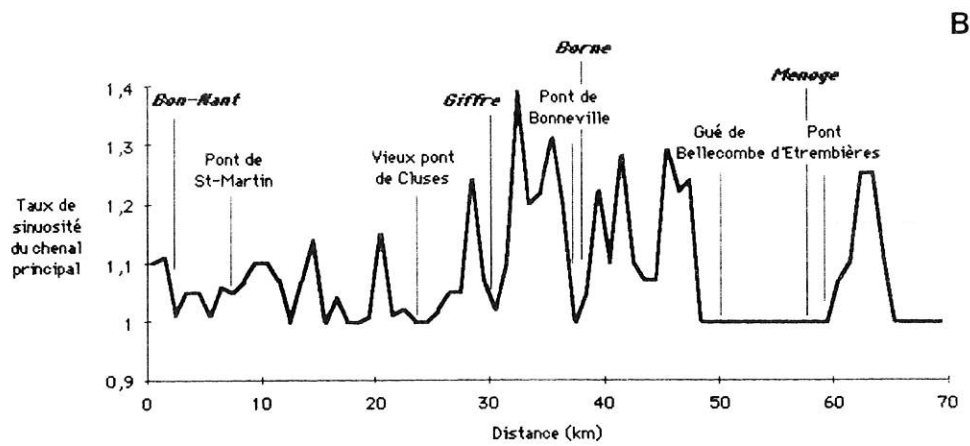
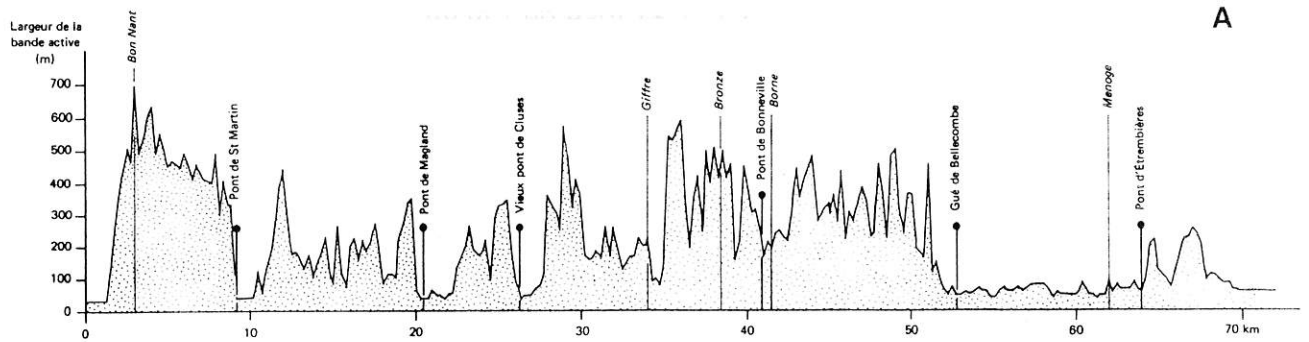


Figure 2.6 : Evolution amont-aval de : A) la largeur de la bande active en 1730 ; B) de la sinuosité du chenal principal en 1730 ; C) de la pente de la ligne d'eau en 1912-13.

la capacité de transport. Elle traduit probablement **une phase d'instabilité de la rivière, résultant d'une fourniture sédimentaire excessive.**

3.2 : La cluse de l'Arve.

Dans la cluse de l'Arve, le modèle géomorphologique de la rivière subit une profonde modification. La largeur de la vallée diminue progressivement jusqu'à atteindre un minimum au passage de la cluse, à l'extrémité aval de la section étudiée. Le fond de la vallée est dominé par un vigoureux relief et les dénivellations atteignent souvent 2000 mètres entre les lignes de crête et la plaine alluviale. De multiples torrents drainent les versants escarpés ; en 1730, tous ne sont plus actifs, mais ont édifié de volumineux cônes de déjections au cours de l'Holocène. Ces cônes sont autant d'obstacles pour la rivière, ce qui explique son tracé fortement sinueux (Figure 2.7) : c'est le modèle en "zig-zag" décrit par Rust (1972).

La pente globale de la rivière décroît régulièrement d'amont en aval ; elle est en moyenne de 0,0034 entre les ponts de Saint-Martin et de Cluses. Le modèle de la plaine alluviale est décrit par l'évolution amont-aval de la largeur de la bande active (Figure 2.6 A) : il apparaît qu'excepté dans un court tronçon, immédiatement en aval des cônes des torrents de la Sallanche et de Reninges, elle est beaucoup moins large que dans la plaine alluviale de Sallanches. On notera également la forte variabilité de cette largeur, comprise entre un minimum de 80 mètres et un maximum de 450 mètres à l'amont, mais jamais plus de 300 mètres au milieu de la cluse. Elle indique le contrôle géomorphologique exercé par les cônes de déjection sur le modèle du tressage : chacun d'entre-eux provoque la contraction de la rivière et la réunion des multiples bras en un chenal unique ; au contraire la bande active est plus large et l'écoulement divisé en plusieurs bras, dès que leur influence sur la géométrie du chenal diminue.

Le taux de sinuosité du chenal principal par rapport à l'axe de la bande active varie de 1 à 1,14 d'amont en aval ; il est minimal au droit des cônes de déjection. C'est le taux de sinuosité du chenal principal mesuré par rapport à l'axe de la vallée qui est le meilleur indicateur des divagations de la rivière. Il a pour valeur moyenne 1,6 sur la section de plaine alluviale étudiée.

En définitive, il convient de retenir **qu'à chaque fois que le contrôle géomorphologique des cônes de déjection diminue, la rivière occupe la presque totalité de l'espace disponible au fond de la vallée et y stocke sa charge graveleuse.**

3.3 : L'Arve dans le bassin de Cluses.

Comme le faisait remarquer Blanchard (1940, p. 93), le tracé de la plaine alluviale de l'Arve au 18ème siècle est conditionné par la présence de nombreux cônes de déjection qui occupent la plus grande partie du bassin de Cluses (Figure 2.8). Ces cônes ont été construits par les affluents torrentiels qui drainent le flanc septentrional du Bargy ; à l'aval de la zone étudiée, l'énorme cône du Giffre a repoussé l'Arve contre le flanc gauche de la vallée, sapant latéralement le petit appareil de Vougy, dont des lambeaux apparaissent aujourd'hui suspendus. L'Arve lui-même a édifié un puissant cône de déjection holocène en épandant sa charge graveleuse dès la sortie de la cluse. La largeur de la plaine de remaniement historique construite entre les cônes n'atteint jamais 1 kilomètre, excepté au droit du cône alluvial du Giffre, où un brusque élargissement témoigne de la présence d'une ancienne zone de confluence (Peiry, 1986). Dans cette section, la pente de la vallée s'établit à 0,0030.

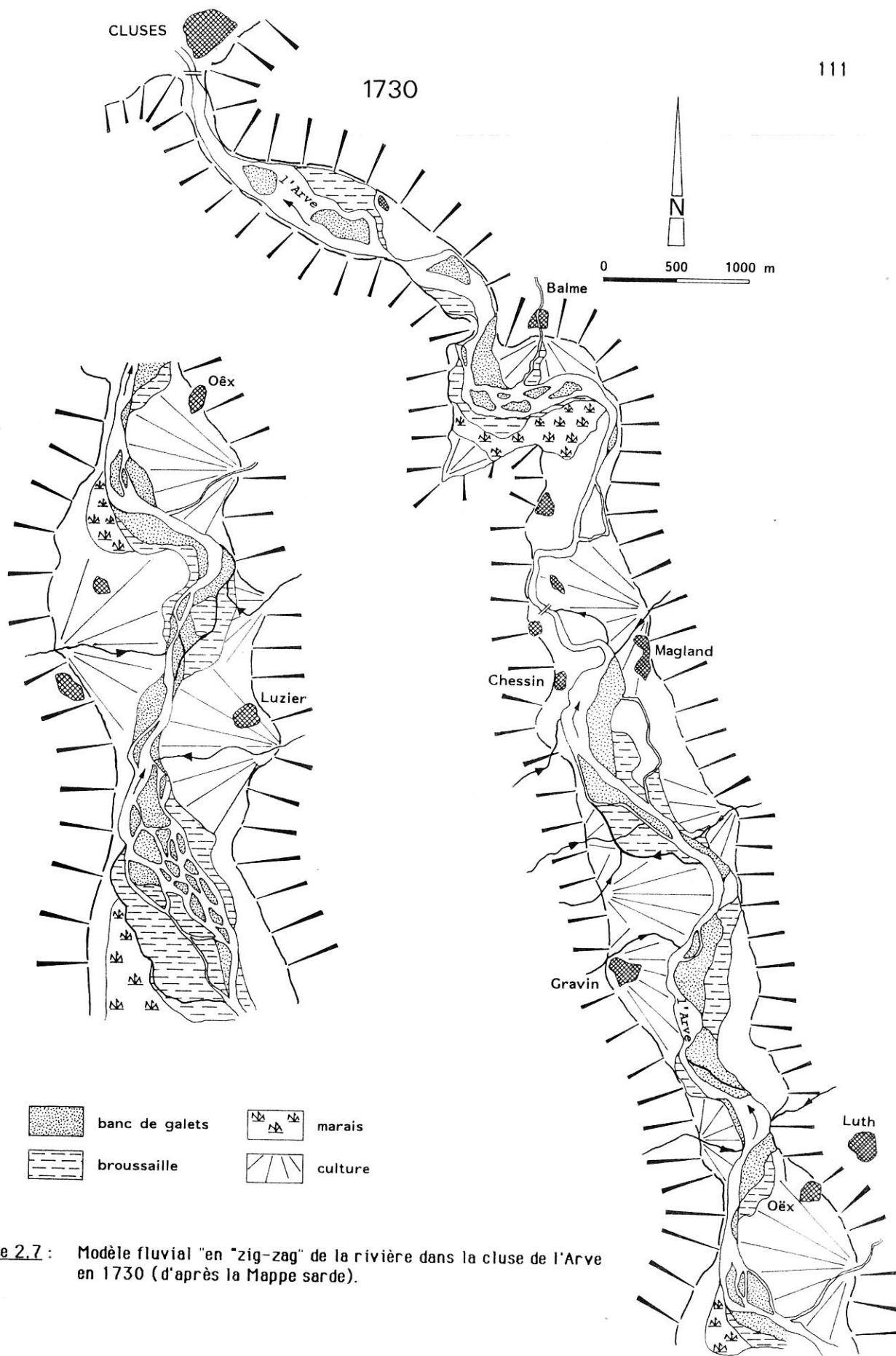


Figure 2.7 : Modèle fluvial "en zig-zag" de la rivière dans la cluse de l'Arve en 1730 (d'après la Mapped sarde).

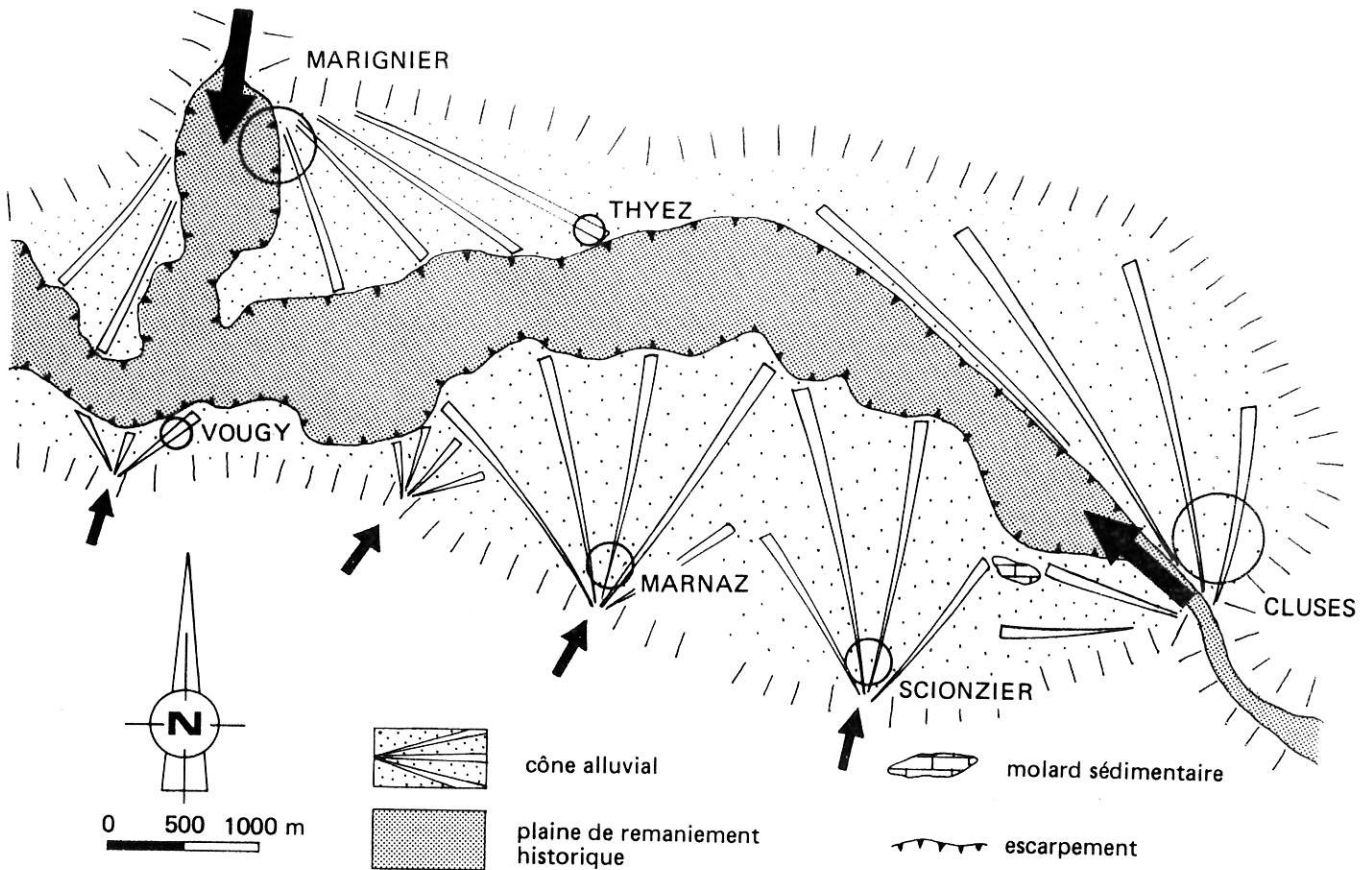


Figure 2.8 : Plaine alluviale de l'Arve dans le bassin de Cluses : elle divague entre les multiples cônes alluviaux obstruant en partie la vallée.

La Mappede Sarde de 1730 présente un cours d'eau très peu perturbé par les endiguements qui n'existent qu'aux environs de Cluses, sur quelques centaines de mètres de longueur (voir Figure 2.12). En aval de la zone protégée, le lit mineur s'élargit brusquement jusqu'à atteindre un maximum de 600 mètres et on observe un dense réseau de chenaux, témoignant d'une extrême intensité du tressage. Les eaux se concentrent à nouveau en amont de la confluence avec le torrent de Marnaz : le tressage se simplifie fortement ; les bras sont moins nombreux, plus étroits et séparés par des îles couvertes de broussailles ; on n'observe pas de véritable zone d'accumulation de la charge graveleuse. Un tel modèle persiste jusqu'au confluent du Giffre, à l'extrémité aval de la section étudiée. La plaine d'inondation est végétalisée ; comme dans le bassin de Sallanches, la forte pression anthropique exercée par l'affouage empêche la végétation ligneuse de se développer au delà de la broussaille.

L'analyse de l'évolution amont-aval de la largeur de la bande active met parfaitement en évidence ce changement de modèle ; on observe une nette diminution de la largeur qui se produit de manière extrêmement brutale, passant d'une moyenne de 400 mètres à environ 150 mètres. Le taux de sinuosité du chenal principal est dans l'ensemble très faible et inférieur à 1,1, excepté à l'amont immédiat du confluent du Giffre où un léger coude lui fait dépasser une valeur de 1,2 (Figure 2.6).

Le fait important de l'analyse du tracé en plan de l'Arve en 1730, dans le bassin de Cluses est la mise en évidence d'une rupture géomorphologique qui témoigne probablement qu'un changement de modèle fluvial est en train de se produire. L'analyse diachronique de l'Arve dans le bassin de Cluses permettra, un peu plus loin, de le démontrer de manière plus rigoureuse.

3.4 : L'Arve entre le confluent du Giffre et Bonneville.

L'Arve, entre le confluent du Giffre et Bonneville s'écoule dans une nouvelle section de sa plaine alluviale, barrée aux extrémités amont et aval par les cônes du Giffre et du Borne (Figure 2.9). Le Giffre constitue l'affluent majeur de l'Arve. On peut supposer que l'arrivée d'une nouvelle charge hydrique et minérale va provoquer des changements du modèle fluvial. La pente de la vallée est un peu plus faible que dans le bassin de Cluses ; elle passe de 0,0030 à 0,0027.

L'analyse du tracé en plan de l'Arve en aval de la zone de confluence montre effectivement un net changement du style géomorphologique, par rapport aux sections situées plus en amont :

- le modèle reste tressé ; la largeur de la bande active se renforce notablement par rapport à la section immédiatement supérieure au confluent du Giffre et atteint une moyenne de 385 mètres. On notera localement de brutales diminutions de la largeur de la bande active qui apparaissent très nettement sur la figure 2.9. Il s'agit très probablement de la mise en évidence de l'effet ponctuel de digues et d'épis qui restreignent localement la section d'écoulement et modifient la largeur de la bande active ; en effet, les textes anciens du 18ème siècle indiquent leur existence en plusieurs points ;

- le chenal principal est beaucoup plus sinueux que dans les sections supérieures de la rivière. Il décrit une série de sinuosités plus ou moins prononcées, jusqu'à la nouvelle contraction de l'écoulement à Bonneville ; dans une moindre mesure, l'observation de la sinuosité de la bande active met en évidence un modèle similaire. Certaines sections du tracé en plan peuvent même être assimilés à des méandres, comme c'est le cas immédiatement en aval du confluent du Giffre. La détermination des taux de sinuosité par kilomètre de chenal (Figure 2.6 B) met parfaitement en évidence ce changement du modèle fluvial ; dans cette section, il atteint une valeur de 1,4, maximum de toutes les sections la plaine alluviale de l'Arve, en 1730.

La plaine d'inondation est constituée essentiellement de terrains recouverts de broussailles, fréquemment affouées. Plusieurs zones défrichées, en prairie et en culture peuvent être observées en amont de la section étudiée ; elles sont établies en arrière de digues qui les protègent des érosions de la rivière. Au droit du cône alluvial du Bronze, on note la présence de sinuosités qui sont les témoins d'anciens chenaux de l'Arve. Les bras morts sont situés dans un secteur cultivé et ne semblent pas être inondés lors des crues de la rivière, ou alors uniquement lors des plus grandes crues, par des eaux passives. Immédiatement en amont de Bonneville, l'un de ces anciens chenal de rive gauche est réduit à l'état de marécage, mettant en évidence un effet probable de blocage de l'écoulement en arrière du cône alluvial du Borne. On notera également le tracé "à contre sens" qu'emprunte le torrent du Bronze, puisqu'il remonte la vallée sur une distance d'environ 500 mètres, avant de se diriger vers l'Arve. Cet écoulement ne fut pas sans poser des problèmes sérieux lors des épisodes de crue de l'affluent, celui-ci ayant tendance à couper tout droit sur son cône et à envahir les terrains agricoles du hameau de Thuet, sur lesquels il abandonnait une abondante charge graveleuse.

L'examen du tracé en plan de l'Arve de 1820 montre que pendant les 90 années suivant le premier levé cartographique, le modèle de la rivière ne changera pas fondamentalement. On notera simplement la migration en composante aval du méandre d'Honnay sur une distance d'environ 60 mètres et son recoupement par un chenal de chute (Figure 2.9).

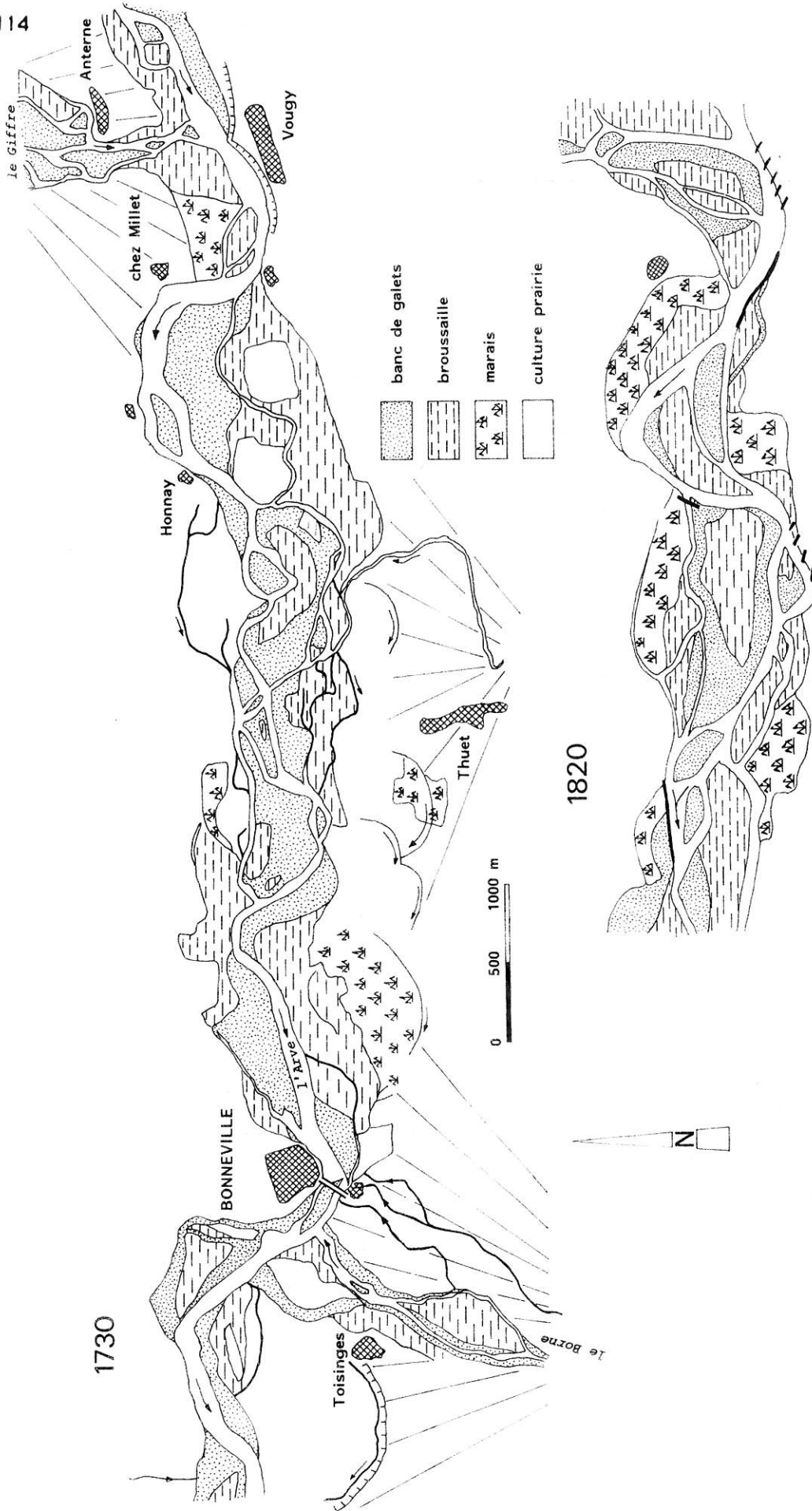


Figure 2.9 : Modèle tressé de l'Arve entre le confluent du Giffre et Bonneville : en 1730 (d'après la Mappe sarde) ; en 1820 (d'après un plan d'endiguement).

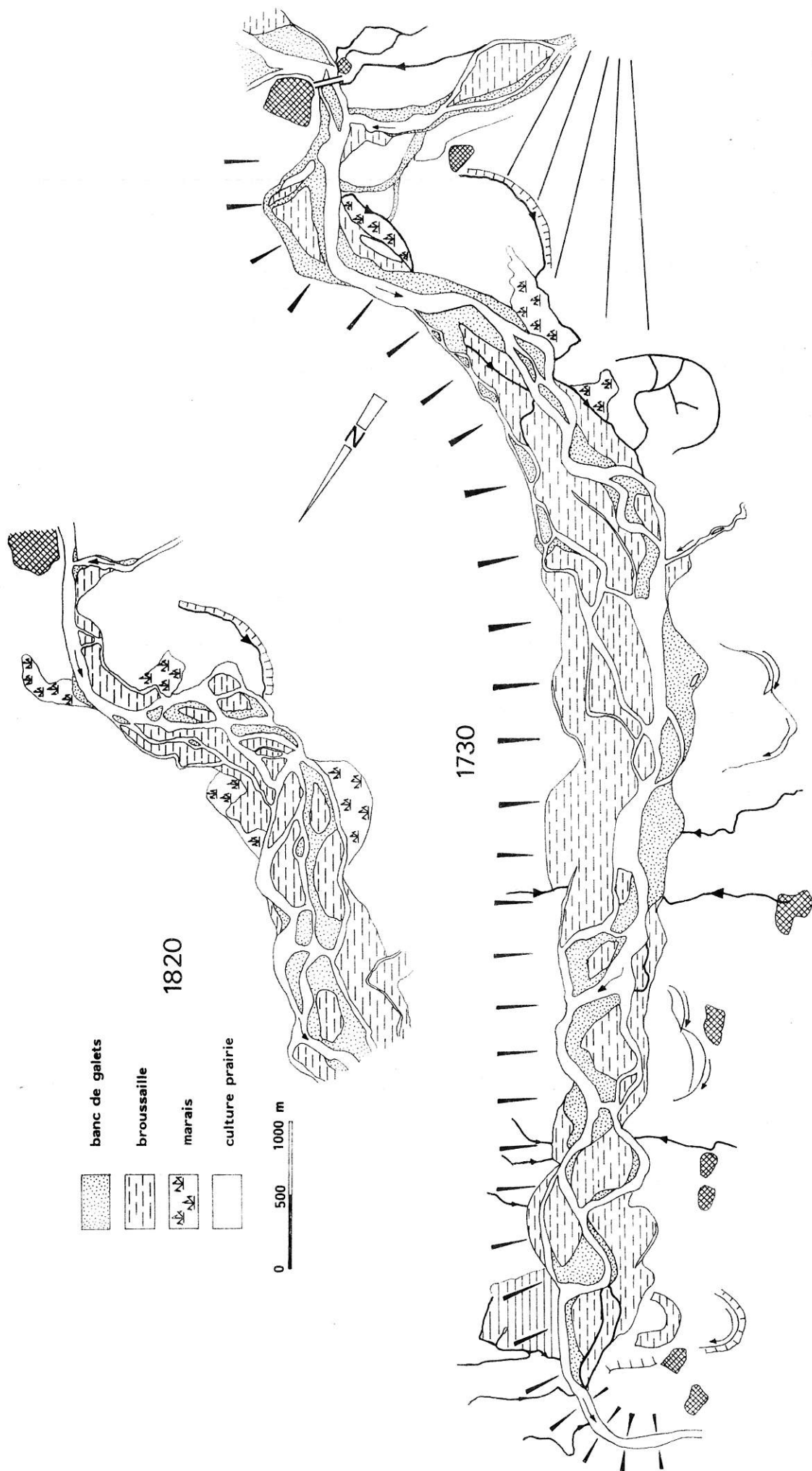


Figure 2.10 : Modèle tressé de l'Arve entre Bonneville et le pont de Bellecombe : en 1730 (d'après la Mappe sarde) ; en 1820 d'après un plan d'endiguement partiel).

3.5 : La basse Arve, entre Bonneville et le pont de Bellecombe.

La section entre Bonneville et le pont de Bellecombe constitue un nouveau tronçon bien délimité de plaine alluviale, à l'amont par le cône du Borne et à l'aval par le profond encaissement de l'Arve dans les terrasses quaternaires de la basse vallée.

La figure 2.10 présente le tracé en plan de l'Arve en 1730. On reconnaît le style en tresse, caractéristique de l'Arve dans sa plaine alluviale. Cependant les chenaux sont assez peu nombreux. La bande active, bien que d'une largeur moyenne d'environ 300 mètres semble un peu plus réduite que dans la section précédente du cours d'eau. De plus, le graphe de la figure 2.6 A fait également apparaître une forte variabilité spatiale de la largeur de la bande active qui, contrairement au cas précédent, ne semble pas pouvoir être imputée à la présence de digues restreignant les sections d'écoulement. La sinuosité du chenal principal demeure assez forte ; elle oscille entre 1,1 et 1,3, excepté dans la partie médiane de la section d'étude, où elle est de 1,05.

La plaine inondable est couverte de broussailles ; on y observe de multiples traces d'écoulement, témoins des fréquents déplacements de la rivière. Dans les zones cultivées en 1730, le cadastre sarde met aussi en évidence la présence de bras morts, la plupart d'entre-eux étant fortement sinueux. Parmi ceux-ci, un ancien chenal établi sous le hameau de Toisinges, a fortement érodé le cône alluvial du Borne qui se trouve en ce point perché au dessus de la plaine alluviale de l'Arve. De même, on observera la présence d'un ancien bras fortement sinueux, présentant l'allure typique d'un oxbow-lake, appelé méandre de la Papeterie, peu en aval du précédent. Dans la partie aval de la section étudiée deux méandres abandonnés étagés témoignent du lent enfoncement de la rivière ; le plus récent d'entre-eux, porte l'appellation caractéristique "les champs courbes". On voit que pour tous ces anciens chenaux la cartographie ancienne n'est d'aucun secours pour permettre leur datation ; ils sont pour la plupart complètement déconnectés du cours de la rivière, ce qui fait penser qu'ils sont très antérieurs à 1730.

L'examen des documents cartographiques postérieurs à la mappe sarde ne permet pas de démontrer une transformation radicale du modèle tressé de la basse-Arve, au cours du 19ème siècle et pendant la première moitié du 20ème siècle, en tout cas dans la partie aval de la section étudiée (voir Figure 3.4). Cependant, on verra dans le chapitre suivant que l'endiguement de la rivière en amont de Bonneville a modifié le modèle fluvial au sortir des digues, en favorisant un renforcement de l'activité du tressage.

3.6 : L'Arve dans la plaine alluviale d'Etrembières.

Après un parcours de plusieurs kilomètres encaissé entre les hautes terrasses de retrait glaciaire de la basse vallée de l'Arve qui empêchent toute divagation du chenal, la rivière débouche dans le bassin ovoïde d'Etrembières. Celui-ci a été surcreusé par l'Arve tardiglaciaire et holocène, comme en témoigne la présence de nombreuses terrasses étagées, mises en évidence dans le chapitre précédent. Cet élargissement contraste avec l'encaissement de la rivière en amont et en aval de la plaine alluviale d'Etrembières ; elle semble être le résultat d'un phénomène d'érosion différentielle, dû à une moins bonne résistance à l'affouillement des dépôts de retrait glaciaire de ce secteur.

L'analyse de la mappe sarde de 1730 montre que la rivière profitait de cet élargissement pour rétablir son style géomorphologique tressé (Figure 2.11). Le changement n'intervenait pas immédiatement en aval de la confluence Arve-Menoge, où l'élargissement de la vallée n'était pas suffisant pour permettre la libre divagation de la rivière, mais se produisait en aval du pont d'Etrembières. A partir de ce point, la plus forte largeur de la bande d'activité fluviale atteste le

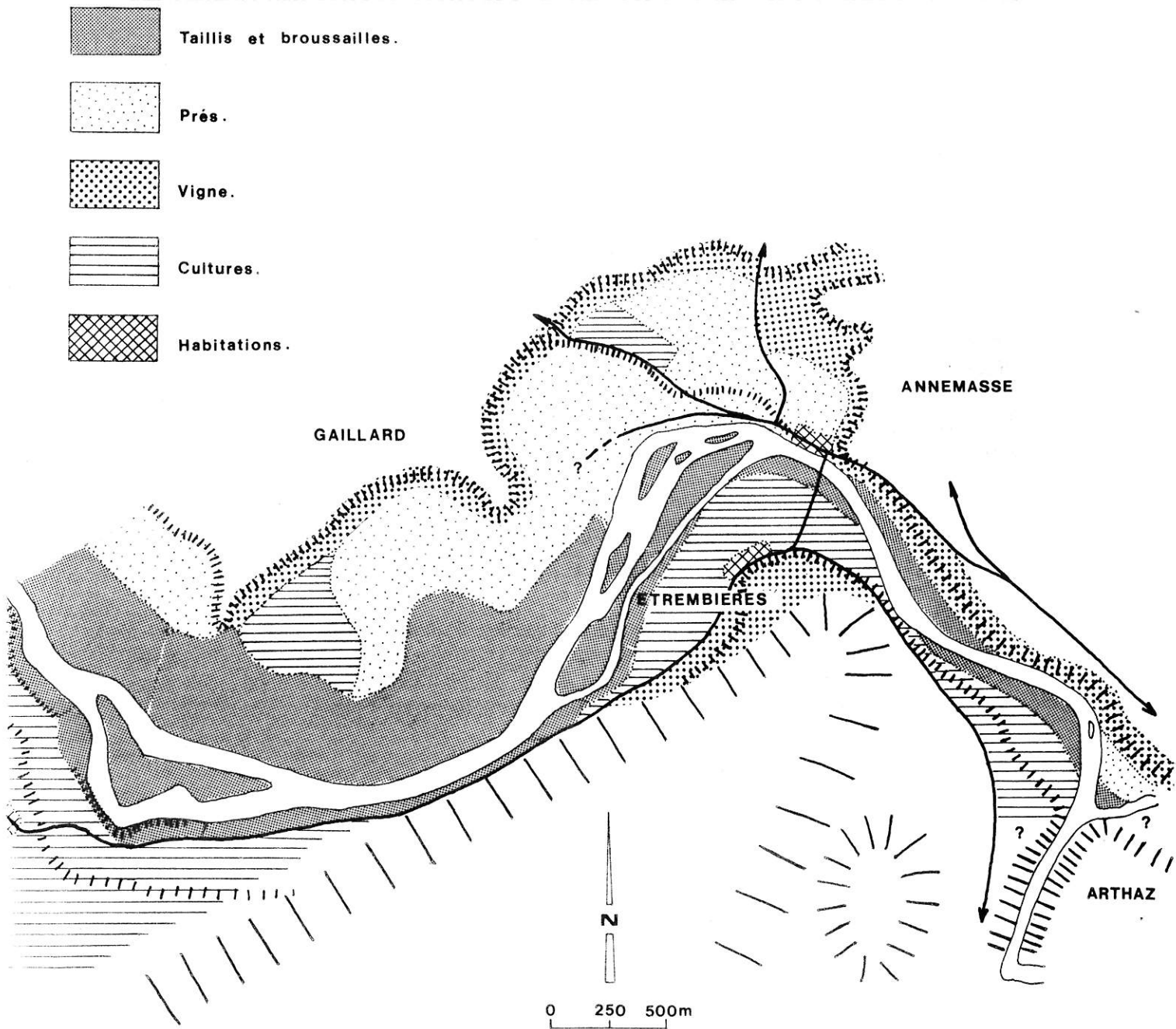


Figure 2.11 : Modèle tressé de la basse-Arve dans la plaine alluviale d'Etrembières, en 1730 (d'après la Mappede sarde).

changement de modèle ; celle-ci dépassait en plusieurs points 200 mètres, en dépit de la contraction probable de l'écoulement par des digues ponctuelles, notamment sur le territoire de la commune de Gaillard, en aval du pont d'Etrembières. Dans le même temps, le taux de sinuosité du chenal principal augmentait également jusqu'à atteindre une valeur maximum de 1,2, dans la partie aval du bassin ovoïde. A son arrivée en territoire suisse, l'Arve s'encaissait à nouveau dans les formations quaternaires et retrouvait un chenal unique.

L'étude des documents cartographiques plus récents (carte d'Etat Major de 1869, carte IGN de 1942) montre que le modèle tressé a persisté jusqu'au milieu du 20ème siècle en particulier dans la partie aval de la plaine alluviale d'Etrembières, en dépit de l'endiguement longitudinal de la rive droite; celui-ci est intervenu entre 1874 et 1891, sur une longueur de 2107 mètres (Peiry, 1984).

* * *

En définitive, l'analyse synchronique de la dynamique fluviale de l'Arve avant les aménagements fluviaux de grande ampleur a permis de démontrer la multiplicité des modèles tressés. Cette analyse a été menée en utilisant de manière conjointe la cartographie ancienne et les paramètres semi-quantitatifs calculés sur les cartes (largeur de la bande active, sinuosité du chenal principal). On recherchera plus loin les causes de cette diversité spatiale du modèle géomorphologique tressé.

4) LE CHANGEMENT DU MODELE GEOMORPHOLOGIQUE DE L'ARVE DANS LE BASSIN DE CLUSES.

L'analyse des modèles de tressage a montré qu'à une date donnée, ils différaient d'une section à l'autre de la plaine alluviale. L'objectif de l'étude qui va suivre est de mettre en évidence les variations temporelles du style fluvial, sur une section déterminée de la rivière. On étudiera les changements intervenus dans le bassin de Cluses après la rupture géomorphologique de 1730.

4.1 : La recrudescence de l'activité fluviale.

4.1.1 : Le tracé en plan.

L'analyse du modèle géomorphologique de l'Arve à trois dates met en évidence le renforcement du tressage de la rivière (Figure 2.12) :

1) on a développé précédemment l'analyse du style géomorphologique de l'Arve dans le bassin de Cluses en 1730. Le fait marquant est la mise en évidence par la carte d'un changement de modèle fluvial, qui semble se produire en tête du bassin de Cluses dans les premières décennies du 18ème siècle : l'activité fluviale s'accroît, ce qui se traduit par un développement progressif du modèle tressé ;

2) le plan partiel de la rivière levé par l'ingénieur Impératori en 1856 met en évidence d'importants changements de la dynamique fluviale par rapport à l'état de 1730. Les travaux de défense se sont multipliés et une digue longitudinale de plus de 2 kilomètres protège le territoire de Cluses ; sur la rive gauche, l'endiguement est moins développé. En amont de Thyez, les modifications géomorphologiques sont importantes : la bande active s'est considérablement élargie depuis 1730, elle mesure en moyenne 400 mètres. Le tressage est plus actif qu'en 1730 et la

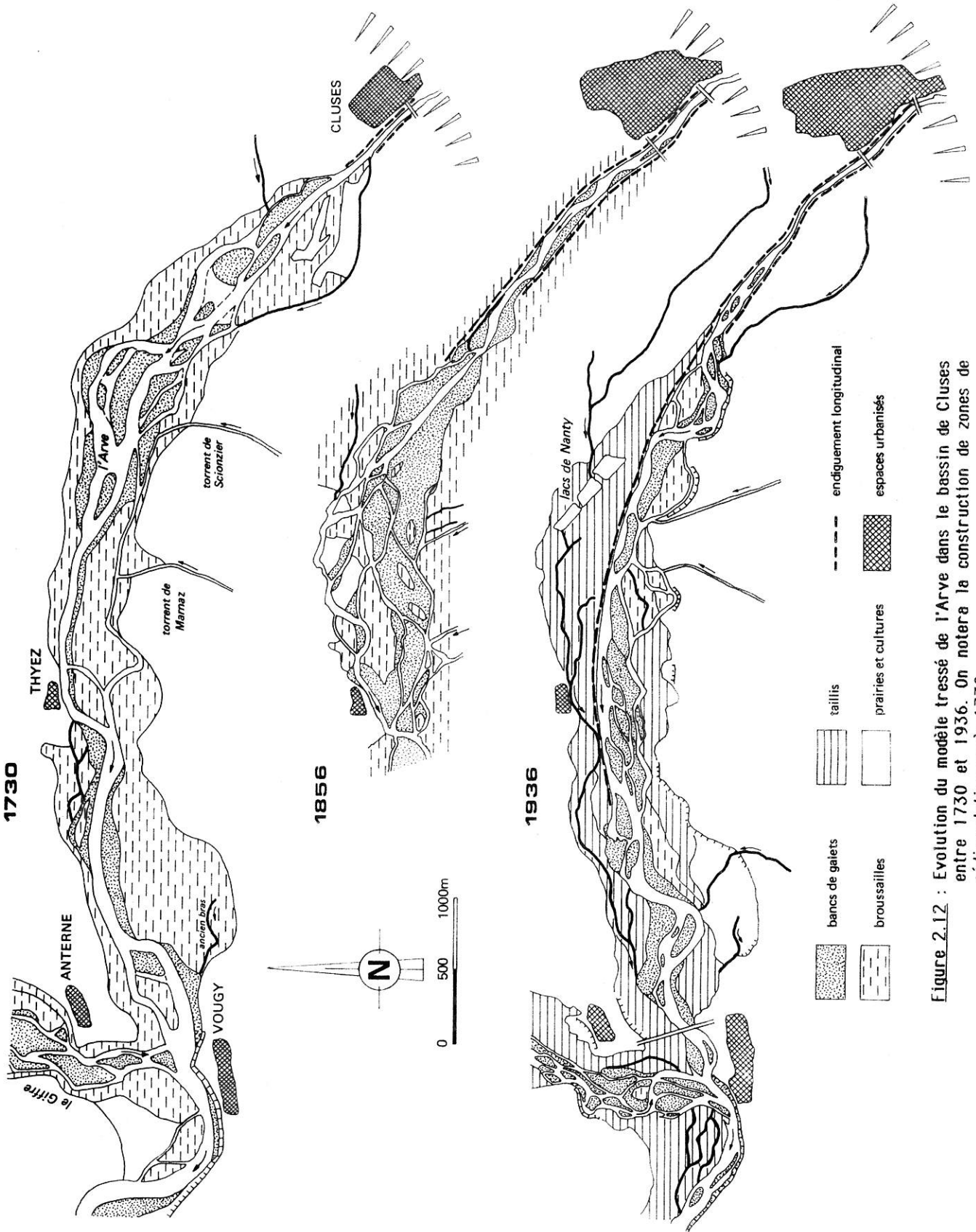


Figure 2.12 : Evolution du modèle tressé de l'Arve dans le bassin de Cluses entre 1730 et 1936. On notera la construction de zones de sédimentation après 1730.

rivière attaque latéralement la rive septentrionale ; de nombreux chenaux se sont constitués sur le territoire de cette commune, au détriment des terrains agricoles. L'église de Thyez et son cimetière sont sous la menace directe des corrosions et divagations de la rivière. Les témoignages écrits attestent la validité des informations figurées sur les cartes : au cours de la première moitié du 18ème siècle, "la rivière a détruit ou emporté et réduit en glières plus de quinze cents journaux (440 ha) de terrains cultifs de la plaine de Cluses, Thy et Marigny située sur son bord droit (...) ; elle en a réduit en mauvais marais plus de huit cents (240 ha) et le restant de ladite plaine est éminemment exposé à subir le même sort" (architecte Cheneval, 1760 ; A.D.H.S. IV C 516, fol. 490). Les pertes agricoles sont lourdes ; elles témoignent d'une activité de la dynamique fluviale qui semble nouvelle ;

3) l'attaque et la corrosion des bras de l'Arve sur sa rive septentrionale rendent nécessaire la protection de la commune de Thyez par la construction, à partir de 1885, d'une digue longitudinale. En 1936, le lit de l'Arve tresse toujours, ce qui caractérise la poursuite de l'instabilité morphodynamique. La digue a repoussé la rivière contre les cônes alluviaux des torrents de Marnaz et de Scionzier et provoqué une nette diminution de la largeur de la bande active. Ceux-ci sont sapés par la divagation des chenaux de tressage, comme cela apparaît dans la partie amont de la bande de remaniement. Les terrains de la rive droite, abandonnés par la rivière, se sont couverts d'un dense taillis. De nombreux bras morts alimentés en hautes eaux par des infiltrations d'origine phréatique témoignent des anciens lits. Notons que leur position coïncide remarquablement bien avec celle des chenaux figurant sur le plan de 1856, ce qui permet de vérifier la validité des informations que fournit le document. En amont du village de Thyez, trois excavations ouvertes dans l'ancien lit du 19ème siècle donnent naissance aux lacs de Nanty. Les graviers prélevés seront utilisés pour la construction de la voie ferrée reliant Bonneville à Cluses, mise en service en 1890. L'ouverture de ces ballastières entraîna de vives protestations des riverains occupés à l'endiguement : ils craignaient qu'elle favorise le retour accidentel de la rivière dans son ancien lit lors d'une crue (Conseil de Thyez, 9 avril 1887 ; A.D.H.S. 4 S 201).

4.1.2 : Le profil en long.

Un suivi de l'évolution des profils en long est possible, puisque l'on dispose d'un document antérieur au profil général de 1912-13. La comparaison des profils de 1856 et 1912 démontre l'instabilité géomorphologique de l'Arve dans le bassin de Cluses. On observe un net basculement de la ligne d'eau (Figure 2.13) : l'Arve a incisé son lit dans la traversée de Cluses ; au contraire, celui-ci s'est exhaussé d'environ deux mètres au droit du village de Thyez. Cette élévation du plancher alluvial explique l'extension d'un tressage actif à l'ensemble du bassin de Cluses et l'accroissement de l'instabilité latérale de la rivière.

L'analyse des archives manuscrites fournit d'indispensables compléments d'information sur les effets et mécanismes de l'exhaussement, pour la période antérieure au premier levé de la ligne d'eau. Tous les textes concordent : "le lit de la rivière d'Arve dans son parcours entre les communes de Thyez et de Scionzier s'est progressivement et prodigieusement élevé depuis quelques années par l'effet des graviers qui s'y sont accumulés". Cet exhaussement a accru la tendance à l'instabilité latérale, "déviant la masse des eaux en plusieurs bras dont certains se sont frayés un chemin dans des terrains très élevés. (...) Les torrents de Scionzier et de Marnaz ne peuvent plus se dégorger dans l'Arve dont le lit est plus élevé (...) ; ils accumulent leurs graviers dans leurs anciens cours et sur les propriétés riveraines" (Diguement de Thyez et Scionzier, 1845 ; A.D.H.S. 10 FS 34). La vague caillouteuse progresse d'amont en aval par progradation, comme en témoigne l'architecte Cheneval, responsable de l'endiguement en 1759 : "(...) c'est sur les plaines de Cluses et de Thy qu'elle (l'Arve) fait ses déposé et qu'elle s'étend sur icelles à mesure qu'elle a comblé son lit" (A.D.H.S. IV C 516, fol. 526-31).

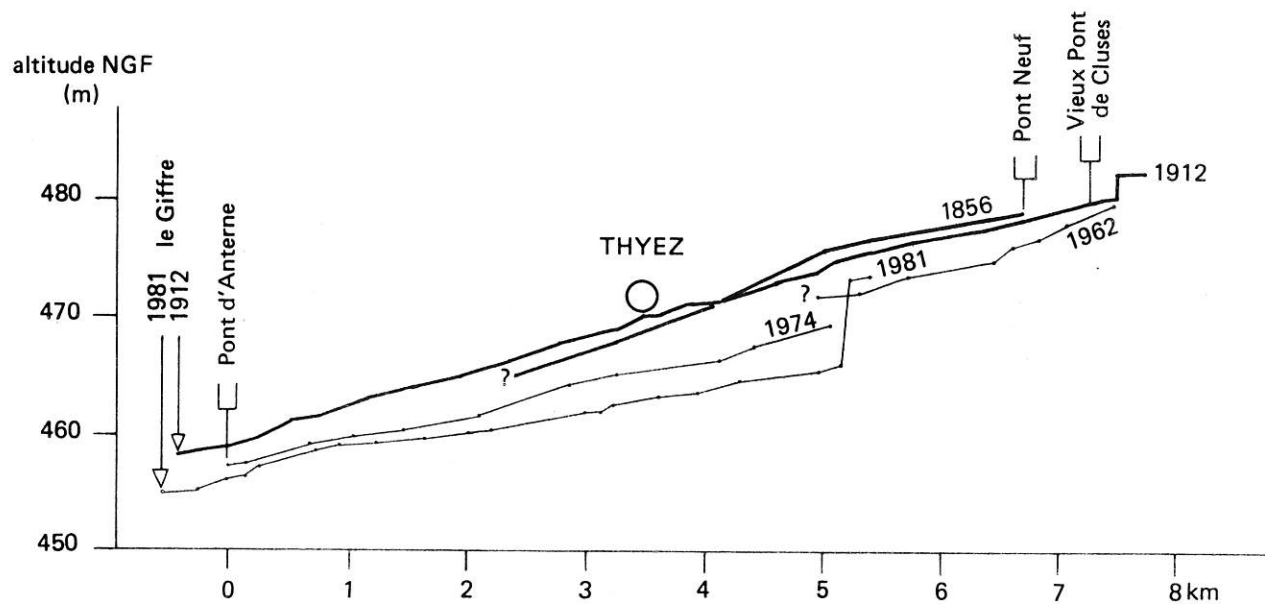


Figure 2.13 : Basculement du profil en long de l'Arve moyenne entre 1856 et 1912.

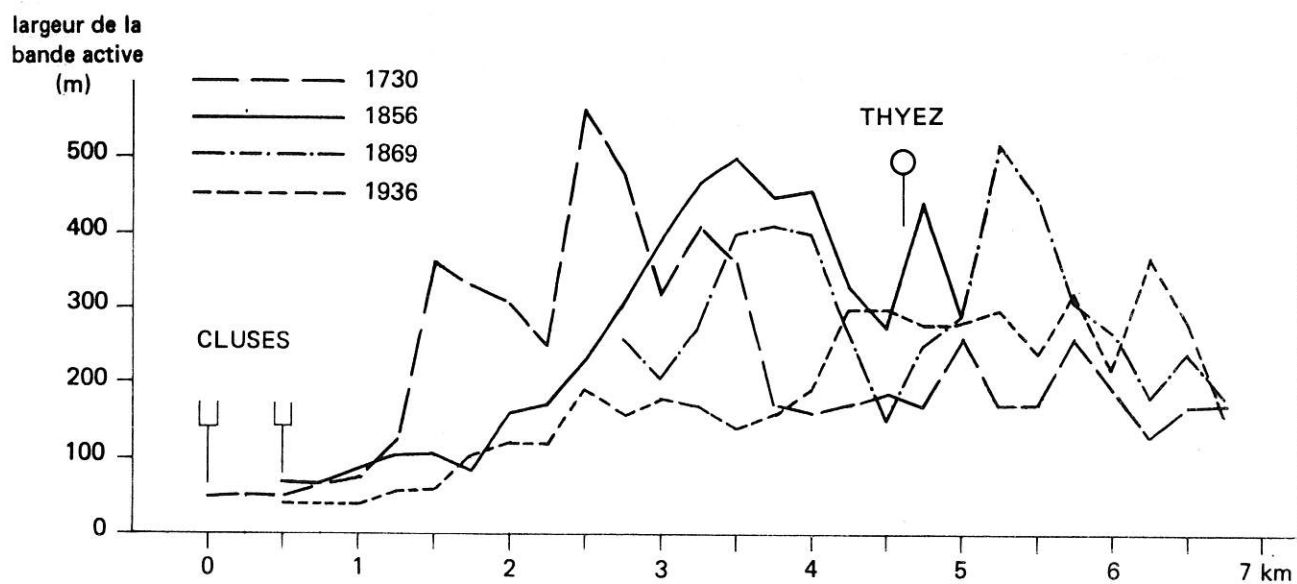


Figure 2.14 : Evolution de la largeur de la bande active de l'Arve moyenne entre 1730 et 1936.

Les divers documents cartographiques et manuscrits étudiés témoignent à la fois de la forte instabilité de l'Arve aux 18ème et 19ème siècles et du caractère juvénile de cette tendance de la dynamique fluviale : l'apparition de l'instabilité en tête du bassin de Cluses date du premier quart du 18ème siècle.

4.1.3 : Le modèle de l'instabilité.

Certains cours d'eau graveleux ont pour particularité de développer des assemblages de bancs de grande dimension. Ces mégaformes constituent des "zones de sédimentation" qui assurent le stockage temporaire de la charge grossière en transit (Church et Jones, 1982). Elles sont caractérisées par une forte instabilité du chenal et indiquent que les transports solides par charriage sont considérables.

L'analyse de l'évolution de la largeur de la bande active entre Cluses et le confluent du Giffre montre la construction progressive des zones de sédimentation aux 18ème et 19ème siècles (Figure 2.14) :

- en 1730, on observe une nette opposition entre la section amont, où la bande active est extrêmement large, ce qui indique la présence d'une importante aire de stockage de la charge graveleuse et la partie aval du bassin de Cluses, où le lit mineur n'atteint jamais 300 mètres de largeur. Le contraste physiognomique entre ces deux sections de la plaine alluviale montre que le changement du modèle de tressage est en cours ;

- en 1856 et 1869, on observe un double phénomène : 1) la mégaforme semble s'être déplacée vers l'aval, la largeur de la bande active ayant fortement diminué aux abords de la ville de Cluses. On verra plus loin que c'est une conséquence du développement de l'endiguement protégeant Cluses ; 2) contrairement à l'état de 1730, la zone de sédimentation occupe la partie aval du bassin de Cluses. La largeur moyenne de la bande active en aval du village de Thyez qui était d'environ 200 mètres au 18ème siècle augmente fortement. En 1856, elle dépasse 350 mètres ; en 1869, elle est également forte, en dépit d'une forte contraction ponctuelle de la bande active au droit de Thyez, causée par la présence d'une digue protégeant le village ;

- en 1936, l'endiguement longitudinal de la rive droite a fortement réduit la capacité de stockage de la plaine alluviale et limite les divagations de l'Arve. Néanmoins la zone de sédimentation subsiste ; la bande active, malgré la présence des digues, est nettement plus large qu'en 1730 et le tressage demeure fortement actif dans la partie aval du bassin de Cluses.

En définitive, le changement du modèle tressé dans le bassin de Cluses s'est traduit par une recrudescence de l'activité de la rivière qui s'est manifestée dès le début du 18ème siècle dans la partie amont du bassin. Elle s'est généralisée à l'ensemble de cette section au cours de la seconde partie du 18ème siècle et pendant le 19ème siècle. L'édification des digues longitudinales pendant la seconde moitié du 19ème siècle n'a que partiellement masqué l'accroissement de l'instabilité de la rivière.

4.2 : Les causes du changement.

L'instabilité du lit de l'Arve dans le bassin de Cluses a probablement une double origine anthropique et naturelle.

Toutes les études entreprises sur les cours d'eau à charge graveleuse montrent que, du fait de continues substitutions de charge, les distances parcourues par les galets lors d'une crue ou d'une suite de crues sont courtes, tout au plus quelques centaines de mètres (Tricart et Vogt, (1967). L'homme par ses aménagements du lit intervient directement sur la dynamique des charriages, comme on le montrera en détail dans le chapitre suivant : les travaux d'endiguement en restreignant les sections d'écoulement augmentent la vitesse des eaux ; il en résulte un accroissement de la fréquence de mise en mouvement de la charge graveleuse dans la section corrigée qui accélère la migration des particules vers l'aval et provoque un déséquilibre géomorphologique et l'ajustement de la géométrie du lit aux nouvelles conditions d'écoulement. Ce déséquilibre d'origine anthropique est clairement exprimé par le basculement du profil en long de l'Arve entre 1856 et 1912 : la rivière, dont la chenalisation dans la traversée de Cluses a accru la compétence, incise son lit entre les digues ; la diminution brutale de la force tractrice au débouché des digues provoque le dépôt des matériaux sous la forme d'épandages axiaux qui rejettent le courant latéralement et accentuent les divagations et les érosions de berge.

L'analyse du style géomorphologique de l'Arve non corrigée en 1730 suggère l'origine naturelle de l'instabilité fluviale : le contraste entre la section amont, au tressage actif et la zone aval, au lit mineur étroit et aux chenaux peu nombreux montre que les apports graveleux amont sont en nette augmentation. Au cours du 18ème siècle, la charge grossière surabondante va progressivement remblayer l'ensemble du bassin de Cluses. Elle va modifier durablement le style fluvial de l'Arve, comme ce fut le cas après les intenses remaniements sédimentaires consécutifs à la crue de juin 1957 sur le Guil (Tricart, 1959 ; Brotto, 1982). Les travaux d'endiguement postérieurs à 1730 provoqueront des remaniements de la charge graveleuse stockée dans les mégafornes de sédimentation, masquant le caractère naturel du phénomène.

Le changement du style géomorphologique perçu en 1730 dans le bassin de Cluses peut avoir pour origine la double modification des flux hydriques et de la fourniture sédimentaire alimentant la rivière :

1) Bravard (1983) note que les crues semblent plus nombreuses et de grande ampleur au 18ème siècle ; il ajoute cependant qu'il est possible que ce soit en raison du nombre croissant des informations enregistrées à partir de cette date. Les travaux de Koutaniemi (1987a) sur les rivières à méandres finlandaises montrent que les cours d'eau gardent les traces géomorphologiques de grandes crues au 18ème siècle : les rides de progression des bancs de convexité édifiées à cette époque sont plus élevées qu'à des dates plus anciennes et plus récentes, ce qui témoignerait de hauteurs d'eau plus fortes lors de crues de grande ampleur, sans pour autant qu'il y ait eu modification de l'altitude du plancher alluvial ; la dendrochronologie de la végétation la plus âgée poussant sur les rides les plus élevées, ainsi que la datation radiocarbone d'échantillons de matière organique trouvés dans un paléosol permettent de dire que le maximum des crues se situait entre 1780 et 1840. Koutaniemi met en relation ces grandes crues avec la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire qui se traduit en Finlande par des hivers exceptionnellement longs et froids et un accroissement des précipitations neigeuses, augmentant les pics de débit lors de la fonte printanière ;

2) l'augmentation des apports sédimentaires fournis par les zones englacées a été mise en évidence pour cette même période du Petit Age Glaciaire : dès 1650 et surtout 1687 en Norvège, Grove (1972) démontre un net accroissement des dommages causés par les crues d'émissaires

glaciaires; dans la vallée de Chamonix, les textes anciens signalent une recrudescence de l'activité des émissaires glaciaires, dont les débâcles successives provoquent l'envasement progressif de la vallée sous les sédiments (Blanchard, 1913 ; Grove, 1966). Si le rôle des affluents glaciaires de l'Arve semble clair puisqu'ils injectent une abondante charge graveleuse dans la rivière, la responsabilité respective des torrents et cours d'eau affluents reste à établir.

Le décalage d'environ un siècle entre les premières manifestations de la crise morphoclimatique dans les hautes vallées englacées du système fluvial "Arve" et l'instant où l'on perçoit les modifications de la dynamique fluviale en tête du bassin de Cluses, au 18ème siècle, est lié à la dynamique du transit de la charge graveleuse : les apports grossiers engendrent des mégaformes de sédimentation qui stockent les matériaux et progressent lentement par contrôle amont. Une telle progression vers l'aval de l'alluvionnement n'est pas sans similitude avec ce qui s'est produit à une toute autre échelle sur le Haut-Rhône, au cours de l'Holocène : le remblaiement alluvial rhodanien a pénétré probablement dès le Tardiglaciaire dans la partie septentrionale de l'ombilic du Bourget et fossilisé les dépôts lacustres ; à l'Atlantique, le flux de cailloux atteignait les Basses-Terres dauphinoises, où l'exhaussement du plancher alluvial provoqua l'auto-capture du Rhône au 6ème siècle (Bravard, 1981, 1987a).

La vitesse de migration vers l'aval de la charge graveleuse ainsi que du front de l'instabilité qui matérialise le changement semblent d'autant plus lentes que les aires potentielles de stockage de la charge graveleuse sont nombreuses et étendues. Comme le montrait le graphique 2.6 A, les sédiments en provenance de la haute-Arve et de ses affluents ont d'abord remblayé le bassin de Sallanches, qui, en 1730, constituait une vaste zone de sédimentation d'une largeur moyenne atteignant presque 500 mètres, balayée par les rapides déplacements de la rivière. Les graviers et galets se sont ensuite accumulés dans la cluse de l'Arve. Cependant, on a pu voir que de nombreux cônes de déjection obstruaient la vallée et restreignaient fortement la largeur de la bande active ; ces secteurs ont constitué des zones de transfert de la charge graveleuse, celle-ci migrant plus rapidement d'une zone de sédimentation à une autre. Ces dernières ont été construites chaque fois que le contrôle des cônes de déjection sur le modèle fluvial diminuait. Ainsi en 1730, les mégaformes de sédimentation occupaient la totalité de la plaine alluviale de Sallanches et tous les emplacements disponibles dans la cluse de l'Arve. Le contraste brutal de style géomorphologique mis en évidence dans le bassin de Cluses à cette date apparaît comme une véritable anomalie ; il détermine la position la plus avancée de la vague caillouteuse.

5) DISCUSSION : ESSAI D'INTERPRETATION DE LA DYNAMIQUE DE TRESSAGE DE L'ARVE.

5.1 : Le tressage, modèle géomorphologique typique des plaines alluviales intra-montagnardes.

L'analyse de la dynamique fluviale de l'Arve au 18ème siècle ainsi qu'au 19ème siècle pour certaines sections de sa plaine alluviale a permis de vérifier la permanence d'un tressage actif, excepté dans les sections où le contrôle exercé par la structure ou les cônes torrentiels l'empêche de se développer. Le positionnement des différents tronçons de plaine alluviale sur les graphiques de Leopold et Wolman (1957) et Lane (1957) confirme que la pente de la vallée et les caractéristiques hydrologiques de la rivière justifient le modèle tressé (Figure 2.15). Ces deux graphes mettent en relation la pente moyenne de la vallée et respectivement le débit de débordement et module de la rivière : 1) les pentes moyennes de la vallée ont été déterminées à partir des altitudes fournies par le profil en long de 1912, la distance étant mesurée sur carte topographique. On supposera que la valeur de la pente de la vallée calculée sur des tronçons de 6 à

10 kilomètres de longueur n'a que peu changé depuis 1730 ; il est à noter que les valeurs utilisées sont pratiquement identiques à celles déterminées au 19ème siècle par les ingénieurs responsables de l'endiguement et qui figurent dans leurs rapports ; 2) le débit de débordement a été considéré comme étant le **débit actuel de fréquence de retour 1,5 an**. Comme on l'observe sur les graphes de la figure 2.15, la position des différentes sections du cours de l'Arve dans le groupe des cours d'eau à modèle tressé est tellement nette qu'une erreur modérée sur les pentes et les débits de la rivière ne remet pas en cause la validité de l'interprétation.

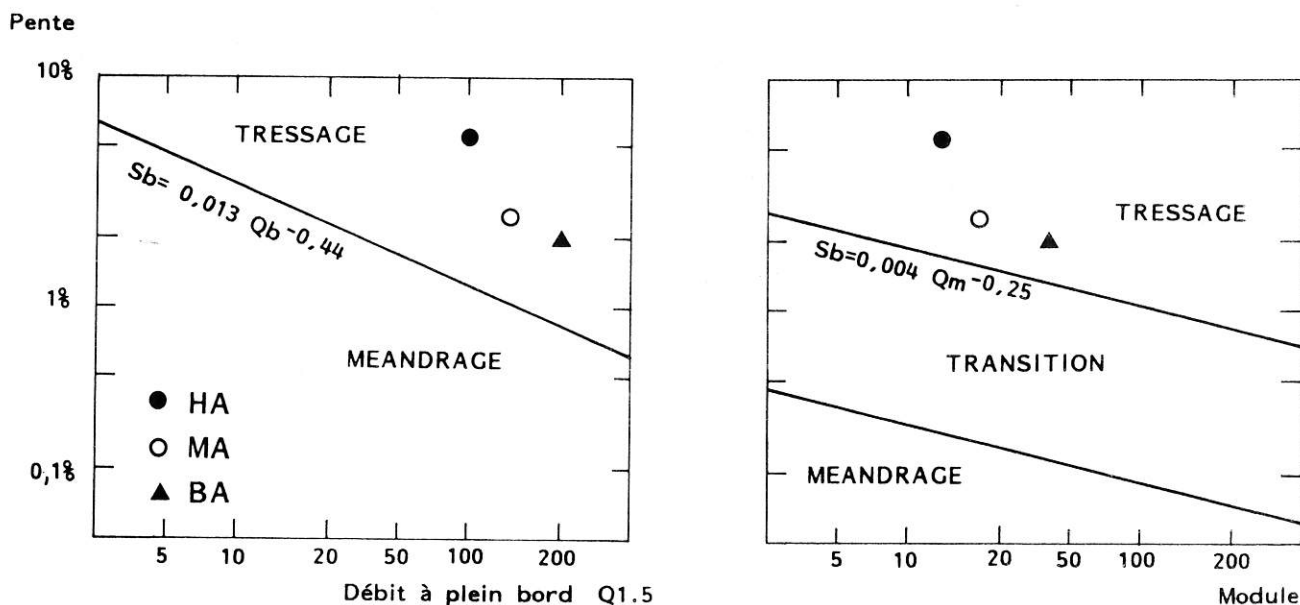


Figure 2.15 : Position des différentes sections de l'Arve dans sa plaine alluviale sur les graphes de Leopold et Wolman (1957) et Lane (1957).

Bravard (1987a), à la suite de nombreux auteurs, a montré que la pente et le régime sont les principaux facteurs à l'origine du tressage du Haut-Rhône avant les aménagements hydrauliques : le seuil de pente à partir duquel le fleuve se mettait à tresser était de 0,00075 ; de plus, "l'intensité du tressage semble avoir été proportionnelle à la vigueur des pentes" (Bravard, 1987a, p. 103). Sur l'Arve, les pentes de la rivière et à fortiori celles de la plaine alluviale sont toujours très largement supérieures aux valeurs du Haut-Rhône. De plus, le régime de la rivière alpine est encore plus torrentiel et contrasté que celui du fleuve dont elle est le tributaire. Ajoutons que, comme l'a montré la recrudescence de l'activité du tressage dans le bassin de Cluses au 18ème siècle, l'abondance de la charge graveleuse est également l'un des facteurs fondamentaux du développement du style tressé dans la plaine alluviale de l'Arve. La proximité de la montagne et de ses zones de forte production sédimentaire, l'omni-présence des dépôts quaternaires affouillables dans toutes les parties du bassin versant favorisent une forte réinjection de matériaux dans le système fluvial.

A la suite de ces différentes observations, il n'apparaît pas surprenant que le tressage soit le modèle de référence de la période précédant les aménagements hydrauliques, sur l'Arve, comme sur une grande partie du Haut-Rhône.

5.2 : La multiplicité des modèles tressés de l'Arve : essai d'explication.

L'étude du style tressé de l'Arve a permis de montrer qu'il était susceptible de changer à la fois dans l'espace et dans le temps :

1) le tableau 2.1 synthétise les largeurs moyennes de la bande active des différentes sections de la plaine alluviale en 1730, avant que ne débutent les premiers travaux d'aménagement hydraulique concertés ; il montre que l'activité fluviale, dont ces valeurs sont indicatrices, évolue de l'amont vers l'aval, d'une section à l'autre de la plaine alluviale. De plus, la comparaison des valeurs de 1730 avec les largeurs moyennes de la bande active au 19ème siècle montre que dans la plupart des cas elles ont légèrement diminué, en relation avec le développement probable encore peu intensif de l'endiguement ; par contre dans le bassin de Cluses, la recrudescence de l'activité du tressage a provoqué un net élargissement de la bande d'activité de la rivière ;

Tableau 2.1 : Caractéristiques morphométriques de l'Arve dans les principales sections de sa plaine alluviale.

Section de plaine alluviale	Distance (m)	Pente de la vallée	Sinuosité du Chenal principal (m)		Largeur moyenne de la bande active (m)	
			1730	1820/69	1730	1820/69
<i>Bon-Nant</i> ; Sallanches :	6250	0,0055	1,05	1,05	475	400
Cluses; <i>Giffre</i> :	7250	0,0030	1,06	1,05	250	360
<i>Giffre</i> ; Bonneville :	6750	0,0027	1,22	1,20	385	355
Bonneville; pont de Bellecombe :	9750	0,0025	1,25	<u>1,19</u>	330	<u>320</u>

2) sur la figure 2.16, on a corrélié la pente de la vallée de quatre sections de la plaine alluviale avec le taux de sinuosité du chenal principal. Les valeurs utilisées pour construire ce graphe ont été calculées sur la base des multiples mesures effectuées sur les documents cartographiques de 1730, 1820 et 1869, dans des sections n'ayant pas été aménagées et sur lesquelles aucun contrôle du modèle géomorphologique n'était exercé par les cônes de déjection ; cette dernière contrainte a limité l'analyse à 4 sections de la plaine alluviale de l'Arve, où le cours d'eau peut divaguer librement (voir Tableau 2.1) :

- il apparaît tout d'abord que sur la période de 90 à 140 ans étudiée, il y a reproductibilité du paramètre de sinuosité qui n'évolue pas notablement dans le temps, sur une même section de la plaine alluviale. Cette observation n'a pas été sans nous surprendre dans le cas du bassin de Cluses, où la comparaison diachronique du modèle fluvial a permis de mettre en évidence un changement du modèle tressé en 1730, traduisant une phase d'instabilité morphodynamique : la sinuosité du chenal qui était faible avant 1730 est demeurée faible après cette date ;

- en dépit d'un nombre très limité de points, il semble qu'il existe une valeur seuil de la pente, au dessous de laquelle la sinuosité du chenal principal augmente rapidement ; sur l'Arve,

elle serait voisine de 0,0030 (Figure 2.16).

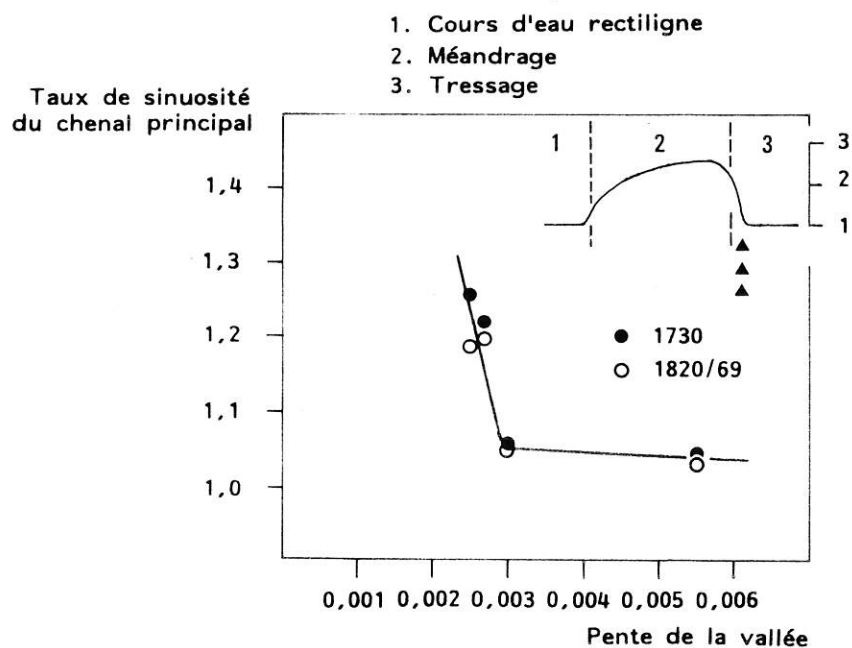


Figure 2.16 : Relation entre la pente de la vallée de l'Arve et le taux de sinuosité du chenal principal avant l'aménagement du cours d'eau.

Cette seconde observation est à rapprocher des résultats de l'étude sur modèle réduit de Schumm et Khan (1972) partiellement vérifiée expérimentalement sur les méandres du Mississippi (in Schumm, 1977, p. 138) : les auteurs ont montré l'existence d'un continuum des styles fluviaux (passage d'un cours d'eau rectiligne au méandrage, puis au tressage) avec l'augmentation de la pente de la vallée (voir Figure 2.16) et la modification rapide du taux de sinuosité, lors des changements de modèle géomorphologique. Ainsi, lors du passage du méandrage au tressage, le taux de sinuosité décroît rapidement pour tendre vers une valeur proche de 1,00. Bien que le nombre réduit de mesures incite à la plus grande prudence, les résultats des mesures effectuées sur le tressage de l'Arve suggèrent une évolution similaire à celle mise en évidence sur le modèle expérimental.

Comme l'a fait observer Schumm (1977, p. 128 à 130) la relation entre la sinuosité et la puissance du cours d'eau ("stream-power") est identique à celle liant la sinuosité à la pente et le modèle graphique est identique ; elle met également en évidence l'existence de seuils géomorphologiques provoquant le passage d'un modèle de chenal à un autre. La puissance du cours d'eau est définie comme étant la valeur du travail fourni par le fluide ou de l'énergie perdue par unité de longueur du cours d'eau (Bagnold, 1966) ; c'est le produit de la vitesse de l'écoulement et de la contrainte d'entraînement à l'interface eau/chenal. En accord avec le concept de seuil géomorphologique, de légères variations de la puissance (au sens physique du terme) peuvent se traduire par d'importants changements de la sinuosité. Il en résulte que le modèle fluvial peut être altéré de manière significative par un changement de la pente, du débit, de la rugosité du chenal ou par tout autre facteur influençant la vitesse de l'écoulement. On observera que le changement du modèle tressé aux 18ème et 19ème siècles se produisait en aval du confluent du Giffre, principal affluent de l'Arve ; ainsi, le Giffre, par les changements qu'il induit sur l'Arve, semblerait être à l'origine de la transformation du modèle tressé de l'axe fluvial principal. L'absence de données concernant la géométrie des sections d'écoulement et les pentes locales de la rivière ne permet pas

de déterminer avec certitude l'effet du Giffre sur l'évolution de la puissance de l'Arve ; cependant :

- en aval du Giffre, la pente de la vallée diminuait de 0,0030 à 0,0027, ce qui probablement modifiait les vitesses d'écoulement dans le chenal et par conséquent la puissance du cours d'eau ;

- l'affluent réinjectait une charge graveleuse très grossière dans le cours d'eau principal, modifiant le coefficient de rugosité du chenal ;

- les apports hydriques de l'affluent drainant un vaste bassin versant transformaient l'hydrologie de l'Arve. Le régime était nettement moins contrasté qu'au sortir de la haute-montagne alpine : ainsi, le coefficient d'immodération (rapport du débit mensuel le plus fort sur celui du mois le plus faible), déterminé à partir des données hydrologiques contemporaines, diminue progressivement de 11,1 sur l'Arve à Sallanches à 2,9 à Genève (Tableau 2.2) ; dans le même temps, on observe que la valeur du coefficient est beaucoup plus faible sur les affluents préalpins de l'Arve ;

Tableau 2.2 : Coefficients d'immodération de l'Arve et de ses principaux affluents d'après les données hydrologiques contemporaines.

Cours d'eau et localisation	Surface du bassin versant (km ²)	Coefficient d'immodération
Arve à Chamonix :	205	14,5
Arve à Sallanches :	514	11,1
Arve à Arthaz :	1164	3,8
Arve à Genève :	1985	2,9
Bon-Nant au Fayet :	146	8,6
Giffre à Taninges :	325	5,0
Bronze au pont de Chavougy :	28	3,8
Borne au pont des Etroits :	70	5,2

Il est à noter que la relation mise en évidence sur l'Arve entre la pente de la vallée et le taux de sinuosité du chenal principal, si elle est conforme aux observations sur modèle réduit, est l'inverse de celle observée par Bravard (1987a, p. 100) sur le Haut-Rhône, entre le confluent de l'Ain et Lyon. L'auteur montre que le taux de sinuosité du chenal principal de la zone tressée du "Passage des Iles de Miribel" en amont de Lyon, augmente avec la pente. Dans cette section vers 1840, "les chenaux les plus importants, pris isolément, présentaient à des degrés divers les caractères de cours d'eau à méandres libres" (p.96) ; "la tendance est si marquée que le tressage (...) est le fruit de la coalescence de trains de méandres mobiles" (p. 98). L'explication de cette particularité du modèle tressé en aval de l'Ain résiderait dans l'inadaptation des paramètres fondamentaux du tressage (régime de l'écoulement ; charge alluviale) de cette époque, à la pente de la vallée, et même probablement à la granulométrie du matériel disponible dans la plaine alluviale ; ceux-ci seraient hérités de phases climatiques postglaciaires dont on n'a actuellement qu'une connaissance limitée. Le cours d'eau aurait eu tendance à progressivement inciser son lit, pour s'adapter aux changements du débit et aux variations de la charge ; cette incision s'est doublée d'un accroissement de la sinuosité des chenaux de tressage, afin de réduire sa pente trop raide et de dissiper une partie de son énergie surabondante.

Cette dernière observation met en lumière la nécessité d'intégrer le facteur "héritage", lors de l'analyse des paramètres expliquant les modèles fluviaux. Il exerce souvent un contrôle non négligeable de la géomorphologie des cours d'eau. La notion de continuum des modèles fluviaux sous-entend la possible réversibilité de la dynamique fluviale, lorsqu'un seuil géomorphologique est franchi dans le sens inverse. En fait, dans la réalité, la persistance à long terme de conditions héritées de périodes antérieures (valeur de la pente de la plaine alluviale, nature du matériel stocké dans le lit et assurant la recharge sédimentaire...) ne permettent pas toujours cette réversibilité.

5.3 : Le tressage "à chenaux divagants" de la basse vallée de l'Arve.

Le style fluvial développé avant les aménagements fluviaux entre le confluent Giffre-Arve et le pont de Bellecombe n'est pas sans rappeler les modèles décrits par Ferguson et Werritty (1983) sur la Feshie en Ecosse et par Church (1983) sur la Bella Coola (Colombie Britannique). Ils combinent une physionomie de rivière tressée et à méandres : les chenaux sont larges et plats, avec des divisions de bras, mais beaucoup moins nombreuses que sur les rivières tressées typiques, telles celles des environnements proglaciaires (Williams et Rust, 1969 ; Church, 1972 ; Boothroyd et Nummendam, 1978...) ; la sinuosité est basse à moyenne donc plus forte que pour le tressage proglaciaire, mais nettement plus faible que sur les méandres libres. Pendant les crues, les transports de charge de fond sont considérables, provoquant d'importants remaniements sédimentaires et modifications de la géomorphologie du chenal. Church, ainsi que Ferguson et Werritty réservent une place à part à ce type de rivière dans la classification des cours d'eau : ils les nomment rivières à "**chenaux graveleux divagants**" ("wandering gravel channels"). Ce type de rivière est fréquent dans les vallées montagnardes ou en situation de piémont, en particulier lorsqu'une partie du bassin versant est englacée.

Sur l'Arve, les différents états de la rivière que l'on a étudiés (1730, 1820, 1869 et même 1936 en aval de Bonneville) montrent que des méandres très marqués sont susceptibles de se développer, le taux de sinuosité moyen n'atteignant jamais celui du méandrage typique ($S > 1,5$). De plus, il subsiste dans la géomorphologie de nombreuses traces d'anciens chenaux de ce type, antérieurs à 1730 et qui n'ont pu être datés par la carte ancienne (par exemple au lieu-dit "les champs courbes", en amont du pont de Bellecombe). Ces sinuosités peuvent avoir un double comportement :

1) elles peuvent se comporter comme des méandres libres et migrer progressivement vers l'aval, comme ce fut le cas sur le confluent Giffre-Arve, entre 1730 et 1820. Le temps d'évolution de cette sinuosité fut relativement long, puisqu'elle était déjà bien développée en 1730 et que le recoupement ne fut observé qu'environ 90 ans plus tard, sur la carte de 1820 (Voir Figure 2.9) ;

2) elles peuvent s'accroître très rapidement, pratiquement sans développer de composante aval, comme ce fut le cas sur la basse-Arve en amont du pont de Bellecombe entre 1889 et 1936 et probablement aussi sur un méandre voisin après 1730 (voir Figure 2.10) Dans ce cas, le temps d'évolution a été beaucoup plus rapide, puisque l'abandon du méandre s'est produit moins de 50 ans après le démarrage du processus.

Dans les deux cas recensés, le recoupement est intervenu sous la forme d'un déversement de l'écoulement dans un ou plusieurs chenaux de crue, ouverts à travers le banc de convexité ("chute cutoff") ; ces multiples bras donnent à la rivière la physionomie d'un cours d'eau tressé. On notera (Figure 2.10) que la fermeture et le remplissage sédimentaire du bras recoupé interviennent très rapidement ; d'importantes accumulations graveleuses se produisent à l'entrée de la sinuosité en voie d'abandon, sous l'effet d'une chute brutale de compétence ; elles traduisent l'intensité des

transport solides en période de crue qui favorisent l'atterrissement, puis la végétalisation du bras abandonné en moins de 15 ans.

Les pentes de l'Arve dans sa section à "chenaux divagants" ont des valeurs voisines de celles de la Bella Coola (en moyenne 0,0025 d'après Church, 1983); par contre, elles diffèrent fortement de celles de la Feshie en Ecosse, petit bassin versant de 110 km², qui sont beaucoup plus raides (en moyenne 0,009 sur la section étudiée par Ferguson et Werritty).

En définitive, par beaucoup de ces aspects, le tressage de l'Arve en aval du confluent du Giffre ressemble au modèle "à chenaux divagants" mis en évidence en Ecosse ou en Colombie Britannique, et pour lequel on dispose d'un nombre très réduit de références. Il diffère nettement du tressage proglaciaire qui, jusqu'à présent, avait essentiellement retenu l'attention des hydrodynamiciens. Le développement des études de géomorphologie fluviale sur les rivières alpestres devrait permettre d'affiner notre connaissance des différentes formes du tressage dans le domaine montagnard.

6) CONCLUSION

Ce chapitre a permis d'étudier la dynamique fluviale de l'Arve avant les aménagements fluviaux de grande ampleur. Les cartes anciennes ont constitué la documentation de base de cette analyse : la Mappede Sarde de 1730, à l'échelle du 1/2500ème a permis de cartographier le modèle fluvial tressé de l'Arve, sur l'ensemble de sa plaine alluviale. Divers autres documents ont été analysés, tels les plans d'endiguement de 1820, 1856, les tableaux d'assemblage du premier cadastre français établi à partir de 1869, les photographies aériennes de 1935-36.

L'interprétation des processus fluviaux sur les cartes anciennes a été appuyée par la lecture des archives manuscrites de l'époque, la correspondance administrative et les rapports d'ingénierie établis lors des projets d'endiguement de la rivière ; ils procurent d'indispensables compléments d'information sur les mécanismes de la dynamique fluviale. De plus, la démonstration a été renforcée par l'utilisation de paramètres semi-quantitatifs : après une revue des différents paramètres existants (taux de tressage, indices de sinuosité...) et une discussion de leur utilisation possible sur des cartes anciennes, on a choisi, dans le cadre de cette étude, de calculer le taux de sinuosité du chenal principal et un indice d'activité du tressage, établi par des multiples mesures de la largeur de la bande graveleuse.

Deux études ont été réalisées : 1) un suivi synchronique de l'évolution amont-aval du modèle tressé de l'Arve en 1730, dans les différentes sections de sa plaine alluviale ; 2) une analyse diachronique de la dynamique fluviale dans la moyenne vallée de l'Arve entre 1730 et 1936 :

1) l'étude du modèle tressé amont-aval de l'Arve en 1730 a permis d'établir sa très forte activité dans la plaine alluviale de Sallanches : la bande d'activité était très large, la sinuosité très faible, indiquant un cours d'eau extrêmement énergique au sortir de la montagne ; la charge alluviale surabondante, favorisait l'édification de mégaformes de sédimentation, stockant la charge graveleuse. Dans la cluse de l'Arve, la géomorphologie était contrôlée par la présence de nombreux cônes de déjection contractant la plaine alluviale, mais la rivière tressait activement à chaque élargissement. Dans le bassin de Cluses, le tressage perdait de son activité : la largeur de la bande active diminuait brutalement, le modèle tressé se simplifiait fortement, indiquant l'absence de mégaformes de sédimentation ; cependant, à l'extrémité amont du bassin de Cluses, de telles zones de sédimentation commençaient à se développer, indiquant qu'un changement était en cours. En aval du confluent du Giffre et sur la basse Arve, la rivière adoptait un modèle tressé fortement sinueux "à chenaux divagants" : la bande active, très large, était parcourue par de multiples bras ; le

chenal principal décrivait des sinuosités marquées, lui donnant parfois la physionomie de méandres graveleux. L'évolution amont-aval du modèle fluvial a été mise en relation avec la diminution de la pente de la plaine alluviale qui passe progressivement de 0,0055 à 0,0025 ; de plus, il est probable que le régime, qui devient moins contrasté en aval des affluents préalpains de l'Arve, explique également la transformation du style tressé de la rivière en aval du confluent du Giffre ;

2) le suivi de la dynamique fluviale de l'Arve moyenne entre 1730 et 1936 a permis de démontrer le changement du modèle fluvial au début du 18ème siècle : la bande active s'est élargie rapidement, indiquant la construction de mégaformes de sédimentation de la charge grossière ; la plaine alluviale s'est exhaussée progressivement par contrôle amont de la fourniture graveleuse, ce qui a provoqué d'importantes érosions de berges, la perte de plusieurs centaines d'hectares de terres agricoles et l'augmentation de la surface des marécages. L'analyse des causes de ce changement a montré qu'il avait une origine anthropique et naturelle : le développement des digues longitudinales en aval de Cluses a favorisé d'importants remaniements sédimentaires et notamment un léger basculement du profil en long ; cependant, l'ampleur du changement ne peut être expliquée que par une modification des flux sédimentaires et/ou hydriques, probablement liée à la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire. Le développement des zones de sédimentation, un tressage plus actif indiquent une charge graveleuse surabondante ; il est possible que le changement climatique se soit également manifesté par une recrudescence des crues. Les textes anciens indiquent que le changement s'est produit dès le début du 17ème siècle dans la vallée de Chamonix, où de fréquentes crues sur les émissaires glaciaires ont favorisé l'envolement du fond de vallée sous les sédiments. Le décalage d'environ un siècle entre les manifestations d'un changement dans la vallée de Chamonix et la recrudescence du tressage dans le bassin de Cluses représente le temps nécessaire pour les mégaformes de sédimentation remblaient le bassin de Sallanches et la cluse de l'Arve. Le changement observé en 1730 indique la position la plus avancée de la vague caillouteuse.

En définitive, l'analyse de la dynamique fluviale de l'Arve au cours du 18ème siècle décrit un instantané de l'état du cours d'eau : ainsi, le tressage fortement actif de cette période est la réponse du cours d'eau à une dynamique des flux hydriques et sédimentaires particulière, marquant la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire, couplée avec une pression humaine sur les versants probablement forte mais encore méconnue, et quelques premiers aménagements du lit fluvial. Le modèle géomorphologique de cette époque témoigne probablement d'une rivière en pleine mutation et qui était certainement différente quelques siècles plus tôt : à titre d'exemple, les études de Bouchayer (1925) sur le Drac suggèrent le développement du style tressé à la fin du 14ème siècle ; il remplaça un lit à chenal unique, sur lequel étaient implantés de nombreux moulins qui furent progressivement détruits par la recrudescence de la torrencialité. Les observations de la géomorphologie fluviale ancienne expriment donc un état du cours d'eau à un stade de son évolution. Les impacts des interventions de l'homme sur la rivière, qui vont être l'objet du prochain chapitre de cette étude, seront de nature et d'ampleur différente, selon l'état d'équilibre du cours d'eau ; seule la connaissance de l'évolution de la dynamique fluviale sur une longue période permettra de diagnostiquer la tendance évolutive en cours et de fonder une réflexion sur les impacts d'éventuelles perturbations anthropiques ultérieures.

Chapitre 3 :

LA MAITRISE DU COURS D'EAU ET SES CONSEQUENCES SUR LA DYNAMIQUE FLUVIALE.

1) INTRODUCTION.

Les rivières ont la capacité de transmettre les changements ponctuels sur une grande distance, en particulier en direction de l'aval (Schumm *et al.*, 1984). Cette particularité les rend extrêmement sensibles à toute intervention anthropique. Au cours des 20 dernières années, les effets d'une grande variété d'impacts anthropiques sur la géomorphologie du chenal ont été étudiés par de nombreux auteurs. Ces changements résultent d'interventions indirectes sur le lit fluvial, comme les modifications des pratiques agricoles, l'urbanisation, la déforestation, ou même l'activité minière (Knox, 1977 ; Graf, 1979 ; Park, 1981 ; Grant, 1986). Ils sont également issus d'interventions directes de l'homme sur la rivière, comme les endiguements et constructions d'ouvrage d'art, et surtout les aménagements hydro-électriques (Gemaehling et Chabert, 1962 ; Petts, 1984a et b ; Bravard, 1987a ; Brookes, 1987).

Lorsque les écoulements et les flux sédimentaires sont altérés par les activités humaines, les processus opérant dans le chenal sont modifiés. Un déséquilibre géomorphologique temporaire est créé ; l'adaptation de la dynamique fluviale aux nouvelles conditions de charge et de débit se produit par une série d'états transitoires favorisant le retour progressif vers un nouvel équilibre : c'est la "réponse complexe" du système fluvial (Schumm, 1973). La sensibilité du système fluvial aux interventions anthropiques est encore accru sur les rivières montagnardes, du fait de la forte énergie dont elles disposent et de leur capacité à intégrer les changements. Le phénomène est d'autant plus marqué sur les cours d'eau alpins que les vallées intra-montagnardes sont généralement densément peuplées et que la pression exercée par l'homme sur son environnement est considérable.

Cette étude a pour but de déterminer et d'analyser quels sont les principaux impacts géomorphologiques des interventions anthropiques directes sur le lit de l'Arve dans les différentes sections de sa plaine alluviale ; on tentera également de recenser les multiples facteurs responsables du changement, bien qu'il soit la plupart du temps impossible de les isoler les uns par rapport aux autres. D'une manière générale, l'influence de l'homme sur son environnement et le système fluvial en particulier n'est pas un phénomène récent. Depuis le Néolithique, les défrichements des versants ont influé de manière indirecte sur la dynamique des cours d'eau, en modifiant le régime des écoulements de surface et les entrées de sédiments, aussi bien sur un plan qualitatif que quantitatif (Jorda, 1980 ; Brown et Barber, 1985). Ses effets directs sur la géomorphologie demeuraient probablement limités, ses interventions ne touchant qu'indirectement la rivière. Dans le passé, pendant les phases de forte activité de la dynamique fluviale, son incapacité à se protéger des crues l'incitait à vivre sur les cônes de déjection des affluents, à l'abri des inondations saisonnières. La forte densité des découvertes archéologiques dans la vallée de l'Arve témoigne d'une occupation humaine précoce, dès le Néolithique (Broise, 1970).

Depuis 250 ans environ, les progrès technologiques et la croissance démographique ont poussé l'homme à tenter de coloniser l'espace fluvial, l'aménagement du lit permettant le contrôle partiel de la dynamique fluviale. Dans ce cas, il y a eu intervention anthropique directe sur le cours d'eau. Ces travaux de protection contre les débordements de la rivière ont eu des impacts qui constituent les premières manifestations directes d'une transformation notable des

composantes physiques du système fluvial. Sur l'Arve, deux grandes étapes marquées par d'importants changements peuvent être repérées : 1) dès le 18ème siècle et surtout depuis le début du 19ème et jusqu'au milieu du 20ème siècle, le contrôle de la géométrie du lit par la construction de digues a provoqué les premiers ajustements géomorphologiques de grande ampleur ; 2) après 1950, l'accentuation de la pression anthropique a été suivie d'une dramatique incision quasi-générale de la rivière. En dépit de la conjonction de facteurs anthropiques multiples, ce sont les extractions de gravier dans le lit qui sont le principal responsable du changement.

Dans ce chapitre, au cours de chacune des deux périodes précédemment définies, on examinera les modifications de la dynamique fluviale de l'Arve et tentera de déterminer quels sont les processus responsables du changement.

2) L'ENDIGUEMENT SARDE ET SON IMPACT GEOMORPHOLOGIQUE.

2.1 : Historique de l'endiguement.

Dans son ouvrage sur les torrents de Savoie, Mougin (1914) reconstitue en détail les étapes de l'endiguement de l'Arve, sur la base d'une analyse des Archives Départementales de la Haute-Savoie. L'étude systématique des documents d'archives concernant l'endiguement de l'Arve, à laquelle nous avons procédé, a permis de préciser certaines données de Mougin, de mettre en évidence les techniques de correction utilisées, mais surtout de déterminer les impacts de l'endiguement sur la dynamique fluviale de l'Arve.

2.1.1 : Les étapes de l'endiguement de la plaine alluviale.

Les premiers travaux d'endiguement sont probablement très anciens et datent très certainement des premières installations de l'homme aux abords de la rivière. Cependant, ce n'est qu'à partir du début du 18ème siècle que des travaux de correction coordonnés, vont être mis en oeuvre, à l'initiative du gouvernement sarde. C'est l'Ingénieur Garella, dont la signature apparaît sur tous les grands projets d'hydraulique de l'époque, qui dès 1727 établissait les plans et devis des travaux. Les digues étaient surtout réalisées aux abords des grandes villes de la vallée : Sallanches, Cluses et la capitale de la Province du Faucigny, Bonneville. Les fortes inondations que connut la vallée de l'Arve au cours du 18ème siècle furent à l'origine de l'extension de l'endiguement à d'autres communes entre 1741 et 1766, comme celles de Magland dans la cluse de l'Arve, de Marignier au confluent du Giffre. En fait rien n'était définitif : le formidable dynamisme de la rivière et la précarité des digues de cette époque édifiées artisanalement faisait qu'à chaque forte crue, la pérennité de l'ensemble des protections pouvait être remise en question.

Les travaux se poursuivirent activement pendant le dernier quart du 18ème siècle. A terme, le but des travaux étaient de rendre le cours d'eau navigable, afin d'alimenter les marchés de Genève en marchandises diverses et bois de radelage (Arch. Cheneval, A.D.H.S. IVC 524). Le "diguement" fut interrompu à l'entrée des Français en Savoie, en 1792. Jusqu'à la Restauration Sarde en 1815, excepté quelques digues locales, aucune nouvelle construction ne fut effectuée : les conquérants s'étaient emparés de la caisse de la province du Faucigny qui renfermait les fonds destinés à l'endiguement. Les digues non entretenues tombèrent rapidement en ruine sous les coups de boutoir des crues.

Après la défaite de l'armée napoléonienne et le retour de la Monarchie sarde, la correction de

la rivière fut de nouveau à l'ordre du jour. Le 4 décembre 1820, l'ingénieur Bard présentait un projet d'endiguement général de l'Arve, entre le confluent du Bon-Nant et le Pont de Bellecombe, soit sur plus de 50 kilomètres de rivière. Les plans associés au projet synthétisaient sur un même document le tracé de la rivière levé en 1730, puis en 1820 et indiquaient la position du nouveau lit. Le projet fut approuvé par le gouvernement sarde, le financement des travaux étant assuré par l'Etat ; il comptait rentabiliser l'aménagement par la vente aux riverains des terrains récupérés sur la rivière.

L'ingénieur Bard fut le principal artisan de l'endiguement de l'Arve, en restant plus de 25 ans à la tête des travaux de défense. Nous ne nous arrêterons pas sur les nombreuses péripéties de ces travaux, relatées en détail dans l'ouvrage de Mougin. Pendant la première moitié du 19ème siècle, les travaux furent essentiellement entrepris dans deux secteurs de la vallée : la partie aval du bassin de Sallanches, les digues se raccordant au pont de Saint-Martin et la section s'étendant du confluent du Giffre à Bonneville. En 1838, la situation était la suivante :

Digues construites avant 1824 :	9 481 m
" " entre 1824 et 1838 :	17 319 m
	<hr/>
	26 800 m
Digues restant à construire :	31 300 m

En dépit de l'achèvement des digues entre le pont de la Carbottaz et le pont de Saint-Martin dans le bassin de Sallanches, de quelques prolongements de digue en aval de Cluses et de constructions isolées sur le territoire de Thyez, de l'achèvement de la correction aux abords de Bonneville, les travaux ne progressèrent plus jusqu'à l'Annexion de la Savoie par la France en 1860. Tous les efforts des successeurs de Bard et les crédits attribués à l'endiguement servirent uniquement à entretenir et consolider les ouvrages de correction existants.

Tableau 3.1 : Les associations syndicales de riverains ayant pour vocation l'endiguement de l'Arve, en 1860. (Source : Mougin, 1914).

	Section d'endiguement	Longueur
1er Syndicat :	du confluent du Bon-Nant au pont de Saint-Martin.	5 855 m
2ème Syndicat :	du vieux pont de Cluses au confluent du Giffre.	8 725 m
3ème Syndicat :	du confluent du Giffre à l'extrémité aval des digues de Bonneville.	7 943 m
4ème Syndicat :	de l'extrémité des digues de Bonneville jusqu'au pont de Bellecombe.	8 527 m
5ème Syndicat :	du pont d'Etrembières à la frontière suisse.	3 850 m

Note : dans la cluse de l'Arve, il existe une lacune de 16 745 m séparant les deux premiers syndicats.

Après 1860, les travaux de correction de l'Arve furent déclarés d'utilité publique par le Gouvernement français. Il décida également de la constitution de quatre associations syndicales couvrant chacune une section de la rivière ; en 1871, un cinquième syndicat de riverains fut constitué dans la plaine alluviale d'Etrembières, jusqu'à la frontière suisse. L'Etat contribuait pour moitié au financement des digues, les riverains et le Département de la Haute-Savoie participant respectivement aux 9/20èmes et 1/20ème de la dépense. La responsabilité de l'endiguement fut confiée à l'ingénieur Faraguet du service des Ponts et Chaussées, qui dès 1863 dressait un bilan détaillé de l'état de l'endiguement depuis ses origines (Rapport de l'ing. Faraguet, 1863). Plusieurs projets virent le jour sous sa plume, mais furent tous ajournés parce que trop dispendieux ; ainsi, jusqu'en 1871, les seuls travaux entrepris furent des réparations aux digues existantes.

La création des syndicats de riverains constitua un échec. A l'exception du syndicat de Bonneville qui dès 1871 était opérationnel et assumait les réparations de la section endiguée, les autres ne réussirent jamais à assurer leur montage financier, ni à organiser un plan de lutte contre la rivière faisant l'unanimité. Aux grands syndicats organisés, établis par les décrets de 1860 vont être substitués de nombreux syndicats spéciaux, créés pour des opérations d'endiguement ponctuelles ou d'entretien des ouvrages existants : au 1er janvier 1909, ils étaient au nombre de treize, entre le Bon-Nant et le pont de Bellecombe (Mougin, 1914, p. 328-29). Ils firent augmenter de manière appréciable la longueur des sections endiguées, puisqu'à cette date les nouvelles digues construites depuis 1860 se répartissaient comme ci-dessous :

entre le confluent du Bon-Nant et le pont de Saint-Martin :	3 400 m
entre le pont de Saint-Martin et celui de Cluses :	1 540 m
entre le pont de Cluses et celui de Bonneville :	3 155 m
entre les ponts de Bonneville et de Bellecombe :	9 550 m
entre le pont d'Etrembières et la frontière suisse :	2 107 m
Total :	<hr/> 19 752 m.

Il est à noter que si de nombreux travaux furent effectués dans le bassin de Contamine sur Arve (notamment sous la cité de Bonneville), l'endiguement ne progressa pratiquement pas dans la plaine de Cluses, excepté la protection du territoire du Thyez en rive droite de l'Arve, entre 1895 et 1897. Dans la plaine alluviale d'Etrembières, la commune de Gaillard édifia une forte protection en rive droite, destinée à prévenir les érosions de la berge concave (Peiry, 1984). On dispose de peu de documentation sur les travaux effectués pendant la première moitié du 20ème siècle, aucune protection de grande ampleur n'ayant été effectuée pendant cette période. Ce fut avec la construction de l'autoroute Blanche au début de la décennie 1970 que l'on multiplia les protections et réalisa de nombreux rescindements de berge à Etrembières, en rive gauche de l'Arve au droit du confluent du Giffre, et surtout sur plusieurs méandres dans la cluse de l'Arve (Sogreah, 1970, 1971).

2.1.2 : Les techniques d'endiguement.

Les nombreux échecs de la correction, l'expérience progressivement acquise par les ingénieurs, le développement des moyens techniques font que les systèmes d'endiguement vont peu à peu gagner en solidité et se multiplier.

Au 18ème siècle, la technique la plus fréquemment utilisée était celle de la digue coffre ou digue "à arches" (Figure 3.1A) : il s'agissait "de parades assemblées à forme de coffre soutenus par des chevalets à deux jambes placés sur le devant et les queues enterrées sur le derrière (Architecte Amoudruz, 17 mars 1781 ; A.D.H.S. IVC 524). Chaque coffre mesurait généralement 25 pieds de longueur, 12 de largeur et 3,5 à 5 pieds de hauteur ; il était constitué de gros troncs de sapin assemblés et crossés. Les coffres étaient posés directement sur le sol après un simple

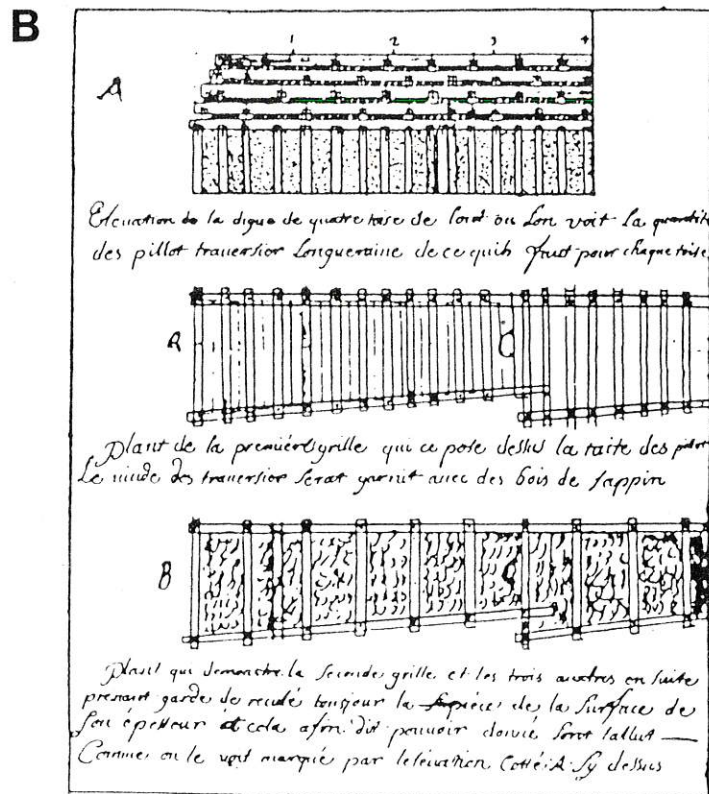
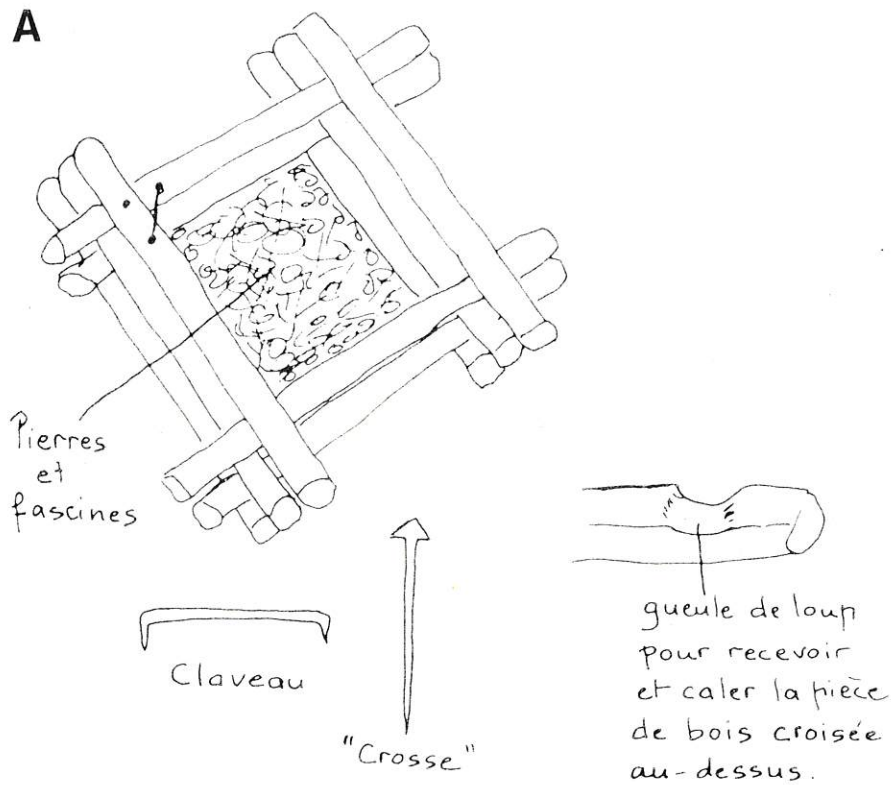


Figure 3.1 : Techniques d'endiguement au 18ème siècle : A) Digue "à arches" ; B) digue "à pilots" (Source : Rousset-Mestrallet, 1986).

aplanissement de la surface, puis remplis de fascines, elles-mêmes surchargées de galets pris dans le lit, sur une hauteur de 2,5 pieds. Ils étaient le plus souvent assemblés en épis, destinés à repousser le courant sur la berge opposée ou fermaient les bras de la rivière les plus menaçants.

On édifiait également des digues "à pilots" en bois de sapin, garnies de deux rangs de pieux espacés de 3 pieds (Figure 3.1B). Dans le sens de la longueur, les pieux étaient espacés de 2 pieds sur le premier rang directement exposé au courant et de 5 pieds sur le second rang ; ils étaient "plantés à la masse ou à la chèvre". Des longrines "au devant et en dedans des pilots du premier rang" constituaient l'armature de la protection. Entre les deux rangs de pilots, on disposait "un grillage de grosses et petites vernes de l'épaisseur de 6 pouces sur toute leur longueur". On plaçait ensuite "un lit de grosses et de petites pierres en garnissant bien les vides" (A.D.H.S. IVC 514, fol. 500) ; l'opération était répétée plusieurs fois jusqu'à ce que la digue atteigne la hauteur voulue. Outre leur peu de solidité, le principal inconvénient de ces digues était leur faible durée de vie, les bois et fascines pourrissant en l'espace de quelques années. Dès le 19^{ème} siècle, on leur préféra les digues maçonnes, plus solides mais aussi beaucoup plus chères.

Avant l'établissement du projet d'endiguement général de l'Arve par l'ingénieur Bard en 1820, le système d'endiguement le plus adapté fut longtemps discuté : en 1817, dans un premier projet refusé par les populations riveraines, l'ingénieur Sollier préconisait un endiguement longitudinal similaire à celui réalisé sur les rivières d'Italie et constitué de levées de terre engazonnées, garnies de fascines et de pierres sur le parement avant ; la terre devait être remplacée par les galets tirés du lit. Pour Bard, un endiguement en bois n'était pas concevable : "toutes les jeunes plantes de sapin de la Province n'auraient pas suffi et dans moins de 20 ans la plus grande partie aurait été pourrie" (A.D.H.S. 10 FS 33, 1817-25). Il fut soutenu par l'Intendant de la Province du Faucigny qui écrivait : "tous les ouvrages en gabionnages, clayonnages etc..., mêlés de terre ou de gravier et effectués jusqu'ici sur les rives de l'Arve n'ont jamais eu que la durée la plus éphémère, et sont, par cela même, tellement décriés dans le pays, que les propriétaires, menacés par la rivière préfèrent ne rien faire, s'ils ne peuvent opposer les travaux en pierre" (in Mougin, 1914, p. 304). Le système retenu fut donc celui d'un endiguement longitudinal insubmersible en pierre.

Le principe de la correction longitudinale était le suivant : le tracé du nouveau lit était fixé par le projet d'endiguement général de 1820. A l'étiage, on fermait les bras de tressage par des digues perpendiculaires à l'écoulement, afin de diriger les eaux selon le tracé prévu ; ces barrages étaient constitués de pieux et fascines. Le nouveau chenal était curé afin de l'établir à la largeur prévue dans le projet. Trois systèmes d'endiguement furent successivement exécutés : 1) les premières digues étaient formées d'un "mur à pierres sèches avec enrochement de défense, mais sans aucune chaussée d'appui en remblai" (Figure 3.2A) ; la hauteur du mur était fixée à 2,30 mètres, calculée pour écouler les plus fortes crues ; 2) les secondes furent fidèles au deuxième projet de l'ingénieur Bard, daté de 1824 ; elles étaient constituées d'un parement de pierres sèches de 50 centimètres d'épaisseur, incliné à 45 degrés, fondé à 20 centimètres de profondeur et appuyé sur une chaussée en remblai (Figure 3.2B). En pied de digue, des enrochements jetés à fonds perdus protégeaient le parement des assauts directs de la rivière. Le troisième type de digue était une simple jetée composée d'enrochements rangés en glacis. A l'usage, il s'avéra que ce furent ces deux derniers types de protections qui résistèrent le mieux aux assauts de la rivière (Figure 3.3).

Les successeurs de Bard modifièrent le système de correction en préconisant la construction de digues orthogonales : en 1849, l'ingénieur Marsano élaborait un projet de digues orthogonales insubmersibles distantes de 300 mètres et 194 mètres dans les courbes, afin d'endiguer l'Arve en aval de Bonneville jusqu'au pont de Bellecombe. En 1851, puis 1859, l'ingénieur Impératori soumettait des projets similaires : les digues orthogonales étaient destinées "à imprimer au moyen de leurs pignons inébranlables une direction invariable au cours de la rivière et à contenir les eaux troubles pour l'atterrissement des terrains à récupérer sur le lit de l'Arve" (Ing. Impératori ; A.D.H.S. 10 FS 35, 1850-59). D'après les auteurs des projets, les avantages de ce type de

correction était multiples : outre la bonification des terrains par le dépôt de limon en arrière des épis, le système était économique puisque n'étaient construites solidement que les extrémités des pignons et la face exposée directement aux eaux ; d'autre-part, on pouvait facilement changer la largeur à donner au lit en cas d'aménagement inefficace. Tous ces projets furent vivement rejetés par les populations riveraines qui n'avaient aucune confiance en ce système de correction ; ils souhaitaient un endiguement capable de protéger les terrains contre les inondations, ce ne permettait pas la correction par les épis et préféraient le système d'endiguement longitudinal continu insubmersible. C'est d'ailleurs celui-ci qui fut employé dans tous les travaux de protection ultérieurs.

2.2 : Les impacts géomorphologiques de l'endiguement.

Les travaux de génie civil du 19ème siècle ont provoqué d'importants changements de la dynamique de l'Arve. De manière classique, l'endiguement longitudinal est responsable d'un basculement du profil en long :

- Bravard (1987a, p. 295-301), reprenant les travaux de Moussa (1946) et Winghart et Chabert (1965), a étudié le basculement du canal de Miribel en amont de Lyon : après environ 15 ans, le creusement du canal de Miribel entre 1848 et 1858 a provoqué, une sensible aggravation des crues dans la partie aval du canal, alors que leur niveau à Lyon restait en dessous des cotes maximales. Très rapidement, on s'aperçut que le lit s'enfonçait à l'amont et au contraire s'exhaussait à l'aval de la section canalisée, ce que confirmaient des levés répétés de la ligne d'eau. Malgré des tentatives multiples de correction du basculement, le phénomène s'est poursuivi jusqu'à un nouvel état d'équilibre, atteint dans les années 1930. Globalement, l'enfoncement du lit en un siècle est de 4 mètres dans la partie amont du canal et celui-ci s'est exhaussé de 5,50 mètres à son extrémité aval ;

- sur la Drôme, l'endiguement longitudinal de la rivière par sections après 1770 a également provoqué un basculement du lit : on a observé un creusement des fonds supérieur à 2 mètres à l'amont et une élévation des graviers à l'aval. "Toutes les observations faites sur la Drôme depuis près de deux siècles, confirment les théories concernant l'influence des endiguements étroits sur l'équilibre du profil en long des rivières. Chaque rétrécissement entraîne localement une érosion plus forte du lit. Un nouvel équilibre ne peut s'établir qu'au prix d'une diminution de pente" (Gemaehling et Chabert, 1962) ;

- sur l'Arve, on va voir que l'endiguement des sections tressées a provoqué de multiples changements de la dynamique fluviale, en partie analysés grace aux documents d'archive.

2.2.1 : Le basculement du lit en amont de Bonneville.

Dans le bassin de Cluses, les modifications de profil en long consécutives à l'endiguement ont été mises en évidence par la confrontation de deux profils en long (voir Figure 2.13). En amont de Bonneville, l'absence d'un suivi de la ligne d'eau ne permet pas de démontrer graphiquement le phénomène de basculement du lit ; cependant, de nombreux textes et documents témoignent des changements de la dynamique. La section endiguée de Bonneville a été choisie, car c'est ici que le phénomène s'est manifesté avec le plus de force et que les facteurs qui l'ont favorisé sont les plus complexes. Elle sera considérée comme démonstrative d'un processus qui a touché à des degrés divers toutes les sections endiguées de la vallée de l'Arve.

1) Dès leur édification, les digues eurent un premier impact direct, sous l'effet de la concentration des écoulements et de l'accroissement de la force tractrice qui en est résulté : "lorsque la rivière se trouve placée dans son nouveau lit, elle s'enfoncé ordinairement de 3 mètres et creuse même jusqu'à 6 mètres de profondeur lorsque le moindre obstacle d'une rive la dirige contre le bord opposé, et quoique le courant de l'eau ne s'établisse pas toujours à cette dernière profondeur, il n'y enfonce pas moins les digues commencées qui disparaissent quelquefois entièrement dans une seule crue" (Rapport ing. Bard, 1831; A.D.H.S. 10 FS 34, 1830-39). L'ingénieur Bard observa donc un rapide affouillement du pied de digue qui compromettait la stabilité des ouvrages et obligeait à de perpétuelles recharges de la jetée en enrochements protégeant la digue. C'est à ce phénomène, non prévu initialement, que fut attribué le dépassement considérable des dépenses d'endiguement, le seul moyen de stabiliser le pied de digue étant de jeter des enrochements "à fonds perdus", jusqu'à ce que cessent les affouillements.

2) Dans le chenal de Bonneville, les premiers signes d'un basculement de la ligne d'eau se produisirent dès 1843, alors que l'endiguement de la section n'était pas encore terminé. C'est l'exhaussement de la ligne d'eau dans la partie aval de la section corrigée qui apparut le plus préjudiciable et qui constitua le principal objet de mécontentement des populations riveraines : comme l'écrivait un habitant de Bonneville en 1845, "les terrains qui n'étaient sujets avant les travaux de diguement, qu'à des inondations rares et fugitives souffrent aujourd'hui mille fois davantage du déversement périodique des eaux de l'Arve, qui après avoir rompu les digues où elles les trouvent plus faibles, stationnent dans les champs qu'ils sont bientôt réduits à l'état de marais sur une superficie de 800 journaux" (A.D.H.S. 10 FS 34, 1840-49).

En 1849, l'Adjudant du Génie Dompmartin faisait la constatation suivante : "le lit de l'Arve est plus élevé que les plaines sur le derrière des digues. Il en résulte que lors des grandes crues, toutes les eaux font irruption, soit par les brèches, soit par submersion sur les digues dont le couronnement est trop bas, restent dans ces plaines et ne rentrent à la rivière que par infiltration lorsque l'Arve est basse. Il en résulte sur toute l'étendue de la plaine et à la porte même de la ville, des dépôts d'eau stagnante dont les miasmes répandent une odeur infecte durant les chaleurs et produisent des fièvres et autres maladies" (Rapport Adj. du Génie Dompmartin, juin 1849 ; A.D.H.S. 10 FS 34, 1840-49).

A proximité du pont de Bonneville la situation fut rapidement critique : "sans pluie, par le seul effet de la fonte des neiges des montagnes, les eaux de la rivière se sont élevées au dessus des digues et ont fait refluer sur les terres les torrents et les ruisseaux qui y aboutissent" (Délibérations du Conseil de Bonneville, 22 mai 1847 ; A.D.H.S. 10 FS 34, 1840-49). Certains plaignants estimaient que sous le pont, les graviers s'étaient accumulés sur au moins quatre mètres de hauteur. Cette accumulation de la charge de fond entraîna une augmentation de la fréquence d'inondation de Bonneville : en novembre 1852 par exemple, les digues ont presque partout été surmontées, aussi bien en amont qu'en aval du pont. Pardé (1931, 1940) a démontré l'exhaussement du lit par un suivi de l'évolution des niveaux de crue atteints à l'échelle limnimétrique du pont de Bonneville, sur une période de près de 90 ans (Tableau 3.2). Ce recensement montre une tendance à la hausse progressive du niveau, sans pour autant que les crues soient plus fortes que les précédentes : "autrefois, un maximum de 2,40 mètres eût représenté un fort débit ; il n'en fut pas de même en octobre 1930" (Pardé, 1930) ; lors de cette crue, le Service Hydrographique Suisse évaluait le pic de débit à $400 \text{ m}^3/\text{s}$. Son constat fut identique après la crue de septembre 1940.

Le processus de basculement du profil en long se traduit par d'importants ajustements de la pente : d'après un levé topographique de l'ingénieur Impératori en 1854, la pente moyenne du lit avoisinait 0,0019 dans la partie amont du chenal corrigé ; celle-ci était initialement de 0,0027 et son ajustement provoqua une incision de 2,40 mètres à l'extrémité amont de la section endiguée (Mortillet, 1856). La pente diminuait à moins de 0,0013 au débouché des digues.

Tableau 3.2 : Evolution des niveaux de crue à l'échelle limnimétrique du pont de Bonneville (Source : Pardé, 1931 ; 1940).

Date de la crue	Hauteur mesurée à l'échelle du pont de Bonneville
20 août 1852 :	2,35 m
16-17 septembre 1852 :	2,50 m
1er novembre 1859 :	> 2,50 m
13 août 1866 :	2,50 m
25 mai 1878 :	2,70 m
3 octobre 1888 :	2,45 m
13 novembre 1895 :	2,97 m
14 janvier 1899 :	2,42 m
13 mai 1902 :	2,45 m
26 juin 1910 :	2,89 m
6 août 1914 :	2,75 m
23 décembre 1918 :	2,72 m
30 octobre 1930 :	> 2,82 m
15 septembre 1940 :	3,04 m

3) La correction du chenal provoqua également d'importantes modifications du modèle géomorphologique au sortir des digues, notamment l'aggradation du lit et une forte instabilité latérale du chenal. De tels changements étaient observés dès le début de l'édification des digues en amont de Bonneville, ce qui traduit la rapidité et la vigueur avec laquelle se produit la réponse du cours d'eau : "l'Arve, comme les autres rivières qui charrient beaucoup de gravier, dépose et exhausse son lit là où elle cesse d'être diguée, pour se jeter avec force par une pente double et même triple presque à angle droit sur les propriétés latérales qu'elle emporte et corrode plus fortement qu'avant la construction des digues (...) ; cela arrive à chaque nouveau prolongement" (Rapport ing. Bard, 24 août 1833 ; A.D.H.S 10 FS 34, 1830-39). Dès que l'endiguement eut atteint Bonneville, c'est en aval de la ville que se produisit le phénomène : "les graviers charriés jusqu'au débouché des digues s'amoncellent et forment un cône de déjection qui tend toujours à étendre sa base par les nouveaux graviers charriés et élèvent son sommet ; alors il en dérive un exhaussement successif du lit dans la partie supérieure " (Rapport ing. Impératori, 19 février 1854 ; A.D.H.S. 10 FS 35, 1850-59). D'après ce même rapport, la pente s'établissait à 0,0013 au débouché des digues ; à partir du sommet du cône, elle augmentait brutalement jusqu'à atteindre 0,0026.

La figure 3.4 met en évidence les modifications du modèle fluvial, liées aux travaux d'endiguement amont. Si dans la partie aval de la basse plaine de l'Arve subsistait un modèle à "chenaux divagants", semblable à celui que présentait la rivière en 1730 (voir chapitre précédent), il n'en était plus de même aux abords de Bonneville, où l'on observa une recrudescence de l'activité du tressage et des migrations rapides du lit par avulsion :

- en 1869, un cône de déjection est en cours d'édification au sortir des digues longitudinales. La rivière tend à ouvrir de nouveaux bras latéraux, quittant brutalement l'axe d'écoulement imposé par les travaux de correction ;

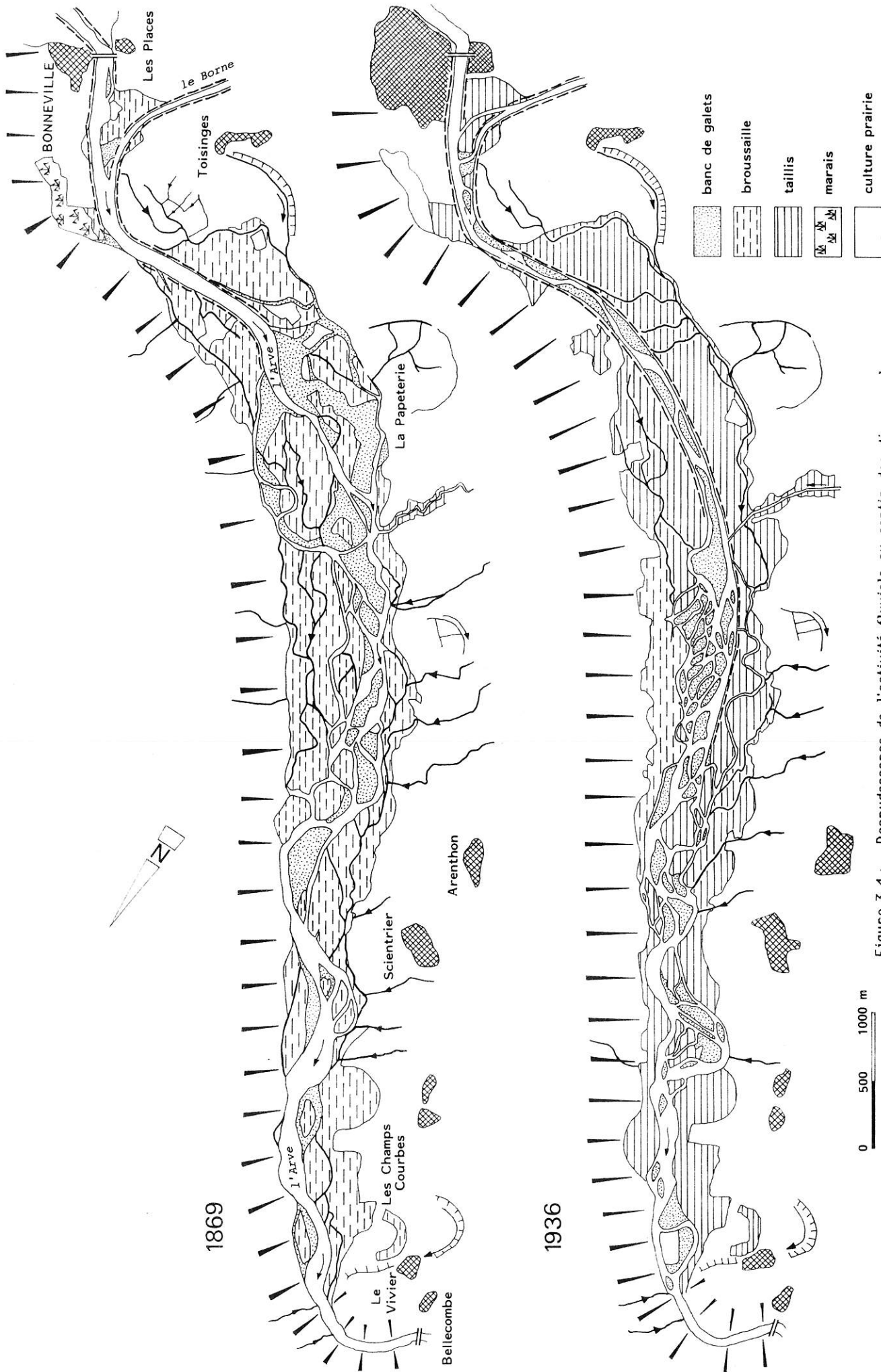


Figure 3.4 : Recrudescence de l'activité fluviale au sortir des digues ; la charge déstockée dans la partie amont du chenal se dépose en édifant un cône de déjection, dès l'élargissement de la section d'écoulement (1869 : Service du Cadastre ; 1936 : I.G.N.).

- en 1936, soit 90 ans après l'endiguement de l'Arve dans le couloir de Bonneville, les digues ont été prolongées vers l'aval, afin de favoriser l'accélération des écoulements aux abords de la ville et de favoriser la reprise en charge des matériaux qui s'y sont déposés. L'accumulation graveleuse au débouché des digues est importante, comme en témoigne la fréquence des formes de stockage que sont les bancs ; l'activité du tressage est forte et favorise d'intenses divagations et attaques des berges, en particulier sur la rive droite non protégée.

Une telle recrudescence de l'activité du tressage au débouché des digues est un phénomène classique qui peut être généralisé à la plupart des cours d'eau intra-montagnards alpins : Gemaheling et Chabert (1962) l'ont mis en évidence sur la Drôme, après son endiguement partiel au 18^{ème} siècle. On a signalé, dans le chapitre précédent, que c'était probablement l'une des causes de l'instabilité du lit de l'Arve dans le bassin de Cluses au 19^{ème} siècle; l'étude du modèle géomorphologique de l'Arve en aval de la section endiguée de Sallanches aurait permis une démonstration identique. Comme le montrera l'étude des causes du basculement de profil, elle provient en partie d'une recrudescence des apports solides, la déstabilisation du lit endigué amont provoquant d'importants remaniements sédimentaires.

2.2.1 : les causes du basculement du profil en long.

D'une manière générale, plusieurs processus sont responsables de la modification de la dynamique fluviale dans les sections endiguées :

- le recouplement des sinuosités provoque une augmentation de pente au delà du seuil d'équilibre ; cela nécessite l'ajustement du profil en long pour retrouver une pente plus faible. La réduction de la largeur de l'écoulement augmente la force tractrice dans le chenal corrigé et provoque l'érosion du lit. La modification des paramètres géométriques du lit va donc dans le sens d'un accroissement des processus d'érosion dans le chenal qui favorise l'augmentation des transits sédimentaires dans la section endiguée ;

- au débouché des digues, la brutale modification de la section d'écoulement et la chute de compétence qui en résulte provoquent le dépôt de la charge de fond et l'édification d'un cône de déjection. Il s'ensuit l'exhaussement du lit et une réduction de la pente sur la partie proximale du cône, d'autant plus rapide que les apports graveleux amont ont augmenté ; elle se répercute par contrôle aval sur l'extrémité inférieure de la section endiguée qui s'exhausse également.

La recherche, dans les textes anciens, des causes du basculement dans la section endiguée de Bonneville montre qu'il résulte de la conjonction de facteurs locaux multiples, venant s'ajouter aux causes classiques que l'on vient de développer :

- en 1849, Domp martin rendait le mauvais état des digues en partie responsable de l'exhaussement du lit : "lors des crues les eaux du cours de l'Arve sortent par des brèches pour vagabonder dans les plaines, diminuent d'autant le volume d'eau de la rivière et par conséquent la force motrice qu'il lui faut pour charrier tous ces graviers (...) qui contribuent si fort à élever le lit" (Rapport Adj. du Génie Domp martin, juin 1849 ; A.D.H.S. 10 FS 34, 1840-49). D'après Domp martin, environ le 1/4 du débit de crue passait par les brèches et ces eaux, loin de favoriser la bonification des terres par limonage, étaient suffisamment actives pour provoquer leur érosion. Ce problème ne fut définitivement réglé qu'après 1855, avec la réparation et l'exhaussement des digues en amont de Bonneville ;

- la largeur excessive du lit au niveau du pont de Bonneville est également le facteur que l'on retrouve le plus fréquemment signalé dans la correspondance administrative du 19^{ème} siècle. Outre les pertes de charges favorisées par la forte courbure du chenal à l'entrée de la ville, le lit

était en ce point large de 112 mètres, provoquant le ralentissement de l'écoulement et la sédimentation de la charge graveleuse. En 1845, un projet de l'ingénieur Marsano prévoyait de coupler les digues longitudinales avec des épis complémentaires, afin de réduire la largeur du lit à 85 au lieu de 112 mètres et de limiter la chute de compétence de la rivière. Les travaux ne furent, semble-t-il, jamais exécutés. Cependant, on rectifia le lit et ferma deux des cinq arches du pont, afin de faire s'écouler les eaux sous les trois arches centrales, ce qui aurait dû permettre d'accélérer la vitesse de l'écoulement et d'éviter l'accumulation graveleuse (Délibérations du Conseil de Bonneville, 19 avril 1845 ; A.D.H.S. 10 FS 34, 1840-49) ;

- tout au long du 19ème siècle, le phénomène d'exhaussement fut accentué par la position du confluent du Borne qui se jetait dans l'Arve environ 200 mètres en aval du pont de Bonneville. Les apports conjoints des deux cours d'eau et la chute de compétence qui résulte de l'effet de confluence conduisirent à l'engorgement du lit et accélèrent l'exhaussement de la rivière. A cette époque, les apports graveleux du Borne étaient considérables témoignant du dynamisme de l'affluent. D'autre-part, celui-ci subissait le contre-coup de son endiguement sur le cône alluvial, après 1765 : dans la partie amont du cône, le chenal s'était encaissé de 1,45 mètre (Mortillet, 1856), tandis qu'à l'aval, le Borne avait élevé son lit "d'environ 10 à 12 pieds au dessus du niveau qu'il occupait lors de la construction du pont qui le traverse" (Corresp. Chabouz, 24 avril 1849 ; A.D.H.S. 10 FS 34, 1840-49). Par ailleurs, l'affluent rejoignait l'Arve perpendiculairement à son tracé ; cet angle de confluence ne permettait pas une bonne reprise en charge par l'Arve des graviers abandonnés par le Borne (Délibérations du Conseil de Bonneville, 12 juin 1849 ; A.D.H.S. 10 FS 34, 1840-49). Par la suite, les travaux successifs entrepris à proximité de Bonneville consistèrent à aménager la zone de confluence. On éloigna progressivement l'affluent de la ville en rectifiant son lit et favorisa une meilleure évacuation des dépôts graveleux, en diminuant l'effet d'eau calme engendré par la jonction des deux cours d'eau, par une modification l'angle de confluence ;

- il faut encore signaler l'influence probable du Bronze sur la dynamique des transports solides qui transitaient dans la section endiguée de Bonneville. La petite rivière torrentielle qui se jette dans l'Arve dans la section corrigée, était dès le 18ème siècle en pleine activité morphogénique. Au milieu du 19ème siècle, la solution préconisée pour limiter les apports du Bronze était de favoriser le piégeage de la charge avant qu'elle n'atteigne l'Arve ; mais à notre connaissance, jamais aucun aménagement ne fut réalisé dans ce but sur le cône de déjection de l'affluent.

En définitive outre la chenalisation, l'impact majeur des travaux d'endiguement est la modification de la répartition de la charge graveleuse dans la plaine alluviale. Les travaux d'endiguement et les ajustements de la dynamique fluviale qui ont suivi la correction ont favorisé des processus d'érosion et de transfert de la charge dans le chenal corrigé, de redépôt de la charge graveleuse sur les cônes alluviaux édifiés au sortir des digues. L'endiguement longitudinal est donc à l'origine d'une nouvelle géographie des accumulations graveleuses ; les extracteurs ne s'y sont d'ailleurs pas trompés, puisque la plupart des zones de prélèvement dans le lit majeur de l'Arve sont situées au débouché des tronçons endigués.

3) LA DRAMATIQUE TRANSFORMATION CONTEMPORAINE DE LA DYNAMIQUE FLUVIALE.

3.1 : Les manifestations géomorphologiques d'un changement de la dynamique fluviale.

Un **chenal naturel** en équilibre dynamique s'établit sur la base de la combinaison d'éléments morphologiques, acquis pour un débit et une charge donnés (Hickin, 1983) ; il dispose d'au moins huit degrés de liberté pour changer : la largeur, la profondeur, la granulométrie des sédiments, le volume des transports solides, la vitesse de l'écoulement, la pente, la rugosité du fond et le tracé en plan. Dans un **chenal artificiel**, un certain nombre de degrés de liberté sont supprimés ou restreints : ainsi, le tracé en plan de l'Arve dans les sections endiguées, la largeur maximale de son lit sont des paramètres géomorphologiques fixés une fois pour toutes au moment des travaux. Néanmoins, il subsiste de nombreuses possibilités de réponse par réaction : chaque perturbation des flux hydriques ou de la charge alluviale va provoquer l'adaptation du chenal et la recherche d'un nouvel équilibre, résultant du jeu des paramètres.

La transformation de la dynamique fluviale sous l'effet d'un accroissement de la pression anthropique s'est produite sur pratiquement la totalité du cours de l'Arve dans sa plaine alluviale, aussi bien dans des sections de la rivière peu perturbées par les travaux d'endiguement que dans les tronçons corrigés. Les premiers signes d'un changement géomorphologique sont probablement apparus au début de la décennie 1950. Celui-ci s'est manifesté par une modification de la géométrie du lit et du style fluvial de l'Arve, dans les sections non endiguées du bassin de Sallanches, de Cluses et de Contamine sur Arve, mais aussi dans les sections étroitement chenalisées par l'endiguement du 19ème siècle, comme par exemple dans la section endiguée de Bonneville. On examinera successivement quels ont été les impacts des perturbations anthropiques sur la dynamique fluviale sur ces deux types de sections.

3.1.1 : L'évolution des sections non-endiguées.

L'analyse des sections non-endiguées de la plaine alluviale va mettre en évidence l'ampleur des modifications géomorphologiques intervenues en quelques décennies. De tels changements ne sont pas un phénomène unique au cours de l'Holocène, comme on a pu le démontrer dans le premier chapitre de cette étude ; par contre, leur originalité est due à leur extrême rapidité, ce qui traduit le rôle considérable qu'a aujourd'hui l'homme sur la dynamique du milieu naturel. Le caractère particulièrement spectaculaire des changements touchant le système fluvial a pour origine sa grande faculté à répondre à toute stimulation d'origine naturelle ou anthropique. La rapidité et l'ampleur de la réponse sont renforcées dans les systèmes fluviaux de montagne, où la vigueur des pentes, l'abondance des écoulements engendrent des cours d'eau énergiques et une dynamique fluviale extrêmement active. On analysera les changements géomorphologiques affectant le lit de l'Arve dans les trois grandes sections n'ayant jamais été endiguées de manière continue : le bassin de Sallanches en aval du confluent du Bon-Nant ; le bassin de Cluses jusqu'au confluent du Giffre ; le bassin de Contamine sur Arve entre Bonneville et le pont de Bellecombe.

a) Méthodologie.

C'est le suivi des paramètres géomorphologiques du chenal qui permet de caractériser les changements de dynamique de la rivière :

1) les profils de la ligne d'eau ont été levés régulièrement à la suite des premières manifestations d'un changement de dynamique. On les a recensés dans diverses études réalisées pour le compte des Administrations responsables de la gestion du cours d'eau et compilés à des fins de comparaison. Le profil en long de référence est celui de 1912-13, établi sur l'ensemble du cours de l'Arve et de ses principaux affluents par le Service des Grandes Forces Hydrauliques. Des suivis partiels de l'évolution du profil en long de la rivière ont été effectués à diverses reprises à partir de 1962, d'une manière générale lors de l'étiage de la rivière ; le dernier en date a été dressé en 1982 entre le confluent du Giffre et le pont de Bellecombe ;

2) l'évolution du style fluvial est décrite par l'analyse des modifications affectant le tracé en plan de la rivière. La fréquence des prises de vue aériennes de l'Institut Géographique National permet une analyse fine des changements. Ils seront présentés sur une série de croquis diachroniques, décrivant l'état de la rivière à des dates fixées ;

3) les paramètres de la géométrie du lit (largeur, profondeur, sections d'écoulement, ratio largeur/profondeur...) n'ont semble-t-il jamais été suivis sur l'Arve. Un seul état est connu par une série de profils en travers, celui de 1982, alors que les plus forts changements s'étaient déjà produits. C'est pour cette raison que son intérêt demeure limité.

b) La chute générale de la ligne d'eau dans la plaine alluviale.

La manifestation la plus spectaculaire du changement est la chute générale de la ligne d'eau de la rivière dans les différentes sections non aménagées de la plaine alluviale.

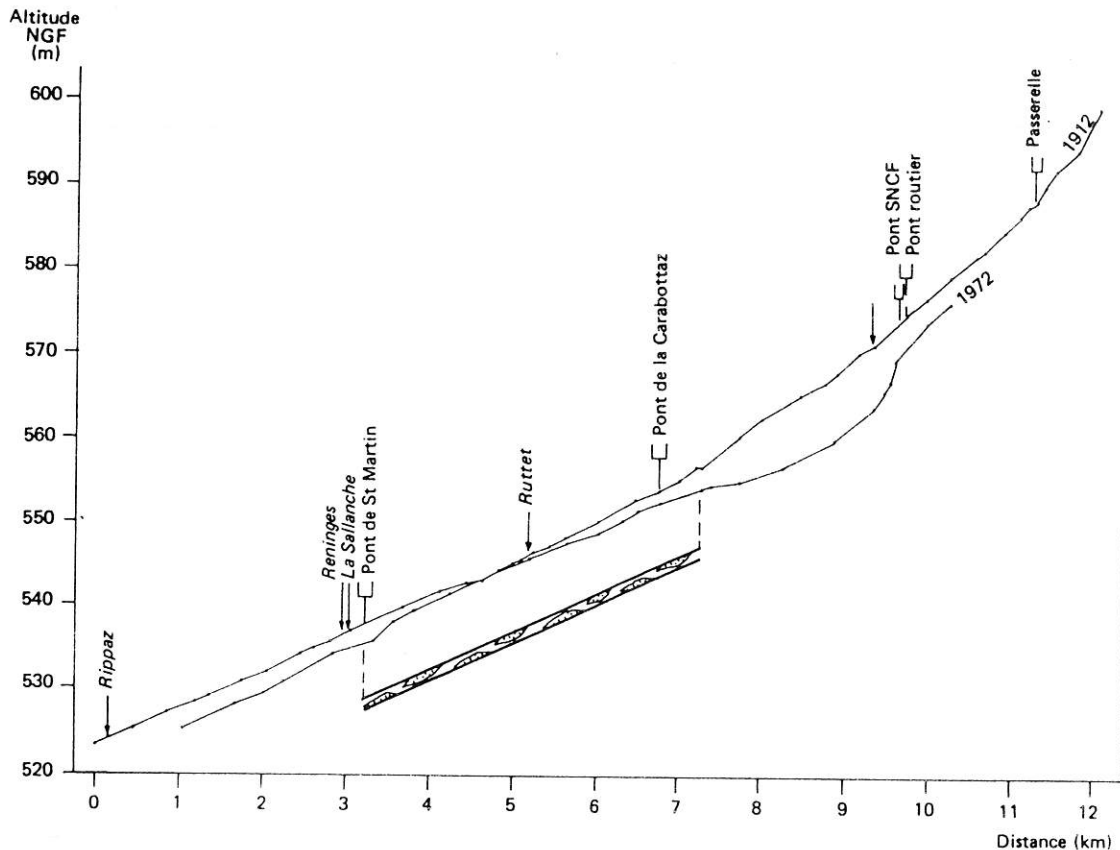


Figure 3.5 : Incision du chenal de l'Arve dans le bassin de Sallanches entre 1912 et 1972 (d'après les données du Service des Grandes Forces Hydrauliques, 1912 et de Sogreah, 1973).

1) C'est **dans le bassin de Sallanches** que la chute de la ligne d'eau atteignait le plus rapidement des valeurs record, puisqu'elle dépassait 8 mètres en 1972 (Figure 3.5). Elle approcherait actuellement 12 mètres (B. Lefèvre, Sogreah ; communication personnelle). Cette incision caractérisait un changement radical de dynamique fluviale par rapport à la période précédant la seconde guerre mondiale, puisqu'avant 1945, "il semble que le lit ait été sensiblement stable, et même qu'il ait été nécessaire d'encourager les extracteurs pour absorber les excédents d'apport de matériaux de l'Arve qui auraient eu tendance à exhausser le lit" (Sogreah, 1973, p. 3). Ajoutons immédiatement que c'est le développement extraordinairement rapide des extractions de gravier dans le lit mineur, dès le début de la décennie 1950, qui est le principal responsable de la profonde chute de la ligne d'eau de l'Arve dans le bassin de Sallanches, comme d'ailleurs sur toutes les sections de sa plaine alluviale. En aval du confluent du Bon-Nant, les premières conséquences des extractions sur la stabilité du lit sont apparues vers les années 1955-56 et n'ont cessé de s'amplifier depuis cette date.

Cette dramatique incision s'est également manifestée avec une intensité moindre dans la partie inférieure de la plaine de Sallanches, à l'aval de l'étranglement causé par les cônes de déjection des torrents de la Sallanches et de Reninges. Jusqu'en 1962, cette section demeurait peu perturbée par les interventions anthropiques de toutes natures. A la suite de la chenalisation du lit, de la construction du bassin de sédimentation de Reninges immédiatement en amont de son confluent avec l'Arve et des extractions de gravier, l'abaissement du lit dépassait en moyenne deux mètres entre 1962 et 1972.

Entre ces deux sections, le tronçon endigué par les Sardes au cours du 19^{ème} siècle demeurait sensiblement stable. Si dans un premier temps, les digues ont favorisé une adaptation du profil en long à la nouvelle géométrie du lit et en particulier une modification des pentes d'équilibre, par la suite, elles ont permis une fixation définitive du lit. L'hypothèse d'un renforcement du pavage du lit, engendré par la concentration progressive de blocs de granulométrie dépassant la compétence de l'écoulement ne peut être écartée. Celui-ci se serait mis en place lors des réajustements de la pente, consécutifs à l'endiguement sarde et en particulier au processus de basculement du lit endigué. Ce **pavage d'incision** diffère du simple **pavage hydraulique**, appelé aussi **armurage**, traduction du terme "armouring" employé par les auteurs anglo-saxons. Une synthèse bibliographique sur la question a été récemment effectuée par Malavoi (1986) :

- le pavage hydraulique ou armurage est acquis à la décrue par ségrégation superficielle des particules graveleuses. D'après Bray et Church (1980), le terme doit être restreint au cas où la population grossière de la couche de surface est approximativement identique à celle de la sub-surface, mais débarrassée des fines. Sa présence signifierait que la rivière a connu une période plus ou moins longue de débit inférieur au seuil d'entraînement des éléments grossiers, mais supérieur au débit critique de mise en mouvement des particules fines (Malavoi, op. cit.);

- les études granulométriques effectuées à l'aval des ouvrages hydro-électriques ont montré que l'incision du chenal, résultant du blocage de la charge graveleuse dans le réservoir, provoquait une augmentation progressive de la taille de la médiane des matériaux de surface. Sur 20 sites d'échantillonnage, établis sur 7 cours d'eau anglais incisés, Hey et Thorne (1983) montrent que la médiane de la couche de surface est 1,5 à 3 fois supérieure à celle de la sub-surface. Les processus de transport sélectif des sédiments et l'absence d'un renouvellement du stock graveleux du chenal sont responsables de la naissance de ce pavage d'incision. Il minimise la profondeur d'enfoncement du chenal, par augmentation progressive de la rugosité du lit et diminution de la fréquence de mise en mouvement des galets composant le lit (Richards, 1982, p. 245).

Dans la section corrigée, la confluence du torrent des Ruttets, drainant une partie du versant Sud de la chaîne des Fiz, n'est peut-être pas indépendante de la bonne résistance du chenal à l'enfoncement : lors des laves torrentielles, l'injection dans la rivière de blocs de forte taille

dépassant la compétence de l'écoulement, peut avoir contribué à la stabilisation du lit ; on observera que l'incision est minimale au droit de son cône de déjection.

Le suivi de la ligne d'eau n'est pas la seule méthode qui permette de mettre en évidence la chute de la ligne d'eau : Pieri (1983) démontre l'incision récente de la Durance par un suivi de l'abaissement de la nappe d'accompagnement de la rivière. Sur l'Arve, une telle étude n'a pas été possible, aucun piézomètre n'étant implanté depuis suffisamment de temps en bordure de cours d'eau. Cependant, le suivi physico-chimique de l'eau d'un pompage implanté dans la plaine alluviale de l'Arve à Domancy, en amont de la ville de Sallanches, a permis d'enregistrer le changement : entre 1960 et 1984, la résistivité a fortement décliné et les teneurs en sulfates ont subi une évolution inverse (Figure 3.6). L'explication de ce changement réside probablement dans la part respective que prennent les apports de l'Arve et des écoulements fortement minéralisés des versants dans l'alimentation du pompage : l'incision aurait provoqué une chute des apports phréatiques de la rivière, au détriment de la qualité des eaux pompées à Domancy.

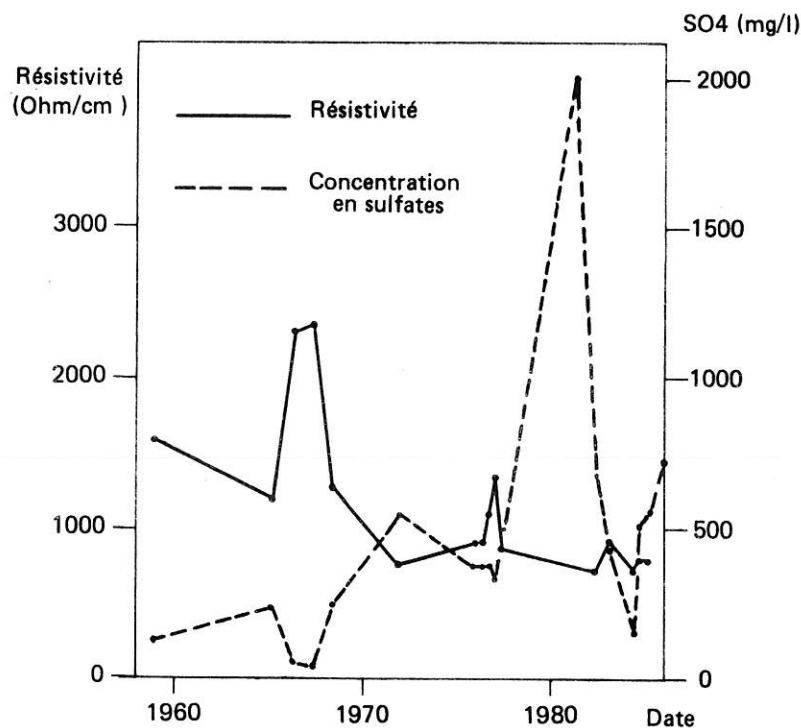


Figure 3.6 : Evolution de la physico-chimie des eaux du pompage de Domancy (bassin de Sallanches), entre 1960 et 1985, en relation avec le processus d'incision de l'Arve (Source : D.D.A.74).

2) **Dans le bassin de Cluses**, la chute de la ligne d'eau a été tout aussi dramatique (Peiry, 1987a). La compilation des multiples profils en long levés sur cette section entre 1962 et 1981 et leur comparaison avec les profils de 1856 et 1912 décrit en détail l'incision (voir Figure 2.13). La tendance à la lente aggradation qui prévalait à la fin du 19ème siècle et peut-être pendant la première moitié du 20ème siècle s'est inversée dès 1950. L'incision a été brutale et de grande ampleur, puisqu'en 1981, elle était comprise entre un minimum de 3 mètres au confluent du Giffre et un maximum de 10 mètres à l'aval de Cluses, au droit du pont de la Sardagne. En ce point, l'érosion était partiellement stoppée par un seuil protégeant le pont et limitée à un maximum de 2,50 mètres.

Pendant la même période, la pente moyenne de la rivière diminuait de 0,0028 en 1912 à 0,0018 en 1981. Dans le détail, deux sections peuvent être distinguées : 1) en amont du pont d'Anterne, sur une distance de 1,5 kilomètre, la pente est raide, en moyenne 0,0031, localement 0,0050 ; c'est actuellement une zone où les processus d'érosion régressive sont très actifs ; 2) sur la plus grande partie du cours amont, la pente est beaucoup plus faible, en moyenne 0,0013 et même parfois inférieure à 0,0010. Cette tendance à la réduction de la pente du chenal résulte de l'ajustement des paramètres décrivant la géométrie du chenal, en réponse aux changements conjoints de l'hydrologie et de la fourniture sédimentaire ; on décrira plus loin ces processus induits par l'homme.

La tendance à la réduction de la pente du chenal est renforcée par la présence de l'épaisse formation sédimentaire fine, enfouie sous la couverture graveleuse holocène. Le sommet du remblaiement fin est généralement tourbeux. Si, dans un premier temps, cette tourbe a opposé une bonne résistance à l'incision du fait de sa forte cohésion, la vitesse de l'abaissement du lit s'est accélérée, dès que les couches sablo-limoneuses sous-jacentes ont été atteintes (Sogreah, 1981). La pente d'équilibre du lit étant partiellement dépendante du calibre des sédiments, une grande partie de l'incision a été acquise du fait de la nécessité pour le cours d'eau d'adapter sa pente à un chenal à fond limoneux (voir Figure 1.22).

3) L'incision s'est également produite dans la **plaine alluviale de Contamine sur Arve** ; cependant, elle n'a jamais atteint la forte profondeur de celle des sections situées en amont : elle ne dépasse jamais un maximum de 4 mètres, même à proximité de Bonneville (Figure 3.7). L'abaissement du lit se réduit régulièrement de l'amont vers l'aval, à partir de la confluence avec le Foron de la Roche. Elle est nulle au pont de Bellecombe, point où la rivière s'encaisse dans les terrasses de retrait glaciaire de la basse vallée de l'Arve.

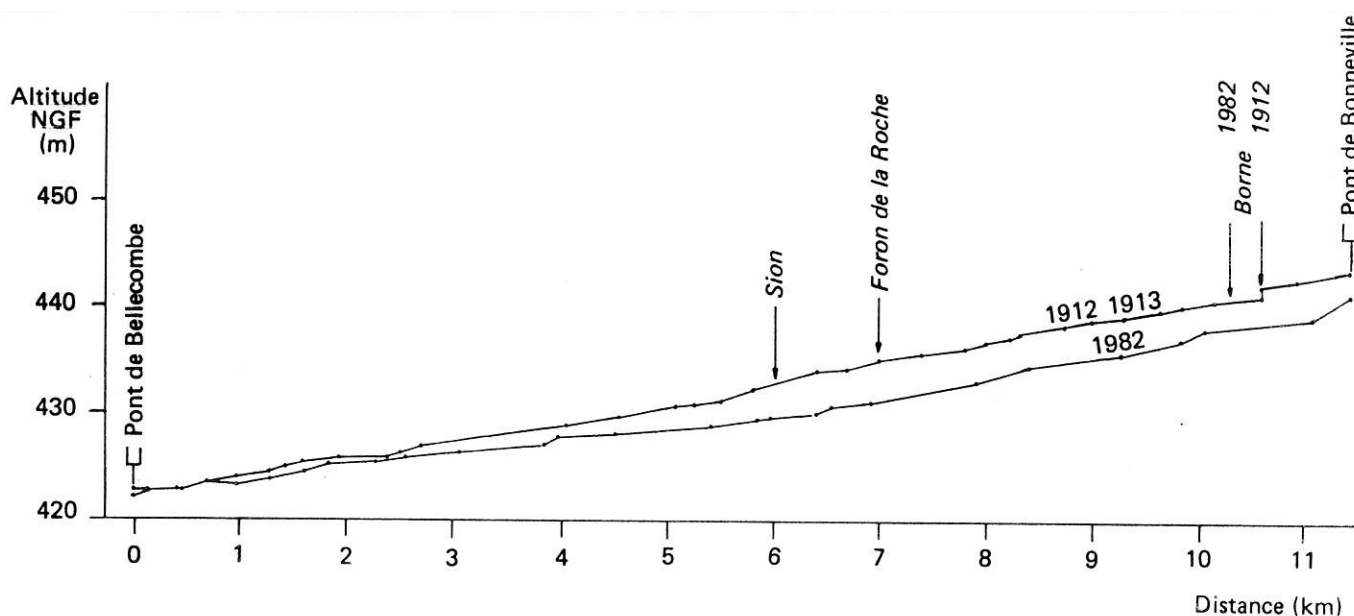


Figure 3.7 : Incision du chenal dans le bassin de Contamine sur Arve, entre les pont de Bonneville et de Bellecombe (d'après les données du Service des Grandes Forces Hydrauliques, 1912 et de Sogreah, 1983).

La comparaison des pentes moyennes actuelles avec celles de 1912 montre une tendance globale à leur affaiblissement. Dans le détail, plusieurs sections ayant des comportements différents peuvent être individualisées : 1) entre le pont de Bonneville et le confluent du Borne s'opposent un court tronçon amont, dont la pente excède 0,0045 et un tronçon aval dont la pente à l'étiage ne dépasse guère 0,0010 sur 800 mètres environ ; 2) entre les confluent du Borne et du Foron de la Roche, la pente moyenne de 0,0020 est légèrement plus forte que celle de 1912 qui était de 0,0018 ; 3) entre les confluent du Foron et du Sion la pente du lit est actuellement 0,00135, contre 0,0020 en 1912 ; 4) entre le Sion et le pont de Bellecombe, la pente est d'abord sensiblement la même que dans la section supérieure ; elle est ensuite approximativement identique à celle de 1912, soit en moyenne 0,0018, le lit n'ayant que peu été affecté par le processus d'incision : il est probable que le seuil molassique du pont de Bellecombe a minimisé l'abaissement du lit dans cette section, par contrôle aval.

4) L'évolution de la ligne d'eau de l'Arve **dans les sections encaissées** de son cours n'a pas été aussi dramatique que dans les bassins alluviaux intra-montagnards :

- dans la cluse de l'Arve, le profil en long, contrôlé par la présence de nombreux cônes de déjection au milieu desquels serpente la rivière, n'a subi que des abaissements locaux modérés, n'excédant que rarement un mètre, sauf en amont de Cluses, où la destruction du seuil de l'usine Carpano a provoqué des abaissements de l'ordre de deux mètres. D'après Blanchard (1940, p. 96) ce seuil artificiel était responsable de l'exhaussement du lit en amont de la ville accentuant le caractère marécageux de la partie aval de la cluse de l'Arve ;

- dans la section du cours d'eau entaillée dans les terrasses de la basse vallée de l'Arve, les nombreux affleurements molassiques ont empêché toute incision profonde du chenal ; cependant, on ne peut exclure des phénomènes locaux d'abaissement du lit. Dans les méandres de vallée de l'Arve suisse, l'abaissement du lit, s'il s'est produit, est demeuré modeste pour des raisons identiques ;

- la plaine ovoïde d'Etrembières, positionnée entre les deux sections précédentes a subi une incision plus forte, puisqu'elle dépasse par endroit deux mètres (Peiry, 1984). Elle est cependant modeste en regard des volumes de gravier considérables qui ont été extraits dans le lit. La fourniture graveleuse non négligeable de la Menoge, l'injection dans le chenal de blocs erratiques issus des terrasses, par l'intermédiaire de glissements de terrain qui dominent le chenal, l'émergence probable de bancs fossiles de granulométrie très grossière et témoins de conditions d'écoulement anciennes plus énergiques qu'aujourd'hui ont limité la profondeur de l'incision ;

- sur le cône de déjection de l'Arve à Genève, une incision moyenne dépassant 2 mètres s'est produite entre 1898 et le milieu de la décennie 1960, nécessitant la construction de seuils en travers du lit, afin de limiter l'abaissement de la ligne d'eau.

c) L'évolution du tracé en plan.

L'incision du lit de l'Arve s'est accompagnée d'une modification des sections d'écoulement et du style fluvial de la rivière. L'absence de profils en travers établis à différentes dates ne permet pas de suivre le processus de chenalisation ; cependant le suivi de l'évolution du modèle du chenal pallie le manque de transects : jusqu'au début des années 1950, toutes les sections non-endiguées présentaient un style tressé, les chenaux instables divaguant entre des bancs de galets très mobiles et remaniés lors de chaque hausse du débit. Dès les premières extractions massives dans le chenal et en quelques années, la rivière a perdu ses caractéristiques de cours d'eau tressé :

1) La figure 3.8 présente quelques sections d'écoulement de l'Arve dans le bassin de Contamine sur Arve, caractéristiques de la géométrie actuelle du chenal, dans les sections non endiguées : elles

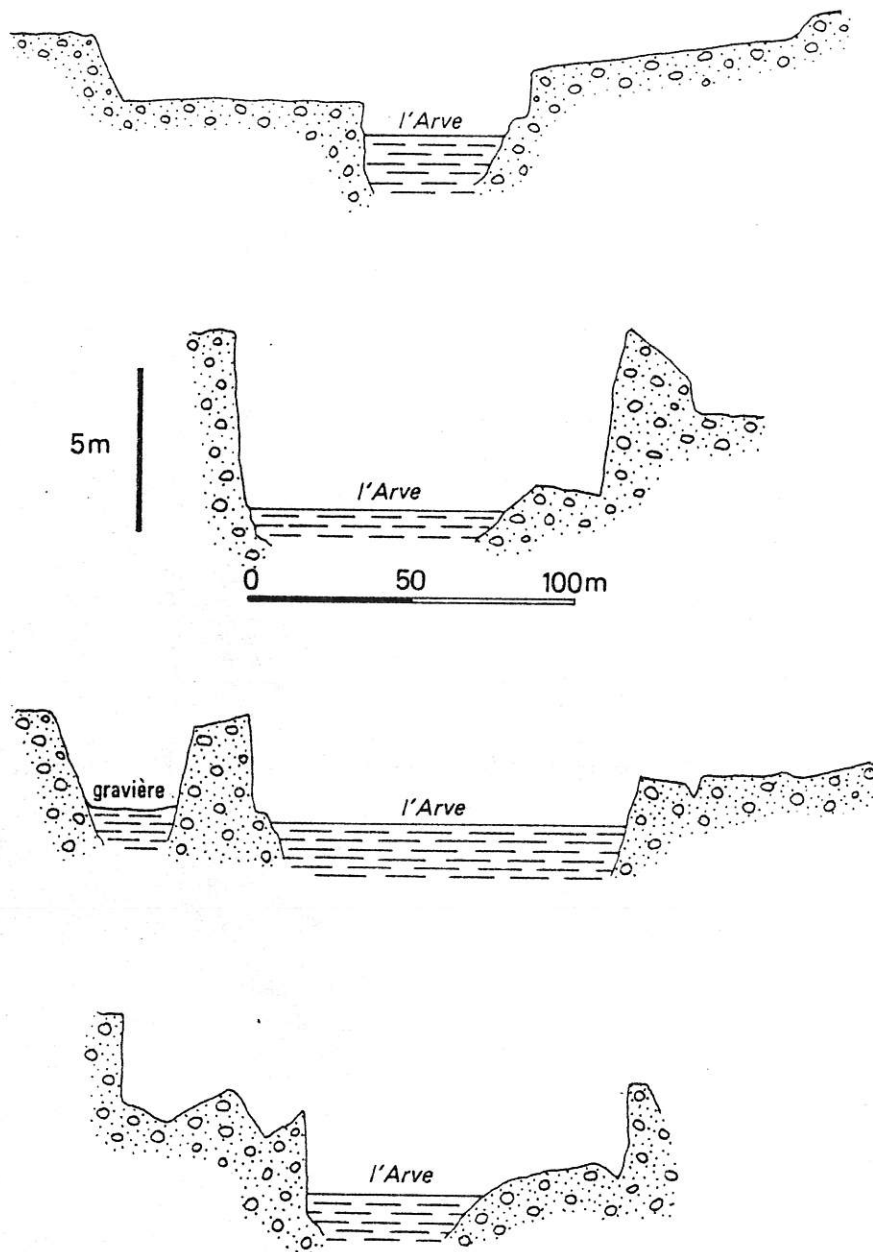


Figure 3.8 : Sections d'écoulement actuelles dans la plaine alluviale de Contamine sur Arve : la rivière qui tressait avant 1950 s'écoule aujourd'hui dans un chenal unique, étroit et profond (Source : Sogreah, 1983).

sont étroites et profondes ; elles donnent toute la mesure des changements intervenus depuis 1950, les chenaux typiques des cours d'eau tressés étant larges et plats. Le phénomène s'est produit avec plus de force dans les bassins de Sallanches et de Cluses, où l'incision est beaucoup plus profonde ;

2) les bras multiples ont disparu au profit d'un chenal unique, les écoulements se concentrant progressivement avec le développement de l'incision, comme le montre la série diachronique de cartes de la plaine alluviale de Contamine sur Arve (Figure 3.9). Dans le bassin de Cluses, le changement est également très spectaculaire : la bande active d'une largeur moyenne de 300 mètres, localement 500 mètres en 1936, s'est rapidement rétrécie : en 1970, elle n'était plus que de 120 mètres et était réduite à 50 mètres en 1984. Incision et chenalisation se sont produites de manière auto-accélérée : la contraction des écoulements, les fortes pentes locales engendrée par le processus d'incision ont augmenté progressivement les vitesses du flot et la puissance du cours d'eau ("stream power") à l'interface eau-chenal. La recherche d'un nouvel équilibre s'est traduite par la réduction de la pente moyenne du chenal. Il est probable que dans certaines sections du cours d'eau, l'incision ait découvert d'anciens bancs de galet de forte granulométrie, mis en place lors de périodes d'écoulements plus énergiques ; ce pavage d'incision a probablement réduit les vitesses d'écoulement et limité l'incision en augmentant la rugosité du chenal.

3.1.2 : L'évolution de la section endiguée en amont de Bonneville.

En 1950, soit plus d'un siècle après les travaux d'endiguement, on peut supposer que la section endiguée de l'Arve en amont de Bonneville était à nouveau en état d'équilibre dynamique. On va voir maintenant qu'à partir de cette date, elle a subi d'importantes modifications géomorphologiques ; si elles sont moins spectaculaires que dans les sections non endiguées, elles sont cependant indicatrices d'importantes perturbations anthropiques de la dynamique fluviale. La section étudiée a fait l'objet d'un endiguement pratiquement rectiligne sur près de 5 kilomètres ; c'est pour cette raison qu'elle a été choisie, le tracé de l'endiguement ne contrôlant que fort peu les processus géomorphologiques. L'analyse des changements contemporains résulte essentiellement d'un suivi détaillé de l'évolution amont-aval des seuils et des bancs de galets, permettant de mettre en évidence leur modèle de migration sur les cinquante dernières années. Des informations complémentaires ont également été compilées sur la géométrie de la section d'écoulement, les pentes et l'évolution de la ligne d'eau.

a) Méthodologie de l'étude.

L'analyse de la dynamique de migration des bancs de galet est fondée sur l'étude des photographies aériennes de l'Institut Géographique National, dont 11 missions ont été consultées (1936 ; 1956 ; 1961 ; 1968 ; 1970 ; 1974 ; 1976 ; 1978 ; 1981 ; 1984 ; 1985). Malgré d'actives recherches, aucun document fiable présentant l'état du lit à une date antérieure à 1936 n'a pu être retrouvé. L'échelle des photographies aériennes n'est qu'approximative ; or, la détermination de la position des bancs et la quantification de leur taux de migration nécessitaient que l'on utilise des documents à une échelle unique et parfaitement connue. La première étape de l'étude a donc consisté à redessiner les états successifs du chenal, sur un fond de carte commun à l'échelle du 1/20 000. On a pris soin de positionner les bancs à partir d'observations effectuées sur la partie centrale des vues aériennes, afin de réduire les risques d'erreur résultant de la déformation angulaire.

Les mesures ont été effectuées directement sur les cartes au 1/20 000. On peut estimer la précision de la mesure à ± 20 mètres. On a déterminé la position des seuils et du milieu des bancs par rapport à un point de référence connu, le pont SNCF de Bonneville : cela pose le problème

du niveau de la rivière au moment où les photographies ont été prises et du degré de submersion des formes du chenal. En fait, les vues aériennes permettent de distinguer l'ensemble des bancs, même partiellement immergés et ce sont les formes exondées pour un niveau probablement voisin de l'étiage qui ont été représentées sur les cartes. La position des seuils a été définie par rapport à l'axe du chenal endigué. Les bancs ont été numérotés pour chacune des époques ; la fréquence du suivi garantit qu'un numéro identique s'applique bien à la même forme fluviale repérée à des dates successives. Le degré de végétalisation des bancs a été évalué, afin de rechercher son influence sur les taux de migration des formes fluviales. Trois classes ont été déterminées : les bancs non végétalisés, semi-végétalisés, végétalisés.

Les mesures sur cartes ont permis d'acquérir un nombre important de données numériques qui ont fait l'objet de différents traitements statistiques graphiques : 1) la distribution de la distance entre seuils a été étudiée ; 2) on a pu déterminer l'évolution du taux de migration des seuils sur l'ensemble de la période étudiée ; 3) l'effet de la végétalisation sur la migration des formes fluviales a pu être mis en évidence. En outre, l'étude diachronique de la section corrigée a permis de déterminer le modèle de formation et de disparition des formes fluviales aux extrémités du tronçon endigué.

b) Les formes fluviales et les processus de façonnement du chenal endigué de Bonneville.

Les unités les plus fondamentales de la morphologie des rivières à lit graveleux sont des formes en "langue allongée" de grande dimension, chacune comprenant une mouille à laquelle est associé à un lobe de dépôt (Lewin, 1978). La mouille est une surface topographiquement basse du lit, produite par un curage du chenal en phase de crue ; elle est partiellement remblayée par des matériaux fins à la décrue et en basses eaux. Au contraire, le seuil qui lui succède, est une surface topographiquement haute, produite par une accumulation lobée de charge de fond (Keller, 1971). Dès 1941, Pardé mettait en évidence la déformation verticale des lits graveleux, en relation avec la présence des successions seuil-mouille ; Richards (1976) confirme les observations de Pardé par le traitement statistique de nombreuses mesures de la topographie du lit ; il définit les seuils et mouilles comme étant, respectivement, les résidus positifs et négatifs d'une régression ajustée au profil du lit.

Les seuils et les bancs sont d'importants éléments de résistance hydraulique du chenal. Comme l'a montré Thompson (1986), la tête du banc, aux sédiments grossiers, constitue la partie émergée de chaque lobe de dépôt ; la queue du banc est composée de matériaux moins grossiers, adjacents à la mouille qui est positionnée sur la rive opposée. La tête et la queue de banc appartiennent donc à deux unités géomorphologiques fondamentales différentes ; elles se combinent pour donner naissance à une forme unique (Figure 3.10 A). Cette interprétation diffère de celle de Bluck (1971), pour lequel la tête et la queue de banc sont respectivement les parties proximales et distales d'une unité de dépôt unique. Néanmoins, l'interprétation de Thompson est préférable à celle de Bluck, parce que plus compatible avec le modèle des courants de circulation secondaires et des transports solides dans les chenaux alluviaux ; celui-ci est représenté sur la figure 3.10 B.

Les courants secondaires sont des cellules ou vortex hélicoïdaux superposés à l'écoulement général vers l'aval ; ils sont principalement causés par la forme du chenal et la turbulence de l'écoulement au contact des rugosités du fond et des berges. Ils sont pleinement actifs pour des débits supérieurs ou égaux au débit de débordement et soumis à de périodiques phénomènes d'asymétrie, donnant un tracé sinueux au talweg : dans les mouilles les courants plongeant vers le fond sont convergents et provoquent son érosion et approfondissement ; ils divergent sur les seuils, perdant ainsi une partie de leur énergie. D'après la plupart des observations effectuées en laboratoire sur les écoulements dans des chenaux rectilignes, composés de matériaux dépourvus de cohésion, les formes de dépôt lobées apparaissent immédiatement à l'aval de chaque mouille

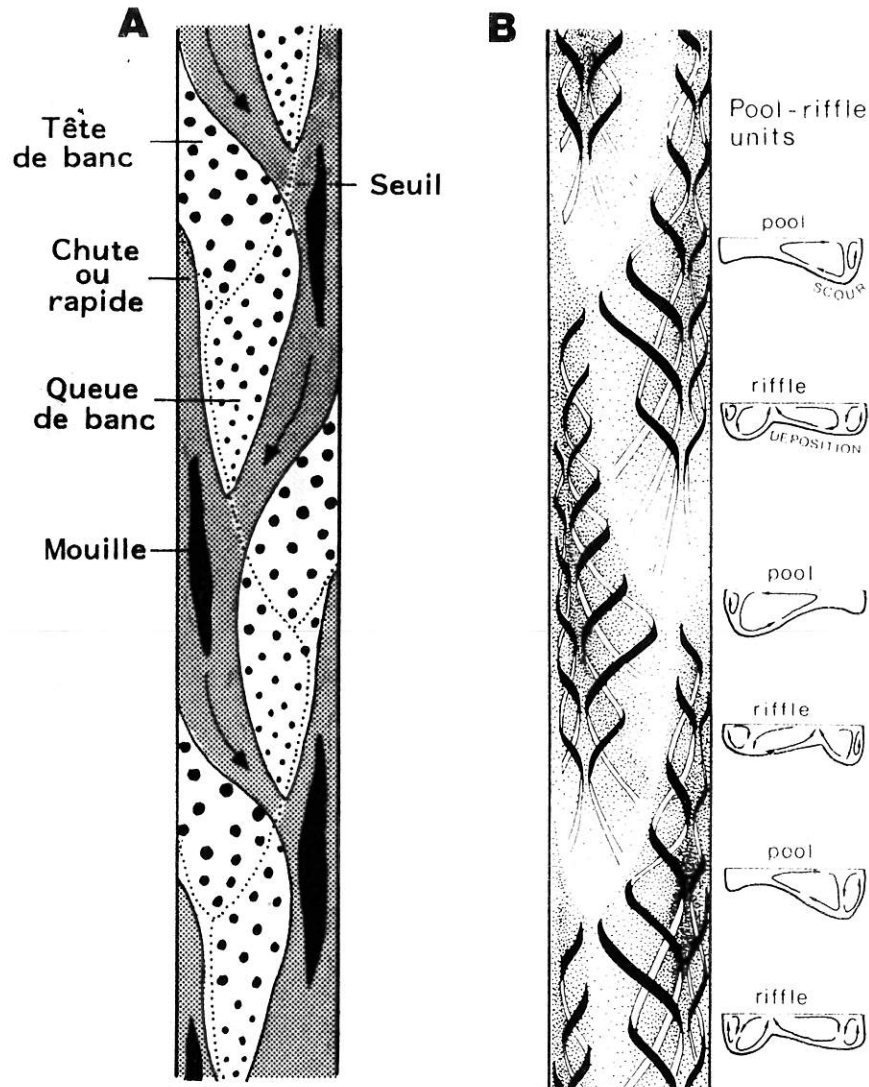


Figure 3.10 : Les formes du lit des rivières graveleuses : A) les unités géomorphologiques du chenal ; B) modèle des courants de circulation secondaire (Source : Thompson, 1986).

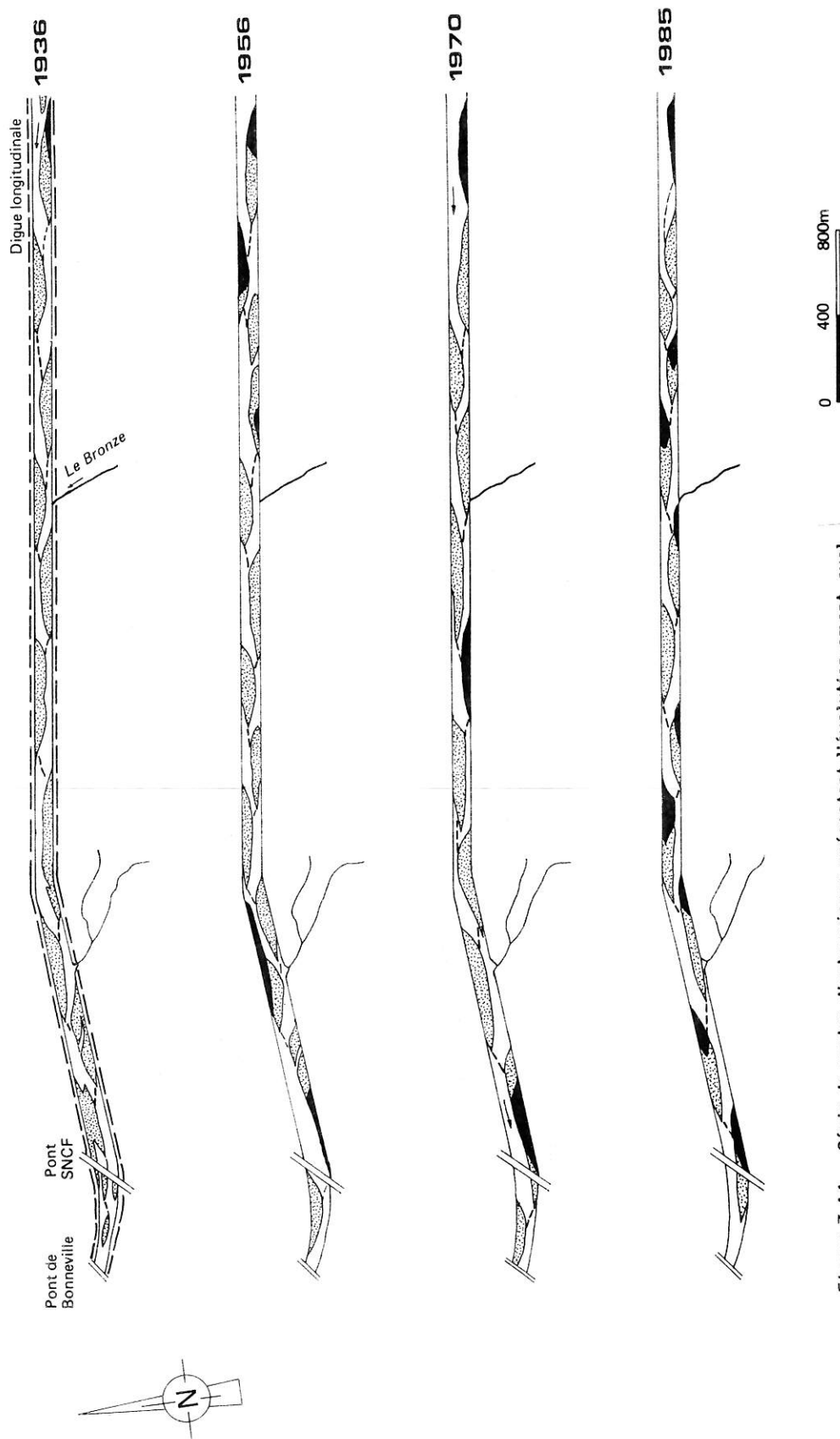


Figure 3.1.1 : Série de cartes diachroniques présentant l'évolution amont-aval des formes du lit entre 1936 et 1985 (d'après les photographies aériennes de l'I.G.N.).

alternée, provoquant le dépôt des sédiments érodés dans la mouille précédente ; ainsi, le lit de la rivière est transformé en une succession d'unités mouille-seuil imbriquées, le talweg se déplaçant alternativement d'une rive à l'autre. Des expérimentations de terrain effectuées sur la Skiriden Beck, petit cours d'eau graveleux à méandres du Nord-Ouest de l'Angleterre ont confirmé la validité du modèle théorique (Thompson, 1986).

La figure 3.11 montre quatre états du chenal endigué de Bonneville, à différentes dates régulièrement réparties sur la période d'étude. Seules les formes fluviales visibles sur les photographies aériennes ont été représentées. On observe la présence d'une succession de seuils et de bancs latéraux alternés, assez régulièrement espacés. Les mouilles, non visibles sur les photographies aériennes n'ont pas été cartographiées. Les bancs sont rattachés à la berge uniquement par leur extrémité amont (voir Figure 3.10 A). Cette zone d'attache ponctuelle du banc à la berge facilite la migration de la forme fluviale vers l'aval, lors des crues (Church et Jones, 1982). A l'étiage, un petit chenal mis en eau par l'aval sépare la partie distale du banc de la berge ; il est émergé dans la zone où le banc est attaché à la berge. Sur des formes matures, il peut séparer complètement le banc latéral de la berge. Il s'agit d'un chenal de crue, dans lequel circulent d'énergiques écoulements, favorisés par une accentuation locale de la pente résultant du court-circuitage de la sinuosité ; elle engendre une **chute** (de la terminologie anglo-saxonne "chute channel") ou **rapide**.

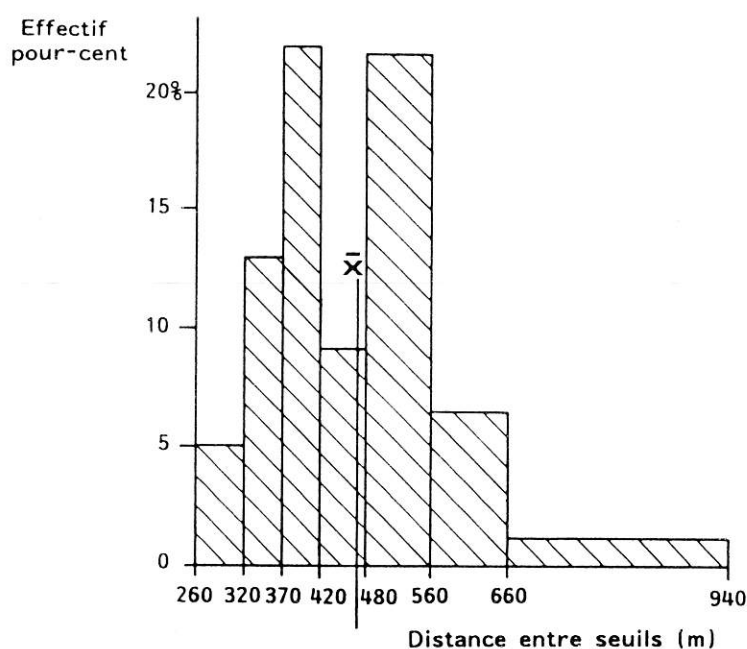


Figure 3.12 : Distribution de l'espacement entre deux seuils successifs dans la section endiguée de Bonneville.

L'espacement moyen entre les seuils est de 472 mètres. La largeur moyenne du chenal étant d'environ 90 mètres, il est conforme à l'espacement théorique mis en évidence par Leopold *et al.* (1964) qui est de 5 à 7 fois la largeur du chenal de débordement. Celui-ci serait relatif à la fréquence des variations de vitesse qui dépend de la dimension du chenal. L'espacement entre seuils a été étudié de manière plus détaillée par une analyse de la distribution des 97 mesures dont l'on disposait. Il apparaît que cette distribution est bimodale (Figure 3.12) : 61 % de l'effectif appartiennent à l'intervalle [370-560[mètres, mais avec deux pics respectivement de 23 et 27 % pour les classes [370-420[mètres et [480-560[mètres.

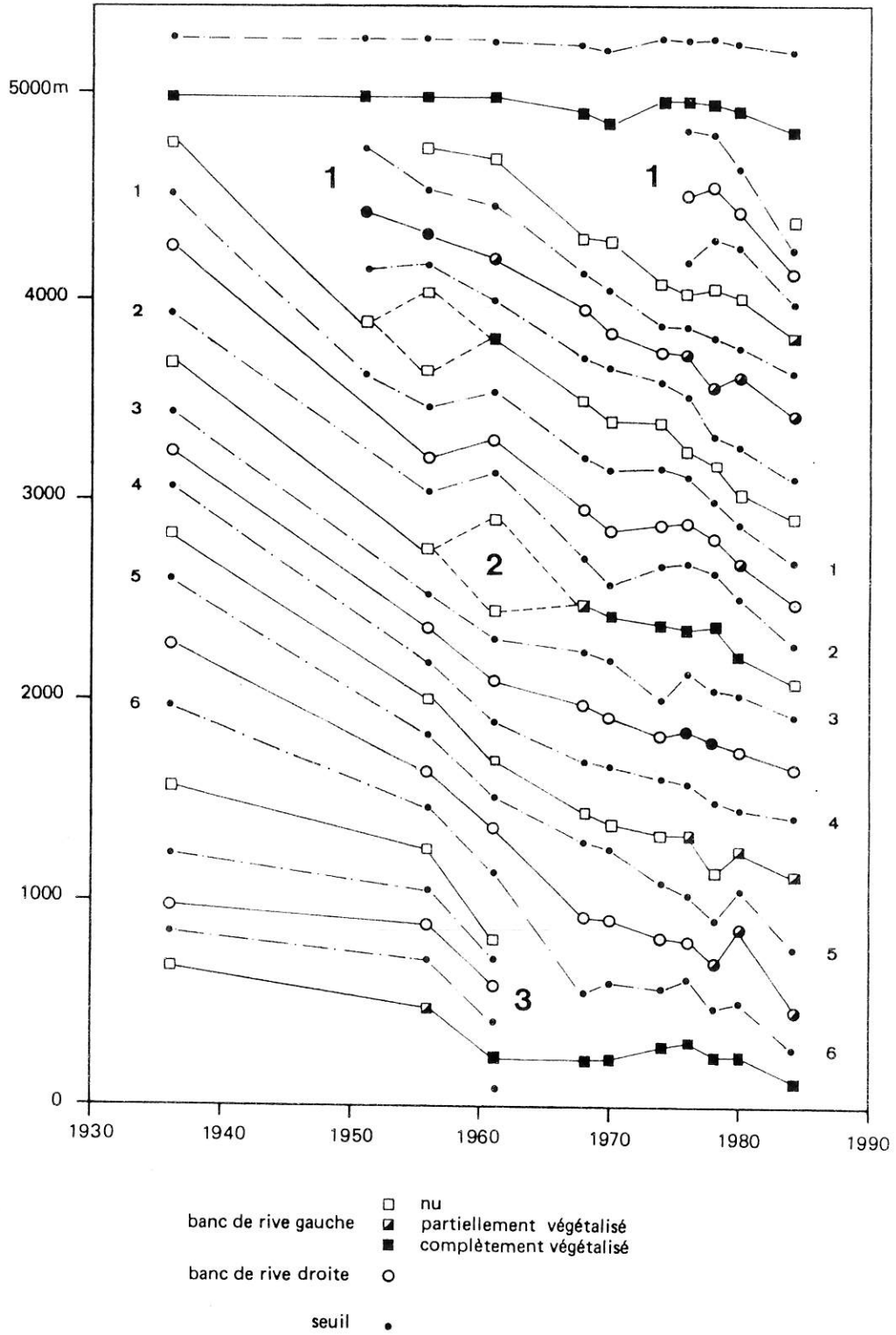


Figure 3.13 : Modèle d'évolution amont-aval des seuils et des bancs de la section endiguée de Bonneville entre 1936 et 1984.

c) La dynamique de la migration amont-aval des bancs entre 1936 et 1984.

L'analyse diachronique de la section endiguée en amont de Bonneville montre que si le tracé en plan de la rivière est définitivement fixé par les digues, il n'en est pas de même des formes du lit : globalement sur la période d'étude, il y a migration vers l'aval en période de crue, de la triple association mouille-seuil-banc, par un processus d'érosion et d'exportation des matériaux graveleux dans les zones de convergence du courant (les mouilles) et de dépôt dans les zones de divergence du courant (les seuils). On verra que le phénomène, lorsqu'il est perturbé par des interventions anthropiques peut être beaucoup plus complexe.

La figure 3.13 synthétise l'ensemble des mesures effectuées sur la section endiguée de l'Arve en amont de Bonneville. Elle met en évidence la position des seuils et des milieux de banc, ainsi que leur évolution sur toute la période d'étude. On a distingué les bancs de rive gauche et de rive droite ; on a également indiqué le degré de végétalisation de chaque banc. Comme le montrait l'analyse diachronique, on observe globalement une tendance à la migration vers l'aval des seuils et bancs dans la section chenalisée. La rapidité de leur migration est évidemment fonction de l'hydraulicité de la rivière, de laquelle dépend la fréquence de mise en mouvement de la charge graveleuse la plus grossière qui compose les seuils et les têtes de banc. Elle est également fonction du degré de stabilité du lit : en accord avec le concept de seuil géomorphologique (Schumm, 1973), toute déstabilisation à la suite d'un changement d'origine anthropique ou naturelle, que ce dernier soit intrinsèque ou extrinsèque au système fluvial, se manifeste par une réponse complexe de la géomorphologie, résultant d'ajustements successifs de la dynamique fluviale, jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit atteint. L'analyse détaillée de l'évolution de la migration amont-aval des seuils va permettre de donner un aperçu des ajustements complexes de la dynamique fluviale dans la section endiguée de Bonneville, à la suite de la récente déstabilisation du lit de l'Arve.

La figure 3.14 A met en évidence le modèle de la migration amont-aval de tous les seuils entre 1936 et 1984. Il apparaît globalement que la vitesse de migration de la triple association mouille-seuil-banc a subi trois phases de modification en 50 ans : 1) le taux de migration moyen des bancs était de 34 mètres entre 1936 et 1956 ; dès cette date, il a fortement augmenté pour atteindre un maximum moyen de 43 mètres par an, et même 84 mètres par an pour l'un des seuils, sur la période 1962-68 ; 2) par la suite, le taux de migration des seuils a rapidement décru, puis s'est stabilisé jusqu'en 1980, en dépit d'une nette accélération en 1977-78 probablement indicatrice d'une forte variabilité interannuelle des taux de migration ; 3) depuis 1980, on observe une recrudescence de l'activité morphodynamique à l'intérieur de la section endiguée qui se traduit par une forte augmentation des taux de migration des seuils. Le fort taux moyen de migration enregistré est la conséquence d'une rapide évolution de deux nouvelles successions mouilles-seuil-banc à l'amont de la section endiguée et de la remise en mouvement de bancs jusqu'alors stables, dans la partie aval de la zone d'étude.

L'analyse individuelle des taux de migration des 6 seuils suivis sur toute la période d'étude (leur position est indiquée sur la figure 3.13) confirme la validité du modèle général (Figure 3.14 B). Cependant, il existe souvent d'importantes différences de comportement entre deux seuils successifs ce qui indique que chaque séquence seuil-mouille-banc dispose d'une certaine liberté d'évolution, l'une par rapport à l'autre. Deux facteurs susceptibles d'expliquer cette relative indépendance ont pu être individualisés ; il s'agit de l'abaissement du profil en long et de la stabilisation de certains bancs consécutive à cette incision :

1) la figure 3.15 met en évidence l'évolution de la ligne d'eau de la rivière dans la section endiguée, entre 1913 et 1982. Elle est caractérisée par une incision générale du lit presque uniforme, variant de 2,40 mètres à l'amont à 2,00 mètres à l'aval (Sogreah, 1983). Comme sur l'ensemble du cours de l'Arve, c'est probablement pendant la décennie 1950 qu'elle a débuté, mais elle est restée modérée par rapport à l'abaissement observé dans les sections non endiguées de la

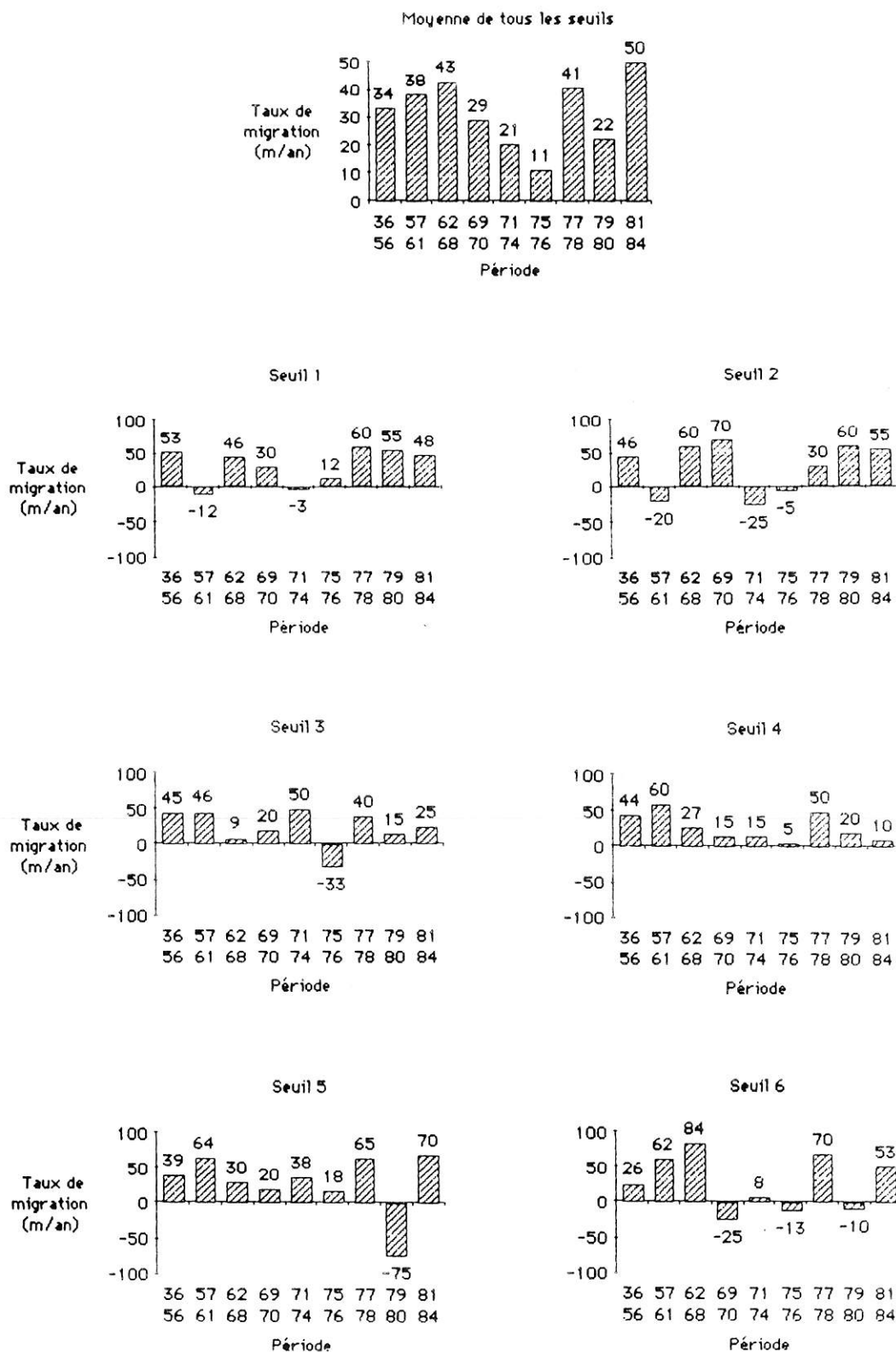


Figure 3.14 : Modèle de la migration amont-aval des seuils dans la section endiguée de Bonneville : A) tous les seuils sont pris en compte ; B) 6 seuils suivis pendant la période 1936-84 ont été étudiés individuellement (localisation sur la Figure 3.13).

plaine alluviale. Les valeurs relativement modérées de l'incision s'expliquent probablement par le fait que la pente avait déjà subi un premier ajustement, consécutif à la contraction des écoulements par les digues construites au 19^{ème} siècle et au recouplement des sinuosités. Le régime de la rivière n'ayant pas subi de changement majeur dans ce tronçon de rivière, c'est la modification de la dynamique des transports solides graveleux qui est responsable de l'incision : elle résulte d'un double processus de réduction des apports injectés dans la section endiguée, par piégeage amont et d'un abaissement du niveau de base à l'aval du tronçon étudié. L'abaissement aval progressif a créé une succession de zones de rupture de stabilité du lit, caractérisées par un raidissement local de la pente ; ce sont des **points d'entaille** (traduction de la terminologie anglo-saxonne *nickpoint*) qui reculent par érosion régressive.

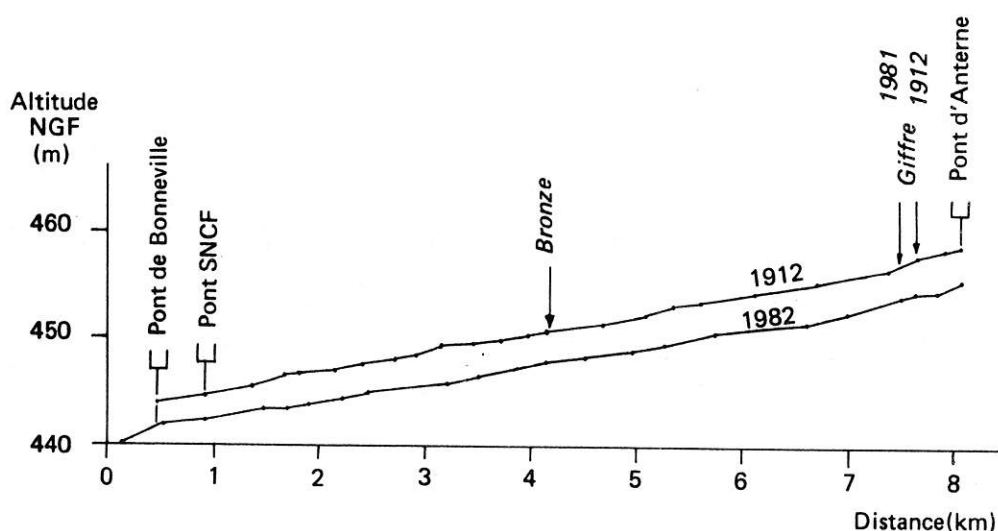


Figure 3.15 : Incision du chenal dans la section endiguée de Bonneville (d'après les données du Service des Grandes Forces Hydrauliques, 1912 et de Sogreah, 1983).

L'observation individuelle des taux de migration des seuils met en évidence les processus d'érosion régressive dans le chenal endigué (voir Figures 3.13 et 3.14 B). C'est pendant la période 1956-61 que le phénomène apparaît le plus nettement. Les formes du chenal suivent une triple évolution, de l'amont vers l'aval : 1) sur le premier kilomètre amont du chenal corrigé, la migration des seuils est modérée ; elle est en moyenne de 30 mètres par an, ce qui est conforme au taux moyen de migration des seuils entre 1936 et 1956 ; 2) les bancs et seuils situés à l'aval de ce premier tronçon suivent une évolution à contre-sens et régressent. Le phénomène est probablement indicateur de l'existence d'un processus d'érosion régressive : les seuils sont déstabilisés par la rupture de pente associée au point d'entaille et érodés ; les bancs qui leur sont associés les suivent dans leur retrait ; 3) à l'aval, d'importants réajustements géomorphologiques se produisent après le passage du point d'entaille ; ils se traduisent par une forte accélération de la vitesse de transit des seuils et des bancs.

2) L'abaissement du lit a eu pour impact la stabilisation de certains bancs très élevés au dessus de l'étiage et leur végétalisation. Après l'abaissement du lit consécutif au passage de la vague d'érosion régressive de la période 1956-61 et les réajustements géomorphologiques qui en sont résultés, le processus de fixation des formes fluviales s'est accru au cours du temps (Figure 3.16). Cette stabilisation n'est cependant pas irréversible : depuis 1980, la tendance s'inverse ; des érosions actives par sapement de berge ont été observées sur la partie amont des bancs directement exposée aux attaques des courants de crue. A terme, elles rendent leur mobilité aux

formes fluviales stabilisées, par destruction complète des bancs perchés.

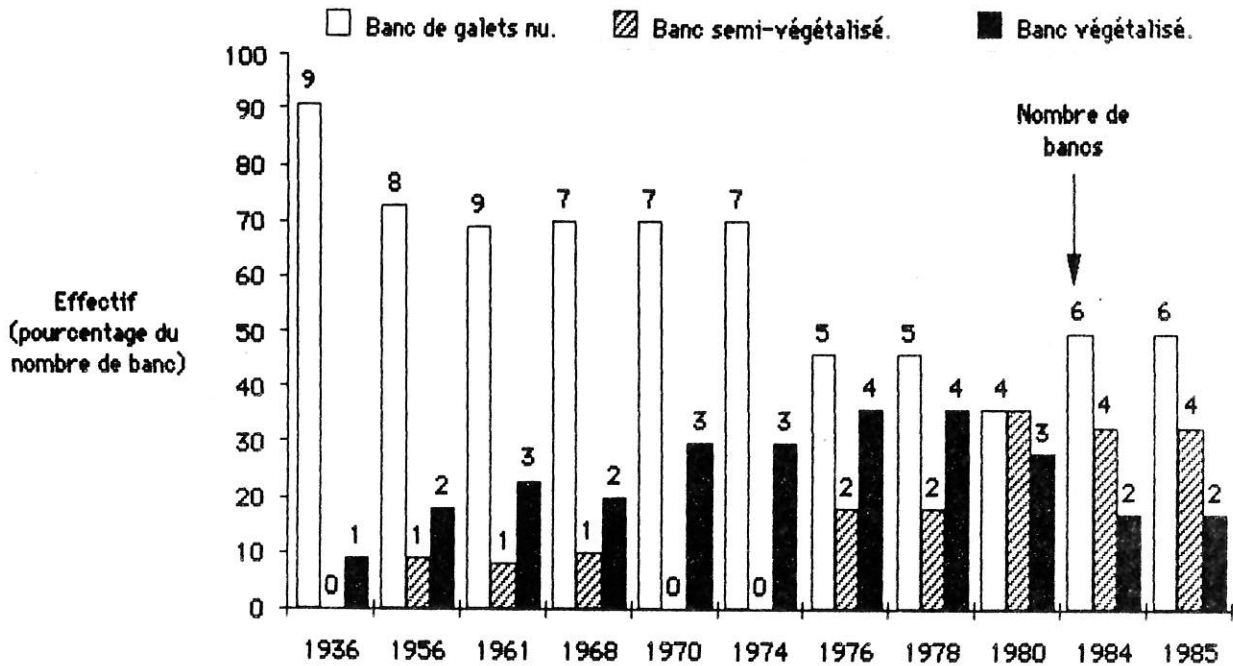


Figure 3.16 : Evolution du degré de végétalisation des formes fluviales dans la section endiguée de Bonneville entre 1936 et 1984.

Comme le montre la similitude de modèle entre la végétalisation progressive d'un nombre croissant de bancs et la diminution du taux de migration des seuils jusqu'en 1980 (voir Figure 3.14 A et 3.16), les formes fluviales déconnectées du lit par l'incision ont continué d'influer sur la dynamique du chenal : elles ont exercé un contrôle aval du taux de migration des formes du lit. La figure 3.13 montre clairement que les seuils et bancs dominant une unité stable connaissent un net ralentissement de leur transit vers l'aval. Le rôle du banc le plus aval de la section étudiée, qui est demeuré relativement stable depuis 1961, est à ce propos significatif : il a provoqué la réduction progressive de l'espacement entre seuils et même un blocage de leur migration entre 1976 et 1980. Entre 1961 et 1968, la réduction excessive de l'espacement entre seuils a engendré la disparition de deux successions mouille-seuil-banc, les unités amont rattrapant les unités aval, dont la migration était bloquée par un banc fixe.

d) La genèse et disparition des successions mouille-seuil-banc dans le chenal endigué de Bonneville.

La figure 3.13 montre que l'évolution de la section endiguée de Bonneville après 1961 s'est produite entre deux formes fluviales végétalisées, caractérisées par leur grande fixité. La mobilité des autres formes fluviales à l'intérieur du tronçon corrigé s'est traduite par l'apparition de nouvelles successions mouille-seuil-banc à son extrémité amont et par la disparition d'autres successions à son extrémité aval. On présentera dans ce paragraphe le modèle de multiplication des formes fondamentales graveleuses lobées et des unités géomorphologiques qui leur sont associées.

La naissance de nouvelles successions mouille-seuil-banc a été observée à deux reprises entre 1936 et 1984 dans la partie amont du tronçon endigué. Chacune d'entre-elles s'est produite selon une succession d'étapes déterminées, mises en évidence sur la figure 3.17 et qui résultent d'un processus de multiplication des "langues graveleuses". On a représenté sur un même croquis, les

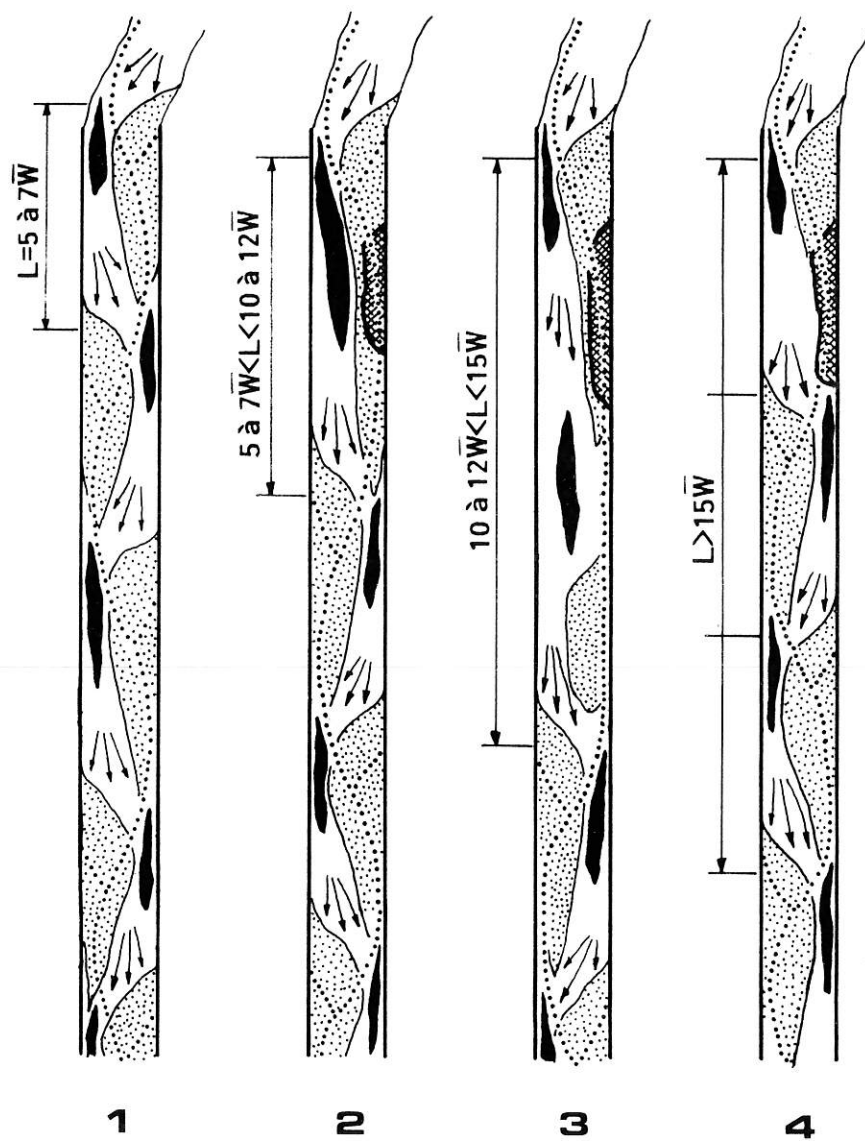


Figure 3.17 : Modèle de multiplication des formes du lit en amont de la section endiguée (voir texte pour explication).

formes fluviales telles qu'elles ont été observées sur les photographies aériennes, auxquelles on a superposé notre interprétation de la dynamique des formes fondamentales lobées :

1) Les associations mouilles-seuil-banc migrent régulièrement vers l'aval. L'espacement moyen entre seuils, conformément à la théorie, est de 5 à 7 fois la largeur du lit :

2) L'un des seuils subit une fixation qui favorise un fort ralentissement, voire l'arrêt de sa progression vers l'aval et la végétalisation du banc qui lui est associé. Celui-ci continue néanmoins de se construire par accroissement aval. La forme lobée amont s'étire progressivement, résultat de la migration différentielle des deux seuils consécutifs. A l'aval, les autres successions mouille-seuil-banc continuent leur transit.

3) L'étape suivante du changement consiste en la séparation du banc fixé végétalisé et de son accroissement aval. Ce processus traduit la poursuite de l'allongement de la forme fondamentale lobée. Sur la Skirden Beck, Thompson (1986) a observé que l'accroissement du taux de sinuosité d'un méandre provoquait l'allongement de l'une des formes lobées ; il s'en suivait le dédoublement de la mouille et sa séparation par une accumulation graveleuse. Il est probable qu'un processus identique se produit sur l'Arve, à la suite de l'allongement de la distance entre deux seuils successifs. Le dédoublement de la mouille provoque la séparation du banc végétalisé fixe et de son accroissement graveleux aval, celui-ci donnant naissance à une nouvelle tête de banc d'extension limitée. Il est probable que la mouille additionnelle est positionnée entre les deux bancs ; son récurage lors des crues favorise la construction de la nouvelle tête de banc. Les matériaux érodés dans la mouille amont se déposent au droit du banc végétalisé, donnant naissance à une accumulation graveleuse immergée en permanence. Ce processus n'est pas visible sur les photographies aériennes, prises pendant la période des hautes-eaux estivales ; il est déduit uniquement de l'interprétation de l'évolution des formes fluviales émergées. La validité de l'interprétation n'a pu être vérifiée visuellement sur le terrain à cause de la forte turbidité des eaux de la rivière.

4) Le stade ultime de l'évolution est la séparation de la forme lobée en deux et la création d'une nouvelle succession mouille-seuil-banc intermédiaire, permettant de préserver l'alternance des unités géomorphologiques fondamentales. Cette interprétation diffère de celle de Thompson sur un méandre, pour lequel un nouveau seuil apparaissait peu après le dédoublement de la mouille ; cela tient probablement au tracé artificiel de la section endiguée, toute nouvelle création d'une unité lobée supplémentaire ne pouvant s'effectuer qu'en respectant l'alternance des formes fondamentales du chenal. La brutalité et l'ampleur du changement entre les phases 3 et 4 traduisent une rupture géomorphologique par dépassement d'un seuil intrinsèque. Elle est suivie d'une intense activité morphogénique temporaire permettant le réajustement de la dynamique fluviale. Les modifications géomorphologiques se produisent lorsqu'une distance critique entre deux seuils est atteinte : les deux épisodes de création de nouvelles formes fluviales montre que la rupture d'équilibre se produit lorsque la distance entre deux seuils successifs est d'environ 1400 mètres ; cela correspond à une distance de 15 à 16 fois la largeur du lit endigué qui est voisine de 90 m. Comme le signale la littérature spécialisée (Richards, 1982 ; Thompson, 1986...), la création d'un seuil unique se produit lorsque l'espacement critique entre deux seuils successifs est de 10 à 12 fois la largeur moyenne du chenal. Dans le cas de la section rectiligne endiguée de Bonneville, il n'y a pas création d'un seuil unique mais de deux seuils, lors de la division d'un lobe graveleux et construction d'une nouvelle forme lobée adjacente.

L'observation de la figure 3.17 (2) montre que le processus de multiplication des formes lobées est réversible ; des taux de migration différents entre deux seuils successifs peuvent favoriser le démarrage du phénomène de multiplication des formes lobées. Si la forme lobée supérieure reprend sa migration vers l'aval, le processus de multiplication avorte ; l'espacement revient rapidement à la distance moyenne de 5 à 7 fois la largeur moyenne du chenal, par accélération de la migration du seuil amont.

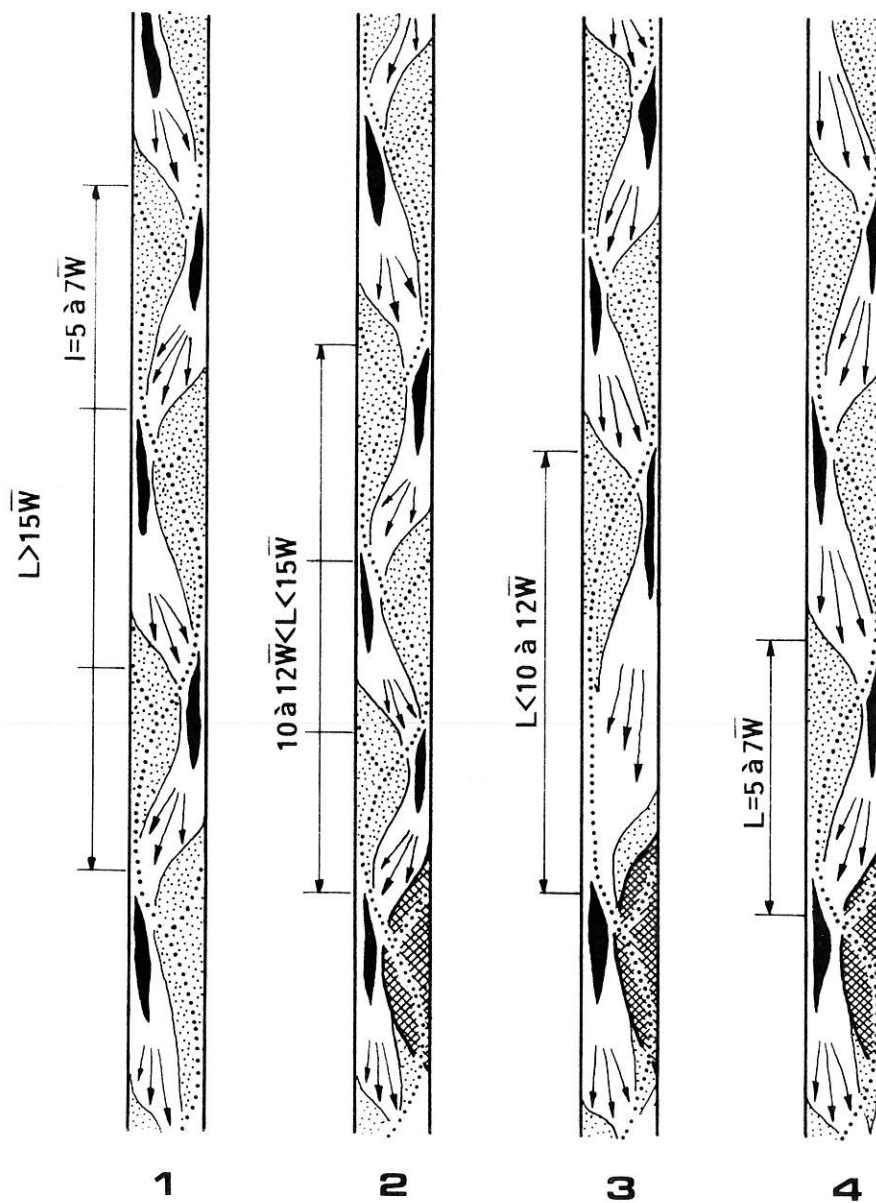


Figure 3.18 : Modèle de disparition des formes du lit, à la suite d'un blocage aval de la migration de certains bancs (voir texte pour explication).

En cas de blocage d'une forme lobée aval, la migration progressive des formes situées à l'amont provoque la réduction de la distance entre seuils (Figure 3.17, 3). La persistance du blocage aval peut provoquer la disparition de deux successions mouille-seuil-banc, comme cela s'est produit dans la section endiguée entre 1961 et 1968. Les étapes du changement ont été synthétisées sur la figure 3.18. Dans le cas étudié, la distance minimale critique pour laquelle s'est produit le réajustement géomorphologique est inférieure à 1050 mètres, soit environ 10 à 12 fois la largeur moyenne du chenal qui est de 90 mètres. A la suite de la disparition des deux successions mouille-seuil-banc, le seuil amont a connu une phase de migration extrêmement rapide, afin de rétablir la distance moyenne entre seuils (voir Figure 3.13).

d) Discussion.

Les observations sur la dynamique des formes lobées dans la section endiguée de Bonneville suggèrent que l'état d'équilibre dynamique dans le chenal est acquis pour un espacement entre deux seuils de 5 à 7 fois la largeur moyenne du chenal (W), comme cela avait déjà pu être mis en évidence à de nombreuses reprises. Toute perturbation de cet équilibre, du fait d'un processus de migration différentielle des formes lobées, se traduit par la mise en tension du système qui passe par une phase de déséquilibre potentiel. Elle se produit sous la forme d'une modification de l'espacement entre seuils. Tant que la distance critique entre deux seuils n'a pas été atteinte, il y a réversibilité du processus et possibilité de retour à l'état d'équilibre dynamique ; il semble d'autant plus rapide que la tension du système est forte.

Deux seuils intrinsèques supérieurs et inférieurs ont pu être repérés entraînant soit la mise en place, soit la disparition de formes lobées fondamentales : dans le premier cas, la distance critique entre deux seuils successifs est d'environ $15 W$; dans le second cas, la distance minimale entre deux seuils est d'environ 3 à 4 W , l'ajustement de la dynamique fluviale ne se produisant que lorsque la distance entre trois formes lobées successives atteint 10 à 12 W (voir Figures 3.17 et 3.18). Le dépassement des seuils intrinsèques se traduit par une recrudescence temporaire de la dynamique fluviale, permettant d'importants réajustements morphologiques. La rapidité avec laquelle les changements se produisent témoigne de l'état d'instabilité locale de la rivière. Elle est attestée par la vitesse d'édification de nouveaux bancs, lors de la mise en place de lobes graveleux additionnels ; l'accroissement brutal des taux de migration des seuils amont, dans le cas de la suppression de formes lobées, en est également le témoin. Les ajustements géomorphologiques favorisent le retour à un état d'équilibre dynamique. Les observations sur 50 années montrent que le phénomène se répète dans le temps en suivant une succession d'étapes identiques.

3.2 : Les causes du changement dans le sous-système "plaine alluviale".

L'étude des changements récents de la dynamique fluviale de l'Arve dans sa plaine alluviale a mis en évidence leur caractère dramatique et probablement sans précédent sur une si courte période. L'homme exerce actuellement un contrôle extrinsèque prépondérant sur la dynamique fluviale. Schumm *et al.* (1984) insistent sur la faculté de la rivière à transmettre les perturbations locales de la géomorphologie à l'ensemble du système fluvial et plus particulièrement vers l'aval. C'est la modification conjointe de la dynamique des flux hydriques et des transports solides par charriage qui permet d'expliquer les multiples changements géomorphologiques observés dans toutes les sections de la plaine alluviale de l'Arve. Il n'est pas possible de discuter des perturbations anthropiques de l'hydrologie de l'Arve sans se référer à l'ensemble du bassin versant de la rivière, d'autant plus que les modifications du régime dans la

plaine alluviale sont généralement modérées et très localisées ; on sortira donc du cadre de la plaine alluviale, anticipant sur la partie suivante de l'étude. Par contre, on déterminera les perturbations de la charge graveleuse et en particulier les extractions de gravier, uniquement sur les différentes sections de la plaine alluviale.

3.2.1 : Les impacts anthropiques sur l'hydrologie de l'Arve.

A cause de l'abondance des écoulements conditionnés par des précipitations abondantes sur les reliefs, la plupart des rivières des Alpes du Nord sont actuellement aménagées : de fréquents captages dérivent les eaux en direction d'usines hydro-électriques ; on a construit de nombreuses et volumineuses retenues de haute-chute dont les stockages et déstockages perturbent le régime des cours d'eau aval. La tendance récente est à l'interconnexion généralisée des bassins versants par la collecte quasi-systématique de l'écoulement des bassins élémentaires et leur dérivation vers un réservoir commun. Comme le font observer Edouard et Vivian (1984), "une nouvelle hydrographie est née ; celle des dérivations souterraines, des lacs artificiels se juxtaposant à un réseau de talweg plus ou moins asséchés". Les régimes sont profondément modifiés par les aménagements. Ils ont pour principale conséquence le "gommage" des excès saisonniers qui caractérisent l'hydrologie montagnarde : les étiages hivernaux sont soutenus par le turbinage des réserves constituées pendant l'été ; la rétention hydrique estivale dans les réservoirs provoque un écrépage des pics de débit.

a) Les aménagements hydro-électriques du bassin de l'Arve.

Si la plupart des cours d'eau du bassin versant de l'Isère sont fortement aménagés et leur régime profondément modifié, il n'en est pas de même de l'Arve qui demeure l'une des rivières les moins perturbées des Alpes du Nord. Plusieurs types d'aménagements ayant des conséquences hydrologiques diverses ont été développés sur la rivière :

1) à l'extrémité inférieure de la vallée de Chamonix, le court-circuitage d'un tronçon de chenal par la dérivation des eaux dans des conduites forcées a été réalisé en 1950, afin de profiter de la rupture de pente la raccordant au bassin de Sallanches, situé environ 300 mètres plus bas (Allefresde, 1951). Dès 1894, un premier captage avait été réalisé à Servoz pour le compte de l'usine électro-métallurgique de Chedde, conduisant un débit maximum de $8 \text{ m}^3/\text{s}$ à travers le vallon du Châtelard parallèle aux gorges de l'Arve et sur les flancs de Tête Noire. L'aménagement actuel est constitué d'une petite retenue de quelques dizaines de milliers de m^3 avec barrage mobile et d'une prise d'eau évacuant un débit maximum de $30 \text{ m}^3/\text{s}$. Les eaux sont dérivées à travers la montagne et turbinées à Chedde. Lors des crues de la rivière ou lorsque les apports hydriques dépassent le débit d'armement de l'usine, le barrage est temporairement ouvert et les gorges de l'Arve retrouvent une partie, voire la totalité de leurs écoulements. Des dérivations similaires ont été réalisées dès 1912 sur la partie inférieure du Bon-Nant, afin de renforcer la production d'énergie pour l'usine de Chedde (Soudan, 1978). Ce type d'aménagement perturbe faiblement l'hydrologie de l'Arve dans sa plaine alluviale, puisque les écoulements sont intégralement restitués à l'entrée du bassin de Sallanches et que l'absence d'un véritable réservoir ne permet pas le stockage des flux hydriques.

2) Le barrage et la dérivation des eaux du Giffre constituent un second type d'aménagement. Mise en service en 1957, la chute de Pressy exploite la dénivellation de 150 mètres existant entre les vallées du Giffre et de l'Arve, parallèles et seulement distantes de 3 kilomètres au droit de Taninges (Pousse et Courdouan, 1956). Un bassin d'accumulation de $200\,000 \text{ m}^3$ a été creusé dans la plaine du Giffre, auquel s'ajoute un volume de $50\,000 \text{ m}^3$ stocké en arrière de la retenue. Ce stockage permet le fonctionnement de l'usine hydro-électrique en éclusées. Les eaux changent de

bassin versant, court-circuitant le cours aval du Giffre ; elles sont acheminées par conduite forcée à travers la montagne jusqu'à l'aval de la ville de Cluses, où elles sont turbinées. L'équipement de l'usine autorise le prélèvement maximal de $22 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui est supérieur aux débits mensuels du Giffre pendant 8 mois de l'année. Un tel débit représente près de 80 % du module de l'Arve à Sallanches : sachant que la rivière ne reçoit plus de gros affluent avant le Giffre, il est probable qu'un tel débit représente encore plus de 40 % du module de l'Arve à Cluses. Un débit réservé de 180 l/s est restitué à l'aval du barrage et alimente le cours inférieur du Giffre. Lors des crues les plus puissantes le barrage est ouvert et l'usine de Pressy stoppée ; la totalité du flot transite alors dans l'ancien cours du Giffre.

3) Dans le bassin de l'Arve, c'est probablement l'hydrologie de la haute-montagne qui est la plus perturbée par les aménagements hydro-électriques : depuis 1965, la dérivation des flux en provenance du bassin englacé de Tré-La-Tête sur le réservoir de la Girotte, a amputé le bassin versant d'une surface de $26,5 \text{ km}^2$; depuis 1977 sont venus s'y ajouter les prélèvements dans les émissaires glaciaires de la haute-Arve (glacier du Tour et glacier d'Argentière, soit $42,2 \text{ km}^2$) dérivés en direction du réservoir d'Emosson (Vivian, 1983). Les perturbations des écoulements de la haute-Arve représentent environ 20 à 25 % du module à Chamonix. Le bassin du Giffre contribue pour une faible part à l'alimentation de la retenue, puisque les eaux de fonte des petits glaciers du Prazon et du Ruan d'une surface totale de 3 km^2 y sont également dérivées (Figure 3.19). Ces écoulements sont une perte nette pour le bassin de l'Arve, puisqu'ils alimentent soit le Haut-Rhône valaisan en amont du lac Léman, soit le bassin de l'Isère.

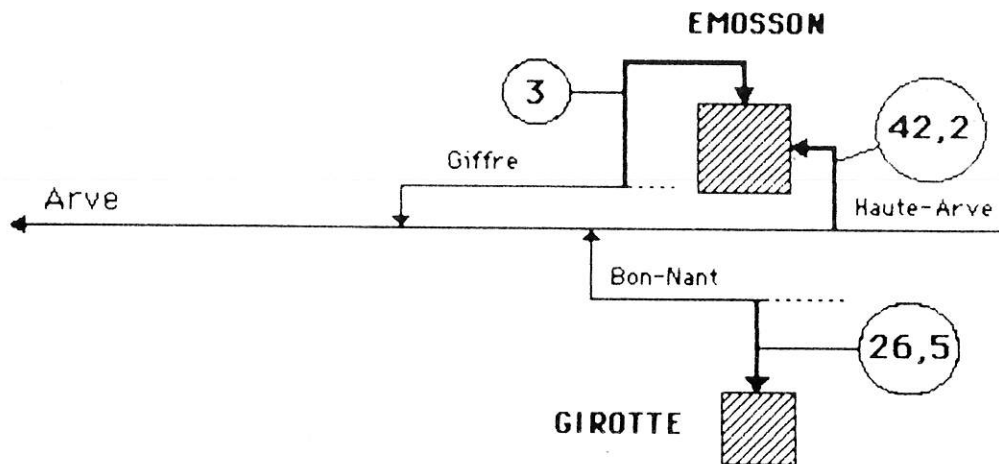


Figure 3.19 : Diminution des surfaces de l'impluvium dans les bassins de l'Arve et de ses affluents influencés par les dérivations hydroélectriques (d'après Edouard et Vivian, 1984).

La comparaison des débits mensuels effectivement écoulés avec la valeur des débits naturels reconstitués montre que ce sont surtout les débits estivaux qui sont modifiés, ce que suggèrait déjà l'origine nivo-glaciaires des écoulements dérivés (Figure 3.20). En outre, il apparaît également que les influences conjuguées de ces différents aménagements ne sont pas très fortes peu en amont de la confluence avec le Rhône, puisque pour le mois le plus perturbé (août), le déficit d'apport est seulement de 5,3 % à la station de jaugeage d'Arthaz (Vivian, 1986).

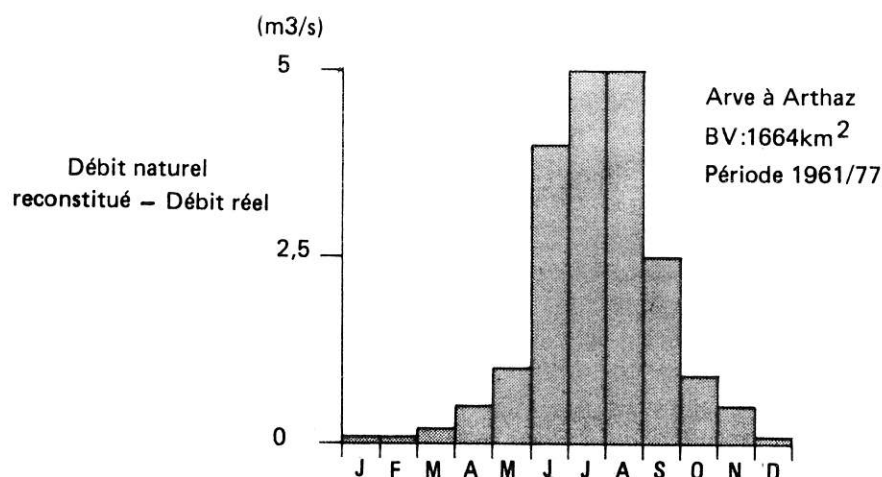


Figure 3.20 : Influence des prélèvements des émissaires glaciaires sur le régime de l'Arve à Arthaz (bassin-versant=1664 km²) (d'après les données de Vivian, 1986).

b) Les effets géomorphologiques des modifications de régime.

La responsabilité directe des perturbations anthropiques du régime est difficile à isoler, dans la mesure où elles ne sont jamais l'unique facteur expliquant les changements géomorphologiques. Leurs effets sur la dynamique fluviale de l'Arve sont mal connus, aucune étude spécifique n'ayant jamais été réalisée. Néanmoins, on peut suggérer plusieurs influences probables, à partir de processus similaires observés sur d'autres cours d'eau :

1) l'impact de la réduction des apports hydriques d'origine glaciaire sur la dynamique fluviale de l'Arve est actuellement inconnu. Il existe probablement dans les parties supérieures des bassins versants ayant subi directement le changement, avec peut-être un déficit du transit de la charge graveleuse. Comme on a pu le voir, son influence s'atténue rapidement d'amont vers l'aval, la modification du régime dans la plaine alluviale de l'Arve étant modérée ;

2) Edouard et Vivian (1982) posent le problème de l'évolution de la dynamique fluviale des lits court-circuités alpestres. L'affaiblissement des écoulements dans ces sections, alimentées pendant une grande partie de l'année uniquement par le débit réservé, réduit très probablement la fréquence des transports solides. En effet, la mise en mouvement des galets nécessite qu'un seuil critique de mobilisation soit dépassé ; il est exprimé sous la forme d'une contrainte critique d'entraînement exercée sur chaque particule du lit. La force nécessaire pour que le mouvement puisse se produire est fonction de la géométrie du chenal et du débit qui conditionnent les vitesses d'écoulement, de la granulométrie des matériaux de surface constituant l'armature du lit, mais également de la résistance au soulèvement opposée par l'imbrication des matériaux pavant le lit (Church, 1978 ; Schumm *et al.* 1984). Ainsi, la contrainte critique d'entraînement est plus élevée que celle nécessaire pour maintenir le transit de la charge graveleuse, une fois que le mouvement a démarré. Les changements du régime peuvent réduire de manière significative la fréquence de dépassement du seuil de mise en mouvement des matériaux composant le lit et diminuer de manière drastique les volumes des transports solides. De même, la présence du seuil inférieur, en dessous duquel les galets ne peuvent plus transiter, peut influencer sur le volume des charriages : toute baisse même modérée du débit va se traduire par une chute brutale des transits solides grossiers (Petts et Thoms, 1987). Dans ce cas, le mode de gestion du barrage

hydro-électrique joue un rôle considérable : la fermeture précoce d'un barrage mobile en fin de crue peut provoquer le franchissement de ce seuil ; il en résulte un déficit d'apport graveleux aux sections situées en aval de l'aménagement hydro-électrique.

Ainsi, dans le bassin de l'Arve, il est possible que les aménagements hydro-électriques et leurs impacts hydrologiques sur les sections court-circuitées provoquent un déficit du transit de la charge graveleuse par écrêtement des hautes eaux et des petites crues. Les fortes crues ne sont pas atténuées par les équipements hydro-électriques, d'autant plus que les prises d'eau sont mises hors-service durant le passage de l'onde de crue. Il semble donc que les transports solides soient tout aussi intenses qu'auparavant lors des débits paroxysmaux. Néanmoins, il n'est pas certain qu'ils soient mieux assurés par les écoulements exceptionnels de faible probabilité de retour que par les petites crues fréquentes qui sont, elles, beaucoup plus perturbées par les aménagements.

Les problèmes majeurs posés par le déficit d'écoulement dans les sections court-circuitées se posent dans les zones de confluence. Petts (1984a) a montré qu'une sédimentation significative s'était produite à la jonction de la Reidhol et d'un petit tributaire, en aval du barrage de Nant-y-Moch, au Pays de Galles. Il a provoqué un phénomène d'aggradation dans le chenal, l'accentuation de la pente par contrôle amont et la réduction des sections d'écoulement. Le problème se pose encore avec plus de force dans les sections court-circuitées alpêtres recevant des laves torrentielles : c'est le cas de l'Arve en aval du barrage des Houches, où confluent de nombreux torrents. L'absence d'un débit suffisant au moment du dépôt de la lave peut compromettre l'évacuation des matériaux sédimentés dans le lit, ou le rendre plus difficile après solidification des laves (voir le chapitre 4) ; ce sont alors les effets cumulés des laves qui causent les changements majeurs.

3) Dans le bassin de Cluses, la restitution des débits turbinés par la centrale de Pressy a eu une effet inverse. La hausse du débit a provoqué l'augmentation de la fréquence de mise en mouvement de la charge graveleuse. En accord avec le concept de seuil géomorphologique de Schumm (1973), il n'est pas nécessaire que l'augmentation de débit soit forte pour que la mise en mouvement des matériaux stockés dans le lit se produise. Le débit supplémentaire d'eaux claires restitué à Pressy a accru de manière significative le pouvoir érosif des eaux de l'Arve, en augmentant la fréquence de mobilisation de la charge alluviale. La contrainte critique d'entraînement a pour expression :

$$\mathcal{T}_0 = \gamma \cdot R \cdot S$$

avec \mathcal{T}_0 : contrainte critique d'entraînement à l'interface eau-chenal (N/m^2);

γ : poids volumique de l'eau (N/m^3);

R : rayon hydraulique (m);

S : pente.

$$R = A / P$$

avec A : section d'écoulement (m^2);

P : périmètre mouillé (m).

L'augmentation de la force tractrice dans le chenal résulte d'une conjonction de phénomènes : 1) l'augmentation probable de la section d'écoulement, effet direct de l'injection d'un débit supplémentaire (A^+) ; 2) la diminution du périmètre mouillé consécutif à la concentration progressive des écoulements (P^-) ; 3) l'accroissement de pente à la suite de la déstabilisation du lit (S^+). On a donc une triple conjonction de facteurs conduisant à l'augmentation de la force tractrice :

$$T_0^+ = \gamma \cdot A^+ / P^- \cdot S^+;$$

il est cependant probable que l'effet de l'injection d'un débit supplémentaire dans l'Arve a eu un effet moindre que la modification des autres paramètres de l'équation, à la suite de la déstabilisation du lit par les extractions de gravier.

3.2.2 : Les extractions de gravier dans le lit.

Les extractions de gravier dans le chenal constituent le principal facteur responsable de l'incision dramatique de l'Arve. Elles ont été développées sur toutes les sections de la plaine alluviale, par drague fixe ou par creusement de souilles à la pelle mécanique. Les volumes extraits réagissent sur l'équilibre global du lit :

- les abaissements dans les souilles d'extraction provoquent de fortes ruptures locales de pentes ou points d'entaille qui sont des zones de forte instabilité du lit. Ils se propagent à l'amont par érosion régressive. Ils accroissent le volume des transports solides dans la section amont déstabilisée, ce qui assure le comblement rapide de la souille. Le processus est entretenu par la persistance des prélèvements qui empêche tout retour à l'équilibre ;

- les souilles assurent le piégeage de la charge graveleuse transitant par roulage au contact du fond. Celle-ci ne contribue plus à l'équilibre des sections situées à l'aval de la zone d'extraction, où l'incision résulte d'un déficit d'apports grossiers. Ce processus, à la différence de l'érosion régressive ne génère pas de fortes ruptures locales de la pente. L'ajustement est très progressif, par réduction de pente lorsque la fourniture sédimentaire diminue ; c'est pourquoi Richards qualifie ce processus d'asymptotique (1982, p. 145).

La difficulté d'estimer les volumes extraits est grande, compte tenu du caractère sauvage d'un grand nombre des extractions. Les chiffres présentés ici sont avant tout des ordres de grandeur. Il résultent de la synthèse de différents documents effectuée par le Service Régional pour l'Aménagement des Eaux Rhône-Alpes : les rapports du bureau d'étude Sogreah pour les prélèvements jusqu'en 1973-75 ; les données de la Direction Régionale de l'Industrie et de la Recherche après 1973 et diverses autres estimations. Les principaux prélèvements ont été réalisés antérieurement à 1975, avant que les administrations gérant le cours d'eau, ne prennent des mesures de limitation des extractions ; ils ont été synthétisés sur la figure 3.21 :

1) dans le **bassin de Sallanches** en aval du confluent du Bon-Nant, les extractions ont été effectuées en majeure partie directement dans le lit mineur (Sogreah, 1973). Entre 1965 et 1975, compte tenu des extractions sauvages difficilement chiffrables, les volumes prélevés annuellement étaient supérieurs à 100 000 m³. Sogreah (1975) estime que sur la période 1950-1975, les volumes extraits étaient de l'ordre de 1,8 millions de m³. Depuis cette date, les extractions dans le lit ont été fortement ralenties, mais dépassaient encore 20 000 m³ par an jusqu'en 1983. Il est donc probable que les volumes prélevés depuis 1950 ont excédé 2 millions de m³ dans le bassin de Sallanches. En aval des confluent de la Sallanches et du torrent de Reninges, une ancienne zone de tressage, au sortir des digues sardes, a probablement livré 500 à 700 000 m³ de graves ;

2) dans **la cluse de l'Arve**, les extractions ont été beaucoup plus modestes. Elles sont estimées à 20 000 m³ entre 1965 et 1975 sur la commune de Magland. Par contre, dans les secteurs de la Maladière et de Balme immédiatement en amont de Cluses, l'évaluation des prélèvements sur la même période est de 100 000 m³. On ne dispose d'aucune donnée postérieure à 1975 ; mais lors de la construction de l'Autoroute Blanche, des rescindements de berge ont donné

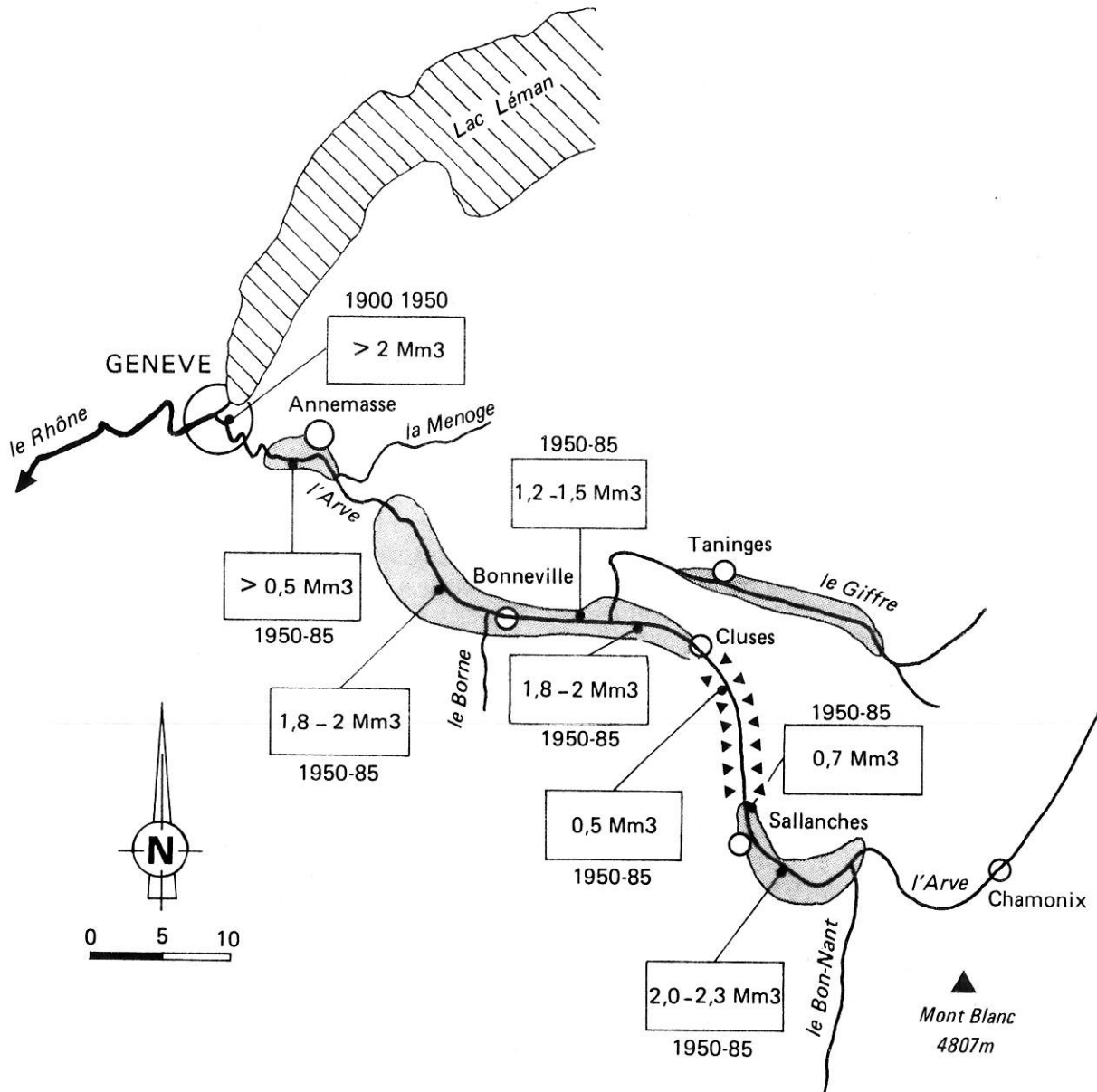


Figure 3.21 : Estimation des prélèvements de gravier dans le lit de l'Arve entre le Fayet et Genève, pendant la période 1950-1985).

lieu à de nouvelles extractions ;

3) **de Cluses jusqu'au confluent du Giffre**, "la presque totalité du gisement facilement exploitable a été extraite et le fond du lit est souvent constitué dans cette zone par la couche d'argile sous-jacente mise à nu" (Sogreah, 1973, p. 12). Ces extractions sont même remontées jusque dans la partie endiguée du lit à Cluses, par râclage superficiel des bancs vifs. On peut estimer à plus de 1,5 million de m^3 le volume de la charge graveleuse tiré du lit entre 1950 et 1973. La construction de l'autoroute Blanche a favorisé l'ouverture de plusieurs chantiers d'extraction, notamment en amont du pont d'Anterne, sur la rive gauche de l'Arve. Entre 1963 et 1973, des prélèvements ont également été effectués au confluent du Giffre et sur la rive gauche de l'Arve en face du confluent, lors de travaux de rescindement de berge pour la construction de l'autoroute Blanche ; lors de ces derniers, des quantités de matériaux non négligeables mais non connues ont été extraites ;

4) Entre **le confluent du Giffre et Bonneville**, la rivière est endiguée sur la plus grande partie de son cours. D'importantes extractions ont été réalisées par décapage des bancs et surtout par une drague fixe, installée à l'extrémité amont de la section endiguée ; elles étaient estimées à 50 000 m^3 /an entre 1950 et 1975, soit environ 1,25 million de m^3 . La drague tirait encore plus de 20 000 m^3 /an au début des années 1980 ;

5) la zone comprise **entre Bonneville et le Pont de Bellecombe** est très perturbée par les extractions de gravier. Les volumes extraits du lit, principalement sur la rive gauche de l'Arve peuvent être estimés à 30 000 m^3 /an entre 1950 et 1970, puis 50 000 m^3 /an entre 1970 et 1973. Il faut y ajouter les extractions non contrôlées et celles pour l'autoroute Blanche de l'ordre de 600 000 m^3 pendant la période 1969-73. Il est probable que les extractions ont dépassé 2 millions de m^3 depuis 1950 dans cette section de l'Arve ;

6) On ne dispose que de peu de renseignements sur les prélèvements de gravier **en aval du pont de Bellecombe jusqu'à la frontière**. Une drague a longtemps été établie dans la section encaissée de la rivière, en amont du Pont-Neuf ; on ne dispose d'aucun chiffre des volumes extraits en ce point. Il en est de même pour la plaine d'Etrembières, où l'intensité des modifications géomorphologiques atteste l'importance du volume extrait. En dépit de l'absence de données chiffrées, il semble cependant certain que les extractions ont dépassé 500 000 m^3 dans cette section ; la construction de l'autoroute Blanche, puis de l'autoroute Annemasse-Lyon ont donné lieu à d'importants travaux de rescindement de berge et favorisé la multiplication des points de prélèvement (Peiry, 1984) ;

7) **en Suisse**, une part importante des besoins en gravier et sable de la ville de Genève était couverte par les dragages dans l'Arve avant 1940 (République et canton de Genève, 1984). Ceux-ci étaient établis à Sierne, Vessy, au Bout-du-Monde, à Carouge, aux Vernets, à la Jonction, confluence de l'Arve et du Rhône ; au total, quatorze sites d'extraction ont été exploités dans la section helvétique du cours d'eau (Service Fédéral des Eaux, 1941). De 1896 à 1930, les extractions annuelles de gravier dans le lit de l'Arve à Genève étaient estimées à 80 000 m^3 (Wilhelm, 1931) ; d'après Saugey, les dragages atteignaient 130 000 m^3 pour la seule année 1930 (in Wilhelm, 1931). Le Service Fédéral des Eaux (1941) a établi une statistique plus complète des extractions de gravier dans le lit de l'Arve à Genève (Figure 3.22). Il apparaît qu'elles se sont accélérées à partir de 1930 pour passer par un pic en 1936, puis rapidement chuter à partir de cette date. Dans le même temps, le nombre des sites d'extraction a rapidement diminué. La statistique met clairement en évidence l'épuisement progressif des ressources en gravier ; les extractions les plus aval sont les premières à avoir fermé : au début de la décennie 1940, comme l'atteste le rapport du Service Fédéral des Eaux (1941), "l'Arve en année normale, à l'approche de la Jonction, ne charrie plus que du sable, le gravier faisant entièrement défaut". L'ensemble des apports solides grossiers de l'Arve est stoppé "par tous les dragueurs échelonnées

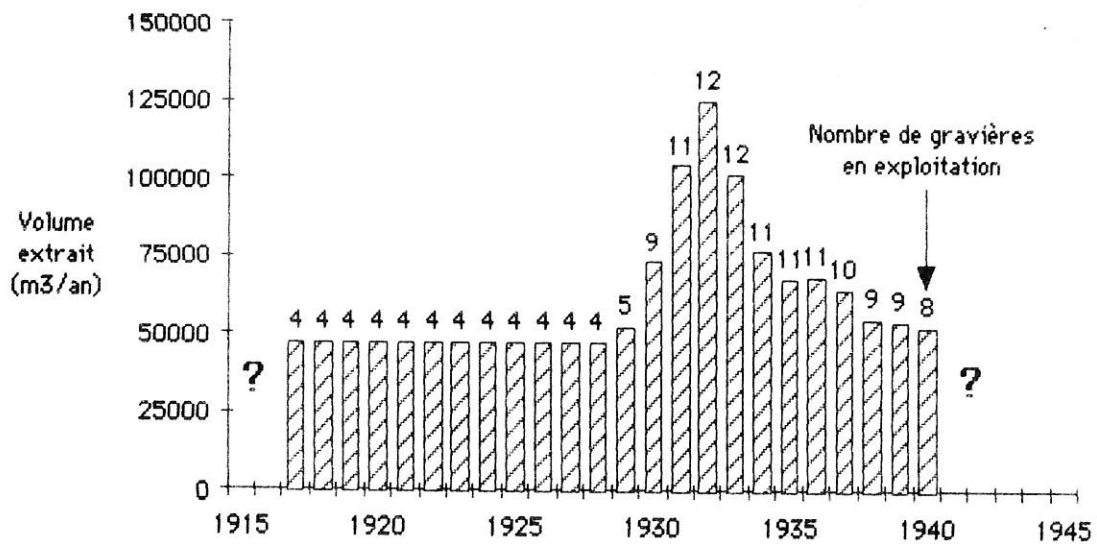


Figure 3.22 : Extractions de gravier dans le lit de l'Arve à Genève pendant la première moitié du 20ème siècle : noter la décroissance des volumes extraits dès 1934 et la fermeture de certaines gravières, indiquant un épuisement des ressources (d'après les données du Service Fédéral des Eaux, 1941).

sur son parcours, et d'autre-part par la présence d'installations très puissantes (...) qui font une sorte de chenal très profond en travers du lit de l'Arve d'où il ne sort que du sable ou quelque gravier lors des très grosses crues ; tout le reste sert à combler cette fosse et ne va pas plus bas". Les quelques données dont on a pu disposer après 1940 montrent que les quantités extraites ont rapidement diminué. Actuellement, la plupart des extractions installées en territoire suisse ont stoppé leur activité, faute de matière première. Des dragages occasionnels sont encore pratiqués à la gravière de Sierne, mais avec une productivité infime (République et Canton de Genève, 1984).

Depuis 1983, tout prélèvement de gravier dans le lit mineur de l'Arve sur toutes les sections de sa plaine alluviale a été interdit par la Direction Départementale de l'Équipement, service gestionnaire du cours d'eau. Actuellement, seules subsistent encore quelques zones ponctuelles de prélèvement, en particulier dans le bassin de Sallanches et sur la basse Arve dans l'agglomération d'Annemasse ; elles cesseront rapidement les autorisations d'extraction n'étant plus renouvelées. Elles ont été remplacées par des extractions dans le lit majeur, mis hors d'atteinte des crues par l'incision de la rivière. Ce second type de prélèvement pose également de gros problèmes de gestion de l'espace péri-fluvial ; elles sortent du cadre essentiellement morphologique de ce mémoire et ne seront pas évoquées.

L'incision de la rivière consécutive aux extractions de gravier a eu pour conséquence la déstabilisation des berges de la rivière ainsi que de nombreux ouvrages d'art. Elle a nécessité la construction de plusieurs seuils barrant la rivière. Leurs objectifs sont multiples : 1) contrôler la chute de la ligne d'eau en bloquant l'érosion régressive ; 2) compenser la réduction de la pente d'équilibre par une chute d'eau ponctuelle pouvant atteindre une hauteur de plusieurs mètres ; 3) diminuer la puissance érosive de la rivière en créant une fosse de dissipation énergétique en aval de la chute (Figure 3.23). Plusieurs seuils ont été implantés dans le bassin de Sallanches, de Cluses ou en aval de Bonneville, principalement pour prévenir le déchaussement des piles de pont. Ils tendent à transformer la rivière en un véritable escalier d'eau. Dans les premiers temps de leur mise en service, ils agissent comme un barrage sédimentaire sur les transports sédimentaires grossiers, qui sont stockés dans le lit amont et favorisent sa restauration. Les transits graveleux ne sont rétablis qu'après leur remblaiement : dans le bassin de Cluses le seuil de Pressy, construit en 1984 n'était toujours pas remblayé au début de l'année 1987 et un suivi topographique du piégeage de la charge graveleuse a été récemment proposé par la D.D.E., afin d'estimer le volume des transports solides dans cette section de la rivière (S.R.A.E. Rhône-Alpes, rapport du Sous-Groupe "Arve", 14 nov. 1985). Il est probable que ces ouvrages qui agissent comme des pièges à gravier, accentuent l'incision du lit à l'aval de leur implantation en favorisant un déficit d'apport graveleux.

3.3 : Discussion : l'incision en réponse aux extractions de gravier, un phénomène commun à la plupart des cours d'eau alpestres.

Parmi les très nombreuses études concernant les changements de la dynamique fluviale et en particulier les phénomènes d'incision figurant dans la bibliographie internationale, bien peu mettent l'accent sur les conséquences des extractions de gravier sur la géomorphologie des cours d'eau. Dans sa synthèse des impacts anthropiques sur la dynamique fluviale, Park (1981) en parle, mais sans les développer ; Richards (1982), Morisawa (1985) consacrent tous les deux un chapitre de leur ouvrage aux perturbations anthropiques du système fluvial : les conséquences des extractions de gravier n'y sont pas évoquées ; dans un récent article, Klimek, (1987) indiquent que les prélèvements de gravier dans le chenal sur divers cours d'eau de la façade occidentale des carpathes ont provoqué l'accélération de la tendance à l'incision qui prévalait depuis le début du 20ème siècle : les taux d'abaissement du lit qui ne dépassaient pas 1,5 à 2,5 cm/an pendant la première moitié du 20ème siècle excéderaient actuellement 8 cm/an sur plusieurs rivières.

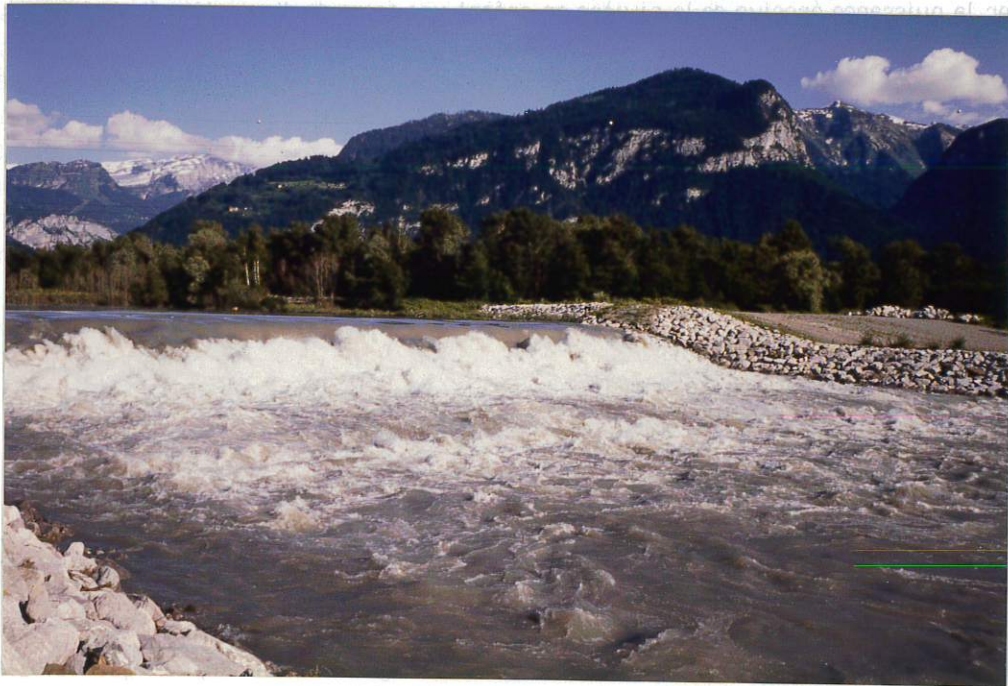
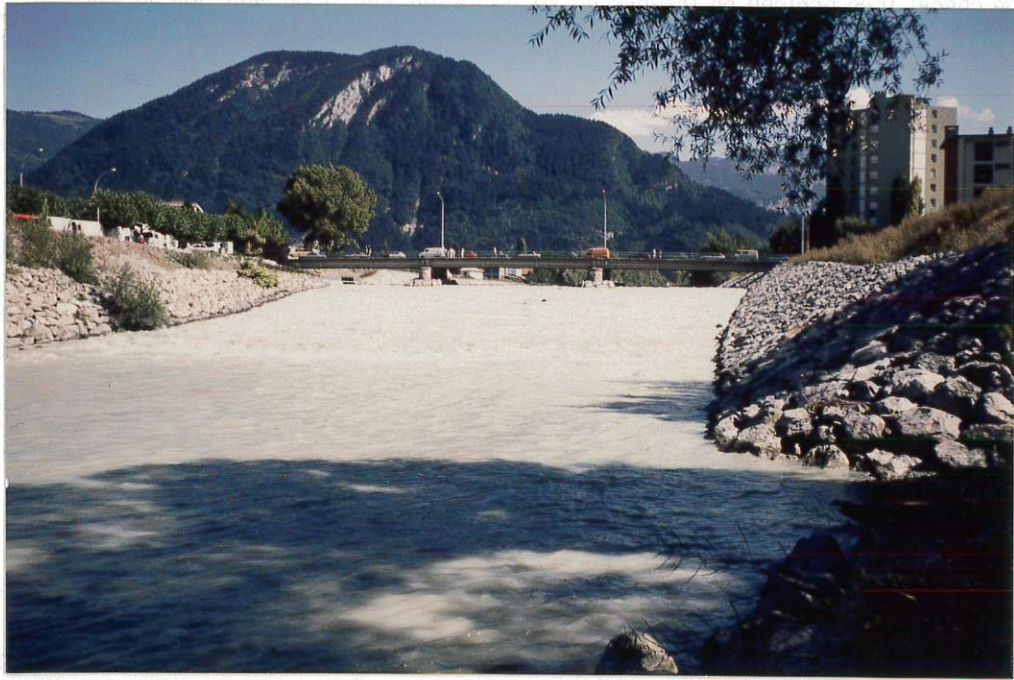


Figure 3.23 : Types de seuil de stabilisation du lit de l'Arve moyenne dans le bassin de Cluses : A) seuil noyé du pont de la Sardagne à Cluses ; B), seuil-chute de Pressy (photographies de l'auteur).

Sur l'Arve dans sa plaine alluviale, l'incision est particulièrement dramatique, par son ampleur exceptionnelle et les changements morphodynamiques qu'elle a induit. Il apparaît qu'elle n'est pas un phénomène unique, mais très fréquent sur la plupart des cours d'eau alpestres. Les principaux affluents de l'Arve sont profondément touchés :

1) **la Menoge** s'est enfoncée sur la plus grande partie de son cours. La chute de la ligne d'eau atteint 5 mètres dans la moyenne vallée, au confluent du Foron de Fillinges, en raison d'une destruction du pavage par des curages ou extractions estimés à plus de 100 000 m³ (Sogreah, 1986);

2) **le Giffre**, dans la plaine alluviale de Taninges a incisé son chenal de 2 à 4 mètres depuis le levé du profil en long de 1912. Jusqu'à très récemment, les extractions de gravier dans le lit étaient comprises entre 100 et 200 000 m³/an (Ceric, 1984);

3) sur **la Haute-Arve chamoniarde**, les extractions s'effectuent à un rythme de 150 000 m³/an dans la queue de la retenue des Houches (Peiry, 1987); d'après les données du S.R.A.E Rhône-Alpes, le volume extrait depuis 1950 serait compris entre 5,3 et 6,1 millions de m³. En dépit de l'ampleur des prélèvements, il semble que le profil en long ne soit que fort peu affecté par les extractions et se maintienne stable.

Tableau 3.3 : Incision et prélèvements de gravier sur quelques cours d'eau alpins.

Rivière	Section	Incision (m)	Extractions (10 ⁶ m ³)	Source
Arve	Genève	2-4	> 2,0	Serv. Fédéral des Eaux, 1941.
	Bonneville	4-5	1,8-2,0	Sogreah, 1983.
	Cluses	8-10	1,8-2,0	Sogreah, 1981a.
	Sallanches	8-12	2,0-2,3	Sogreah, 1975.
	Les Houches	0	5,3-6,1	S.R.A.E., 1987.
Menoge	Pont de Fillinges	5	> 0,1	Sogreah, 1986.
Giffre	Taninges	4	> 2,0	Ceric, 1984.
Durance	cours aval occidental	2-3	31	Piéri, 1983.
Fier	vallée supérieure	8	3-4	Sogreah, 1982.
Haut-Rhône	Chautagne	2	?	Bravard, 1987a.
Isère	amont de Grenoble	> 5	4	Blanic et Verdet, 1975.

Sur beaucoup d'autres cours d'eau alpins, la situation est tout aussi préoccupante :

1) dans la **haute vallée du Fier** près d'Alex, les extractions de gravier ont eu pour conséquence la profonde incision du chenal qui atteint un maximum de 8 mètres (Sograh, 1982);

2) sur le **Haut-Rhône français en Chautagne**, le contrôle progressif de la rivière par l'Homme (endiguement aux 18ème et 19ème siècles, construction de barrages hydro-électriques dès 1901 et dans une moindre mesure les extractions de gravier récentes) ont provoqué de multiples impacts, dont une incision du chenal d'environ 2 mètres (Bravard, 1987a) ;

3) **sur l'Isère**, l'endiguement longitudinal mis en place au 19ème siècle a favorisé la lente aggradation de la rivière a un rythme de 1 à 2 cm/an. Entre 1948 et 1965, on préleva $4 \cdot 10^6$ m³ de gravier dans le chenal, afin de restaurer la capacité du lit à écouler les crues. Ces extractions ont provoqué une rapide incision du chenal, à un taux de 30 cm/an, sur une section de 20 kilomètres de longueur en amont de Grenoble (Blanic et Verdet, 1975). Le **Drac** sur son cône alluvial à Grenoble a subi des dommages identiques (Blanchet et Brissaut, 1962).

Les exemples pourraient encore être multipliés, tant le phénomène d'incision touche l'ensemble des cours d'eau alpins. Il est probable que cette observation pourrait être étendue aux cours d'eau des Alpes suisses, italiennes ou même autrichiennes. Dans les vallées densément peuplées des Alpes françaises, où les rivières sont soumises à une forte pression anthropique, l'incision résulte d'interactions complexes entre de multiples processus induits par l'Homme ; **mais c'est sur les rivières où les extractions ont été les plus intenses que les taux d'incision sont les plus élevés.** Cette transformation de la dynamique fluviale montre que l'on est actuellement en train de surexploiter un stock non renouvelable à cours terme. Cela pose le problème de la gestion de ce stock et de la prévention des désordres que cause la chute de la ligne sur la stabilité des berges, des ouvrages d'art, les niveaux de la nappe d'accompagnement de la rivière etc... Il apparaît nécessaire que l'on prenne des mesures conservatoires et en particulier que l'on développe une véritable gestion des granulats tirés du chenal : Prudhomme (1975) montre à travers l'exemple du Yar inférieur que l'on peut parvenir à gérer l'inévitable incision fluviale, si l'on aménage suffisamment tôt le lit et contrôle strictement les extractions ; cependant, l'une des plus grandes des difficultés actuelles demeure l'estimation des volumes que l'on peut prélever, tout en limitant les désordres géomorphologiques qu'occasionnent les extractions au chenal alluvial.

4) CONCLUSION

L'étude des perturbations anthropiques de la dynamique de l'Arve dans sa plaine alluviale a permis de mettre en évidence deux périodes d'évolution :

A) dès le 18ème siècle et surtout dès 1820, on a développé l'endiguement longitudinal de la rivière, dans un premier temps aux abords des villes de la vallée, puis sur des sections entières de l'Arve. La rectification du modèle du chenal et l'établissement d'une nouvelle section d'écoulement ont contraint la rivière à s'adapter : l'étude de la section endiguée située entre le confluent du Giffre et Bonneville a montré que la correction avait favorisé un basculement du chenal alluvial, celui-ci tendant à réduire sa pente fortement accentuée par le recouplement des sinuosités : à l'amont, le chenal s'est incisé d'une valeur supérieure à 2,40 mètres ; à l'aval, on a observé une nette hausse des niveaux atteints par les crues, sans pour autant qu'elles soient plus fortes. Ce type de réponse traditionnel de la dynamique fluviale a été accentué du fait de facteurs locaux, comme la diminution de la puissance tractrice dans le chenal ; elle a été provoquée par le déversement d'une partie du débit dans l'ancienne plaine d'inondation, par des brèches ouvertes dans les digues. L'effet d'eau calme engendré par la confluence Borne-Arve, quelques centaines de mètres en aval de

Bonneville, a également accentué le phénomène de dépôt dans la partie aval de la section corrigée. Au sortir des digues, d'importants épandages graveleux se sont produits, favorisant la construction d'un cône alluvial. Les matériaux étaient issus de la partie amont du chenal endigué, où se produisaient l'incision et la mobilisation des graves, jusqu'alors stockées dans le lit. La charge surabondante résultant de l'incision amont et la chute brutale de la compétence des eaux au débouché des digues ont provoqué l'édification d'une mégaforme de sédimentation, la rivière accentuant ses divagations, sapant ses berges et élargissant sa bande d'activité. En définitive, les observations effectuées en amont de Bonneville peuvent être généralisées à l'ensemble du cours de l'Arve : les endiguements longitudinaux par sections de la rivière sont responsables d'importants remaniements sédimentaires, internes à la plaine alluviale, que l'étude des formes et processus fluviaux met parfaitement en évidence.

B) Depuis le début de la décennie 1950, l'accentuation de la pression anthropique sur la rivière a provoqué une transformation profonde de la dynamique fluviale ; le chenal s'est profondément incisé sur toutes les sections de la plaine alluviale :

1) c'est dans les sections non endiguées que la chute de la ligne d'eau a été la plus dramatique. Dans les bassins de Sallanches et de Cluses, elle atteignait respectivement des valeurs maximales de 12 et 10 mètres, avant que des travaux de restauration du lit ne soient effectués. Il s'ensuivit la disparition progressive du modèle tressé en une vingtaine d'années, les chenaux divagants multiples, larges et plats qui caractérisent ce style fluvial étant remplacés par un chenal unique rectiligne, étroit et profond. Dans le bassin de Cluses, l'épaisse formation fine enfouie sous les graviers holocènes a exercé un contrôle intrinsèque sur les taux d'incision. Cet exemple illustre le rôle souvent fondamental du facteur "héritage" sur la géomorphologie actuelle et justifie les investigations entreprises sur les paléoenvironnements fluviaux ;

2) dans les sections endiguées au 19^{ème} siècle, les changements géomorphologiques contemporains ont été plus diffus, mais existent également. L'incision a été beaucoup moins marquée qu'ailleurs, en raison d'une première adaptation de la dynamique fluviale consécutive à la rectification du chenal : le basculement du profil en long a provoqué une nette diminution de la pente de la rivière ; l'abaissement amont du lit a probablement favorisé la mise en place d'un pavage d'incision limitant les approfondissements ultérieurs du lit. Le suivi des formes fluviales sur les photographies aériennes, entre 1936 et 1984, dans la section endiguée de Bonneville montre qu'elles ont subi 3 phases d'évolution, témoignant de la réponse complexe du système fluvial : a) dans un premier temps, la déstabilisation du lit a engendré une nette accélération de la migration de la triple association mouille-seuil-banc ; b) pendant la décennie 1970, l'incision du lit a favorisé la mise hors d'eau de certains bancs et entraîné leur immobilisation. Ils ont perturbé la dynamique des formes fluviales actives et fortement ralenti leur migration ; c) depuis 1980 environ, il est apparu une certaine réversibilité du phénomène, puisque l'érosion et la disparition progressive des bancs fossiles permet une reprise de la migration des formes du lit.

Les causes des changements contemporains de la dynamique fluviale sont essentiellement doubles :

1) les ouvrages hydroélectriques et en particulier les prélèvements sur les émissaires glaciaires ont modérément perturbé les écoulements estivaux de l'Arve ; dans le bassin de Cluses, l'augmentation du débit de l'Arve, qui reçoit les apports court-circuités du Giffre, a accru la chute de la ligne d'eau, en favorisant un processus de récurage du chenal alluvial. En dépit de ces exemples, les perturbations engendrées par les aménagements hydroélectriques établis sur l'Arve et ses affluents demeurent nettement moins fortes que sur beaucoup d'autres cours d'eau des Alpes du Nord ;

2) les extractions de gravier dans le lit sont le principal responsable de la profonde incision de l'Arve, par les graves perturbations de la dynamique des transports solides qu'elles ont provoqué. Elles ont favorisé la mise en oeuvre de processus d'érosion régressive, résultants de raidissements locaux de la pente ; le piégeage de la charge alluviale dans les souilles d'extraction a entraîné la déstabilisation du lit par déficit d'apports amont. Les volumes extraits dans les différentes sections de la plaine alluviale ont été recensés ; ils se chiffrent en millions de m³. La comparaison des données de l'incision de l'Arve dans sa plaine alluviale avec celles de ses affluents ou d'autres cours d'eau alpestres montre qu'il s'agit d'un problème qui touche la plupart des cours d'eau des Alpes françaises. Dans tous les cas, les extractions de gravier dans le chenal sont responsables des plus forts taux d'incision.

L'analyse de la dynamique fluviale dans la plaine alluviale a permis de déterminer les profonds changements récents du modèle fluvial et les processus qui sont en cause. Les perturbations anthropiques dans la plaine alluviale sont le facteur principal des changements. Il est cependant nécessaire de rechercher si l'incision contemporaine n'est pas également indicatrice d'une modification de la fourniture sédimentaire par les affluents. Cette étude sera développée dans la deuxième partie de ce mémoire.

DEUXIEME PARTIE :

L'ENTREE DES FLUX SEDIMENTAIRE
DANS LE SOUS-SYSTEME "PLAINE ALLUVIALE".

Chapitre 4 : La dynamique des sédiments dans le sous-système torrentiel.....	185
Chapitre 5 : La dynamique fluviale des zones de confluence.....	253

Chapitre 4 :

LA DYNAMIQUE DES SEDIMENTS DANS LE SOUS-SYSTEME TORRENTIEL.

1) INTRODUCTION.

1.1 : Etat de la question et objectifs de l'étude.

Comme on l'a vu dans le chapitre précédent, les transports solides de l'Arve ont été profondément modifiés par les interventions anthropiques sur le cours d'eau, en l'espace de quelques décennies. Les extractions massives de gravier dans le lit sont le principal responsable des profonds changements de la dynamique de la rivière. Ce constat pose le problème d'une meilleure connaissance de la charge alluviale parvenant à l'axe fluvial principal fortement dégradé, dans le but d'appréhender dans quelle mesure des variations de la réinjection de matériaux ont influé sur la dynamique fluviale de l'Arve intra-montagnarde. En l'absence d'extractions, l'intensité des apports va conditionner la reconstitution des réserves graveleuses stockées dans le lit alluvial. Les torrents sont l'une des composantes de la fourniture hydrique et sédimentaire de l'Arve. Il était donc nécessaire d'étudier la dynamique des sédiments dans le système torrentiel, ainsi que les facteurs susceptibles de favoriser ou de diminuer l'activité des torrents de l'Arve.

Les torrents sont "des cours d'eau à régime spasmodique, à forte pente et qui travaillent dans des matériaux faciles à affouiller" (Derruau, 1965, p. 60). Au sens strict du terme, ce sont des réseaux de drainage ayant leur origine "dans le ruissellement et la concentration superficielle des eaux de pluie" (Veyret, 1959). Le système torrentiel est constitué par l'ensemble des surfaces concentrant progressivement les écoulements en direction d'un talweg principal qui assure leur écoulement vers l'aval.

La connaissance de la géomorphologie des torrents fut avant tout le fruit des travaux des Forestiers : Surell (1841) fut le premier à définir les trois parties d'un torrent : le bassin de réception qui concentre les flux hydriques et les matériaux ; le chenal d'écoulement, talweg en forte pente écoulant le mélange d'eau et de sédiment ; le cône de déjection où s'accumulent les débris. Son étude avait pour but d'établir les bases scientifiques d'un vaste programme de correction torrentielle, visant à la protection des pentes contre les érosions et le contrôle des transports solides. L'analyse de Surell est plus physiographique que fonctionnelle et traduit mal la complexité des processus et leur enchaînement pour que se déclenchent les transports solides torrentiels.

Mougin (1914) a recensé les problèmes de torrentialité des Alpes du Nord dans son monumental ouvrage intitulé "les torrents de Savoie". Il a décrit succinctement les principaux processus de fourniture sédimentaire aux talwegs : "les matières transportées proviennent ou bien du décapage par les agents atmosphériques (pluie, neige ou grêle) de surfaces dénudées ou bien encore des glissements des berges ou de versants entiers causés par affouillement ou par excès d'humidité" (p. 8). Il a souligné également le rôle des "avalanches terrières" qui dégradent les sols, soit par friction, soit par chocs. Mougin, comme son prédécesseur Surell, conférait aux déboisements une responsabilité sans doute excessive dans le développement de la torrentialité. Cette analyse allait dicter la politique du Service de Restauration des Terrains de Montagne en matière de reboisement, conduisant parfois à des échecs, liés à l'absence de prise en compte des conditions écologiques ; elle fut à l'origine d'une vive polémique entre partisans et opposants du reboisement (Lenoble, 1923 ; Chevalier, 1923 ; Bénévnt, 1923, Mougin, 1924, Salvador,

1927). En dépit de sa bonne connaissance du système torrentiel acquise lors de multiples observations de terrain, Mougin n'a jamais étudié en détail la dynamique des sédiments dans les bassins torrentiels ; néanmoins, l'analyse des processus et des facteurs contrôlant la torrentialité apparaît de manière implicite dans un grand nombre des monographies qu'il présente.

Les géographes français ne se sont jamais passionnés pour la géomorphologie des torrents, comme en témoigne le nombre réduit d'études qui ont été réalisées. De Martonne (1924) dans son "Traité de Géographie Physique" reprend les observations de Surell ; Derruau (1965) n'apporte rien de neuf sur le sujet. Tricart (1957) publie quelques observations sur une lave d'un torrent autrichien ; un second article (Tricart, 1960) étudiant l'évolution des versants du Guil après la crue catastrophique de 1957 présente une première approche de la dynamique des sédiments torrentiels : il souligne "une certaine indépendance entre l'évolution des versants et celle du réseau hydrographique", excepté lors des crues exceptionnelles ; les matériaux mobilisés ou remaniés par les processus de versant "ne nourrissent presque jamais les alluvions d'un torrent". Le principal apport de cette étude est la mise en évidence du caractère temporel et spatial discontinu des processus de façonnement des interfluves et du réseau hydrographique et la démonstration de la mise en oeuvre de relais de processus conduisant les matériaux des têtes de bassin aux vallées alluviales. Depuis cet article de Tricart, il semble qu'il n'y ait jamais eu d'étude spécifique de la dynamique torrentielle, en dépit de quelques rares monographies (Anchierri, 1966 ; Huchon, 1981 ; Boussarsar, 1987). Ce sont les hydrauliciens qui ont contribué, pour la plus grande part, à une meilleure connaissance du fonctionnement des torrents, comme en témoignent quelques récentes études (Sogreah, 1985 ; Meunier et Mathys, 1986).

L'étude présentée ici a plusieurs objectifs : 1) elle tente d'analyser le caractère complexe de la dynamique des sédiments dans le système torrentiel ; elle recense les principaux processus qui alimentent les talwegs, décrit les transports solides et leurs effets géomorphologiques ; 2) elle recherche les principaux facteurs qui contrôlent la production des transports solides et la plus ou moins forte activité géomorphologique des bassins torrentiels ; 3) elle a pour but de déterminer quelles sont les influences anthropiques sur l'activité des torrents, consécutives aux travaux de correction développés par les Forestiers, depuis la fin du 19ème siècle : on tentera d'établir leurs impacts sur la dynamique des sédiments réinjectés dans l'Arve.

1.2 : Les sources documentaires et les méthodes de travail.

Cette étude a été menée à bien au sein du Service de Restauration des Terrains de Montagne de la Haute-Savoie qui a mis ses archives à notre disposition. L'utilisation des archives de ce Service présente un double avantage : 1) les documents compilent près de cent années de données sur les torrents les plus actifs de la vallée. Ce suivi sur une longue durée est indispensable, la fréquence des spasmes torrentiels étant réduite ; 2) ils permettent de disposer d'un nombre considérable d'observations, effectuées par des spécialistes ayant un excellent sens des réalités de terrain. Elles sont d'autant plus intéressantes que les Forestiers étaient cantonnés en permanence à proximité des torrents, où ils édifiaient les ouvrages de correction.

Nos investigations nous ont conduit à travailler à trois niveaux de perception de l'espace :

1) un recensement rapide des principaux secteurs d'activité torrentielle du bassin de l'Arve a été effectué. Il n'a pas été possible d'approfondir l'étude à une telle échelle, le bassin versant étant beaucoup trop vaste et les torrents trop nombreux pour que l'on puisse tout traiter. De plus, les documents d'archive ne concernent qu'une minorité de bassins torrentiels, ce qui limitait nos possibilités d'investigations ;

2) une analyse comparative de plusieurs bassins torrentiels a été effectuée. Ils ont été choisis

pour leur appartenance à différents types d'environnement et semblent être représentatifs de la gamme des torrents de l'Arve. Ils sont parmi les plus actifs de la vallée de l'Arve et ont presque tous été aménagés à des degrés divers après 1890 ; c'était d'ailleurs la condition première pour que l'on puisse espérer réunir une abondante documentation. Par le biais d'une étude des profils en long et d'une analyse planimétrique, on a déterminé les caractéristiques communes aux divers bassins torrentiels, susceptibles d'expliquer leur activité vis à vis des transports solides ;

3) un nouveau changement d'échelle a permis une description détaillée de la dynamique des sédiments dans le système torrentiel, étayée par de nombreux exemples tirés des documents conservés par le Service R.T.M. Les interventions anthropiques visant au contrôle de la dynamique des sédiments sont recensées; leurs impacts sur l'activité des bassins torrentiels et la recharge sédimentaire de l'Arve sont discutés.

De multiples documents ont été utilisés dans le cadre de cette étude ; on a complété l'analyse des archives de diverses investigations de terrain :

1) les cartes topographiques, géologiques et les photographies aériennes ont été utilisées pour la planimétrie de la nature du substrat et de la couverture végétale des bassins sélectionnés ;

2) la compilation des données disponibles dans les archives du Service R.T.M. a constitué le plus gros du travail :

- on a étudié les rapports établis par les Forestiers lors des travaux de correction torrentielle ; les documents rédigés à la suite d'intenses transports solides se sont révélés particulièrement intéressants pour la compréhension du phénomène torrentiel ;

- de très beaux documents graphiques, cartes des séries domaniales, plans des ouvrages de correction et de nombreux profils en long et en travers ont été compilés et utilisés chaque fois que cela était possible. Ils permettent dans certains cas la quantification des processus torrentiels ;

- les photographies anciennes prises par les Forestiers à différentes époques ont été analysées. Comme l'a montré Métailié (1986), leur intérêt pour l'étude du paysage torrentiel et de sa dynamique est indéniable ; elles constituent une mémoire visuelle de l'état du milieu physique à une date donnée. Leur comparaison avec des photographies actuelles prises sous les mêmes angles a permis d'observer les changements (ou l'absence de changement) qui se sont produits sur près d'un siècle. Les photographies de la Collection du Service R.T.M. ont également été utilisées pour étayer les observations sur la dynamique des sédiments dans le système torrentiel ;

- les données quantitatives concernant les transports solides torrentiels ont systématiquement été recensées ; elles ne proviennent pas seulement du Service R.T.M, mais également d'autres administrations (Direction Départementale de l'Equipement ; Direction Départementale de l'Agriculture).

3) Plusieurs torrents ont été parcourus sur la totalité de leur bassin versant, ce qui a permis de nous familiariser avec le paysage torrentiel, ainsi qu'une meilleure compréhension des mécanismes de fonctionnement. Quelques investigations de terrain limitées ont été entreprises, comme le suivi cartographique de l'évolution de la section déstabilisée d'un lit torrentiel ou la mise en évidence du recul des berges par des levés topographiques ;

4) L'étude a été complétée par une recherche bibliographique. On a compilé les informations sur les torrents figurant dans divers articles ou ouvrages régionaux et qui étaient complémentaires des archives R.T.M. On a également procédé à l'analyse de plusieurs études

étrangères sur la dynamique torrentielle, afin de confronter nos observations avec celles d'autres chercheurs.

2) APPROCHE D'ENSEMBLE DE LA TORRENTIALITE DANS LE BASSIN DE L'ARVE.

2.1 : Le domaine d'étude.

Dans un premier temps, on déterminera très grossièrement l'extension du domaine torrentiel dans le bassin versant de l'Arve. On proposera ensuite une typologie des torrents de l'Arve et présentera les bassins qui ont plus particulièrement été étudiés.

2.1.1 : Les zones d'activité torrentielle dans le bassin versant de l'Arve.

La figure 4.1 localise les principales zones d'activité torrentielle du bassin de l'Arve. Sont considérés comme étant des torrents actifs, les réseaux de drainage primaires, affluent de l'Arve ou de l'un de ses cours d'eau tributaires les plus importants (Bon Nant, Giffre, Borne, Menoge...), qui sur les cent dernières années ont connu des périodes de crise morphodynamique ; il en est résulté des transports solides de grande ampleur.

Un relief très énergique est la condition nécessaire pour que se développent les processus torrentiels. Il n'est donc pas surprenant que les torrents actifs soient implantés dans les têtes de bassin versant de l'Arve et de ses affluents les plus montagnards :

- sur la haute-Arve, de nombreux torrents drainent la bordure septentrionale du massif du Mont-Blanc. Ils sont presque tous alimentés par les eaux issues des zones englacées. L'abondance des écoulements estivaux favorise le charriage de masses considérables de sédiments ;

- dans le bassin de Sallanches, plusieurs torrents actifs ont été recensés. La plupart d'entre-eux sont implantés sur le flanc SO de la chaîne des Fiz qui domine la plaine alluviale de l'Arve de près de 2000 mètres. Les autres torrents sont originaires des contreforts du Mont-Blanc et dominent la ville de Saint-Gervais ;

- dans la vallée du Bon Nant, la torrentialité est extrêmement développée. Elle affecte la façade occidentale du massif du Mont-Blanc, parcourue par les émissaires des glaciers du versant. Sur le flanc opposé de l'auge glaciaire, de nombreux torrents dissèquent le versant. Ils sont issus de la ligne de crête passant par les Mont d'Arbois et Mont Joly qui domine la station de Mégève ; son altitude ne dépasse jamais 2 500 mètres ;

- dans le bassin du Giffre, deux secteurs sont plus particulièrement exposés aux processus torrentiels. Le premier s'étend sur la plus grande partie du massif du Haut-Giffre qui constitue la tête de bassin de la rivière. Ici encore les dénivellations sont couramment comprises entre 1500 et 2000 mètres, le point culminant étant le Buet (3100 mètres). Plus à l'aval, les bassins torrentiels sont implantés sur la bordure méridionale des Préalpes du Chablais. Leur réseau de drainage rejoint la plaine alluviale du Giffre.

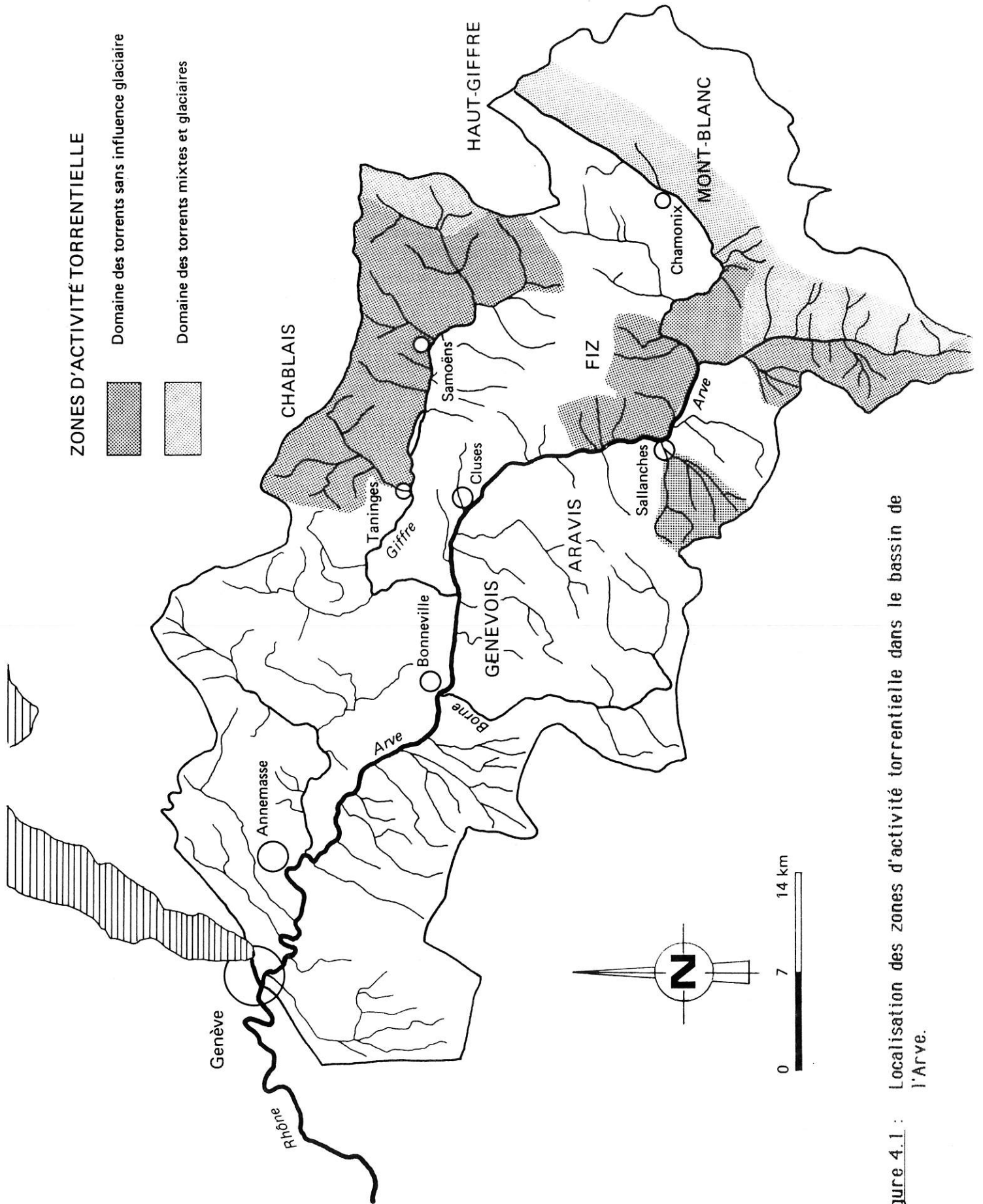


Figure 4.1 : Localisation des zones d'activité torrentielle dans le bassin de l'Arve.

Le recensement des principaux secteurs d'activité des torrents de l'Arve ne doit pas occulter les zones où, malgré un relief énergique, les processus torrentiels sont moins développés, voire absents :

- Il n'existe pas de véritable torrent comportant un bassin de réception bien développé dans le massif des Aiguilles Rouges. Le réseau de drainage est relativement réduit, en particulier sur le flanc méridional de l'auge de Chamonix, comme l'indique Veyret (1959) qui souligne "la carence du ruissellement" ; les écoulements empruntent les ravins qui dissèquent le versant ; ceux-ci sont façonnés avant tout par les avalanches printanières. Sur l'autre versant du massif, il rejoint deux cours d'eau torrentiels qui sont les collecteurs du massif : la Diosaz qui conflue avec l'Arve à Servoz après un long parcours en gorge, le cours d'eau torrentiel de l'Eau de Bérard, émissaire des petits glaciers des Aiguilles Rouges et affluent du haut-Rhône valaisan. La Diosaz n'a semble-t'il jamais connu d'épisode de charriage extrême, malgré des périodes de fort transport solide lors des crues ;

- en rive gauche du bassin de Sallanches, on note l'absence de torrents actifs sur un relief beaucoup moins énergique que sur le versant opposé. Le torrent de la Sallanches qui draine une partie de l'envers des Aravis constitue la seule exception à la règle et ses débordements dans la ville ont longtemps causé d'importants dégâts ;

- dans la cluse de l'Arve, malgré de fortes dénivellations entre les lignes de crête et la vallée, les torrents de la chaîne des Fiz ou de l'extrémité NE des Aravis produisent rarement d'importants transports solides. Il n'en a pas toujours été ainsi, comme en témoignent les cônes de déjection qui encombrant partiellement la vallée alluviale ;

- on notera encore la faible activité actuelle des torrents du massif calcaire du Genevois, au relief pourtant escarpé. Sur sa façade nord, seuls quelques ravins primaires délivrent des charriages ; ils alimentent de petits cours d'eau qui confluent avec l'Arve dans le bassin de Cluses. Sur le versant opposé drainé par le Borne, les torrents sont peu actifs ; cependant, la récente catastrophe du Grand-Bornand, le 14 juillet 1987, montre que sous l'effet de pluies d'intensité exceptionnelle, les cours d'eau alimentant le Borne peuvent connaître des épisodes de forte activité morphologique.

En définitive, un premier recensement rapide des zones de forte activité torrentielle met en évidence leur localisation sur un pourcentage réduit de la surface du bassin versant de l'Arve. Tout au long de cette étude, on affinera les observations sur les zones de forte production sédimentaire et recherchera les facteurs qui contrôlent l'activité des torrents de l'Arve.

2.1.2 : Typologie des torrents de l'Arve.

Face à un nombre important de torrents actifs, on a procédé au choix de quelques bassins qui soient à la fois représentatifs de la gamme des torrents de l'Arve et pour lesquels on puisse disposer d'une abondante documentation. Les torrents sélectionnés sont tous localisés dans la tête du bassin versant de l'Arve ou dans la vallée du Bon-Nant (Figure 4.2). Il appartiennent à de multiples environnements montagnards et diffèrent par leur étendue, leur orientation, leur altitude moyenne et leur régime hydrologique (Tableau 4.1). On les a classé en différentes catégories :

- les **émissaires glaciaires** reçoivent des flux hydriques provenant pour une grande part de la haute-montagne. Le taux d'englacement de ces bassins est élevé, les écoulements sont permanents et particulièrement abondants pendant la saison estivale. Sur beaucoup d'entre-eux, il

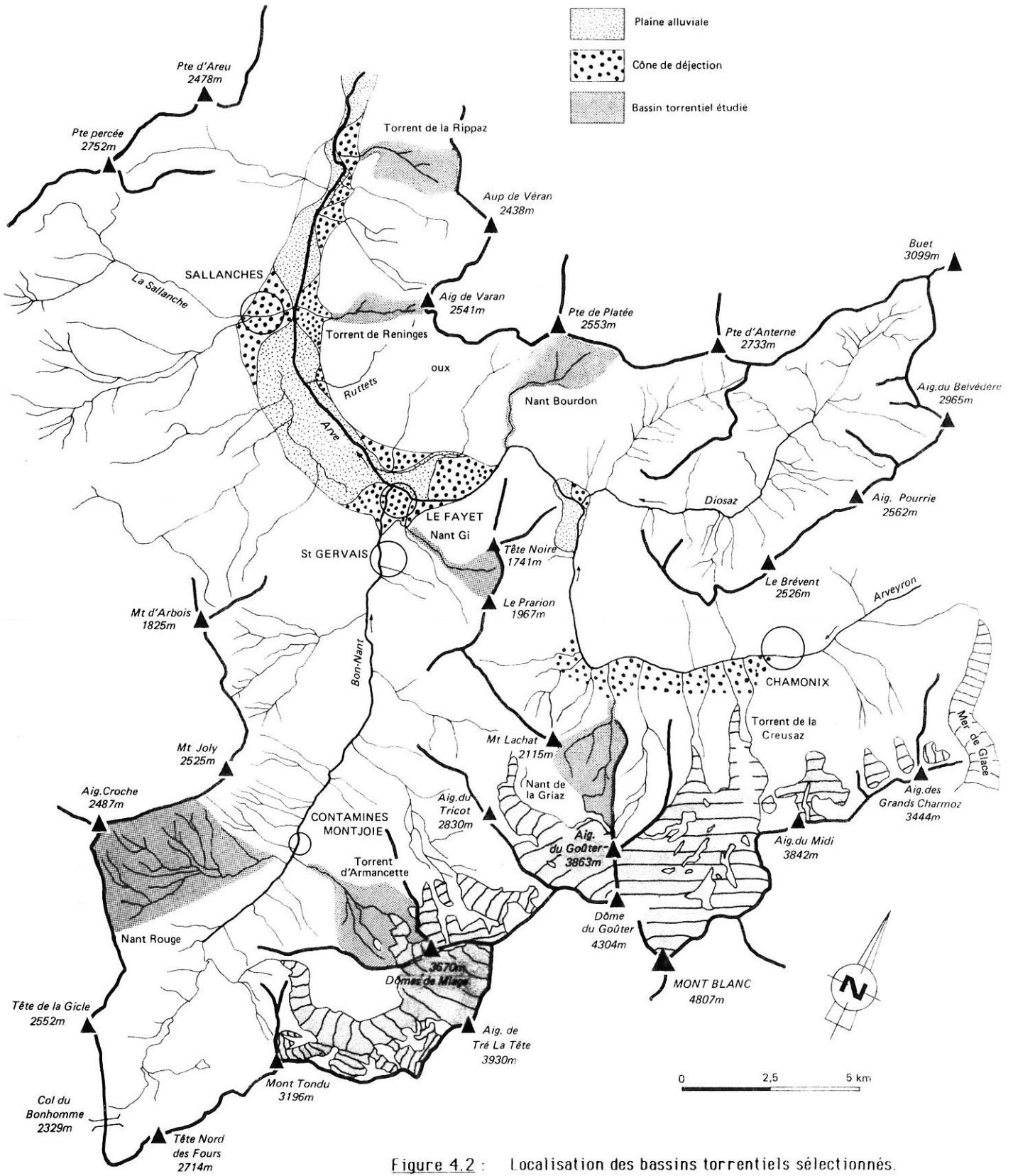


Figure 4.2 : Localisation des bassins torrentiels sélectionnés.

Tableau 4.1 : Caractéristiques des torrents étudiés.

Torrents	Surface du bassin	Orientation	Altitude moyenne	Taux d'englacement	Localisation
Glaciaire					
Creusaz (glacier des Bossons)	?	N	> 2 500 m	> 50 ‰	Chamonix
Mixte					
Armançette	745 ha	0	2 300 m	13 ‰	Contamines -Montjoie
Griaz	420 ha	N	2 200 m	12 ‰	Les Houches
Sans influence glaciaire					
Nant Rouge	1 140 ha	E	1 750 m	0 ‰	Contamines -Montjoie
Nant Bourdon	340 ha	S	1 600 m	0 ‰	Plateau d'Assy
Reninges	165 ha	SO	1 500 m	0 ‰	Sallanches
Nant Gibloux	160 ha	0	1 450 m	0 ‰	St-Gervais
Rippaz	255 ha	0	1 350 m	0 ‰	Cluse de l'Arve

n'existe pas de véritable bassin de concentration des écoulements qui soit situé en dehors des surfaces englacées et donnant lieu à des ravinements. Les données des archives du Service RTM concernant ces torrents sont peu abondantes ; elles n'ont pas permis leur étude approfondie. Plusieurs d'entre-eux seront cependant évoqués, dont le **torrent de la Creusaz**, émissaire du glacier des Bossons ;

- les **torrents** que l'on a qualifiés de "**mixtes**" occupent de vastes espaces situés en limite de la zone englacée. La surface occupée par les glaces demeure relativement modérée, comme le mettent en évidence les exemples des torrents de la Griaz et d'Armançette. Ils conservent cependant les caractéristiques de l'hydrologie glaciaire (pérennité des écoulements, forte abondance estivale, débâcles liquides indépendantes des conditions météorologiques...). Les torrents étudiés sont les suivants :

1) le **torrent de la Griaz** conflue avec l'Arve aux Houches, en aval de la petite retenue E.D.F. Il est divisé en deux ravins dont l'un (ravin de la Griaz) est alimenté par les eaux de fonte du glacier suspendu de la Griaz ; l'autre n'a pas d'influence glaciaire (ravin des Arandellys) ;

2) le **torrent d'Armançette** est un affluent du Bon-Nant sur la commune des Contamines-Montjoie. Comme le précédent, il se divise en deux branches principales, dont l'une est l'émissaire du glacier d'Armançette ; la seconde draine la vaste combe d'Armançette ;

- les **torrents sans influence glaciaire** occupent les massifs de la zone subalpine, dont l'altitude dépasse rarement 2700 mètres. Les flux hydriques sont abondants au printemps, lors de la fonte des neiges et lors des fortes précipitations. Néanmoins, la faible superficie des bassins versants et leur capacité de rétention hydrique limitée font que la pérennité des écoulements est rarement assurée tout au long de l'année. Ainsi, on a pu observer le tarissement de plusieurs torrents de la chaîne des Fiz, pendant les périodes sèches de l'été 1986. Nos investigations sur ce type de torrent ont porté sur sept bassins versants, dont cinq ont été étudiés de manière plus approfondie :

1) les **torrents de Reninges et des Ruttets** drainent des bassins de réception voisins, implantés sous la corniche urgonienne de l'Aiguille de Varan (2541 m) (Figure 4.3). Leur altitude est supérieure à la limite de la végétation forestière ;

2) les **Nant Gibloux et Vernay** sont deux petits bassins issus des contreforts du massif du Mont-Blanc. Ils drainent le versant occidental de Tête Noire (1741 m) et du Prarion (1967 m) qui dominent Saint-Gervais. Ils sont situés en totalité sous la limite supérieure de la forêt ;

3) le bassin du **Nant de la Rippaz** culmine à la Croix de Fer (2337 m). Il occupe une position intermédiaire en altitude par rapport aux précédents. Il rejoint la rive droite de la rivière à l'entrée de la cluse de l'Arve ;

4) le **Nant Bourdon** draine les pentes situées sous les hautes crêtes de la Pointe de Platé (2553 m) et du Dérochoir. Il s'écoule vers le Plateau d'Assy, avant de confluer avec l'Arve dans la partie amont du bassin de Sallanches. Depuis quelques années, il présente l'intérêt d'être en pleine activité et connaît de très fréquents transports solides ;

5) le bassin du **Nant Rouge** est situé vis à vis du torrent d'Armançette. Il est caractérisé par sa grande superficie et un réseau de drainage aux ramifications nombreuses et complexes. Le torrent principal s'écoule selon un axe dirigé globalement N-S ; il constitue une véritable gouttière, alimentée par de multiples ravins qui dissèquent le flanc oriental de l'auge glaciaire du Bon Nant.

Les torrents sélectionnés appartiennent à des environnements très diversifiés. Ils sont tous susceptibles de fournir de volumineux transits sédimentaires, comme cela s'est produit à de nombreuses reprises depuis le début du siècle. Des Séries Domaniales ont été créées dans tous ces bassins et des travaux de correction d'ampleur variable effectués à diverses dates. Les informations les plus intéressantes ont été recueillies sur les torrents sur lesquels les forestiers sont intervenus pendant une longue période. Ainsi, ce sont les archives des torrents de Reninges et de la Griaz, dont la correction a débuté en 1890 qui ont fourni la documentation la plus riche.

2.2 : Etude comparative des bassins versants torrentiels.

Les bassins torrentiels qui vont être étudiés ici ont été choisis pour leur appartenance à une large gamme de milieux et différent par de nombreuses caractéristiques. Ces différences sont d'ailleurs la base de la sélection. Néanmoins, ils ont certains facteurs en commun que l'on va maintenant essayer de mettre en évidence.

2.2.1 : Les pentes.

La figure 4.4 synthétise plusieurs profils en long sur un même document. Ils ont été établis sur les cartes topographiques I.G.N. à l'échelle 1/20.000. La comparaison des profils montre que les pentes sont très raides sur la plupart des torrents, l'énergie gravitaire étant à l'origine de l'ampleur parfois démesurée du phénomène torrentiel : 1) c'est dans la partie supérieure du bassin que les pentes moyennes sont généralement les plus fortes; elles peuvent parfois dépasser 100 % ; 2) le chenal d'écoulement conserve une grande raideur. Sa pente est fréquemment renforcée par des sections subverticales, associées à des corniches calcaire. On en compte trois sur le torrent de Reninges dont l'une atteint près de 100 mètres (voir Figure 4.3). Dans le ravin de la Griaz, elles se succèdent depuis le front du glacier sur près de 500 mètres de dénivellation ; 3) la pente diminue progressivement sur le cône de déjection ; elle s'établit en moyenne entre 10 et 15 %.

L'observation des profils montre que beaucoup sont de forme concave et se redressent rapidement. Sur les autres, la concavité est moins marquée et les pentes sont plus faibles : 1) sur le Nant Bourdon, le plateau d'Assy favorise une nette diminution de pente ; c'est en quelque sorte un cône de déjection d'altitude où s'accumulent partiellement les charriages issus de la partie supérieure du bassin ; 2) sur le Nant Gibloux, on observe un large replat dans la partie supérieure du bassin. Plus à l'aval, la pente est par contre aussi raide que sur les autres torrents; c'est dans cette section que se déclenchent les transports solides ; 3) collecteur de multiples ravins, le Nant Rouge est peu pentu. Par contre ses tributaires que représente sur la figure 4.4 le Nant du Plan, sont d'une raideur comparable aux autres torrents.

2.2.2 : La nature du substrat.

a) Méthode.

On a comparé la lithologie des formations géologiques des différents bassins sélectionnés par une technique semi-quantitative. Pour ce faire, on a effectué un travail de planimétrie sur les cartes géologiques du secteur : 1) on a utilisé la carte de Saint-Gervais au 1/50 000 pour les bassins du Nant Rouge, d'Armancette, du Nant Gibloux et de la Griaz ; 2) la géologie du versant Sud

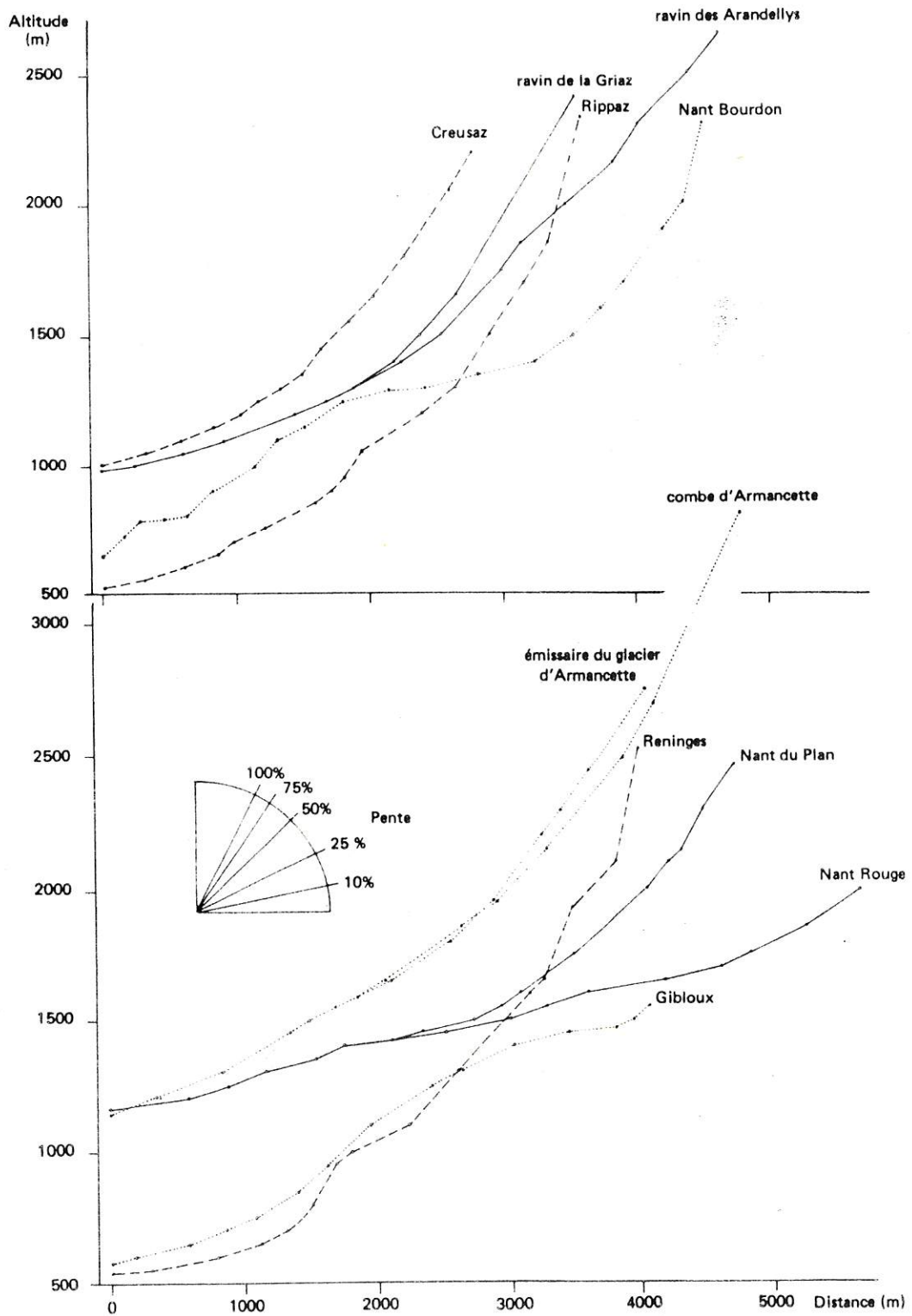


Figure 4.3 : Pentés des torrents sélectionnés.

du massif de Platé, où est implanté le Nant Bourdon, apparaît sur la carte Zermos de Passy-Servoz au 1/20.000 ; 3) les torrents de Reninges et de la Rippaz n'ont pu être planimétrés ; ils figurent uniquement sur la carte géologique au 1/80.000 d'Annecy dont l'échelle est trop réduite pour une telle étude. L'analyse du substrat de ces deux bassins est donc seulement descriptive.

Les formations géologiques ont été classées en unités de comportement homogène vis à vis de l'érosion. Trois classes principales ont été définies :

- les **formations meubles** regroupent les dépôts détritiques quaternaires superficiels. Il s'agit principalement des ensembles morainiques récents ou hérités, des dépôts torrentiels, des éboulis de gravité, des matériaux issus d'éboulements, de glissements qui nappent les versants. Ils peuvent avoir une plus ou moins bonne cohésion, mais résistent généralement assez mal à l'érosion ;

- les **formations rocheuses peu cohérentes** regroupent les roches en place, très délitables et aisément érodées. Appartiennent à cette catégorie les marnes, les schistes, les grès et les cargneules. Le gypse est un cas particulier dans la mesure où il est à la fois peu cohérent et résiste très mal à la dissolution ;

- les **formations rocheuses cohérentes** regroupent les ensembles géologiques les plus résistants. Il s'agit des formations sédimentaires calcaire de la zone subalpine (Urgonien, Malm) et cristallines du massif du Mont-Blanc (gneiss, schistes cristallins). Ces dernières sont souvent très fracturées, ce qui diminue leur résistance à l'érosion ; c'est particulièrement le cas en bordure du socle, où les roches ont été fortement broyées lors de l'orogénie alpine. On a créé une sous-catégorie pour les formations fracturées. Elles sont moins résistantes et fournissent d'importantes quantités de débris, de granulométrie généralement grossière.

Chaque formation a été planimétrée : afin d'augmenter la précision du travail, on a cumulé entre trois et dix mesures de surface et calculé leur moyenne. L'échelle réduite de la carte géologique et la précision des informations portées sur celle-ci (en particulier l'extension des dépôts détritiques quaternaires) ne permettent pas d'obtenir des résultats d'une grande exactitude ; cependant, ils le sont suffisamment pour être démonstratifs.

b) Résultats.

Afin de faciliter la comparaison, on a regroupé les résultats sur un graphique unique (Figure 4.5 A). Il apparaît immédiatement que tous les torrents étudiés sont implantés dans des formations géologiques contenant un fort pourcentage de roches fortement affouillables.

Si on détaille un peu les observations, on voit apparaître trois groupes de torrents :

- les torrents mixtes sont largement implantés dans les formations cristallines cohérentes. Une partie non négligeable de cette surface est constituée de roches très fracturées, susceptibles de fournir des quantités importantes de débris : 1) les formations détritiques quaternaires sont représentées dans des proportions similaires aux roches cohérentes. Lors de leurs différentes phases de retrait, les glaciers du Mont-Blanc ont abandonné de grandes quantités de matériaux ; de même, les roches cristallines alimentent de nombreux processus de façonnement des versants, les matériaux s'accumulant au pied des pentes (éboulis, cônes de déjection...) ; 2) les formations rocheuses peu cohérentes occupent des surfaces très réduites. Dans le bassin d'Armançette, les cargneules triasiques et schistes du Lias sont confinés dans les parties basses du torrent et en particulier dans le fond du talweg. Sur le torrent de la Griaz, les schistes liasiques constituent la

majeure partie des apports de la rive gauche du ravin des Arandellys ; ils ne représentent malgré tout qu'une fraction minime de la superficie totale du bassin versant. Le gypse affleure dans le fond du talweg des Arandellys ;

- d'autres bassins sont implantés pour leur plus grande partie dans les formations détritiques quaternaires. C'est le cas du Nant Bourdon et du Nant Gibloux . Le premier incise le vaste éboulement postglaciaire du versant sud de Platé; le second est établi dans les dépôts morainiques würmiens qui nappent le versant occidental de Tête Noire : 1) les formations rocheuses peu cohérentes sont extrêmement peu répandues sur les deux bassins : dans le fond du talweg du Nant Gibloux affleurent le gypse et les cargneules triasiques; sur le Nant Bourdon, elles sont un peu plus développées (environ 10 %), notamment dans la partie supérieure du bassin, où affleurent les schistes et marno-calcaires du Crétacé ; 2) les roches cohérentes sont présentes sous la forme de corniches subverticales sur le Nant Gibloux ; en projection horizontale leur extension est très faible. Au contraire, les secteurs du bassin du Gibloux où affleurent les roches du socle cristallin sont beaucoup moins pentus ; projetés, ils occupent donc une superficie nettement plus importante ;

- le dernier groupe de bassins torrentiels est implanté préférentiellement dans les formations rocheuses peu cohérentes. Le Nant Rouge en constitue l'exemple typique : les schistes du Lias affleurent sur une forte superficie; le gypse et les cargneules occupent les parties basses du torrent et en particulier les talwegs. Sur ce type de torrent : 1) les formations meubles sont relativement rares ; ce sont principalement les dépôts morainiques non découpés par l'érosion et surtout les zones de glissement de terrain. En fait, l'examen des photographies aériennes montre qu'elles ont été largement sous-représentées sur la carte géologique ; 2) les formations rocheuses cohérentes sont pratiquement inexistantes sur le Nant Rouge.

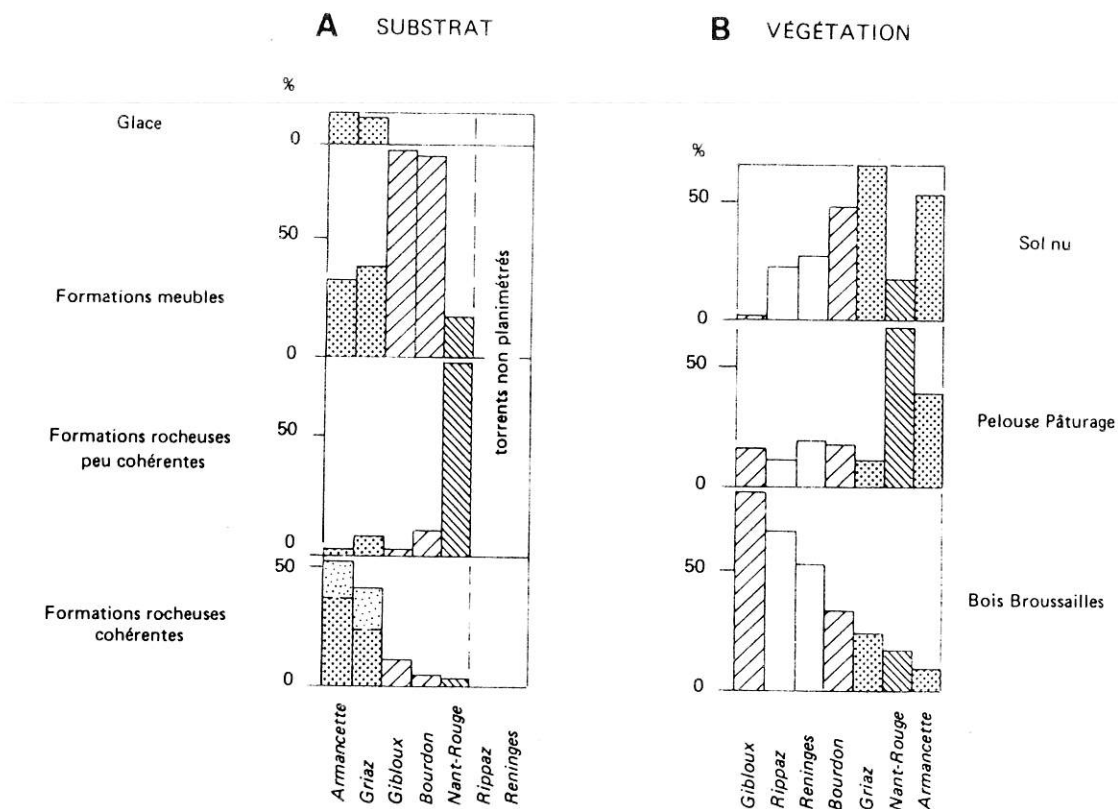


Figure 4.5 : Types de substrat et nature de la couverture végétale sur les torrents sélectionnés.

Les bassins de Reninges et de la Rippaz n'ont pas été planimétrés. Malgré tout, leurs caractéristiques lithologiques se rapprochent de celles du Nant Rouge. L'analyse de la carte géologique au 1/80.000 montre que les séries tendres prédominent : ce sont les schistes du Valanginien dans lesquels est implanté le bassin de réception, les séries schisto-marneuses de l'Oxfordien et du Bathonien. Les formations meubles occupent une superficie relativement réduite : l'altération en profondeur des schistes favorise le déclenchement de nombreux glissements de terrain ; les matériaux issus de l'écroulement des corniches calcaire subverticales s'accumulent en d'épaisses nappes d'éboulis.

2.2.3 : La couverture végétale.

a) Méthode.

Comme pour l'étude du substrat, on a procédé à l'analyse planimétrique de la couverture végétale des bassins torrentiels sélectionnés. On a utilisé deux types de documents : les photographies aériennes I.G.N. infra-rouge fausses couleurs de 1984 et les cartes topographiques au 1/20.000.

On a reporté sur les cartes topographiques les formations végétales qui figuraient sur les photographies aériennes. Trois difficultés se sont présentées : 1) des problèmes de repérage sur les photographies ; 2) l'enneigement tardif des zones d'altitude qui masquait la couverture végétale (les clichés I.G.N. ont été pris en juillet) ; 3) le pourcentage de recouvrement très variable de la végétation dans certains secteurs (formations végétales ouvertes). Afin de simplifier les opérations de planimétrie, les surfaces sur lesquelles la végétation était éparse ont été considérées comme étant des sols nus.

Trois types d'informations ont été recensés et planimétrés : 1) les surfaces dépourvues de végétation qui englobent les terrains stériles et les zones englacées ; 2) les pâturages et les zones de pelouse alpine ; 3) les surfaces boisées et les landes d'aulne vert qu'il ne nous a pas semblé utile de différencier. Les boisements et formations herbacées assurent une bonne protection du sol contre l'érosion et retardent les écoulements ; les sols nus sont directement soumis aux processus érosifs et sont incapables de stocker les précipitations d'où un ruissellement intense.

Comme lors de l'étude des substrats, chaque surface a été calculée par le cumul de trois à dix opérations de planimétrie. Malgré tout, les résultats sont des ordres de grandeur et non pas des valeurs exactes, d'importantes simplifications ayant été faites lors du recueil des données. Ils sont cependant d'une précision suffisante pour permettre une analyse correcte.

b) Résultats.

Sur la figure 4.5 B, on a représenté le taux de recouvrement des différentes formations végétales par rapport à la superficie totale des bassins torrentiels. Des différences considérables apparaissent immédiatement entre des bassins complètement végétalisés (forêt, pelouse) et d'autres où dominent les sols nus. Ces informations sont faussées par l'étagement des bassins versants qui influence le développement végétal. Afin d'affiner l'analyse, il était nécessaire de procéder par tranches d'altitude.

La figure 4.6 compare les bassins torrentiels par tranches d'altitude de 500 mètres, les cônes de déjections étant exclus de l'étude :

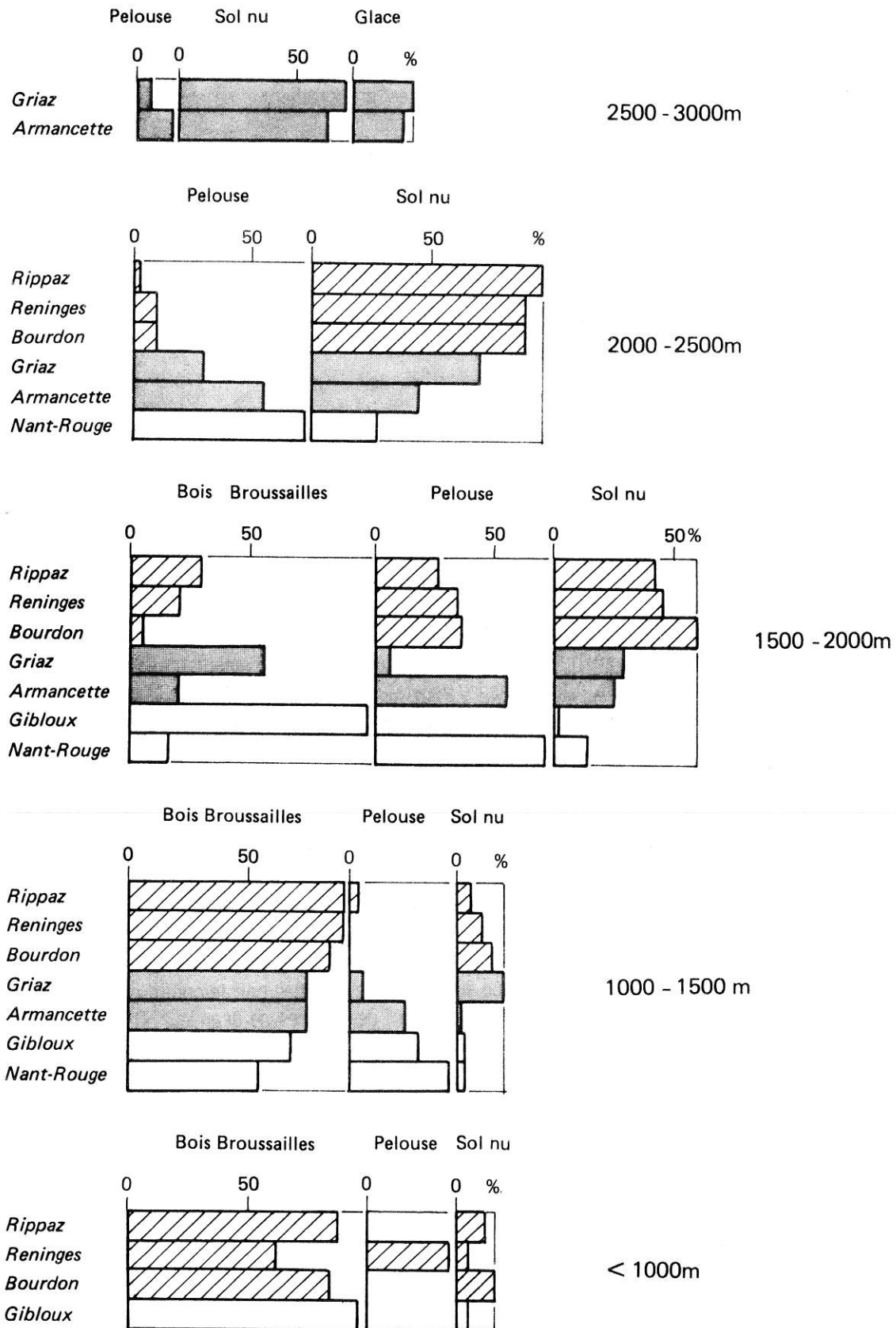


Figure 4.6 : Evolution de la couverture végétale par tranches d'altitude de 500 mètres.

1) altitude inférieure à 1000 m.

Quatre torrents possèdent des surfaces à une altitude inférieure à 1 000 mètres. Elles sont toutes complètement végétalisées, principalement par la forêt. Les épandages graveleux du chenal torrentiel sont dépourvus de végétation et ont été comptabilisés dans les sols nus. D'une faible superficie sur le Nant Gibloux et le torrent de Reninges, ils sont un peu plus étendus sur la Rippaz et le Nant Bourdon ; en effet, les versants qui dominent le talweg de ces deux torrents ont été déstabilisés par les affouillements ;

2) altitude 1000-1500 m.

Dans cette tranche d'altitude, les boisements sont bien développés et excèdent toujours 50 % de la surface. Les pâturages remplacent en partie la forêt sur certains bassins, tels les Nant Rouge, torrent d'Armançette et Nant Gibloux. Ils assurent également une bonne protection des sols contre l'érosion. Les sols nus occupent une superficie réduite sauf sur trois torrents : 1) sur la Griez ; les dépôts sédimentaires accumulés en arrière des barrages occupent une vaste superficie, la vallée étant dans ce secteur relativement large ; 2) sur les Nant Bourdon et Nant de la Rippaz, on observe comme précédemment une déstabilisation des versants qui dominent le chenal.

3) altitude 1500-2000 m.

Les surfaces occupées par les boisements diminuent nettement, l'altitude devenant trop élevée pour que la forêt puisse se développer. Seul le Nant Gibloux fait exception à cette règle, son taux de boisement étant voisin de 100 %. Les pâturages d'altitude qui résultent de défrichements abaissent la limite supérieure de la forêt : sur le Nant Rouge aux pentes relativement douces, ils occupent la majorité des surfaces. On notera également la très nette différence entre les torrents mixtes de la Griez et d'Armançette : le premier mal exposé et très pentu n'a jamais été utilisé comme pâturage ; au contraire, ceux-ci occupent de vastes surfaces bien ensoleillées et en pente plus faible sur le second. C'est entre 1500 et 2000 mètres d'altitude que sont implantés la plupart des bassins de réception torrentiels de la chaîne des Fiz. Leur état très dégradé se traduit par une forte augmentation de la superficie des sols nus. Dans le bassin du Nant Bourdon, l'urbanisation du plateau d'Assy et l'extension de la station de ski renforce leur importance relative ;

4) altitude 2000-2500 m.

La forêt disparaît complètement de cette tranche d'altitude. De vastes espaces sont encore occupés par la végétation herbacée. Les torrents de la chaîne des Fiz constituent une exception, l'importance relative des sols nus étant très forte. En fait, ces surfaces représentent un pourcentage extrêmement faible de la superficie totale des bassins versants : elles concernent principalement les corniches calcaire subverticales qui dominent les bassins de réception. L'extension des sols nus est toujours forte sur les torrents mixtes de la Griez et d'Armançette. Comme pour la tranche d'altitude 1500-2000 mètres, on observe une nette opposition entre ces deux bassins que l'on peut attribuer aux mêmes facteurs. Sur le Nant Rouge, les surfaces occupées par les sols nus demeurent d'une extension modérée et sont confinées dans les ravins. Leur planimétrie ne permet pas une estimation de l'ampleur véritable des érosions qui sont ici des phénomènes linéaires ;

5) 2 500-3 000 m.

Seuls les torrents mixtes de la Griez et d'Armançette atteignent ces altitudes. Les conditions écologiques sont très défavorables et la couverture végétale est peu développée. On entre dans le domaine du roc et de la glace, où les sols nus occupent la majorité de l'espace.

2.2.4 : Conclusion.

L'analyse rapide de quelques bassins torrentiels de l'Arve permet de faire diverses remarques :

1) de l'étude des profils en long, il ressort que **des pentes très fortes** sur l'ensemble du profil ou sur certaines de ses sections sont une caractéristique commune à tous les bassins torrentiels étudiés. La vigueur des pentes conditionne l'énergie parfois démesurée des écoulements torrentiels ;

2) tous les bassins torrentiels étudiés sont implantés dans des formations géologiques susceptibles de libérer **des débris en abondance et de toute granulométrie**. Il est très probable que l'étude de tous les torrents actifs du bassin de l'Arve aurait conduit aux mêmes conclusions. D'une manière générale, **les zones de forte production sédimentaire** n'occupent pas forcément de vastes surfaces, mais **sont ponctuelles**. L'analyse planimétrique ne les met pas toujours en évidence et permet encore moins d'évaluer leur rôle respectif dans la recharge en matériaux du torrent. Une étude détaillée de chaque bassin versant est nécessaire pour les localiser avec précision et déterminer dans quelle mesure elles participent au déclenchement des transports solides torrentiels ;

3) l'étude planimétrique détaillée de la couverture végétale des bassins torrentiels montre **qu'il n'y a pas forcément de corrélation entre l'activité des torrents étudiés et le taux de recouvrement végétal des bassins versants** : 1) sur le Nant Gibloux et dans une moindre mesure sur le Nant Rouge, la végétation occupe la quasi-totalité de la surface du bassin versant. Pourtant, ces torrents ont connu des transports solides considérables à diverses reprises ; 2) sur le Nant Bourdon, le bassin de réception faiblement végétalisé et implanté dans des formations très affouillables engendre rarement des transports solides de grande ampleur. Les laves naissent dans la partie basse du chenal d'écoulement relativement bien végétalisée. Cette observation confirme le rôle considérable des zones ponctuelles de forte production sédimentaire qui, en dépit de leur faible extension, participent pour une grande partie à l'alimentation des talwegs.

Les premiers résultats tirés de cette approche globale de la torrentialité dans le bassin de l'Arve mettent en évidence le rôle considérable du facteur "production sédimentaire" dans le déclenchement des processus torrentiels. Ils montrent la nécessité d'analyser de manière détaillée quelle est la dynamique des sédiments dans le système torrentiel.

3) LA DYNAMIQUE DES SEDIMENTS DANS LE SYSTEME TORRENTIEL.

3.1 : Les apports des versants au lit torrentiel.

Les processus géomorphologiques assurant le transport des matériaux vers les talwegs sont extrêmement variés. Ils fonctionnent chacun selon un rythme qui leur est propre, sur des pas de temps différents et le plus souvent de manière indépendante des processus torrentiels. L'évolution des versants n'est pas obligatoirement conditionnée par celle des talwegs ; ils évoluent la plupart du temps par le haut (Tricart, 1960). Les matériaux mobilisés par les processus de versant ne gagnent pas forcément les chenaux, mais peuvent être abandonnés parfois définitivement sur les pentes, en dehors de toute influence torrentielle.



Figure 4.7 : Ravinements dans les bassins de réception des torrents incisant le versant oriental de la vallée du Bon-Nant, en 1923 (Collection R.T.M. 74).

Le but de cette étude n'est pas de faire le recensement exhaustif des processus géomorphologiques acheminant les sédiments jusqu'aux talwegs. On se contentera d'en décrire quelques-uns parmi les principaux ; de nombreux exemples sélectionnés dans les archives R.T.M. permettront d'illustrer l'analyse.

3.1.1 : Les érosions superficielles.

Deux processus seront plus particulièrement examinés : le ravinement et la solifluxion. Tous deux affectent préférentiellement les vastes surfaces dénudées composant les têtes de bassin versant. La morphologie des bassins de réception des torrents de l'Arve est peu favorable à leur épanouissement : l'énergie du relief, la complexité de la structure sont telles qu'ils sont composés de la juxtaposition d'unités de superficie relativement réduite, aux comportements vis à vis de l'érosion très différents.

1) Le **ravinement** affecte les surfaces dénudées en forte pente assises dans des formations géologiques peu résistantes (Figure 4.7). Les eaux de ruissellement tendent à faire migrer les matériaux altérés ou très délitables des versants vers l'aval. Leur concentration progressive leur permet d'acquérir une énergie croissante et d'inciser de profondes ravines qui dissèquent les versants. Tricart (1977) a montré l'existence d'un seuil de surface de l'impluvium en dessous duquel les processus de ravinement ne pouvaient se déclencher. Dans le bassin de l'Arve, les formations schisteuses d'altitude sont soumises à ce type d'érosion : une partie du bassin de réception du torrent de Reninges, celui du torrent des Ruttets, tous deux implantés dans les schistes noirs du Valanginien, ont des pentes très fortes dépassant parfois 100 ‰. Le ravinement dans ces sections est intense et empêche toute implantation de la végétation (voir Figure 4.25). Lors d'intenses précipitations, les matériaux mobilisés sur les versants s'accumulent dans les talwegs.

2) La **solifluxion** se manifeste dans les parties hautes du bassin versant. L'imbibation des terrains schisteux lors de la fonte des neiges provoque le lent fluage vers l'aval des formations altérées. Ce processus fut l'un des principaux obstacles à la végétalisation des bassins de Reninges et des Ruttets, à la fin du 19^{ème} siècle. Dans les cas extrêmes, cette imbibation excessive engendre de petites coulées boueuses superficielles, comme en témoigne cette observation faite sur le torrent de Reninges en 1902 : "la neige (...) détermine au moment de sa fusion une imbibation trop complète de la partie meuble du sol. Celui-ci acquiert par suite une certaine fluidité et sur certaines surfaces coule à la façon d'une lave consistante mais très peu épaisse" (Archives R.T.M. 74 ; rapport Bernard, 6 nov. 1902). Ces petites coulées boueuses printanières, lorsqu'elles atteignent le fond des ravins, participent à leur remblaiement.

3.1.2 : Les avalanches.

Les avalanches de fonte constituent à la fois un agent d'érosion et d'exportation des sédiments en direction des talwegs particulièrement efficace. Elles empruntent ou rejoignent les axes de drainage, se chargeant pendant leur transit d'une grande quantité de matériaux détritiques. Ceux-ci ont été auparavant préparés et mobilisés par d'autres processus géomorphologiques de versant (éboulements, chutes de pierres...) et les avalanches assurent le relais pour évacuer le matériel vers les lits torrentiels. Ce peut être également des matériaux non remaniés, érodés lors du passage de l'avalanche : leur susceptibilité à être pris en charge est alors fréquemment liée au degré d'imbibation des terrains par les eaux de percolation issues du manteau neigeux en cours de fonte. Elles assurent une excellente préparation du matériel et diminuent fortement la cohésion des matériaux : 1) dans le bassin de réception de Reninges, les avalanches printanières évacuent les débris d'éboulements et de chutes de pierres provenant de la falaise urgonienne sommitale; elles

décapent également le manteau de schistes altérés et liquéfiés par les eaux de percolation ; 2) dans le ravin de la Griaz, en amont du confluent avec le ravin des Arandellys, différents rapports du début du siècle insistent sur le rôle des avalanches comme fournisseur de matériaux aux talwegs : elles véhiculaient la plus grande partie des apports solides annuels du ravin, les matériaux étant arrachés aux moraines libérées par le retrait du glacier de la Griaz. De la même manière, elles assuraient le curage régulier du talweg, évacuant les dépôts accumulés pendant l'hiver et préparés par la gélifraction et autres processus... (Archives R.T.M. 74 ; rapport Arlen, 13 janv. 1896).

Les culots d'avalanches qui subsistent tardivement dans les lits torrentiels fonctionnent comme des embâcles et bloquent les transits de matériaux. L'exemple de l'avalanche de la Griaz tiré des Archives R.T.M. met en évidence un double phénomène : 1) un blocage latéral des apports du ravin des Arandellys, lorsque l'avalanche était d'ampleur inaccoutumée. Les premières laves torrentielles qui se déclenchaient dans ce ravin s'accumulaient en amont du confluent Griaz-Arandellys, comme ce fut le cas en 1902 (Archives R.T.M. 74 ; rapport Bernard, 3 sept. 1902). Après disparition de la neige, une importante masse de matériaux instables provoquait un raidissement local du profil en long et menaçait d'être reprise en charge au premier orage ; 2) en arrière de l'avalanche de la Griaz, la charge grossière charriée par les eaux de l'émissaire glaciaire transitait difficilement et s'accumulait derrière la masse neigeuse. Ici encore, il en résultait une accentuation locale de la pente.

Tous les bassins torrentiels d'altitude de la vallée de l'Arve connaissent de telles avalanches. Elles se produisent en général dans le bassin de réception, parcourent le chenal d'écoulement et peuvent parfois atteindre le cône de déjection.

3.1.3 : Les éboulements et chutes de blocs.

Eboulements et chutes de blocs peuvent participer de manière très active au comblement des lits torrentiels. Les matériaux, bien souvent très fractionnés par leur chute, seront par la suite aisément remobilisés par les processus torrentiels. Dans la vallée de l'Arve, les exemples de ces éboulements ne manquent pas. On se limitera à ceux des torrents de la Griaz et de Reninges pour lesquels on possède le plus de renseignements :

1) l'éboulement du "Dérochoir des Rognes" sur le torrent de la Griaz a été l'une des manifestations géomorphologiques récentes de grande ampleur les plus actives de la vallée (voir Figure 4.24). Une série de rapports établis par les Forestiers dès 1892 permet de reconstituer le phénomène : l'éboulement débuta en 1888 et pris rapidement une ampleur considérable. Des avalanches de blocs se déclenchèrent quotidiennement pendant les journées chaudes de la saison estivale jusqu'en 1904. A partir de cette date, le phénomène diminua d'intensité, puis cessa presque complètement vers 1910.

L'origine de l'éboulement fut assez rapidement détectée par l'étude de la zone de départ des matériaux, localisée au niveau du plateau des Rognes (alt. 2400 m.) : la sécheresse des étés de la période 1893-1906 favorisa la fonte d'un petit glacier mort abrité dans la cuvette des Rognes et déclencha la chute des débris morainiques jusqu'alors cimentés par la glace (Archives R.T.M. 74 ; rapport Mougin, 26 déc. 1910). Celle-ci apparaissait à faible profondeur, sous environ 1,50 à 2,00 mètres de matériaux (Archives R.T.M. 74 ; rapport Gerberon, 9 déc. 1893).

Lors des chaudes journées d'été, l'éboulement se mettait en action, annoncé "par un bruit sourd et prolongé dominé parfois par des détonations semblables à celles produites par de fortes pièces d'artillerie" (Archives R.T.M. 74 ; rapport Gerberon, 9 déc. 1892). Les blocs, empruntant les raides couloirs du versant, dévastèrent un peuplement de mélèze implanté en rive droite du ravin des Arandellys. Une série de clichés retrouvée dans les collections du Service RTM permet de



Figure 4.8 : Destruction d'un peuplement de mélèzes par les chutes de blocs, torrent de la Griaz, ravin des Arandellys : A) 1892 ; B) 1897 (Collection R.T.M. 74).

suivre la destruction progressive du boisement, laminé par les chutes de pierres (Figure 4.8).

La quantité de matériaux qui s'accumula dans le ravin des Arandellys pendant cette période fut gigantesque. L'étude des profils en long et en travers de 1891-1893, synthétisés sur la figure 4.9 a permis de mettre en évidence un exhaussement considérable du lit torrentiel : l'aggradation dépassait en plusieurs sections 5 mètres de hauteur, avec un maximum de 7,40 mètres. Les profils nous ont permis de calculer le volume de matériaux accumulés dans le ravin pendant ces deux ans : 40 000 m³ de blocs et éléments de toute granulométrie se sont concentrés dans le talweg, alimentés principalement par le "Dérochoir des Rognes". Ce volume des dépôts est d'autant plus impressionnant que l'éboulement n'était fonctionnel que quelques dizaines de jours par an ;

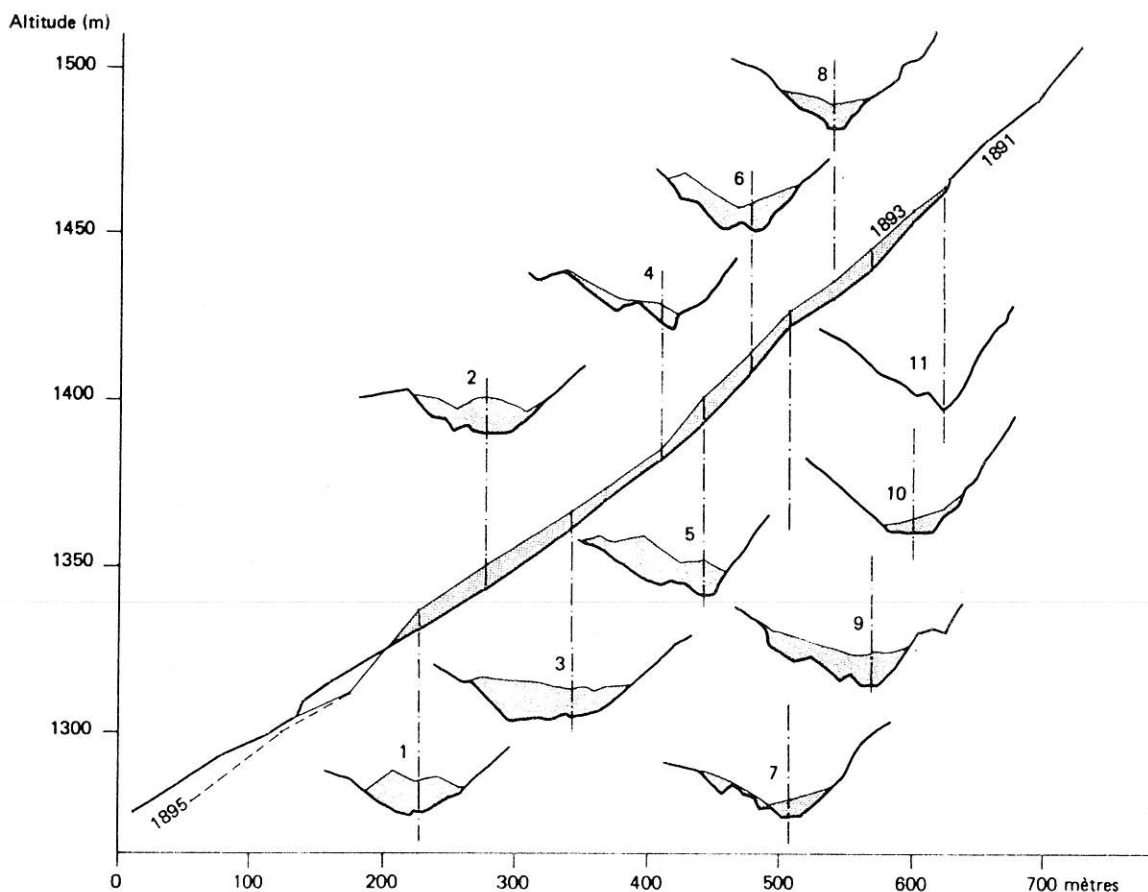


Figure 4.9 : Exhaussement du chenal dans le ravin des Arandellys, torrent de la Griaz, entre 1891 et 1893 (d'après les données du R.T.M. 74).

2) deux éboulements, phénomènes isolés et d'ampleur moindre que sur la Griaz, ont été observés ces dernières décennies dans le bassin de Reninges. Ici encore, ils ont partiellement remblayé le lit torrentiel, y accumulant une masse importante de débris rocheux et troncs d'arbres arrachés au versant :

- le 4 novembre 1933, "un éboulement considérable provenant de la falaise tithonique sous l'Aiguille de Warens" se déclençait. Une partie des matériaux descendit jusqu'au talweg et 19 barrages de correction torrentielle, implantés dans la zone d'épandage des débris, "furent partiellement démolis et encombrés de roches plus ou moins volumineuses" (Archives R.T.M. 74 ; rapport Bouverot, 22 janv. 1935) ;

- au printemps 1969, un éboulement parti d'une falaise rocheuse du Dogger à la cote 1500 mètres, en rive gauche du torrent, entraîna de grosses quantités de bois et remblaya le talweg sur une longueur de près de 300 mètres. Au cours du mois d'août 1969, une équipe de forestiers travailla plusieurs jours pour tronçonner les gros arbres encombrant le lit et "permettre ainsi une évacuation plus fractionnée et moins dangereuse" des matériaux détritiques lors des crues (Archives R.T.M. 74 ; rapport Cotte, 28 juil. 1970).

3.1.4 : Les glissements de terrain.

Les glissements de terrain constituent le processus majeur d'alimentation sédimentaire des torrents de l'Arve. Beaucoup d'entre-eux ont incisé des terrains sensibles aux glissements ; ils peuvent être plus ou moins actifs, actuels ou hérités. On présentera plusieurs glissements affectant les bassins torrentiels de la vallée de l'Arve.

Les glissements de grande ampleur se produisent dans les épaisses formations quaternaires qui fossilisent les versants ou dans des secteurs où la roche en place est profondément altérée (schistes, cargneules...). Leur fonctionnement est sous la dépendance de l'eau qui s'infiltré sans difficulté dans la couverture détritique, dont elle modifie les propriétés mécaniques. Leur déclenchement ou leur réactivation sont souvent liés à des périodes anormalement pluvieuses ou, si le mouvement est chronique, aux époques de forts apports hydriques (fonte des neiges par exemple). L'effet de la gravité conduit les matériaux à migrer vers l'aval et à s'accumuler dans les talwegs :

1) avant la correction torrentielle, la recharge du torrent de Reninges se produisait principalement par l'intermédiaire de deux glissements d'une superficie totale d'environ 4 hectares, situés de part et d'autre du lit dans la partie basse de la série domaniale. Ils prenaient naissance dans les marnes schisteuses oxfordiennes entre 1500 et 1700 mètres d'altitude, entre deux bancs calcaire résistants du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur (Archives R.T.M., rapport Graeber, 2 juil. 1926). La dimension des éléments glissés était variable : les matériaux éboulés de la barre calcaire supérieure et nappant le versant instable constituaient la fraction granulométrique la plus grossière. Ils étaient enrobés d'un ciment boueux, constitué par les marnes schisteuses altérées remaniées par le glissement. Les fortes pentes dépassant parfois 100%, les eaux de fonte imprégnant la formation instable favorisaient le fluage des matériaux en direction du talweg (Archives R.T.M. ; rapport Arlen, 14 oct. 1897). Dès 1890, les travaux de correction consistèrent à édifier une série de barrages, destinés à caler le pied des glissements. Cette stabilisation réduisit considérablement leur activité et eut une incidence notable sur la recharge sédimentaire du torrent. Il s'ensuivit une diminution des transports solides torrentiels comme cela apparaît dans plusieurs rapports de l'époque; seule la partie supérieure du bassin versant profondément ravinée continuait à délivrer des débris en abondance ;

2) en rive droite du torrent des Ruttets (Figure 4.10), les terrains en glissement, composés d'éboulis reposant sur l'oxfordien marneux, occupent une superficie d'environ 6 hectares entre les altitudes de 900 et 1100 mètres. Ils sont associés à des lignes de sources qui s'infiltrèrent dans les matériaux instables et maintiennent le sol dans un état de constante humidité (Archives R.T.M. 74 ; rapport Jacques, 20 nov. 1935) ;

3) le Nant Bourdon est implanté sur la bordure occidentale du vaste glissement de terrain du versant Sud du massif de Platé (Figure 4.10). Ces mouvements du sol anciens ou actuels affectent les niveaux altérés des schistes du Jurassique. Ceux-ci sont recouverts d'une épaisse nappe d'éboulis résultant des grands éboulements quaternaires du Dérochoir des Fiz, dont deux, au moins, auraient atteint le lit de l'Arve (Goguel et Pachoud, 1978).

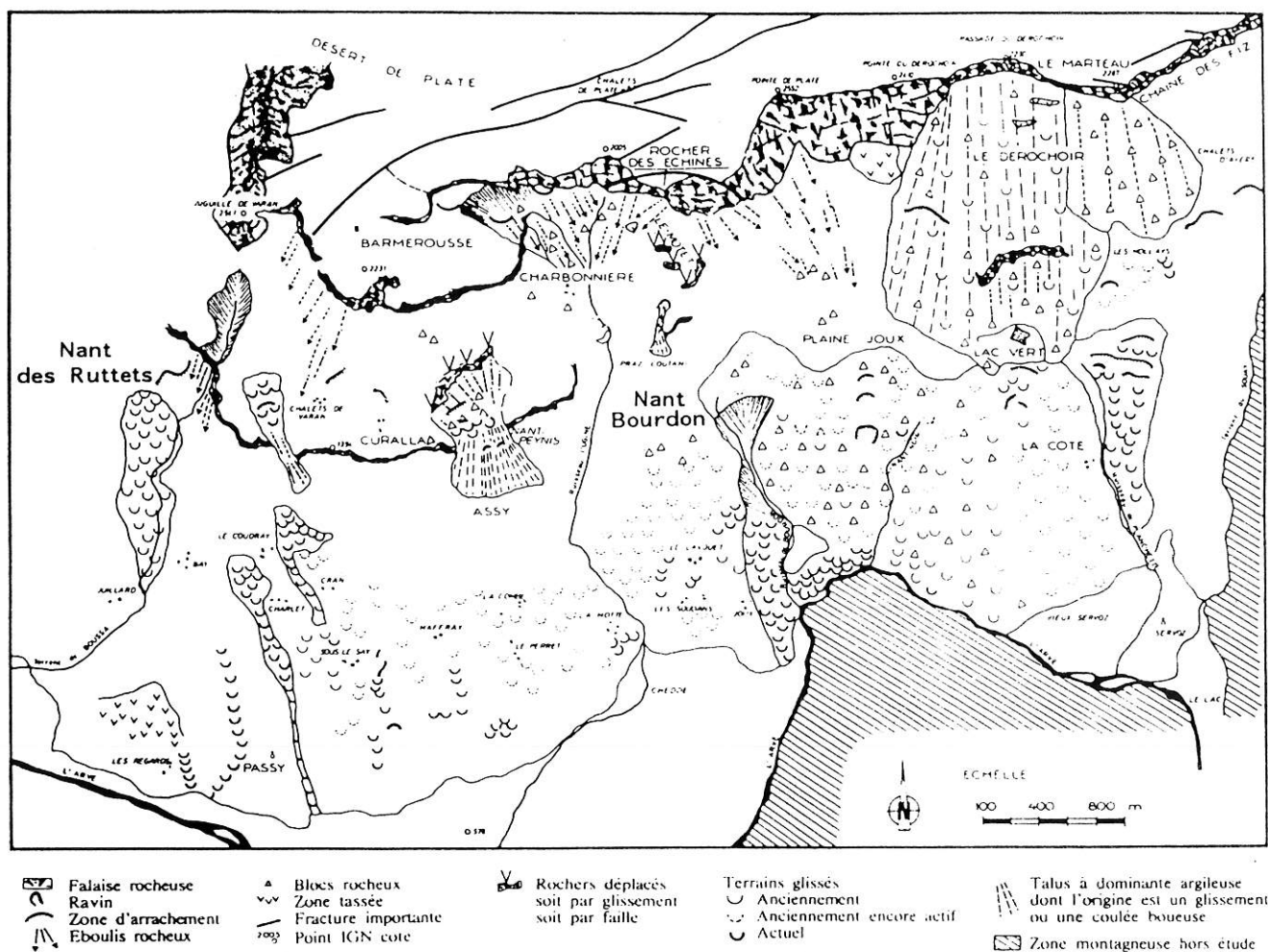


Figure 4.10 : Glissements de terrain du versant Sud du massif de Platé (d'après Goguel et Pachoud, 1978).

Une investigation géotechnique récente dans le lit du Nant Bourdon a permis l'étude détaillée des matériaux d'éboulement, profondément affouillés par le torrent (Simecsol, 1983) : il s'agit de blocs de toutes dimensions, enchassés dans une matrice graveleuse. Les matériaux appartiennent à des formations géologiques d'inégale résistance : blocs calcaire, schistes, marnes et grès en voie d'altération. Des circulations d'eau diffuses et irrégulières se produisent au sein des éboulis, transitant probablement au contact avec le substratum. Des sondages et profils géophysiques ont été réalisés : l'épaisseur des éboulis atteindrait en moyenne 10 mètres; ils auraient fossilisé l'ancien talweg du Nant Bourdon (Figure 4.11). On ne connaît pas la nature du substratum sous-jacent, ni son degré d'altération. Quoiqu'il en soit, le glissement de terrain, réactivé par les crues du torrent, constitue une source quasi-inépuisable de matériaux alimentant les charriages torrentiels.

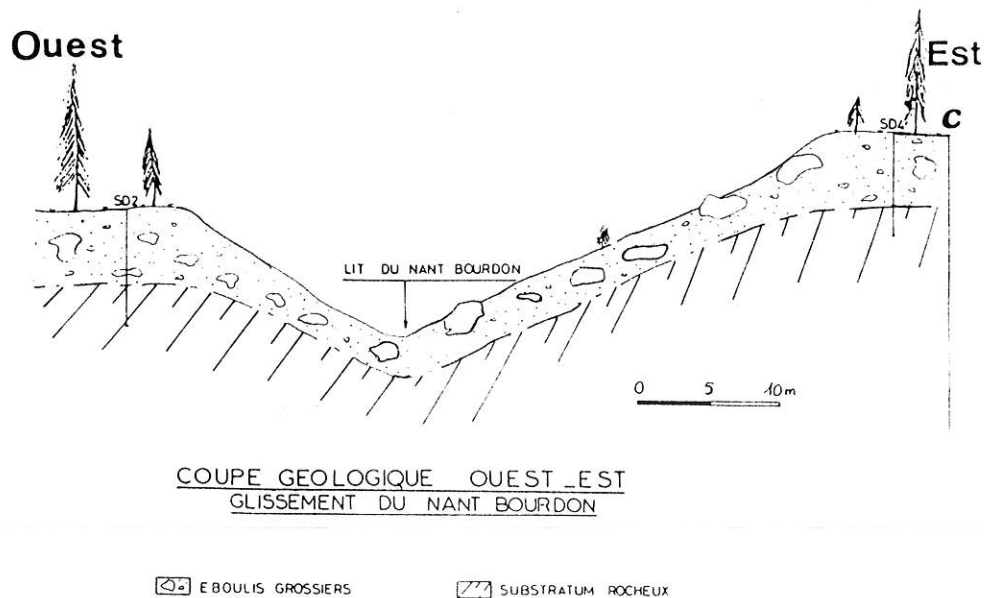


Figure 4.11 : Coupe en travers du Nant Bourdon, d'après les résultats des sondages géophysiques. L'ancien talweg a été fossilisé par les chutes de blocs (Source : Simecsol, 1983).

Les descriptions de glissements pourraient être multipliées : dans le ravin du Nant Rouge par exemple, l'étude des photographies aériennes permet d'observer plusieurs grands glissements affectant les cargneules triasiques ou les schistes du Lias. La plupart des bassins torrentiels de la vallée de l'Arve sont affectés de tels mouvements de masse qui jouent souvent un rôle prépondérant dans la recharge sédimentaire.

3.1.5 : Les apports par les glaciers.

Les processus glaciaires et la géomorphologie des zones englacées et de leurs marges ont été décrits en détail par Vivian (1975). Les glaciers sont à la fois un agent d'érosion par abrasion et un agent de transport particulièrement efficace. Les matériaux pris en charge par le glacier sont issus d'une grande diversité de processus géomorphologiques qui façonnent les versants de la haute montagne (Bozonnet, 1981); ils s'accumulent en avant des fronts glaciaires et sont

progressivement remaniés par les eaux du torrent glaciaire. Celui-ci s'est déjà chargé en sédiments lors de son parcours sous-glaciaire.

On dispose de peu de données quantitatives sur le rôle des glaciers dans la recharge de l'émissaire glaciaire. Une étude expérimentale a cependant été réalisée il y a quelques années, sur le torrent issu de la langue terminale du glacier des Bossons (Maizels, 1978). Elle est fondée sur l'étude hydrologique des débits de l'émissaire glaciaire, l'analyse de la teneur en matières dissoutes et de la matière en suspension d'échantillons d'eau et le calcul des charriages par la formule de Meyer-Peter et Müller. L'auteur propose une estimation des taux d'érosion dans le bassin englacé. Ils seraient de $630 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ réparties selon les proportions suivantes : 1 % pour la charge dissoute; 70 % pour la charge en suspension; 29 % pour les charriages. Il y faut ajouter $118 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ qui se sont accumulés sur la trainée proglaciaire, soit au total $748 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$. Cette étude ponctuelle, effectuée sur une très courte période, ne peut être généralisée à l'ensemble des surfaces englacées.

3.1.6 : Conclusion.

1) L'étude des processus de versant fournissant la charge détritique aux lits torrentiels met en évidence leur caractère très souvent ponctuel par l'intermédiaire d'éboulements locaux et surtout de glissements de terrain. En d'autres termes, cela signifie que la plus grande partie des matériaux qui alimentent régulièrement les torrents sont issus d'une surface très réduite du bassin versant, ce que mettait déjà en évidence l'étude planimétrique.

2) L'action érosive des eaux courantes ruisselant sur les pentes est beaucoup plus faible, comme en témoigne le nombre réduit de bassins de réception soumis au ravinement. Elles sont incapables de mobiliser les matériaux de granulométrie grossière. Ceux-ci transitent vers les talwegs sous l'influence des mouvements de masse (glissements, éboulements, avalanches...).

3) Les matériaux se concentrent progressivement dans les zones basses, où ils sont stockés temporairement dans l'attente d'une nouvelle mobilisation. Dans la plupart des cas, leur mise en mouvement ultérieure sera liée à l'écoulement d'un fluide : ce peut être les avalanches de fonte printanières qui parcourent les axes de drainage ou les eaux courantes plus ou moins chargées lors d'une crue torrentielle. On observe donc des relais complexes entre les multiples processus de transport qui acheminent les matériaux détritiques dans la vallée.

3.2 : Les transports solides torrentiels.

Les transports solides torrentiels se produisent sous deux formes : le charriage classique, l'eau et les sédiments étant séparés en deux phases distinctes, liquide et solide; les laves torrentielles, eau et sédiments étant intimement liés en une seule phase visqueuse. Tous les torrents sont soumis à des charriages torrentiels, lors de petites crues. Lors des fortes crues, les transports solides peuvent demeurer biphasiques ou passer à un état visqueux. En fait, toutes les phases transitoires entre ces deux types d'écoulement existent, ce qui rend cette classification trop rigide. La transition d'un état à un autre ne dépend pas uniquement de l'intensité de la crue liquide, mais également des caractéristiques granulométriques des sédiments mobilisables. La présence d'argile dans des proportions comprises dans une fourchette relativement étroite est une condition nécessaire (Pierson, 1980); elle dépend en grande partie de la nature des formations géologiques présentes dans le bassin versant (abondance de schistes altérés, cargneules, gypse...).

A partir de divers exemples recueillis pour partie dans les archives du Service R.T.M., on essaiera de caractériser les transports solides des torrents de l'Arve. Il semble que l'on puisse différencier le comportement des torrents glaciaires soumis à des charriages torrentiels quelle que soit l'intensité de la crue, de celui des autres torrents à écoulements de type lave. On examinera ensuite les facteurs hydro-météorologiques du déclenchement des transports solides.

3.2.1 : Les émissaires glaciaires.

Les émissaires glaciaires ne connaissent, semble-t-il, que des transports solides de type biphasique ou peu visqueux. Leur instabilité et capacité de transport sont considérables comme en témoignent les nombreux dégâts qu'ils ont occasionné dans la vallée de Chamonix :

- lors de ses crues, le torrent de la Creusaz, drainant le glacier des Bossons, charrie de grosses boules de granite. Jusqu'à ces dernières années, ses débordements étaient fréquents, malgré les ouvrages de correction établis par les habitants du village des Pèlerins. L'abondance des apports de matériaux dans la section endiguée provoqua l'exhaussement du lit au dessus du cône de déjection. Toute rupture de digue entraînait systématiquement des débordements et l'inondation des cultures et habitations établies sur le cône de déjection ;

- le torrent du Grépon connu dans la décennie 1934-1944 une succession de crues dévastatrices vraisemblablement causées par une série d'orages sur le glacier des Nantillons. L'ampleur des épisodes de forts transports solides pourrait aussi être liée à l'accroissement des surfaces morainiques dénudées, libérées par la déglaciation (Archives R.T.M. 74 ; rapport Bouverot, 6 janv. 1969) ;

- le torrent des Favrands-Tissourds, dont le bassin de réception est situé sous l'Aiguille du Midi, connu à diverses reprises de très fortes crues associées à des charriages d'intensité extrême : le 15 juillet 1938, un bloc cubant plus de 100 m³ parcourut une distance de 350 mètres ! (Archives R.T.M. 74 ; rapport Lallemand, 23 juil. 1938).

L'origine glaciaire de ce type de torrents les soumet à des phénomènes de brusque débâcle liquide par rupture de poche intra-glaciaire ou vidange d'un lac supra-glaciaire :

- le 12 juillet 1892, la rupture d'une poche intra-glaciaire du glacier de Tête-Rousse, détruisit Saint-Gervais et fit 175 victimes, répandant dans la vallée 1 000 000 de m³ de boues et blocs (Mougin, 1914) ;

- le 25 septembre 1920 sur l'Arveyron de la Mer de Glace. Un volume de 150 000 m³ de gros matériaux enfouit une surface de 3 hectares sous une épaisseur moyenne de 5 mètres (Jourdan-Laforte, 1920) ;

- sur le torrent du Grépon, la rupture d'une moraine ceinturant un petit lac situé au pied du glacier des Nantillons est responsable de la forte crue du 2 septembre 1944 (Archives R.T.M. 74 ; rapport Schuler, 26 oct. 1944).

L'énorme capacité de transport des torrents glaciaires est à mettre en relation avec la brutalité des phénomènes de chasse d'eau. Ils agissent à la manière d'un coup de balai sur les sédiments accumulés dans le chenal. Les ruptures d'embâcles en chaîne, en arrière desquels eau et matériaux sont restés bloqués, renforcent les effets géomorphologiques des crues. Tricart (1959) a décrit un fonctionnement similaire sur le Guil, lors de sa crue exceptionnelle de juin 1957 : les matériaux transitèrent sous la forme de "charriages en vrac", mis en évidence par l'absence de tri hydraulique des dépôts ; dans les gorges, des blocs de 35 tonnes furent déplacés.

On peut s'étonner de l'absence d'écoulements visqueux sur les torrents glaciaires, les argiles étant présentes en abondance dans les dépôts morainiques. Les particularités de l'hydrologie glaciaire fournissent quelques éléments de réponse : pendant la saison estivale, les flux hydriques sont abondants et permanents. Ils favorisent le lavage des fines accumulées dans le lit torrentiel pendant la période d'étiage et diminuent la teneur en sédiments fins des dépôts, comme l'a montré Maizels (1978) sur l'émissaire de la langue glaciaire des Bossons. Il se pourrait que l'exportation en continu pendant l'été des limons et argiles empêche la formation des laves torrentielles par déficit de sédiments fins.

3.2.2 : Les torrents à laves.

Les torrents mixtes et torrents sans influence glaciaire peuvent être soumis à des transports solides de type lave torrentielle. L'apparition d'écoulements visqueux est observée lors de crues d'intensité exceptionnelle sur certains d'entre-eux ; sur d'autres, toute crue donne lieu au déclenchement d'une lave : c'est notamment le cas du torrent de la Griaz.

Les laves d'ampleur exceptionnelle se composent d'une série de pulsations ou "bouffées", séparées par des répits de quelques dizaines de minutes, pendant lesquels les charriages classiques réapparaissent (Pierson, 1980). Sur le torrent de la Griaz, les laves de 1895, 1898 et 1905 furent de ce type, comme en témoignent les archives de l'époque. Les crues d'ampleur moindre ne donnèrent naissance qu'à une seule bouffée, comme cela se produisit en 1953.

La synthèse de différents exemples internationaux montre que la densité de l'écoulement visqueux est couramment comprise entre $1,6$ et $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$. Elle retombe entre $1,3$ et $1,7 \text{ g.cm}^{-3}$ entre les bouffées (Pierson, 1980). D'après les observations de Pierson lors d'une crue majeure d'un torrent néo-zélandais, la dynamique de l'écoulement peut être caractérisée par trois phases distinctes : 1) entre les pulsations, le flux fortement boueux est turbulent, le débit demeure modéré ; 2) lors de l'arrivée de la lave, la turbulence diminue progressivement et l'écoulement devient laminaire ; le débit augmente rapidement ; 3) malgré l'extrême viscosité du flux, l'augmentation de la vitesse lors du passage du pic de la crue permet une réapparition de la turbulence. Elle affecte le centre de la coulée, où les vitesses sont les plus rapides. A proximité des berges, l'écoulement plus lent reste laminaire. Après le passage du pic de la lave, on observe un retour à l'écoulement laminaire fortement visqueux, puis turbulent et plus fluide entre les bouffées.

Les volumes transportés par une lave torrentielle en un seul épisode de crue sont énormes. Quelques exemples des manifestations les plus remarquables de l'activité des torrents de l'Arve ont été tirés des archives du Service R.T.M. et sont présentés ci-dessous :

1) sur le torrent de la Griaz, la période 1895-1905 fut la décennie de paroxysme torrentiel. La formidable activité du torrent était due au fonctionnement, dès 1888, du Dérochoir des Rognes, comme on l'a déjà évoqué. De même, dans le ravin de la Griaz, deux écroulements successifs du glacier suspendu de la Griaz accrurent les apports de matériaux : les 28 juin et 13 novembre 1895, le glacier céda sur une longueur de plus de 100 mètres, libérant une énorme quantité de débris et "laissant libres sur les bords, des moraines en quantités considérables" (Archives R.T.M. 74 ; rapport Arlen, 7 déc. 1895). Sogreah (1985) évalue à $300\,000 \text{ m}^3$ le volume de matériaux ayant transité dans le lit de l'Arve, pendant la période 1895-1905. Les estimations des Forestiers de l'époque sont nettement plus fortes : la crue de 1905, à elle seule, aurait transporté un volume identique.

Ces crues occasionnèrent de fréquentes obstructions du lit de l'Arve, avec création d'une petite retenue artificielle en arrière du barrage sédimentaire : la figure 4.12 met en évidence ce



Figure 4.12 : Barrage temporaire du lit de l'Arve lors des crues d'août 1895, sur le torrent de la Griez ; un lac, d'une longueur de 500 à 600 mètres, subsista plusieurs semaines (Collection R.T.M. 74).

phénomène, à la suite des laves du 2 août 1895. Le lac atteignit 5 à 600 mètres de longueur, noyant le pont des Gurrees sous 80 centimètres d'eau. Le 17 août, la retenue subsistait toujours et des travaux de déblaiement du lit furent nécessaires pour permettre le libre écoulement des eaux du lac et prévenir une brusque débâcle. Depuis cette date, seule la crue du 13-14 août 1953 semble avoir été importante. Elle se produisit en une seule coulée d'environ 60 à 80 000 m³, qui barra le lit de l'Arve (Sogreah, 1985). Les sédiments refluerent vers l'amont, remblayant le lit jusqu'au niveau du tablier du pont des Gurrees et bloquant les vannes de vidange de la petite retenue des Houches ;

2) le torrent d'Armançette, affluent du Bon-Nant aux Contamines-Montjoie est connu pour ses fameuses crues de 1964. Deux laves se succédèrent les 23 juillet et 16-17 septembre jetant dans la vallée respectivement 60-80 000 m³ et 100-120 000 m³ de sédiments de toutes dimensions. Les matériaux obstruèrent la route, submergèrent deux ponts et barrèrent le cours du Bon-Nant. Des blocs de 40 à 75 m³ furent charriés ;

3) le torrent de Reninges est avec celui de la Griaz l'un des plus actifs de la vallée. Le 11 juillet 1960, une coulée d'ampleur exceptionnelle vint obstruer le lit de l'Arve, provoquant le débordement de la rivière sur sa rive gauche. Elle inonda plusieurs hectares de champs cultivés et pâturages (archives R.T.M. 74 ; rapport Tellier, 12 juil. 1960). Le volume des charriages fut estimé à 34 000 m³ dont 15 000 m³ prélevés dans le lit de l'Arve par curage. Depuis 1968, la construction d'une plage de dépôt régulièrement curée, en amont du confluent Reninges-Arve, donne une bonne estimation de la charge parvenant à la rivière lors des crues : la valeur moyenne sur 17 années est d'environ 2000 m³ par an ;

Tableau 4.2 : Volume de sédiment extrait de la plage de dépôt de Reninges depuis 1968 (Source : D.D.E. 74, subdivision de Sallanches).

Date des crues	Volume extrait (m ³)
30 juil. 1968	4300
5 juil. 1971	700
22 juin 1972	3350
17 août 1973	3250
10 août 1975	7500
10 sept. 1979	3000
10 juil. 1981	3850
6 juil. 1983	
12 juil. 1984	5100
4 août 1985	>5000

4) le Nant Bourdon est depuis quelques années en état de profond déséquilibre. Ses crues quasi-annuelles mobilisent entre 5000 et 10 000 m³ de matériaux et coupent régulièrement la route CD.13, Passy-Servoz.

Les différents exemples présentés constituent pour la plupart des cas extrêmes et de faible probabilité de retour. Ils illustrent l'énorme capacité de transport des laves torrentielles. Néanmoins, plusieurs années séparent parfois deux coulées : pendant cette période, les transports solides se produisent sous la forme de charriages torrentiels. A l'heure actuelle, aucun élément nous permet de dire quelle part prennent ces apports courants dans le bilan des réinjections sédimentaires dans l'Arve.

La fréquence du barrage des axes fluviaux de vallée par les torrents du bassin de l'Arve témoigne de l'incapacité des rivières à évacuer rapidement les laves. La brutalité du phénomène torrentiel, le volume et la forte dimension des matériaux transportés par les torrents ne permettent pas, à court terme, une reprise en charge des dépôts par la rivière, même lorsque son débit est élevé. Lors d'une période de crise torrentielle de longue durée, la fréquence et l'ampleur des charriages conduisent à un engorgement permanent de l'axe de drainage principal, au droit de la zone de confluence. Chaque nouvelle crue, même si elle n'est pas très forte, entraîne l'obstruction du lit de la rivière et la création d'une petite retenue temporaire.

3.2.3 : Les facteurs hydro-météorologiques du déclenchement des transports solides.

L'hydrologie des torrents de l'Arve, excepté celle de quelques émissaires glaciaires, est inconnue. Aucune station de mesure n'a jamais jaugé les débits et seules quelques estimations des niveaux de crue ont été faites par différentes méthodes de calcul. On présentera ici les données tirées de diverses études hydrologiques ou d'hydraulique torrentielle.

a) Les émissaires glaciaires.

Les émissaires glaciaires de Chamonix ont été les seuls à faire l'objet d'une étude hydrologique. Gaudet (1973) leur a consacré sa thèse, à une période où le développement des aménagements hydroélectriques sur les torrents glaciaires nécessitait la multiplication des observations.

Les crues, périodes d'intense transports solides, sont rarement dues aux causes météorologiques habituelles aux autres rivières : "l'extension des bassins en altitude apparaît comme un frein très puissant à l'écoulement des crues" (Gaudet, 1973, p. 273). Elles se produisent en juillet et en août. L'auteur en distingue deux types : les crues de fusion en période sèche et chaude ; les crues pluviales qui se produisent notamment lors des orages de forte intensité. Les secondes sont plus fréquentes et plus puissantes que les premières. En effet, tout concourt pour que le ruissellement soit intense : imperméabilité du sol (glace, neige, sol nu...), faible couverture végétale, sol saturé, fortes pentes.

Comme on l'a déjà signalé, émissaires glaciaires et torrents mixtes sont, en plus, soumis à des chasses d'eau par rupture de poche intra-glaciaire. C'est à ces phénomènes que sont associés les débits instantanés les plus élevés; il fut par exemple de $80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur l'Arveyron de la Mer de Glace dans la nuit du 24 au 25 juillet 1969. Même des bassins torrentiels à la superficie englacée modérée peuvent être soumis à de telles débâcles : ce fut le cas le 31 août 1944 sur le torrent d'Armançette ; cependant, l'exemple le plus dramatique demeure celui du torrent de Bionnassay, émissaire du glacier de Tête Rousse, lors de sa crue catastrophique de 1892.

b) Les torrent à laves.

Sur plusieurs torrents de la vallée, différentes études proposent une estimation des débits de crue par différentes méthodes de calcul (méthode des transferts entre bassins à partir de bassins où le débit décennal est connu; méthodes Crupedix, Crupedix-Provence, Socose...). Le caractère artificiel de ces méthodes de calcul, sans doute suffisantes pour déterminer les caractéristiques d'un aménagement, les rend peu adaptées à l'étude du phénomène torrentiel. Ainsi, le calcul d'un débit liquide lors d'une lave n'a qu'une signification limitée dans la mesure où l'eau et la charge sédimentaire sont intimement mélangées : la synthèse de différentes études de terrain montre que les matériaux représentent un minimum de 20% entre les bouffées de lave, mais varient de 38 à

86% du volume total de la lave lors de son passage (Pierson, 1980). Les études hydrologiques récentes associent les débits liquides et solides, afin d'estimer le débit réellement écoulé.

Le tableau 4.3 recense les données recueillies sur les torrents de l'Arve. Les débits de fréquence centennale, qui apparaissent majoritairement dans ce tableau, se produisent sous la forme d'écoulements visqueux et non pas biphasiques sur probablement tous ces torrents. Les valeurs calculées varient à l'intérieur d'une fourchette suivant les méthodes utilisées, dont seules les valeurs aux bornes ont été reportées :

Tableau 4.3 : Débits de crue calculés sur quelques torrents de la vallée de l'Arve.

Torrent	Surface B. V. (ha)	Débit liquide ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Débit liquide + débit solide ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Source
Nant Gibloux	450	$16,2 < Q_{100} < 20,3$	-	Sogreah (1974)
Reninges	165	$Q_{10} = 3,2$ $4,4 < Q_{100} < 5,5$	-	Pacalin (1978)
Rippaz	320	$6,0 < Q_{100} < 9,0$	-	Sogreah (1982)
Nant Bourdon	368	$2,8 < Q_{10} < 7,4$	20	Cemagref (1983)
Griaz	468	$21,0 < Q_{100} < 24,0$	-	Sogreah (1985)

Sur le Nant Bourdon, la fourchette des débits déterminés par quatre méthodes différentes est très étendue. Un débit de $20 m^3 \cdot s^{-1}$ a été calculé par le Technicien Forestier du secteur sur les dépôts de la crue du 10 juillet 1983, dans une section où elle était encore peu chargée en sédiments. Une telle différence dans les résultats peut laisser perplexe. Il faut savoir que dans le cas du Nant Bourdon, la surface réelle du bassin versant est probablement beaucoup plus étendue que celle du bassin topographique : en effet, l'immense lapiaz du désert de Platé domine directement le torrent et des apports karstiques semblent renforcer le débit du torrent, en particulier au printemps lors de la fonte des neiges.

L'étude de la période de formation des laves permet de faire d'intéressantes observations. Sur la figure 4.13, on a répertorié toutes les crues connues de quatre bassins versants, pour lesquels on dispose de données fiables et nombreuses. Les torrents du Gibloux et du Vernay, voisins, ont incisés tous deux des formations morainiques de même nature; ils ont été confondus. Deux périodes de fort transport solide s'individualisent nettement en fonction du type de torrent concerné : des crues estivales (juillet, août) sur les torrents de la Griaz et de Reninges; des crues de saison froide, sur les Nant Gibloux et Nant Vernay. Deux facteurs sont susceptibles d'expliquer ces différences de comportement :

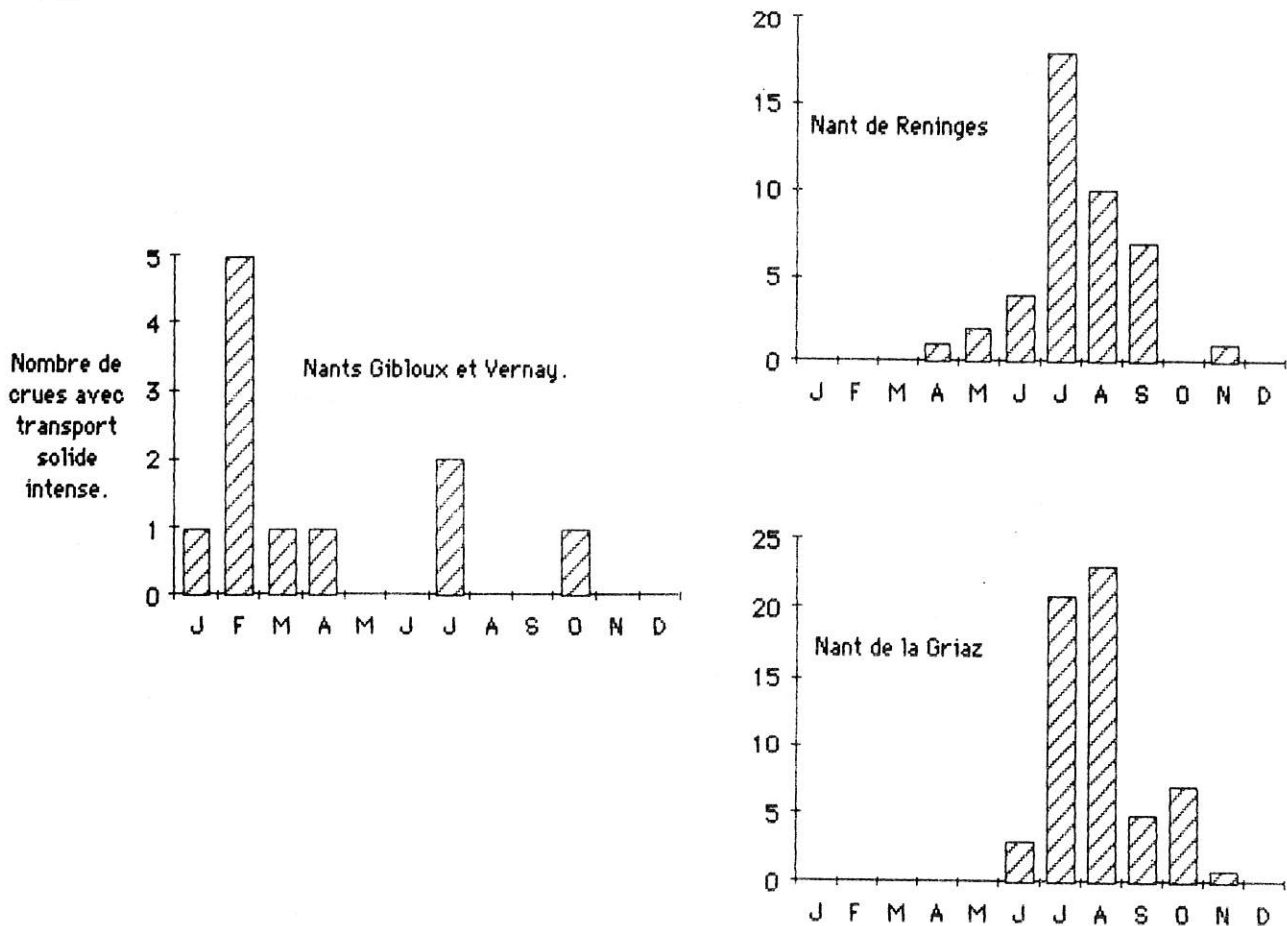


Figure 4.13 : Distribution saisonnière des coulées sur quatre torrents de la vallée de l'Arve.

1) les pentes dans la partie supérieure des bassins du Nant Gibloux et du Nant Vernay sont plus faibles que sur les deux autres torrents (voir Figure 4.4), d'où un ruissellement moins intense et une concentration moins rapide des écoulements ;

2) le boisement presque complet du versant favorise un ralentissement de l'écoulement, dû à la bonne capacité de rétention des sols. Ces deux bassins sont capables d'amortir les orages estivaux de forte intensité mais de courte durée. Au contraire, après de longues pluies d'automne ayant saturé les terrains ou lorsque le manteau neigeux ou le gel imperméabilisent les versants, toute nouvelle précipitation intense (associée pour l'hiver à des réchauffements brutaux de la température) peut engendrer un ruissellement très rapide. La recherche de quelques situations météorologiques responsables des crues nous a permis de confirmer ces hypothèses (voir Tableau 4.4).

c) Les relations entre précipitations et transports solides torrentiels.

Les valeurs des précipitations journalières enregistrées dans les pluviomètres voisins des bassins torrentiels ne peuvent être corrélées avec les crues. Plusieurs explications peuvent être avancées :

- la hauteur d'eau recueillie est répartie sur une période de 24 heures et l'on ne connaît ni l'intensité, ni la durée réelle de l'épisode pluvieux. Or le rapport intensité-durée est déterminant

Tableau 4.4 : Situations météorologiques lors de quelques fortes crues sur les torrents de la vallée de l'Arve (données de la Météorologie Nationale, Chamonix).

Torrent date de la crue	Volume transporté (m ³)	Hauteur des précipitations (mm / 24 h)	Situation météorologique
<u>Armanchette</u>		Contamines-Montjoie	
23 juil. 1964	80 000	14.3	Violent orage de 20 h 30 en fin de nuit.
17 sept. 1964	120 000	40.5	Violent orage.
<u>Nant Bourdon</u>		Sallanches	
21 sept 1968	20 000	81.5	Précipitations extensives, tous les torrents du haut bassin de l'Arve sont en crue.
10 juil. 1983	10 000	0	Succession de trois journées orageuses.
4 juil. 1985	> 5 000	18.5	Violent orage; crue généralisée des torrents des Fiz.
<u>Nant Vernay</u>		Saint-Gervais	
11 avril 1963	?	12.9	Pluie sur couverture neigeuse avec fort réchauffement de température.
25 juil. 1965	?	30	Précipitations orageuses.
9 févr. 1966	?	29	Pluie orageuse intense sur couverture neigeuse.
<u>Reninges</u>		Sallanches	
11 juil. 1960	- 25 000	27.7	Succession de jours orageux.
22 juil. 1964	?	12.4	Succession de jours orageux.
30 juil. 1968	4 300	47.5	Orage intense, grêle.
10 août 1975	7 500	39.5	Orage dans la nuit du 9 au 10.
10 sept. 1981	3 850	32.1	Succession de jours orageux.
12 juil. 1984	5 100	4.1	Orage.

pour le déclenchement des laves torrentielles et des glissements de terrain : Caine (1980) a mis en évidence le rôle fondamental du rapport intensité/durée des précipitations sur le déclenchement des transports solides ; il détermine une courbe limite au dessous de laquelle toute coulée torrentielle ne peut se produire. Elle a pour expression :

$$I = 14,82 D^{-0,39} \quad \text{avec} \quad I : \text{intensité (mm/heure)} \\ D : \text{durée (heure)}$$

Son domaine de validité semble compris entre 10 minutes et 10 jours. Elle est voisine de la "courbe limite des fortes précipitations" déterminée en 1966 par Lauscher (in Zeller, non daté). Toute précipitation supérieure à cette limite n'engendre pas forcément une coulée : à durée égale, la mise en route du processus dépendra du degré de stabilité du bassin torrentiel. De même, les chercheurs japonais ont démontré que le déclenchement des laves pouvait se produire lors de précipitations de 7 mm en 10 minutes, si le sol est saturé (Okuda *et al*, 1980). Des enregistrements sur pluviographes sont donc indispensables pour tenter toute corrélation entre les crues torrentielles et les précipitations ;

- les stations de mesure ne sont jamais situées dans les bassins de réception torrentiels. Dans la plaine alluviale de l'Arve par exemple, le pluviomètre de Sallanches est situé en position d'abri. Il ne reflète pas les précipitations d'altitude qui sont influencées par le sens de circulation des masses d'air humide par rapport à l'orientation du versant et renforcées par l'orographie. Ainsi, pour certaines crues du torrent de Reninges, le pluviomètre de Sallanches n'a totalisé que des hauteurs d'eau dérisoires (Tableau 4.4). Il en est de même pour les autres torrents.

En définitive, l'équipement d'un bassin torrentiel test est impératif pour toute tentative de corrélation entre transports solides torrentiels et précipitations.

3.2.4 : Conclusion.

1) L'étude des transports solides torrentiels montre qu'ils se produisent sous deux formes : les charriages torrentiels et les écoulements visqueux de type lave. Il semble que les fortes crues engendrent toujours des transports solides à phase liquide et solide distinctes sur les émissaires glaciaires, tandis qu'elles donnent naissance à des laves sur les autres torrents. Sur les premiers, c'est l'énergie libérée par le phénomène de chasse d'eau, lors de l'expulsion brutale d'un volume hydrique considérable qui favorise le transit massif des sédiments ; sur les torrents à laves, il est plutôt lié à la compétence extrême des coulées de lave très dense.

2) Pour que les transports solides se déclenchent, il est nécessaire que les précipitations se produisent sur un sol perméable et incapable d'amortir les précipitations :

- c'est toujours le cas sur les torrents dont l'altitude du bassin de réception excède la limite d'implantation de la forêt et où les sol nus favorisent un ruissellement intense. Les transports solides sont liés à l'occurrence de violents orages estivaux, mais également aux vidanges glaciaires, dans les bassins en partie englacés ;

- dans les bassins situés à basse altitude, la forêt atténue le ruissellement. Celui-ci n'est élevé que lorsque la couverture neigeuse ou le gel suppriment l'influence de la végétation. C'est donc pendant la saison froide que se déclenchent les plus forts transports solides, lors d'intenses précipitations, souvent associées à la fonte brutale du manteau neigeux.

3.3 : Les effets des crues sur la géomorphologie torrentielle.

On a montré que le contact continu entre les flancs de la vallée et l'axe de drainage favorise une abondante fourniture sédimentaire aux talwegs par l'intermédiaire des processus de versant. Il en résulte d'importants exhaussements du profil en long. Les charriages favorisent l'expulsion des sédiments hors du système torrentiel. Leur efficacité est remarquable, par les volumes, la très large étendue granulométrique des matériaux transportés et les distances parcourues en une seule crue. Dans ce paragraphe, on étudiera l'action qu'exercent les crues sur le façonnement des talwegs : les remaniements sédimentaires peuvent favoriser le remblaiement ou l'affouillement des lits torrentiels ; ils influencent également la stabilité des versants par le biais des sapements de berges.

3.3.1 : Les accumulations d'origine torrentielle.

Toute charge sédimentaire mise en mouvement en un point quelconque du bassin torrentiel ne gagne pas forcément l'axe fluvial de vallée en une seule crue. Tricart et Vogt (1967) insistent sur la fréquence des phénomènes de substitution de charge sur les rivières torrentielles, en relation avec la largeur de la vallée qui contrôle la géométrie du chenal. L'analogie avec les torrents doit être menée avec prudence. Néanmoins, la section d'une vallée torrentielle varie très rapidement dans l'espace :

- à la faveur d'élargissements généralement associés à des diminutions de pente, les transports solides abandonnent une partie de leur charge dans le chenal et sous la forme de levées latérales, voire la totalité en cas d'arrêt d'une coulée de lave. Ces dépôts sont le plus souvent temporaires, les sédiments étant repris en charge lors des crues suivantes. La figure 4.9 (profils en travers n° 1 et 2) permet d'observer le bourrelet caractéristique de coulées avortées dans le ravin des Arandellys ;

- dans les sections très étroites, ce sont les embâcles en arrière de verrous rocheux, de gros blocs, de troncs d'arbres ou de culots d'avalanches qui bloquent de manière temporaire une partie des sédiments. Keller et Swanson (1979) étudient l'effet des barrages organiques sur la géomorphologie du chenal : ils montrent que les troncs d'arbres provoquent des blocages de la charge sédimentaire ; de plus, la chute d'eau créée par le barrage organique favorise la construction d'un mouille au pied de l'embacle. Les accumulations organiques en équilibre instable sont susceptibles d'être remaniées à la première crue et de venir grossir, voire de générer une lave. Ainsi, sur le torrent de Reninges, on a attribué l'ampleur catastrophique de la lave de 1960 à la reprise en charge de matériaux bloqués en tête du cône de déjection, lors de la crue du 18 juillet 1953 (Archives R.T.M. 74 ; Registre des Délibérations du Conseil Municipal de Sallanches, séance du 18 juil. 1960) ;

- le cône de déjection constitue la principale aire de stockage, souvent définitive, des matériaux détritiques torrentiels. La brusque diminution de pente provoque l'arrêt des sédiments transportés par charriage torrentiel ou lors des laves les moins puissantes. Il en résulte un exhaussement du chenal qui favorise les débordements et l'épandage des coulées sur le cône. La figure 4.14B permet de visualiser le phénomène sur le torrent de la Griez ; il en est de même sur tous les autres torrents étudiés. Le remblaiement du chenal se traduit à terme par des changements de cours, le torrent se créant un nouveau lit par avulsion (Figure 4.15).



Figure 4.14 : Vues diachroniques du chenal de la Griez : A) auto-curage du chenal sur la partie inférieure du cône de déjection, après les laves d'août 1895 ; B) exhaussement du chenal en 1897 entre deux crues exceptionnelles ; le lit sera à nouveau curé par les coulées du 20 juillet 1898 (Collection R.T.M. 74).

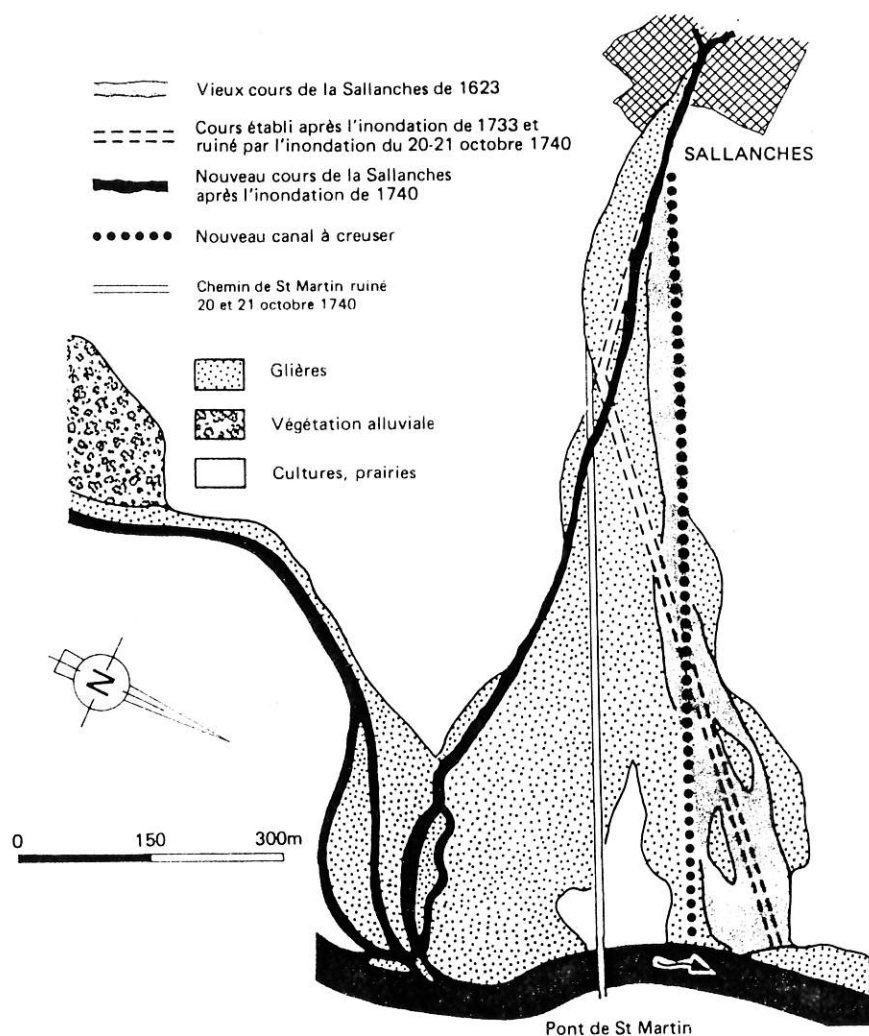


Figure 4.15 : Avulsions du torrent de la Sallanche sur son cône de déjection au cours des 17^{ème} et 18^{ème} siècles (A.D.H.S., IVC 516, fol. 95).

En définitive, outre l'accumulation dans les talwegs de matériaux en provenance des versants, le système torrentiel est capable de stocker temporairement les sédiments bloqués au cours de leur transit. Ces deux types de dépôts participeront à l'alimentation des transports solides ultérieurs.

3.3.2 : Les affouillements par incision.

L'incision des talwegs lors des crues est l'une des caractéristiques principales des torrents de l'Arve. Elle s'exerce au détriment des formations détritiques qui les remblaient, provoquant de profondes modifications du profil en long. Dans un moindre mesure, les affouillements s'attaquent à la roche en place ; ils sont alors véritablement des agents actifs d'érosion.

a) Les incisions dans les formations détritiques.

Les archives du Service R.T.M. recèlent une foule d'exemples d'incisions qui accompagnent les transports solides torrentiels. Ils constituent le principal mode de recharge sédimentaire.

1) Les incisions peuvent se produire **dans les talwegs du bassin de réception ou dans le chenal d'écoulement :**

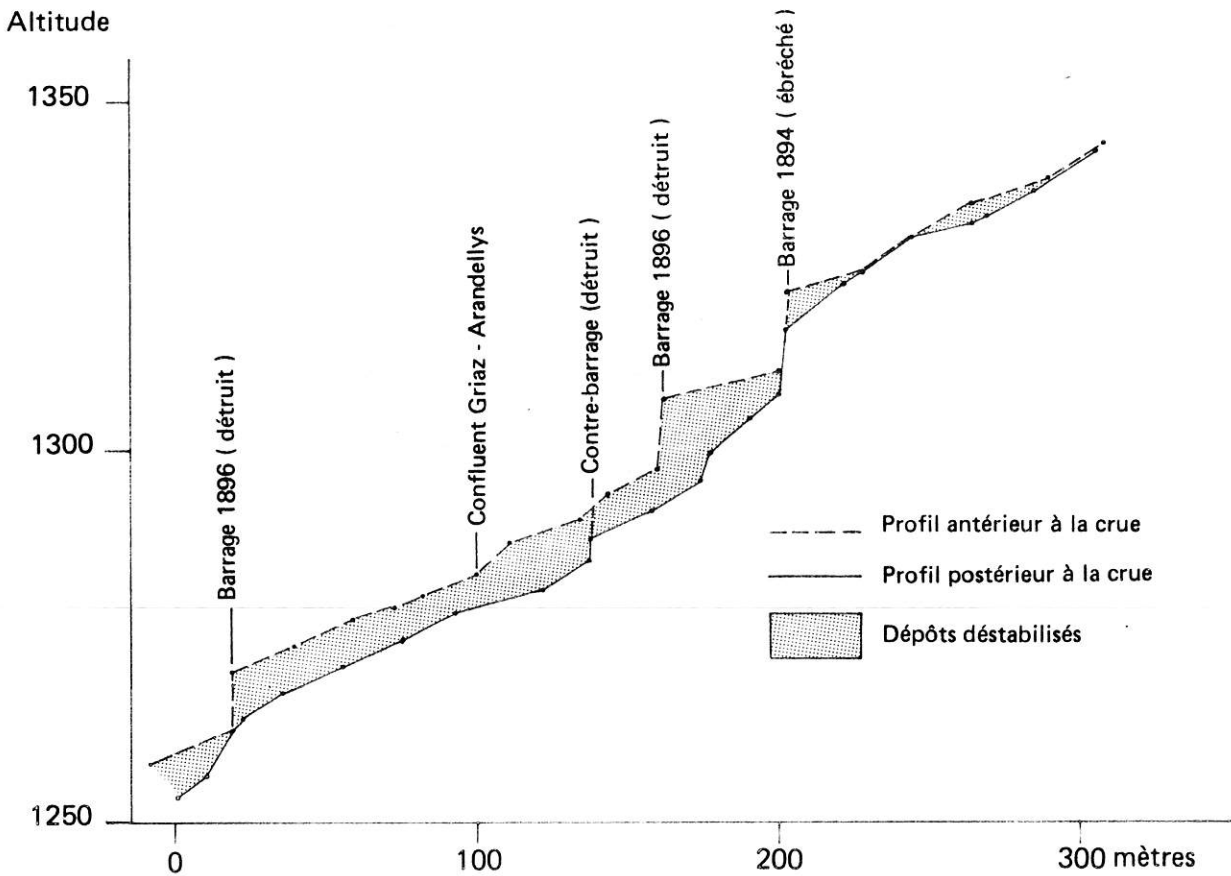


Figure 4.16 : Incision du chenal sur le torrent de la Griez, ravin des Arandellys, après la crue du 20 juillet 1898 ; elle atteignit 10 mètres de profondeur dans plusieurs sections et causa la destruction des barrages (d'après les données du R.T.M. 74).

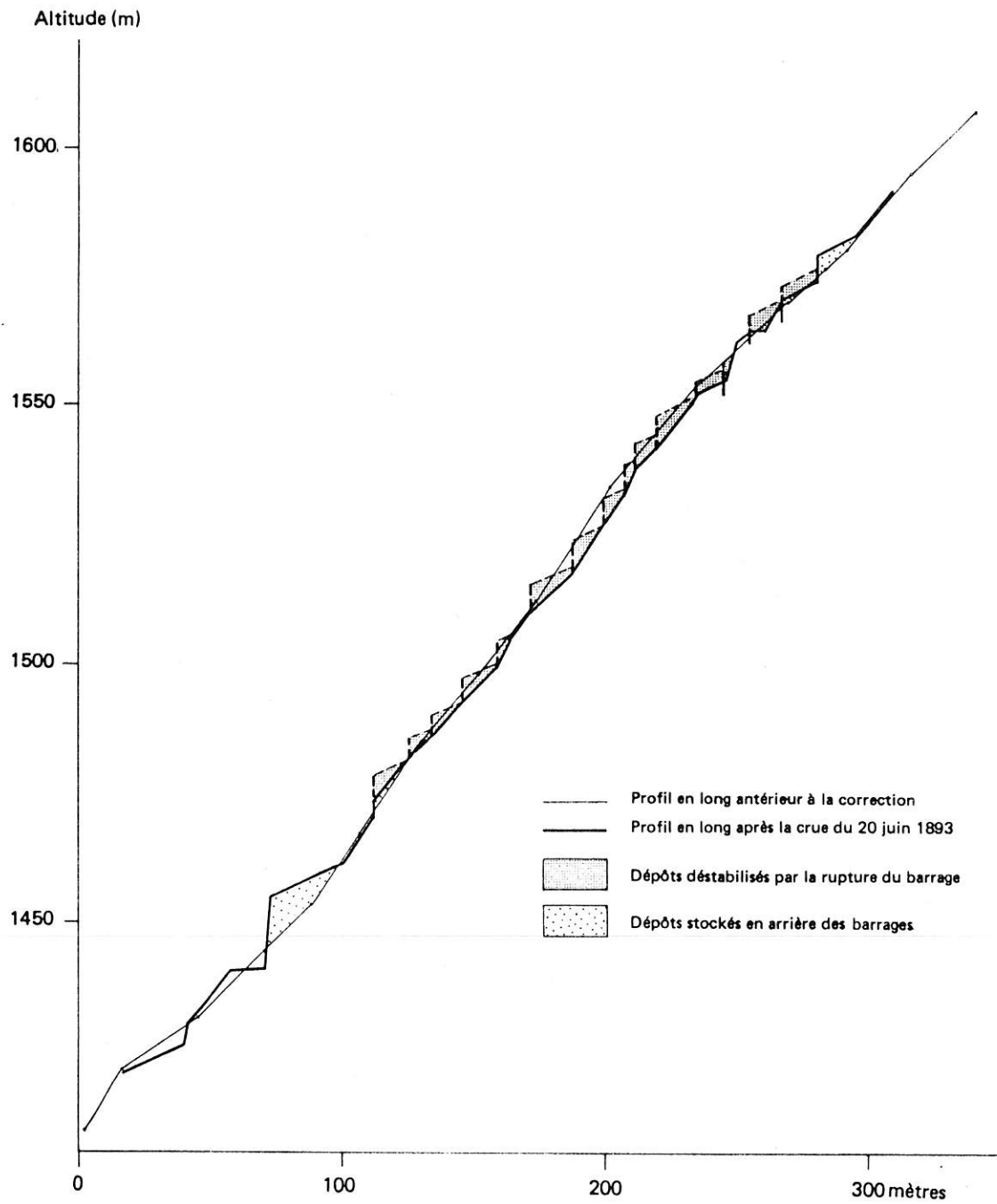


Figure 4.17 : Incision du chenal dans la section aménagée du torrent de Reninges, après la crue du 20 juin 1893 (d'après les données du R.T.M. 74).

- sur la Griaz, d'importantes chutes du profil en long ont été observées à la suite de certaines crues. Ainsi, lors des formidables coulées du 2 août 1895, le ravin des Arandellys fut fortement affouillé : la fondation du premier grand barrage de correction torrentielle établi en 1894 fut mise à nu ; elle surplombait de 2 mètres le fond du chenal. L'incision du talweg dépassait 9 mètres en de nombreuses sections (Archives R.T.M. 74 ; rapport Arlen, 8 août 1895). En septembre 1898 (Figure 4.16), des affouillements de plus de 8 mètres furent observés en l'espace de quelques heures (Archives R.T.M. 74 ; rapport Bernard, 23 oct. 1898). Des phénomènes similaires ont été décrits sur les torrents japonais (Suwa *et al.*, 1980) ;

- sur le torrent de Reninges, la crue affouillante du 20 juin 1893 causa de nombreux dégâts aux barrages de correction entraînant la ruine presque complète des travaux et mobilisant un volume considérable de matériaux (Figure 4.17).

2) **Sur les cônes de déjection**, les affouillements se font au détriment de matériaux ayant déjà subi un transport torrentiel ; en effet les processus de versant n'influencent pas directement le cône, excepté les avalanches. Ici encore, le torrent de la Griaz nous livre de nombreux exemples de l'autocurage du chenal, les phénomènes les plus remarquables se produisant lors des crues d'intensité extrême (voir Figure 4.14 A) :

- les laves de juillet et août 1895 augmentèrent considérablement la section du chenal torrentiel sur le cône, celui-ci atteignant selon les témoignages de l'époque une largeur moyenne de 12 mètres et 8 mètres de profondeur, sur une distance de près de 2 kilomètres (Archives R.T.M. 74 ; rapport Arlen, 8 août 1895). D'après les calculs du Forestier, 200 000 m³ de sédiments auraient transité dans l'Arve durant cet épisode. Cette estimation nous semble exagérée ; il n'en demeure pas moins que les quantités de matériaux empruntées au cône de déjection furent ce jour-là particulièrement importantes. De tels phénomènes se reproduisirent en 1898 et 1905, grossissant fortement les charriages qui atteignirent le confluent ;

- l'action affouillante des crues fut probablement renforcée par les caractéristiques fonctionnelles particulières du torrent de la Griaz : en effet, si le ravin des Arandellys délivre des laves très denses, les eaux de crue de l'émissaire glaciaire de la Griaz sont beaucoup moins chargées en fines, ce qui favorise un écoulement plus fluide. La réunion des deux ravins entraîne un délayage des laves mises en mouvement dans les Arandellys (Archives R.T.M. 74 ; rapport Bernard, 28 août 1900). Le Forestier attribua à ce phénomène la forte puissance affouillante des laves de la période 1895-1905 (Archives R.T.M. 74 ; rapports Bernard, 3 août 1898, 3 août 1905).

L'exemple de la Griaz illustre parfaitement **le rôle trop souvent négligé du cône de déjection, dans l'alimentation sédimentaire des transports solides torrentiels**. Pour que cette recharge soit efficace, il faut que, lors de son transit sur le cône, la lave conserve une forte énergie malgré la réduction de pente.

b) Les incisions dans les formations cohérentes.

L'incision des formations non détritiques est étroitement liée à leur résistance à l'érosion. Les secteurs les plus résistants forment des points durs du profil en long, en général associés à des ruptures de pente : c'est le cas des barres rocheuses calcaire que le torrent de Reninges franchit en cascades. Bien entendu, leur évolution est le plus souvent imperceptible à l'échelle de temps humaine.

Dans les matériaux plus tendres en place, tels les schistes, marnes ou les cargneules,

l'érosion peut clairement s'exprimer : la rupture brutale d'un des points durs peut entraîner d'importants réajustements du profil en long. L'exemple du torrent des Ruttets illustre le phénomène : pendant l'année 1937, les eaux entaillèrent un seuil de schiste dur avec forte pente locale, situé en aval de l'un des ouvrages de correction torrentielle et qui jouait le rôle de contre-barrage naturel. La rupture du seuil entraîna immédiatement la déstabilisation partielle du profil en long et l'incision des marnes, schistes tendres et matériaux d'éboulis composant le lit amont. La migration rapide du point d'entaille vers l'amont, traduisant un phénomène d'érosion régressive, eut pour conséquences un très net abaissement du profil et la mise à nu des fondations du barrage (Archives R.T.M. 74 ; rapport Bouverot, janv. 1938).

En définitive, l'incision des formations cohérentes tendres, même si elle engendre parfois de brutales modifications du profil en long, demeure beaucoup moins spectaculaire que l'affouillement des matériaux détritiques stockés dans les talwegs.

3.3.3 : Les sapements de berge.

L'incision du talweg est accompagnée d'une intense attaque des berges. Les sapements devraient intéresser préférentiellement les concavités du lit, directement exposées au flux. En fait, l'extrême rugosité du lit due à la présence de gros blocs, la formation d'embâcles en arrière de troncs d'arbres favorisent les divagations de l'écoulement et l'attaque des berges en tout point du chenal.

Les sapements agissent au détriment de deux types d'accumulations : les sédiments abandonnés dans les levées latérales par des charriages antérieurs ; les matériaux mobilisés sur les versants qui dominent le lit. Ces accumulations restreignent la section d'écoulement. Lors de la crue, le torrent rétablit la capacité de son chenal à écouler les flux hydriques et minéraux en affouillant latéralement les dépôts. Sur le Nant Bourdon, deux profils levés en 1984 par le Technicien Forestier du secteur et par nos soins en août 1986 illustrent le phénomène (Figure 4.18). Ils mettent en évidence un net recul du grand glissement de rive gauche. Les matériaux mobilisés par divers processus de versant (glissement, éboulement), s'accumulent en un épais bourrelet qui encombre partiellement le lit. Lors des crues, les eaux peu chargées issues de l'amont (comme en témoigne l'abondante végétation qui encombre le lit) sapent vigoureusement le pied du bourrelet, d'autant plus activement qu'il est situé dans une concavité.

Si l'activité des versants contrôle la fourniture sédimentaire aux talwegs, réciproquement les processus de façonnement des lits torrentiels et en particulier les sapements de berge, influent sur la dynamique des versants : 1) l'attaque de la base des glissements qui surplombent le chenal entretient leur déséquilibre par suppression de la butée de pied ; 2) les sapements affectent directement la stabilité des pentes de la vallée torrentielle. Ils provoquent le foirage des versants par dépassement de la limite d'équilibre des terres et entraîne leur écoulement dans le chenal. Sur les Nant Gubloux et Vernay, les sapements de berges, associés à l'instabilité du profil en long, sont responsables de la déstabilisation du bassin torrentiel. Jusqu'en 1944, ces deux torrents n'étaient pas actifs, comme en témoigne l'absence de crues accompagnées de forts transports solides :

- sur le Nant Gubloux, une pétition de 1936 émanant des riverains signale l'obstruction d'un pont. Cette accumulation de matériaux est probablement le premier indice d'une recrudescence des transports solides dans le torrent. La forte crue de 1944 favorisa le recalibrage du chenal, se traduisant par l'incision des dépôts morainiques meubles qui constituaient le lit et une vigoureuse attaque des berges. Elle engendra la déstabilisation des versants par foirages et glissements de terrains ;

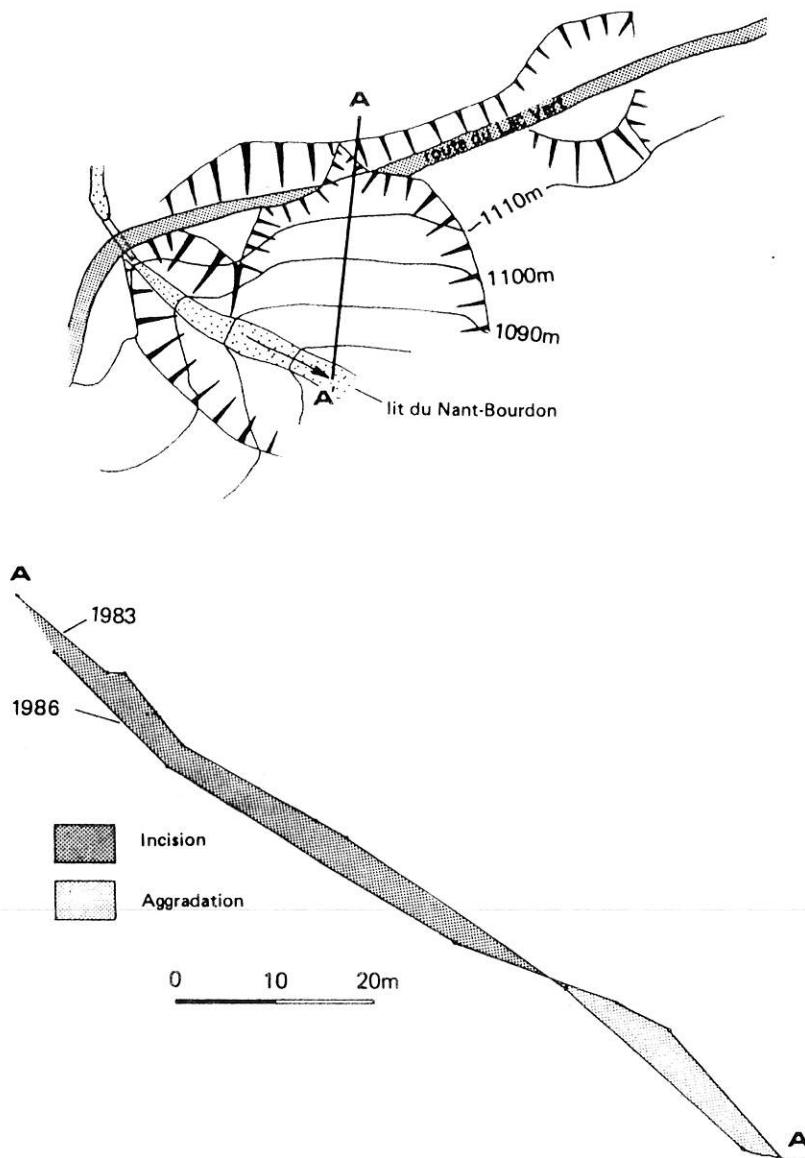


Figure 4.18 : Instabilité des pentes dans la partie supérieure du ravin du Nant-Bourdon et accumulation des sédiments dans le lit du torrent entre 1983 et 1986.

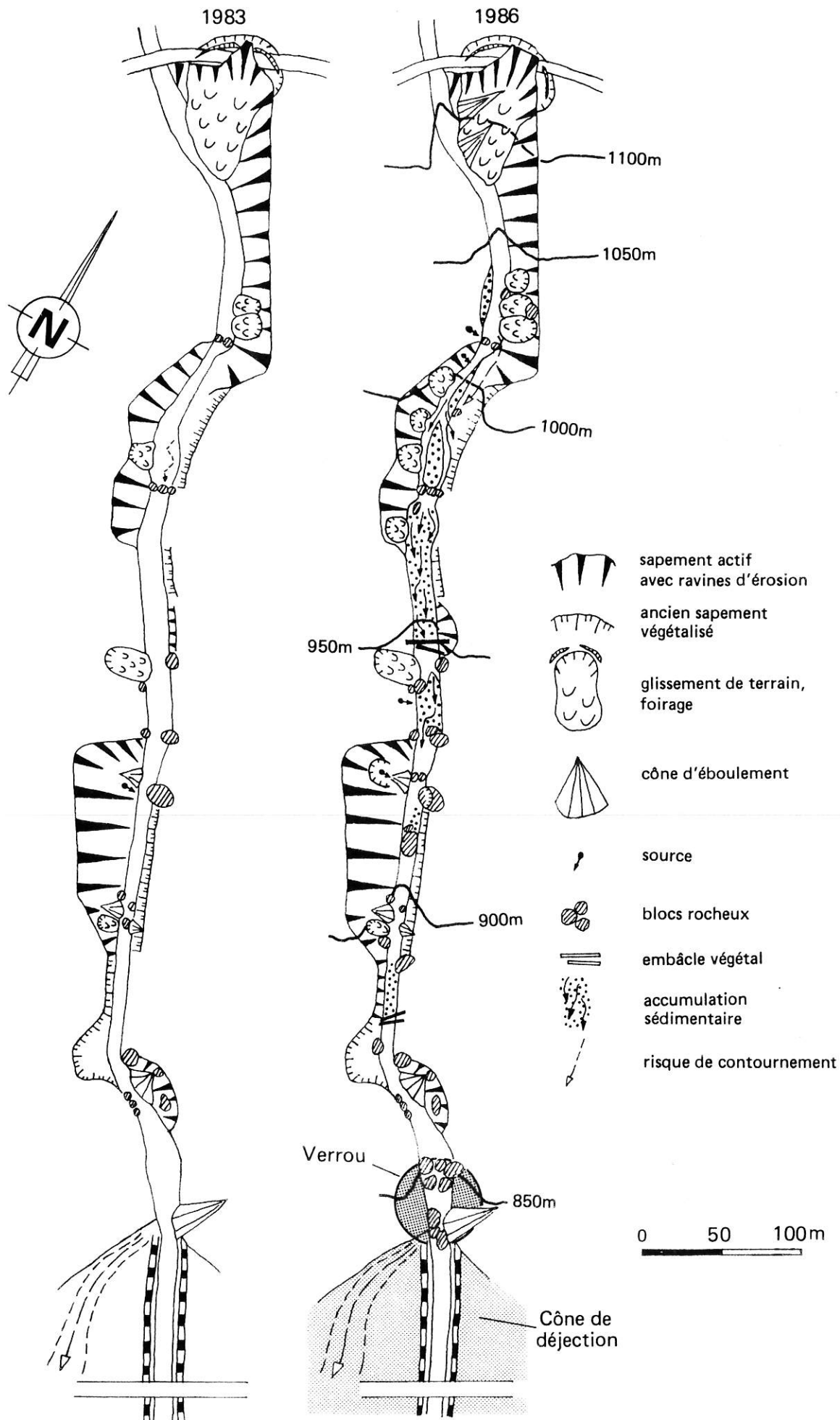


Figure 4.19 : Suivi cartographique de la section incisée du Nant-Bourdon (1983, 1986).

- en 1944 sur le Nant Vernay, les transports solides ne furent pas très intenses. Il est néanmoins probable que la crue provoqua quelques premiers sapements; ils jouèrent un rôle décisif dans l'activation des processus de versant au cours de la décennie suivante. Les laves apparurent en 1958 et se succédèrent à un rythme rapide jusqu'en 1965, causant d'énormes dégâts dans la vallée.

3.3.4 : Les interactions entre les processus : l'exemple de la section déstabilisée du Nant Bourdon.

L'analyse morphodynamique de la section déstabilisée du Nant bourdon synthétise graphiquement les effets des transports solides sur la géomorphologie du chenal (Figure 4.19). Elle représente les 800 derniers mètres du cours du torrent, immédiatement en amont du cône de déjection ; c'est dans cette section que naissent les laves. L'état du torrent en 1983 est tiré d'un rapport de fin d'études de géotechnique de l'I.R.I.G.M. (Molbert et Montfort, 1983). On a effectué un suivi de l'évolution des versants trois ans plus tard, pendant l'été 1986 et cartographié les formes du chenal non étudiées en 1983. On retrouve les différents processus développés dans les paragraphes précédents :

- on observe de fréquents blocages de matériaux qui s'accumulent en bancs en arrière d'embâcles. Les obstacles sont constitués de blocs rocheux imbriqués ou de troncs d'arbres stoppés en travers du lit. Il en résulte une divagation des flux dans la zone des dépôts qui provoque des sapements de berge et l'accentuation des foirages (rive gauche, alt. 950 m ; rive droite, alt. 1000 m) ;

- les matériaux s'accumulent également en bordure du chenal. Cela apparaît très clairement au droit du grand glissement de rive gauche, situé en limite supérieure de la section cartographiée du torrent. Les matériaux transportés par le glissement alimentent le talweg et restreignent la section d'écoulement. On a également pu observer des levées de berge constituées par des matériaux accumulés lors de périodes d'intense activité torrentielle (alt. 1050 à 1000 m, en particulier) ;

- l'instabilité du profil en long apparaît indirectement lors de l'analyse de l'état des versants qui dominent le lit. Deux secteurs s'individualisent nettement : 1) jusqu'aux environs de la cote 900 mètres, l'incision a provoqué la déstabilisations des berges par sapement ; 2) plus à l'aval, un verrou composé de gros blocs rocheux imbriqués interdit l'incision du talweg. Il exerce un contrôle sur la stabilité du lit amont et les versants apparaissent être peu affectés par les sapements.

Comme la figure 4.19 permet de le visualiser, l'analyse morphodynamique de la section déstabilisée du Nant Bourdon met en évidence les interactions complexes entre les processus de versant et processus de façonnement du lit torrentiel.

3.4 : Synthèse : stabilité et instabilité du système torrentiel.

L'analyse des archives R.T.M. a permis de montrer que l'activité torrentielle varie d'un bassin à un autre et sur un même torrent évolue dans le temps. On tentera ici de mettre en évidence ces phénomènes et de déterminer quels sont les facteurs qui contrôlent l'activité torrentielle.

3.4.1 : Les variations d'activité des torrents de l'Arve .

L'analyse de l'activité des torrents de l'Arve permet de faire deux observations préliminaires : 1) on note d'importantes variations de l'activité de torrents voisins et notamment l'absence de concomitance des crues engendrant des transports solides majeurs ; 2) l'activité d'un bassin torrentiel donné varie dans le temps de manière très rapide.

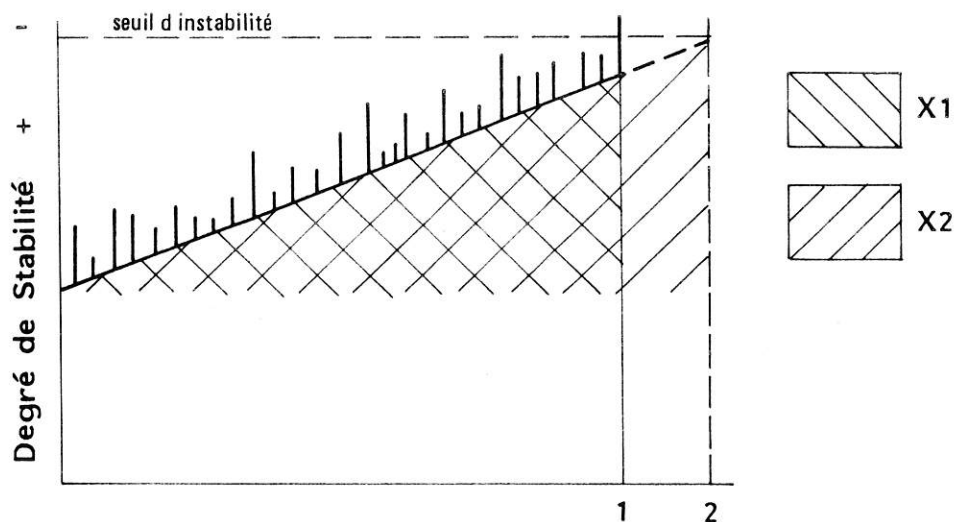
1) Caine (1980) a mis en évidence l'existence d'un seuil extrinsèque intensité de la précipitation/durée contrôlant la production des laves torrentielles. Mais le facteur météorologique et en particulier l'occurrence des précipitations extrêmes n'est pas le seul paramètre qui provoque le déclenchement des transports solides torrentiels. L'absence de concomitance des crues dans des bassins voisins, leur grande proximité permettant pourtant de supposer des conditions météorologiques identiques (en particulier lors des orages, phénomènes très locaux) suggère que d'autres facteurs favorisent la naissance des transports solides. Cette impression est renforcée par le constat de la variabilité temporelle de l'activité des torrents qui, à si court terme, ne peut résulter d'une modification sensible de la climatologie.

2) La synthèse des données recueillies sur les torrents de l'Arve montre que l'intensité de la fourniture sédimentaire aux talwegs conditionne la fréquence et l'ampleur des transports solides, donc l'activité torrentielle. La succession rapide d'énormes laves sur le torrent de la Griaz pendant la décennie 1895-1905 en constitue l'exemple le plus remarquable : la fourniture sédimentaire surabondante, à la suite du fonctionnement du dérochoir des Rognes, a accru la fréquence et l'ampleur des transports solides, sans pour autant que les précipitations soient systématiquement exceptionnelles.

L'exemple de la Griaz montre que le degré de stabilité d'un bassin torrentiel est étroitement liée aux fluctuations du bilan sédimentaire dans les talwegs. Tricart (1977) caractérise les vallées alluviales par leur bilan de dissection qui peut être positif et négatif, lorsqu'il y a respectivement déstockage ou accumulation des sédiments dans la vallée : ce concept peut être appliqué à l'évolution des talwegs du système torrentiel. Lorsque le bilan sédimentaire est en faveur d'un excès d'accumulation des sédiments dans tout ou partie du lit d'un torrent, sa susceptibilité à produire des transports solides majeurs pour des précipitations d'intensité identique est plus forte que sur un torrent où l'accumulation est moindre. Dans le cas inverse, seule une influence externe au système torrentiel (précipitations extrêmes) provoquera le déclenchement des transports solides.

Heward (1978) applique aux torrents le concept de seuil de stabilité défini par Schumm (1973) (Figure 4.20) : il indique que la périodicité des transports solides de grande ampleur est fonction de l'occurrence de précipitations d'intensité suffisante pour provoquer la mise en mouvement des sédiments, mais également de la rapidité du remblaiement des talwegs. Le dépassement du seuil d'instabilité provoque la purge sédimentaire du système. L'étude expérimentale de Harvey (1977) met en évidence la discontinuité entre les phénomènes majeurs d'érosion, liés à des épisodes de pluie intense et les remaniements sédimentaires d'origine torrentielle modifiant de manière significative la géomorphologie du chenal : les premiers se produisent en moyenne 30 fois par an, tandis que les seconds ont une fréquence annuelle de 1,05. Il y a donc accumulation progressive des sédiments dans le chenal et récurage brutal, purge du lit torrentiel, lorsque le talweg a atteint un certain taux de remblaiement. Les observations qualitatives effectuées sur les torrents de l'Arve vont dans le même sens. Cela suggère l'existence d'un seuil intrinsèque lié à la quantité de matériaux sédimentés dans le chenal ; la détermination des taux de fourniture sédimentaire aux talwegs, section par section, permettrait l'estimation des fréquences de dépassement du seuil d'équilibre du système torrentiel. Les réajustements consécutifs au dépassement du seuil d'instabilité se manifestent par une période de forte activité morphodynamique, au cours de laquelle les matériaux ou tout au moins une partie d'entre-eux sont

expulsés vers l'aval.



1 : Rupture de la stabilité lors d'une crue.

2 : Rupture de la stabilité par augmentation progressive de l'instabilité.

X1 et X2 : Volume de sédiments accumulé dans le système et libéré au moment du franchissement du seuil d'instabilité.

Figure 4.20 : Représentation graphique du concept de seuil de stabilité du système torrentiel (d'après Schumm, 1973, modifié par Heward, 1978).

3.4.2 : Typologie fonctionnelle des torrents de l'Arve.

Les nombreux exemples de crues recensés sur les torrents de l'Arve et l'étude des causes de leur activité ont permis d'établir une classification des torrents de l'Arve fondée sur le type et l'intensité de la fourniture sédimentaire alimentant les talwegs :

1) sur la plupart des torrents de l'Arve, **le remblaiement des chenaux est relativement lent**. Le degré de stabilité évolue lentement et les transports solides majeurs sont rares. Dans ce cas, c'est **l'occurrence de précipitations exceptionnelles** qui est le principal facteur contrôlant la production des transports solides torrentiels : les deux crues du torrent d'Armançette en 1964 accumulèrent environ 200 000 m³ dans la vallée. Il n'y a plus eu de transports solides aussi importants depuis cette date. Ce constat suggère que l'énergique écoulement consécutif à un violent orage dans la nuit du 22-23 juillet provoqua l'accroissement brutal de l'instabilité jusqu'à atteindre la valeur seuil et déclencha le charriage. L'énorme transport solide qui se produisit lors de la deuxième coulée résulta très probablement d'un réajustement interne de la dynamique du torrent. Il est probable que la première lave abandonna un volume important de matériaux en équilibre instable dans le talweg, maintenant le système torrentiel ou, du moins, certaines sections du chenal en limite d'instabilité. L'orage du 17 septembre permit un nouveau franchissement du seuil d'instabilité, complétant la purge sédimentaire.

Un tel type de fonctionnement, caractérisé par **des ruptures temporaires de l'équilibre du système torrentiel, suivis de répit de longue durée, est le plus fréquemment rencontré dans le bassin de l'Arve** (torrent de Reninges, des Ruttets, de la Rippaz, du Nant Rouge...). L'expulsion des matériaux accumulés dans le lit favorise un retour à la stabilité, dont la durée sera fonction de la rapidité du remblaiement du talweg et de l'occurrence d'écoulements exceptionnels.

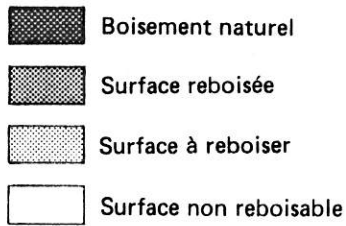
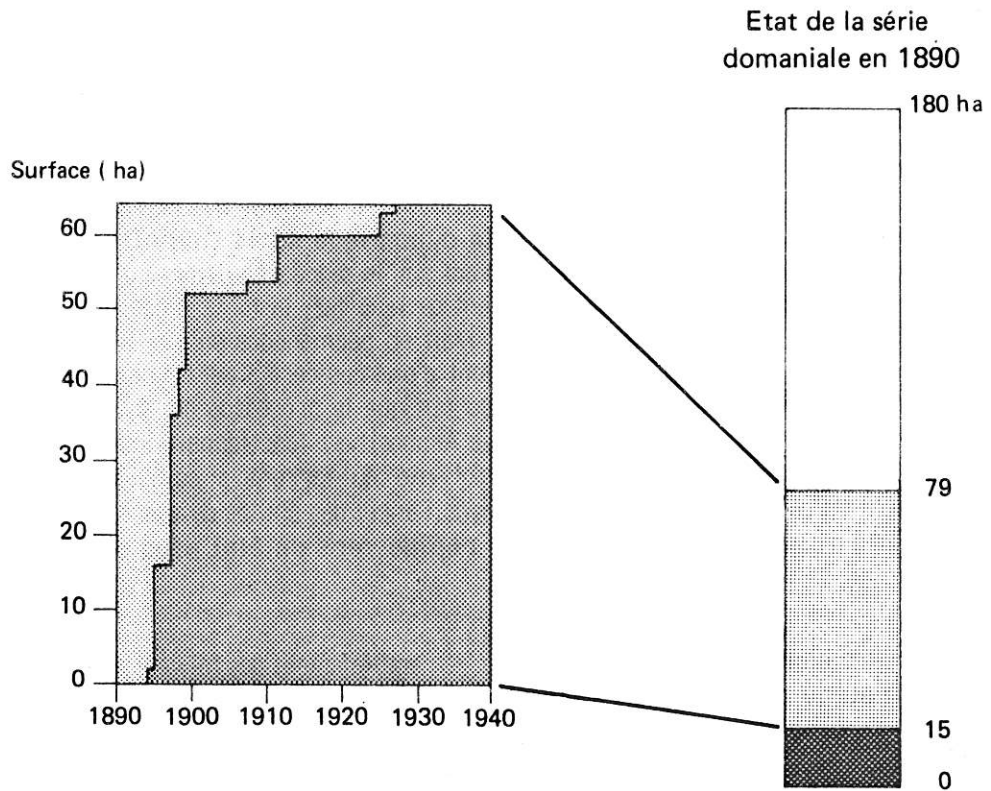
2) sur d'autres torrents, **le remblaiement des talwegs est très rapide et fonction de processus de versant indépendants de l'évolution du lit torrentiel**. Les transports solides de grande ampleur sont fréquents, sans être forcément liés à des précipitations exceptionnelles. Dans ce cas, c'est avant tout **la dynamique de la fourniture sédimentaire aux talwegs** qui exerce un contrôle prépondérant sur le degré d'équilibre du système torrentiel : pendant la période 1895-1905, sur le torrent de la Griez, la forte fréquence d'apparition des laves montre que le système torrentiel se trouvait en permanence en limite d'instabilité. Toute précipitation intense favorisait le déclenchement d'une coulée. La particularité de la période de crise morphodynamique de la Griez provient du fait que le processus qui fournissait la majeure partie des débris au torrent (le dérochoir des Arandellys) fonctionnait indépendamment de la dynamique du talweg. La période de forte activité du torrent a coïncidé avec l'époque du fonctionnement du dérochoir ; elle a diminué avec l'arrêt des chutes de pierre. **Il y a dans ces réversibilité et possibilité d'un retour rapide vers un état plus stable ;**

3) sur le troisième type de torrent étudié, le remblaiement des talwegs est également rapide, mais est **entretenu par des processus de versant sous la dépendance de l'évolution du chenal** : les Nant Gibloux, Vernay et Bourdon sont ou ont été de manière permanente proche de leur limite d'instabilité. Cette période a duré une quinzaine d'années sur les deux premiers torrents (1950-1965) ; elle est observée depuis 1983 sur le Nant Bourdon. Ici encore toute précipitation intense mais non exceptionnelle est ou était à l'origine d'une lave. La différence fondamentale avec le torrent de la Griez provient du fait que la fourniture sédimentaire est étroitement liée aux processus torrentiels (incision du talweg, sapements de berge). Ils déstabilisent les versants qui dominent le chenal et accélèrent la recharge sédimentaire. L'évolution du chenal torrentiel contrôlant la production sédimentaire des pentes qui le dominent, il y a **auto-entretien de l'instabilité torrentielle**. On comprend dans ce cas que le retour vers la stabilité de tels torrents soit extrêmement difficile, en dehors de toute intervention anthropique visant à les corriger. Cette correction fut très rapidement engagée sur les Nant Gibloux et Vernay ; un projet est en cours d'élaboration sur le Nant Bourdon.

4) L'INFLUENCE DE L'HOMME SUR LA DYNAMIQUE DES SEDIMENTS TORRENTIELS.

L'homme intervient sur le système torrentiel dans le but de contrôler la dynamique des flux hydriques et sédimentaires. Il a procédé progressivement à l'aménagement des bassins torrentiels dans la montagne et a mis en oeuvre d'importants travaux de protection des cônes de déjections. On recensera les divers types de travaux de correction entrepris et tentera d'établir quels sont leurs impacts sur la dynamique des transports solides torrentiels.

TORRENT DE LA GRIAZ



TORRENT DE RENINGES

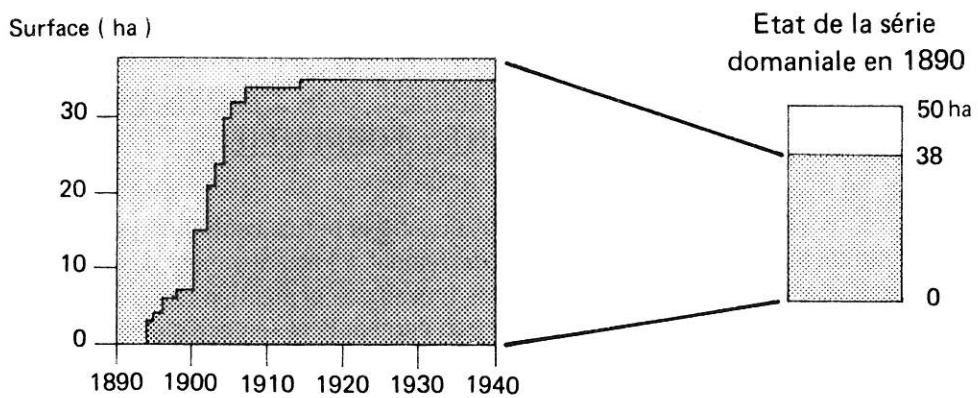


Figure 4.21 : Chronologie de l'aménagement forestier dans les bassins de réception de la Griez (A) et de Renings-Ruttets (B) (d'après les données du R.T.M. 74).

4.1 : La protection active.

Elle vise à contrôler les processus de versant et processus torrentiels. Les liens de dépendance fonctionnelle qui les unissent rendent nécessaires des travaux portant simultanément sur les talwegs et les pentes qui les dominent.

4.1.1: La correction dans le bassin de réception.

Les interventions anthropiques sur les torrent de l'Arve ont pour double but de ralentir le remblaiement des lits torrentiels et de diminuer la vitesse de concentration des eaux. On agit ainsi conjointement sur deux des principaux facteurs de la torrentialité : les flux hydriques et minéraux. Dans les bassins de réception très dégradés, on cherche à empêcher le développement ou la progression des érosions superficielles par le reboisement. Les conditions écologiques difficiles des zones d'altitude, l'intensité des contraintes géomorphologiques rendent ces interventions aléatoires.

Les archives du Service R.T.M. ont permis de recenser les travaux de reboisement dans les séries domaniales de la Griez et de Reninges. Les étapes des travaux de végétalisation des parcelles apparaissent sur la figure 4.21 : sur ces deux torrents, l'aménagement sylvicole a été très intensif, surtout entre 1895 et 1900 sur la Griez et pendant la période 1900-1908 sur le torrent de Reninges. Les figures 4.22 et 4.23 recèlent deux types d'informations :

- à deux dates déterminées, 1895 et 1914, sont représentés les états d'avancement des travaux d'aménagement forestier, d'après d'anciens plans retrouvés dans les archives du R.T.M. L'examen des photographies de l'époque a permis de vérifier la validité des informations figurant sur ces documents : le terme "parcelle à reboiser" s'appliquait à des surfaces dépourvues de végétation ou seulement colonisées par une maigre pelouse, celui de "parcelle non reboisible" aux secteurs rocheux subverticaux ou soumis à des contraintes géomorphologiques excessives ;

- à ces cartes, on a opposé un état succinct de la végétation actuelle établi d'après les photographies aériennes infra-rouge fausses couleurs de l'I.G.N. (mission de 1984). Il témoigne du résultat des travaux forestiers après plus de 70 ans et permet de discuter leur efficacité.

1) Sur le torrent de la Griez (Figure 4.22), le succès de la végétalisation est indéniable. L'épicéa et le mélèze ont été introduits par semis dans les pépinières d'altitude, puis transplantés après quelques années. On les trouve aujourd'hui sur la rive gauche du ravin des Arandellys et sur les flanc du ravin de la Griez. Malgré des efforts de stabilisation importants (seuils, clayonnages), de nombreux ravins affluents sont encore dépourvus de toute couverture végétale. L'aulne blanc et le saule, prélevés dans le lit majeur de l'Arve, ont été plantés en bordure du torrent. Les pentes septentrionales froides et humides, déclarées "non reboisables", sont couvertes d'une dense couverture d'aulne vert ayant en partie colonisé l'ancien éboulement du Dérochoir des Rognes. Cette colonisation spontanée montre qu'il est nécessaire de relativiser l'influence de l'aménagement forestier sur la végétalisation de certaines pentes ; **la diminution des contraintes géomorphologiques était la condition première pour que la végétation puisse s'installer**. L'action anthropique a permis d'accélérer le processus naturel de reboisement.

2) La série domaniale de Reninges-Ruttets constitue l'exemple d'un échec de l'aménagement forestier (Figure 4.23). Malgré l'excellente exposition du bassin de réception, son altitude limite pour la colonisation forestière et des contraintes géomorphologiques drastiques (solifluxion dans les schistes; avalanches printanières) ont empêché le développement de la végétation. Des 672 000 plants (épicéas; pins à crochets) produits par les pépinières de la série, seuls subsistent quelques arbres regroupés dans des lambeaux de forêt, établis sur les croupes protégées des avalanches.

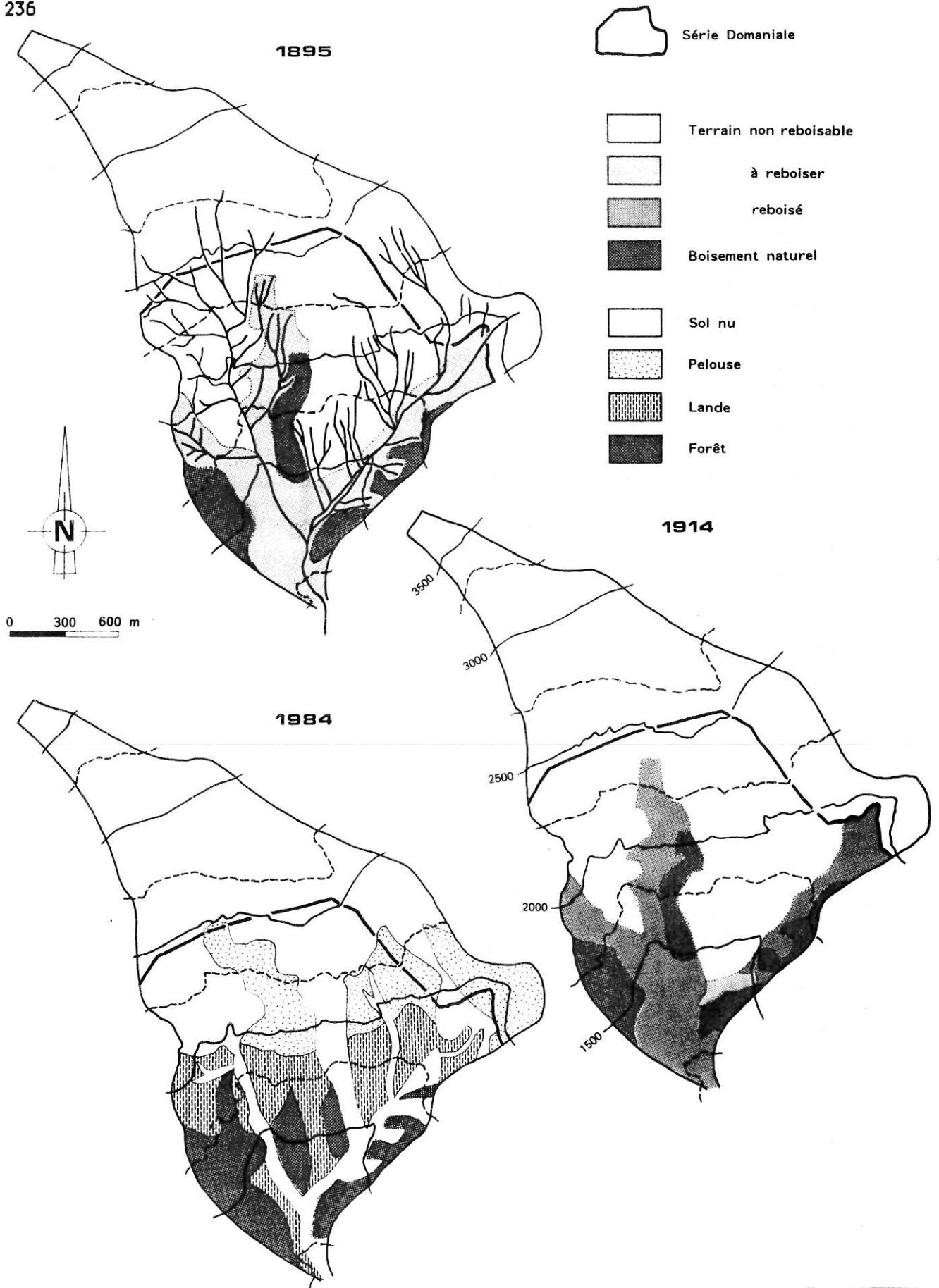


Figure 4.22 : Résultats du reboisement dans le bassin de réception de la Griez, 70 ans après la fin des travaux : ils ont été un succès, comme en témoigne l'extension rapide de la couverture végétale sur les surfaces non aménagées.

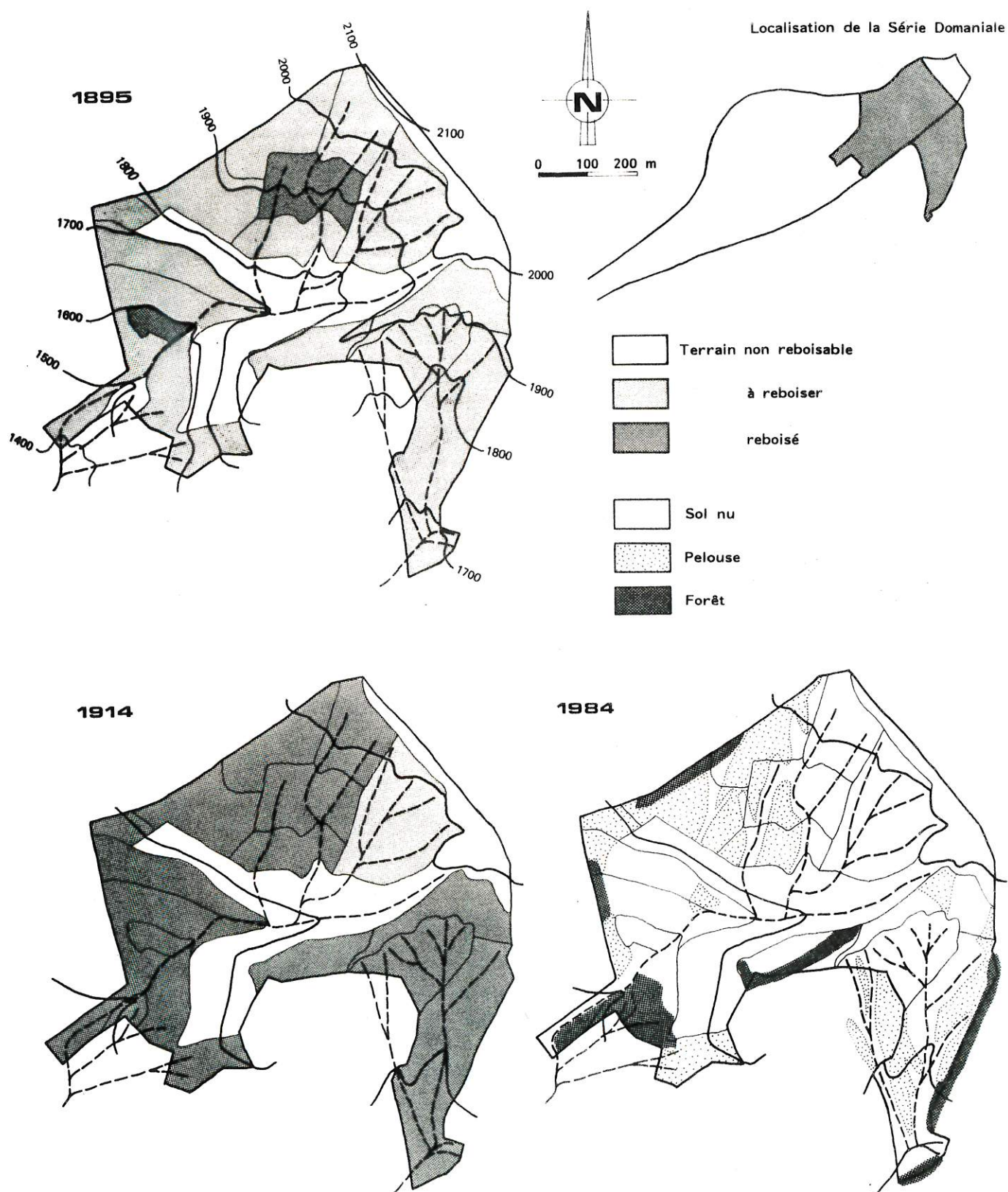


Figure 4.23 : Résultats du reboisement dans le bassin de réception de Reninges-Ruttets, 70 ans après la fin des travaux : ils furent un échec, à cause de contraintes géomorphologiques drastiques.



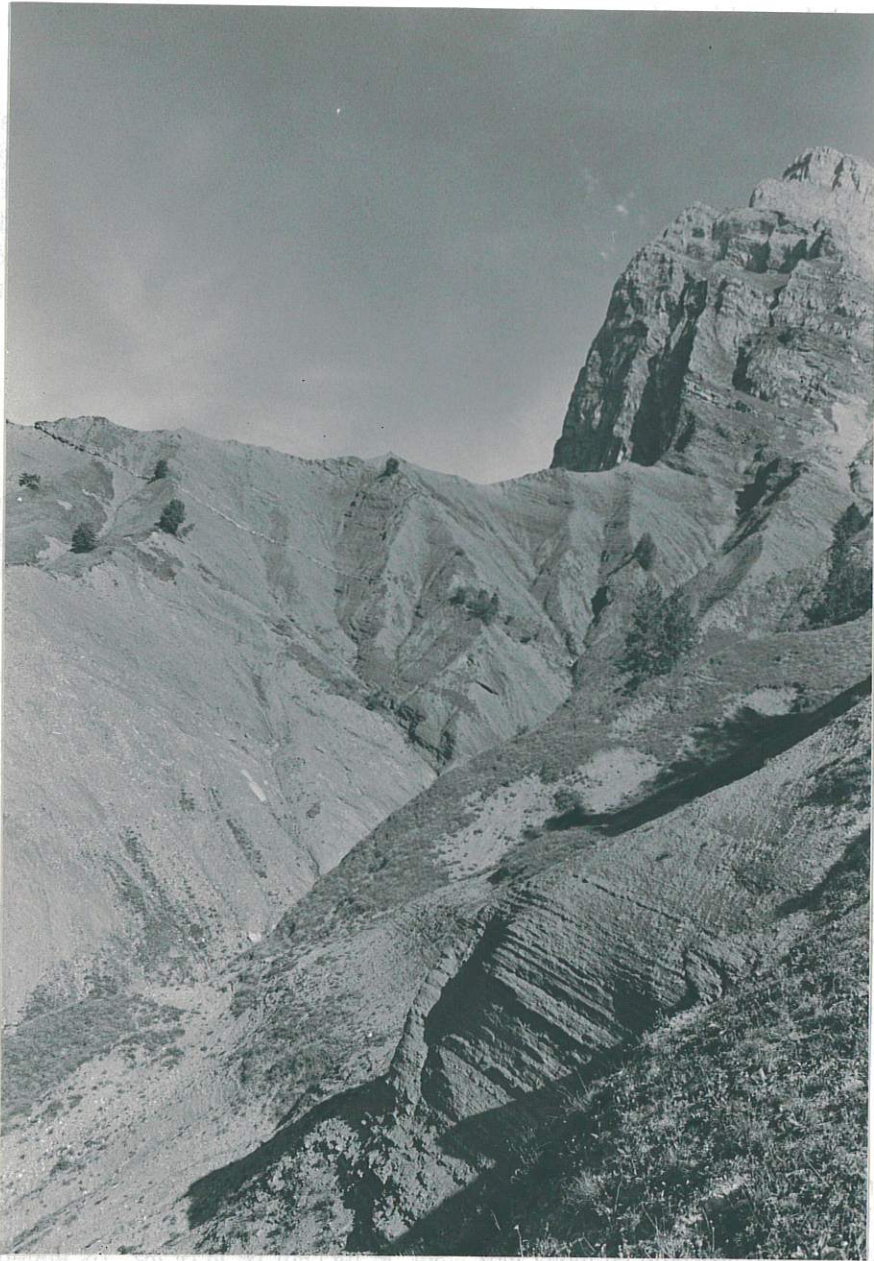
Figure 4.24 : Vues diachroniques du "Dérochoir des Arandellys", torrent de la Griaz : A) en 1895, lorsque la chute de blocs était fonctionnelle (Collection R.T.M. 74) ; B) en 1986, après la végétalisation des pentes (photographie de l'auteur).



View from the summit of Mt. ...
The photograph shows a wide view of the mountain range, with the foreground dominated by rocky terrain and sparse vegetation. The middle ground is filled with a dense forest of evergreen trees, and the background features a large, rounded mountain peak under a clear sky.



Figure 4.25 : Vues diachroniques du bassin de réception du torrent de Reninges-Ruttets. La végétation plantée au début du siècle n'a pas pu se développer ; quelques arbres subsistent sur les interfluves : A) 1892 (Collection R.T.M. 74) ; B) 1986 (photographie de l'auteur).



Pendant la décennie 1970, des terrasses de reboisement ont été édifiées en rive droite du torrent aux environs de la cote 1500 mètres, sur des terrains nouvellement intégrés à la Série Domaniale. L'analyse des photographies aériennes du secteur montre que la végétation semble s'y être vigoureusement implantée.

Deux séries de photos diachroniques prises à la fin du 19ème siècle et en 1986 permettent de comparer le couvert végétal des deux bassins précédemment étudiés (Figure 4.24 et 4.25). Il apparaît clairement que les interventions anthropiques ne pouvaient donner un résultat que dans la mesure où les contraintes géomorphologiques et écologiques ne s'opposaient pas irrémédiablement à l'installation de la végétation. Dans les secteurs moins élevés ou moins exposés, les plantations se sont aujourd'hui bien développées : c'est le cas du peuplement de pin sylvestre de la série domaniale de la Rippaz.

4.1.2 : La correction dans le chenal d'écoulement.

Dans les sections encaissées, les travaux de correction ont des buts multiples : stabiliser les glissements dominant le talweg, retenir les matériaux détritiques dans la montagne par la prévention des affouillements et l'édification d'aires de stockage, dissiper l'énergie des crues en augmentant artificiellement les pertes de charge (Poncet, 1981).

1) Dans les bassins torrentiels de l'Arve, les interventions sur les versants qui dominent le chenal d'écoulement ont consisté essentiellement à traiter les zones d'infiltration par la mise en place d'un réseau de drainage. Sur le torrent de Reninges, 1047 mètres de drains furent installés dans les glissements de la partie supérieure du bassin (Rapport Pacalin, 1978). Sur la plupart des torrents aménagés de la vallée de l'Arve, les secteurs instables ont été traités selon cette méthode.

2) Dans le talweg, on a édifié des barrages de correction (Figure 4.26). Ils agissent simultanément sur la stabilité des versants et les paramètres hydrauliques de la torrentialité : 1) ils contrôlent le profil en long, empêchant la déstabilisation des versants ou l'entretien des glissements par les affouillements ; 2) ils diminuent les pentes locales, dissipent une partie de l'énergie des crues par une succession de chutes ; ils favorisent un blocage de la charge sédimentaire et une diminution de la puissance affouillante des laves, entraînant parfois leur blocage.

Les barrages ont été parfois partiellement, voire complètement détruits, lors de violentes crues affouillantes (voir Figure 4.16 et 4.17). Leur rupture est d'autant plus redoutable qu'ils stockent un volume considérable de matériaux : sur le torrent de la Griaz, ils étaient estimés à 100 000 m³ en 1973 (Archives R.T.M. 74 ; rapport Cogoluenhes, 1er fév. 1973). La figure 4.27 superpose un succession de profils en long. Ils permettent d'observer la progression de l'accumulation provoquée par la construction des barrages dans la partie supérieure du ravin des Arandellys. Le danger potentiel que représente cette masse de débris en équilibre n'avait pas échappé aux riverains qui en 1898 s'inquiétaient de l'incidence des ruptures d'ouvrages sur la puissance des laves (Archives R.T.M. 74 ; rapport Bernard, 17 août 1898). Aujourd'hui, l'ampleur de l'accumulation en arrière des barrages rend impératif leur maintien en état. Leur efficacité est amoindrie par l'engravement et ils sont souvent totalement masqués par les sédiments : ils perdent alors leur fonction de dissipateur énergétique, les pentes redevenant voisines de celles antérieures à la correction. De plus, la libre divagation des eaux sur les accumulations peut entraîner leur contournement ; ils cessent alors de contrôler les affouillements, compromettant la stabilité de tout le système de correction. Des curages du talweg sont nécessaires dans les secteurs accessibles sans trop de difficultés.



Figure 4.26 : Barrage de correction torrentielle construit dans le lit pour empêcher l'incision du chenal lors des laves (Collection R.T.M. 74).

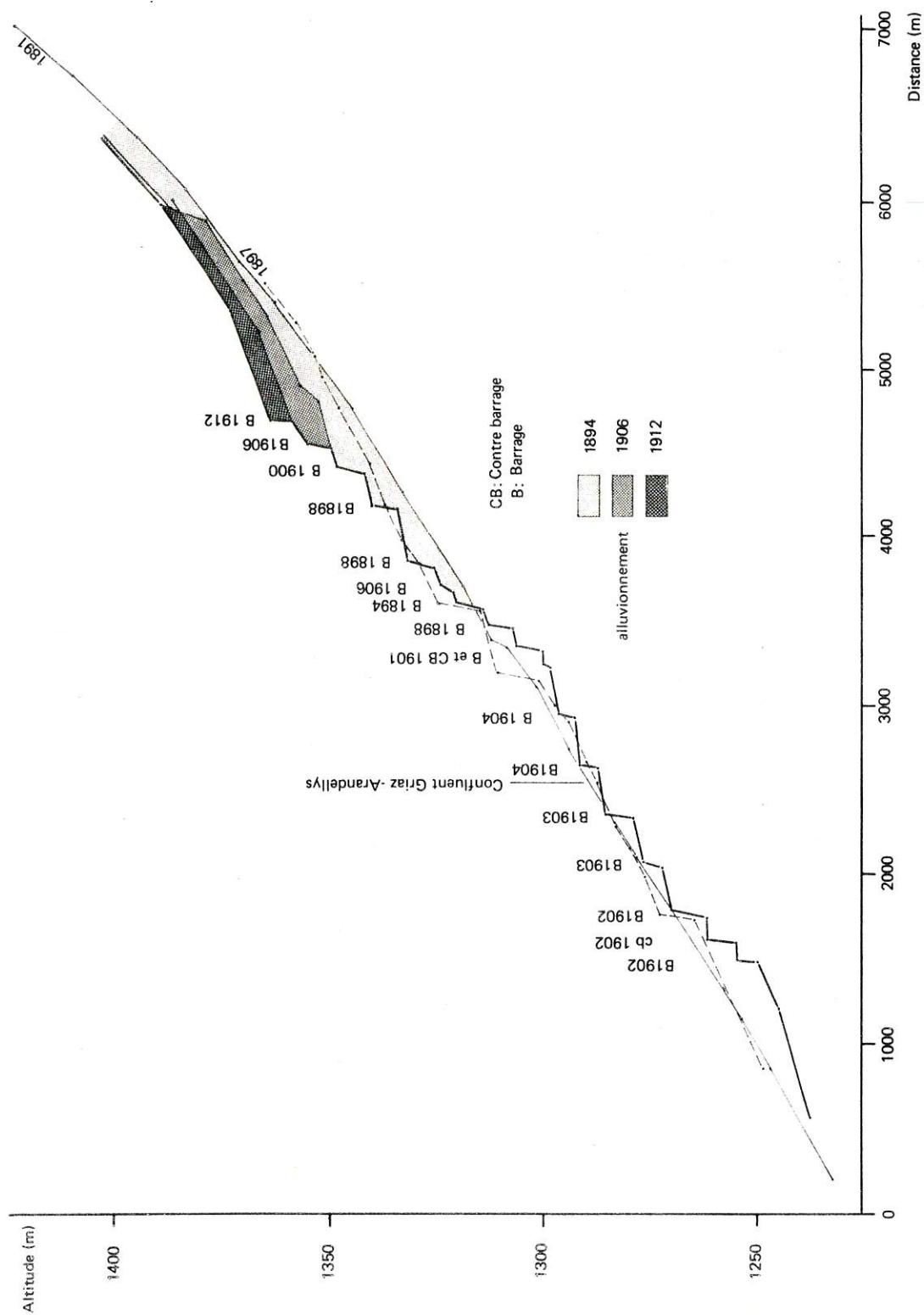


Figure 4.27: Accumulation sédimentaire après la construction des barrages dans la section aménagée du torrent de la Griaz : en 1973, le volume des dépôts était d'environ 100 000 m³ ; actuellement, plusieurs barrages sont enfouis sous les sédiments (d'après les données du R.T.M. 74).

Tableau 4.5 : Travaux de correction effectués dans les bassins torrentiels étudiés (d'après les données du R.T.M 74).

Torrent	Travaux biologiques	Aménagement du chenal	Aménagement du cône
Armancette	-	1 barrage de sédimentation; (1973).	-
N^t Bourdon	-	-	-
Creusaz	-	-	Endiguement partiel.
N^t Gibriloux	Reboisement : 3 ha; Clayonnages et fascinages.	28 barrages (H = 3.2 m) (1951-1958).	-
Griaz	Reboisement : 64 ha; (1895-1928). Murs paravalanches : 1102 m; (1906-1914.) Banquettes : 103 m; (1908). Clayonnages : 1205 m; (1900-1926). Fascinages : 930 m; (1899-1901).	25 barrages de sédimentation (1894-1912). 8 seuils (1897). Drainage : 3135 m; (1895-1897).	Endiguement partiel.
Reninges	Reboisement : 35 ha; (1895-1914). Murs paravalanches : 869 m; (1895-1914). Banquettes : 3610 m; (1895-1914 et 1976). Clayonnages : 166 m; (1904-1905).	19 barrages de sédimentation (1890-1900). 10 seuils; (1901-1902). Drainage : 1047 m; (1894-1895).	4 barrages (1927-41). 2 seuils (1941-72). bassin de sédimentation de 25 000 m ³ (1968).
Rippaz	Reboisement: 7 ha; (1936-1960).	27 barrages de sédimentation (1936-1951). Drainage : 695 m; (1952).	Canal d'écoulement rectiligne barré de 29 (1942-1948).
N^t Rouge	-	Contre-barrage; (1983). Barrage de sédimentation; (projet).	Digues et seuils en enrochements; (1983).
N^t Vernay	-	26 barrages seuils; (1968-74)	-

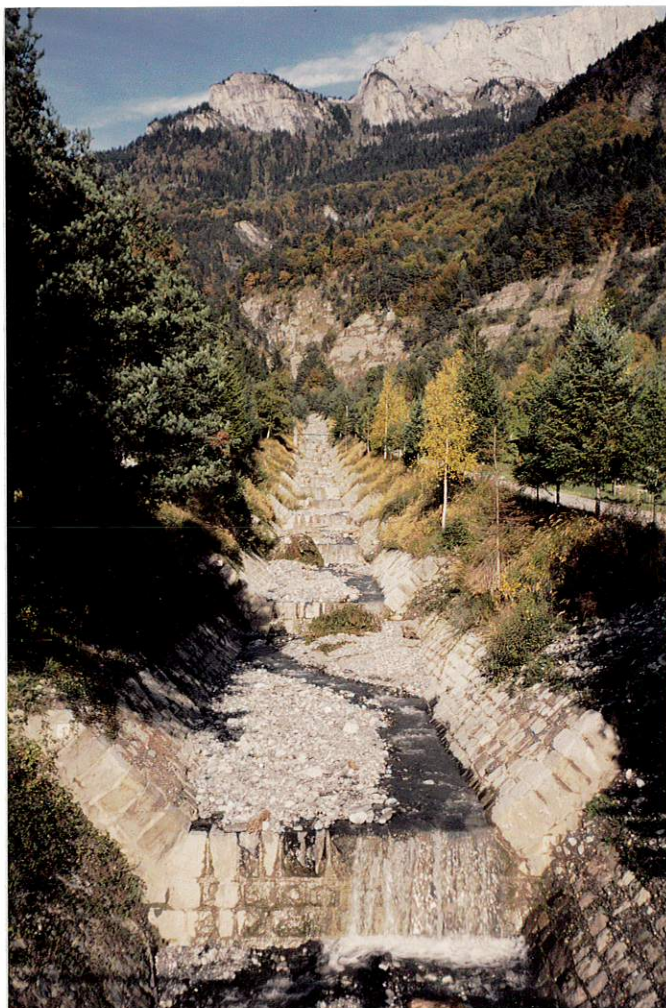


Figure 4.28 : Canal et seuils sur le cône de déjection du torrent de la Rippaz : il fut construit entre 1945 et 1947, afin de protéger le cône des débordements torrentiels (photographie de l'auteur).

4.2 : La protection passive.

Elle a été développée sur les cônes de déjection. On ne tente plus de restreindre les charriages, mais plus simplement d'empêcher le torrent de divaguer sur le cône en fixant le chenal.

4.2.1 : L'aménagement des cônes de déjection.

Sur les torrents de l'Arve, de multiples aménagements ont été réalisés. Les populations installées sur les cônes ont depuis longtemps entrepris des travaux de protection. Ils se sont développés et diversifiés depuis quelques décennies et sont complémentaires des actions entreprises par les Forestiers dans la montagne.

1) Les **endiguements** constituent le moyen traditionnel de protection du cône contre les crues torrentielles. Sur le torrent de la Sallanches, l'étude des archives montre qu'ils existent au moins depuis le 17^{ème} siècle (voir Figure 4.15). Cette précocité de l'endiguement s'explique par le fait que, dans la plaine alluviale de l'Arve, les cônes constituaient la zone préférentielle d'installation des populations, à l'abri des inondations de la rivière. Les moyens mis en oeuvre étaient dérisoires par rapport à la puissance des crues qu'il s'agissait de combattre. Les digues, très artisanales et construites à l'aide de troncs d'arbres et de blocs pris dans le lit cédaient régulièrement, obligeant les populations à d'incessantes réparations ou reconstructions. Ces travaux étaient organisés en corvées, chaque foyer devant fournir un certain nombre de journées de travail pour la réalisation de l'aménagement.

Au milieu du 19^{ème} siècle, des syndicats de riverains firent leur apparition. Ils avaient pour but de bâtir un programme de protection des cônes et de réunir le financement nécessaire à sa réalisation, par l'obtention de subventions et la levée d'un impôt. Sur le torrent de la Creusaz, un syndicat fut créé dès 1852. Il regroupait les propriétaires de la commune, définissant la contribution financière de chacun au prorata de sa surface cadastrale. Cet argent était utilisé pour l'achat de matériel, les travaux étant exécutés par corvées.

2) La **canalisation du chenal** a été entreprise à plusieurs reprises sur les torrents de l'Arve : 1) elle fut progressivement réalisée sur la Sallanches, dès le 19^{ème} siècle. Il s'agissait d'édifier des quais en pierre, afin de préserver la ville des débordements (Mougin, 1914) ; 2) de 1940 à 1946, sur le torrent de la Rippaz, on a construit un canal rectiligne en pierre taillée de 690 mètres de longueur barré de 28 seuils, établissant un nouveau lit torrentiel (Figure 4.28). Sa fonction est double : il empêche les débordements lors des phases d'intense transport solide ; il est destiné également à faciliter le transit des sédiments jusque dans le lit de l'Arve. Les coulées qui se sont produites depuis sa construction ont démontré l'efficacité des travaux : l'engravement du canal de déjection est demeuré faible, excepté en amont de sa confluence avec l'Arve, par colmatage régressif (Sogreah, 1982). Un tel phénomène s'est produit lors de l'été 1985 : aucun débordement n'a été observé malgré le transit d'une lave d'un volume supérieur à 5000 m³. Les sédiments se sont accumulés dans la partie distale du canal, l'amont ayant laissé transiter les sédiments.

3) Un **bassin d'accumulation** a été construit en 1968 sur le torrent de Reninges. Il est destiné à empêcher l'obstruction du lit de l'Arve, comme cela se produisit lors de la lave exceptionnelle de 1960. D'une capacité de 25 000 m³, il a été conçu pour évacuer les eaux courantes, les crues fortement chargées en sédiments étant stockées dans le bassin par déversement latéral. Il a fonctionné à de nombreuses reprises depuis sa construction, bloquant notamment une lave de 7500 m³ en 1975. On l'a curé à 11 reprises depuis sa création, afin de maintenir la capacité de l'ouvrage à stocker les transports solides.

4.2.2 : Les curages du chenal.

Les opérations de curage sont complémentaires de l'aménagement des cônes de déjection. On a mis en évidence précédemment que si certaines crues exceptionnelles favorisent un autocurage du chenal, les autres sont partiellement, voire totalement stoppées par la brusque diminution de pente, provoquant l'exhaussement du lit et augmentant les risques de débordement.

1) Les opérations de curage sont contemporaines de l'édification des premières digues. En effet, l'exhaussement du chenal endigué réduisait considérablement l'efficacité des protections latérales. Il était alors nécessaire de surélever continuellement les digues, le lit se trouvant progressivement suspendu au dessus du cône. Pour combattre cet exhaussement, les riverains furent obligés d'effectuer des curages réguliers du lit. Ces travaux n'ont eu pendant longtemps qu'un impact mineur sur la géomorphologie torrentielle, l'absence de moyens mécaniques jusqu'à une date récente ne permettant pas d'extraire des quantités importantes de matériaux. Leur but était avant tout de supprimer les accumulations locales qui affaiblissaient le système de protection. Tout au plus quelques dizaines de m^3 étaient prélevés chaque année, ce volume étant négligeable en comparaison des apports annuels des torrents.

2) Depuis 1950, la mécanisation des prélèvements a rendu les curages beaucoup plus efficaces. De nombreuses interventions ont eu lieu dans les lits torrentiels, afin d'assurer le déblaiement des matériaux accumulés lors des épisodes d'intense transport solide et d'éviter tout risque de débordement ultérieur : 1) ainsi après la crue de 1960, le chenal du torrent de Reninges fut curé sur plus de 100 mètres, permettant l'extraction de $2100 m^3$ de sédiments ; 2) une opération similaire eu lieu en 1955 sur le Nant Gibloux à la suite de la succession de laves de la décennie précédente ; 3) sur le Nant Vernay, un recalibrage du lit sur le cône fut réalisé en 1965, en complément de l'édification d'une cascade de barrages-seuils dans le chenal d'écoulement. Elle concerna un volume de $920 m^3$ de dépôts. Ces quelques exemples montrent que jusqu'à une date récente, les opérations de curage sont demeurées peu fréquentes et ne concernèrent jamais des volumes importants de matériaux ; elles furent uniquement destinées à la protection du cône.

3) Depuis 1980, les curages se sont fortement développés. On recense ci-dessous quelques informations sur les volumes prélevés dans les chenaux de divers torrents ; ce sont les seuls dont on ait retrouvé la trace : 1) sur l'Arveyron à Argentière, près de $14\ 000 m^3$ ont été prélevés entre 1981 et 1982, lors d'opérations d'endiguement ; 2) sur le Nant Rouge, le reprofilage et le recalibrage du lit entraînèrent le prélèvement de près de $8\ 500 m^3$ de matériaux en 1983, avant la construction de seuils et de digues en enrochement. En 1985, $1800 m^3$ furent à nouveau extraits ; 3) sur le torrent d'Armançette, le rétablissement de l'écoulement dans le chenal engravé lors de la crue de 1964 a eu lieu récemment : $11\ 000 m^3$ ont été extraits en 1983, puis $7\ 500 m^3$ lors de la deuxième tranche des travaux en 1985-1986.

L'interdiction récente d'extraire les alluvions du lit de l'Arve a revalorisé les sédiments torrentiels qui jusqu'alors ne présentaient qu'un intérêt économique réduit. Les cônes torrentiels de la haute vallée de l'Arve sont aujourd'hui des gisements alluvionnaires recherchés. Ils sont l'objet "d'opérations blanches", le produit tiré de la vente des matériaux finançant les interventions des entrepreneurs locaux. Le Service R.T.M. est chargé d'élaborer les projets de curage et en particulier de définir les cotes auxquelles les lits doivent être recalibrés. Actuellement, deux torrents sont soumis à de telles extractions : 1) sur la Creusaz, environ $60\ 000 m^3$ ont été extraits en 1982 et 1983. En 1985, après la rupture d'une poche intraglaciaire, $45\ 000 m^3$ se sont accumulés dans le chenal. Une partie des apports (environ $20\ 000 m^3$) a été extraite cette même année. Devant l'intensité des prélèvements, le chenal qui jusqu'alors était suspendu au dessus du cône s'est notablement abaissé et tout risque de débordement semble écarté ; 2) sur le torrent de la Griez, les curages ont intéressé un volume de plus de $100\ 000 m^3$ de matériaux depuis 1981. L'incision s'est développée bien au delà des zones

de prélèvement, par érosion régressive.

Ces deux exemples mettent en évidence le développement récent d'un nouveau type de curage. Il a pour double but la protection contre les crues et la récupération des matériaux alluvionnaires pour l'industrie du granulat ; il a favorisé un accroissement sans précédent des volumes extraits sur les cônes de déjection torrentiels.

4.3 : Les conséquences de l'aménagement des bassins torrentiels sur la fourniture sédimentaire à l'Arve.

L'étude des travaux de correction torrentielle met en évidence leur développement simultané dans la montagne, dans le but de diminuer l'activité torrentielle et sur le cône de déjection, pour la protection contre les débordements torrentiels.

1) En dépit de très grosses difficultés, les interventions dans la montagne ont globalement favorisé une diminution de l'activité torrentielle :

- les travaux de végétalisation du bassin de réception lorsqu'ils sont un succès ralentissent l'évolution des versants, neutralisant en partie les processus géomorphologiques. Ils protègent les pentes et diminuent le décapage de surface ; ils limitent le ruissellement en favorisant la rétention partielle des eaux météoriques dans les sols. Il en résulte très probablement une diminution quantitative des apports aux talwegs et la modification de leur composition granulométrique, les classes de taille les plus grossières n'étant pas susceptibles d'être mobilisées ;

- la correction des talwegs a également favorisé une diminution des transits sédimentaires : elle a stabilisé le profil en long et limité les affouillements lors des crues ; elle a aussi contribué à stabiliser les versants dont l'évolution était conditionnée par l'activité des processus torrentiels (affouillements longitudinaux et latéraux), d'où une baisse de la fourniture sédimentaire aux talwegs. Les ouvrages de correction (barrages, seuils) agissent comme pièges à sédiments, bloquant dans la montagne des volumes considérables de débris.

2) L'impact des travaux effectués sur le cône sur la recharge sédimentaire de l'Arve est beaucoup plus difficile à mettre en évidence, chaque torrent étant un cas particulier. Ainsi, il est évident qu'un bassin de sédimentation, tel celui de Reninges, piège la plus grande partie des matériaux transitant lors des crues ; par contre, il semble que le canal de la Rippaz favorise un meilleur transit des sédiments jusqu'à l'Arve et limite le stockage détritique sur le cône en empêchant les débordements.

Les curages modifient la dynamique des transports solides sur le cône de déjection. Sans étude complémentaire, il est difficile de dire quelle va être la réponse de cette section du torrent aux prélèvements : des rééquilibrages de profil en long, accompagnés d'importants remaniements sédimentaires sont prévisibles dans un premier temps ; à plus long terme, l'évolution du chenal et des transports solides dans cette section dépendra des volumes extraits, de la dynamique des apports alimentant le cône, mais également de l'évolution du niveau de base qu'impose l'axe fluvial principal. Néanmoins, il apparaît que l'on supprime une source considérable de matériaux susceptibles d'alimenter l'Arve : on a longuement insisté dans cette étude sur le processus de recharge des laves sur les cônes de déjection par autocurage du chenal, après son remblaiement progressif par des charriages d'ampleur moindre ; or, les curages artificiels favorisent le maintien d'un chenal parfaitement bien calibré, ce qui supprime les possibilités de recharge sédimentaire.

En définitive, il est probable que, depuis le début du siècle, les apports sédimentaires des torrents de l'Arve ont diminué, sous l'influence d'une baisse d'activité torrentielle; les interventions anthropiques en tout point du système torrentiel sont en partie responsables de cette baisse d'activité. Il est impossible actuellement de chiffrer la diminution des apports solides. De plus, il est probable que la baisse de la recharge sédimentaire affecte beaucoup plus les classes de taille grossières que les fines :

- les éléments grossiers sont moins susceptibles d'être mis en mouvement sur les versants et de gagner les talwegs qu'auparavant ; ils sont plus difficilement pris en charge lors de transports solides majeurs moins fréquents ; ils sont souvent prélevés lors des curages du chenal sur le cône de déjection ;

- par contre, les fines transitent beaucoup plus facilement et sont moins facilement piégées. Il est probable qu'elles constituent la plus grande partie des apports sédimentaires torrentiels actuels alimentant l'Arve.

5) CONCLUSION.

L'étude des torrents de l'Arve a permis une meilleure connaissance de la dynamique des sédiments dans le bassin versant de l'Arve. Elle était nécessaire avant toute tentative de quantification des paramètres contrôlant la torrentialité. On exposera rapidement les principaux résultats acquis lors de cette étude.

1) A l'échelle du bassin versant de l'Arve, les zones d'activité torrentielle occupent une surface réduite. Elles sont cantonnées dans les têtes de bassin de l'Arve et de ses affluents, secteurs où le relief est le plus énergique. Cette condition est nécessaire mais non suffisante, puisque deux massifs au relief escarpé, les massifs cristallin des Aiguilles Rouges et calcaire du Genevois, n'ont qu'une activité torrentielle modérée.

2) La sélection de quelques bassins versants représentatifs de la gamme des torrents de l'Arve a permis d'approfondir l'étude des facteurs contrôlant la torrentialité. Les résultats acquis peuvent être généralisés à l'ensemble du bassin de l'Arve. Il apparaît que :

- les pentes des torrents de l'Arve ou de certaines de leurs sections sont très raides, l'énergie gravitaire étant à l'origine de la puissance des phénomènes torrentiels ;

- les terrains dans lesquels sont implantés les bassins sont susceptibles de délivrer des débris en abondance et de toute granulométrie, à un rythme extrêmement rapide. Ce n'est pas le cas dans les massifs des Aiguilles Rouges et du Genevois, où les formations géologiques sont beaucoup moins affouillables, ce qui explique en partie la faible activité torrentielle de ces secteurs ;

- la végétation qui joue un rôle considérable en fixant les sols et réduisant le ruissellement est généralement absente de vastes surfaces, dans la plupart des bassins torrentiels. Néanmoins, sur certains torrents, il apparaît que les zones de forte production sédimentaire, ne coïncident pas toujours avec celles où la végétation est absente, en raison de la raideur des pentes ; projetées horizontalement, elles occupent une surface très réduite. Cette observation met en évidence les limites de l'analyse planimétrique à échelle réduite, telle qu'on a pu la pratiquer.

3) L'utilisation des archives du Service R.T.M a permis d'effectuer une étude détaillée de la dynamique des sédiments dans le système torrentiel. Elle met en évidence l'existence de deux périodes caractéristiques du fonctionnement torrentiel :

- une phase généralement longue d'accumulation sédimentaire dans les talwegs qui sont remblayés par les apports détritiques et s'exhaussent. Les apports proviennent principalement des versants. Ils se produisent sous l'influence de multiples processus géomorphologiques plus ou moins influencés par l'évolution du réseau de drainage. Il est apparu que les glissements de terrain sont très probablement le processus majeur de recharge latérale des torrents de l'Arve. Les remaniements d'origine torrentielle sont un processus peu efficace pendant cette période; ils assurent une redistribution spatiale réduite des matériaux à l'intérieur du système torrentiel, leur compétence limitée ne leur permettant pas de transporter les éléments les plus grossiers.

- la période d'accumulation est entrecoupée de phases extrêmement brèves d'expulsion généralisée des matériaux, lors des crues de forte ampleur. Les transports solides majeurs se produisent sous la forme d'écoulements plus ou moins visqueux selon le torrent considéré et l'intensité de la crue, mais toujours fortement chargés. Les volumes remaniés sont souvent énormes et la puissance considérable de ce type de processus de transport entraîne une modification profonde de la géomorphologie torrentielle : le profil en long, dans la plupart des cas, s'abaisse profondément par incision. Les effets des transports solides torrentiels sont accentués par des blocages temporaires des flux hydriques et minéraux en arrière d'embâcles ; au moment de leur rupture, ils engendrent des phénomènes de chasse d'eau qui favorisent le curage du lit. L'incision du talweg et les divagations des flux qui sapent les berges du torrent peuvent entraîner la déstabilisation des versants dominant le lit et accentuer la fourniture sédimentaire aux talwegs. Les sédiments mis en mouvement envahissent le cône, où ils sont stockés à plus ou moins long terme et seule une petite partie d'entre-eux rejoindra la rivière.

4) Sur les torrents de l'Arve étudiés, tous connus pour avoir délivrés des transports solides majeurs au cours des cent dernières années, il apparaît que l'activité torrentielle est susceptible de varier très rapidement dans le temps. L'occurrence des transports solides est liée à la fréquence de dépassement d'un seuil d'instabilité qui entraîne la purge du système torrentiel. A un instant donné, le degré de stabilité du système dépend de l'état de remblaiement des talwegs ; chaque précipitation intense provoque un accroissement rapide et temporaire de l'instabilité du torrent. En l'absence de remaniement sédimentaire torrentiel, le degré de stabilité décroît progressivement jusqu'à atteindre sa valeur limite.

La crue accompagnée d'intenses transports solides purge le système torrentiel et provoque le retour vers une meilleure stabilité. Le degré de stabilité évoluera d'autant plus vite que les taux de remblaiement des talwegs seront plus forts : c'est ce qui s'est produit de manière fréquente sur les torrents de l'Arve, où on a pu observer un accroissement brutal de leur activité à diverses reprises depuis un siècle ; une fourniture sédimentaire surabondante entraînait leur instabilité permanente et chaque précipitation intense, mais non exceptionnelle, engendrait des transports solides.

Actuellement, la majorité des torrents de l'Arve a une activité modérée, les apports sédimentaires aux talwegs étant peu abondants et le degré de stabilité du système évolue lentement. Les transports solides majeurs sont liés à l'occurrence de précipitations exceptionnelles qui sont par définition rares et qui provoquent un important accroissement de l'instabilité torrentielle. Le degré de stabilité variable d'un torrent à un autre, à un instant donné, explique l'absence de concomitance des crues, sur des bassins voisins et aux caractéristiques à priori identiques ; ils ne réagissent pas de la même manière à des précipitations d'intensité semblable. Ce constat montre qu'il est impossible de généraliser à l'ensemble des bassins de l'Arve d'éventuelles observations quantitatives effectuées sur un seul d'entre-eux. Le Nant Bourdon est actuellement le seul torrent qui soit en pleine phase d'instabilité et on observe une recrudescence très nette des transports solides.

5) Depuis un siècle, les interventions anthropiques sur le système torrentiel ont eu pour double conséquence de diminuer les apports sédimentaires alimentant les cônes de déjection et de modifier la composition granulométrique des sédiments injectés dans l'Arve :

- les interventions anthropiques dans la montagne bloquent la charge dans le lit torrentiel ou empêchent le transit des matériaux sur les versants. Ce déficit d'apports concerne avant tout les sédiments les plus grossiers qui ne peuvent être repris en charge par les épisodes hydro-météorologiques courants. Il est probable également qu'une meilleure végétalisation des bassins torrentiels aménagés a favorisé une baisse de la fourniture en fines, mais probablement dans des proportions moindres que pour les matériaux grossiers ;

- la protection contre les crues sur le cône a également fortement artificialisé la réinjection sédimentaire dans l'Arve. Ici encore, il est probable que les sédiments grossiers sont prélevés "à la source", lors des opérations de curage et ne gagneront jamais la rivière. Ces prélèvements affectent également les sédiments fins qui constituent la matrice des laves torrentielles. Néanmoins, cela ne signifie pas forcément une baisse des apports les plus fins à l'Arve, les sédiments prélevés par curage étant très souvent lavés artificiellement après extraction.

En définitive, on observe que les torrents de l'Arve, comme la rivière dont ils sont tributaires, constituent des systèmes fortement perturbés par les interventions anthropiques. Elles ont fortement modifié la dynamique des sédiments assurant la recharge de l'axe de drainage principal.

Chapitre 5 :

LA DYNAMIQUE FLUVIALE DES ZONES DE CONFLUENCE.

1) INTRODUCTION.

D'après le concept d'équilibre dynamique des chenaux alluviaux, les paramètres de la géométrie du chenal résultent d'une adaptation de la dynamique fluviale aux flux hydriques et aux transports solides. De plus, le rapport charge en suspension sur charge grossière intervient également dans l'ajustement de la géométrie du chenal (Schumm, 1977). La géomorphologie des points nodaux que sont les confluences est un cas particulier, dans la mesure où elle est contrôlée simultanément par les flux hydriques et minéraux provenant de l'amont du tributaire, mais également par les changements qui pourraient affecter l'axe fluvial principal. C'est peut-être en raison de cette grande complexité des facteurs contrôlant la dynamique fluviale que peu d'études ont été réalisées jusqu'à aujourd'hui sur les zones de confluence : Best (1986) propose une modélisation des processus géomorphologiques à la confluence de petits cours d'eau ; il insiste sur leur grande complexité marquée par un modèle tri-dimensionnel de l'écoulement et du transport sédimentaire. Dans un récent article, Bravard (1987b) propose "une revue diversifiée de la problématique des confluences de l'espace rhodanien" de l'Holocène à nos jours.

L'objectif de cette étude est de mettre en évidence l'évolution des réinjections sédimentaires alimentant l'Arve, par l'intermédiaire des cours d'eau tributaires. Dans les chapitres précédents, on a pu voir que le modèle géomorphologique de la rivière était un indicateur de l'activité de la dynamique fluviale et de l'intensité des transports solides. Dans le cadre de cette étude, il n'était pas envisageable d'étudier la dynamique fluviale de chacun des affluents de l'Arve. On a donc choisi d'analyser uniquement l'évolution de la géomorphologie des **zones de confluence** qui sera considérée comme **indicateur de l'intensité des réinjections sédimentaires**. Seules les confluences des deux principaux affluents, le Borne et le Giffre seront étudiées :

1) dans un premier temps, on s'intéressera à la dynamique fluviale du Borne sur son cône alluvial, pendant la première moitié du 18^{ème} siècle. A cette époque, il n'était pas encore chenalisé, l'endiguement longitudinal ayant été développé après 1765 ;

2) ensuite, on mettra en évidence les changements ayant affecté le Giffre pendant les 250 dernières années et tentera de déterminer les causes et leur signification vis à vis de la dynamique des transports solides. De plus, quelques premiers indices de l'activité fluviale du Giffre sur son cône pendant le Moyen-Âge ont été réunis et seront présentés.

2) LA DYNAMIQUE FLUVIALE SUR LES CONES ALLUVIAUX DU BORNE ET DU GIFFRE.

2.1 : La recrudescence de l'activité fluviale sur le cône du Borne au 18^{ème} siècle.

Le Borne conflue avec l'Arve immédiatement à l'aval de Bonneville. La rivière draine le massif calcaire du Genevois et une partie de la chaîne des Aravis. Son cours aval est profondément encaissé dans un étroit cañon qui contrôle les sections d'écoulement. A son débouché dans la vallée de l'Arve, il a édifié un puissant cône de déjection qui obstrue partiellement la vallée et a rejeté l'Arve en

rive droite, contre le verrou molassique sur lequel est édifié le vieux Bonneville. En aval de la ville, une partie du cône a été attaqué et érodé par les divagations de l'Arve : au droit du hameau de Toisinges, un bras mort témoigne de la présence d'un ancien chenal de la rivière. L'analyse de la Mappede Sarde montre que la sinuosité n'était déjà plus fonctionnelle en 1730 et vraisemblablement depuis un longue date (voir Figure 2.10). Aujourd'hui, le bras mort n'est toujours pas remblayé : cela témoigne de la subsistance d'une forte alimentation phréatique par les eaux infiltrées du Borne qui assurent le curage du bras mort, mais également du fait qu'il a été très tôt isolé des flux minéraux transportés par la rivière.

Le principal intérêt de l'étude du cône alluvial du Borne est que l'on dispose de trois levés cartographiques établis pendant la première moitié du 18ème siècle ; ils mettent en évidence d'importants changements de la dynamique fluviale : 1) la Mappede Sarde présente le tracé de l'affluent en 1731 ; 2) un plan d'endiguement établi par l'architecte Cheneval en 1765 positionne les cours du Borne en 1738 et 1751.

Un croquis diachronique permet de visualiser les changements intervenus sur le cours d'eau pendant cette période (Figure 5.1). Il apparaît que la rivière tressait au début du 18ème siècle ; son tracé en plan fortement instable était sans cesse modifié par d'incessantes avulsions :

1) en 1731, le chenal principal de l'affluent était relativement rectiligne sur l'ensemble de son parcours. Dans la partie supérieure du cône, une large zone de sédimentation était établie en rive droite du chenal d'étiage. Elle témoigne à la fois de la forte activité de la dynamique fluviale à cette époque et d'une tendance à l'avulsion du chenal. Cette zone de sédimentation s'était développée sur les terrains cultifs de la commune de Pontchy ; elle cessait brutalement au droit du village où deux langues graveleuses apparaissant sur la Mappede Sarde indiquent le passage d'écoulements de crue. Sur la partie aval du cône, la zone de sédimentation n'existait pas, comme en témoigne la largeur beaucoup plus réduite de la bande active ;

2) en 1738, à la suite d'une série de trois fortes crues (1733, 1737 et 1738), la tendance à l'avulsion apparaissait s'être renforcée et plusieurs chenaux du Borne s'étaient ouverts en amont de Bonneville. Il est possible qu'une partie de l'écoulement ait continué de s'écouler selon l'ancien tracé de la rivière ; la superposition de deux états sur une même carte masque une partie de l'ancien tracé de la rivière et ne permet pas d'en être certain ;

3) à la suite de nouvelles crues, le Borne avait encore changé de cours en 1751. La rivière avait quitté son lit de 1738 et s'était jetée sur les terrains cultivés de la bordure gauche du cône. Ses chenaux envahirent les hameaux de Cohendier, Blansin et Bornette ; l'un d'entre-eux atteignit même le hameau de Toisinge. La zone d'épandage des galets s'était fortement élargie par rapport à 1731 sur toutes les sections du chenal ; elle s'était particulièrement développée à proximité de la confluence. Il est probable que des travaux de correction effectués dans la partie amont du cône alluvial, afin de combattre l'avulsion du lit vers la droite et l'établissement d'un confluent du Borne et de l'Arve en amont de Bonneville, ait favorisé ce nouveau changement de tracé ;

4) entre 1765 et 1780, des travaux de chenalisation du Borne furent rapidement exécutés, afin de combattre les divagations du cours d'eau. Ils diminuèrent considérablement les ravages causés par les débordements de la rivière, en dépit de quelques ruptures locales des protections lors des plus grandes crues. Cependant, une lacune de l'endiguement subsistera longtemps, dans la zone du confluent en aval de Bonneville ; elle ne sera pas comblée avant le milieu du 19ème siècle, époque à laquelle d'importants travaux seront exécutés, afin d'éloigner le confluent de Bonneville.

L'étude de la série rapprochée des cartes anciennes suggère une recrudescence de la dynamique fluviale du Borne sur son cône alluvial, au cours de la première moitié du 18ème siècle. La rivière était plus instable qu'auparavant, comme le laisse penser la fréquence des avulsions. La submersion des terrains jusqu'alors voués à l'agriculture en est un premier indice. De nombreux

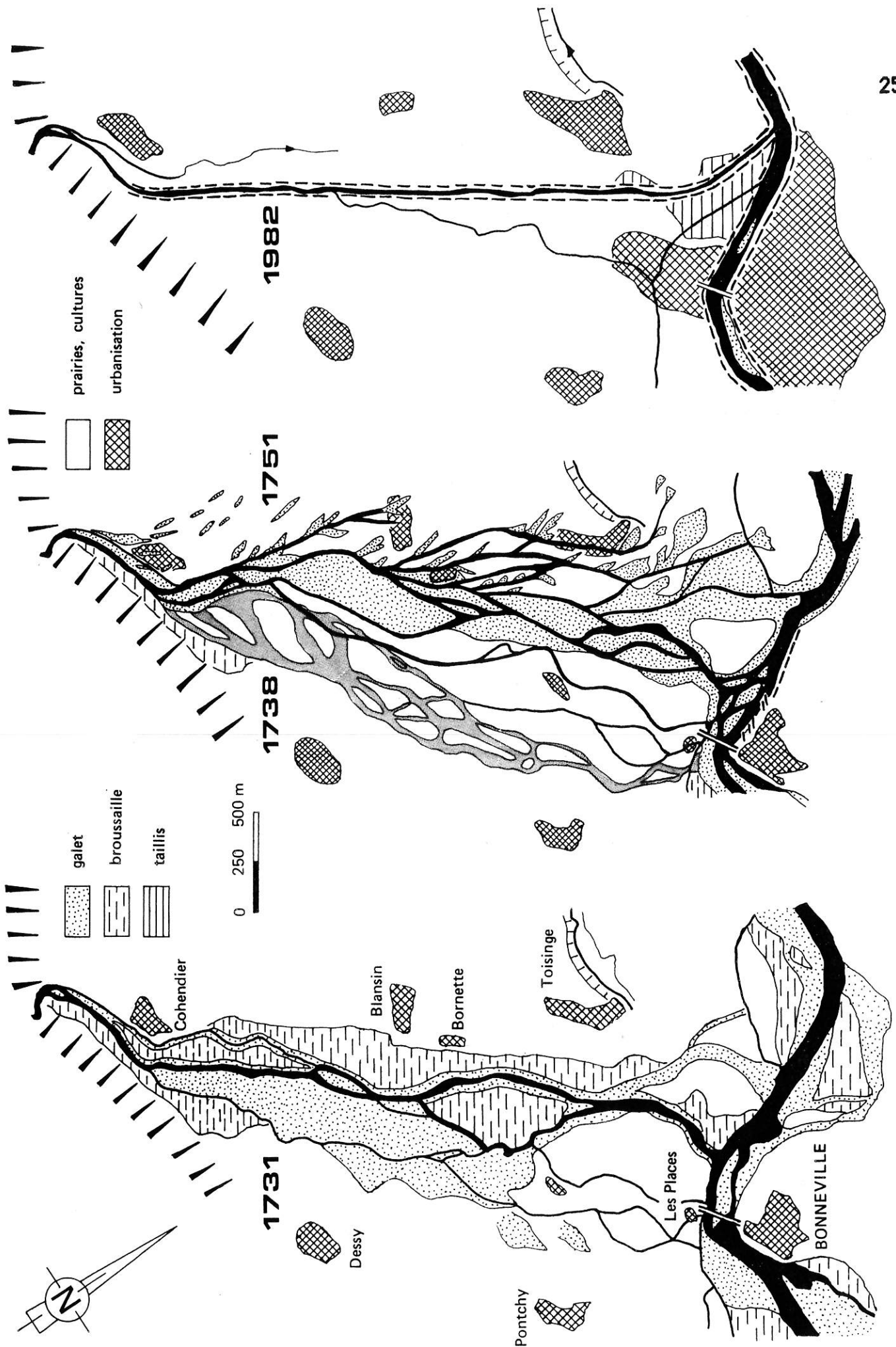


Figure 5.1 : Recrudescence d'activité de la dynamique fluviale sur le cône du Borne au 18ème siècle : A) 1730 : Mappe Sarde ; B) 1738 et 1751 : carte de Cheneval, 1766 (A.D.H.S. IV C 526).

chemins étaient ruinés par les débordements et c'est le plus souvent sur leur tracé que s'établissaient les chenaux d'inondation ; les hameaux pourtant implantés à l'écart du Borne étaient inondés et engravés par les crues. L'accentuation des épandages graveleux et la création de zones de sédimentation stockant la charge grossière tend à démontrer une accentuation des transports solides. Il en est probablement résulté une augmentation des apports sédimentaires alimentant l'Arve : l'analyse du confluent Borne-Arve en 1751 montre d'importantes accumulations graveleuses qui obstruaient partiellement le lit ; en rive droite, une série d'épis combattait le recul de la berge sapée latéralement et dirigeait le flux principal de l'Arve sur l'accumulation graveleuse, afin de favoriser le remaniement et l'exportation des matériaux vers l'aval. Bravard (1986) a montré que l'obstruction partielle du lit du Rhône par les graviers de l'Ain résultait de l'effet de crues répétées de l'affluent : de manière similaire, le considérable remblaiement du lit de l'Arve dans la zone de confluence témoigne de l'ampleur des transports solides se produisant lors des crues de l'affluent.

Bien qu'aucune étude spécifique n'ait été effectuée, de multiples indices montrent qu'aux 18^{ème} et 19^{ème} siècles plusieurs cours d'eau affluents de l'Arve étaient beaucoup plus actifs qu'au 20^{ème} siècle :

1) le Bronze, qui conflue avec l'Arve en amont de Bonneville, était extrêmement redouté de ses riverains pour ces débordements et intenses transports solides ; sa mauvaise réputation semble pleinement justifiée, lorsque l'on observe la fréquence des inondations recensées par Mougin (1914). Actuellement, le Bronze est peu actif et ne cause plus aucun dommage sur son cône ;

2) le petit cours d'eau torrentiel du Foron de La Roche conflue avec l'Arve dans le bassin de Contamine sur Arve. En 1730, plusieurs sections de son cours aval présentaient un modèle fluvial à méandres libres fortement actifs ; ils sont actuellement complètement stabilisés et végétalisés. La figure 5.2 montre les changements morphodynamiques ayant affecté la partie moyenne de son cours, aux abords de La Roche : elle met clairement en évidence une phase de déséquilibre de la dynamique fluviale à la fin du 19^{ème} siècle, que traduisent d'intenses remaniements sédimentaires ; actuellement le lit de 1893 est une basse terrasse complètement végétalisée, dominant en moyenne de 1,5 à 2 mètres un lit mineur étroit et encaissé.

Ces deux exemples posent le problème de l'évolution de la charge alluviale fournie par les affluents de l'Arve depuis la fin du 19^{ème} siècle ; la faiblesse de leur activité actuelle serait l'indice d'une diminution des transports solides et par conséquent des apports sédimentaires à l'Arve. Il est encore trop tôt pour généraliser ces observations à l'ensemble des affluents de l'Arve ; cependant, elles ouvrent de nouvelles pistes de recherche.

2.2 : La dynamique fluviale du Giffre sur son cône alluvial.

2.2.1 : Morphologie du cône alluvial du Giffre.

La figure 5.3 présente la morphologie du cône alluvial du Giffre. Au sortir d'une longue section encaissée, la rivière a édifié un puissant cône alluvial qui barre une grande partie de la vallée. Sur les dix derniers kilomètres de son cours, le Giffre voit sa pente moyenne passer de 0,0500 à 0,0070, puis à moins de 0,0050 au débouché de la rivière sur le cône. Trois niveaux principaux ont été mis en évidence :

1) **le cône ancien**, édifié lors de périodes de forte activité morphogénique obstrue en partie la vallée de l'Arve. Son importante extension spatiale montre qu'il a constitué un obstacle majeur à l'écoulement des eaux de l'Arve : 1) au droit de la confluence actuelle, il a favorisé le démantèlement du petit cône de Vougy, en repoussant l'Arve sur sa rive gauche ; 2) quelques centaines de mètres en amont de l'actuelle confluence, on peut observer la présence d'un ancien



Figure 5.2 : Changement de l'activité du Foron de La Roche à proximité du viaduc SNCF entre 1893 et 1987 (photographie : R.T.M 74 (1893) ; de l'auteur (1987)).

confluent d'âge pour l'instant inconnu, les apports du Giffre ayant repoussé l'Arve contre le flanc septentrional de sa vallée ; le changement du cours du Giffre a permis le retour de l'Arve au milieu de sa vallée, la rivière ayant partiellement érodé le cône alluvial ;

2) la **plaine de remaniement historique** est emboîtée d'environ trois mètres dans le cône ancien. Son extension est la plus forte au débouché du Giffre dans le bassin de Cluses, où elle atteint une largeur de 800 mètres. Puis celle-ci diminue brutalement au droit du hameau d'Anterne, où elle n'est plus que de 250 mètres. De nombreuses traces d'anciens écoulements sont visibles dans la topographie ; l'âge des anciens tracés de la rivière a été fourni par les cartes anciennes (Figure 5.3) ;

3) le **chenal contemporain du Giffre** est incisé d'environ 3 à 5 mètres dans la plaine de remaniement historique. Cet abaissement du lit a favorisé une forte réduction de la fréquence de submersion de l'ancienne plaine alluviale, perchée au dessus du chenal.

2.2.2 : Les changements du modèle fluvial du Giffre sur son cône alluvial.

La figure 5.4 propose une série de six états de la rivière. Ils mettent en évidence la dynamique fluviale du Giffre au cours des 250 dernières années. Le tracé du Giffre en 1730 a été reconstitué à partir de la Mappede Sarde, celui de 1871 est tiré du tableau d'assemblage au 1/10 000 du premier cadastre français, commune de Marignier. A partir de 1935, une demi-douzaine de missions photographiques de l'I.G.N. permettent de suivre de manière approfondie les changements de la dynamique fluviale.

a) Le Giffre tressé.

Entre 1730 et 1936, le Giffre présente un modèle géomorphologique tressé. La bande active est large, les fréquents déplacements en plan des chenaux favorisant d'intenses remaniements sédimentaires. Cette bande active, elle-même, se déplace latéralement dans la plaine d'inondation : ainsi, entre 1730 et 1871, elle a migré d'une centaine de mètres vers l'Ouest. Le lit majeur ne subissant qu'une inondation passive est colonisé par la végétation alluviale. Le cône ancien, hors d'atteinte des eaux abrite les terrains cultifs et les prairies, mais également les habitations du village de Marignier. Le village, édifié autour de son pont, est situé en tête du cône de déjection, dernier point fixe du cours d'eau avant le confluent. En aval, sur un lambeau de cône ancien, le hameau d'Anterne est une véritable presqu'île, seule terre émergeant au milieu des zones humides. Malgré l'endiguement général de l'Arve qui se développe au cours du 19ème siècle, aucune digue ne sera construite pendant toute cette période le long du cours d'eau, excepté aux abords du pont. Les ingénieurs de l'époque, en préservant le vaste champ d'inondation du Giffre, souhaitaient limiter les réinjections de sédiments grossiers dans l'Arve. Les problèmes d'engravement de la section endiguée de l'Arve aux abords de Bonneville étaient à l'origine de cette prise de conscience de la nécessité de préserver des aires de sédimentation graveleuse.

Entre 1871 et 1935, l'influence de l'homme sur la dynamique fluviale s'accroît. En 1890, la construction du chemin de fer, a nécessité l'établissement d'un ouvrage de franchissement du Giffre et la fixation de son cours, en aval de l'ancien pont. Les digues longitudinales ont été prolongées d'environ 1400 mètres sur la rive gauche, mettant hors d'atteinte des eaux une large partie de la plaine alluviale. En 1935, le cours d'eau conserve un modèle tressé. Il semble que le tracé des chenaux soit à mettre en relation avec les conditions locales d'écoulement : 1) en amont du point de contraction de la plaine de remaniement, les chenaux sont très rectilignes et séparés par des bancs de galets alignés suivant l'axe principal d'écoulement. Leur divagation est restreinte par la présence en rive gauche de la digue longitudinale ; en rive droite, la rivière, en contact avec le cône

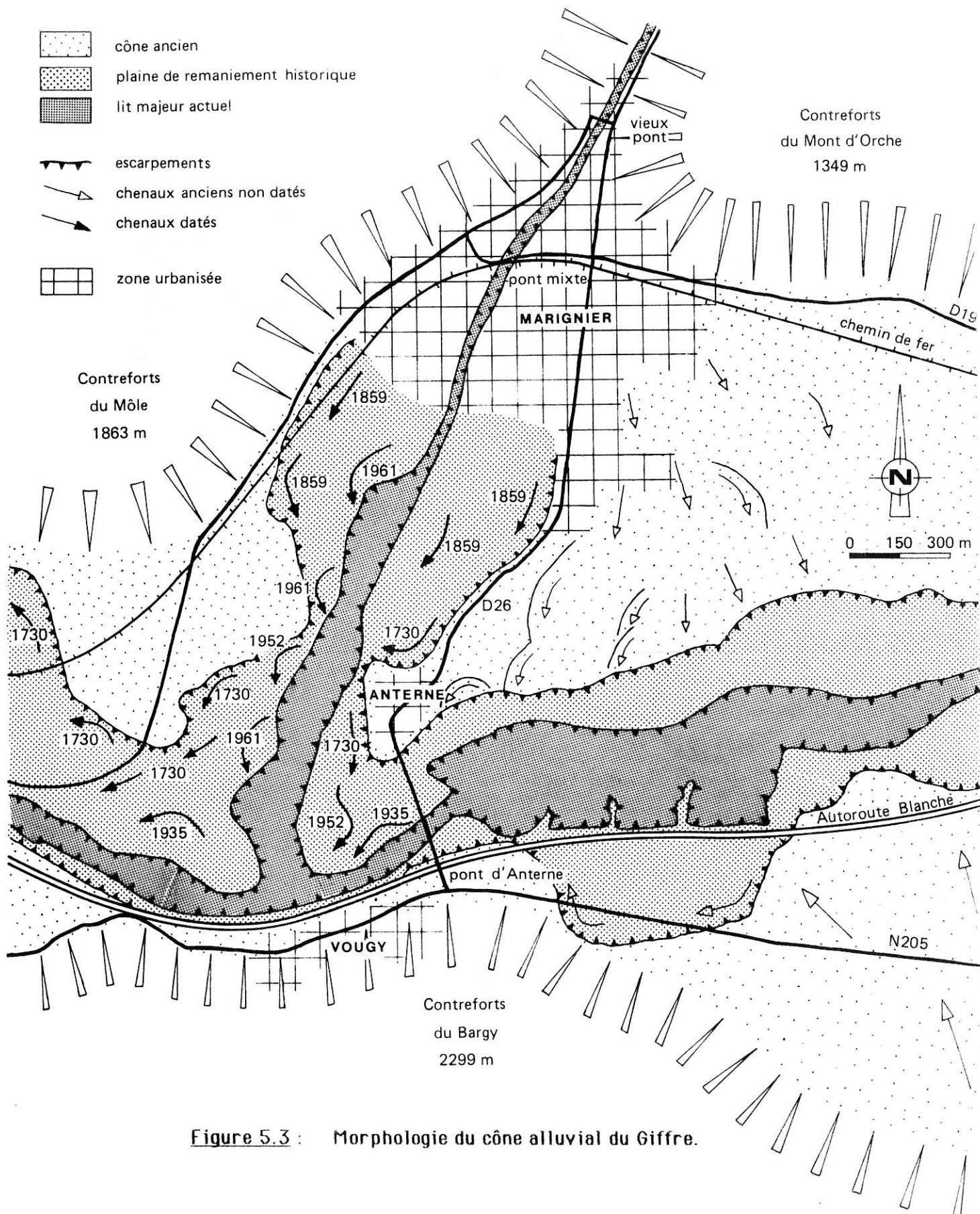


Figure 5.3 : Morphologie du cône alluvial du Giffre.

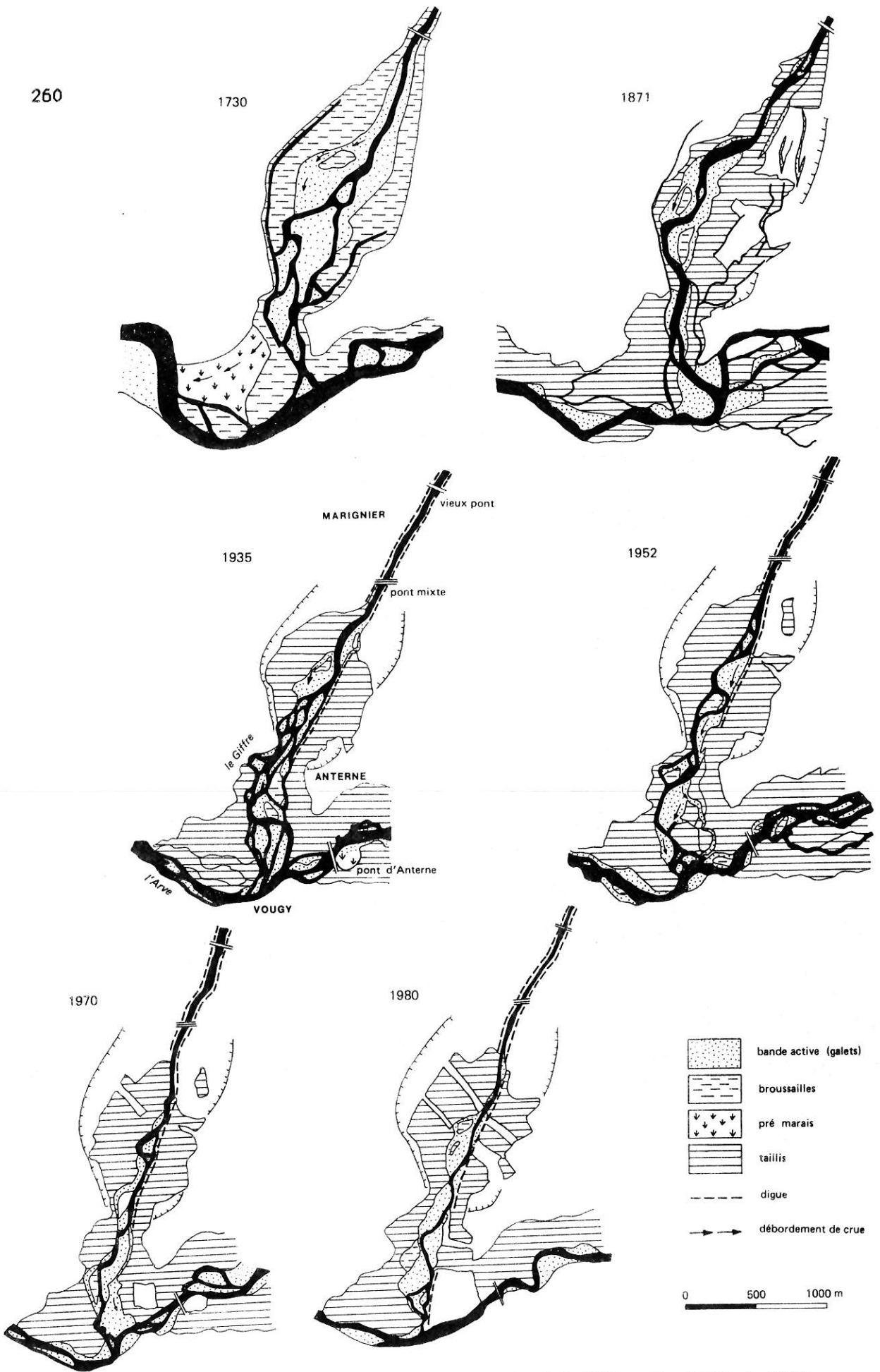


Figure 5.4 : Evolution du style fluvial du confluent du Giffre entre 1730 et 1980.

ancien, attaque vigoureusement le niveau supérieur et développe une importante anse de corrosion ; 2) à l'aval, en dehors des périodes de crue, le chenal principal décrit des sinuosités. On observe un important déplacement du confluent vers l'Ouest, d'environ 150 à 200 mètres depuis 1871.

L'analyse de l'évolution du tracé du Giffre sur une période de deux siècles montre que le modèle géomorphologique de la rivière n'a pas subi de profonde altération. Le tressage a subsisté en dépit de quelques interventions anthropiques limitées, visant au contrôle de la dynamique fluviale. Comme sur l'Arve, c'est pendant les 35 dernières années que les changements vont se précipiter.

b) 1950-1980, le changement du style fluvial.

A partir de 1950, le Giffre va progressivement perdre son style tressé au profit d'un chenal unique : 1) en 1952, le modèle s'est fortement simplifié. Le confluent poursuit sa migration vers l'Ouest, ce qui provoque d'importantes pertes de terres sur la rive droite de la rivière. Sur la rive gauche, les anciens chenaux occupés en 1935 se couvrent de végétation ; 2) en 1970, la tendance à la chenalisation se confirme ; la largeur de la bande active s'est considérablement réduite. D'importants sapements minent la plaine de remaniement, provoquant le recul rapide des berges. Celle-ci semble de moins en moins fréquemment inondée ; c'est à cette date que s'y installent les premiers établissements industriels ; 3) En 1980, les érosion se poursuivent. Elles tendent à rectifier le cours du Giffre et lui permettent d'établir un nouveau lit, dans le prolongement de la digue longitudinale de rive gauche, repoussant d'autant le confluent vers l'Ouest.

L'analyse de l'évolution du profil en long (Figure 5.5 A) donne les raisons de la chenalisation du cours du Giffre : la comparaison des profils en long de 1913 et 1983 montre que le chenal s'est fortement incisé ; la modification du style géomorphologique après 1950 suggère que c'est à partir de cette date qu'a débuté l'incision. Elle atteint en moyenne 3 mètres et dépasse localement 5 mètres en 1983 ; un profil levé en 1974, non présenté ici, montre que c'est surtout au cours des dix dernières années que s'est produit l'enfoncement. L'incision du Giffre en aval de Marignier a une double origine :

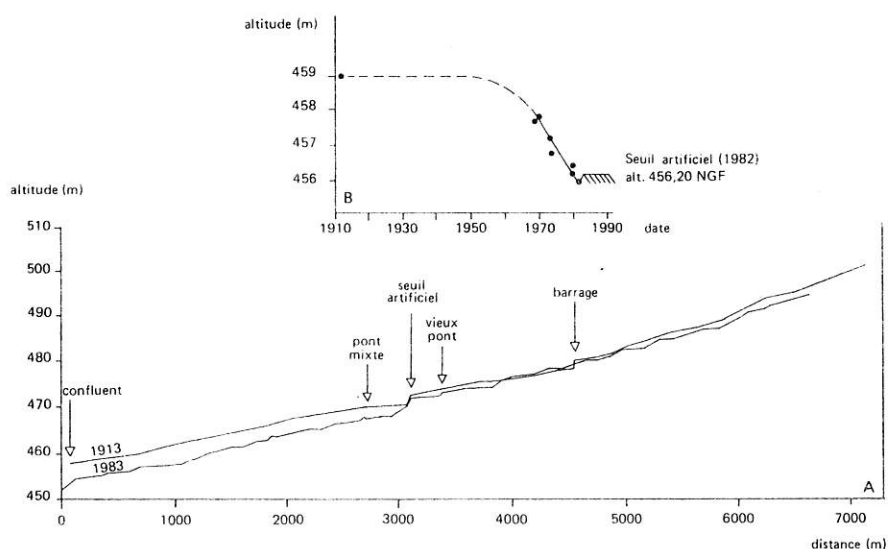


Figure 5.5 : A) Evolution du profil en long du Giffre sur les 7 derniers kilomètres de son cours ; B) Chute du lit de l'Arve au pont d'Anterne (Sources : D.D.A. 74 ; B) Sogreah, 1983).

1) il est à relier avec l'importante chute de la ligne d'eau de l'Arve, enregistrée au pont d'Anterne, quelques centaines de mètres en amont du confluent (Figure 5.5 B). Elle dépassait déjà 1 mètre en 1970 et le lit s'est rapidement abaissé pendant la décennie suivante. L'incision de l'Arve a déstabilisé le profil en long du Giffre et s'est propagée vers l'amont par érosion régressive. L'analyse du profil en long de 1983 met en évidence plusieurs points d'entaille, démontrant que le lit n'est pas encore stabilisé. La chute de la ligne d'eau a entraîné de graves dégâts aux digues et menacé de destruction le pont mixte de Marignier. En amont du pont, plusieurs seuils artificiels et barrages ont constitué des points durs du profil en long et empêché la propagation de l'érosion ; certains d'entre-eux ont été détruits récemment ;

2) en amont des seuils et barrages, le lit du Giffre s'est également abaissé, mais dans une moindre mesure. Le contrôle de l'érosion régressive exercé par les aménagements exclut que l'incision soit consécutive à l'abaissement du niveau de base au confluent. Elle résulte d'un déficit d'apports charriés en provenance de la moyenne vallée du Giffre. Il a été compensé par une reprise en charge lors des crues, des matériaux stockés dans le chenal, ce qui a provoqué l'incision.

Comme sur l'Arve, l'incision du Giffre sur son cône résulte d'un double contrôle amont et aval de la dynamique fluviale.

c) Morphologie de la zone de confluence en 1985.

Une analyse détaillée du lit du Giffre a été effectuée en novembre 1985. On a cartographié les formes sur le terrain, en utilisant la photographie aérienne de l'I.G.N. au 1/15.000 datée de 1984 comme fond de carte (Figure 5.6).

A l'étiage, la rivière est réduite à un chenal unique, très étroit. Après avoir décrit quelques légères sinuosités au débouché des digues, le Giffre s'écoule en de longs biefs rectilignes avant de confluer avec l'Arve. Lors de la montée des eaux, on assiste à la mise en eau progressive des chenaux secondaires séparés du lit d'étiage par un léger escarpement. Le Giffre retrouve alors pour quelques heures une physionomie qui n'est pas sans rappeler celle de 1935. En crue, la totalité de la plaine alluviale est noyée. Le flux circule suivant l'axe principal de la vallée, comme le montrent les nombreuses traces d'écoulement à la surface des bancs de galet. En l'espace de quelques heures, les écoulements de crue peuvent creuser de profondes anses de corrosion dans les berges graveleuses escarpées et instables. L'importante incision du Giffre dans ses alluvions a isolé plusieurs niveaux de terrasse qui dominent le lit mineur. Leur fréquence de submersion a été fortement réduite.

Dans le lit d'étiage, l'examen de la position des seuils montre qu'ils sont très irrégulièrement répartis. Leur position influence les pentes locales du cours d'eau : 1) immédiatement en amont de la confluence, où deux seuils n'étaient séparés, en 1985, que de quelques dizaines de mètres, la pente moyenne dépasse 0,010 ; 2) en tête du secteur d'étude, une série de trois seuils est concentrée sur une distance de 200 mètres ; la pente est ici très forte. Dans cette section, le paysage fluvial a été complètement modifié par les crues de la rivière; cela atteste de la grande instabilité de ce tronçon ; 3) dans le long bief rectiligne, la pente du cours d'eau entre deux seuils est inférieure à 0,001. Sa faiblesse est liée à la nature des matériaux composant le lit : les formations limono-organiques holocènes remblayant le bassin de Cluses ont été mises à jour par l'incision du Giffre, après déblaiement du niveau graveleux qui les surmontait. La faible pente d'équilibre des lits limoneux a accru l'ampleur de l'incision du Giffre.

d) Quelques données paléogéomorphologiques complémentaires.

L'incision du chenal du Giffre a découvert des témoins de la dynamique fluviale ancienne du

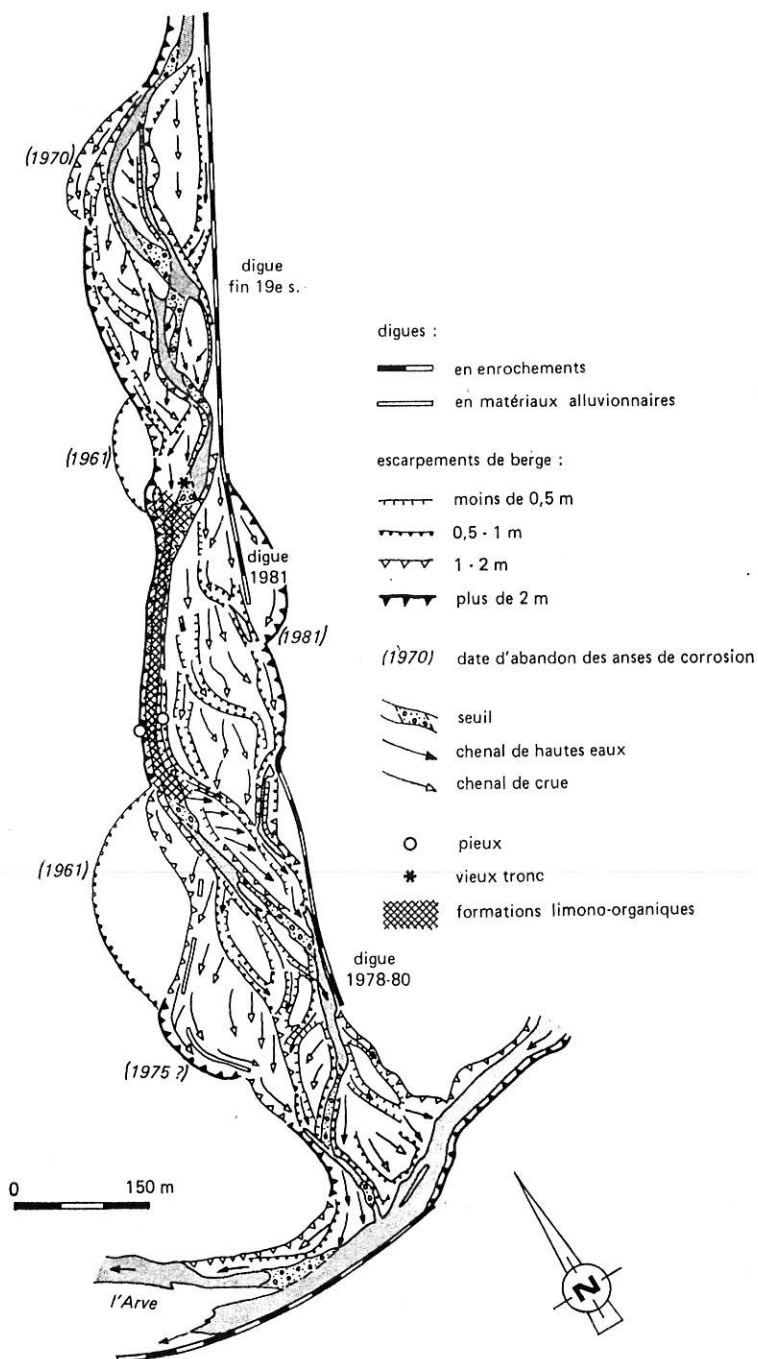


Figure 5.6 : Cartographie morphodynamique de la zone de confluence du Giffre en novembre 1985.

Giffre sur son cône. Un énorme tronc de chêne, dépassant un mètre de diamètre et douze pieux ont été découverts à la surface des formations fines (voir la Figure 5.6 pour localisation) :

1) la présence des dépôts limono-organiques sous les galets du Giffre prouve que la phase de forte torrentialité de l'affluent et de construction du cône holocène est postérieure au Boréal ;

Tableau 5.1 : Caractéristiques des pieux prélevés au confluent du Giffre (Source : C.N.R.A.S).

Référence du piquet	Essence végétale	Longueur du piquet (m)
1	Hêtre	0,41
2	Chêne	1,04
3	Chêne	0,98
4	Chêne	0,98
5	Chêne	0,84
6	Chêne	0,75
7	Chêne	0,68
8	Hêtre	0,52
11	Chêne	0,78
13	Chêne	0,41
14	Chêne	0,42
15	Frêne	0,37

2) le tronc de chêne, couché en travers du lit du Giffre a été daté par le Laboratoire Romand de Dendrochronologie : la séquence échantillonnée est comprise entre -1206 et -1027 ; la date d'abattage de l'arbre se situerait aux environs de -1030. Sur le Main et le Danube, Becker (1980) observe que les périodes de forte activité de la dynamique fluviale se traduisent par une augmentation de la fréquence des troncs de chêne enfouis dans les sédiments : sur le Giffre, il n'est bien entendu pas possible, à la suite d'une observation unique, de tirer des conclusions de même nature ;

3) les piquets plantés dans les formations fines ont été prélevés par les archéologues du Centre National de Recherches Archéologiques Subaquatiques d'Annecy. Deux sites d'implantation ont été relevés, sur les deux rives de la rivière. Les caractéristiques principales des pieux ont été reportées dans le tableau 5.1. Le diamètre des piquets ne sera connu qu'après leur retour de l'analyse dendrochronologique ; cependant, il apparaît déjà que la presque totalité des bois sont refendus au 1/4. D'après les archéologues du C.N.R.A.S., "la répartition planimétrique n'est pas significative d'un aménagement particulier (...) ; en raison du caractère fragmentaire des vestiges, il est impossible de proposer une interprétation typologique et/ou architecturale de ces piquets" (C.N.R.A.S., *in litteris*).

La datation absolue des pieux montre qu'ils s'échelonnent entre 1223 et 1273 ; la présence de l'aubier sur le pieu n° 14 permet d'estimer la date d'abattage des bois en automne/hiver 1285-86 ou 1288-89 (deux positions sont possibles pour cet aubier non intégré à la référence dendrochronologique). Il est important de signaler "que les piquets de la rive droite et de la rive gauche ont conservé des extrémités distales intactes, témoins d'une enfoncement dans des sédiments fins non-secs" (C.N.R.A.S., *in litteris*). Les bois ont donc été plantés directement à la surface des formations fines et non pas à travers plusieurs mètres de matériaux graveleux, ce qui aurait écrasé leur pointe (voir Figure 5.7). Cette observation est fondamentale pour l'interprétation

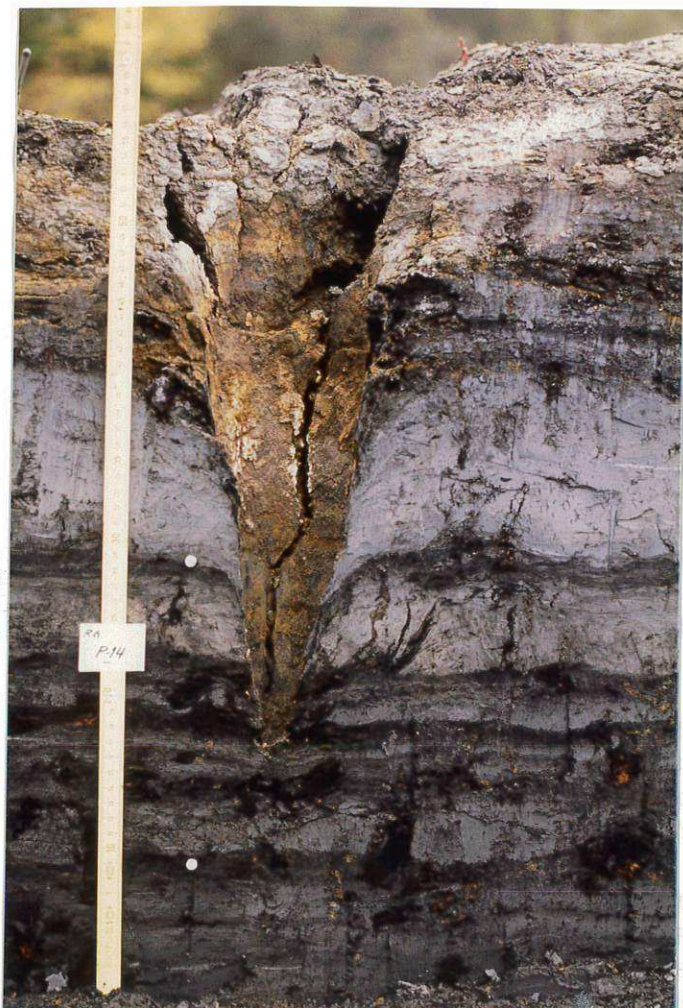


Figure 5.7 : Piquets du Moyen-Age plantés dans les formations fines holocènes. Noter la pointe parfaitement conservée ce qui témoigne que les piquets ont été plantés directement dans les limons et pas dans des galets (photographies : 1) C.N.R.A.S. ; 2) de l'auteur.

géomorphologique : dans l'hypothèse où les pieux auraient eu une fonction de protection contre les érosions, ce qui semble le plus probable, **ils témoigneraient d'un Giffre, au Moyen-Âge, profondément incisé dans son cône de déjection holocène**, d'une hauteur d'environ trois mètres par rapport à la plaine de remaniement du 19^{ème} siècle. La grande proximité du confluent Giffre-Arve et le contrôle réciproque des processus géomorphologiques des deux cours d'eau l'un sur l'autre permet de considérer comme probable l'incision de l'Arve dans le bassin de Cluses, à cette même époque.

3) LES CAUSES DES CHANGEMENTS DE LA DYNAMIQUE FLUVIALE SUR LES CONES ALLUVIAUX DU BORNE ET DU GIFFRE.

3.1 : Les causes des changements anciens.

Au cours de l'Holocène, la géomorphologie fluviale s'est constamment adaptée à la dynamique des flux hydriques et minéraux :

1) aux environs de l'An Mil, un modèle fluvial incisé sur le cône du Giffre et sur l'Arve dans le bassin de Cluses pourrait être la réponse du système fluvial à une "balance hydrique" probablement négative et à une fourniture sédimentaire des versants moins abondante qu'aujourd'hui, en raison de leur meilleure protection. Un rapport charge en suspension/charge grossière supérieur à l'actuel pourrait aussi avoir influé notablement sur le modèle géomorphologique, en favorisant une bonne cohésion des berges et leur meilleure résistance aux processus érosifs. Le Roy Ladurie (1967) notait le caractère calme du climat au début du second millénaire. La récente synthèse des paléoenvironnements des Alpes du Nord à l'Holocène (Yvian, 1986) a mis l'accent sur une phase de climat régulier, doux et relativement sec entre 900 et 1250 ; cette période était, semble-t-il, extrêmement favorable à la maturation des plantes vivrières et à l'utilisation par l'homme de la couverture forestière, plus étendue en altitude qu'aujourd'hui ;

2) dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible de dater la rupture morphodynamique conduisant à une reprise de l'aggradation sur le Giffre et à la construction de la plaine de remaniement historique. Rappelons simplement, comme on l'a signalé dans un précédent chapitre, que Bouchayer (1925) indiquait qu'un accroissement de l'activité morphodynamique du Drac, marqué par l'apparition d'un style fluvial tressé, se serait produit vers la fin du 14^{ème} siècle ; cependant, rien ne permet d'affirmer qu'il y ait eu concomitance de date avec ce qui s'est produit dans la vallée de l'Arve. Il n'est pas non plus possible de déterminer les causes exactes de ce changement : cependant, le début du second millénaire marque une période de fort développement démographique et de défrichement qui pourrait avoir influé notablement sur la stabilité des versants et la dynamique des écoulements superficiels, modifiant de manière indirecte les paramètres contrôlant la dynamique fluviale (Schlaffert, 1959 ; Jorda, 1980) ; de plus, le changement pourrait être indicateur des premières manifestations d'une dégradation climatique qui atteindra son intensité maximale lors du Petit Age Glaciaire (1600-1850) ;

3) l'analyse cartographique du Borne sur son cône alluvial met en évidence le changement de la dynamique fluviale dans la première moitié du 18^{ème} siècle, tandis qu'à cette même époque, il se produit sur la moyenne vallée de l'Arve dans le bassin de Cluses. Les changements sur l'affluent non-englacé sont probablement à la fois anthropiques et naturels :

- au 18^{ème} siècle, la couverture végétale montagnarde, qui protège les pentes contre les érosions et limite le ruissellement, est décrite comme très dégradée par de longs siècles de surexploitation (Mougin, 1914, 1919) ; il en est probablement résulté une fourniture sédimentaire plus forte et des écoulements plus énergiques ;

- il semble que la forte activité du Borne sur son cône soit la conséquence d'une série de crues de grande ampleur, qui sont une manifestation de la dégradation climatique du Petit Age Glaciaire : la crue de 1733 fut particulièrement dévastatrice, puisqu'elle emporta, sable, ou inonda plus de 1100 ha de terrain sur l'ensemble du cours de l'Arve (Mougin, 1914) ; Bravard (1981) a cartographié les importants dégâts qu'elle a causés sur le Haut-Rhône en Chautagne. Tricart (1959), Burkham (1972), Kondolf et Curry (1986) ont tous mis en évidence le rôle d'une crue ou d'une série de crues sur la géomorphologie fluviale : elles sont responsables d'érosions et de remaniements sédimentaires considérables pouvant favoriser des changements de modèle et la destruction presque complète de la plaine d'inondation. Comme on l'a déjà signalé, Koutaniemi (1987a) a montré que les formes fluviales témoignaient d'une augmentation de l'ampleur des crues du Petit Age Glaciaire, sur les cours d'eau finlandais.

La mise en évidence d'un accroissement de l'instabilité du Borne sur son cône au 18^{ème} siècle montre que des bassins versants dépourvus de toute influence glaciaire sont également touchés par la crise morphoclimatique, ce qui tendrait à démontrer que la recrudescence des apports hydriques et minéraux ne concernerait pas seulement les cours d'eau drainant la haute-montagne. L'analyse des cartes anciennes du Giffre, dès 1730, ne permet pas de repérer un changement dû à la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire : il est peut-être plus ancien, auquel cas cela atteste l'absence de concomitance d'un bassin à l'autre de la réponse du cours d'eau à un processus a priori identique. Signalons que Grove (1972) a montré qu'il n'y avait pas concomitance entre la recrudescence des crues des torrents glaciaires et celle des avalanches en Norvège, lors du Petit Age Glaciaire. Il l'explique par un décalage de plusieurs années entre la date des premières poussées glaciaires et celle de la recrudescence des précipitations neigeuses sur les reliefs. Ce pourrait être un facteur expliquant partiellement l'absence de concordance entre des bassins englacés et non englacés.

Neboit (1983) discute le rôle de l'homme comme facteur de l'activité morphogénique : c'est lorsque l'action de l'homme se surimposerait à des facteurs d'origine naturelle que son influence serait la plus sensible. L'auteur insiste sur la possible participation du facteur anthropique au franchissement d'un seuil géomorphologique, provoquant une recrudescence de l'activité morphologique sur les versants et influençant la dynamique des rivières ; son influence ne doit pas être nécessairement forte, si le système est dans un état voisin du point de rupture. Mougin (1914), comme beaucoup de ses collègues forestiers a longuement insisté sur les dégradations anthropiques de la couverture végétale, provoquant la diminution de la stabilité des pentes et le déclenchement des processus torrentiels. Il apparaît certain que les déboisements intensifs des 18^{ème} et 19^{ème} siècles, effectués sur des versants dont la stabilité était fortement perturbée par la dégradation climatique, pourraient avoir accentué ses effets et favorisés une recrudescence des apports sédimentaires et la modification des flux hydriques alimentant l'axe de drainage principal.

3.2 : Les causes des changements récents.

Depuis la fin du 19^{ème} siècle, l'homme apparaît être le principal facteur extrinsèque contrôlant la dynamique fluviale. Ses interventions se font de manière directe sur la géomorphologie des lits fluviaux et les changements drastiques récents démontrent son emprise toujours plus forte sur l'environnement fluvial. On recensera rapidement les causes des changements de la dynamique fluviale sur les cônes du Giffre et du Borne ; on verra qu'elles sont semblables à celles largement développées dans le chapitre concernant la plaine alluviale de l'Arve :

1) la modification des facteurs naturels existe probablement ; ils agissent de manière indirecte sur la dynamique fluviale et sont complètement masqués par les perturbations anthropiques directes beaucoup plus intenses. Ainsi, pendant la période 1944-1973, Bozonnet

(1981) a montré une augmentation des précipitations hivernales et de printemps par rapport à la période 1890-1910 ; Martin *et al.* (1981) ont fait des observations identiques, à l'échelle de l'Europe occidentale. Il est fort possible que ces fluctuations climatiques mineures aient influé très légèrement sur le régime de la rivière. De même, l'effet de la récession glaciaire du début du siècle sur le régime du haut-Rhône valaisan a été mis en évidence par Kasser (1969) : la diminution d'environ 170 km² des surfaces glaciaires dans les Alpes suisses auraient créé un déficit hydrique estival de 600 millions de m³ entre 1916 et 1968. De telles fluctuations, même si actuellement elles demeurent de faible amplitude, pourraient influencer sur le bilan hydrique des bassins fluviaux et l'activité fluviale. Pour la période présente, l'effet des fluctuations naturelles demeure incomparablement plus faible que celui des facteurs anthropiques locaux du changement ;

2) dès le 18^{ème} siècle, la chenalisation du Borne a provoqué le basculement du profil en long et d'intenses remaniements sédimentaires sur le cône : dans sa partie amont, le chenal était incisé d'environ 1,40 mètre vers 1850 ; au confluent, le chenal s'exhaussait régulièrement, d'autant plus que l'endiguement avait été longtemps déficient dans cette section de la rivière et que l'effet de confluence empêchait une reprise en charge efficace des matériaux apportés par la rivière. Sur le cône du Giffre, l'endiguement longitudinal édifié à la fin du 19^{ème} siècle fut responsable de la migration du confluent vers l'Ouest ; il favorisa un réalignement progressif de l'axe fluvial dans le prolongement des digues. La tendance au déplacement latéral du confluent a été ralentie depuis quelques années par l'enfoncement du cours d'eau dans ses alluvions ; elle subsiste néanmoins sous la forme d'importants affouillements en rive droite. L'endiguement du Giffre sur son cône a également favorisé l'épandage de la charge graveleuse en amont du rétrécissement de la plaine de remaniement historique ; il s'ensuivit d'importants sapements, affectant le cône ancien sur la rive droite de la rivière, et provoquant l'élargissement de la zone de piégeage sédimentaire ;

3) la chute de la ligne d'eau du Giffre postérieure à 1950 et la concentration des écoulements qui en est résulté sont la conséquence d'importants prélèvements effectués par raclage des bancs au confluent, mais également d'extractions sur l'Arve, surtout en aval mais aussi en amont de la confluence Giffre-Arve. Ces dernières ont créé des souilles profondes alimentées par les matériaux constituant le lit amont beaucoup plus que par les apports solides naturels, déjà prélevés à plusieurs reprises. L'important déficit d'apport graveleux amont, mis en évidence par l'étude de l'évolution des profils en long du Bas-Giffre, provient principalement de la modification profonde de la dynamique des charriages, à la suite de la multiplication des zones de prélèvement dans le lit mineur du Giffre. Jusqu'à ces dernières années, les volumes prélevés, de l'ordre de 100 000 à 200 000 m³/an (Ceric, 1984) ont largement excédé la charge naturelle de la rivière.

4) le développement de l'hydro-électricité dans la vallée du Giffre a également eu une importance non négligeable sur le transit des flux. Dès 1898, une première centrale était construite pour exploiter la dénivellation de 70 mètres des gorges de la rivière et assurer l'alimentation en énergie des usines du Giffre. Entre 1925 et 1931, l'ouvrage fut remanié dans le but d'accroître la production d'électricité ; un débit maximum de 18 m³/s était prélevé, turbiné et restitué quelques centaines de mètres en aval. A cette époque, le confluent n'était pas touché par un changement de la fourniture hydrique. On a exposé précédemment les effets de l'aménagement de la chute de Pressy (1957) sur la dynamique fluviale de l'Arve dans le bassin de Cluses ; sur le Bas-Giffre, même si le rôle de cet ouvrage apparaît, à priori, faible lors des épisodes hydrologiques extrêmes, il a eu des effets considérables sur le régime de la rivière et probablement sur la dynamique des transports solides, en substituant aux écoulements naturels un débit réservé de 180 l/s pendant une grande partie de l'année. Les changements hydrologiques se sont encore renforcés après la construction de l'aménagement d'Emosson en 1972, qui capte les eaux de fonte glaciaire des petits glaciers du Prazon et du Ruan dans le massif du Haut-Giffre ;

5) les modifications du mode de gestion de la montagne peuvent avoir contribué indirectement au changement des flux hydriques et sédimentaires alimentant les affluents de l'Arve ; la diminution de l'activité fluviale sur le Bronze et le Foron de La Roche, cours d'eau peu

perturbés par les interventions anthropiques directes pourrait témoigner de ce phénomène : 1) la pression exercée actuellement sur les boisements montagnards n'est plus aussi forte que pendant les 18ème et 19ème siècles ; 2) dans le bassin du Giffre, de nombreux affluents torrentiels ont été aménagés par le Service R.T.M. Leur dynamique, tout comme celle des torrents de l'Arve, est influencée par cette gestion ; 3) l'occupation des versants et les pratiques culturelles en montagne ont changé depuis quelques décennies ; les stations de ski ont radicalement transformé le paysage montagnard et probablement la dynamique des eaux de surface, voire même des sédiments.

4) CONCLUSION.

L'étude des deux principaux affluents de l'Arve sur leurs cônes alluviaux a permis de compléter l'analyse des flux entrant dans le sous-système "plaine alluviale", débutée avec l'étude des torrents de l'Arve. Elle a également fourni de manière indirecte des informations nouvelles sur la dynamique ancienne de l'Arve dans sa plaine alluviale :

dans le lit du Giffre, la découverte de piquets du Moyen-Age, coupés pendant les hivers 1285-86 ou 1288-89, en position stratigraphique basse, est un sérieux indice d'un chenal fortement incisé par rapport à la plaine alluviale du 19ème et de la première moitié du 20ème siècle. Il reste à trouver d'autres indicateurs géomorphologiques permettant de confirmer cette analyse ;

- la démonstration de l'influence de la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire sur la recrudescence d'activité de la dynamique fluviale de l'Arve et probablement de plusieurs de ses affluents est renforcée par l'étude du Borne sur son cône au cours du 18ème siècle. On a observé une nette recrudescence de l'instabilité latérale de cette rivière, se traduisant par une tendance à l'avulsion et au balayage du cône par les eaux de débordement. Une période de crues de grande ampleur semble être à l'origine de cette instabilité ;

- comme sur l'Arve dans sa plaine alluviale, l'accroissement de la pression de l'homme sur les cônes de déjection du Borne et du Giffre est responsable de profonds changements géomorphologiques. L'endiguement longitudinal, puis, plus récemment, les extractions de gravier et les aménagements hydroélectriques ont favorisé des changements multiples, mais dont le plus spectaculaire demeure la profonde incision du chenal. L'étude du cône alluvial du Giffre confirme qu'en temps que point nodal, la dynamique des confluent s'adapte au double contrôle exercé par les changements du niveau de base de l'axe fluvial principal et par la fourniture hydrique et sédimentaire délivrée par le tributaire.

A ce stade de l'étude, les résultats auxquels on est parvenu appellent deux réflexions :

1) il a été démontré que la formation de la plaine alluviale de l'Arve n'était pas le résultat d'un processus unique de construction progressive ; elle est la conséquence d'une succession de phases d'aggradation et d'incision. Certaines des fluctuations du plancher alluvial ont pu être repérées, comme par exemple la phase probable d'incision de l'Arve au Moyen Age mise en évidence sur le cône du Giffre, ou l'aggradation lors du Petit Age Glaciaire dans les bassins de Sallanches et de Cluses et qui serait due à une recrudescence des apports des torrents glaciaires, mais également des affluents non englacés tel le Borne. L'absence d'information sur une éventuelle recrudescence de l'activité des torrents non-englacés ne permet pas de démontrer leur rôle sur l'accroissement des apports sédimentaires alimentant l'Arve ; cependant, l'étude de la dynamique des sédiments dans le système torrentiel, des causes et mécanismes du déclenchement des transports solides, montre qu'il est raisonnable de supposer que certains d'entre-eux aient connu une phase de plus forte activité morphodynamique ;

2) depuis 1850, il semble que les apports solides des cours d'eau et torrents affluents de l'Arve aient diminué. L'origine de cette diminution est probablement naturelle et anthropique : après l'amélioration climatique qui a suivi le Petit Age Glaciaire, il s'ensuivit, semble-t-il, une phase de plus grande stabilité morphodynamique sur les versants, progressivement acquise pendant la première moitié du 20ème siècle ; elle a probablement favorisé le développement de la couverture végétale, la diminution des érosions et des changements de la dynamique des écoulements de surface. La baisse de la pression anthropique sur les versants (défrichements, surexploitation forestière...) a grandement facilité la réhabilitation du couvert forestier montagnard, même lorsque l'homme n'effectuait aucun travaux de correction ; cependant, les espaces les plus dégradés, tels les bassins de réception de certains torrents, ont été restaurés par l'homme. La tendance à la diminution de la charge qui a été démontrée sur les torrents de l'Arve semble également vraie pour certains cours d'eau de piémont : l'exemple du Foron de la Roche atteste que les changements sur un petit affluent local de l'Arve ont été très spectaculaires depuis la fin du 19ème siècle. La validité de cette interprétation devra être confirmée par l'étude d'autres cours d'eau affluents.

A titre de comparaison, Church (1983), qui a analysé l'évolution de la dynamique fluviale de la Bella Coola (Colombie Britannique) depuis 1893, arrive aux conclusions suivantes : il observe la baisse progressive de l'activité fluviale, au cours du 20ème siècle. En l'absence de toute intervention anthropique, il attribue le changement à une diminution de l'entrée des sédiments dans le système par l'intermédiaire de ses affluents ; elle résulterait de la stabilisation et végétalisation progressive des moraines néoglaciales. Sur l'Arve, la détermination des causes du changement récent est beaucoup plus complexe dans la mesure où l'homme est partie intégrante du système fluvial montagnard et influe indirectement sur sa dynamique. Cela pose la question de la part respective du facteur anthropique et du facteur naturel sur la diminution de la recharge sédimentaire de l'axe fluvial principal depuis 1850 et plus généralement sur les variations de l'activité fluviale depuis le Moyen-Age. L'intensité des interventions anthropiques a varié suivant le type de cours d'eau : 1) sur les émissaires glaciaires, elles étaient négligeables jusqu'aux récents prélèvements hydriques sous-glaciaires ; 2) sur les torrents de montagne, il est probable qu'elles différaient d'un torrent à un autre, en fonction de son altitude moyenne, de ses pentes, de son exposition, de son accessibilité etc... ; 3) sur les affluents de piémont, où l'on peut supposer que la densité de la population était la plus forte, la pression de l'homme était vraisemblablement considérable. Ces remarques montrent que l'influence du facteur anthropique sur l'activité fluviale doit être étudiée et discutée en fonction du type de cours d'eau considéré.

TROISIEME PARTIE :

LES FLUX SEDIMENTAIRES SORTANT
DU SOUS-SYSTEME "PLAINE ALLUVIALE".

Chapitre 6 : Etude des flux minéraux de l'Arve à Genève.....	273
Chapitre 7 : Etude de la sédimentation dans la retenue de Verbois.....	295

Chapitre 6 :

ETUDE DES FLUX MINERAUX DE L'ARVE A GENEVE.

1) INTRODUCTION.

Les précédents chapitres de cette étude ont mis en évidence l'évolution complexe de la dynamique fluviale dans la plaine alluviale de l'Arve. Les facteurs responsables des profonds changements récents ont été analysés aussi bien sur le cours d'eau intra-montagnard que sur les principaux affluents et torrents de l'Arve qui lui fournissent leurs écoulements et leur charge. Il est apparu que l'ampleur de l'incision contemporaine devait être attribuée, pour sa plus grande part, aux perturbations anthropiques directes affectant les différentes sections de la plaine alluviale. Cependant, l'étude des processus fluviaux sur les tributaires de l'Arve a montré que les apports sédimentaires amont avaient également subi une profonde altération, en l'espace de moins d'un siècle ; actuellement, la faible recharge sédimentaire parvenant à l'axe fluvial empêche toute régénération de la rivière dans sa plaine alluviale, à court et même à moyen terme, les apports montagnards étant verrouillés dans les têtes de bassin.

L'objectif de ce chapitre est de démontrer que les flux qui quittent le sous-système "plaine alluviale" sont également profondément modifiés par les changements géomorphologiques contemporains affectant la rivière. Plusieurs études expérimentales de la charge sédimentaire de l'Arve à Genève ont été entreprises à la fin du 19ème siècle et dans les premières décennies du 20ème siècle (Baëff, 1891 ; Lugeon, 1912 ; Boissier, 1916 ; Collet, 1916...). Elles permettent l'étude de la dynamique saisonnière de la charge dissoute, de la charge en suspension et dans une moindre mesure des charriages. Dans un premier temps, on procédera à une nouvelle analyse des données recueillies au début du siècle concernant les transits de la charge dissoute et de la matière en suspension. On présentera et discutera ensuite les données recueillies sur les charriages de l'Arve à Genève et montrera que les estimations de l'époque étaient effectuées sur un cours d'eau déjà fortement perturbé par les interventions directes de l'Homme. Le manque de données concernant les transits sédimentaires actuels n'a pas permis la démonstration rigoureuse des changements affectant la matière en suspension et les charriages, depuis le début du 20ème siècle. Cependant un faisceau de présomptions, permet d'affirmer que la charge alluviale de l'Arve a été fortement modifiée par la nouvelle dynamique fluviale : on présentera et discutera les informations recueillies. Une dernier paragraphe démontrera que le changement observé en moins d'un siècle n'a rien d'unique ; il s'est également produit à de multiples reprises sous des conditions que l'on peut qualifier de naturelles, la charge alluviale des cours d'eau étant susceptible de varier fortement dans le temps : les multiples variations holocènes du niveau du lac Léman apparaissent être un bon indicateur de l'activité des charriages de l'Arve à Genève.

2) LA CHARGE DISSOUTE ET LES TRANSPORTS DE MATIERE EN SUSPENSION AU DEBUT DU SIECLE.

En 1891, Baëff publiait les résultats d'une recherche de géologie expérimentale, sur la charge en suspension de l'Arve en amont de sa confluence avec le Rhône. Cette étude arrivait après celle de Spring et Prost (1884), réalisée sur les eaux de la Meuse. Le contexte hydrologique et

géomorphologique était donc très différent de celui de la publication précédente, l'Arve étant une rivière montagnarde fortement énergétique, transportant une abondante charge sédimentaire.

Un suivi journalier de la rivière fut organisé par Baëff pendant toute l'année 1890, excepté le mois d'octobre, où les analyses ne purent être effectuées par suite d'une panne de son laboratoire. Peu en amont de la Jonction, confluent de l'Arve et du Rhône, il mit en place une procédure détaillée d'échantillonnage lui permettant de mesurer les niveaux de la rivière, sa vitesse superficielle, la température de l'eau, la température de l'air, la charge en suspension, la matière dissoute et l'opacité de l'eau ; en outre, une analyse du dosage en chlore des eaux de l'Arve fut effectuée périodiquement, tous les cinq jours.

On présentera successivement les principaux résultats acquis lors de l'étude de Baëff en 1890, sur les transports de la charge dissoute et de la matière en suspension. On a procédé à un nouveau traitement statistique des données, permettant de réactualiser l'étude et de compléter son analyse.

2.1 : La charge dissoute de l'Arve à Genève en 1890.

Les mesures des taux de matière dissoute ont été réalisées une fois par jour par prélèvement d'un litre d'eau à la surface de l'Arve et au centre du chenal ; la technique d'échantillonnage n'est pas connue. Après filtrage des échantillons, les taux de matière dissoute ont été déterminés par pesage du résidu, après évaporation de l'eau. Les débits ont été calculés à partir des vitesses superficielles et des niveaux de la rivière mesurés par l'expérimentateur. Cependant, Baëff n'étant pas hydrologue, il a quelque peu négligé la détermination des débits de l'Arve et les a largement sous-estimés. Les débits ont été recalculés par le Service Hydrographique Suisse, à partir des données limnimétriques de Baëff (Collet, 1916b). Ce sont ces valeurs que l'on a utilisé dans notre étude.

La figure 6.1 met en évidence l'évolution saisonnière conjointe du débit et de la concentration en matière dissoute pour l'année 1890, excepté le mois d'octobre. Le maximum de concentration se produit en hiver, pendant les mois de janvier et février. A partir de mars, le taux de matière dissoute chute progressivement, alors que le débit commence à croître sous l'effet des premières fontes de neige. Il atteint un minimum à la fin du mois d'août, avant d'augmenter brutalement en septembre, lors de la baisse du débit de la rivière. La concentration en matière dissoute se maintient élevée pendant l'automne, alors que le débit de l'Arve chute régulièrement sous l'effet de la rétention nivale. Globalement, la relation entre le débit et le taux de matière dissoute semble évidente : ils évoluent inversement l'un par rapport à l'autre, ce qui indique l'effet de dilution qu'exerce le débit sur le taux de matière dissoute.

Gunnerson (1967) a identifié la relation liant la concentration en matière dissoute et le débit des cours d'eau à partir de l'étude des données de 99 stations des Etats-Unis. Il s'agit d'une fonction puissance du type :

$$C = a \cdot Q^{-b}$$

avec C : Concentration de la matière dissoute (mg/l);
 Q : débit de la rivière (m^3/s),
 a et b sont des constantes dérivées empiriquement de la liaison statistique.

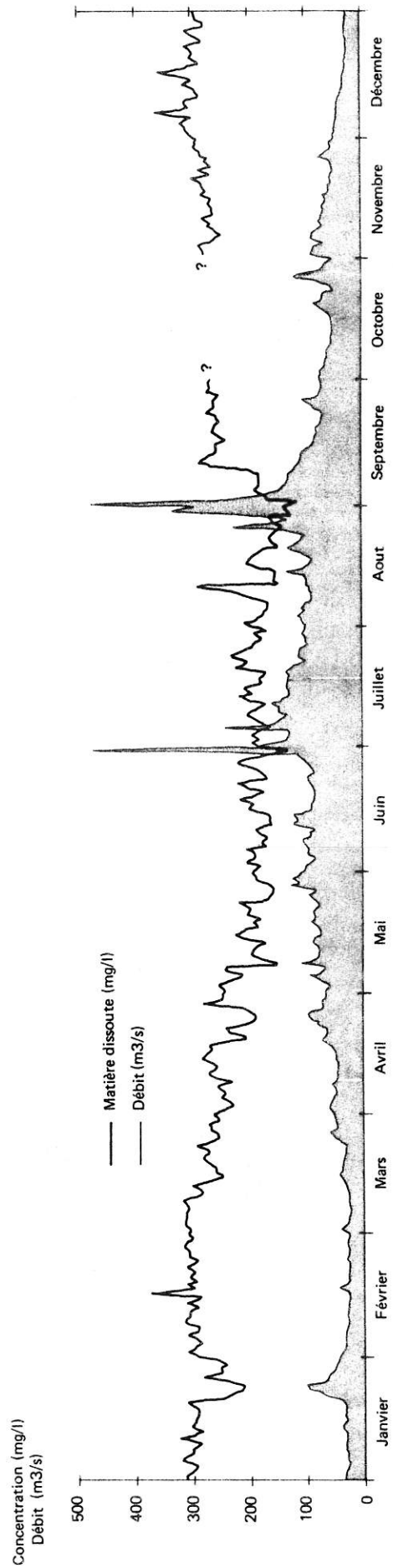


Figure 6.1 : Concentration de la matière dissoute et débit de l'Arve pendant l'année 1890 à Genève (d'après les données de Baëff, 1891).

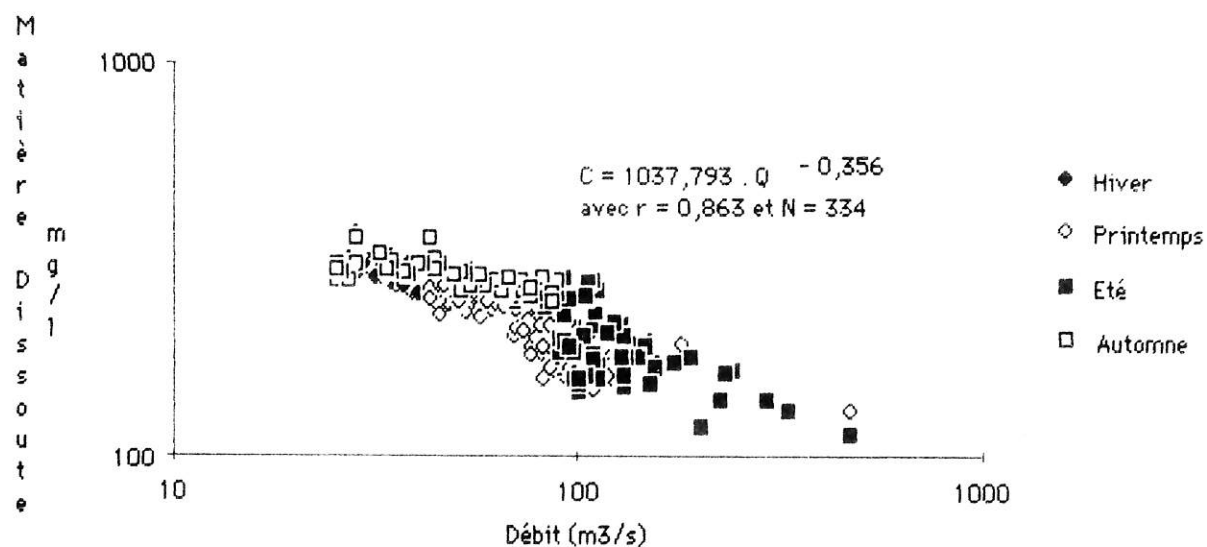


Figure 6.2 : Corrélation entre la matière dissoute et le débit de l'Arve en 1890 à Genève (d'après les données de Baëff, 1891).

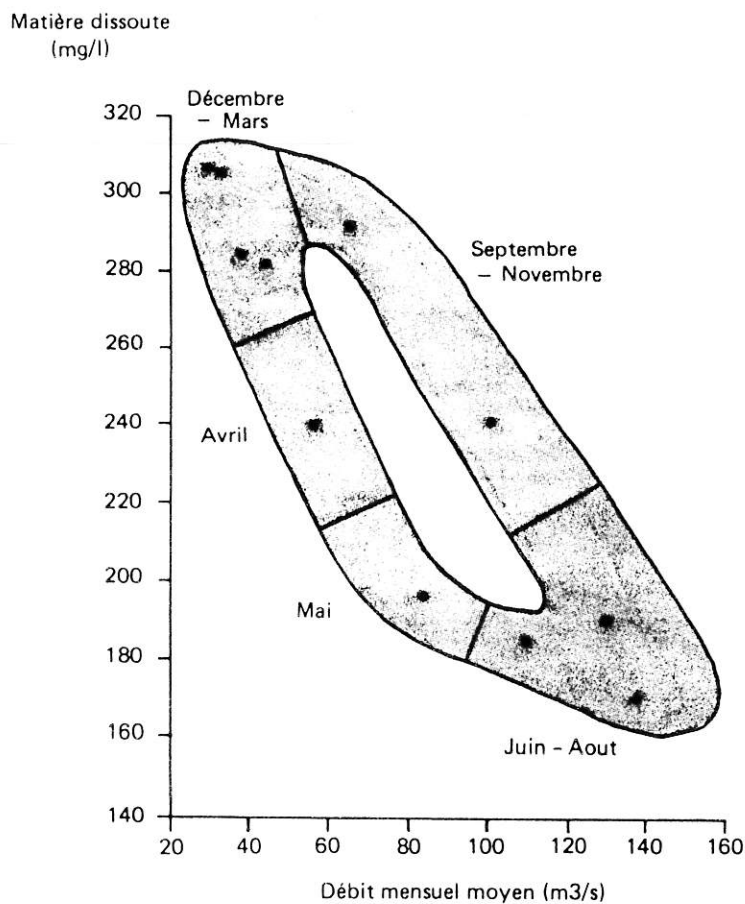


Figure 6.3 : Relation annuelle entre la concentration en matière dissoute et le débit de l'Arve en 1890 à Genève (d'après les données de Baëff, 1891).

Ceux dont la pente b demeurait inférieure à $-0,1$ étaient indépendants de l'écoulement ; ceux dont la pente était comprise entre $-0,1$ et $-0,33$ étaient modérément dépendants du débit et ceux dont la pente dépassait $-0,33$ étaient fortement dépendants du débit (in Petts et Foster, 1985). La relation liant débit et charge dissoute de l'Arve à Genève a été mise en évidence sur la figure 6.2. Il s'agit d'une fonction puissance ayant pour expression :

$$C = 1037,793 \cdot Q^{-0,356} \quad \text{avec } r = 0,863;$$

$N = 334$ mesures.

Comme l'attestent les observations de Gunnerson, il existe une forte dépendance entre le débit et la concentration en matière dissoute des eaux de l'Arve. L'abondant écoulement au printemps et en été entraîne une forte dilution de la charge dissoute qui s'exprime par une évolution de la concentration inversement proportionnelle à celle du débit.

Une analyse plus serrée des chiffres montre que les fluctuations du débit et l'effet de dilution qu'elles favorisent masquent partiellement le modèle saisonnier d'évolution des taux de concentration en matière dissoute. La figure 6.3 a été élaborée à partir des données de 1890 : sur un diagramme mettant en relation le débit et la concentration en matière dissoute, on a positionné les valeurs moyennes des deux paramètres pour chacun des mois de l'année ; on a calculé l'intervalle de confiance des moyennes avec un risque d'erreur de 5%, afin de représenter la courbe enveloppe de chacune des valeurs mensuelles. Il apparaît que le modèle saisonnier d'évolution de la matière dissoute est cyclique. Il montre, qu'à débit égal, la concentration en matière dissoute des mois d'automne est plus élevée que celle des mois du printemps. Aux extrémités du graphique, on trouve l'hiver, avec des taux de matière dissoute maximaux et l'été, où ils sont minimaux. Ce modèle cyclique reflète l'influence variable des réalimentations par les nappes phréatiques dans l'hydrologie de l'Arve : 1) pendant le printemps, la fonte des neiges puis des glaces remet en circulation des eaux de surface peu minéralisées ; 2) en automne, les nappes phréatiques en charge après la longue période des hautes eaux estivales participent activement à l'alimentation de l'Arve, pour autant que les précipitations automnales ne masquent pas le phénomène. Leurs apports fortement minéralisés accroissent la concentration en matière dissoute des eaux de la rivière. Le phénomène est probablement renforcé par la nature lithologique des parties du bassin versant qui fournissent les flux hydriques : en été par exemple, les écoulements proviennent essentiellement des torrents glaciaires de la haute-montagne cristalline, où les phénomènes de dissolution sont peu actifs.

2.2 : La charge en suspension de l'Arve à Genève.

2.2.1 : L'expérimentation de Baëff et les critiques de son étude.

Comme lors de l'étude de la matière dissoute, Baëff a échantillonné la charge en suspension à la surface de la rivière et au centre du chenal. Les taux de M.E.S. ont été déterminés par filtration de l'échantillon d'eau et pesage des sédiments fins, après son séchage à $105\text{ }^{\circ}\text{C}$. Si, à priori, ces mesures ne peuvent être comparées à celles qui seraient effectuées aujourd'hui par des techniques de prélèvement standardisées, elles sont néanmoins comparables entre-elles, puisque réalisées dans des conditions d'expérimentation inchangées pendant toute la période d'étude.

Les travaux expérimentaux réalisés par Baëff sur la charge en suspension de l'Arve en 1890 avaient pour but de déterminer la quantité d'alluvions transportées annuellement par la rivière. Ils furent vivement critiqués par Boissier (1916), lors d'une nouvelle détermination des transports en suspension :

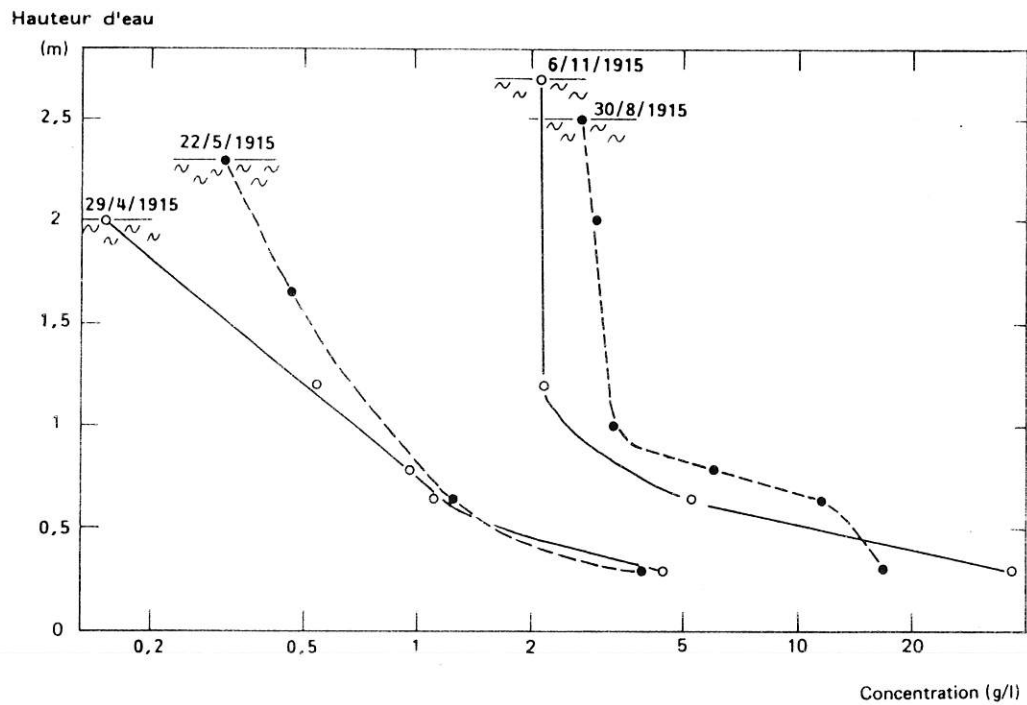


Figure 6.4 : Variation de la concentration de la charge en suspension avec la profondeur de l'eau (d'après les données de Boissier, 1916).

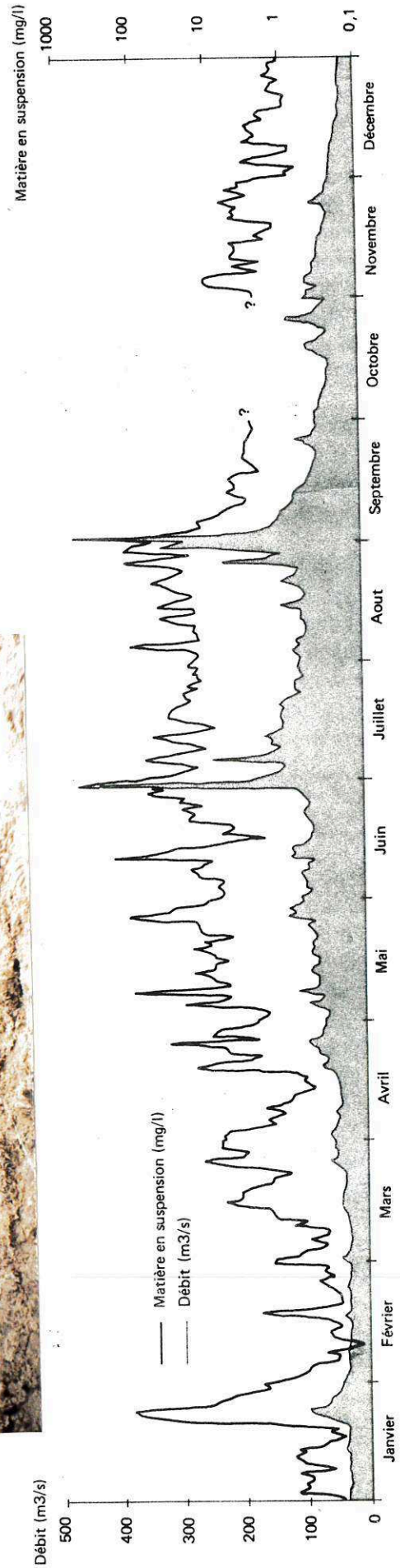
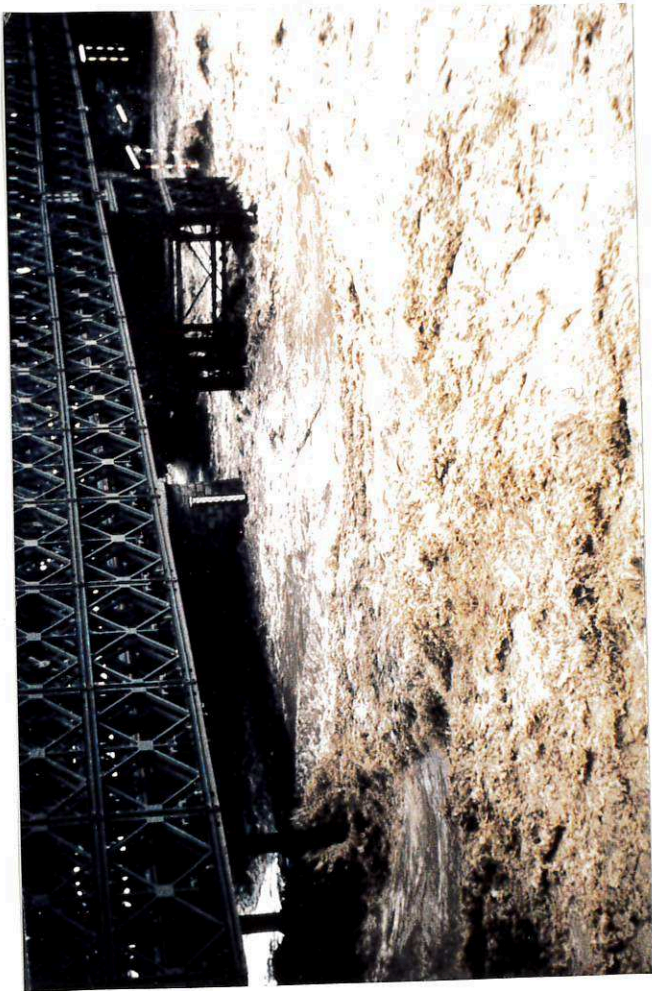


Figure 6.5 : Concentration de la matière en suspension et débit de l'Arve pendant l'année 1890 à Genève (d'après les données de Baëff, 1891).

- outre les erreurs considérables résultant d'une mauvaise détermination des débits (Collet, 1916a), les prélèvements de surface ne prenaient pas en compte le gradient de concentration observé de bas en haut de la section d'écoulement. Collet notait "qu'il coule durant les crues, pour ainsi dire une sorte de rivière de sable sur le lit". Cette forte charge des couches d'eau profondes est due à "la présence de tourbillons qui naissent sur les aspérités du lit et qui provoquent la remontée du sable dans les couches d'eau supérieures". La figure 6.4 tirée des mesures effectuées par Boissier, met en évidence les variations de concentration avec la profondeur de l'eau. Lors des forts débits, la concentration augmente avec la profondeur en suivant une loi exponentielle ; lors des crues, on observe deux niveaux : 1) au dessus du fond et jusqu'à une hauteur de plus de 1 mètre, la concentration diminue très rapidement de bas en haut; 2) dans la tranche d'eau supérieure, les variations de concentration sont généralement faibles. Ces observations sont conformes à celles de Passega (1957) et mettent en évidence un transport en suspension graduée à proximité du fond et en suspension uniforme dans la partie supérieure de la section d'écoulement ;

- Boissier faisait également remarquer qu'une étude fondée sur une seule observation par jour n'était pas satisfaisante, le taux de M.E.S. étant susceptible de varier considérablement en l'espace de quelques heures : lors des crues, il est donc nécessaire d'analyser l'évolution de la concentration en M.E.S. d'heure en heure.

Les critiques justifiées de Boissier, si elles remettent en question l'estimation de Baëff des volumes de fines transportées en suspension par les eaux de l'Arve, ne modifient en rien la qualité de son travail et la validité de son analyse de l'évolution saisonnière de la M.E.S. L'étude de Baëff est d'autant plus remarquable qu'excepté quelques données très partielles figurant dans la thèse de Carrel (1986, p. 51-52), aucune étude récente n'a été réalisée sur la charge en suspension de l'Arve et que ces chiffres sont les seules données dont l'on dispose.

2.2.2 : Le modèle saisonnier de l'évolution du taux de M.E.S.

L'évolution dans le temps du taux de M.E.S. est mise en évidence sur la figure 6.5 : sa variabilité est beaucoup plus forte que ne l'était celle de la concentration en matière dissoute. D'après Baëff, la grande amplitude de la courbe de la matière en suspension traduirait la forte torrencialité de la rivière. Le minimum se produit en hiver, abstraction faite des crues. L'augmentation au mois de mars se produit sous la forme d'une série de brusques sauts, chacun d'entre-eux étant simultanément d'une légère augmentation de débit. Il apparaît donc que les variations du taux de matière en suspension sont beaucoup plus sensibles que les changements de niveau. Dès le mois d'avril, la courbe de la M.E.S. est très mouvementée, fluctuant brutalement lors de tout accroissement même modéré du débit. Le taux de matière en suspension passe par un maximum saisonnier en août ; les hauts bassins versants cristallins fournissent une abondante farine glaciaire qui donne à la rivière sa teinte laiteuse caractéristique des hautes eaux estivales. La forte baisse de débit observée dès septembre est parfaitement reflétée par l'évolution de la M.E.S. qui suit un modèle identique. Cette décroissance progressive se poursuit jusqu'en décembre.

D'après de nombreux auteurs (Straub, 1935 ; Campbell et Bauder, 1940 ; Leopold et Maddock, 1953), la relation entre la charge en suspension et le débit s'exprime par une loi mathématique simple de type :

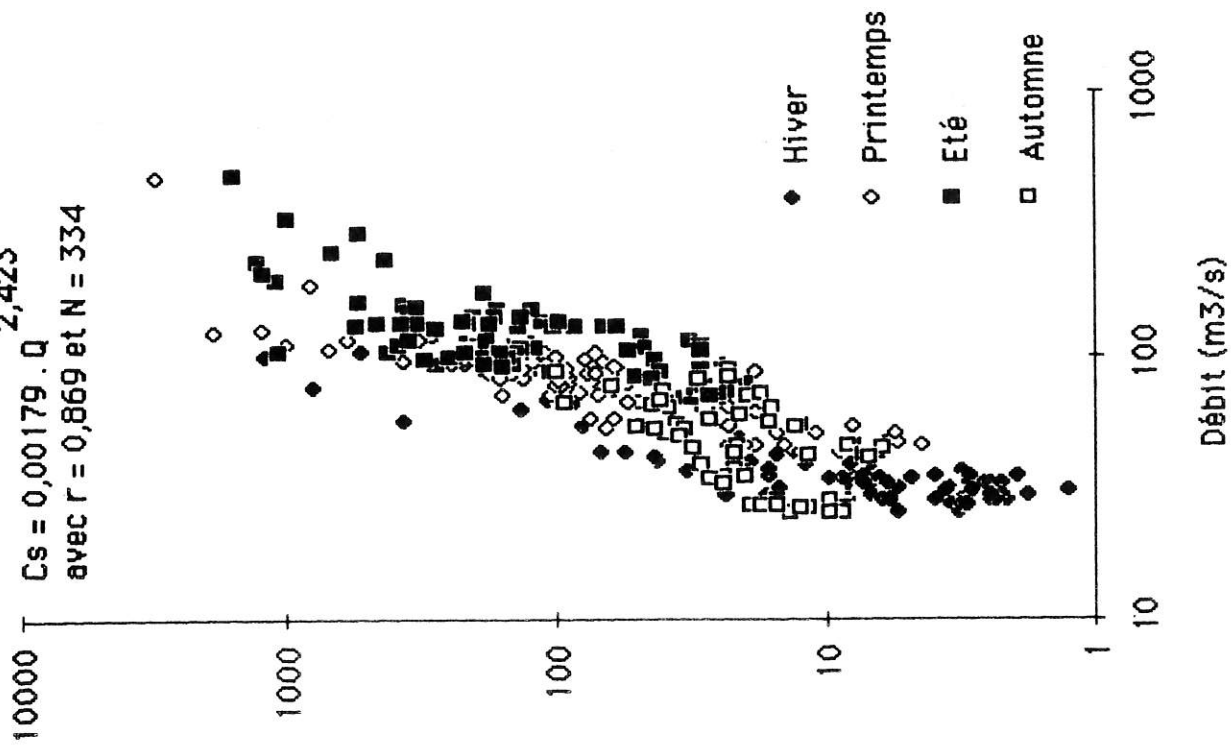
$$Q_s = a \cdot Q^b$$

avec Q_s : charge en suspension (kg/s);
 Q : débit liquide (m^3/s);
 a et b : constantes dérivées de la régression.

A

$C_s = 0,00179 \cdot Q^{2,423}$
 avec $r = 0,869$ et $N = 334$

M E S m g / l

**B**

M E S m g / l

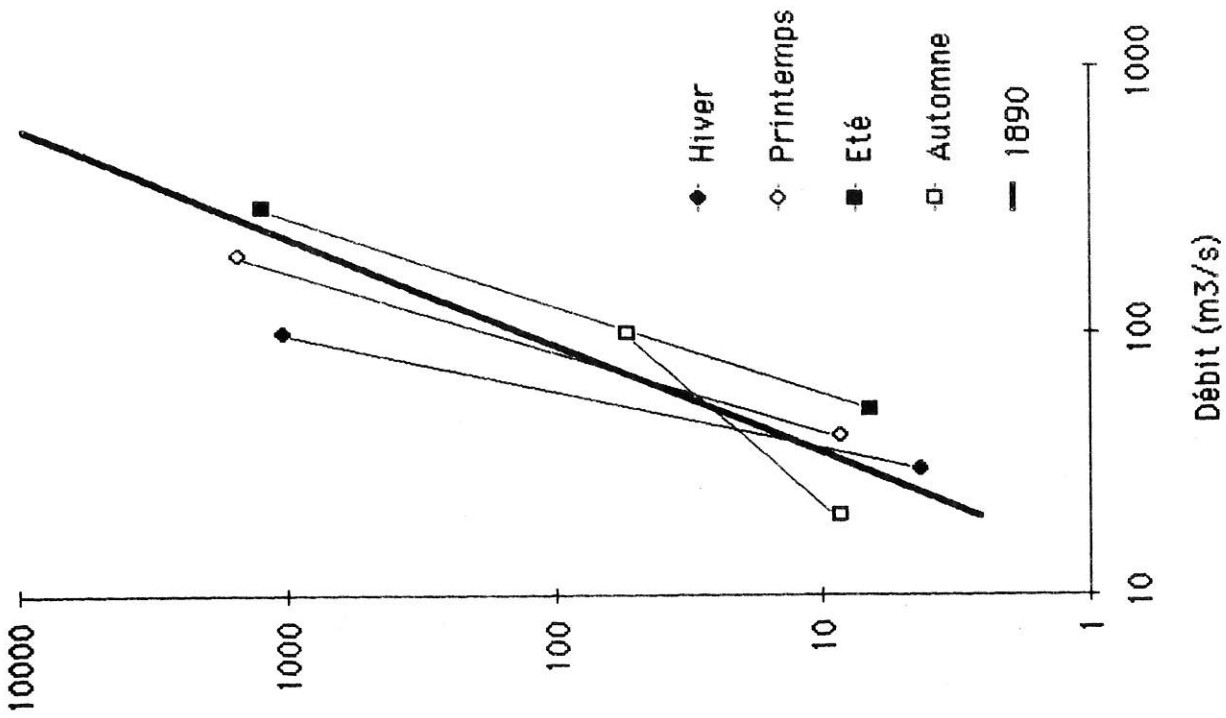


Figure 6.6 : Relations saisonnières et annuelle entre la concentration de la charge en suspension et le débit de l'Arve en 1890 (d'après les données de Baëff, 1891).

La validité de cette relation est remise en cause par Walling (1974) : il considère que la relation entre des variables indépendantes, tels que concentration de la suspension et débit est plus significative que celle liant la charge (produit du débit liquide et de la concentration de la suspension) et le débit. La liaison statistique entre le débit liquide et la concentration de la suspension apparaît sur la figure 6.6 A. Il s'agit d'une fonction puissance ayant pour expression :

$$C_s = 0,00179 \cdot Q^{2,423} \quad \text{avec } r = 0,869; \\ N = 334 \text{ mesures.}$$

La relation entre la concentration de la suspension et le débit met en évidence une large dispersion des mesures qui reflète de fortes disparités saisonnières (Figure 6.6 B) : pour un débit donné, la concentration en M.E.S. est plus forte en hiver qu'au printemps et en été. La courbe de l'automne ne sera pas discutée puisqu'elle a été tracée à partir de données incomplètes, les mesures n'ayant pas été effectuées pendant le mois d'octobre. Les régressions saisonnières ont été synthétisées dans le tableau 6.1. Des processus géomorphologiques complexes sont à l'origine de ces modèles saisonniers ; ils reflètent vraisemblablement l'influence de multiples facteurs, qu'il est difficile d'isoler dans le cadre d'une étude tirées de données vieilles d'un siècle. Néanmoins, on peut supposer que la capacité du lit à stocker la charge fine varie avec les saisons :

1) en hiver, les faibles débits, incapables de mettre en mouvement la charge fine de manière extensive, sont les plus fréquents. C'est essentiellement une période d'accumulation des sédiments transitant en suspension, interrompue par quelques rares accroissements de débit qui évacuent une partie du stock. La capacité de stockage des sédiments fins dans le lit mineur était d'autant plus efficace que la rivière tressait en 1890 ; toute évolution même légère du débit se traduisait par la mise en eau ou l'émersion de vastes surfaces qui sont autant d'aires de stockage de la charge fine. Les crues hivernales et les premières hausses du débit au printemps évacuaient les dépôts fins stockés dans le lit, d'où l'enregistrement de forts taux de M.E.S à cette période. Cellot et Bournaud (1984) ont fait des observations similaires sur le Haut-Rhône : ils notent de forts pics de M.E.S. au moment des premières hausses de débit après l'étiage ; ce phénomène de remise en suspension des sédiments fins serait davantage dû à un changement brutal d'amplitude du régime hydrologique qu'à la valeur intrinsèque des débits en cause.

Tableau 6.1 : Relations saisonnières entre la concentration de la suspension et le débit pendant l'année 1890 à Genève.

Période	Equation	Coefficient de corrélation	Nombre de mesures
Hiver	$C_{\text{susp.}} = 8,10 \cdot 10^{-7} \cdot Q^{4,558}$	0,888	90
Printemps	$C_{\text{susp.}} = 6,16 \cdot 10^{-5} \cdot Q^{3,219}$	0,885	91
Eté	$C_{\text{susp.}} = 2,90 \cdot 10^{-3} \cdot Q^{2,281}$	0,733	92
Automne	$C_{\text{susp.}} = 0,288 \cdot Q^{1,140}$	0,611	61
1890	$C_{\text{susp.}} = 1,79 \cdot 10^{-3} \cdot Q^{2,423}$	0,869	334

Note : Les mesures n'ont pas été effectuées pendant le mois d'octobre 1890.

2) au cours du printemps puis en été, la tendance s'inverse. Après le lessivage des aires de stockage lors des premières hausses de débit, le stock ne se reconstitue jamais aussi complètement que pendant l'étiage hivernal. Deux raisons essentielles peuvent expliquer ce phénomène : 1) les eaux constamment hautes sont capables en permanence d'évacuer la charge fine entrant dans le sous-système "plaine alluviale"; 2) l'inondation active des vastes surfaces occupées par le lit mineur réduit la capacité de stockage le long du chenal.

2.2.3 : L'effet des crues sur le taux de M.E.S.

Les crues se traduisent par un accroissement extrêmement brutal du taux de M.E.S (voir Figure 6.5). La concentration de surface record pour l'année 1890 fut enregistrée le 29 juin avec 3,106 g/l, alors que le débit était de 470m³/s, soit une crue quinquennale. Une nouvelle crue de période de retour identique se produisit le 31 août, mais la concentration de la M.E.S ne dépassait pas 1,603 g/l. Lorsque l'hydrogramme de crue est complexe et marqué par plusieurs maximum successifs, le pic de concentration en M.E.S se produit toujours lors du premier pic de crue. Cette observation est confirmée par Carrel (1986) : "une succession rapide de pics entraîne une baisse progressive des teneurs depuis la première phase ascendante jusqu'à la dernière et selon l'effet d'épuisement" (p. 51) ; l'importance du processus de stockage de la charge fine dans le lit fluvial s'en trouve confirmé.

Baëff (1891) a également remarqué sur l'Arve qu'il existait un décalage entre l'hydrogramme des crues et la courbe de la M.E.S : l'augmentation de la teneur en M.E.S. intervient de manière plus précoce que celle du débit ; de même, sa baisse est beaucoup plus rapide que celle du niveau de la rivière. De telles observations ont été confirmées et complétées par d'autres chercheurs : 1) Einstein, Anderson et Johnson (1940), étudiant la charge de la rivière Enoree, près de Greenville en Caroline du Sud démontrèrent la précocité du pic de M.E.S. par rapport au pic de débit (in Passaga, 1957, p. 1059-60) ; 2) sur la rivière Bighorn dans le Wyoming et le Montana, Heidel (1956) mit en évidence un transit plus rapide de l'onde de crue que de la vague de sédiments en suspension : dans la tête du bassin versant, le pic de M.E.S. se développait plus précocement que celui du débit ; la tendance s'inversait rapidement et se renforçait d'amont vers l'aval ; 3) Gilvear et Petts (1985) ont confirmé la migration plus lente de la charge en suspension par rapport à celle de l'onde de crue, lors de la vidange d'un réservoir hydroélectrique britannique. Il apparaît donc que **la précocité du pic de la charge en suspension sur l'Arve exprime son caractère juvénile de cours d'eau de tête de bassin versant.**

Les crues coïncident généralement avec des périodes de pluie intense qui favorisent l'entraînement des particules des sols par le ruissellement. Lors des crues, outre le phénomène de déstockage des dépôts fins sédimentés dans le lit mineur, il se produit de fortes entrées de charge fine dans le cours d'eau. Baëff (1891) explique le décalage entre les pics de débit et de M.E.S. comme suit : "la majeure partie de l'alluvion charriée vient du ruissellement superficiel ; (...) le sol de la contrée étant résistant, dès que la première pluie a enlevé la couche extérieure déjà préparée par l'atmosphère, les eaux s'écoulent ensuite sans enlever grand-chose. Il est évident que la quantité totale d'alluvion sera d'autant plus conséquente que la période de sécheresse et d'insolation qui a précédé a été plus longue" (p. 58).

La validité de cette analyse a été confirmée par Church (1972), lors d'une étude de dynamique fluviale réalisée sur les sandurs de l'île de Baffin, dans le Grand-Nord Canadien : de multiples paramètres susceptibles d'expliquer les variations des teneurs en M.E.S. ont été mesurés, tels le régime du changement de débit dans l'heure précédant l'échantillonnage, la conductivité de l'eau, sa température, le nombre de jours depuis la dernière pluie etc... Il apparaît que le facteur le plus significatif est la durée depuis la dernière pluie et que les précipitations et le ruissellement de

surface qui en résultent, influencent directement la fourniture en sédiments. A la surprise de l'auteur, il n'a pas été possible d'établir une corrélation entre le régime du changement de débit et le taux de M.E.S. ; elle n'aurait pas été détectée, la taille du cours d'eau étudié n'étant pas suffisante pour mettre en évidence le phénomène. Les résultats d'une telle étude montrent que sur une rivière de tête de bassin versant, il est vain de chercher à déterminer avec une bonne précision le volume des transports solides en suspension en fonction du seul paramètre débit. Les facteurs intervenant dans l'établissement d'un modèle annuel de l'évolution du taux de M.E.S. sont multiples et leur importance relative varie dans le temps. La relation directe entre le débit et la charge en suspension n'est possible que lorsque la source de cette charge est illimitée le long du chenal, sur les rives et les bancs du cours d'eau. Sur l'Arve, c'est lors des crues d'hiver et du début du printemps que cette condition est la mieux observée, après qu'une longue période de basses eaux ait favorisé le stockage des sédiments fins le long du chenal.

2.2.4 : Estimation des transports solides en suspension au début siècle.

Les travaux de Baëff (1891) et Boissier (1916) ont permis d'estimer les volumes annuels des apports solides en suspension à Genève au début du 20ème siècle (Tableau 6.2). Le calcul de Baëff a été corrigé par Collet (1916b) pour prendre en compte la détermination plus rigoureuse des débits par le Service Hydrographique Suisse, mais également le gradient de concentration en sédiment observé de bas en haut de la section d'écoulement. Un facteur correctif a été déterminé expérimentalement par Boissier, lors de l'étude de 16 crues intervenues au cours de l'année 1915 ; il a pour valeur 2,129 et a été appliqué aux mesures de 1890. Une étude plus récente de Bonnard et Bruschin (1970), effectuée sur trois cours d'eau suisses dont l'Arve à Genève, montre que la répartition des concentrations le long d'une verticale suit une loi exponentielle et que le coefficient correcteur est variable dans le temps. Un coefficient médian a été déterminé sur l'Arve, sur la base de 88 observations ; il a pour valeur :

$$C_m/C_s = 1,05 \text{ avec } C_m : \text{Concentration moyenne} \\ C_s : \text{Concentration en surface.}$$

Tableau 6.2 : Estimations de la charge de l'Arve à Genève.

	1890 d'après Baëff corrigé par Collet (1916)	1915 d'après Boissier
Débit annuel moyen :	75 m ³ /s (hydraulicité < normale)	104 m ³ /s (hydraulicité > normale)
Charge dissoute :	470 000 tonnes	-
Charge en suspension :	1 000 000 m ³	2 400 000 m ³
Charge de fond :	-	200 000 m ³

Nota : Les auteurs ont effectué la conversion des tonnes en m³ en utilisant une masse volumique des matériaux de 1,5 t/m³.

On observera la différence considérable qu'il existe entre le coefficient correctif de Boissier (1916) et celui de Bonnard et Bruschin (1970). Il n'est pas possible de porter un jugement sur la validité de l'un ou l'autre de ces coefficients, puisque l'on ne dispose d'aucun renseignement sur les conditions d'expérimentation, les débits au moment des mesures etc... Le coefficient de Bonnard et Bruschin semble a priori surprenant par sa très faible valeur. Au vu de ces remarques, les calculs des volumes transportés par la rivière, effectués par Baëff et Boissier et figurant dans le tableau 6.2 sont donc à prendre en compte avec circonspection.

3) LA CHARGE GRAVELEUSE DE L'ARVE A GENEVE ET SES IMPLICATIONS GEOMORPHOLOGIQUES.

3.1 : Les transports solides graveleux de l'Arve à Genève pendant la première moitié du 20ème siècle.

Les transports solides par charriage de l'Arve à Genève ont fait l'objet de plusieurs estimations, notamment lors de l'établissement des projets de construction de la retenue de Verbois, à cause du problème de colmatage que risquaient de poser ces matériaux. Dans tous les cas, les méthodes utilisées pour leur détermination sont peu claires, ce qui incite à regarder les chiffres avec une grande prudence :

1) Lugeon (1912) estimait les apports à $146\ 000\ \text{m}^3/\text{an}$ dont $60\ 000\ \text{m}^3$ étaient extraits par dragage ; ce chiffre était établi sur la base des déclarations d'un exploitant installé à la Jonction, au confluent de l'Arve et du Rhône ;

2) Collet (1916b) déterminait un volume de $200\ 000\ \text{m}^3$ pour l'année 1915, dont l'hydraulicité était supérieure à la normale. La méthode utilisée lors de cette évaluation n'est pas connue ;

3) Saugey (1930) sur la base d'un suivi de 33,5 années du colmatage du bief de l'usine de Chèvres, établie dans les gorges du Rhône à l'aval de la Jonction, estimait les apports graveleux au Rhône à $80\ 000\ \text{m}^3$ par an ; il était nécessaire d'ajouter aux dépôts $13\ 000\ \text{m}^3$ par an, extraits par dragage et la valeur inconnue de la charge transitant à l'aval du barrage (in Wilhelm, 1931).

La valeur des charriages de l'Arve au début du siècle est d'autant plus difficile à estimer que dans la traversée de Genève, le système fluvial était déjà fortement perturbé par les extractions de gravier (voir chapitre 3) : les volumes extraits dans le lit de l'Arve à Genève étaient estimés à $80\ 000\ \text{m}^3$ entre 1896 et 1930 ; ils atteignaient même $130\ 000\ \text{m}^3$ pour la seule année 1930. Il apparaît certain que de tels prélèvements perturbaient la stabilité du lit de la rivière : les estimations des apports graveleux au Rhône englobaient la charge naturelle provenant de l'Arve amont, à laquelle venait s'ajouter les matériaux locaux, stockés jusqu'alors dans le chenal et remis en mouvement par la déstabilisation du lit ; ainsi, il est fort possible que les transports solides par charriage à proximité de la confluence aient été nettement surévalués.

3.2 : La modification qualitative et quantitative des apports sédimentaires alimentant le Haut-Rhône.

L'étude rétrospective des flux sédimentaires alimentant le haut-Rhône à Genève a permis de dresser un état de la question pendant les premières décennies du 20ème siècle. On recherchera l'influence des changements géomorphologiques contemporains sur la dynamique des apports sédimentaires de l'Arve au haut-Rhône. Les données quantitatives permettant de démontrer un changement depuis 1950 font pour l'instant cruellement défaut ; pourtant, il apparaît être réel et profond.

3.2.1 : La modification du rapport charge en suspension/charriages.

A défaut de données quantitatives actuelles sur les transports solides par charriage et en suspension de l'Arve à Genève, il a été nécessaire de mener cette analyse de manière indirecte, à partir des observations effectuées sur les changements de la plaine alluviale de l'Arve. Il va sans dire qu'elle constitue plus une base de réflexion, qu'une véritable démonstration.

1) Le Service Régional pour l'Aménagement des Eaux a déterminé le volume total remanié dans chaque section de la plaine alluviale, entre le Fayet et le Pont de Bellecombe (S.R.A.E., rapport du Sous-Groupe "Arve", 11 déc. 1986). Les profils en long dressés à différentes époques et les quelques profils en travers existants ont été utilisés. Compte tenu d'une absence de connaissance des sections d'écoulement initiales, le calcul a été effectué de manière grossière. Les résultats sont cependant significatifs : il apparaît que dans certaines sections de la plaine alluviale, le volume total des extractions est très inférieur au volume déstocké lors de l'incision du cours d'eau. Ainsi, dans le bassin de Cluses, les volumes extraits ont été estimés à 2.10^6 m^3 , alors que le volume réellement remanié par la rivière serait supérieur à 4.10^6 m^3 . Cette différence pourrait provenir en partie d'une sous-estimation des quantités réellement extraites, ce qui est d'ailleurs probable compte tenu des difficultés que représente le contrôle des extractions. Elle signifie également qu'outre les prélèvements, un volume considérable de matériaux stockés dans le lit a été exporté vers l'aval, consécutivement à la déstabilisation du lit de la rivière. Une telle observation a été réalisée également sur le Fier en aval de Thônes (Sogreah, 1982). L'absence de sections en cours d'aggradation à l'aval du bassin de Cluses suggère que les matériaux déstockés ont été expulsés hors du sous-système "Arve". On a pu voir précédemment que l'une des particularités de la charge graveleuse est son transit relativement lent. L'absence de zones de sédimentation de la charge graveleuse indiquerait un transit très rapide des matériaux remaniés par l'Arve ; le déstockage se serait surtout produit au détriment des fractions granulométriques les plus fines qui parcourent très facilement de longues distances lors des crues, les graviers et galets déstabilisés étant piégés dans les zones d'extraction aval.

2) Les extractions installées sur le cours helvétique de l'Arve ont enregistré le changement : nombreuses et actives jusqu'en 1950, elles sont actuellement presque toutes arrêtées. Il apparaît qu'actuellement la nature des alluvions déposés par les crues est profondément modifiée : "elles ont passé des sables et graviers aux argiles et limons" (République et Canton de Genève, 1984). L'exploitation des graviers sur l'Arve helvétique a aujourd'hui pratiquement cessé, à l'exception de quelques dragages faiblement productifs.

Ces deux observations permettent une première conclusion partielle : il semble que depuis 1940, on observe une nette modification qualitative et quantitative des transports sédimentaires à la confluence Arve-Rhône. Il est probable que le rapport charge fine sur charge grossière a augmenté au cours des trente dernières années ; il serait provoqué par une augmentation des transports solides en suspension et une diminution des charriages.

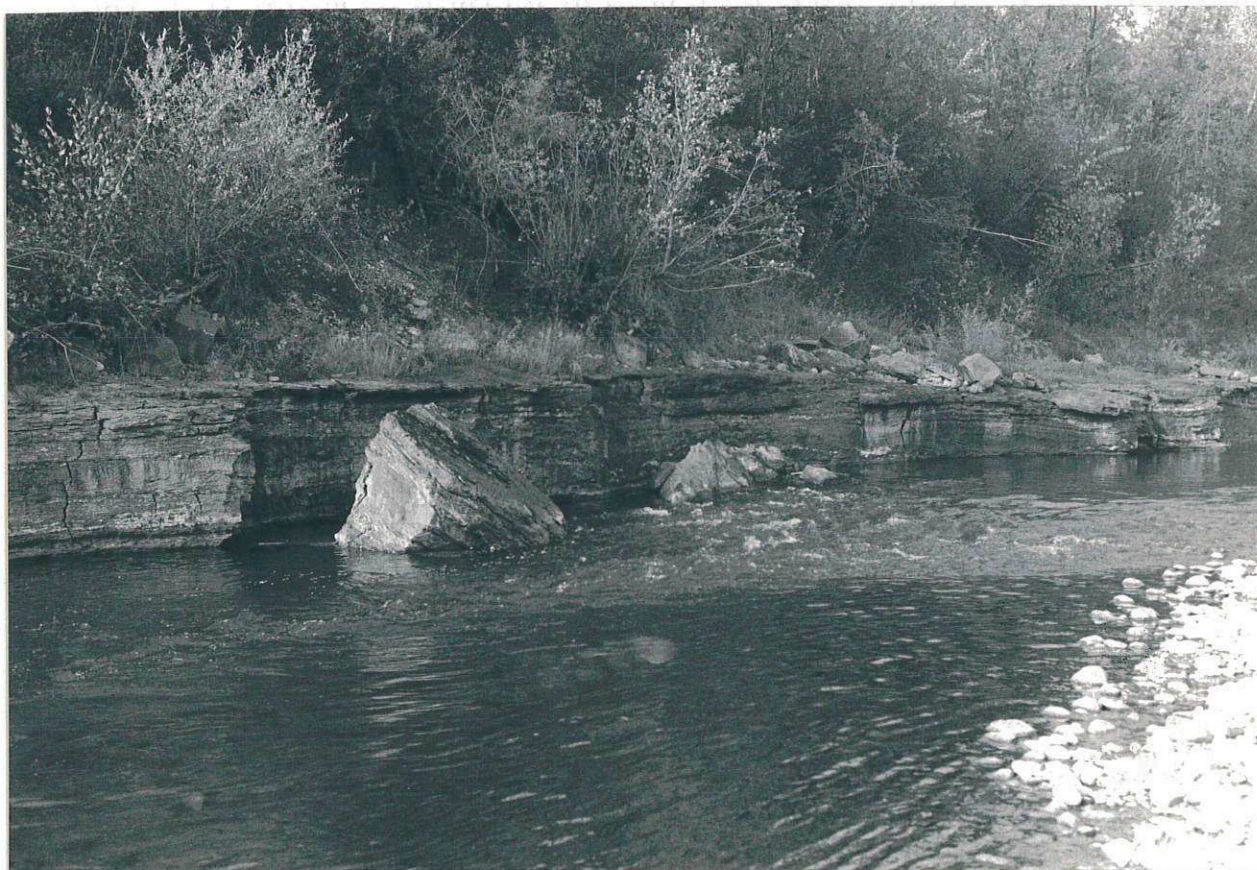


Figure 6.7 : Sapement et basculement des limons holocènes entaillés par l'Arve dans le bassin de Cluses (photographie de l'auteur).

3.2.2 : Les causes du changement.

Les causes du changement de la dynamique contemporaine des sédiments à Genève sont multiples :

1) l'incision du chenal de l'Arve dans toutes les sections de sa plaine alluviale s'est traduite par la modification simultanée des charriages et de la charge fine :

- les graviers et galets stockés dans le lit ont été déstabilisés par l'incision et remobilisés par la rivière. La plupart d'entre-eux a été à nouveau piégée dans les souilles des extractions aval et prélevée. Il en est résulté un déficit d'alimentation graveleuse du confluent Arve-Rhône

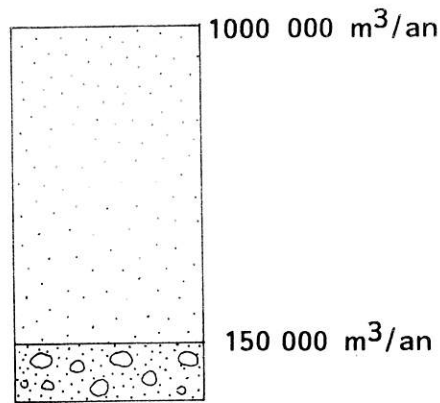
- les dépôts fins de la taille des sables et limons transitant en suspension, également déstabilisés par l'incision, n'ont pas été piégés dans les zones d'extraction aval ; leur transport aisé a favorisé leur transit rapide jusqu'à la zone de confluence. L'origine des matériaux fins est double : 1) ils proviennent pour partie de la matrice sableuse des formations graveleuses composant les premiers mètres du remblaiement alluvial, qui a échappé en partie aux prélèvements; 2) ils sont issus de l'entaille des formations sablo-limoneuses holocènes sous-jacentes qui constituent aujourd'hui le lit de la rivière dans le bassin de cluses : la forte valeur du déstockage dans cette section de la plaine alluviale en est la preuve irréfutable. Les formations fines holocènes sont incisées par la rivière et sapées en pied (Figure 6.7) ; elles basculent par paquets dans le chenal, sont transportées sur de courtes distances sous la forme de galets d'argiles, puis rapidement désagrégées et remises en suspension.

2) L'incision a fortement réduit la surface inondable sur la plupart des sections de la plaine alluviale. Les différents rapports d'hydraulique du bureau d'étude Sogreah montrent qu'excepté dans une partie du bassin de Contamine sur Arve, la crue centennale ne submerge plus le lit majeur, transformée en une terrasse insubmersible. La contraction des écoulements, la diminution de la surface et de la fréquence de submersion de la plaine d'inondation ont réduit la capacité de stockage des fines dans le lit majeur ; elles transitent intégralement, sans qu'aucun piégeage à long terme ne soit possible, jusqu'à la jonction avec le Rhône. La capacité de stockage en fine de la plaine inondable est loin d'être négligeable : sur certaines îles du Rhône colonisées par la chênaie, Pautou *et al.* (1979) observent des épaisseurs de limon dépassant 1,40 mètres et allant même jusqu'à un maximum de 3 mètres ; l'exhaussement se produirait à un rythme pouvant atteindre 1 mètre par siècle.

3) Le rejet des eaux de lavage des matériaux d'extraction a probablement favorisé l'augmentation de la turbidité des eaux de l'Arve.

4) Les flux sédimentaires fournis par les affluents montagnards de l'Arve ont également été altérés par les perturbations et aménagements anthropiques.

En définitive, outre d'éventuels changements naturels de la composition de la charge sédimentaire de l'Arve à Genève, qui ne sont pas repérables, il apparaît que la conjonction de multiples facteurs d'origine anthropique, sur les affluents de l'Arve, comme sur le cours d'eau lui-même atteste une profonde modification du rapport charge fine sur charge grossière de l'Arve (Figure 6.8). Il semble incontestable que les transits graveleux ont très fortement diminué depuis le début du 20ème siècle ; il n'est par contre actuellement pas possible de dire avec précision si la charge sédimentaire fine a augmenté ou diminué pendant cette même période, les données dont l'on dispose étant contradictoires : il est probable que la meilleure stabilité des pentes en partie d'origine anthropique (reboisement, diminution des pressions agro-pastorales) ait favorisé une nette diminution des apports sédimentaires fins ; la reprise en charge de la matrice des graves



charge alluviale de l'Arve
au début du siècle
à Genève

$$\frac{\text{charge de fond}}{\text{charge en suspension (1920)}} = 0,15$$

$$\frac{\text{charge de fond}}{\text{charge en suspension (1987)}} = ?$$

Changements anthropiques	Suspension	Charge de fond	fond/suspension
Flux montagnards			
- Correction R.T.M. ; abandon de la montagne	-	--	-
- Barrages hydroélectriques	- ?	--	-
Changements de la plaine alluviale			
- Remaniements consécutifs aux extractions			
Matrice des graves.	+	-	-
Formations fines holocènes.	+	0	-
- Réduction du champ d'inondation	+	0	-
Evolution globale de la charge	?	-	-

$$\frac{\text{charge de fond}}{\text{charge en suspension (1987)}} < 0,15$$

Figure 6.8 : Modification contemporaine de la charge alluviale de l'Arve à Genève, en réponse aux perturbations anthropiques.

déstockées par l'incision contemporaine ou des formations fines holocènes sous-jacentes a fourni une nouvelle charge à l'Arve. Ces observations de la modification de la charge de l'Arve sont similaires à celles de Bravard (1987a, p. 317-321) : les aménagements multiples du haut-Rhône (endiguement submersible, blocage sédimentaire par les barrages) et une meilleure protection des bassins, semblent être à l'origine d'un affinement de la charge du Rhône.

3.3 : Les variations holocènes de la fourniture graveleuse au confluent Arve-Rhône, à travers les fluctuations des niveaux du Léman.

Si l'étude des flux sédimentaires graveleux de l'Arve à Genève montre d'importants changements en l'espace d'un siècle, il apparaît également qu'ils ont subi des fluctuations multiples au cours de l'Holocène. On montrera que les niveaux du Léman sont un bon indicateur de l'activité des charriages de l'Arve sur son cône alluvial.

3.3.1 : Etat de la question.

Les niveaux du lac Léman ont fait l'objet de plusieurs publications à ce jour. Des reconstitutions successives fondées sur l'étude des terrasses bordant le lac, de multiples sites archéologiques lacustres et des datations absolues ont été développées. Gangloff (1970), reprenant les observations de Jayet (1956), note la présence de deux systèmes de terrasses lacustres tardiglaciaires : la première, indiquant un lac à la cote d'altitude 408 mètres remonterait encore à la phase froide du Tardiglaciaire, comme en témoigne la flore retrouvée dans les dépôts ; la seconde correspond à une nappe lacustre à la cote de 382 mètres, soit environ 10 mètres au dessus du lac actuel. La faune lacustre présente dans ce niveau serait typique de l'Alleröd (11 800 - 10 800 B.P.), ce qu'a confirmé ultérieurement une datation radiocarbone (11 000 B.P. ± 80) (Magny et Olive, 1981). Olive (1972), puis Magny et Olive (1981) reconstituent les niveaux du lac Léman à l'Holocène (Figure 6.10). Ils déterminent toute une série de fluctuations dont l'amplitude atteint 9 mètres : après une phase de forte régression, le lac est à la cote 369 mètres au Boréal ; les niveaux lacustres, mal connus à l'Atlantique, subissent une série de transgressions et régressions au Sub-boréal et Sub-Atlantique. Peu de documents existent sur de possibles fluctuations historiques du plan d'eau avant le contrôle de l'émissaire : Forel (1892-1904) évoque la possibilité de régressions en s'appuyant sur l'existence d'anciennes carrières aujourd'hui immergées et la position profonde des caves de vieilles maisons bordant le lac.

Jusqu'à une date récente, l'explication des variations holocènes du niveau du lac Léman demeurait essentiellement climatique : Olive et Magny (1981) indiquent "que le niveau des lacs subalpins transcrit les fluctuations climatiques d'ordre pluri-séculaires, dont les crues marquent à merveille la périodisation". Pour ces auteurs, c'est le bilan hydrologique de la cuvette lémanique qui peut expliquer les variations du niveau lacustre :

1) les transgressions du Bronze moyen, de l'Hallstatt et de l'époque gallo-romaine seraient dues à un renforcement des influences océaniques. Olive et Magny les corrélient aux poussées glaciaires mises en évidence en haute-montagne à ces mêmes périodes. L'analyse des causes de la modeste poussée glaciaire, observée surtout depuis 1970 sur de nombreux glaciers alpins, montre qu'effectivement elle proviendrait d'un léger renforcement de la tendance océanique du climat (Corbel, 1963 ; Bozonnet, 1981). Il semble cependant prématuré de relier de manière directe les fluctuations lacustres et les variations glaciaires, d'autant qu'il apparaît que les glaciers "sont des enregistreurs très sensibles" (Gaudet, 1973, p. 359) ; "ils disposent d'un véritable pouvoir grossissant" et "l'effet glaciaire est particulièrement spectaculaire par rapport à sa cause climatique" (Le Roy Ladurie, 1967, p. 77-78) ;

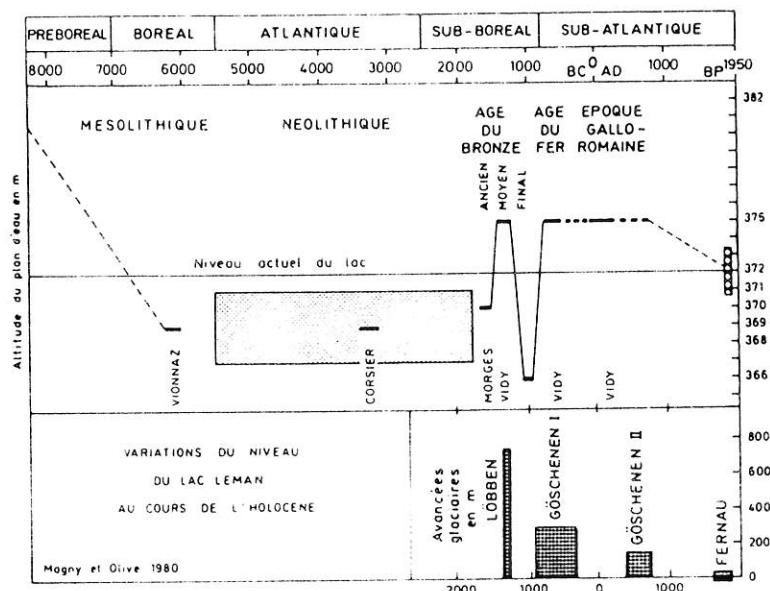


Figure 6.9 : Les niveaux du Léman à l'holocène (d'après Magny et Olive, 1981).

2) les régressions du Néolithique, du Bronze ancien et du Bronze final proviendraient d'un assèchement du climat, dû à des influences continentales beaucoup plus marquées. Le lac Léman entre les cotes 369 et 366 mètres aurait été dépourvu d'émissaire, la totalité des apports du bassin versant étant évacuée par évapotranspiration.

L'image d'un Rhône tantôt uniquement alimenté par les apports hydriques de l'Arve, puis quelques siècles plus tard délivrant un débit de $700 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'émissaire, tel qu'il a été modélisé par Magny et Olive, est peu satisfaisante pour l'esprit ! A la suite de Bravard, "il semble préférable d'expliquer la variation des niveaux du Léman par un contrôle exercé à l'émissaire" (1987a, p. 39). Ce processus n'est d'ailleurs pas unique, puisque l'exhaussement progressif de la plaine alluviale du Rhône en Chautagne au cours de l'Holocène a provoqué une hausse de niveau du lac du Bourget, par contrôle amont (Bravard, 1981). Une étude récente des fluctuations lacustres a permis de préciser l'évolution du site et d'identifier sept phases majeures depuis le Néolithique final (Magny et Richard, 1985) : si la tendance globale est une transgression lacustre, des fluctuations mineures de la cote moyenne du plan d'eau ont été repérées, exprimant le caractère complexe de cette évolution. Les auteurs reconnaissent la tendance générale à l'exhaussement du Rhône, comme processus explicatif de l'élévation du niveau du lac Léman. Ils expliquent les variations mineures du niveau lacustre, comme étant le résultat des fluctuations climatiques ; cependant, celles-ci ne sont pas démontrées par l'analyse pollinique. Tout au long de notre étude, on a insisté sur la possibilité de fluctuations altitudinales rapides du plancher alluvial. Si effectivement elles peuvent résulter de la modification de facteurs extrinsèques au système fluvial, comme par exemple le climat, elle peuvent également provenir d'ajustements intrinsèques de la dynamique fluviale, en réponse à un déséquilibre géomorphologique temporaire.

3.3.2 : Le contrôle de l'Arve sur les niveaux du lac Léman.

Les observations nécessaires à la démonstration de l'existence du processus de contrôle aval par l'Arve sur le lac Léman étaient réunies par Colladon, dès 1874. Il nous a semblé utile de présenter ce texte oublié et de reprendre en détail la démarche de l'auteur.

Les travaux de construction du Grand-Théâtre de Genève sur la partie aval du cône de déjection holocène de l'Arve "ont mis à nu un vaste banc de gravier qui offre un grand intérêt,

parce qu'il semble pouvoir fournir des indications assez précises sur deux faits intéressants pour Genève, à savoir : la démonstration d'un ancien confluent de l'Arve et du Rhône, un peu en amont de la Coulouvrenière et la hauteur probable du lac Léman, dans les siècles qui ont précédé ou suivi de près la domination romaine" (Colladon, 1874). L'abondance des débris siliceux composés de quartz transparents ou laiteux attestait de l'origine arviennaise des dépôts. Le banc graveleux d'une épaisseur de 2,10 à 2,50 mètres recouvrait un vaste banc d'argile à surface sensiblement horizontale. La présence "de brique romaine à bords usés ou arrondis et un petit morceau de fer entièrement oxydé paraissant provenir d'une grosse tête de clou" a été notée au sommet de la stratification.

L'altitude du sommet du banc dépassait de 1,42 mètre le niveau moyen du lac défini par le Général Dufour en 1844. Forel (1892-1904) donne la cote du lac en 1844 : 371,89 mètres. Ainsi, il apparaît que le niveau supérieur du banc probablement gallo-romain était à la cote 373,31 mètres. Laissons le soin à Colladon de conclure "qu'à l'époque à laquelle ces graviers formaient le lit de la rivière d'Arve, l'eau de cette rivière était plus élevée que l'eau actuelle du lac". La synthèse des découvertes archéologiques à Genève et sur le cône de déjection de l'Arve a montré que "dans l'Antiquité, le lac était plus étendu, le fleuve plus large et moins profond et que l'Arve formait, à Plainpalais, un delta aux nombreux bras" (Broise, 1970, p. 80). Le style tressé de l'Arve sur son cône alluvial est le modèle géomorphologique typique d'une rivière fortement active et en cours d'exhaussement. Ces différentes remarques permettent d'affirmer que l'Arve contrôlait le niveau du lac Léman gallo-romain.

Cette démonstration permet d'envisager une généralisation du processus de contrôle aval du niveau du Léman par le cône alluvial de l'Arve à toute la durée de l'Holocène. Sa validité semble renforcée par le caractère extrêmement brutal des fluctuations de niveau qui se sont succédées à un rythme rapide, comme l'ont montré Magny et Olive. Comme on l'a déjà exprimé à de multiples reprises, l'évolution du plancher alluvial est contrôlée par l'équilibre entre les flux hydriques et les transports solides graveleux, tous deux susceptibles d'évoluer indépendamment l'un de l'autre :

1) les périodes de forts apports sédimentaires graveleux se sont traduites par un exhaussement du cône et une transgression du Léman au Bronze moyen, à l'Hallstatt et à l'époque gallo-romaine ;

2) les périodes de déficit d'apport graveleux ont provoqué l'incision du chenal de l'Arve et une régression lacustre au Néolithique, au Bronze ancien et au Bronze final. La cote minimale du lac Léman était fixée par le niveau du seuil molassique de Vernier, situé 7 kilomètres à l'aval de Genève, soit à l'altitude de 365 mètres (Olive, 1972).

Les fluctuations de niveau du cône de déjection de l'Arve et indirectement du lac Léman peuvent exprimer des modifications climatiques : il y a alors intervention d'un facteur extrinsèque contrôlant l'activité morphogénique sur le cône. Dans ce cas, il n'y a pas forcément simultanéité entre l'instant où se produit le changement climatique et la date d'une recrudescence de l'activité de la dynamique fluviale sur le cône, à cause du temps de réponse résultant du transit à faible vitesse de la charge graveleuse; ce décalage peut être de plusieurs siècles. Ajoutons enfin qu'une recrudescence d'activité de la dynamique fluviale sur le cône peut être indépendante du climat : le dépassement d'un seuil de stabilité interne au système (par exemple le facteur pente, sous l'effet d'un lent exhaussement de la vallée alluviale) provoque des ajustements extrêmement brutaux, caractérisés par une activité morphogénique intense.

On le voit, l'explication de l'évolution du niveau du lac Léman et probablement d'un bon nombre de lac subalpins est complexe ; elle fait appel à des phénomènes multiples, difficiles à

isoler dans l'état actuel de la recherche. Une explication uniquement climatique des phases de transgression et de régression lacustre pêche par sa trop grande simplification. Sur le plan méthodologique, il est important de signaler que les progrès de l'analyse des fluctuations lacustres du Léman passe nécessairement par une étude de la paléodynamique de l'Arve sur son cône de déjection ; elle permettrait éventuellement de déterminer des phases lacustres complémentaires. La réciproque est bien entendu vraie, toute détermination de nouveaux stades lacustres serait l'indice de variations de l'activité morphogénique de l'Arve à Genève, d'où la nécessité de travaux interdisciplinaires.

4) CONCLUSION.

1) L'analyse des travaux sur les transports solides de l'Arve à Genève, au début du 20ème siècle, a permis d'étudier la dynamique de la matière dissoute et de la matière en suspension : 1) l'existence de fortes variations saisonnières de la teneur en matériaux dissouts a été démontrée. A débit égal, elle est nettement plus forte en automne qu'au printemps et reflète l'influence prépondérante des apports souterrains ou météoriques ; les concentrations sont minimales en hiver et passent par un maximum en été, en relation avec la plus ou moins forte dilution imposée par le débit ; 2) la teneur des eaux en M.E.S. est également liée au débit. Cependant, il est apparu que d'autres facteurs intervenaient fortement, comme par exemple le processus de stockage de la charge fine dans le lit pendant la période d'étiage. Ainsi, les crues hivernales ou les premières hausses printanières du débit provoquent une purge sédimentaire annuelle du système fluvial ; cette observation est également valable à l'échelle d'une série de crues rapprochées, le premier pic de l'hydrogramme étant associé au pic de M.E.S ; la M.E.S. diminue progressivement lors des crues suivantes, par épuisement du stock disponible dans le lit.

2) Les estimations des transports de matière dissoute, de matière en suspension et de la charge de fond ont été présentées et discutées. La validité des dernières en tant qu'indicateur des transports solides avant impact est mise en doute, du fait que l'Arve à Genève était déjà à cette époque un cours d'eau profondément déséquilibré par les interventions anthropiques : les extractions de gravier intensives dans le lit de l'Arve à Genève ont probablement favorisé d'importants remaniements sédimentaires et une surestimation des volumes transportés par charriage. De nombreux indices permettent d'affirmer que la charge alluviale a subi un profond changement depuis une cinquantaine d'années : les apports graveleux, piégés dans les sections amont de la plaine alluviale subissant les extractions, ont pratiquement cessé. L'incertitude demeure sur une augmentation ou une diminution des apports sédimentaires fins : les apports montagnards ont diminué depuis le début du 20ème siècle ; par contre, les récents remaniements résultant de l'incision de l'Arve ont favorisé le déstockage d'une quantité considérable de fines (matrice des graves ; formations fines holocènes).

3) L'étude des niveaux du lac Léman à l'Holocène démontrent de multiples et rapides variations de la cote du plan d'eau. Il est apparu que ces variations indiquent probablement les principales phases d'exhaussement et d'incision de l'Arve sur son cône de déjection, en rapport avec les fluctuations temporelles des apports sédimentaires graveleux. En effet, une nouvelle lecture des études archéologiques effectuées à la fin du 19ème siècle sur le cône de l'Arve a démontré que la rivière exerçait un processus de contrôle aval sur les niveaux du lac Léman. Ainsi, une meilleure connaissance des fluctuations lacustres nécessite l'étude de la paléodynamique de l'Arve sur son cône de déjection.

Chapitre 7 :

ETUDE DE LA SEDIMENTATION DANS LA RETENUE DE VERBOIS.

1) INTRODUCTION.

1.1 : Problématique et objectifs de l'étude.

La récente publication de l'UNESCO (1986) sur les "méthodes de calcul de la sédimentation dans les lacs et réservoirs" montre à quel point la gestion des sédiments est un problème mondial, en particulier dans les régions à climat aride et soumises à de fortes pressions agrico-pastorales. En France, le problème se pose de manière très forte sur les réservoirs alpestres et plus particulièrement dans les bassins versants des Alpes du Sud, soumis à d'intenses processus d'érosion : l'exemple de la sédimentation dans la retenue du Sautet et les problèmes que posent les transports solides considérables sur le haut-Drac l'ont récemment mis en évidence (Vivian et Thomas, 1982) ; la thèse de géologie de Sikirdji (1982) sur l'envasement de la retenue du Chambon sur la Romanche en constitue un second exemple. La gestion des sédiments nécessite que l'on travaille non seulement sur la protection des pentes contre les érosions, mais également sur les possibilités de désenvasement des retenues hydroélectriques : le rapport de l'UNESCO (1986), l'article de Keller et Bouchard (1986) étudient les processus de sédimentation dans les retenues hydroélectriques et recensent les différentes techniques de gestion des sédiments qui s'y sont accumulés : parmi celles-ci, la mise en oeuvre de chasses périodiques, afin de rétablir partiellement la capacité des réservoirs sont des pratiques courantes sur beaucoup de barrages alpestres. Les nuisances engendrées par les vidanges dépassent le cadre des simples lâchures de sédiments fins ; en fait, c'est une grande partie de l'hydrosystème qui est fortement perturbée. Bravard, (1987b, p. 375-380) synthétise différentes études effectuées par les biologistes lors des vidanges du haut-Rhône : la remise en suspension de la matière organique stockée en milieu réducteur dans les retenues provoque une baisse sensible de la qualité des eaux se manifestant par une chute de la teneur en oxygène dissout et une forte augmentation des teneurs en azote ammoniacal ; les vidanges triennales, responsables d'une forte mortalité des jeunes poissons, affectent la pyramide des âges de la population piscicole etc...

Cette étude a pour objectif de présenter l'évolution de la sédimentation dans la retenue de Verbois, sous un double aspect quantitatif et qualitatif. La presque totalité des sédiments colmatant la retenue de Verbois provient du bassin versant de l'Arve. En effet, les eaux du haut-Rhône décantées dans le lac Léman sont parfaitement claires. Elles ont très probablement instauré un état d'équilibre du lit de l'émissaire du Léman, similaire à ce qui a pu être observé à l'aval des grands ouvrages hydro-électriques après quelques décennies d'exploitation : la concentration de blocs dépassant la compétence de l'écoulement au fond du chenal a constitué un pavage hydraulique qui maintient la stabilité du profil en long. L'étude que l'on va présenter est composée de deux parties complémentaires :

- dans un premier temps, on décrira la géométrie du réservoir et présentera le suivi des sections d'écoulement qui permet l'évaluation des volumes sédimentés dans la retenue et l'évolution de son colmatage. Le maintien de la capacité du réservoir nécessite des opérations de chasses triennales : les procédures mises en oeuvre seront décrites et le transit des sédiments pendant les chasses sera analysé. Une étude de l'évolution du colmatage de la retenue entre 1944 et 1984, d'après les données fournies par les gestionnaires du barrage de Verbois, terminera cette partie ;

- une investigation sédimentologique a été effectuée en juin 1987, au cours de la dernière campagne de chasse. Elle avait pour objectif d'acquies une meilleure connaissance des matériaux sédimentés dans le réservoir de Verbois et des processus ayant permis leur dépôt. On présentera d'abord la méthodologie développée pour l'acquisition de la donnée puis décrira les résultats de l'étude.

1.2 : La retenue de Verbois.

La retenue de Verbois, d'un volume initial de 15 millions de m³, s'étend du confluent de l'Arve et du Rhône situé à Genève, jusqu'au barrage lui-même, 12 kilomètres à l'aval (Figure 7.1). Situé entièrement en territoire suisse, c'est le premier des huit grands barrages équipant le haut-Rhône, en amont de Lyon. Les travaux de construction débutèrent en 1938 et la centrale hydro-électrique fut mise en service en 1944. Le niveau statique de la retenue est calé sur la cote d'altitude 369,15 mètres, ce qui autorise une chute maximum de 20,80 mètres. Le barrage est équipé de huit vannes, superposées quatre à quatre, permettant d'évacuer un débit maximum de 2800m³/s (Figure 7.2). Située à côté du barrage, l'usine abrite quatre groupes composés de turbines *Kaplan-Charmilles* à axe vertical, permettant le court-circuitage d'un débit maximum de 510 m³/s. La production d'électricité annuelle moyenne atteint 400 millions de kWh (Services Industriels de Genève, 1944).

L'actuel barrage de Verbois ne fut pas le premier à être édifié en aval de Genève, puisque dès 1896 fut construite l'usine hydro-électrique de Chèvres, située 5 kilomètres plus en amont. Elle fonctionna jusqu'à la mise en eau de la retenue de Verbois en 1942. L'exploitation de l'usine de Chèvres fit rapidement apparaître le problème de l'alluvionnement, réduisant la capacité du réservoir. Celui-ci rendait nécessaire d'effectuer des chasses régulières, afin de curer la retenue ; les exploitants pratiquèrent dix-huit chasses pendant les 34 années d'exploitation (Cohen et Bruschin, 1987). Elles permirent d'acquies une première expérience et de tester l'efficacité d'une large gamme de débits et de durées.

2) LA SEDIMENTATION DANS LA RETENUE DE VERBOIS ENTRE 1944 ET 1984.

2.1 : Description de la géométrie du réservoir.

Dès la jonction de l'émissaire du Léman avec l'Arve, la géométrie de la retenue est contrôlée par la géomorphologie : le Rhône postglaciaire a profondément incisé son lit dans les formations quaternaires et le tracé du fleuve, en tout cas dans la partie amont de la retenue, est fortement sinueux, comme le mettent en évidence plusieurs méandres de vallée (Figure 7.1). Dans ce parcours encaissé, la molasse tertiaire affleure à de multiples endroits et témoigne de la vigueur de l'incision rhodanienne.

La pente de la ligne d'eau du Rhône avant les aménagements hydro-électriques n'est pas connue avec précision. Cependant, un levé sommaire établi avant les aménagements a permis d'identifier quatre sections nettement individualisées (Tableau 7.1). Jusqu'à l'emplacement de l'ancienne usine de Chèvres, la largeur moyenne de la retenue pleine est d'environ 100 mètres. Au delà de ce point et malgré quelques contractions locales des écoulements, le réservoir s'élargit progressivement jusqu'à atteindre un maximum de près de 400 mètres au niveau du barrage (Figure 7.3). On peut supposer a priori que cette géométrie aura des conséquences directes sur la dynamique des dépôts.

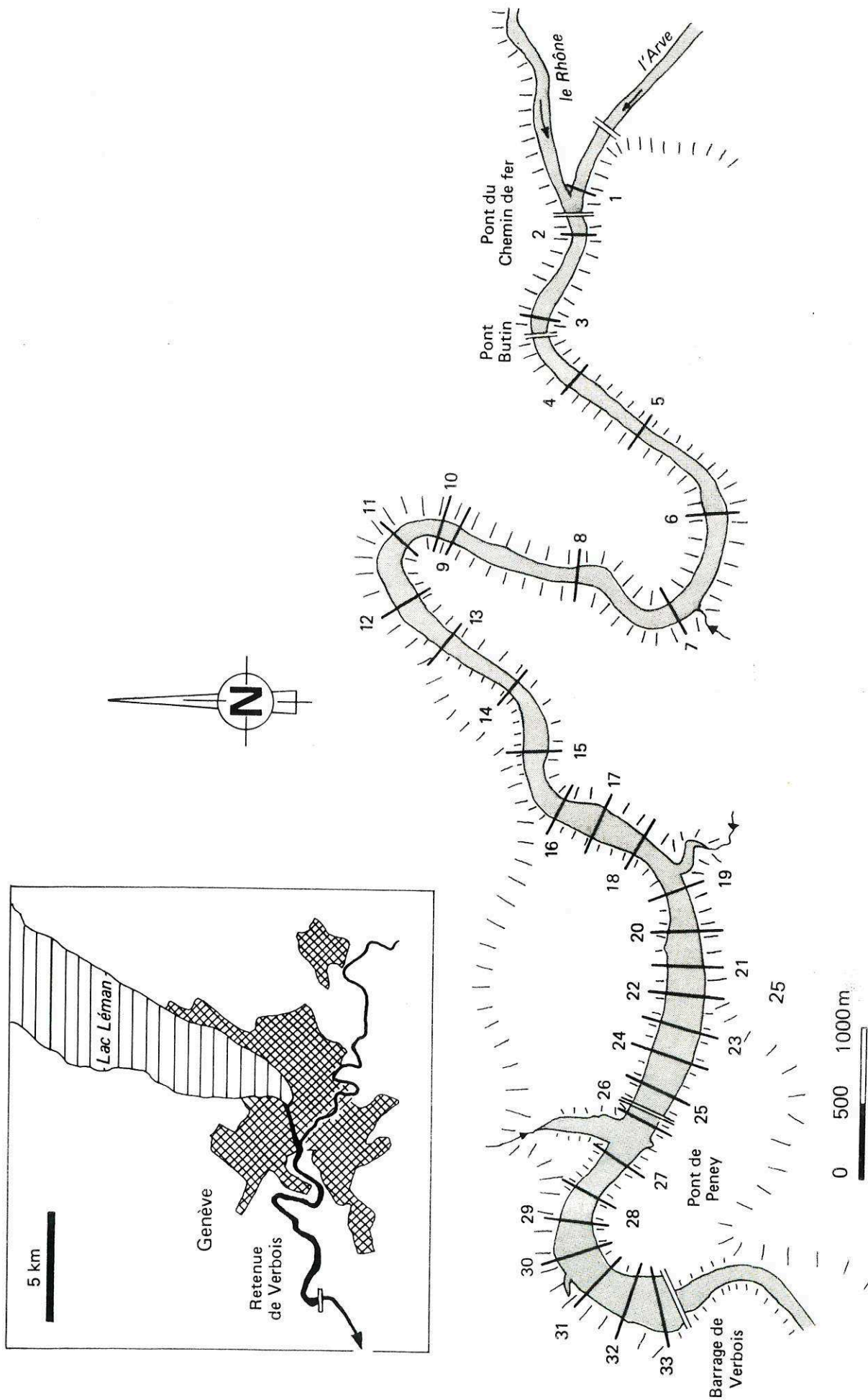


Figure 7.1 : Localisation de la retenue de Verbois et position des transects régulièrement suivis par les exploitants.



Figure 7.2 : Vue aval des vannes du barrage de Verbois (photographie de l'auteur).

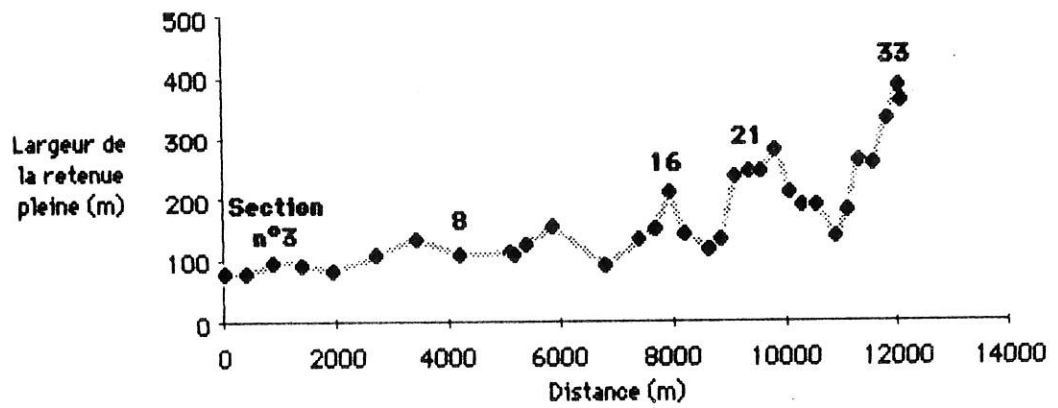


Figure 7.3 : Evolution amont-aval de la largeur de la retenue pleine.

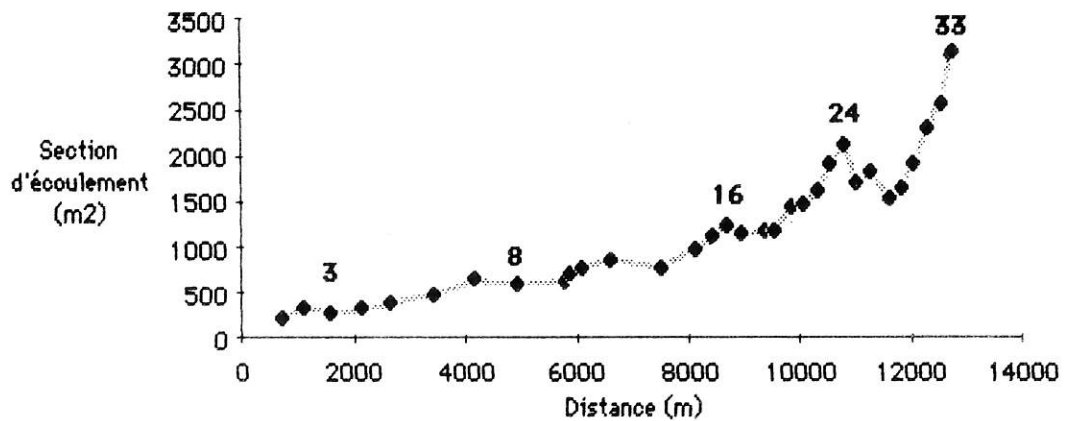


Figure 7.4 : Evolution amont-aval des sections d'écoulement, après la mise en eau définitive de la retenue en 1944.

Tableau 7.1 : Pentes du Rhône, de la Jonction au barrage de Verbois. Source : Wilhelm (1931)

Tronçons	Distance (m)	Pente
De la Jonction au profil 6.	2701	0,00022
Du profil 6 au profil 14.	4113	0,00139
Du profil 14 au profil 21	2289	0,00328
Du profil 21 au barrage	2996	0,00192

Les sections d'écoulement sont connues puisqu'un suivi bathymétrique est effectué par les exploitants suisses, avant et après chaque chasse depuis 1944. A l'origine trente-quatre transects ont été définis, distants en moyenne d'environ 500 mètres dans la partie amont de la retenue et de 250 mètres dans sa partie aval, beaucoup plus large (Figure 7.1). Ce suivi détaillée de la zone aval exprime probablement le souci que causait ce tronçon aux concepteurs de l'ouvrage. Par la suite, le profil 13 a été abandonné. Jusqu'en 1965, les mesures ont été effectuées à l'aide d'un câble tendu et d'un fil à plomb ; après cette date, les transects ont été relevés à l'aide d'un échosondeur. D'après Bruschin (1987), les différentes procédures de mesure des sections d'écoulement utilisées pendant les 40 dernières années, le manque de pratique dû à une utilisation peu fréquente du matériel et la multiplicité des observateurs affecteraient de manière non négligeable les résultats des mesures. La figure 7.4 met en évidence l'évolution amont-aval de la géométrie initiale, après la mise en eau définitive de la retenue en 1944 : elle augmente d'abord lentement et régulièrement dans le tronçon amont encaissé, puis très brutalement lorsque le lit est plus large, suivant un modèle similaire à celui de la largeur de la retenue pleine.

L'exploitation des levées bathymétriques des trente-trois sections d'étude a permis de déterminer les volumes annuels moyens fournis par l'Arve entre deux chasses sur la période 1944-1984 (Figure 7.5) : le volume total de matériaux sédimentés dans la retenue depuis la mise en service de l'usine atteint $17,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, soit plus que la capacité initiale de la retenue ; cela représente un volume annuel moyen de $442\,000 \text{ m}^3$. Il apparaît que ce dépôt est 2,5 à 6 fois inférieur aux estimations du début du siècle (voir Tableau 6.2). Trois phénomènes pourraient expliquer cette différence : 1) les calculs effectués au début du siècle seraient erronés, les volumes transitant en suspension ayant été fortement surestimés ; 2) une fraction importante de la charge en suspension transiterait en période de fonctionnement normal de la retenue. Lors des crues, période où la concentration en M.E.S. est élevée, les vannes de surface du barrage sont ouvertes afin d'évacuer l'écoulement dépassant le débit d'armement de l'usine ; 3) comme on l'a déjà développé, les transports solides auraient globalement diminué depuis le début du siècle, en liaison avec une meilleure stabilité des versants provoquant une baisse des apports alimentant l'Arve ; de plus, les récents impacts anthropiques sur les transports solides graveleux ont largement perturbé les volumes charriés.

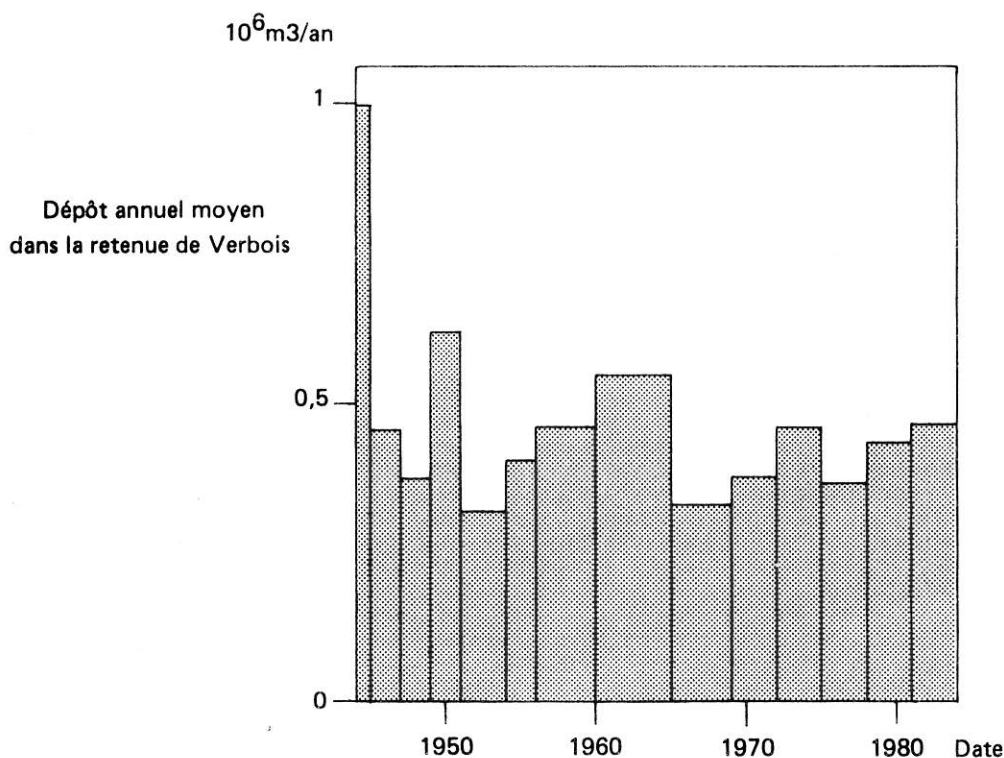


Figure 7.5 : Sédimentation annuelle moyenne dans la retenue de Verbois entre 1944 et 1984 (d'après les données de Cohen et Bruschin, 1987).

Aucune corrélation n'a pu être mise en évidence entre le volume annuel moyen sédimenté dans la retenue entre deux chasses et l'hydraulicité de l'Arve pendant ces 40 dernières années, ni avec le nombre de journées écoulant des débits de valeur donnée (100, 150, 200, 400 m³/s). Cela signifie probablement que le mode de gestion de la retenue en période de fonctionnement normal et en crue masque les fluctuations inter-annuelles de la charge alluviale issue du bassin de l'Arve. Sur un plan pratique, dans l'hypothèse où une fraction importante de la charge en suspension transiterait à l'aval la retenue, il apparaît que les levés bathymétriques effectués dans le réservoir de Verbois ne permettent pas de quantifier les volumes des transports solides sortant du sous-système "Arve".

2.2 : Le mode de gestion du réservoir : les chasses de la retenue de Verbois.

Pour faire face à l'intense alluvionnement et éviter une trop grande perte de capacité de la retenue, les exploitants sont contraints de procéder à des chasses de désengrèvement périodiques. L'élévation des lignes d'eau de l'Arve et du Rhône à la Jonction les rend également nécessaires, afin de prévenir le risque d'inondation des bas-quartiers de la ville de Genève, en cas de crue simultanée de la rivière et de l'émissaire du Léman (Giuliani et Garraud, 1982). Les exploitants procèdent donc à des chasses d'eau périodiques ayant pour but de mobiliser les sédiments accumulés dans la retenue et d'abaisser la ligne d'eau dans la zone de confluence. Leur fréquence fut pendant une première période non définie : jusqu'en 1965, elle varia entre un et cinq ans ; depuis cette date, elle a été fixée à trois ans. Cette périodicité apparaît comme la plus raisonnable sur le plan des critères économiques, d'exploitation et de pollution ; du point de vue de la production électrique, elle entraîne une perte financière de l'ordre de 300 000 francs suisses (Cohen ; S.R.A.E Rhône-Alpes, rapport du Sous-Groupe "Arve", 14 nov. 1985). Les chasses sont

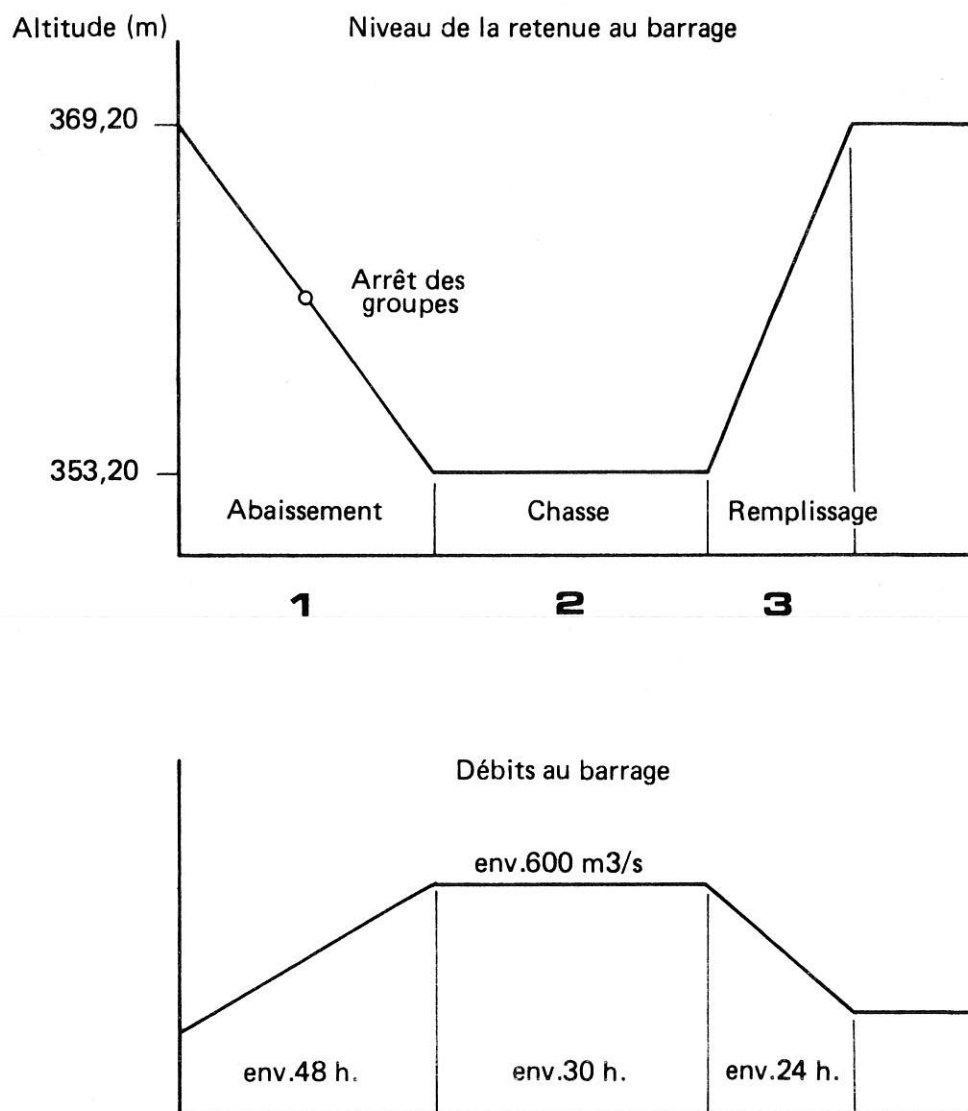


Figure 7.6 : Représentation schématique des procédures de chasse à Verbois (Source : Cohen et Bruschin, 1987).

programmées dans le courant du mois de juin : avant cette date, aucune réserve hydrique ne peut être constituée, le lac Léman étant soumis au régime saisonnier d'abaissement des eaux ; après cette date, les orages et la fonte des neiges rendent le contrôle des débits trop hasardeux (Cohen et Bruschin, 1987).

2.2.1: Le déroulement des chasses.

Les procédures mises en oeuvre lors des chasses sont présentées sur la figure 7.6 :

1) on abaisse progressivement le niveau de la retenue par ouverture des vannes de surface, puis de fond. La vitesse d'abaissement est un paramètre important de la vidange, car il conditionne l'effondrement et le fluage des talus d'alluvions formés sur les berges. On ne cherche pas à les évacuer, car ils ne constituent pas une gêne pour l'exploitation de la retenue ; par contre, ils provoquent de sévères pics des taux de matière en suspension à l'aval du barrage, dramatiques pour la survie de la faune piscicole. La durée de la phase d'abaissement était en 1984 de 36 heures, elle a été augmentée à 48 heures en 1987, pour encore mieux intégrer ce phénomène ;

2) La seconde étape de la vidange consiste à effectuer la chasse proprement dite en complétant les apports hydriques de l'Arve par une ouverture des rideaux contrôlant le niveau du lac Léman, jusqu'à une concurrence de $600 \text{ m}^3/\text{s}$; ce débit est suffisant pour engendrer des contraintes d'entraînement susceptibles de remettre en mouvement les matériaux les plus grossiers sédimentés dans la retenue.

La définition du débit de chasse optimal de $600 \text{ m}^3/\text{s}$ a fait l'objet d'un consensus avec la Compagnie Nationale du Rhône : sur les ouvrages récents du haut-Rhône, la C.N.R. est contrainte, pour des raisons écologiques, d'évacuer les flux de chasse uniquement par le canal de dérivation et l'usine hydroélectrique ; ceux-ci ne peuvent écouler un débit supérieur à $750 \text{ m}^3/\text{s}$ et le fleuve, avant d'atteindre la première retenue de ce type (Chautagne), reçoit encore les apports des Usses et du Fier, ainsi que de plusieurs petits affluents jurassiens et locaux. Ce débit de $600 \text{ m}^3/\text{s}$ constitue donc une limite supérieure. Son dépassement peut provoquer l'interruption du programme de vidange établi par la C.N.R. et remettre en cause la possibilité d'une décantation progressive des matériaux issus de Verbois sur l'ensemble du haut-Rhône. Cette décantation progressive permet d'éviter la sédimentation brutale des matériaux de chasse dans les retenues et leur colmatage à cours terme.

Le lac Léman est utilisé comme réservoir permettant d'accumuler assez d'eau pour compléter les apports de l'Arve (Figure 7.7). Cependant, il ne constitue pas une réserve illimitée, puisque la tranche d'eau utilisable, fixée par la réglementation draconienne des niveaux du Léman, ne dépasse pas 4 centimètres, soit un volume de 100 millions de m^3 . Le contrôle du débit de chasse à Verbois est extrêmement difficile dans la mesure où l'on ne maîtrise pas le régime de l'Arve ; la rivière est susceptible de connaître des crues soudaines, d'autant plus que l'écoulement de juin alimenté par la fonte nivale est déjà élevé. En juin 1987, les exploitants ont eu à faire face à une situation sans précédent depuis l'aménagement du haut-Rhône français : durant la vidange, il s'est produit une crue du Léman concomitante d'une crue quinquennale de l'Arve ; un débit instantané dépassant $950 \text{ m}^3/\text{s}$ a été enregistré à Verbois et s'est maintenu supérieur à $800 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant la quasi-totalité de l'opération de chasse. Cela a nécessité l'interruption du programme de vidange des ouvrages du Haut-Rhône français, consistant à les rendre "transparents" aux flux sédimentaires fins. Le respect des consignes de chasses et en particulier l'interdiction de faire transiter les eaux fortement chargées en M.E.S. dans les anciens lits du Rhône court-circuités a nécessité la fermeture du barrage de Génissiat : 57 % des matériaux fins lâchés par Verbois, qu'une première estimation de la C.N.R. évalue à $1,55 \cdot 10^6$ tonnes, se seraient décantés dans le réservoir ; 27% des dépôts remis en suspension se sont déposés dans les retenues des ouvrages hydro-électriques

situés à l'aval du barrage de Génissiat ; 16 % ont transité au travers des ouvrages (C.N.R., rapport préliminaire de la chasse de juin 1987) ;

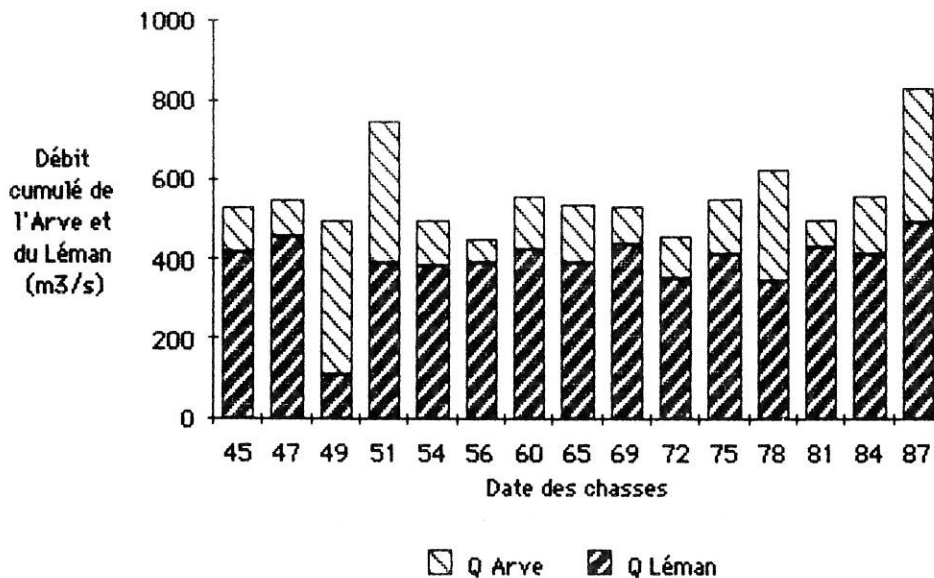


Figure 7.7 : Débits respectifs de l'Arve et du lac Léman lors des 15 chasses de la retenue de Verbois.

3) la dernière phase de la chasse de Verbois consiste à remplir la retenue. La remontée de l'eau jusqu'à la cote d'exploitation de 369,15 mètres est beaucoup plus rapide que l'abaissement du niveau. Elle est effectuée en 24 heures et n'est ralentie que par la nécessité de fournir à l'aval un débit minimal susceptible de satisfaire les besoins des usagers.

2.2.2 : Le transit des sédiments pendant la chasse.

Le modèle de la mise en mouvement de la charge en suspension est représenté sur la figure 7.8. Elle met en évidence l'évolution de la concentration de la M.E.S durant la chasse de juin 1984. Deux pics de concentration extrêmement élevés ont été observés : le premier s'est produit en cours d'abaissement de la retenue, au moment de l'ouverture des vannes de fond, alors que le débit encore faible ne permettait pas une bonne dilution ; le second est apparu lors de l'établissement du débit de chasse et s'est poursuivi pendant les premières heures de curage de la retenue. En juin 1987, le premier maximum n'a pas été observé, probablement à cause d'une meilleure gestion de l'abaissement de la retenue ; des concentrations de M.E.S. de 27,3 g/l ont cependant été enregistrées par la C.N.R., à la frontière franco-suisse (C.N.R., rapport préliminaire de la chasse de juin 1987). A titre de comparaison, le taux de M.E.S. mesuré à la surface de l'Arve n'aurait pas dépassé 5 g/l, lors d'une très forte crue le 3 octobre 1888 (Baëff, 1891). Les chasses constituent donc une perturbation artificielle extrême du milieu fluvial, sans commune mesure avec les phénomènes naturels en phase de crue.

L'ensemble des dépôts sédimentés dans la retenue alimente la charge mise en suspension lors des chasses. Cependant, il ressort d'une étude effectuée en 1975 par le Laboratoire d'Hydraulique

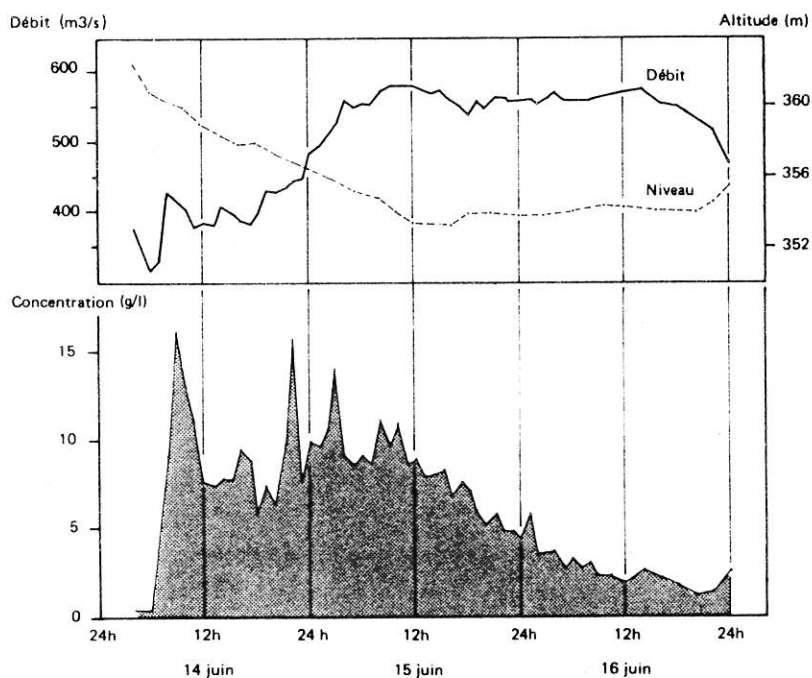


Figure 7.8 : Evolution dans le temps de la concentration de la M.E.S., lors de la chasse de 1984 (Source : Institut d'Hygiène de Genève, 1984).

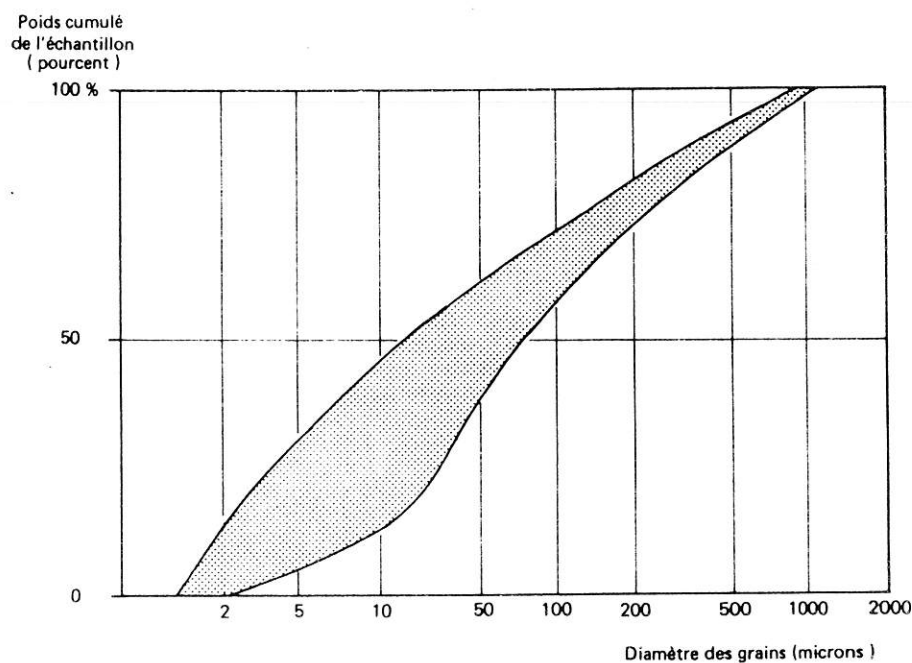
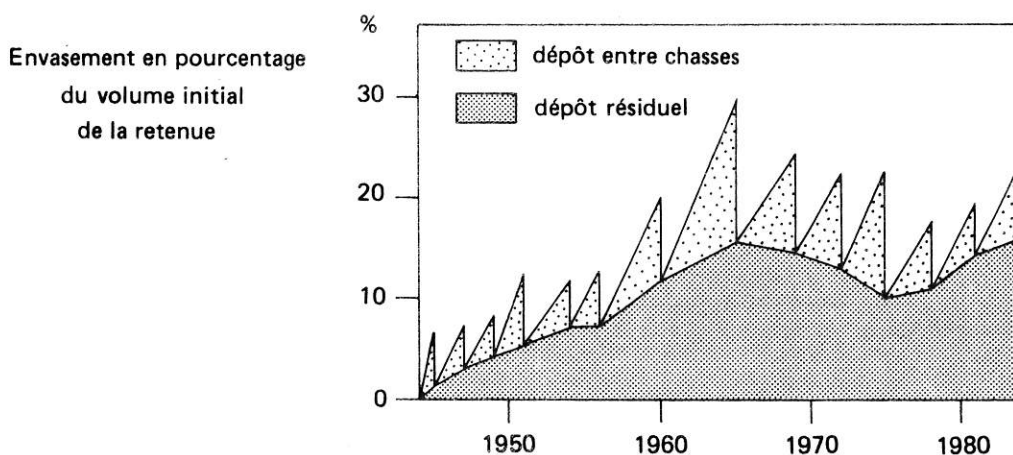


Figure 7.9 : Granulométrie des sédiments en suspension pendant la chasse de juin 1984 (Source : Bruschin, 1975).

de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (Bruschin, 1975), que la concentration de la M.E.S. augmente fortement sur les derniers kilomètres aval du réservoir ; dans ce tronçon, la forte largeur de la retenue a favorisé le dépôt en masse des sédiments fins. Les transports "par paquets" sont fréquents comme cela avait pu être constaté lors des prélèvements dans des conduites transparentes. Les analyses granulométriques pratiquées sur la charge en suspension à l'aval du barrage de Verbois montrent que la turbulence est suffisante pour remettre des sables grossiers en suspension, jusque dans les tranches d'eau supérieures de l'écoulement (Figure 7.9) : les prélèvements ont été effectués à une profondeur maximum de 1 mètre, par prise d'eau orientable et au moyen de pompes fonctionnant pendant 10 minutes toutes les deux heures. Le tri des matériaux est faible comme le montre la pente réduite du fuseau granulométrique ; elle reflète la large étendue granulométrique des sédiments transitant en suspension. A l'aval, l'analyse des matériaux déposés sur les berges du haut-Rhône après les chasses a démontré que la texture des dépôts était typique d'une sédimentation dans un réservoir et qu'ils différaient très fortement des sédiments traditionnellement déposés par les crues du fleuve (Salvador, 1985a). Aucune étude n'a été effectuée à ce jour sur la charge de fond : d'après les exploitants, des galets de taille décimétrique transiteraient lors des chasses. Ils provoquent l'exhaussement du lit à l'aval du barrage. Cependant, il semble douteux qu'ils proviennent exclusivement de l'Arve, les transits de la charge graveleuse, dramatiquement perturbés par les extractions de gravier sur l'Arve suisse et française, étant très amoindris depuis la création du barrage. Ils proviennent probablement d'une reprise en charge des sédiments du lit, lors d'érosions se produisant en période de chasse.

2.3 : L'alluvionnement dans la retenue de Verbois entre 1944 et 1984.

La synthèse de l'évolution du colmatage de la retenue de Verbois après 40 années d'exploitation vient d'être effectuée par les gestionnaires du barrage (Cohen et Bruschin, 1987, Bruschin, 1987). On présentera les principaux résultats acquis lors de cette étude. De plus, des observations complémentaires ont été réalisées, à partir des données figurant dans le rapport d'étude et dont on a assuré le traitement, mais également à partir de données complémentaires que nous ont obligeamment fourni les exploitants.



**Figure 7.10 : Colmatage de la retenue de Verbois entre 1944 et 1984
(Source : Cohen et Bruschin, 1987).**

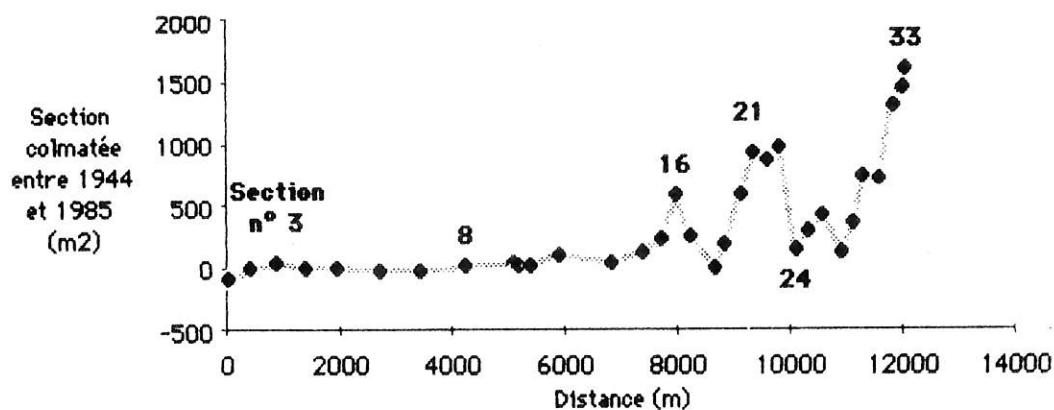


Figure 7.11 : Evolution amont-aval du comblement de la retenue de Verbois entre 1944 et 1984 (d'après les données de Cohen et Bruschin, 1987).

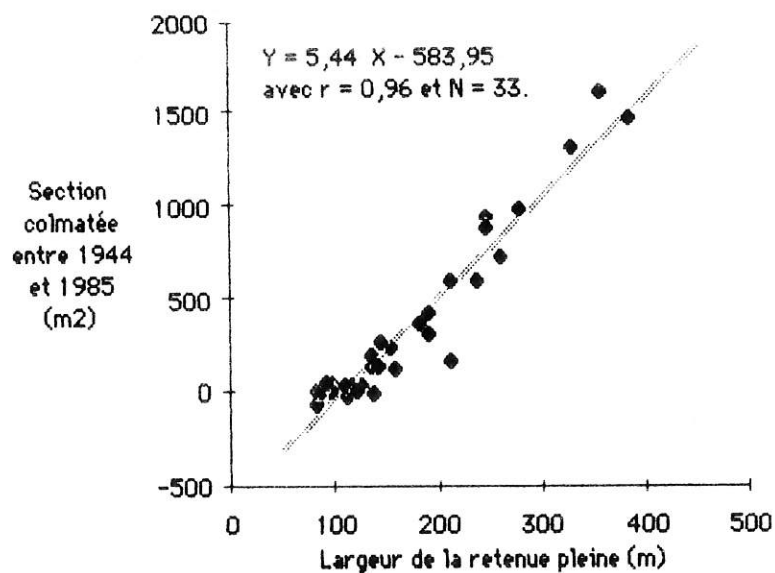


Figure 7.12 : Relation liant la diminution de la section d'écoulement entre 1944 et 1984, et la largeur de la retenue pleine (d'après les données de Cohen et Bruschin, 1987).

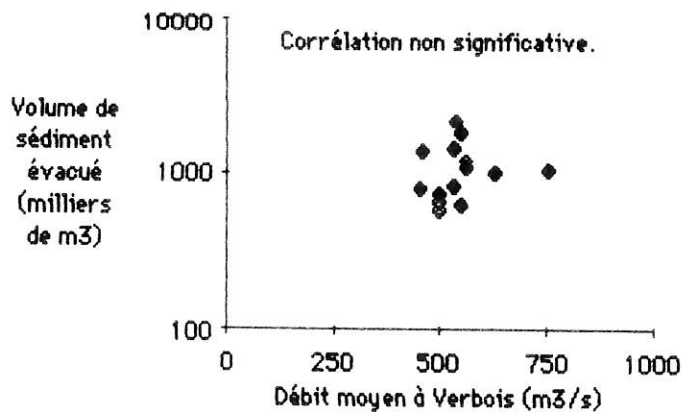
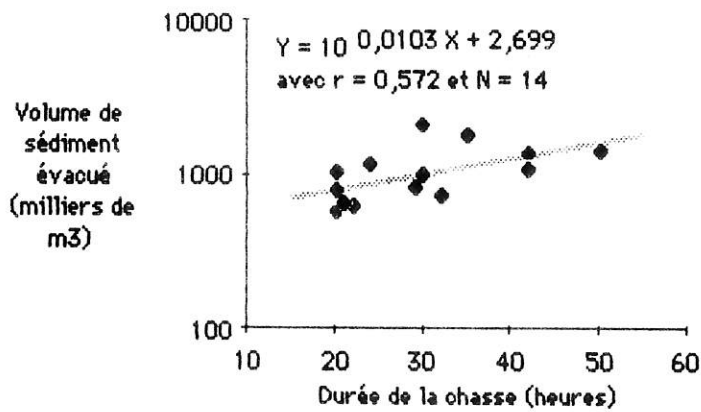
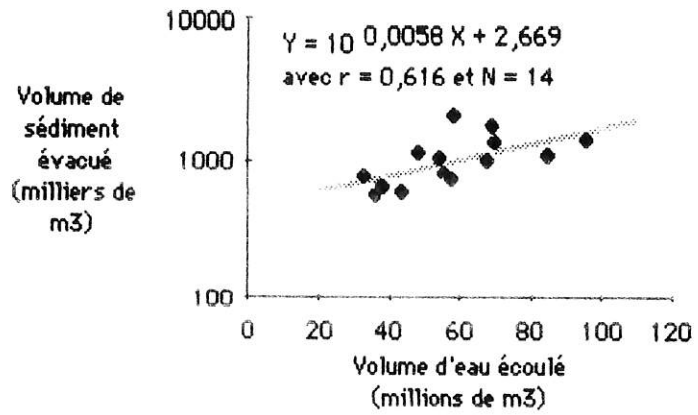


Figure 7.13 : Relations liant le volume des sédiments évacués au volume d'eau écoulé pendant la chasse, à sa durée et au débit moyen (d'après les données de Cohen et Bruschin, 1987).

L'évolution globale du colmatage de la retenue sur la période 1944-1984 est représentée sur la figure 7.10. Le taux maximum d'envasement a été atteint en 1965, avec une perte de 30,25 % de la capacité initiale de la retenue, soit environ 4,5 millions de m^3 . Si l'on analyse l'évolution du dépôt résiduel, après évacuation d'une partie des matériaux par les chasses, deux phases successives peuvent être repérées : 1) une tendance continue à l'accumulation entre 1944 et 1965, jusqu'à un envasement résiduel maximum de 15 % du volume initial de la retenue, les chasses n'étant pas capables d'évacuer la totalité des dépôts sédimentaires; 2) puis, entre 1965 et 1984, une période d'oscillation autour de ce qui semble être une situation d'équilibre, correspondant à une perte moyenne de volume de 12 à 15 %. Bruschin (1987) montre qu'à partir de 1965, une série de chasses surefficaces a permis le décolmatage partiel de la retenue, sans qu'aucune explication valable puisse être retenue. La stabilisation du colmatage autour d'une valeur d'équilibre depuis un vingtaine d'années pourrait également provenir d'une amélioration de la gestion du réservoir, en phase de turbinage comme en phase de chasse, bien que pour cette dernière aucune modification majeure de la procédure n'ait été réalisée (Cohen ; S.R.A.E Rhône-Alpes, rapport du Sous-Groupe "Arve", 14 nov. 1985).

L'évolution amont-aval du colmatage de la retenue est mise en évidence sur la figure 7.11. On a comparé les 33 sections initiales établies en 1944 et le dernier levé bathymétrique, postérieur à la vidange de 1984 (mars et juin 1985); cela a permis de déterminer la section colmatée à cette date sur chacun des transects régulièrement suivis. La partie amont du réservoir, fortement encaissée, n'a subi qu'une évolution mineure pendant cette période. Les plus fortes diminutions de section se sont produites à l'aval de l'ancienne usine de Chèvres, suivant un modèle similaire à celui de la largeur de la retenue pleine (voir Figure 7.3). La bonne corrélation existant entre la valeur de la section colmatée entre 1944 et 1985 et la largeur maximale de chaque transect étudié démontre le contrôle de la géométrie du réservoir sur la sédimentation (Figure 7.12). Les dépôts se sont produits préférentiellement dans la convexité des méandres ou de part et d'autre du chenal, dans les tronçons rectilignes. Si leur développement demeure mineur dans la partie amont de la retenue, il en est tout autrement dès son élargissement et le taux de colmatage de certaines sections atteint jusqu'à 35 % de la surface mouillée initiale.

De l'analyse des données recueillies sur les chasses, il résulte que leur succès ne dépend pas de l'intervalle de temps qui les sépare. Leur efficacité "semble dépendre beaucoup plus fortement de l'importance des dépôts résiduels dans la retenue que de tout autre facteur. Les chasses consécutives à une plus longue période d'accumulation se chargeront de rétablir l'équilibre temporairement rompu" (Cohen et Bruschin, 1987). Bruschin (1987, p. 284) note que "le dépassement d'un seuil d'envasement de 30% semble avoir déclenché une réaction en chaîne par une série de chasses surefficaces, qui ont ramené en 10 ans le taux d'envasement résiduel à environ 10%" (voir Figure 7.10).

L'analyse des chiffres fournis par les gestionnaires de Verbois a permis de mettre en évidence l'existence d'une liaison statistique médiocre entre le volume de sédiment évacué et le volume d'eau écoulé pendant la chasse, mais également sa durée (Figure 7.13). Ces corrélations sont significatives avec un risque d'erreur respectif de 2 et 5 %. Ces relations ne sont plus valables pour un volume écoulé supérieur à 100 millions de m^3 et une durée de chasse excédant 50 heures. En effet, on a déjà signalé que, malgré le maintien d'un débit constant voisin de 600 m^3/s en juin 1984, un tarissement progressif du stock sédimentaire fin se produisait dès la trentième heure de chasse ; la concentration en matière en suspension était minimale au bout de 48 heures et demeurait ensuite constante (voir Figure 7.8). Aucune corrélation n'a été trouvée entre le volume de sédiment évacué et le débit moyen écoulé pendant la chasse, mesuré à Verbois. Ce dernier a toujours été compris entre 450 et 750 m^3/s , lors des quatorze vidanges analysées dans l'étude de Cohen et Bruschin (1987), le débit recommandé étant de 600 m^3/s .



Figure 7.14 : Vues des plages de dépôt comblant la retenue de Verbois, lors de la chasse de juin 1984 (photographies : J.-P. Bravard).

Si, comme on a pu le voir, l'aspect quantitatif du colmatage de la retenue de Verbois et son évolution sont actuellement bien connus, grâce à la synthèse des mesures recueillies lors de quatorze campagnes de chasse, il n'en est pas de même pour la nature des dépôts, aucune investigation sédimentologique n'ayant été effectuée avant 1987. C'est une telle étude que l'on a entrepris, profitant de la vidange de juin 1987 pour accéder aux plages de dépôts.

3) ETUDE EXPERIMENTALE DE LA DYNAMIQUE DES SEDIMENTS FINS DANS LA RETENUE DE VERBOIS.

3.1 : Les objectifs de l'étude.

Si de très nombreuses références bibliographiques concernent les changements de la dynamique fluviale à l'aval des réservoirs hydroélectriques, sous l'effet d'une double modification des flux de matériaux et du régime (par exemple Gregory et Park, 1974 ; Graf, 1980 ; Williams et Wolman, 1984 ; Petts, 1984b...), les études traitant des problèmes d'alluvionnement dans les retenues hydroélectriques sont déjà plus rares (voir par exemple les synthèses bibliographiques de Keller et Bouchard, 1986 ; UNESCO, 1986) ; quant aux études sédimentologiques des dépôts se produisant dans les retenues, elles sont quasiment absentes de la littérature spécialisée : la seule analyse sédimentologique qui semble avoir été effectuée dans les réservoirs des Alpes françaises est l'étude de Sikirdji (1982), lors de la vidange du barrage du Chambon, sur la Romanche. J.-P. Bravard, dans le cadre de ses travaux sur le haut-Rhône français, a procédé à plusieurs investigations sédimentologiques dans les retenues de l'Ain et du Fier, mais ses résultats n'ont pas encore été publiés.

Le plus souvent, les processus de dépôt dans les réservoirs hydroélectriques sont assimilés à ceux qui se produisent dans les lacs (voir UNESCO, 1986). Cependant, ils diffèrent notablement des processus lacustres : 1) les turbinages périodiques créent de forts courants qui provoquent le remaniement des sédiments accumulés dans les retenues ; 2) les réservoirs d'une dimension relativement modeste des Alpes sont soumis au régime des crues du ou des cours d'eau qui l'alimentent ; en dépit de son pouvoir écréteur, le barrage est en partie effacé pour laisser le flot s'écouler, ce qui permet l'établissement de forts courants et favorise d'importants transits et remaniements sédimentaires. Ainsi, la sédimentation dans les réservoirs est rythmée par les crues, alors que dans les lacs elle est associée aux brassages saisonniers des eaux ; 3) en général, les retenues sont périodiquement vidées lors des opérations de chasse, ce qui provoque l'expulsion d'une grande quantité de matériaux fins, mais également d'importants remaniements des dépôts, internes aux retenues.

L'objectif de cette étude est de mettre en évidence la dynamique des dépôts dans le réservoir de Verbois, par l'analyse granulométrique des sédiments qui le colmatent (Figure 7.14). La grande variabilité spatiale et temporelle de la sédimentation favorise la mise en place d'une très large gamme de dépôts, dont il n'est pas possible de déterminer la logique de manière rapide. La compréhension de la dynamique de la sédimentation et des processus qui l'ont provoquée nécessite que l'on développe une stratégie permettant une présélection des points d'échantillonnage ; cela permet de réduire le coût d'acquisition de la donnée, le nombre des analyses en laboratoire et de faciliter le traitement des résultats, en supprimant les effets "de masque" qu'induirait un échantillonnage surabondant, réalisé sans une problématique préalable. Une attention toute particulière a été portée sur la méthodologie du prélèvement ; elle sera décrite et justifiée de manière détaillée dans cette étude. Le traitement graphique et statistique des résultats permettra de déterminer le modèle amont-aval de la sédimentation, ainsi que les processus de transport et de dépôt dans la retenue ; il permettra également de rechercher quels sont les paramètres sédimentologiques les plus pertinents pour la compréhension de la logique de la sédimentation. Les

facteurs de la sédimentation seront étudiés et en particulier la relation liant la granulométrie des dépôts et les caractéristiques géométriques de la retenue.

3.2 : Méthodologie.

3.2.1 : La stratégie d'échantillonnage.

Pour répondre aussi rigoureusement que possible aux objectifs que l'on s'était fixé et en particulier la mise en évidence du gradient granulométrique amont-aval dans le réservoir, il était nécessaire de mettre en place une méthodologie très précise. En effet, à un instant donné, la granulométrie des particules qui se sédimentent varie rapidement dans l'espace, en fonction de la position du point où se produit le dépôt par rapport à l'axe principal d'écoulement ; elle varie également dans le temps en un même lieu avec les conditions hydrodynamiques, la concentration de la suspension etc... Lors de l'échantillonnage, il était donc impératif de **se placer toujours sur une même unité géomorphologique** et sur cette unité de **rechercher les sédiments témoins de conditions hydrodynamiques données** :

1) on a choisi d'établir les stations d'échantillonnage sur l'unité géomorphologique "**levée de berge**". C'est l'unité la plus proche du chenal du Rhône et il est possible d'y accéder sans trop de risques lors des chasses, le débit prévu de $600 \text{ m}^3/\text{s}$ interdisant tout accès au fond de la retenue. La chasse s'étant déroulée en période de crue, des débits instantanés de près de $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ ont été mesurés (Figure 7.15), nous incitant à redoubler de prudence ;

2) on a également décidé de **prélever les dépôts les plus grossiers du site d'échantillonnage**, que l'on a supposé être **représentatifs des conditions de turbulence maximum**, la sédimentation s'étant produite lors des crues transitant dans la retenue.

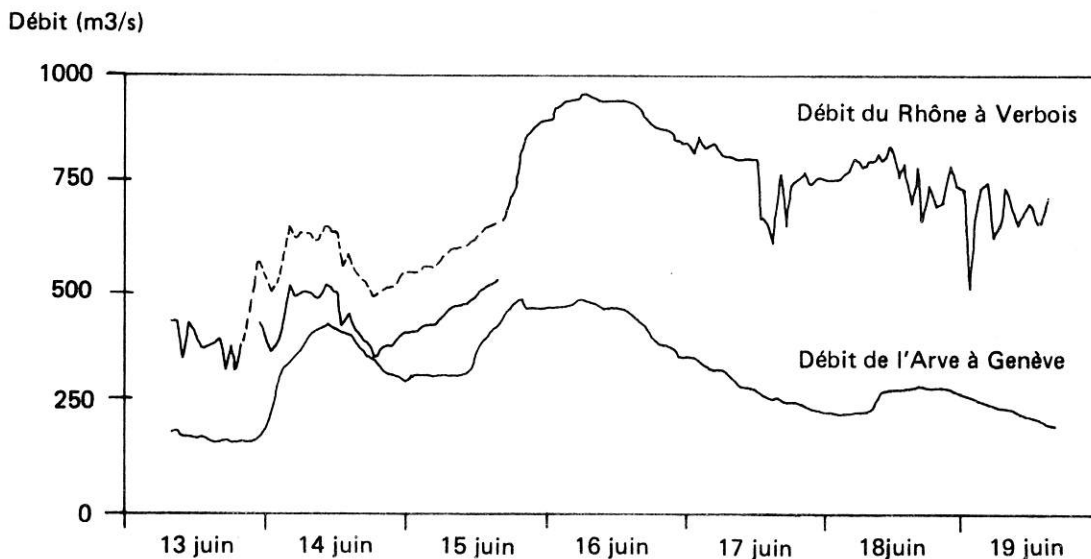


Figure 7.15 : Débits de l'Arve et du Rhône lors de la chasse de la retenue de Verbois en juin 1987 (Source : Services Industriels de Genève).

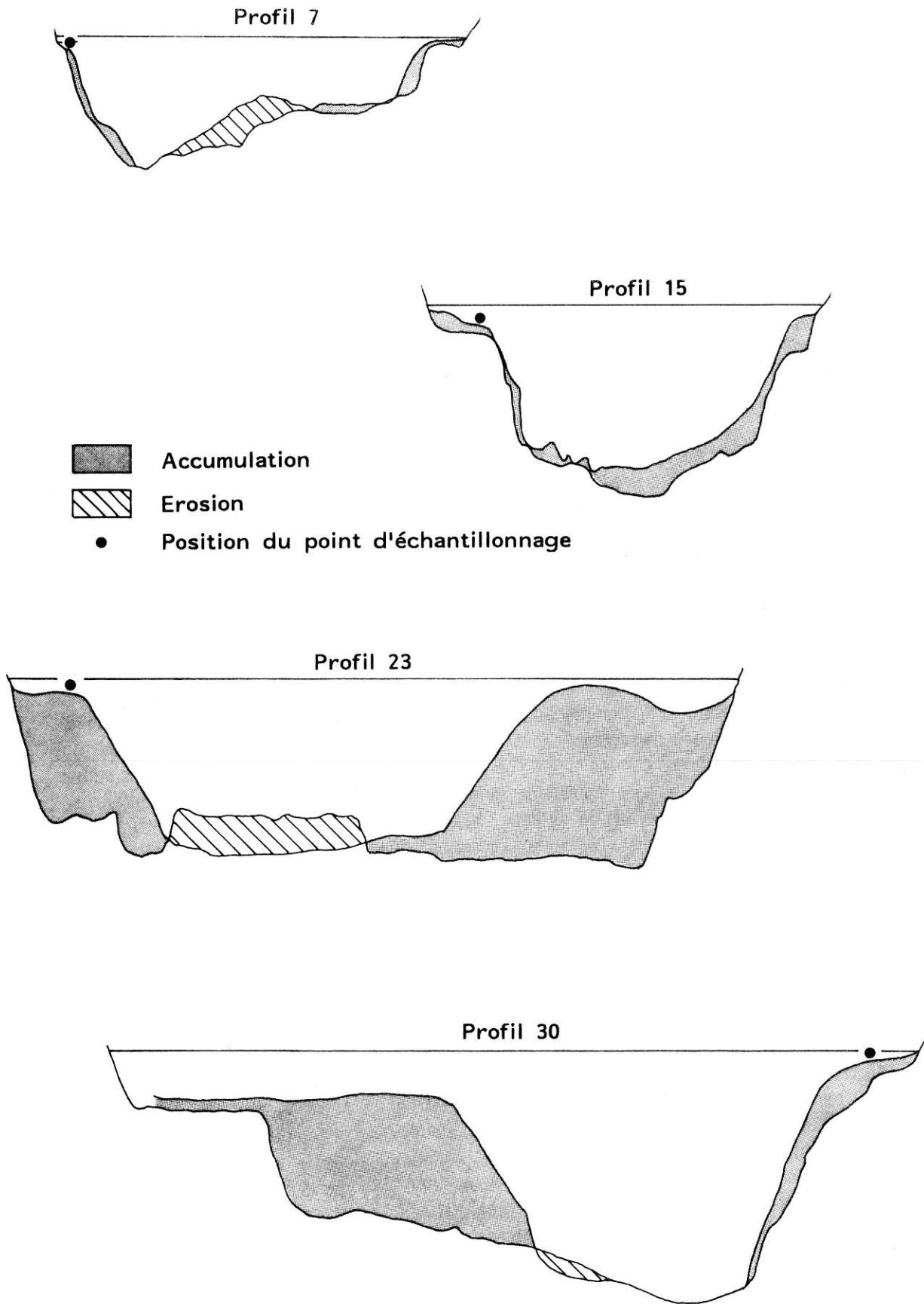


Figure 7.16 : Position des points d'échantillonnage sur quelques transects caractéristiques dans la retenue de Verbois.

Le réservoir étant dans sa partie amont fortement sinueux, les prélèvements ont été effectués sur la berge concave, afin d'éviter les effets d'eau calme, observés dans les convexités qui auraient pu affecter la validité des résultats. Dans les tronçons rectilignes, les stations ont été établies indifféremment sur l'une ou l'autre des berges en prenant simplement la précaution d'être le plus proche possible du chenal (Figure 7.16). Vingt-quatre stations d'échantillonnage ont été établies sur une distance de 12,5 kilomètres de rivière. A chaque fois que cela était possible, les sites d'échantillonnage ont été positionnés à l'emplacement exact des profils régulièrement suivis par les exploitants suisses, afin de pouvoir corréler les données sédimentologiques avec la géométrie de la retenue. La figure 7.17 met en évidence leur localisation. Elles sont régulièrement réparties sur l'ensemble du réservoir, excepté une lacune entre les profils 12 et 15 : elle résulte de la difficulté d'accéder à ce tronçon, le fleuve étant encaissé entre de hautes falaises molassiques et les dépôts de très faible étendue. On ne peut atteindre les sédiments que par les ravins drainant les torrents affluents ; mais il s'est avéré, à l'expérience, que les dépôts étaient fortement perturbés par les apports locaux. On a donc dû renoncer à effectuer des prélèvements dans cette section du réservoir.

L'échantillonnage a été effectué selon deux méthodes : 1) on a utilisé les coupes naturelles dans les sédiments à chaque fois que cela était possible ; 2) lorsqu'il n'existait pas de coupes et en particulier sur les grandes plages de dépôt de la partie aval de la retenue, on a creusé à la pelle une petite fosse de 50 centimètres de profondeur. Ce type de prélèvement était justifié par la nécessité de disposer d'un poids minimum de sédiment de 30 grammes secs pour l'analyse densimétrique ; un prélèvement en tube, qui a été envisagé, n'aurait pas permis de disposer d'un volume de matériaux suffisant.

Sur chaque station, les investigations ont été menées suivant la procédure suivante : 1) on a effectué un repérage stratigraphique sommaire. Il a permis de déterminer la position et la nature des dépôts les plus grossiers, mis en place lors des crues transitant dans le réservoir ; 2) sur les 50 centimètres supérieurs des coupes, on a prélevé les sédiments des intercalations les plus grossières qui ont été déposés par les crues ; on a pris soin d'éviter tout mélange avec des strates plus fines, mises en place pendant le reste de l'année hydrologique. Cela s'est révélé relativement facile dans la partie encaissée de la retenue, les intercalations grossières étant d'épaisseur centimétrique, voire décimétrique. A l'aval, l'échantillonnage était beaucoup plus délicat ; les lamines de crue étaient beaucoup plus fines et difficiles à individualiser, d'autant plus que les sédiments étaient gorgés d'eau. On a procédé au moins à deux prélèvements dans chaque intercalation la plus grossière. Lorsqu'il existait plusieurs niveaux grossiers sur les 50 centimètres supérieurs des coupes, on a prélevé dans chacun d'entre-eux.

3.2.1: L'analyse et l'exploitation des données.

Au total, 90 analyses granulométriques ont été réalisées au Laboratoire de l'Université Lyon 3, par tamisage à sec des sables et densimétrie de la fraction silteuse. Les courbes granulométriques semi-logarithmiques des dépôts prélevés dans la retenue de Verbois ont permis de déterminer les valeurs de multiples paramètres sédimentologiques. Pour chaque échantillon, on a déterminé la valeur de différents fractiles : le diamètre D99 ou percentile le plus grossier C, le D95, le D85, la médiane M, le D15 et le D5. On a utilisé C et M pour construire l'image CM des dépôts, permettant la mise en évidence des processus de transport et de dépôt dans la retenue. Les autres paramètres de texture ont été utilisés seuls ou combinés : en particulier, on a déterminé le degré de triage des dépôts (Zwolinski, 1985) ; il a pour expression :

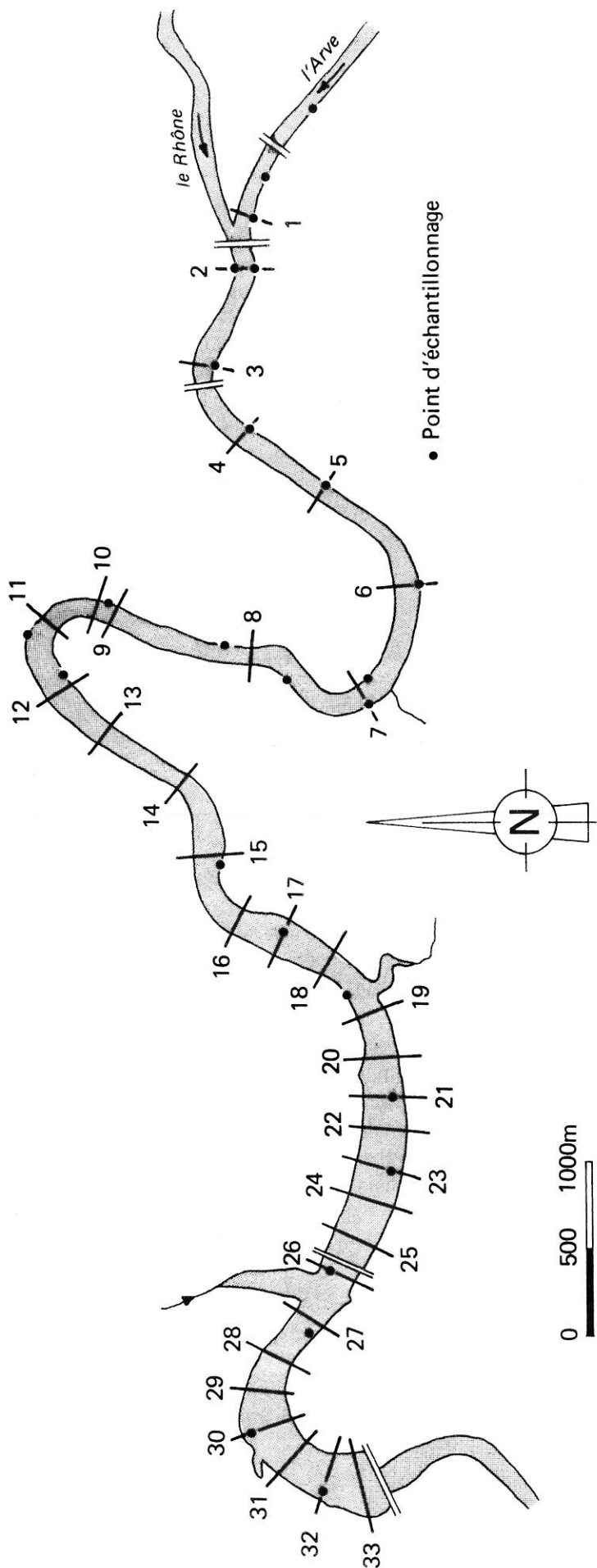


Figure 7.17 : Localisation des stations d'échantillonnage dans la retenue de Verbois.

$$SD \text{ (en microns)} = \frac{3,2 (D95) + 0,5 (D85) - 0,5 (D15) - 3,2 (D5)}{5,4}$$

On a procédé à l'analyse graphique et statistique de l'évolution des paramètres sédimentologiques définis ci-dessus, de l'amont à l'aval de la retenue. Cela a permis de tester quels étaient ceux qui étaient les meilleurs indicateurs du modèle de répartition des dépôts. Ces paramètres ont également été corrélés avec les caractéristiques géométriques du chenal, déterminées par mesure sur les graphiques des sections d'écoulement : lorsque les stations d'échantillonnages étaient positionnées sur les transects de suivi de la section d'écoulement, on a pu utiliser les caractéristiques géométriques directement ; lorsque ce n'était pas le cas, on a calculé ces données par interpolation linéaire entre deux transects. Les paramètres géométriques utilisés dans les calculs de corrélation sont les sections d'écoulement après la chasse de juin 1984 et le ratio largeur de la section d'écoulement entre les beines de dépôt sur la profondeur maximale de la section à cette même date (voir Figure 7.17). Le ratio largeur entre beines sur profondeur moyenne a également été calculé ; il ne sera pas présenté, les corrélations étant de moins bonne qualité qu'avec le paramètre précédemment défini.

3.3 : Les résultats de l'étude.

Après une courte présentation de quelques observations effectuées sur les structures sédimentaires, on analysera l'évolution amont-aval de la granulométrie des dépôts. On déterminera ensuite quels sont les processus de transport et de dépôt dans la retenue. On étudiera pour terminer les relations liant la sédimentologie et la géométrie de la retenue.

3.3.1 : Quelques observations sur les structures sédimentaires des dépôts.

Les figures sédimentaires n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée, du fait du temps relativement bref dont l'on disposait pour échantillonner, la retenue restant basse pendant 72 heures, et d'un programme de prélèvement déjà chargé. Néanmoins, quelques observations intéressantes ont pu être réalisées

1) Dans la partie amont de la retenue, d'importants dépôts de sables ont été observés, en particulier dans la concavité des premiers méandres. La forte turbulence les a projetés dans les parties supérieures du flux transitant en suspension ; on les trouve intercalés entre les limons gras de réservoir sur parfois 20 à 30 centimètres d'épaisseur et ils présentent une structure entrecroisée. Ces dépôts témoignent de la subsistance de conditions d'écoulement fortement énergique pendant les crues. Elles s'expliquent par l'abaissement temporaire de la retenue en phase de crue, afin d'éviter tout risque d'inondation des bas-quartiers de Genève. Le fleuve retrouve ainsi des conditions d'écoulement similaires à celles précédant l'aménagement. L'étude de la texture des dépôts de crue permettra de déterminer le point le plus aval peu perturbé par l'effet de retenue.

2) L'analyse des coupes dans les sédiments fins du réservoir de Verbois a permis d'observer un "faciès à lamines" (Sikirdji, 1982), identique à celui mis en évidence dans la retenue du Chambon. Il diffère des varves au sens strict du terme que plusieurs auteurs ont pu mettre en évidence dans les lacs glaciaires ou péri-glaciaires :

- les varves sont des lamines disposées par paires reflétant la dynamique saisonnière de la sédimentation ; elles sont liées au phénomène d'inversion de la stratification thermique dans les lacs monomictiques : la lamine inférieure d'été, silteuse ou sableuse, généralement claire est produite par les apports issus de la fonte des neiges et est déposée par des courants d'inferoflux ; les particules argileuses et la matière organique demeurent en suspension, piégée au niveau du thermocline et ne se déposent en une lamine sombre qu'au moment du brassage saisonnier des eaux (Sikirdji, 1982, p. 39). Le thermocline est la zone de rapide diminution de la température provoquant une augmentation de la densité de l'eau ; elle sépare la strate liquide inférieure (Hypolimnion) à 4 °C de la strate supérieure (Epilimnion), influencée par la température atmosphérique ;

- dans le cas de Verbois, la sédimentation en lamines et leur nombre annuel ne dépend pas d'un phénomène d'inversion de la stratification thermique des eaux du réservoir, mais de l'occurrence des crues. Les épisodes hydrologiques extrêmes fortement chargés engendrent de multiples phases de sédimentation ; chacune d'entre-elles donne naissance à une lamine d'épaisseur variable, probablement fonction du volume des matériaux entrant dans le réservoir. Celle-ci varie également avec la localisation du point où la sédimentation se produit. En une année, il se dépose donc plusieurs lamines, leur nombre étant fonction de l'activité hydrologique de la période considérée. Aucune généralisation ne peut être faite quant à leur épaisseur maximum ; les lamines les plus fines que l'on ait pu individualiser ne dépassaient pas 1 millimètre. Cependant, la figure 7.18, photographie d'une coupe superficielle située à proximité du transect n° 10 montre l'existence de macro-strates nettement individualisées d'épaisseur variant de 3 à 7 centimètres et regroupant plusieurs lamines ; elles sont séparées par des niveaux d'épaisseur inférieure à 1 centimètre. L'examen des zones de contact entre les strates a permis d'observer de nombreux débris végétaux. La sédimentologie n'a pas permis de clairement différencier leur texture de celle des macro-strates. Il semble raisonnable d'attribuer la strate séparant les dépôts argileux à l'automne, période de fort apport organique, lors de la chute des feuilles. Il est probable que les marnages, à laquelle la retenue est soumise lors des turbinages, ont favorisé la disparition de la matière organique au niveau de la coupe, mettant en relief les macro-strates essentiellement minérales. En définitive, il semble que ce type de stratification permette de déterminer le taux annuel de sédimentation au droit de la coupe étudiée qui varierait de 3 à 7 cm par an.

3) La figure 7.19 montre une figure sédimentaire type, rencontrée au droit de la confluence des principaux tributaires locaux. Leur caractère très torrentiel apparaît dans les dépôts : des blocs dépassant 20 centimètres de diamètre sont charriés lors des crues ; ils proviennent d'une reprise en charge des matériaux fluvioglaciaux mis en place lors du retrait würmien. Ces matériaux se déposent dans la retenue sous la forme de petits cônes de déjection, en partie démantelés lors des vidanges triennales. Lors de la décrue, il est fréquent que l'on rencontre des dépôts frontaux ("frontset"), inclinés d'un angle d'environ 30° qui sont typiques des deltas sous-lacustres : ce type de structure apparaît dans les dépôts sableux surmontant le niveau graveleux mis en place au droit du point d'échantillonnage n° 11 ; on les trouve également au confluent du Nant d'Avril, quelques centaines de mètres en amont du barrage de Verbois. Il est fréquent que l'on observe la superposition de plusieurs séquences d'affinement vers le haut, chacune d'entre-elles représentant une phase de crue de l'affluent. Comme on l'a observé en juin 1987, les crues sont caractérisées par leur développement extrêmement rapide et leur brièveté ; elles se produisent le plus souvent à la suite d'un violent orage accompagné de précipitations intenses. On rencontre fréquemment des dépôts gras à lamines, interstratifiés au sein des dépôts plus grossiers de l'affluent, lorsqu'il n'ont pas été complètement érodés par une crue ultérieure. Ils témoignent de l'activité intermittente de l'affluent.



Figure 7.18 : Structure sédimentaire mettant en évidence des macro-strates qui témoignent de la dynamique saisonnière de la sédimentation (photographie de l'auteur).

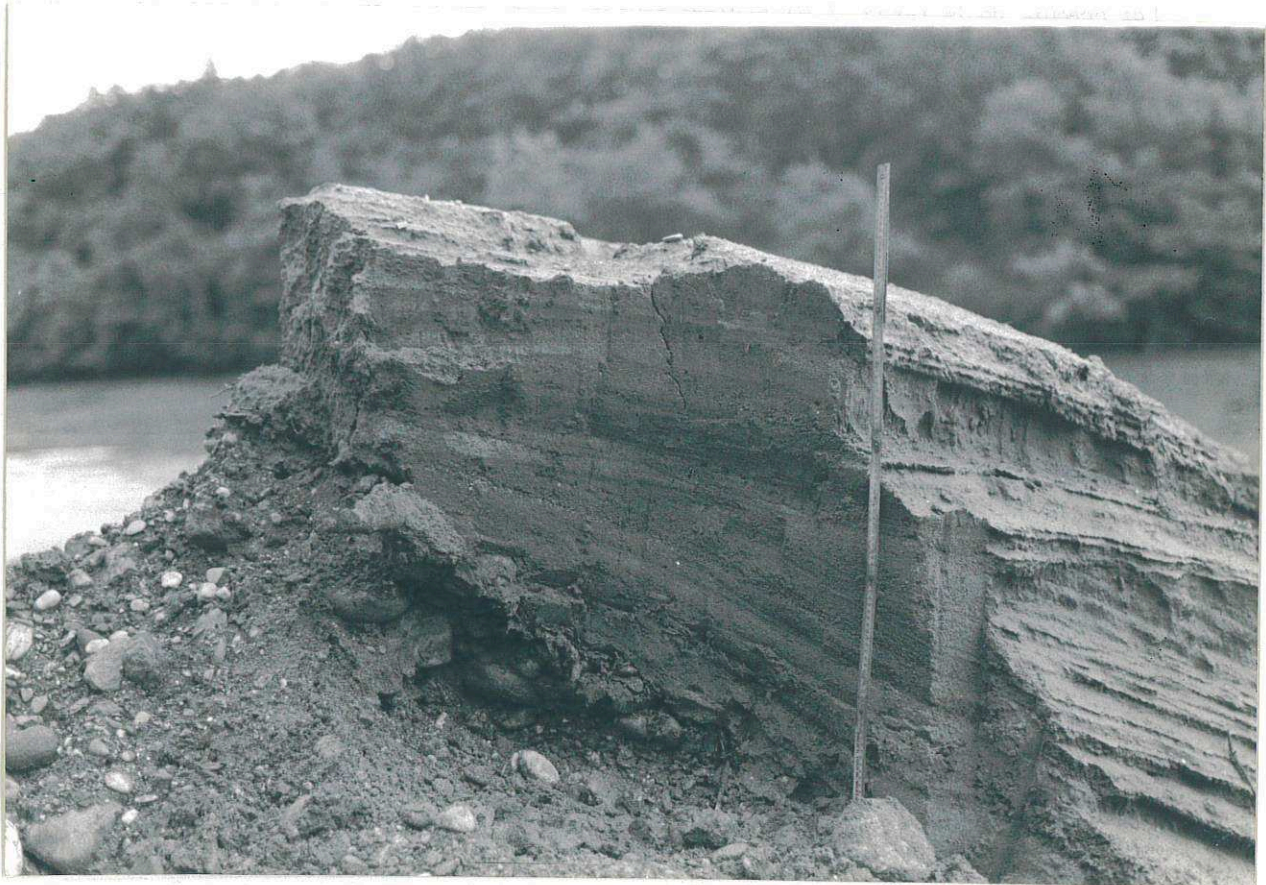


Figure 7.19 : Dépôts grossiers deltaïques, construits par les affluents locaux lorsqu'ils pénètrent dans la retenue (photographie de l'auteur).

3.3.2 : Evolution amont-aval de la granulométrie des dépôts.

On a testé l'évolution amont-aval de la granulométrie de plusieurs paramètres de texture : le percentile le plus grossier, le D95, la médiane et le degré de triage des dépôts SD. Toutes les analyses effectuées sur l'unité géomorphologique "levée de berge" des 24 stations étudiées ont été représentées. Les valeurs supérieures, considérées comme étant indicatrices des conditions hydrodynamiques les plus turbulentes en crue ont été raccordées entre elles (Figure 7.20).

Les croquis de la figure 7.20 mettent tous en évidence **une tendance générale à la diminution du diamètre des grains et du degré de triage des dépôts de l'amont vers l'aval de la retenue**. Le modèle de la décroissance granulométrique est plus ou moins bien exprimé en fonction du paramètre de texture utilisé : il apparaît que la dispersion des points est plus grande pour la médiane et le D95 que pour le percentile le plus grossier (Tableau 7.2). Cette constatation démontre la nécessité d'utiliser le percentile le plus grossier pour caractériser avec une meilleure précision les dépôts fluviaux fins, comme le signalait déjà Passaga (1957). L'utilisation d'un fractile élevé (D99 ? ; D95) semble également nécessaire lors d'étude de la fraction grossière de la charge des cours d'eau graveleux : dans une étude récente analysant l'évolution amont-aval de la granulométrie des bancs de différents cours d'eau graveleux canadiens, Brierley et Hickin (1985) mettent en évidence une concentration des mesures d'autant plus forte que la valeur du fractile utilisé est élevée. Cependant, dans certains cas particuliers, il apparaît que c'est la médiane qui est le meilleur indicateur de l'évolution amont-aval de la granulométrie grossière : sur le canal de Miribel en amont de Lyon, Caclin et Poinart (1987) démontrent que l'incision consécutive au basculement du profil en long a fortement affecté le modèle amont-aval du D99 et du D95, en dégageant des blocs fluvioglaciers de forte taille. Le degré de triage de Zwolinski est également un paramètre de différenciation amont-aval très sélectif ; la dispersion des points est identique à celle du D95 et bien meilleure que celle de la médiane. Après avoir testé plusieurs paramètres de texture, il apparaît donc que **le percentile le plus grossier, indice de la compétence maximale des flux de débordement fin, est le meilleur indicateur de la modification amont-aval de la dynamique de l'écoulement**.

Tableau 7.2 : Modèles généraux de la décroissance granulométrique amont-aval des dépôts dans la retenue de verbois.

Série	Equation de la régression	Coefficient de corrélation	Nombre de mesures
C / Distance :	$C = - 0,0192 D + 334,33$	- 0,87	23
D95 / Distance :	$D95 = - 0,0127 D + 225,90$	- 0,77	-
M / Distance :	$M = - 0,0082 M + 122,37$	- 0,67	-
SD / Distance :	$SD = - 0,0516 D + 113,47$	- 0,78	-

Note : Seules les valeurs extrêmes de chaque station ont été prises en compte dans les calculs.

Un examen détaillé du graphique présentant le percentile le plus grossier montre un modèle d'évolution amont-aval beaucoup plus complexe qu'une simple diminution granulométrique linéaire. Quatre sections bien individualisées peuvent être reconnues :

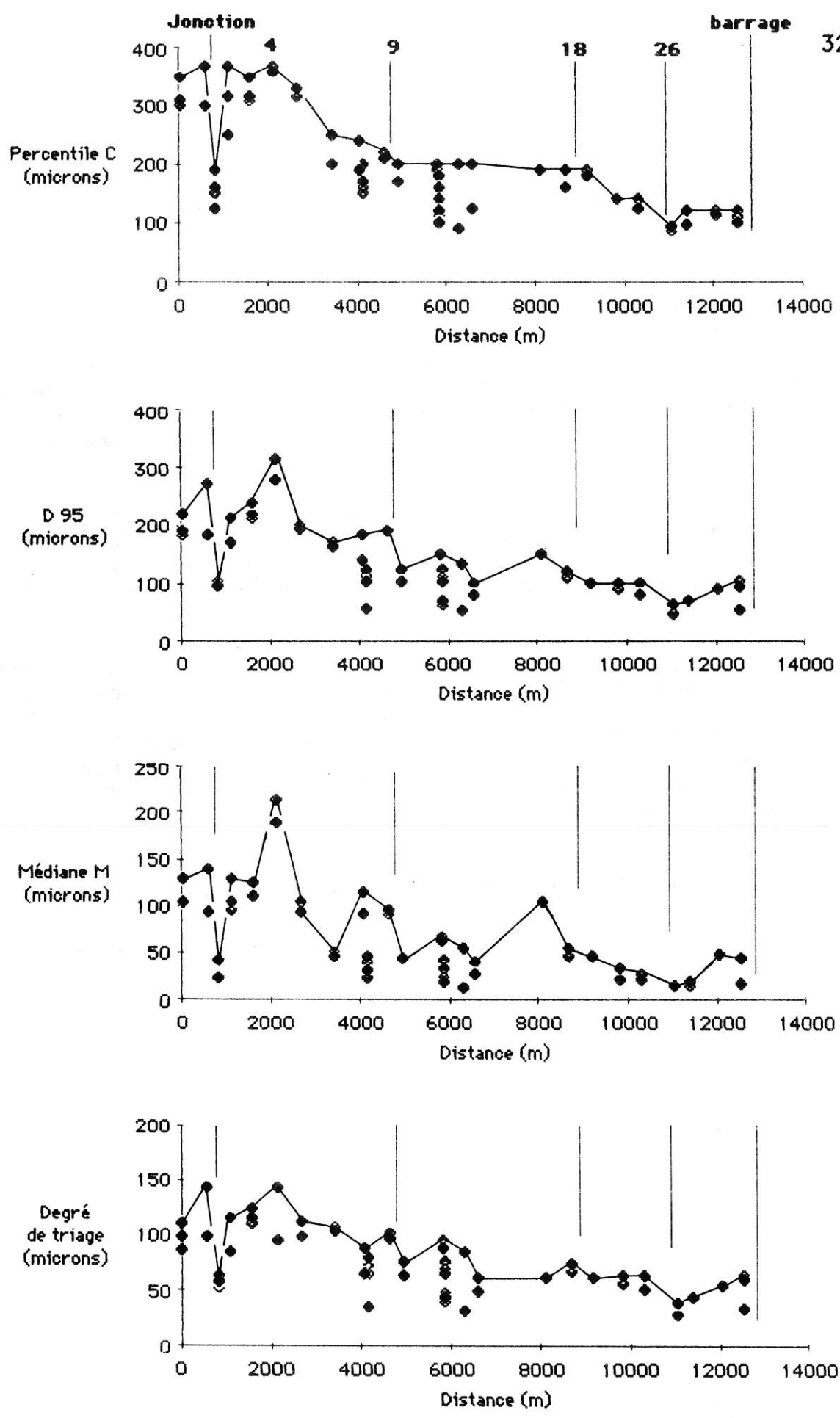


Figure 7.20 : Evolution amont-aval de la granulométrie des dépôts de crue, mise en évidence pour différents paramètres sédimentologiques.

- à l'amont, jusqu'au profil 4, les mesures extrêmes sont toutes supérieures à 350 microns, excepté l'une d'entre-elles. Le modèle montre que le percentile est indépendant de la distance, ce qui indique que la rivière en crue est suffisamment turbulente pour faire monter du sable moyen dans la tranche d'eau supérieure de l'écoulement et qu'elle n'est pas encore perturbée par son arrivée dans le réservoir. L'échantillon du transect 4 représente la position aval limite à partir de laquelle la rivière en crue perd ses caractéristiques propres et subit l'influence du réservoir.

L'un des points, avec un percentile de 90 microns, s'écarte considérablement du modèle ; il démontre l'effet de confluence entre l'Arve et le Rhône. Les échantillons ont été prélevés au confluent, en rive gauche de l'Arve. Ils indiquent un effet d'eau calme engendré par la jonction entre les deux cours d'eau et qui provoque un phénomène de sédimentation forcée identique à ce qui a pu être observé sur les levées de berges du confluent de l'Ain (Bravard, 1986). La forte baisse du degré de triage traduit aussi remarquablement bien l'effet de confluence et indique un processus de sédimentation en masse des particules composant la suspension.

L'effet de confluence est également mis en évidence par la comparaison des dépôts prélevés de part et d'autre du lit du Rhône, en position de levée de berge, immédiatement en aval du confluent (profil 2) (Figure 7.22) : les sédiments de la rive gauche sont des sables moyens ; les dépôts de rive droite, des sables beaucoup plus grossiers, apportés par la crue quinquennale de l'Arve qui s'est produite les 15 et 16 juin (voir Figure 7.15). On a eu la surprise de constater que ces derniers provenaient du lit du Rhône en amont de la Jonction, comme en témoignaient les nombreux débris de coquilles lacustres qu'ils contenaient. La présence de ces sables contredisait l'hypothèse d'une stabilité du lit du Rhône en aval du Léman, par protection du fond par un pavage hydraulique. En fait, des travaux de dragage ont été entrepris pendant l'hiver et le printemps 1987 (M. Cohen, communication personnelle) ; ils ont provoqué une destruction locale du pavage et la libération de la matrice sableuse sous-jacente. Les sables grossiers ont transité probablement par roulage et suspension graduée dans la section de l'émissaire située en amont de la Jonction ; ils n'ont pas été projetés dans les tranches d'eau supérieures par la turbulence de l'écoulement, comme le démontre l'absence de tout dépôt sur les berges. La rencontre du Rhône avec l'Arve en crue et l'augmentation de turbulence qui en est résulté ont provoqué le placage des sables grossiers sur la rive droite et leur ascension à une hauteur inhabituelle pour des sédiments d'une telle granulométrie ;

- entre les profils 4 et 9, le percentile décroît très rapidement, passant de 370 à 200 microns en l'espace de 3 kilomètres. Le fleuve en crue perd donc brutalement ses caractéristiques de cours d'eau : les sédiments les plus grossiers mis en suspension par la turbulence au contact du fond ne sont plus capables d'atteindre la tranche d'eau supérieure, probablement à cause de l'accroissement de la profondeur du réservoir. Le phénomène est certainement renforcé par son tracé en plan : il est possible que les grands méandres de cette section provoquent une diminution de la turbulence des écoulements de crue ;

- entre les profils 9 et 18, la décroissance du percentile est à peine marquée puisqu'il passe de 200 à 190 microns. La turbulence au contact du fond est donc susceptible de projeter des sédiments d'une granulométrie maximum approximativement constante dans les tranches d'eau supérieures de l'ensemble de ce tronçon. Il est probable que le fort encaissement de la retenue et son tracé rectiligne justifient ce modèle ;

- à l'aval du profil 18 et jusqu'au barrage, on observe une nouvelle décroissance rapide du percentile qui passe par un minimum de 90 microns. Il est évident que le brusque élargissement du réservoir en aval du profil 20 est responsable de la chute de compétence du flux en suspension transitant dans la retenue. D'ailleurs, la contraction de l'écoulement dans la dernière sinuosité précédant le barrage provoque un nouvel accroissement du percentile, en favorisant la projection de particules plus grossières, jusque dans les tranches d'eau supérieures de l'écoulement.



Figure 7.21 : Vue du confluent de l'Arve et du Rhône lors de la crue du 16 juin 1987. On observera le contraste entre les eaux très turbides de l'Arve et les eaux claires du Rhône (photographie de l'auteur).

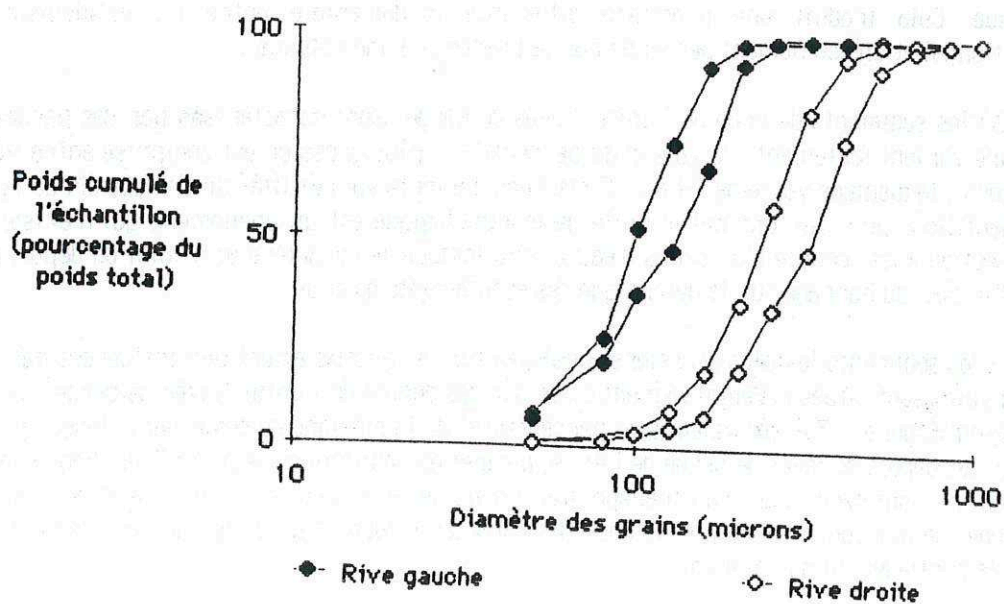


Figure 7.22 : Comparaison des dépôts de crue déposés sur les levées de berge, en rive droite et en rive gauche du Rhône à la station d'échantillonnage n°2.

Comme on l'a montré dans ce paragraphe, la diminution amont-aval de la granulométrie ne suit pas un modèle de décroissance simple. L'effet de confluence à la Jonction, le tracé en plan de la retenue, sinueux à l'amont, puis rectiligne à l'aval, probablement les pentes initiales du Rhône qui sont très mal connues et la géométrie des sections d'écoulement sont autant de facteurs qui conditionnent le modèle amont-aval de la sédimentation. L'analyse de l'image CM va maintenant permettre d'étudier les processus de transport et de dépôt des sédiments sur les levées de berge.

3.3.3 : L'image CM des dépôts de la retenue de Verbois.

La figure 7.23 présente l'image CM des dépôts prélevés dans le réservoir. La totalité des échantillons analysés a été représentée. Ils sont répartis en deux groupes : 1) les points figurés en noir ont été prélevés dans l'unité géomorphologique "levée de berge", comme on l'a précédemment exposé ; 2) les autres sédiments ont été échantillonnés en position plus basse dans les coupes (profondeur supérieure à 3 mètres par rapport à la position de la levée), afin de compléter partiellement l'image CM.

Il apparaît immédiatement que le diagramme CM est très partiel par rapport au modèle de référence. Seul un tronçon de l'image, pas tout à fait parallèle à la droite $C=M$, est représenté :

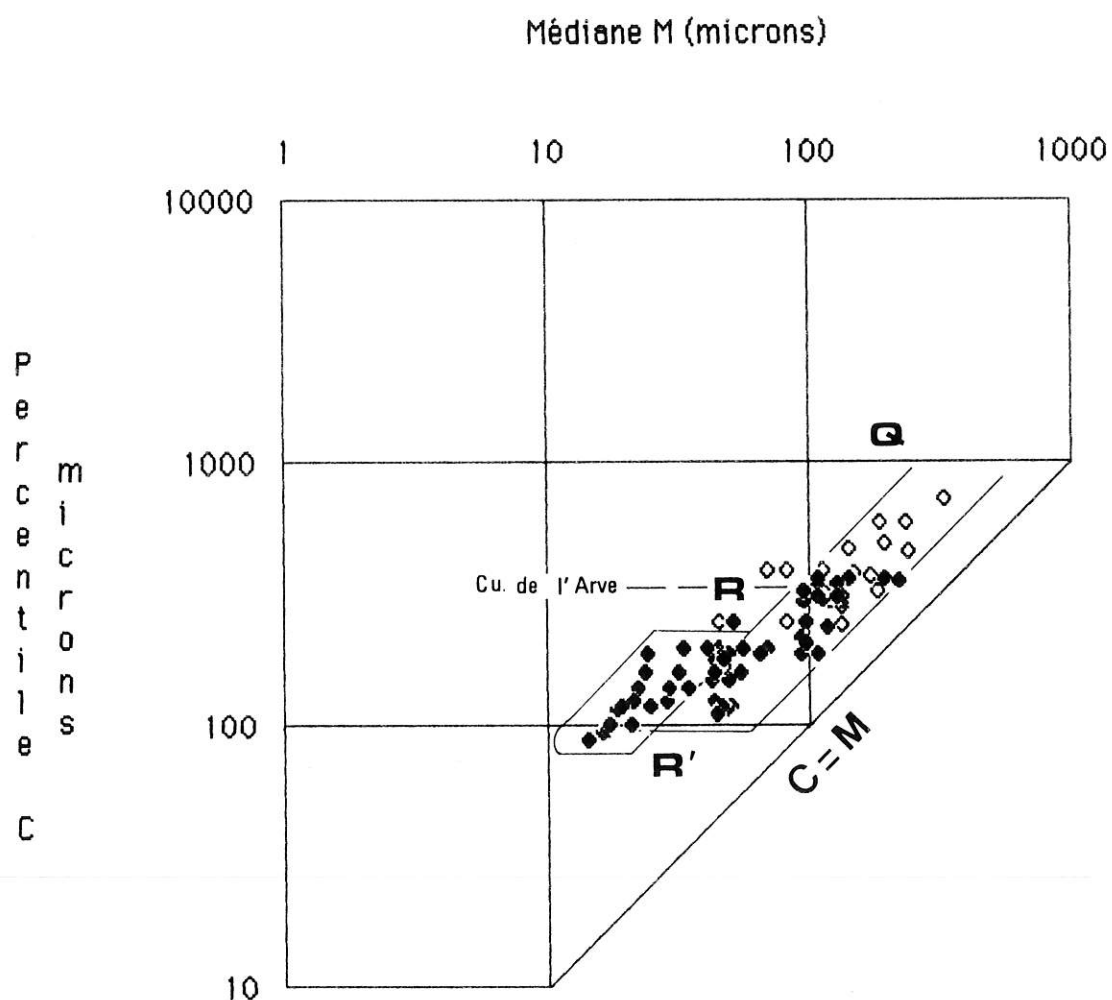
1) les sédiments prélevés en position basse dans les coupes sont bien entendu les plus grossiers, traduisant l'existence d'un gradient granulométrique de bas en haut des sections d'écoulement. Ils sont transportés en suspension graduée dans la partie profonde du chenal, probablement par des courants de densité (inféroflux) fortement énergiques ;

2) les dépôts issus de suspension uniforme n'ont jamais été trouvés. Le nombre élevé d'analyses effectuées permet de supposer que ce processus de transport n'existe pas dans la retenue. Cela traduit une première différence fondamentale entre un écoulement fluvial traditionnel et un écoulement perturbé par la présence d'une retenue ;

3) les sédiments de crue de l'unité "levée de berge" sont caractérisés par des paramètres de texture variant fortement : la valeur du percentile le plus grossier est comprise entre 90 et 370 microns ; la médiane varie de 14 à 215 microns. La forte variabilité sur l'image CM de la position d'échantillons pris sur une même unité géomorphologique est un phénomène qui n'existe pas sur une section aussi courte d'un cours d'eau ; elle indique le caractère artificiel du dépôt, engendré par l'impact du barrage sur la dynamique des écoulements de crue :

- les sédiments les plus grossiers, prélevés sur les profils amont peu influencés par l'effet de réservoir, sont situés à l'emplacement classique des dépôts de l'unité "levée de berge" sur l'image CM (voir Figure 1.3) : les valeurs du percentile et de la médiane de ces échantillons, similaires à celles des dépôts de levée de berge de l'Arve, permet de positionner le point R du diagramme à leur niveau. Ils sont donc issus d'un transport en limite de la suspension uniforme et de la suspension graduée, ce qui confirme la persistance des caractéristiques fluviales des écoulements de crue dans la partie amont du réservoir ;

- la plupart des échantillons prélevés dans la retenue appartiennent au tronçon RR' de l'image CM. Ils indiquent un processus de sédimentation forcée qui traduit la diminution progressive de la vitesse de l'écoulement par contrôle aval du barrage. Les sédiments se stratifient par classes de tailles, même dans les tranches supérieures de l'écoulement, la turbulence au contact du fond n'étant plus suffisante pour maintenir les particules en suspension uniforme au sens strict du terme. La forte densité de la stratification provoque l'auto-accélération de la sédimentation des particules d'une même classe de taille. Il en résulte un dépôt "en masse" que met en évidence la



◆ Echantillon en position de levée de berge.

◇ Echantillon complémentaire.

Figure 7.23 : Image CM des dépôts échantillonnés dans la retenue de Verbois.

fréquence d'un bon indice de triage, comme le démontre la proximité de la droite de tri parfait $C=M$;

- certains échantillons très fins sont plus éloignés de la droite $C=M$; ils sont en limite du tronçon RR' et du tronçon T de l'image. Ils ont été prélevés dans la partie aval de la retenue qui est également la plus profonde. La diminution du triage avec l'affinement des dépôts peut avoir une double signification : 1) elle peut indiquer que la densité de la stratification est moindre dans les tranches d'eau supérieures que plus en amont et que le processus d'auto-accélération de la sédimentation est ici moins efficace; 2) elle reflète aussi probablement la difficulté d'effectuer des prélèvements sans mélange dans la partie aval de la retenue, les dépôts de crue les plus grossiers se présentant en très fines intercalations, noyées dans une masse de dépôts gras et mal classés ;

4) il est probable qu'il existe dans la retenue des dépôts encore plus fins que ceux figurés sur l'image CM de la retenue de Verbois. Ils n'ont pas été recherchés, n'étant pas l'objet de cette étude. Leur analyse aurait certainement conduit au développement du tronçon T du diagramme.

L'analyse des processus de dépôt par l'image CM a donc permis de confirmer l'influence du barrage sur la dynamique de la sédimentation dans la retenue de Verbois : le diagramme des courants de traction que l'on trouve habituellement sur les cours d'eau est fortement perturbé par le barrage : les sédiments transportés en suspension uniforme sont absents des dépôts ; il existe un gradient amont-aval de la sédimentation de crue que met en évidence par le tronçon RR' de l'image CM.

3.3.4 : Les relations entre la granulométrie des dépôts de crue et la géométrie de la retenue.

Le suivi des profils d'écoulement par les exploitants a permis une étude de l'évolution amont-aval de la géométrie de la retenue. Deux caractéristiques de la morphologie du chenal dans le réservoir ont été étudiées : 1) les sections d'écoulement après la chasse de juin 1984 ; 2) le ratio largeur entre beines sur profondeur maximum après cette même chasse. Les sections d'écoulement nous ont été fournies par les gestionnaires suisses. Le ratio largeur sur profondeur a été calculé à partir de mesures effectuées sur les graphiques représentant les 33 sections régulièrement suivies. On a corrélé les paramètres sédimentologiques précédemment étudiés avec la section et le ratio largeur de la retenue sur profondeur moyenne de chacune des stations étudiées. Les résultats de cette analyse sont présentés sur les figures 7.24 et 7.25.

1) la relation entre la section d'écoulement et la sédimentologie est très nette. Les relations avec le percentile le plus grossier C, le D 95, la médiane M et le degré de triage de Zwolinski SD ont été représentées sur des diagrammes log-log et semi-logarithmiques : il apparaît que la fonction qui caractérise le mieux la liaison statistique entre ces deux paramètres est une fonction puissance. De plus, c'est avec le paramètre C que la liaison est la plus forte, comme permettait de le supposer une dispersion des points plus faible que pour le D 95 et la médiane. Seul un point est très nettement à l'extérieur du modèle : il s'agit de l'échantillon prélevé au confluent de l'Arve et du Rhône qui a d'ailleurs été exclu du calcul de corrélation. Sa position indique que ce dépôt est indépendant de la section d'écoulement et qu'il s'est produit sous l'influence prépondérante d'un facteur externe : l'effet d'eau calme créé par la confluence.

2) Le calcul de corrélation entre le ratio largeur sur profondeur et les indices granulométriques montre que c'est une fonction exponentielle qui exprime le mieux la liaison statistique entre les deux paramètres. Comme précédemment, c'est avec le percentile le plus grossier que la relation s'exprime le mieux ; elle est toutefois nettement moins forte que celle mise en évidence entre la granulométrie et la section d'écoulement, comme le laissait prévoir la

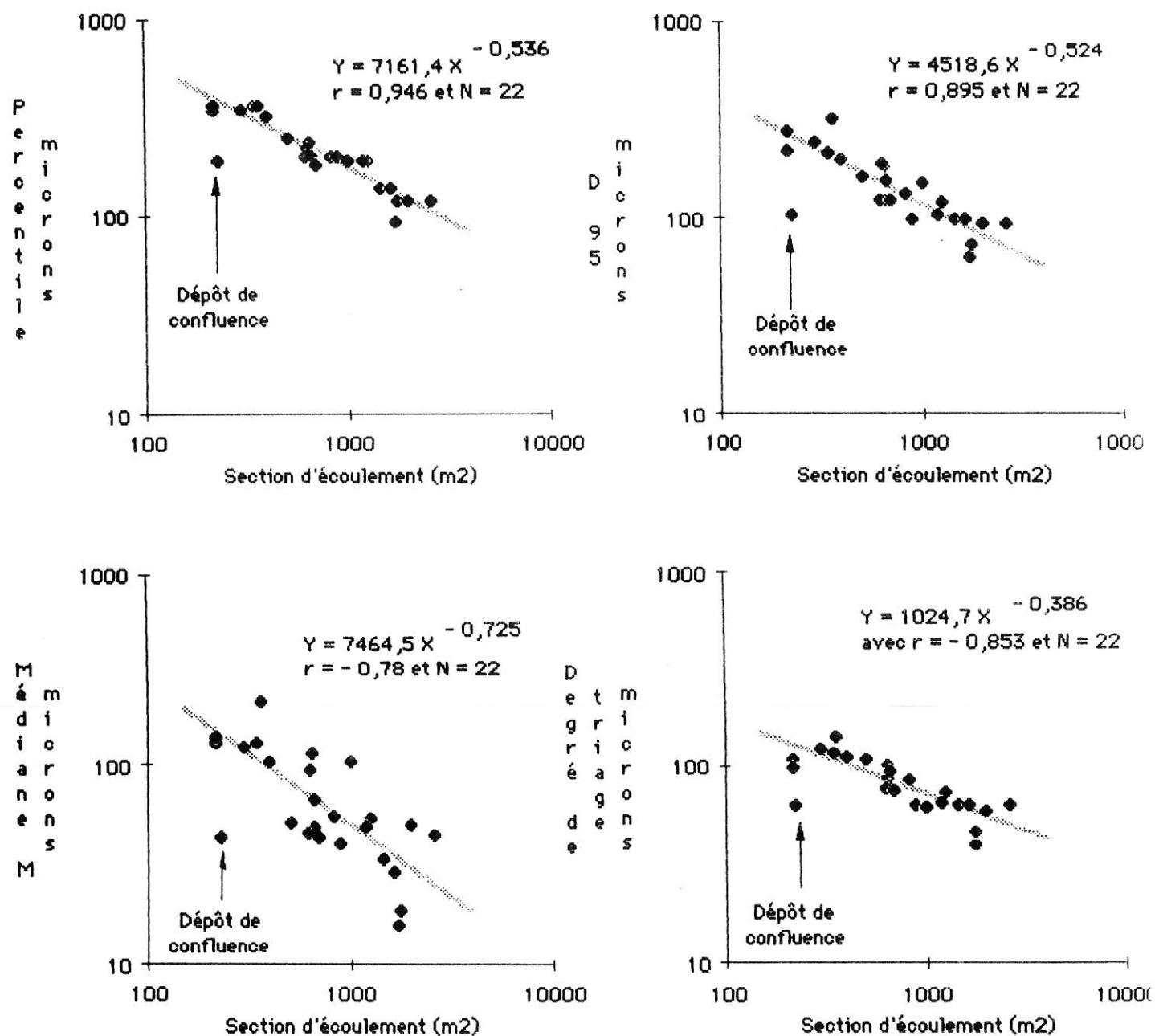


Figure 7.24 : Corrélation entre la granulométrie des dépôts de crue et la section d'écoulement, mise en évidence pour différents paramètres sédimentologiques.

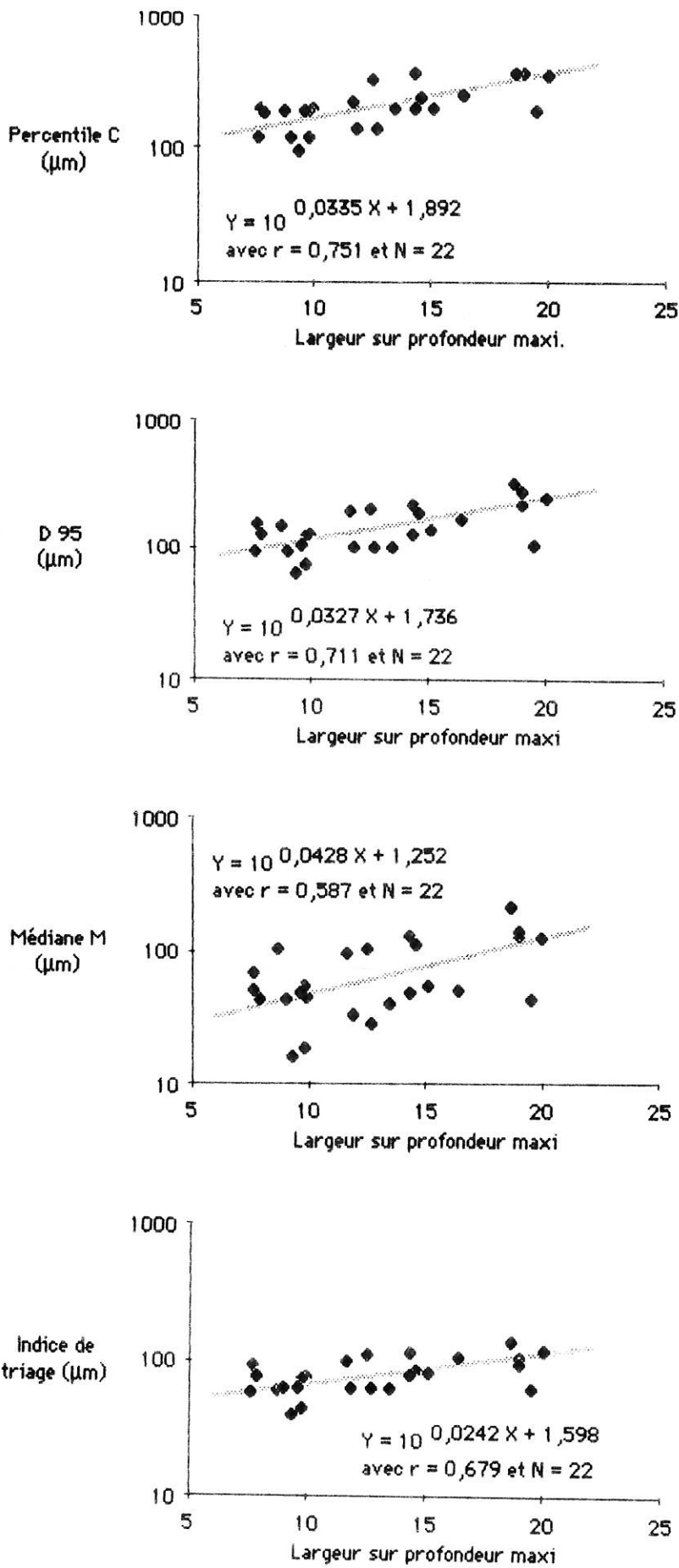


Figure 7.25 : Corrélation entre la granulométrie des dépôts de crue et le ratio largeur/profondeur mise en évidence pour différents paramètres sédimentologiques.

forte dispersion des mesures du ratio largeur sur profondeur.

En définitive, l'analyse des relations liant la granulométrie des dépôts de l'unité "levée de berge" et la géométrie du réservoir montre que la liaison statistique est la plus forte lorsque l'on corrèle le percentile le plus grossier des sédiments fins et les sections d'écoulement de la retenue.

4) CONCLUSION.

Ce chapitre a étudié la sédimentation dans la retenue de Verbois. Le réservoir de Verbois d'un volume initial de $15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ est le premier de la série d'ouvrages construits sur le haut-Rhône en aval de Genève ; il est progressivement remblayé par les sédiments de l'Arve qui conflue avec le fleuve en queue de la retenue.

1) Le suivi du colmatage entre 1944 et 1984 a montré que les apports de l'Arve en 40 ans avaient excédé la capacité de la retenue. Leur comparaison avec le calcul des volumes transportés au début du siècle a montré que les volumes actuels étaient très inférieurs aux estimations effectuées au début du siècle : il est impossible d'en donner l'explication exacte, tant les causes de ces variations sont nombreuses : a) une surévaluation des calculs effectués au début du siècle est possible ; b) une part non déterminée des matériaux transite à l'aval du barrage, lors de son fonctionnement normal, ce qui engendre une sous-estimation des dépôts actuels ; c) les apports sédimentaires ont peut-être diminué depuis le début du siècle, en relation avec une meilleure protection des versants et sous l'influence des récentes modifications anthropiques de la dynamique fluviale.

2) Pour maintenir la capacité hydroélectrique de l'ouvrage et éviter l'inondation des bas-quartiers de Genève lors des crues de l'Arve, les exploitants du barrage de Verbois procèdent à des chasses régulières, afin d'évacuer une partie des sédiments comblant le réservoir. Entre 1944 et 1987, 15 chasses, dont la périodicité est depuis 1969 de 3 ans, ont été réalisées. Comme le montrent les levés bathymétriques régulièrement effectués sur 33 sections par les gestionnaires de l'ouvrage, les chasses ont permis un décolmatage partiel de la retenue : la perte de capacité, qui atteignait un maximum de 30 % du volume total en 1965, n'était plus que d'environ 10 % en 1975. Depuis cette date, les dépôts résiduels après les chasses oscillent autour d'un équilibre estimé à 10 à 15 % de la capacité du réservoir. L'analyse amont-aval du colmatage montre que les dépôts se produisent préférentiellement dans la partie aval de la retenue, où les sections d'écoulement sont les plus fortes ; on a observé une forte corrélation entre la perte de capacité du réservoir pendant la période 1944-1984 et la largeur du plan d'eau. L'analyse des procédures de chasse et de leurs résultats a montré qu'elles étaient responsables d'une forte perturbation du milieu fluvial ; elles remettent en mouvement d'importants volumes de sédiments fins, sous la forme d'écoulements de matière en suspension dépassant largement les concentrations atteintes lors des plus fortes crues.

3) L'analyse des dépôts fins colmatant la retenue de Verbois a été effectuée, profitant de la vidange triennale de juin 1987. Sur une profondeur maximum de 50 centimètres, les dépôts les plus grossiers de l'unité de sédimentation "levée de berge" ont été prélevés pour une analyse de texture, au droit des sections régulièrement suivies par les gestionnaires suisses ; ils correspondent à des dépôts mis en place dans les secteurs les plus exposés au courant, lors des crues transitant dans le réservoir. L'analyse des sédiments a permis la démonstration de la décroissance amont-aval de la granulométrie des matériaux se sédimentant dans le plan d'eau. Plusieurs paramètres de texture ont été utilisés ; le D99 est apparu être le plus pertinent pour la mise en évidence de la décroissance granulométrique, comme l'indique une faible dispersion des points. L'analyse des prélèvements effectués au droit de la confluence entre l'Arve et le Rhône, a

montré qu'ils s'écartaient fortement du modèle général, aussi bien par leur texture beaucoup plus fine que par leur classement médiocre, ce qui indique un effet d'eau calme. L'étude par l'image CM des processus de transport et de dépôt a démontré qu'ils différaient fortement des processus traditionnellement observés sur les cours d'eau : les écoulements de suspension uniforme *sensus-stricto* ne se produisent pas, comme l'indique l'absence de dépôts de ce type, probablement en relation avec l'effet de ralentissement des écoulements de crue pénétrant dans le réservoir. La corrélation entre les paramètres de texture et les paramètres décrivant la géométrie de la retenue (sections d'écoulement, ratio largeur/profondeur) a été effectuée : une forte liaison statistique lie le D99 et la section d'écoulement démontrant l'impact considérable de la géométrie du réservoir sur le modèle de sédimentation de la charge alluviale.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES :

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES :

Arrivé au terme de cette recherche, il convient de synthétiser les enseignements des travaux qui ont été effectués. On reprendra les principaux résultats acquis au cours de cette étude de la plaine alluviale, de la période holocène à l'actuel, en mettant l'accent sur les conclusions concernant la dynamique des sédiments et tentera de dégager les perspectives de recherche futures sur la géomorphologie fluviale de l'Arve.

1) Les paléoenvironnements holocènes de l'Arve.

Les investigations développées sur deux sites de la basse et de la moyenne vallée de l'Arve ont permis d'obtenir une première série de données extrêmement intéressantes sur les paléoenvironnements fluviaux holocènes.

1) Sur la basse Arve, l'étude d'une succession de bras morts étagés sur différents niveaux de terrasse a permis de déterminer le modèle de fonctionnement du cours d'eau au *Préboréal* et à *l'Atlantique*. Il est apparu qu'à ces deux périodes de l'Holocène, la rivière développait un style à méandres de vallée dans les secteurs où la rivière était encaissée dans les formations de retrait glaciaires ; dans les sections de vallée plus large, les méandres étaient libres, leur migration étant cependant partiellement bloquée par les versants. Le recoupement brutal des sinuosités isolait les méandres à une grande distance de l'axe des flux principaux et permettait leur évolution en partie déconnectée du chenal principal. L'analyse sédimentologique du remplissage de trois anciens chenaux de l'Arve a permis de reconstituer de manière détaillée leur évolution, après leur abandon par la rivière ; les processus de transport et de dépôt de la charge alluviale remblayant les paléochenaux ont été interprétés par la technique de l'image CM. Deux phases successives de remplissage ont été mises en évidence : une phase d'apport fluvial, les anciens bras n'étant pas complètement déconnectés de l'axe des flux ; une seconde période d'évolution essentiellement autogénique des bras morts (sédimentation organique), entrecoupée d'apports colluviaux issus des versants qui les dominent.

La datation de la base de la sédimentation tourbeuse et la détermination de l'altitude des paléochenaux ont permis de mettre en évidence le modèle de l'incision holocène de l'Arve dans sa basse vallée. Il est apparu que la plus grande partie des 60 mètres d'incision de la rivière a été acquise au cours de la déglaciation et au tardiglaciaire ; pendant toute la durée de l'Holocène, l'incision n'a pas excédé 14 mètres et son taux a rapidement décliné après la période Atlantique. L'ampleur de l'incision du lit est résulté d'un processus d'adaptation de la dynamique fluviale de l'Arve à l'abaissement du niveau de base : les eaux claires et érosives de l'émissaire du Léman ont provoqué l'incision du lit du Rhône et l'ajustement progressif par érosion régressive la pente de son tributaire. La tendance asymptotique à la décroissance des taux d'incision indique l'arrêt de l'abaissement du lit de l'émissaire du Léman et l'acquisition progressive d'une nouvelle pente d'équilibre.

2) La profonde incision contemporaine de l'Arve dans sa moyenne vallée a découvert une épaisse formation essentiellement limono-organique, jusqu'alors enfouie sous 4 à 5 mètres de graves holocènes ; elle est localisée uniquement dans le bassin de Cluses. L'étude sédimentologique des dépôts fins a montré que l'on se trouvait en présence d'un milieu fluvial, la prédominance de faciès sédimentaires typiques de la plaine d'inondation indiquant des conditions hydrodynamiques faiblement énergiques. L'analyse des sondages mécaniques effectués sur le site d'étude a permis de détecter l'existence d'une bande graveleuse témoignant d'une plus forte activité fluviale, dont la

présence a d'ailleurs été confirmée lors des investigations de terrain. La synthèse d'une série de sondages à la tarière a permis de proposer une première interprétation de la nature des unités de sédimentation du chenal et de la plaine d'inondation. Il se pourrait que la phase supérieure du remblaiement fin, qui seule a été étudiée, soit le témoin d'un ancien système fluvial anastomosé, milieu faiblement énergétique à chenaux multiples et à faible migration latérale, s'exhaussant à un rythme rapide. Il résulterait d'une diminution de la pente de l'Arve par un processus de contrôle aval, dû à l'exhaussement du cône de déjection d'un affluent. L'analyse radiocarbone de matériaux organiques prélevés à différentes profondeurs a d'ailleurs permis de démontrer un taux de sédimentation moyen de 30 cm/siècle. La phase de rupture morphodynamique entre la période de remblaiement fin et l'arrivée des graves holocènes a été datée du début du *Boréal*. Elle a été précédée d'une période de paludification de la plaine alluviale qu'atteste la présence d'un épais niveau de tourbe et s'est manifestée par une très forte recrudescence de l'activité de la rivière et un style fluvial probablement tressé : une phase de construction graveleuse de la plaine alluviale, qui indique d'intenses divagations des chenaux a remplacé la sédimentation fine de la période précédente.

3) Le contrôle de la dynamique fluviale de l'Arve sur les niveaux du lac Léman a été démontré de manière irréfutable : au cours de l'Holocène récent, le plan d'eau a subi de multiples fluctuations altitudinales, se déroulant à un rythme extrêmement rapide et qui étaient expliquées par des changements climatiques. En fait, les variations du niveau du plan d'eau ont reflété les phases de plus ou moins forts apports sédimentaires graveleux sur le cône de déjection de l'Arve, son exhaussement ou au contraire son incision favorisant la hausse ou la baisse des niveaux du lac Léman, par contrôle aval. Ce contrôle géomorphologique n'exclut évidemment pas que la recrudescence ou la baisse des apports graveleux sur le cône soient en relation avec des fluctuations climatiques, puis climato-anthropiques ayant modifié la dynamique des écoulements et la recharge sédimentaire de l'axe de drainage au cours de l'Holocène ; il est également possible que des ajustements internes de la dynamique fluviale aient provoqué le changement, sans recours nécessaire à une influence du climat.

4) Les perspectives de recherches sur les paléoenvironnements fluviaux de l'Arve sont considérables, aussi bien sur la basse Arve où de nombreux paléoméandres n'ont pas été étudiés, que sur l'Arve moyenne où l'étude réalisée pose plus de questions qu'elle n'apporte de réponse. L'étude du cône alluvial de l'Arve à Genève pourrait également permettre de faire progresser les connaissances des fluctuations altitudinales du niveau du lac Léman. Sur la haute-Arve aucune investigation n'a été effectuée ; il est probable qu'on pourrait également y trouver des témoins de la dynamique fluviale ancienne. L'intérêt de telles études pour la reconstitution des conditions environnementales à l'Holocène est indéniable : ainsi, on a pu observer que les paléoméandres de la Basse-Arve au Boréal et à l'Atlantique, que les dépôts fluviatiles fins du bassin de Cluses indiquaient probablement un hydrodynamisme fluvial plus faible que sous les conditions actuelles. En dépit de ces premiers résultats, il demeure énormément de lacunes qu'il va s'agir de combler.

2) L'Arve avant les aménagements fluviaux.

Peu de données existent actuellement sur la dynamique fluviale de l'Arve avant le 18ème siècle. Cependant, la découverte de piquets de bois profondément enfouis sous plus de trois mètres de graviers et galets sur le cône de déjection du Giffre et datés du Moyen-Age (1200 après J.C.) permet de présumer que, dans le bassin de Cluses, les deux cours d'eau étaient profondément incisés dans les dépôts graveleux holocènes. Cette observation permet de diagnostiquer une profonde rupture morphodynamique entre le 13ème et le 18ème siècle, mais qui n'a pu être datée avec une plus grande exactitude.

L'analyse de la dynamique fluviale de l'Arve au cours du 18ème siècle, avant que ne se développent les grands travaux de correction de la rivière, a permis une double démonstration :

A) l'étude synchronique de la géomorphologie de la rivière, reconstituée d'après la carte sarde de 1730, confirmée et enrichie par la lecture des textes anciens, a permis de montrer que la rivière avait un style en plan tressé, indiquant un caractère torrentiel marqué qui favorisait une forte activité géomorphologique sur toutes les sections de la plaine alluviale ; de plus, il est apparu que celui-ci changeait de l'amont vers l'aval. Ainsi, l'étude de l'évolution amont-aval du taux de sinuosité du chenal principal et de la largeur de la bande active a permis de détecter : 1) l'existence d'une zone de rupture morphodynamique dans le bassin de Cluses, où le tressage devenait moins large et se simplifiait brusquement ; 2) la modification du style tressé de l'Arve, en aval du confluent du Giffre, la rivière adoptant un modèle associant les bras multiples du tressage et la sinuosité du méandrage ; ce type de dynamique rapprocherait l'Arve des rivières ayant un modèle "à chenaux divagants". Il est apparu que la pente de la vallée était l'un des facteurs fondamentaux du changement amont-aval du tressage ; il se produisait brutalement lorsqu'un seuil de pente d'environ 0,0025 était franchi. De plus, il est probable que la modification de l'hydrologie de l'Arve, engendrée par l'arrivée des eaux du Giffre, au régime moins contrasté, favorisait également le changement de modèle, en aval du confluent ;

B) le suivi diachronique de la géomorphologie fluviale de l'Arve moyenne dans le bassin de Cluses a permis de mettre en évidence un changement de modèle fluvial au début du 18ème siècle et de l'expliquer : il est apparu que la dynamique fluviale a connu, à cette époque, une forte recrudescence d'activité qui s'est manifestée par la multiplication des chenaux de tressage, un important élargissement de la bande active et l'exhaussement du profil en long de la rivière. L'analyse de la dynamique fluviale au 19ème et jusqu'au milieu du 20ème siècle a confirmé le changement. Comme l'ont indiqués les textes anciens, il provoqua la perte de plusieurs centaines d'hectares de terres agricoles, érodées, sablées, ou transformées en marais par l'élévation de la ligne d'eau. L'explication du changement est double :

- pour une part, il résulte de l'édification de digues longitudinales, sur une longueur modeste, protégeant la ville de Cluses des inondations ; les ajustements du profil en long qui ont suivi leur construction ont favorisé des remaniements de la charge fluviale stockée dans le lit ;

- c'est également la réponse de la dynamique fluviale à la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire. Dès le début du 17ème siècle, elle s'est traduite par une augmentation de la fourniture sédimentaires des émissaires glaciaires du massif du Mont-Blanc, qui connaissaient des crues, semble-t-il, plus fréquentes qu'auparavant, et par l'envolement de la vallée de Chamonix sous leurs dépôts ; il est possible également que la dégradation climatique se soit traduite par une série de crues de plus grande ampleur de l'Arve. La rivière a pris en charge les matériaux fournis par ses affluents et les a progressivement évacués vers l'aval. La recrudescence des transports solides s'est manifestée par l'édification de mégaformes de sédimentation qui migraient et se développaient progressivement vers l'aval, par contrôle amont de la fourniture graveleuse ; un siècle après le premier maximum glaciaire dans la vallée de Chamonix, la vague caillouteuse atteignait le bassin de Cluses, après avoir remblayé tous les emplacements disponibles de la partie supérieure de la plaine alluviale de l'Arve.

Si l'on ne dispose d'aucune donnée sur une éventuelle augmentation des transports solides sur les torrents de l'Arve, il est par contre apparu que la dynamique fluviale des affluents non englacés, telle celle du Borne sur son cône alluvial au 18ème siècle, était également indicatrice du changement : l'affluent a connu une nette recrudescence d'activité, le balayage du cône par les chenaux provoquant d'importantes pertes en terres agricoles et nécessitant la mise en place rapide d'ouvrages de correction. Globalement, au 18ème siècle, il résulte de cette étude que la charge alluviale parvenant à l'Arve est extrêmement forte, ce qui justifie le modèle tressé et la forte

activité morphodynamique de l'axe fluvial principal.

C) Les perspectives d'étude sont nombreuses ; tout d'abord tenter d'approfondir la connaissances de la rivière médiévale (type de modèle fluvial, ampleur et extension de l'incision...) ; ensuite, établir la chronologie de la recrudescence d'activité de l'Arve ; mieux connaître les changements de la dynamique fluviale pendant la période de Petit Age Glaciaire et en particulier de la dynamique des affluents qui fournissent la charge alluviale à l'Arve (torrents, rivières des préalpes, du Piémont...) ; mieux définir la responsabilité respective des facteurs anthropiques et des facteurs naturels sur la recrudescence d'activité de la rivière (en particulier l'influence des défrichements de la montagne sur la dynamique des flux d'eau et de sédiment).

3) La dynamique fluviale perturbée par l'homme.

C'est sur ce pas de temps que les résultats sont les plus nombreux, en raison du grand nombre de données dont l'on a pu disposer.

A) Les changements affectant la plaine alluviale.

1) Dès 1820, on a développé l'endiguement longitudinal insubmersible par sections dans la plaine alluviale de l'Arve. Seule la section chenalisée en amont de Bonneville a été étudiée ; cependant les observations des changements induits par l'endiguement peuvent être généralisés à l'ensemble des sections endiguées de la plaine alluviale de l'Arve. La rectification du chenal a provoqué d'importants ajustements de la pente : il s'est produit un basculement du profil en long, comme le prouve une incision d'environ 2,50 mètres à l'amont et un accroissement de la fréquence d'inondation à l'aval. L'adaptation du profil en long aux nouvelles conditions d'écoulement a provoqué d'importants remaniements de la charge graveleuse, internes à la plaine alluviale : les matériaux érodés dans la portion incisée du chenal ont été transférés vers l'aval et se sont déposés au sortir des digues. Il en est résulté un accroissement de l'activité du tressage qui s'est manifesté par un élargissement de la bande d'activité fluviale, la multiplication des chenaux de tressage et d'intenses sapements de berge.

2) L'évolution majeure de la dynamique fluviale s'est produite au cours des 40 dernières années : il s'agit de l'incision dramatique de la rivière, en relation avec de graves perturbations de la dynamique des transports solides dans toutes les sections de la plaine alluviale. Le changement est le plus profond dans les sections non endiguées : il atteint un maximum de 12 mètres en tête du bassin de Sallanches, dépasse 8 mètres dans le bassin de Cluses, où la formation fine sous-jacente a exercé un contrôle intrinsèque des taux d'incision du chenal. Il en est résulté la disparition du tressage et la mise en place d'un chenal unique, profond, étroit et rectiligne et une réduction des pentes de la rivière. Dans les tronçons endigués, le changement existe également, même s'il est moins perceptible : l'incision a été beaucoup moins fortes que dans les autres sections ; l'exemple du chenal endigué en amont de Bonneville montre que la dynamique de la migration des seuils et des bancs témoigne de la réponse complexe du système fluvial : dans un premier temps, la déstabilisation du lit a provoqué une accélération de la migration des formes du chenal ; par la suite, la fixation de certains bancs, mis hors d'eau par l'incision, a favorisé le blocage des formes fluviales ; depuis quelques années, la destruction des formes stabilisées par les sapements de la rivière a permis le redémarrage de la migration des triples associations mouille-seuil-banc.

Les causes des changements affectant la plaine alluviale de l'Arve sont multiples. Ce sont tout d'abord les perturbations de la dynamique des flux hydriques et des transports solides par l'homme :

- les modifications anthropiques du régime sont peu développées par rapport à ce qu'elles sont sur certains cours d'eau des Alpes du Nord. La dérivation des eaux du Bas-Giffre dans le bassin de Cluses a provoqué une augmentation du débit et accéléré le processus de dégradation du lit de l'Arve. Une partie des eaux des émissaires glaciaires du Mont-Blanc est dérivée dans les retenues hydroélectriques d'altitude (Emosson, Girotte) ; cependant, le débit de l'Arve dans la plaine alluviale apparaît être relativement peu affecté par ces changements du régime ;

- ce sont les extractions de gravier dans le lit du cours d'eau qui sont le principal facteur responsable de la profonde incision de l'Arve. Sur l'ensemble de la plaine alluviale, après 1950, plus de 15 millions de m³ de gravier ont été extraits par dragage ou décapage des bancs provoquant une modification drastique des transports solides : les extractions ont engendré la déstabilisation du lit et des ajustements de la pente par des processus d'érosion régressive ; le piégeage amont des graves dans les souilles d'extraction a également favorisé l'encaissement du chenal à cause d'un déficit d'apports amont. Afin d'empêcher la destruction des ponts et des digues résultant d'une trop forte incision, on a aménagé des seuils en travers de la rivière ; leur comblement a accentué le déficit d'apport dans les sections situées à l'aval des ouvrages.

B) La diminution des entrées de sédiments dans le sous-système "plaine alluviale"

L'incision n'est pas uniquement liée aux impacts anthropiques directs touchant la plaine alluviale, mais résulte également d'une baisse des apports alimentant l'axe fluvial principal ; ce changement s'est probablement produit dès le début du siècle et s'est accentué depuis une vingtaine d'années :

1) l'étude des torrents de l'Arve a permis de mieux appréhender la dynamique complexe des sédiments dans le système torrentiel et les relais de processus qui permettent à une particule mobilisée sur un versant de gagner l'axe fluvial principal. On a également tenté de déterminer les causes du déclenchement des transports solides torrentiels : ils sont non seulement liés à l'occurrence de fortes précipitations, mais également à l'intensité de la fourniture sédimentaire aux talwegs, qui conditionne le degré de stabilité du système. A la fin du 19^{ème} siècle, de nombreux torrents de l'Arve étaient fortement actifs ; les travaux de correction développés par le Service de Restauration des Terrains en Montagne sur les versants (banquettes de reboisement, drainage des glissements de terrain...) et dans les talwegs (escaliers de barrages, bassin de sédimentation...) ont respectivement favorisé une diminution des apports alimentant le chenal et le stockage d'importants volumes de matériaux dans la montagne. Il en est résulté une meilleure stabilité des torrents et dans la plupart des cas une diminution de la fréquence des transports solides et bien entendu une baisse des apports sédimentaires alimentant l'Arve. De plus, depuis une dizaine d'années, le besoin en granulat est tel que le chenal parcourant le cône de déjection de plusieurs torrents est régulièrement curé : on a mis en évidence le rôle parfois considérable des reprises de matériaux sur les cônes de déjection, pour l'alimentation des coulées torrentielles ; les sédiments prélevés sur le cône sont définitivement perdus pour les transports solides et ne participent plus à l'alimentation de l'axe de drainage de vallée ;

2) l'étude de la dynamique fluviale du Giffre sur son cône a permis de démontrer qu'elle avait subi de profonds changements depuis le milieu du 20^{ème} siècle. Dans la zone de confluence, l'interdépendance entre les processus se produisant sur le cours d'eau principal et sur son tributaire fait qu'une grande part du changement observé depuis 1950 (incision de 3 à 5 mètres, chenalisation) résulte des processus se produisant sur l'Arve. Cependant, il a été démontré qu'ils proviendraient également d'une diminution des apports sédimentaires en provenance de la moyenne vallée du Giffre. Comme l'a montré l'exemple d'un petit réseau de drainage du piémont, le Foron de La Roche, certains affluents primaires semblent avoir connus une nette décroissance de leur

activité fluviale et de leurs transports solides, diminuant d'autant les apports alimentant l'Arve.

Au vu de ces premiers résultats, il semble raisonnable de conclure que, depuis le début du siècle, la fourniture sédimentaire alimentant le sous-système "plaine alluviale" a diminué : globalement, elle toucherait les torrents montagnards, les affluents principaux de l'Arve, mais également les petits réseaux de drainage primaires du piémont, c'est à dire tous les types de cours d'eau assurant la fourniture sédimentaire de l'Arve.

C) Les perturbations contemporaines des flux alimentant le Haut-Rhône.

Plusieurs études du début du siècle ont permis de déterminer quelles étaient les grandes caractéristiques de la dynamique des flux sédimentaires quittant l'Arve : l'analyse a été effectuée pour les transits de matière dissoute et de matière en suspension. Excepté quelques estimations dont la validité est douteuse, peu de données existent sur les transports solides de l'Arve par charriage, au début du siècle. Actuellement, il résulte de diverses observations que les transports solides ont été profondément perturbés par les changements contemporains de la dynamique fluviale de l'Arve : les charriages ont fortement diminué, comme en témoigne l'absence d'alimentation graveleuse des souilles d'extraction à Genève ; la dynamique des flux sédimentaires fins a probablement été perturbée par la remise en suspension d'importantes quantités de sédiments fins ainsi que de la matrice des graves, consécutivement à la profonde incision du lit de l'Arve, et la suppression des zones de stockage de la charge en suspension dans la plaine d'inondation qui en est résulté.

Une grande partie de la charge sortant de l'Arve est immédiatement piégée en aval de la zone de confluence, dans le réservoir de la retenue hydroélectrique de Verbois. La dynamique du transit des sédiments est profondément modifiée par le barrage, puisqu'on a remplacé le transit régulier des matériaux par une chasse qui se produit tous les trois ans. Le recensement des données concernant la sédimentation dans la retenue de Verbois, le déroulement des chasses a permis d'obtenir des informations complémentaires sur les volumes annuels des dépôts, leur répartition dans le réservoir et l'efficacité des chasses pour le décolmatage de la retenue. Une analyse sédimentologique des matériaux déposés dans le barrage, effectuée lors de la chasse de juin 1987, a permis de démontrer la logique de la répartition granulométrique des sédiments déposés dans la retenue par les crues de l'Arve : on a démontré la diminution amont-aval de la granulométrie des dépôts ; celle-ci est à mettre en relation avec la géométrie de la retenue.

En définitive, il apparaît que les flux sédimentaires sont perturbés par l'homme sur toutes les parties du système fluvial Arve, sur les affluents de la rivière, dans la plaine alluviale, mais aussi à l'entrée du système Rhône.

* *

*

L'étude que l'on vient de présenter met en évidence non seulement l'intérêt, mais la nécessité de l'analyse systémique pour la compréhension des processus fluviaux et des causes des changements qui affectent la dynamique fluviale. Cette vision globale des différentes composantes d'un système fluvial montre l'extrême complexité des processus qui s'y produisent, dont on n'a, d'ailleurs, donné qu'un aperçu. Elle résulte des liens fonctionnels existant entre les différentes composantes du système. Une telle approche constitue l'étape préalable à toute définition d'une gestion des cours d'eau et en particulier de leurs sédiments. Ainsi, ce travail a montré que non

seulement on a surexploité un gisement alluvionnaire, mais que les graviers sont une ressource non renouvelable à court et même à moyen terme, d'abord parce que les réserves de matériaux alluvionnaires mettent des siècles à se reconstituer, ensuite parce que l'on compromet le "rajeunissement" de la plaine alluviale en empêchant les matériaux graveleux de quitter la montagne. Paradoxalement, l'incision qui a suivi la surexploitation des graviers du chenal a favorisé la remise en suspension d'importantes quantités de matériaux fins stockés dans le lit et la suppression des plaines d'inondation, où ils étaient susceptibles de se déposer ; or comme l'a montré ce travail, la gestion des sédiments fins pose d'énormes difficultés aux exploitants des barrages hydroélectriques. Cet exemple, peut-être caricatural, montre l'extrême nécessité de développer une gestion de l'espace fluvial, non plus au "coup par coup", mais plus globale, à l'échelle du système fluvial. On ne peut donc que souhaiter que cette étude contribuera à formuler une problématique de gestion des cours d'eau montagnards et de leurs sédiments.

BIBLIOGRAPHIE :

Bibliographie.

- ALLEGRESDE M. (1951)** : L'Arve supérieure et son aménagement. *Maîtrise de Géographie, Université de Lyon, 25 pages + figures et photographies.*
- ALLEN J. R. L. (1965)** : A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* ; **5**, 89-191.
- ANCHIERRI L. (1966)** : Les crues du torrent de Pontamafrey en 1965. *Revue de Géographie Alpine* ; **54**, 15-42.
- AMOROS C.; BRAVARD J.-P. (1985)** : L'intégration du temps dans les recherches méthodologiques appliquées à la gestion écologique des vallées fluviales : l'exemple des écosystèmes aquatiques abandonnés par les fleuves. *Revue Française des Sciences de l'Eau* ; **4**, 349-364.
- AMOROS C.; ROUX A. L.; REYGROBELLET J.-L.; BRAVARD J.-P.; PAUTOU G. (1987)** : A method for applied ecological studies of fluvial hydrosystems. *Regulated Rivers* , **1/1**, 17-36.
- ANCHIERRI L. (1966)** : Les crues du torrent de Pontamafrey en 1965. *Revue de Géographie Alpine* ; **51/1**, 15-42.
- ARMAND C. (1978)** : Régime des eaux souterraines et paléomorphologie, géologie et hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie). *Thèse de 3ème cycle de Géologie Appliquée, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 320 pages.*
- AVEZOU R. (1941)** : Le roi Charles-Félix et la colonne commémorative de Bonneville. *Mémoires de l'Académie du Faucigny* ; **3**, 55-65.
- BABONAUX Y. (1970)** : Le lit de la Loire. Etude d'hydrodynamique fluviale. *Bibliothèque Nationale, Paris, 252 pages.*
- BAEFF B. (1891)** : Les eaux de l'Arve ; recherche de géologie expérimentale sur l'érosion et le transport dans les rivières torrentielles ayant des affluents glaciaires. *Thèse de Sciences Naturelles, Université de Genève; Imp. Taponnier et Studer, Genève, 88 pages*
- BAGNOLD R.A. (1966)** : An approach to the sediment transport problem from general physics. *U. S. Geological Survey Professional Paper* , **422-1**, 37 pages.
- BECKER B. (1980)** : Progress in dating the Holocene valley development by subfossil trees. *Bull. de l'Association Française d'Etude du Quaternaire*. **1-2**, 85-86.
- BENEVENT E. (1923)** : Une légende qui disparaît : les Alpes françaises ont-elles été déboisées ? *La Géographie*, **11**, 324-327.
- BERGERON N. ; ROY A. G. (1985)** : Le rôle de la végétation sur la géomorphologie d'un petit cours d'eau. *Géographie Physique et Quaternaire* ; **39/1**, 323-326.
- BERTIN J. (1973)** : Sémiologie graphique. *Paris, Mouton-Gauthier-Villard, 2ème édition, 431 pages.*

- BEST J. L. (1986)** : Morphology of river channel confluences. *Progress in Physical Geography* ; **10/2**, 157-174.
- BIRD J. F. (1985)** : Review of channel changes along creeks in the northern part of the Latrobe river basin, Gippsland, Victoria, Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* , Supplement Band **55**, 97-111.
- BLANCHARD R. (1913)** : La crue glaciaire dans les Alpes de Savoie au 17ème siècle. *Revue de Géographie Alpine* ; **1**, 443-454.
- BLANCHARD R. (1920)** : Le régime des copurs d'eau suisses. *Revue de géographie Alpine* ; **8**, 359-457.
- BLANCHARD R. (1941)** : Les Alpes Occidentales : les Cluses préalpines et le Sillon alpin. *Tome 2, 2 volumes, Grenoble, 670 pages.*
- BLANCHET C.; BRISSAUT M (1968)** : Evolution du lit du Drac dans la traversée de Grenoble. *C. R. des 10èmes Journées de l'Hydraulique, PARIS, 3-5 Juil. 1968 ; Société Hydrotechnique de France; Tome 2, Question 5, Rapport 8, 7 pages.*
- BLANIC M. ; VERDET G. (1975)** : Quelques travaux de correction sur le cours de l'Isère. *La Houille Blanche* ; **2-3**, 191-198.
- BLUCK B. J. (1971)** : Sedimentation in the meandering river Endrick. *Scottish Journal of Geology* ; **7**, 93-138.
- BLUCK B. J. (1982)** : Texture of gravels-bars in braided streams. In "Gravel-Bed Rivers", R. D. Hey ; J. C. Bathurst ; C. R. Thorne Edit. ; John Wiley and Sons Ltd., Chichester , 339-355.
- BOISSIER R. (1916)** : Le charriage des alluvions en suspension dans l'eau de l'Arve. *Archives des Sciences Physiques et Naturelles, Genève* ; **41**, 331-333.
- BOOTHROYD J. C. ; NUMMEDAL D. (1978)** : Proglacial braided outwash : a model for humid alluvial fan deposits. In "Fluvial Sedimentology"; Miall A. D. edit. ; Canadian Society of Petroleum Geologists; Memoir **5**, 641-668.
- BOREL J.-L.; JORDA M.; MONTJUVENT G. (1984)** : Variations climatiques, morphogénèse et évolution de la végétation post-würmiennes dans les Alpes françaises. In : "Les Alpes"; 25ème Congrès International de Géographie, Paris ; 43-53.
- BOURDIER F. (1961)** : Le bassin du Rhône au quaternaire. Géologie et Préhistoire. Edit. C.N.R.S., Paris ; 2 vol., 364 et 294 pages.
- BOUSSARSAR B. (1987)** : Torrentialité et avalanches dans une forêt des Pyrénées centrales : le Laou d'Esbas. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* ; **58/1**, 63-80.
- BOUYARD M.; CHARDONNET E.; COURDOUAN P. (1957)** : Barrage et prise d'eau de la chute de Pressy, sur le Giffre. *Travaux, Août 1957* ; 398-413.

- BOZONNET R. (1981)** : Contribution à l'étude géomorphologique de la haute-montagne tempérée : l'exemple du massif du Mont-Blanc. *Thèse de 3ème cycle de Géographie, Université de Grenoble, 140 pages.*
- BRAYARD J.-P. (1981)** : La Chautagne, dynamique de l'environnement d'un pays savoyard. *Institut des Etudes Rhodaniennes, Lyon ; 18, 182 pages.*
- BRAYARD J.-P. (1983)** : Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône (Approche qualitative et spatiale). *Revue de Géographie Alpine ; 71/4, 363-379.*
- BRAYARD J.-P. (1986)** : La basse vallée de l'Ain : dynamique fluviale appliquée à l'écologie. *Documents de Cartographie Ecologique, Grenoble ; 29, 17-43.*
- BRAYARD J.-P. (1987a)** : Le Rhône du Léman à Lyon. *Collection "l'Homme et la Nature", La Manufacture Edit., Lyon ; 452 pages.*
- BRAYARD J.-P. (1987b)** : Les confluences rhodaniennes : de la dynamique holocène aux changements contemporains. *Bulletin de l'Association des Géographes Français , (sous-presse).*
- BRAYARD J.-P. ; AMOROS C. ; JACQUET C. (1986a)** : Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques fluviaux par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie, la zoologie et l'écologie. *Revue d'Archéométrie ; 10, 43-55.*
- BRAYARD J.-P. ; AMOROS C. ; PAUTOU G. (1987b)** : Impacts of civil engineering works on the succession of communities in a fluvial system : a methodological and predictive approach to a section of the Upper-Rhône river. *Oikos ; 47, 92-111.*
- BRAYARD Y. (1983)** : Catastrophes naturelles en Savoie. *Collection "Trésors de la Savoie" ; Imprimerie Arc-Isère, Montmélian, 96 pages.*
- BRAY D.I. ; CHURCH M. (1980)** : Armoured versus gravel paved beds. *Journal of the hydraulics Division, American Society of Civil Engineers ; 106 HY 11, 1937-1940.*
- BRICE J. C. (1964)** : Channel patterns and terraces of the Loup river in Nebraska. *U. S. Geological Survey, Professional Paper ; 422-D, 1-41.*
- BRICE J. C. (1974)** : The evolution of meander loops. *Bulletin of the Geological Society of America ; 85, 581-586.*
- BRIDGE J. S. (1985)** : Paleochannel inferred from alluvial deposits : a critical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology ; 55/4, 579-589.*
- BRIERLEY G. J. ; HICKIN E. J. (1985)** : The downstream gradation of particle sizes in the Squamish river, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms ; 10, 597-606.*
- BROISE P. (1973)** : Genève et son territoire dans l'Antiquité, de la conquête romaine à l'occupation burgonde. *Collection "Latomus", Bruxelles ; volume 129, 2 tomes, 369 pages et 47 cartes.*
- BROOKES A. (1987)** : River channel adjustment downstream from channelization works in England and Wales. *Earth Surface Processes and Landforms ; 12/4, 337-351.*

- BROSSE R. (1982)** : Les processus sédimentaires dans le fleuve Loire. *Thèse de Géologie Sédimentaire ; U.E.R. des Sciences et Techniques de l'université d'Angers ; sept. 1982, 350 pages dactylographiées.*
- BROTTO R. (1982)** : Evolution morphogénique du bassin du Guil au cours du Quaternaire récent. *Thèse de 3ème cycle de Géographie, Université d'Aix-Marseille 2 ; 201 pages dactylographiées.*
- BROWN A. G. (1983)** : Floodplain deposits and accelerated sedimentation in the lower Severn basin. In *"Background to Palaeohydrology"*; K. J. Gregory Edit. ; John Wiley and Sons Ltd., Chichester ; 375-397.
- BROWN A. G. (1985)** : Traditional and multivariate technics in the interpretation of the floodplain sediment grain-size variations. *Earth Surface Processes and Landforms ; 10, 281-291.*
- BROWN A. G. ; BARBER K. E. (1985)** : Late Holocene paleoecology and sedimentary history of a small lowland catchment in Central England. *Quaternary Research ; 24, 87-102.*
- BRUSSON J.-P. (1980)** : Sallanches, hier, aujourd'hui, demain : une petite ville au pays du Mont-Blanc. *F.J.E.P. Sallanches Edit. ; Imp. des Voirons, Annemasse ; 144 pages.*
- BRUSCHIN J. (1975)** : Concentrations et granulométries des matériaux en suspension. Ecole polytechnique Fédérale de Lausanne ; Département de Génie-Civil, Laboratoire d'Hydraulique, rapport dactyl., 18 pages.
- BRUSCHIN J. (1987)** : Envasement et chasses dans la retenue de Verbois, de 1942 à 1985. *Ingénieurs et Architectes Suisses ; 18, 280-286.*
- BULL W. B. (1962)** : Relation of textural (CM) patterns to depositional environments of alluvial-fan deposits. *Journal of Sedimentary Petrology ; 32/2, 211-216.*
- BURKHAM D. E. (1972)** : Channel changes of the Gila river in Saffort valley, Arizona 1846-1970. *U. S. Geological Survey, Professional Paper ; 655-G, 24 pages.*
- CACLIN M.-C. ; POINSART D. (1987)** : Etude granulométrique du canal de Miribel. *Maîtrise de Géographie ; Université Lyon 3, 88 pages + annexes.*
- CAILLEUX A. ; TRICART J. (1959)** : Initiation à l'étude des sables et des galets. *C. D. U. Edit., Paris ; 3 vol., 376, 194 et 202 pages.*
- CAINE N. (1980)** : The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler ; 62-A, 23-27.*
- CAMPBELL F.B. ; BAUDER H.A. (1940)** : A rating curve method for determining silt discharge of streams. *Transactions of the American Geophysical Union ; 21, 603-607.*
- CARREL G. (1986)** : Caractérisation géochimique du Haut-Rhône français et de ses annexes ; incidences sur la croissance des populations d'alevins. *Thèse, Université Lyon 1 ; 185 pages, dactylographiée.*

- CELLOT B. ; BOURNAUD M. (1984)** : Dynamique saisonnière des mouvements de l'eau et des particules en suspension dans un fleuve. *Verein. Limnol.* ; **22**, 2002-2008.
- CEMAGREF (1983)** : Correction du torrent du Nant-Bourdon : avant-projet. *Cemagref, Grenoble, rapport dactylographié.*
- CERIC (1983)** : Etude générale d'aménagement hydraulique du Giffre. *Rapport d'Ingénieur non publié n° 4419/1113 C ; 40 pages + plans*
- CHEVALIER A. (1923)** : Le déboisement et la disparition du manteau végétal dans les Alpes. *Annales de Géographie* ; **32**, 546-551.
- CHOLLEY A. (1925)** : Les Préalpes de Savoie et leur avant-pays. Etude de Géographie Régionale. *Colin Edit., Paris ; 755 pages.*
- CHURCH (1972)** : Baffin island sandurs : a study of arctic fluvial processes. *Geological Survey of Canada, Ottawa ; 216, 208 pages.*
- CHURCH M. (1978)** : Palaeohydrological reconstructions from a Holocene valley fill. In "Fluvial Sedimentology" ; *Miall A. D. Edit. ; Canadian Society of Petroleum Geologists ; Memoir 5, 43-772.*
- CHURCH M. (1983)** : Pattern of instability in a wandering gravel-bed channel. In : "Modern and ancient fluvial systems" ; *J.D Collinson and J. Lewin Edit. ; Special Publications of the International Association of Sedimentologists ; 6, 169-180.*
- CHURCH M. (1987)** : Quaternary palaeohydrology. *Episodes : International Geosciences Newsmagazine ; 10/1, 21-23.*
- CHURCH M. ; JONES D. (1982)** : Channel bars in gravel-bed rivers. In "Gravel-Bed Rivers" ; *R. D. Hey ; J. C. Bathurst ; C. R. Thorne Edit. ; John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 291-338.*
- COHEN M. ; BRUSCHIN J. (1975)** : Les chasses de la retenue de Verbois (1945-1984). *Services Industriels de Genève ; Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Laboratoire d'Hydraulique ; rapport dactylographié, 54 pages.*
- COLLADON D. (1874)** : Note sur les dépôts de la rivière d'Arve aux environs de la ville de Genève. *Archives des Sciences Physiques et Naturelles, Genève ; Série 2, 51, 139-149.*
- COLLET L. W. (1916a)** : Remarques au sujet de la prise d'échantillons d'eau en profondeur dans les rivières. *Archives des Sciences Physiques et Naturelles, Genève ; Série 4, 61, 333-334.*
- COLLET L. W. (1916b)** : Le charriage des alluvions dans certains cours d'eau de la Suisse. *Annales Suisses d'Hydrographie du Service Fédéral des Eaux ; Volume 2, 21-27 et 174-175.*
- CORBEL J. (1963)** : Glaciers et climats dans le massif du Mont-Blanc. *Revue de Géographie Alpine ; 51/3, 321-360.*
- CURRY R. R. (1966)** : Observations of alpine mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado. *Bulletin of the Geological Society of America ; 77, 771-776.*

- DELIBRIAS G.; GABERT J.; JORDA M. (1984)** : Données nouvelles sur la chrono-stratigraphie et l'évolution paléomorphologique post-glaciaire des Alpes françaises du Sud (Moyenne Durance). *C. R. de l'Académie des Sciences, Paris* ; **299/6**, 263-266.
- DE MARTONNE E. (1924)** : Traité de Géographie Physique. *Armand Colin, Paris*.
- DE SAUSSURE H. B. (1779)** : Voyage dans les Alpes. *Neuchâtel, 4 volumes*.
- DERRUAU M. (1965)** : Précis de géomorphologie. *Masson et Cie, Paris* ; 415 pages.
- DOEGLAS D. J. (1946)** : Interpretation of the results of mechanical analyses. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **16**, 19-40
- DOEGLAS D. J. (1962)** : The structure of sedimentary deposits of braided streams. *Sedimentology* ; **1**, 167-190.
- DOUXAMI H. (1906)** : Observations sur quelques phénomènes torrentiels du bassin de l'Arve (Haute-Savoie). *Annales de la Société Linéenne, Lyon* ; **53**, 51-76.
- DURY G.H. (1964)** : Principle of underfit streams. *U.S. Geological Survey, Professional Paper* ; **452-A**, 67 pages.
- EDOUARD J.-L.; VIVIAN H. (1982)** : La nouvelle hydrologie d'une vallée alpine : la Maurienne. *Revue de Géographie Alpine* ; **70/3**, 257-278.
- EDOUARD J.-L.; VIVIAN H. (1984)** : Une hydrologie naturelle dans les Alpes du Nord ? *Revue de Géographie Alpine* ; **72**, 165-188.
- ETHRIDGE F. G.; SCHUMM S. A. (1978)** : Reconstructing paleochannel morphology and flow characteristics : methodology, limitations and assessment. In "*Fluvial Sedimentology*", *Miall A. D. Edit. ; Canadian Society of Petroleum Geologists ; Memoir 5*, 703-721.
- FERGUSON R.I.; WERRITTY A. (1983)** : Bar development and channel changes in the gravelly River Feshie, Scotland. In : "*Modern and ancient fluvial systems*", *J.D Collinson and J. Lewin Edit. ; Special Publications of the International Association of Sedimentologists* ; **6**, 181-193.
- FOREL F. A. (1892-1895-1904)** : Le Léman, monographie limnologique. *F. Rouge, Lausanne, 3 volumes, 1909 pages*.
- FOURNEAU J.-C. (1976)** : Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géologie Alpine* ; **52**, 31-72.
- FRENZEL B. (1979)** : L'Homme comme facteur géologique en Europe. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* ; **4**, 191-199.
- FRENZEL B. (1983)** : On the central-european water budget during the last 15000 years. *Quaternaries Studies in Poland* ; **4**, 45-59.

- FRIEDMAN G.M. (1961)** : Distinction between dune, beach and river sands from the textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **27**, 514-529.
- FRIEDMAN G.M. (1962)** : On sorting, sorting coefficients, and the log-normality of the grain-size distribution of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **31/4**, 514-529.
- FRIENDS P. F. (1978)** : Distinctive features of some ancient river systems. In "Fluvial Sedimentology" ; Miall A. D. Edit. ; Canadian Society of Petroleum Geologists ; Memoir **5**, 531-542.
- GAILLARD M. J.; REYNAUD C.; WEBER B.; WEGMÜLLER S. (1981)** : Les variations tardiglaciaires et postglaciaires du niveau du lac Léman ; apport des données palynologiques. Archives Suisses d'Anthropologie Générale ; **45/2**, 117-121.
- GANGLOFF P. (1970)** : Le bassin de Genève, géomorphologie et quaternaire. *Thèse de 3ème cycle de Géographie, Université de Strasbourg, Centre de Géographie Appliquée* ; 240 pages.
- GAUDET F. (1973)** : Les cours d'eau de régime glaciaire. *Thèse, Université de Lille 3* ; 417 pages.
- GEMAEHLING C., CHABERT J. (1962)** : Transport solide et modification du lit d'une rivière à forte pente : la Drôme. *Association Internationale d'Hydrologie Scientifique ; Bari, 1962* , **59**, 259-272.
- GILYEAR D.J. ; PETTS G.E. (1985)** : Turbidity and suspended solids variations downstream of a regulating reservoir. *Earth Surface Processes and Landforms* ; **10**, 363-373.
- GIULIANI Y.; GARRAUD J. (1982)** : Tentative de gestion des sédiments accumulés dans les réservoirs hydro-électriques. In "la gestion des sédiments", *Colloque de Propriano ; Bulletin du BRGM (2)* ; **3/1**, 149-150.
- GOGUEL J.; PACHOUD A. (1978)** : Le mouvement de terrain du versant sud du massif de Platé. *Bulletin du BRGM (3)* ; **10**, 201-214.
- GRAF W.L. (1979)** : Mining and channel response. *Annals of the Association of American Geographers* ; **69/2**, 262-275.
- GRAF W.L. (1980)** : The effect of dam closure on downstream rapids. *Water Resources Research* ; **16/1**, 129-136.
- GRANT G. E. (1986)** : Downstream effects of timber harvest activities on the channel and valley floor morphology of western Cascade streams. *Ph. D., Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland* ; 348 pages.
- GREGORY K.J. ; PARK C.C. (1974)** : Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir. *Water Resources Research* ; **10/4**, 870-873.
- GROYE J. M. (1966)** : The Little Ice Age in the massif of Mont-Blanc. *Transactions of the Institute of British Geographers* ; **40**, 129-143.
- GROYE J. M. (1972)** : The incidence of landslides, avalanches and floods in western Norway, during the Little Ice Age. *Arctic and Alpine Research* ; **4**, 131-138.

- GUICHONNET P. (1955)** : Le cadastre savoyard de 1738 et son utilisation pour les recherches d'histoire et de géographie sociale. *Revue de Géographie Alpine* ; **43/2**, 255-298.
- GUICHONNET P. (1957)** : La nouvelle centrale de Pressy. *Revue de Géographie Alpine* ; **45**, 623-627.
- GUICHONNET P. (1981)** : Notre Bonneville. *Association des Amis du château Edit., Imprimerie Plancher, Bonneville; 2ème édition, 170 pages.*
- GUINAUDEAU C. (1950)**: Principaux cataclysmes régionaux, phénomènes glaciaires et torrents extraordinaires en Haute-Savoie au cours des dix dernières années. *Revue Savoisienne*, 35-40.
- GUNNERSON C. G. (1967)** : Streamflow and quality in the Columbia river basin. *Journal of the Sanitation Engineering Division ; American Society of Civil Engineers ; 93*, 1-16.
- GUY L. (1940)** : L'ancien pont de Bonneville. *Mémoires de l'Académie du Faucigny ; 2*, 85-87.
- GUY L. (1943)** : Documents relatifs aux travaux de réparation du pont et des digues de l'Arve au 18ème siècle. *Mémoires de l'Académie du Faucigny ; 5*, 83-88.
- HANNSS C. (1984)** : La constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère, entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans, ainsi que de la plaine de la Leysse dans la val du Bourget. *Revue de Géographie Alpine ; 2-3-4*, 439-456.
- HARVEY A. M. (1977)** : Event frequency in sediment production and channel change. In "River channel changes" ; K. J. Gregory Edit. ; John Wiley and Sons Ltd., Chichester ; 301-315.
- HEWARD A. P. (1978)** : Alluvial fans sequence and megasequence models. In "Fluvial Sedimentology" ; Miall A. D. Edit. ; Canadian Society of Petroleum Geologists ; Memoir **5**, 669-702.
- HEY R.D. ; THORNE C. (1983)** : Accuracy of surface samples from gravel bed material. *Journal of the Waterway Harbors Division, American Society of Civil Engineers ; 93 WW 1*, 63-84.
- HICKIN E.J. (1974)** : The development of meanders in natural river channels. *American Journal of Sciences ; 274*, 414-442.
- HICKIN E. J. (1983)** : River channel changes : retrospect and prospect. In : "Modern and ancient fluvial systems", J.D Collinson and J. Lewin Edit. ; Special Publications of the International Association of Sedimentologists ; **6**, 61-83.
- HICKIN E. J.; NANSON G. C. (1975)** : The character of channel migration on the Beatton River, Northeast British Columbia, Canada. *Bulletin of the Geological Society of America ; 86*, 487-94.
- HOOKE J. M. (1984)** : Changes in river meanders : a review of technics and results of analyses. *Progress in Physical Geography ; 8/4*, 473-508.
- HUCHON H. (1981)** : Aménagement et érosion torrentielle : la Ravoire des Arcs. *Colloque "Montagne et Aménagement", 21-25 octobre 1981 ; LAMA, Grenoble (1982) ; 35-40.*

- INNES J. L. (1983)** : Debris flows. *Progress in Physical Geography* ; **7**, 469-501.
- INMAN D. L. (1949)** : Sorting of sediment in light of fluvial mechanics. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **19/1**, 51-70.
- INMAN D. L. (1952)** : Measure for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **22/3**, 125-145.
- INSTITUT D'HYGIENE DE GENEVE (1984)** : Rapport concernant les examens physico-chimiques et bactériologiques des eaux du Rhône. Vidange de la retenue de Verbois, 13-17 juin 1984. *Service d'hydrobiologie ; rapport dactylographié*, 30 pages.
- JAYET A. (1966)** : Résumé de Géologie glaciaire régionale. *Chapuis, édit., Genève*, 56 pages.
- JOHNSON A. M.; RAHN P. H. (1970)** : Mobilisation of debris flows. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band* ; **9**, 168-186.
- JORDA M. (1980)** : Morphogénèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire; facteurs naturels et facteurs anthropiques. *Bulletin de l'Association des Géographes Français* ; **472**, 295-304.
- JORDA M. (1983a)** : Morphogénèse postglaciaire des régions Intra-alpines françaises du Sud ; le bassin de Barcelonnette (Ubaye) du Tardiglaciaire au Subboréal. *Colloque International sur "les premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale"*; Montpellier, 26-29 avril 1983.
- JORDA M. (1983b)** : La torrentialité Holocène des Alpes françaises du Sud : facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Actes du Symposium de Toulouse "les modifications du Pléistocène et pendant l'Holocène dans le bassin méditerranéen occidental"*, septembre 1983.
- JORDA M. (1984)** : Le Dryas récent : une crise morphoclimatique majeure dans les Alpes françaises du sud. *25ème Colloque International de Géographie, Paris; Commission "Hautes montagnes au Postglaciaire"*.
- JOURDAN-LAFORTE M. (1920)** : La débâcle de la Mer de Glace. *Revue de Géographie Alpine*, **8/3**, 538-539.
- JURAMY S.; MONTFORT S. (1986)** : L'évolution des lits fluviaux ; l'exemple d'une rivière aménagée : la Durance. *Doctorat de Géographie ; Aix-Marseille 2*, 600 pages dactylographiées.
- KARNAY G. (1980)** : Etude géologique des formations tertiaires et quaternaires de la région d'Annemasse. *Thèse de 3ème cycle de Géologie, Université d'Orléan*, 160 pages.
- KASSER P. (1969)** : Influence of changes in the glacierized area on summer runoff in the Porte de Scex drainage basin of the Rhône. *Symposium of Hydrology of glaciers; Union Géodésique et Géophysique Internationale, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Cambridge, septembre 1969; pages 221-225.*
- KELLER E. A. ; SWANSON F. J. (1979)** : Effects of large organic material on channel-form and fluvial processes. *Earth Surface Processes and Landforms* ; **4**, 361-380.

- KELLER P. ; BOUCHARD J.-P. (1986)** : Etude bibliographique de l'alluvionnement des retenues par les sédiments fins ; mécanismes physiques et moyens de lutte. *Bulletin de la Direction des Etudes et Recherches d'E.D.F.* ; **A/1**, 25-57.
- KELLERHALLS R. (1967)** : Stable channel with gravel-paved-beds. *Journal of the Waterway Harbors Division, American Society of Civil Engineers* ; **93/WW1**, 63-84.
- KELLERHALLS R. ; BRAY D. I. (1971)** : Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers* ; **97/HY8**, 1165-1181.
- KELLERHALLS R. ; CHURCH M. ; BRAY D. I. (1976)** : Classification and analysis of river processes. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers* ; **102**, 813-829.
- KLIMEK K. (1987)** : Man's impact on fluvial processes in the polish western Carpathians. *Geografiska Annaler* ; **69 A/1**, 221-226.
- KNOX J. C. (1977)** : Human impacts on Wisconsin stream channels. *Annals of the Association of American Geographers*. **67/3**, 323-342.
- KONDOLF G. M. ; CURY R. R. (1986)** : Channel erosion along the Carmel river, Monterey County, California. *Earth Surface Processes and Landforms* ; **11/3**, 307-319.
- KOUTANIEMI L. (1987a)** : Little Ice Age flooding in the Ivalojoeki and Oulankajoki valleys, Finland? *Geografiska Annaler* ; **69 A/1**, 71-82.
- KOUTANIEMI L. (1987b)** : Palaeohydrology of the rivers Ivalojoeki and Oulankajoki, Finland. *Fennia* ; **165/1**, 89-132.
- KOZARSKI S. (1983)** : River adjustment to climatic change in west central Poland. In "Background to Palaeohydrology" ; K. J. Gregory Edit. ; John Wiley and Sons Ltd., Chichester , 355-374.
- KRIGSTROM A. (1962)** : Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geografiska Annaler* ; **44/3-4**, 328-346.
- KRUMBEIN W. C. (1938)** : Size frequency distributions and the normal phi curve. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **2/1**, 3-17.
- LANE E.W. (1957)** : A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material. *M.R.D. Sediment Series n°9, U.S. Army Engineering Division, Missouri River Corps Engineers, Omaha, Nebraska, 106 pages.*
- LENOBLE (?) (1923)** : La légende du déboisement des Alpes. *Revue de Géographie Alpine*, **11**, 5-116.
- LE ROY LADURIE E. (1967)** : Histoire du climat depuis l'an Mil. *Flammarion* ; 367 p.
- LEOPOLD L.W. ; MADDOCK T. (1953)** : The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geological Surveys, Professional Paper 252*, 1-57.

- LEOPOLD L.W. ; WOLMAN M.G. (1957)** : River channel patterns : braided, meandering and straight. *U.S. Geological Survey, Professional Paper* ; **282-B**, 39-85.
- LEOPOLD L.W. ; WOLMAN M.G. ; MILLER J.P. (1964)** : Fluvial processes in Geomorphology. *Freeman Co, San Francisco*, 522 pages.
- LEWIN J. (1977)** : Channel pattern changes. In : "*River channel changes*"; K. J. Gregory Edit. , *John Wiley and Sons Ltd., Chichester*; 167-184.
- LEWIN J. (1978)** : Meander development and floodplain sedimentation. A case study from Mid-Wales. *Geological Journal* ; **13**, 25-36.
- LEWIN J. (1983)** : Changes of channel patterns and floodplains. In "*Background to Palaeohydrology*"; K. J. Gregory Edit. ; *John Wiley and Sons Ltd., Chichester* ; 303-319.
- LI JIAN ; LUO DEFU (1981)** : The formation and characteristics of mudflow and flood in the mountain area of the Datchao river and its prevention. *Zeitschrift für Geomorphologie* ; **25/4**, 470-484.
- LOUP J. (1974)** : Les eaux terrestres. *Masson, Paris* ; 171 pages.
- MACKIN J. H. (1948)** : Concept of the graded river. *Bulletin of the Geological Society of America* ; **59**, 463-511.
- MAC PHERSON H. T. (1969)** : Flow, channel and floodplain of the lower Red Deer river, Alberta. *Geomorphology, process and method in Canadian Geography* ; J. G. Nelson and M. J. Chambers Edit., *Methuen, London*, 257-79.
- MAGNY M. (1980)** : Fluctuations lacustres et paléoclimatologie postglacière. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* ; **1-2**, 57-60.
- MAGNY M. (1982)** : Atlantic and Sub-boreal : dampness and dryness ? In "*Climatic change in later Prehistory*"; A. F. Harding Edit. ; *Edinburgh, University Press* ; 33-43.
- MAGNY M. ; OLIVE P. (1981)** : Origine climatique des variations du niveau du lac Léman au cours de l'Holocène; la crise de 1700 à 700 ans B. C. *Archives Suisses d'Anthropologie Générale, Genève* ; **45/2**, 159-169.
- MAIZELS J. K. (1973)** : Le glacier des Bossons : quelques aspects caractéristiques de l'environnement proglaciaire. *Revue de Géographie Alpine* ; **41**, 427-447.
- MAIZELS J. K. (1978)** : Débit des eaux de fonte, charge sédimentaire et taux d'érosion dans le massif du Mont-Blanc. *Revue de Géographie Alpine* ; **46/1** ; 65-93.
- MAIZELS J. K. (1979)** : Proglacial aggradation and changes in braided channel patterns during a period of glacier advance : an Alpine example. *Geografiska Annaler* ; **61 A**, 87-101.
- MAIZELS J. K. (1983a)** : PaleoveLOCITY and paleodischarge determination for coarse gravel deposits. In "*Background to Palaeohydrology*"; K. J. Gregory Edit. ; *John Wiley and Sons Ltd., Chichester* ; 101-139.

- MAIZELS J. K. (1983b)** : Proglacial channel patterns : change and thresholds for change over long, intermediate and short time-scales. In : *"Modern and ancient fluvial systems"*, J.D. Collinson and J. Lewin Edit. ; *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* ; **6**, 251-266.
- MAIZELS J. K. (1986)** : Modeling of paleohydrologic change during deglaciation. *Géographie Physique et Quaternaire* ; **40/3**, 263-277.
- MALAYOI J.-R. (1985)** : La basse vallée de l'Ain : étude hydrologique et morphodynamique. *Mémoire de Maîtrise de Géographie, Université Lyon 3* ; 160 pages.
- MALAYOI J.-R. (1986)** : Le substrat des rivières à fond graveleux. Approche descriptive. *D.E.A. de Géographie, Université Lyon 3* ; 50 pages + Annexes.
- MARTIN S. ; MOUNIER J. ; MARCHAND J.-P. (1981)** : Variations pluviométriques durant la dernière période séculaire en Europe occidentale. *Houille Blanche* ; **7-8**, 581-588.
- MAYR F. (1969)** : Die Postglazialen Gletscherschwankungen des Mont-Blanc Gebietes. *Zeitschrift für Geomorphologie ; Supplement Band 8*, 31-57.
- MEJEAN P. (1928)** : Le bassin de Bonneville (Haute-Savoie). *Revue de Géographie Alpine* , **16**, 6-168.
- METAILIE J.-P. (1986)** : Photographie et histoire du paysage : un exemple dans les Pyrénées luchonnaises. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* ; **57/2**, 179-208.
- MEUNIER M. ; MATHYS N. (1986)** : Etude de bassin : le Saint-Antoine (Modane 73). *CEMAGREF Grenoble, Division "Protection contre les Erosions"* ; 115 pages.
- MIALL A. D. (1977)** : A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews* ; **13**, 1-62.
- MIALL A. D. (1978)** : Fluvial sedimentology : an historical review. In *"Fluvial Sedimentology"* ; Miall A. D. Edit. ; *Canadian Society of Petroleum Geologists ; Memoir 5*, 641-668.
- MIALL A. D. (1985)** : Architectural Element Analysis : a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science reviews* ; **22**, 261-308.
- MOLBERT E. ; MONTFORT S. (1984)** : Etude géotechnique du site du Nant-Bourdon. *Cemagref-IRIGM, Grenoble ; M.S.T. Sciences et Techniques, projet de fin d'études*.
- MONTJUVENT G. ; WINISTORFER J. (1980)** : Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur Piémont. *Géologie Alpine* ; **56**, 251-282.
- MORISAWA M. (1985)** : Rivers. *Longman, London* ; 222 pages.
- MORTILLET G. (1856)** : Diguement des rivières torrentielles des Alpes et plus spécialement de l'Arve. *Revue Savoisienne*, p. 145-165.

- MOUGIN P. (1914)** : Les torrents de Savoie. *Imprimerie Générale, Grenoble* ; 1251 pages.
- MOUGIN P. (1919)** : Les forêts de Savoie. *Publications du Ministère de l'Agriculture, Annales fasc. 48-49* ; Paris, *Imprimerie Nationale*, 776 pages.
- MOUGIN P. (1924)** : La question du déboisement dans les Alpes. *Revue de Géographie Alpine* ; **12**, 497-545.
- MOUSSA J. (1946)** : L'état actuel du Rhône en aval de Lyon ; les conditions qu'il offre à la navigation. *Etudes Rhodaniennes* ; 77-86.
- NEBOIS P. (1979)** : Facteurs naturels et facteurs anthropiques de la morphogénèse. Essai de mise au point. *Annales de Géographie* ; **490**, 649-669.
- NEBOIS P. (1983)** : L'Homme et l'érosion. *Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Clermont Ferrand ; Nouvelle Série* ; **17**, 183 pages.
- OKUDA S. ; SUWA H. ; OKUNISHI K. ; YOKOYAMA K. ; NAKANO M. (1980)** : Observations on the motion of a debris flow and its geomorphological effects. *Zeitschrift für Geomorphologie ; Supplement Band 35*, 142-163.
- OLIVE P. (1972)** : La région du lac Léman depuis 15 000 ans : données paléoclimatiques et préhistoriques. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* ; **14/3**, 253-264.
- ORSAT Abbé (1894)** : Monographie de Servoz. *Mémoires de l'Académie Salésienne* ; **42**, 141-195.
- PACALIN Y. (1978)** : Le torrent de Reninges. *Rapport d'étude ; R.T.M. 74*, 25 pages dactyl.
- PARDE M. (1925)** : Le régime du Rhône. Etude hydrologique. *Etudes et Travaux de l'Institut d'Etudes Rhodaniennes, Lyon* ; 2 vol., 883 + 440 pages.
- PARDE M. (1931)** : Les crues de l'Arve en octobre 1930. *Revue de Géographie Alpine* ; **19**, 495-497.
- PARDE M. (1940)** : Transport des matières solides et remblaiement dans la cluse de Grenoble. *Revue de Géographie Alpine* ; **28**, 445-453.
- PARDE M. (1941a)** : La crue de septembre 1940 dans les Alpes du Nord. *Revue de Géographie Alpine* ; **29**, 107-134.
- PARDE M. (1941b)** : Déformation verticale dans les lits fluviaux. *Revue de Géographie Alpine* ; **29**, 307-335.
- PASSEGA R. (1957)** : Texture as characteristic of clastic deposition. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* ; **41/9**, 1952-1984.
- PASSEGA R. (1963)** : Analyses granulométriques, outil géologique pratique. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* ; **18/11**, 1489-1499.
- PASSEGA R. (1964)** : Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **34/4**, 830-847.

- PASSEGA R. (1977)** : Significance of CM diagrams deposited by suspensions. *Sedimentology*, **24**, 723-733.
- PASSEGA R.; BYRAMJEE R. (1969)** : Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, **13**, 233-252.
- PEIRY J.-L. (1984)** : Etude d'aménagement de l'Arve dans l'agglomération d'Annemasse. *Mémoire de Maîtrise, Université Lyon 3*; 135 pages.
- PEIRY J.-L. (1986)** : Dynamique fluviale historique et contemporaine du confluent Giffre-Arve (Haute-Savoie). *Revue de Géographie de Lyon*; **61/1**, 79-96.
- PEIRY J.-L. (1987a)** : Channel degradation in the middle Arve river, France. *Regulated rivers: research and management*; **1/2**, 183-188.
- PEIRY J.-L. (1987b)** : Dynamique fluviale historique de l'Arve dans le bassin de Cluses (Haute-Savoie). *112ème Colloque National des Sociétés Savantes; Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Section de Géographie; Lyon, 21-25 avril 1987; 15 pages (sous-presses)*.
- PARK C. C. (1981)** : Man, river systems and environmental impacts. *Progress in Physical Geography*; **5**, 1-31.
- PETTS G. E. (1984a)** : Sedimentation within a regulated rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*; **9**, 125-134.
- PETTS G. E. (1984b)** : Impounded rivers : perspectives for ecological management. *John Wiley and Sons Ltd., Chichester*; 344 pages.
- PETTS G. E.; FOSTER I. (1985)** : Rivers and Landscape. *Edward Arnold, London*; 274 pages.
- PETTS G. E.; THOMS M. C. (1987)** : Morphology and sedimentology of a tributary confluence bar in a regulated river : North Tyne, U. K. *Earth Surface Processes and Landforms*; **12/4**; 433-440.
- PIERI M. (1983)** : Analyse des facteurs dynamiques pouvant modifier le lit d'une rivière et la nappe subordonnée. Exemple : la basse Durance occidentale. *Thèse de 3ème cycle de Géologie, Université d'Aix-Marseille 2*; 446 pages.
- PIERSON T. C. (1980)** : Erosion and deposition by debris flows at Mont-Thomas, New-Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*; **5**, 227-247.
- PONCET A. (1981a)** : Spécificité des processus d'érosion-sédimentation en montagne. In "la gestion des sédiments", *Séminaire National de Propriano; Document B.R.G.M.*, **30**, 285-295.
- PONCET A. (1981b)** : Moyens traditionnels de contrôle des processus d'érosion-sédimentation en montagne. In "la gestion des sédiments", *Séminaire National de Propriano; Document B.R.G.M.*, **30**, 296-305.
- POUSSE L.; COURDOUAN P. (1956)** : L'aménagement de la chute de Pressy sur le Giffre (Haute-Savoie). *Construction*; **11**, 367-393.

- PRIOR D.B.; STEPHENS N. (1972)** : Some movement patterns of temperate mudflow : examples from north-eastern Ireland. *Bulletin of the Geological Society of America* ; **83**, 2533-2544.
- PRUDHOMME P. (1975)** : Aménagement du Var inférieur et protection des nappes souterraines : un exemple d'extraction contrôlée de gravier. *La houille Blanche* ; **2-3**, 145-153.
- PRZEMYSŁAW G.; KOZARSKI S. (1987)** : River changes and rough paleodischarge estimates for the Warta river, west-central Poland. *Geografiska Annaler* ; **69 A/1**, 163-171.
- RAPP A.; NYBERG R. (1981)** : Alpine debris flow in northern Scandinavia. *Geografiska Annaler* ; **63 A**, 183-196.
- REINECK H.E.; SINGH I.B. (1980)** : Depositional sedimentary environments. *Springer Verlag, Berlin* ; 2ème édition ; 549 pages.
- REMIERAS G. (1976)** : Hydrologie de l'Ingénieur. 2ème édition ; Eyrolles, Paris ; 460 pages.
- REYNAUD C.; CHAIX L. (1981)** : Modalités et chronologie de la déglaciation fini-würmienne au pied du Salève (Haute-Savoie, France). *Notes du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Genève* ; **8/3**, 19-40.
- RICHARDS K.S. (1976)** : The morphology of the riffle-pool sequence. *Earth Surface Processes and Landforms*; **1**, 78-88.
- RICHARDS K.S. (1982)** : Rivers : form and process in alluvial channel. *Methuen, London* ; 360 pages.
- ROTNICKI K. (1983)** : Modelling past discharges of meandering rivers. In "Background to Palaeohydrology" ; K. J. Gregory Edit. ; *John Wiley and Sons Ltd., Chichester* ; 321-354.
- ROUSSET-MESTRALLET M.; (1986)** : Des Torrents et des Hommes : trois siècles d'histoire à Samoëns. *Imprimerie Off 7, Marignier* ; 150 pages.
- ROYSE C. F. (1968)** : Recognition of fluvial environments by particle-size characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **38/4** ; 1171-1178.
- RUNDLE A. (1985)** : The mechanism of braiding. *Zeitschrift für Geomorphologie ; Supplement Band 55*, 1-13.
- RUST B.R. (1972)** : Structure and processes in a braided river. *Sedimentology* ; **18**, 221-245.
- RUST B.R. (1978a)** : A classification of alluvial channel systems. In : "Fluvial Sedimentology" A.D. Miall Edit. ; *Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists* ; **5**, 187-198.
- RUST B.R. (1978b)** : Depositional model for braided alluvium. In : "Fluvial Sedimentology" A.D. Miall Edit. ; *Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists* ; **5**, 605-625.

- RUST B.R. (1981)** : Sedimentation in arid-zone anastomosing fluvial system : Cooper's Creek ; central Australia. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **51**, 745-755.
- SALVADOR J. (1927)** : Quelques remarques complémentaires sur la question du déboisement des Alpes. *Revue des Eaux et Forêts*, 400-403.
- SALVADOR P.-G. (1985a)** : La dynamique des flux minéraux du Rhône. Approche de l'impact des aménagements hydroélectriques sur le fleuve : l'exemple de la vidange des retenues (Juin 1984). *D.E.A. de Géographie et Aménagement, Université Lyon 3*, 79 pages.
- SALVADOR P.-G. (1985b)** : Etude sédimentologique du site de Chamboud (Montalieu-Vercieu, Isère). *Sauvetages Archéologiques de l'Aménagement de Sault-Brenaz ; Ministère de la Culture, sous-direction de l'Archéologie ; Compagnie Nationale du Rhône ; Université Lyon 3, Département de Géographie ; rapport non publié, 40 pages.*
- SCLAFERT Th (1959)** : Cultures en Haute-Provence. Déboisement et pâturages au Moyen Age. *Paris, S.E.V.E.P.N. ; 271 pages.*
- SCHUMM S.A. (1968)** : Speculations concerning palæohydrological control of terrestrial sedimentation. *Bulletin of the Geological Society of America* ; **79**, 1573-1588.
- SCHUMM S.A. (1969)** : River metamorphosis. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers* ; **95**, 255-273.
- SCHUMM S.A. (1973)** : Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In : "Fluvial Geomorphology", *Morisawa M. Edit. ; G. Allen et unwin Ltd., London ; 299-310.*
- SCHUMM S.A. (1977)** : The fluvial systems. *J. Wiley and Sons, New-York, 338 p.*
- SCHUMM S.A. (1981)** : Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists ; Spec. Publ. 31 ; 19-29.*
- SCHUMM S.A. (1985)** : Pattern of alluvial rivers. *Annals of the Review of Earth Planetary Sciences* ; **13** ; 5-27.
- SCHUMM S.A. ; KAHN H.R. (1972)** : Experimental study of channel pattern. *Bulletin of the Geological Society of America* ; **83**, 1755-1770.
- SCHUMM S.A. ; HARVEY M.D. ; WATSON C.C. (1984)** : Incised channels : morphology, dynamics and control. *Water Resources Publications ; Littleton, Colorado ; 200 pages.*
- SERVICE FEDERAL DES EAUX (1941)** : Glissements de Chancy ; mémoire technique. *Rapport d'étude non publié, Berne ; 50 pages.*
- SERVICES INDUSTRIELS DE GENEVE (1944)** : L'usine de Verbois. *Plaquette de présentation ; 65 pages.*
- SHAW J. ; KELLERHALLS R. (1982)** : The composition of recent alluvial gravels in Alberta river-beds. *Bulletin of the Alberta Research Council* ; **41** ; 151 pages.
- SIKIRDKJI L. (1982)** : Etude sédimentologique et géotechnique des alluvions déposées dans la retenue du Chambon (vallée de la Romanche ; Isère) après 45 ans d'exploitation. *Thèse de 3ème cycle, Géologie Appliquée ; Université de Grenoble 1 ; 195 pages.*

- SIKIRDJI L.; PERRIAUX J.; USELLE J.-P. (1985)** : Un exemple de sédimentation lacustre : la retenue du Chambon (Romanche, Alpes françaises). *Géologie Alpine* ; **61**, 173-187.
- SIMECSOL (1983)** : Correction du Nant-Bourdon. *Rapport d'Ingénieur non publié R. 81.229*.
- SMITH D.G. (1973)** : Aggradation of the Alexandra north Saskatchewan River, Banff Park, Alberta. In : "*Fluvial Geomorphology*", Morisawa M. Edit. ; G. Allen et unwin Ltd., London , 201-219.
- SMITH D.G. (1976)** : Effects of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Bulletin of the Geological Society of America* ; **87**, 857-860.
- SMITH D.G. (1983)** : Anastomosed fluvial deposits : modern examples from western Canada. In : "*Modern and ancient fluvial systems*", J.D Collinson and J. Lewin Edit. ; *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* ; **6**, 155-168.
- SMITH D.G. ; PUTNAM P.E. (1980)** : Anastomosed river deposits : modern and ancient examples in Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; **17**, 1396-1406.
- SMITH D.G. ; SMITH N.D. (1980)** : Sedimentation in anastomosed river systems : examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **50**, 157-164.
- SMITH N.D. (1970)** : The braided stream depositional environment : comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks, North Central Appalachians. *Bulletin of the Geological Society of America* ; **81**, 205-223.
- SPRING W. ; PROST E. (1884)** : Etude sur les eaux de la Meuse. *Annales de la Société Géologique Belge* ; t. 11.
- SOGREAH (1973)** : Etude hydraulique préliminaire de l'Arve du Fayet à la frontière suisse. *Rapport d'Ingénieur non publié ; n° R 11.642, 33 pages + plans*.
- SOGREAH (1974)** : Etude du franchissement du Nant Gibloux par la voie express Le Fayet-Les Houches. *Rapport d'Ingénieur non publié n° R. 11 721*.
- SOGREAH (1975)** : Etude hydraulique de l'aménagement du lit de l'Arve entre le Fayet et Sallanches. *Rapport d'Ingénieur non publié n° R 12.130, 25 pages + plans*.
- SOGREAH (1981a)** : Etude de la stabilité du lit de l'Arve à l'aval de Cluses et de la protection de ses berges. *Rapport d'Ingénieur non publié ; n° R 36.1437, 30 pages + plans*.
- SOGREAH (1981b)** : Stabilité du lit de l'Arve au pont d'Anterne. Etude d'hydraulique. *Rapport d'Ingénieur non publié R 36.1618 ; 30 pages + plans*.
- SOGREAH (1982)** : Etude hydraulique de la protection du CD 909 contre les crues du Fier entre le pont de Morette et Alex. *Rapport d'Ingénieur non publié ; n° R 36. 1579, 31 pages + plans*.
- SOGREAH (1982)** : Torrent de la Rippaz : étude hydraulique en vue de la protection du hameau des Ex-Harkis. *Rapport d'Ingénieur non publié ; n° R.36.1335*.

- SOGREAH (1983a)** : Etude hydraulique de l'Arve entre le pont d'Anterne et le pont de Bellecombe. *Rapport d'Ingénieur non publié*; n° R 36.1523, 50 pages + plans.
- SOGREAH (1983b)** : Etude hydraulique du seuil de Pressy. *Rapport d'Ingénieur non publié*; n° R 36.1824, 50 pages + plans.
- SOGREAH (1985)** : Etude hydraulique du franchissement du torrent de la Griaz par la voie express Le Fayet-Les Houches. *Rapport d'Ingénieur non publié*; n° 46.0209, 60 pages + plans.
- SOGREAH (1986)** : Etude générale d'aménagement hydraulique de la Menoge. *Rapport d'Ingénieur non publié*; n° 460049 R1, 54 pages + Annexes + plans.
- SOUDAN P. (1978)** : Au pays du Mont-Blanc; histoire de Passy. *Imprimerie Plancher, Bonneville*; 171 pages.
- S.R.A.E. Rhône-Alpes (1986)** : Schéma d'aménagement hydraulique du Giffre aval. *Rapport d'Ingénieur*, 47 pages + annexes et plans.
- STARKEL L. (1983)** : The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. In *"Background to Palaeohydrology"*; K. J. Gregory Edit.; John Wiley and Sons Ltd., Chichester; 213-235.
- STRAUB L.G. (1935)** : Missouri river. *United States*; 73 rd Congres, 2nd Session. House Doc. 238, App. 6, 1032-1245.
- SUWA H.; OKUDA S. (1980)** : Dissection of valleys by debris-flows. *Zeitschrift für Geomorphologie; Supplement Band 35*, 164-182.
- THOMPSON A. (1986)** : Secondary flows and the pool-riffle unit : a case study of the processes of meander development. *Earth Surface Processes and Landforms*; 11, 631-641.
- TRICART J. (1955)** : Etudes de géomorphologie dynamique sur le Var inférieur. *Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau*; 43/2, 371-383.
- TRICART J. (1957)** : Une lave torrentielle dans les Alpes autrichiennes. *Revue de Géomorphologie Dynamique*; 8, 161-165.
- TRICART J. (1959)** : Evolution du lit du Guil au cours de la crue de juin 1957. *Bulletin de la Section de Géographie, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques*; 72, 169-403.
- TRICART J. (1960)** : Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Htes Alpes, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*; 5/4, 277-301.
- TRICART J. (1961)** : Etude morphodynamique du bassin du Gard. *Bulletin de la Section de Géographie, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques*; 74, 140-326.
- TRICART J. (1962)** : Les discontinuités dans les phénomènes d'érosion. *Union Géodésique et Géophysique; Association Internationale d'Hydrologie Scientifique*; 59, 233-243.
- TRICART J. (1965)** : Principes et méthodes de la géomorphologie. *Masson, Paris*, 496 pages.

- TRICART J. (1974)** : Phénomènes démesurés et régime permanent dans des bassins montagnards. *Revue de Géomorphologie Dynamique* ; **23**, 99-113.
- TRICART J. (1977)** : Précis de Géomorphologie : Géomorphologie dynamique générale. *SEDES, Paris* ; 345 pages.
- TRICART J. (1978)** : Géomorphologie applicable. *Masson, Paris* ; 204 pages.
- TRICART J. ; VOGT H. (1967)** : Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux. *Geografiska Annaler* ; **49 A**, 351-366.
- UNESCO (1986)** : Méthode de calcul de la sédimentation dans les lacs et les réservoirs. *Unesco, Paris* ; 227 pages.
- VEROT A. ; JACQUET C. ; BURNOUF J. ; AMOROS C. ; BRAVARD J.-P. (1987)** : Le site gallo-romain de la place Bellecour (Lyon, 2ème) ; reconstitution interdisciplinaire du paléoenvironnement. *Colloque "la Ville et le Fleuve", Congrès du Comité des Travaux historiques et Scientifiques ; Lyon, 1987, 18 pages.*
- VEYRET P. (1959)** : L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix (Massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges). *Revue de Géographie Alpine* ; **59**, 5-37.
- VEYRET P. (1969)** : Les cluses d'Annecy et de l'Arve. *Revue de Géographie Alpine* ; **57**, 25-51.
- VEYRET (1971)** : Nouveautés dans l'équipement hydro-électrique des Alpes françaises du Nord (Emosson, Arc moyen, Isère moyenne). *Revue de Géographie Alpine* ; **59**, 63-76.
- VISHER G. S. (1969)** : Grain-size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* ; **39/3**, 1074-1106.
- VIVIAN H. (1983)** : Les fluctuations de l'abondance annuelle, mensuelle et des rythmes journaliers du Rhône supérieur à Sault-Brenaz. *Revue de Géographie Alpine* ; **71/3**, 311-329.
- VIVIAN H. (1986)** : Le Rhône supérieur franco-suisse : fluctuations naturelles et artificielles du régime fluvial. *Revue de Géographie Alpine* ; **74/1-2**, 157-165.
- VIVIAN H. ; THOMAS A. (1982)** : Erosion et transports solides dans le bassin du Haut-Drac. *Rapport d'étude ; C.E.M.A.G.R.E.F., Grenoble* ; **186**, 105 pages.
- VIVIAN R. (1975)** : Les glaciers des Alpes Occidentales. *Imp. Allier, Grenoble*, 510 pages.
- VIVIAN R. (sous la direction de) (1986)** : Paléoenvironnements des Alpes françaises du Nord et de leur piémont. *Rapport final dactylographié, Grenoble.*
- WALLING D.E. (1974)** : Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanisation. In K.J. Gregory and Walling D.E. edit. ; "Fluvial processes in Instrumented Watersheds" ; *Institut of British Geographers, Special Publication 6*, 169-192.

- WILHELM I. (1934)** : L'aménagement de la chute du Rhône entre le confluent de l'Arve et Russin. *Services Industriels de Genève, Service de l'Electricité ; Rapport de synthèse, 104 pages.*
- WILLIAMS G. P. (1978)** : Bankfull discharge of rivers. *Water Resources Research ; 14, 1141-1154.*
- WILLIAMS G.P. ; WOLMAN M.G. (1984)** : Downstream effects of dams on alluvial rivers. *U.S. Geological Survey, Professional Paper ; 1286, 83 pages.*
- WILLIAMS P. F. ; RUST B. R. (1969)** : The sedimentology of a braided river. *Journal of Sedimentary Petrology ; 39/2, 649-679.*
- WINGHART J. ; CHABERT J. (1965)** : Haut-Rhône à l'amont de Lyon : étude hydraulique de l'île de Miribel-Jonage. *La Houille Blanche ; 7, 1-20.*
- WOODYER K.D. (1968)** : Bankfull frequency in rivers. *Journal of Hydrology ; 6, 114-142.*
- ZELLER J. (non daté)** : Une étude d'aménagement de bassin versant : les torrents de Gams (Suisse). *Résumé d'une publication de l'Institut Fédéral de Recherches Forestières (Suisse), Cemagref, Genoble, Réf. 3. 1.2. 4, 13 pages.*
- ZWOLINSKI Z. (1985)** : Depositional model for desert creek channels : Lake Eyre region, Central Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. ; Suppl. Band 55, 39-56.*

Archives consultées :

Archives Départementales de la Haute-Savoie (Annecy):

- 18ème siècle : 1727-1792 : séries IC 17³ ; IC 17⁵ ; IV C 490 à 526.
- 19ème siècle : - 1815-1859 : séries 10 FS 32 à 35.
- après 1860 : séries 4 S 201, 202 et 205 ; 6 S 282 et 283.
- excepté la Mappede Sarde classée dans une série spécifique, aucun des plans et cartes consultés n'est répertorié ; on les a découverts au hasard de nos recherches dans les séries concernant l'endiguement de l'Arve.

Archives du Service de Restauration des terrains en Montagne (Annecy) :

- multiples dossiers classés par nom de torrent.
- fond photographique du Service R.T.M.

Archives d'Etat de Turin.

- la documentation sur l'Arve est extrêmement pauvre.

Cartes et photographies aériennes consultées.

- cartes topographiques au 1/25 000 de l'Institut Géographique National.
- cartes topographiques contemporaines au 1/25 000 de l'Institut Géographique National (séries bleues).
- multiples missions photographiques de l'Institut Géographique National :
 - * panchromatiques au 1/30 000 (1935-36, 1952, 1956, 1961, 1968, 1970, 1974, 1976, 1978, 1980, 1985) ;
 - * infra-rouge (NB et fausses-couleurs) au 1/15 000 de 1973 et 1984.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX.

LISTE DES FIGURES.

<u>Figure 1.1</u> : Equilibre sédimentaire d'une section de plaine alluviale (d'après Th. Sanchis, rapport S.R.A.E. Rhône-Alpes, 11 déc. 1986.).....	4
<u>Figure 1.2</u> : Représentation schématique d'un système fluvial montagnard.....	8
<u>Figure 1.3</u> : Localisation de l'espace d'étude.....	12
<u>Figure 1.4</u> : Evolution amont-aval du régime de l'Arve.....	12
<u>Figure 1.5</u> : Distribution saisonnière des crues de l'Arve.....	15
<u>Figure 1.6</u> : Hydrogrammes de quelques grandes crues de l'Arve à Genève (Source : Service Hydrographique Suisse).....	17
 <u>Figure 1.1</u> : Relations entre processus de transport et processus de dépôt de la charge en suspension, mises en évidence par l'image CM des sédiments fluviaux.....	 23
<u>Figure 1.2</u> : Image CM théorique des dépôts fluviaux : Les valeurs C et M affectées aux différents tronçons sont purement indicatives (Source : Passega, 1964).....	25
<u>Figure 1.3</u> : Relations entre les formes fluviales du chenal et de la plaine d'inondation et l'image CM des dépôts alluviaux (Source : Bravard et al. , 1986, modifié).....	29
<u>Figure 1.4</u> : Modèle géomorphologique de la basse-Arve : de nombreux paléoméandres étagés témoignent de l'incision de la rivière dans les dépôts de retrait glaciaire.....	31
<u>Figure 1.5</u> : Dépôts quaternaires de la basse vallée de l'Arve (Source : Armand, 1978).....	33
<u>Figure 1.6</u> : Croquis géomorphologique de la zone d'étude.....	36
<u>Figure 1.7</u> : Géométrie du chenal et remplissage alluvial du paléoméandre du Pont-Neuf....	38
<u>Figure 1.8</u> : Image CM des dépôts remplissant le paléochenal du Pont-Neuf.....	41
<u>Figure 1.9</u> : Décroissance de la compétence de l'écoulement dans un ancien chenal : A) par la formation d'un bouchon alluvial à l'extrémité amont d'un chenal de tressage ; B) par une double alimentation hydrique lors des crues, aux extrémités amont et aval d'un chenal de méandrage.....	42
<u>Figure 1.10</u> : Paléoméandre du Pont-Neuf : analyses granulométriques de deux sondages caractéristiques et interprétation des processus de transport et de dépôt sur l'image CM.	44
<u>Figure 1.11</u> : Géométrie du chenal et remplissage alluvial du paléoméandre de Nant-Bas : A) transect amont ; B) transect aval.....	47
<u>Figure 1.12</u> : Géométrie probable du chenal et remplissage alluvial du paléoméandre de Nant-Haut.....	48
<u>Figure 1.13</u> : Image CM des dépôts remplissant le paléoméandre de Nant-Bas.....	50

<u>Figure 1.14</u> : Image CM des dépôts remplissant le paléoméandre de Nant-Haut.....	51
<u>Figure 1.15</u> : Paléoméandre de Nant-Bas : analyses granulométriques de deux sondages caractéristiques et interprétation des processus de transport et de dépôt sur l'image CM (voir légende p.44).....	53
<u>Figure 1.16</u> : Paléoméandre de Nant-Haut : analyses granulométriques de deux sondages et interprétation des processus de transport et de dépôt sur l'image CM (voir légende p. 44).....	55
<u>Figure 1.17</u> : Modèle de l'incision holocène dans la section étudiée de la basse-Arve.....	57
<u>Figure 1.18</u> : Bloc-diagramme présentant le site d'étude des paléoméandres de la basse vallée de l'Arve.....	58
<u>Figure 1.19</u> : Les paléoenvironnements fluviaux holocènes de l'Arve moyenne : A) Vue générale sur le bassin de Cluses et la cluse de l'Arve depuis le sommet du Môle (1863 m) ; B) dépôts fins holocènes découverts par l'incision contemporaine de l'Arve (photographies de l'auteur).....	61
<u>Figure 1.20</u> : Coupes interprétant les sondages géophysiques effectués en travers du cône alluvial du Giffre (Source : Compagnie de Prospection Géophysique Française, 1970)...	63
<u>Figure 1.21</u> : Remplissage quaternaire de la vallée de l'Arve entre le confluent Giffre-Arve et Bonneville ; noter la faible épaisseur des dépôts qui ont recouvert le substratum (d'après les sondages du B.R.G.M.).....	64
<u>Figure 1.22</u> : Sondages effectués dans le lit mineur de l'Arve mettant en évidence la présence des dépôts fins, intercalés entre des formations graveleuses ; noter que les pentes actuelles sont les plus faibles dans les secteurs où les sédiments fins sont les plus épais.....	67
<u>Figure 1.23</u> : Image CM des dépôts fins remplissant le bassin de Cluses ; elle met en évidence un diagramme indicateur de courants de traction, typique des sédiments fluviaux.....	69
<u>Figure 1.24</u> : Bassin de Cluses : résultats des analyses granulométriques de cinq sondages effectués sur l'Arve et au confluent du Giffre.....	70
<u>Figure 1.25</u> : Interprétation sur l'image CM, des processus de transport et de dépôt des sédiments prélevés sur les cinq sondages du bassin de Cluses.....	71
<u>Figure 1.26</u> : Formes de ravinement à la surface des formations fines, au confluent du Giffre (photographies de l'auteur).....	74
<u>Figure 1.27</u> : Coupe perpendiculaire à l'Arve, dans les dépôts fins holocènes (confluence du torrent de Scionzier).....	77
<u>Figure 1.28</u> : Classification du chenal en fonction du modèle, de la nature de la charge, montrant les types de chenaux, leur stabilité relative, et quelques variables associées (d'après Schumm, 1981).....	81
<u>Figure 1.29</u> : Transect fictif en travers de la plaine alluviale, montrant la localisation possible des sondages.....	84

<u>Figure 1.30</u> : Proposition d'une nouvelle image CM des dépôts alluviaux.....	87
<u>Figure 1.31</u> : Image CM actuelle des dépôt de l'Arve, dans la plaine alluviale de Contamine sur Arve.....	90
<u>Figure 1.32</u> : Degrés de liberté de l'image CM des dépôts alluviaux.....	92
<u>Figure 2.1</u> : Indices de tressage et de sinuosité sur un chenal tressé (N : nombre moyen de bras ; S : taux de sinuosité moyen).....	101
<u>Figure 2.2</u> : Indice de tressage et calcul de l'ordre des bancs et des chenaux (source : Rust, 1978).....	103
<u>Figure 2.3</u> : Comparaison des tracés de l'Arve figurant : 1) sur la photographie aérienne de 1936 ; 2) sur la carte topographique de 1942, tirée de la photographie de 1936.....	105
<u>Figure 2.4</u> : Modèle fluvial tressé de l'Arve dans le bassin de Sallanches en 1730 (d'après la Mappede Sarde).....	106
<u>Figure 2.5</u> : Pont de Saint-Martin sur Arve, édifié en 1776 (photographie de l'auteur)...	108
<u>Figure 2.6</u> : Evolution amont-aval de : A) la largeur de la bande active en 1730 ; B) de la sinuosité du chenal principal en 1730 ; C) de la pente de la ligne d'eau en 1912-13.....	109
<u>Figure 2.7</u> : Modèle fluvial "en zig-zag" de la rivière dans la cluse de l'Arve en 1730 (d'après la Mappede sarde).....	111
<u>Figure 2.8</u> : Plaine alluviale de l'Arve dans le bassin de Cluses : elle divague entre les multiples cônes alluviaux obstruant en partie la vallée.....	112
<u>Figure 2.9</u> : Modèle tressé de l'Arve entre le confluent du Giffre et Bonneville : en 1730 (d'après la Mappede sarde) ; en 1820 (d'après un plan d'endiguement).....	114
<u>Figure 2.10</u> : Modèle tressé de l'Arve entre Bonneville et le pont de Bellecombe : en 1730 (d'après la Mappede sarde) ; en 1820 d'après un plan d'endiguement partiel).....	115
<u>Figure 2.11</u> : Modèle tressé de la basse-Arve dans la plaine alluviale d'Etrembières, en 1730 (d'après la Mappede sarde).....	117
<u>Figure 2.12</u> : Evolution du modèle tressé de l'Arve dans le bassin de Cluses entre 1730 et 1936. On notera la construction de zones de sédimentation après 1730.....	119
<u>Figure 2.13</u> : Basculement du profil en long de l'Arve moyenne entre 1856 et 1912.....	121
<u>Figure 2.14</u> : Evolution de la largeur de la bande active de l'Arve moyenne entre 1730 et 1936.....	122
<u>Figure 2.15</u> : Position des différentes sections de l'Arve dans sa plaine alluviale sur les graphes de Leopold et Wolman (1957) et de Lane (1957).....	125

<u>Figure 2.16</u> : Relation entre la pente de la vallée de l'Arve et le taux de sinuosité du chenal principal avant l'aménagement du cours d'eau.....	127
<u>Figure 3.1</u> : Techniques d'endiguement au 18ème siècle : A) Digue "à arches" ; B) digue "à pilotes" (Source : Rousset-Mestrallet, 1986).....	137
<u>Figure 3.2</u> : Types de digues édifiées au 19ème siècle : A) digue mur, sans chaussée d'appui en remblai ; B) parement incliné à 45° avec enrochements de protection en pied (Source : A.D.H.S. 10 FS 33).....	138
<u>Figure 3.3</u> : Jetée en enrochements rangés en glacis, appuyée sur une chaussée d'appui en remblai (Source : Archives d'Etat de Turin).....	139
<u>Figure 3.4</u> : Recrudescence de l'activité fluviale au sortir des digues ; la charge déstockée dans la partie amont du chenal se dépose en édifiant un cône de déjection, dès l'élargissement de la section d'écoulement (1869 : Service du Cadastre ; 1936 : I.G.N.).....	144
<u>Figure 3.5</u> : Incision du chenal de l'Arve dans le bassin de Sallanches, entre 1912 et 1972 (d'après les données du Service des Grandes Forces Hydrauliques, 1912 et de Sogreah, 1973).....	148
<u>Figure 3.6</u> : Evolution de la physico-chimie des eaux du pompage de Domancy (bassin de Sallanches), entre 1960 et 1985, en relation avec le processus d'incision de l'Arve (Source : D.D.A.74).....	150
<u>Figure 3.7</u> : Incision du chenal dans le bassin de Contamine sur Arve, entre les ponts de Bonneville et de Bellecombe (d'après les données du Service des Grandes Forces Hydrauliques, 1912 et de Sogreah, 1983).....	151
<u>Figure 3.8</u> : Sections d'écoulement actuelles dans la plaine alluviale de Contamine sur Arve : la rivière qui tressait avant 1950 s'écoule aujourd'hui dans un chenal unique, étroit et profond (Source : Sogreah, 1983).....	153
<u>Figure 3.9</u> : Chenalisation du cours de l'Arve après 1950 dans le bassin de Contamine sur Arve, consécutive aux extractions de gravier. Noter l'extension des gravières dans le lit majeur après 1970, en particulier sur le cône de déjection édifié à la sortie des digues de Bonneville.....	154
<u>Figure 3.10</u> : Les formes du lit des rivières graveleuses : A) les unités géomorphologiques du chenal ; B) modèle des courants de circulation secondaire (Source : Thompson, 1986).....	157
<u>Figure 3.11</u> : Série de cartes diachroniques présentant l'évolution amont-aval des formes du lit entre 1936 et 1985 (d'après les photographies aériennes de l'I.G.N.).....	158
<u>Figure 3.12</u> : Distribution de l'espacement entre deux seuils successifs dans la section endiguée de Bonneville.....	159
<u>Figure 3.13</u> : Modèle d'évolution amont-aval des seuils et des bancs de la section endiguée de Bonneville entre 1936 et 1984.....	160

<u>Figure 3.14</u> : Modèle de la migration amont-aval des seuils dans la section endiguée de Bonneville : A) tous les seuils sont pris en compte ; B) 6 seuils suivis pendant la période 1936-84 ont été étudiés individuellement (localisation sur la Figure 3.13).....	162
<u>Figure 3.15</u> : Incision du chenal dans la section endiguée de Bonneville (d'après les données du Service des Grandes Forces Hydrauliques, 1912 et de Sogreah, 1983).....	163
<u>Figure 3.16</u> : Evolution du degré de végétalisation des formes fluviales dans la section endiguée de Bonneville entre 1936 et 1984.....	164
<u>Figure 3.17</u> : Modèle de multiplication des formes du lit en amont de la section endiguée (voir texte pour explication).....	165
<u>Figure 3.18</u> : Modèle de disparition des formes du lit, à la suite d'un blocage aval de la migration de certains bancs (voir texte pour explication).....	167
<u>Figure 3.19</u> : Diminution des surfaces de l'impluvium dans les bassins de l'Arve et de ses affluents influencés par les dérivations hydroélectriques (d'après Edouard et Vivian, 1984).....	170
<u>Figure 3.20</u> : Influence des prélèvements d'eau sur les affluents glaciaires sur le régime de l'Arve à Arthaz (bassin versant=1664 km ²) (d'après les données de Vivian, 1986).	171
<u>Figure 3.21</u> : Estimation des prélèvements de gravier dans le lit de l'Arve entre le Fayet et Genève, pendant la période 1950-1985).....	174
<u>Figure 3.22</u> : Extractions de gravier dans le lit de l'Arve à Genève pendant la première moitié du 20ème siècle : noter la décroissance des volumes extraits dès 1934 et la fermeture de certaines gravières, indiquant un épuisement des ressources (d'après les données du Service Fédéral des Eaux, 1941).....	176
<u>Figure 3.23</u> : Types de seuil de stabilisation du lit de l'Arve moyenne dans le bassin de Cluses : A) seuil noyé du pont de la Sardagne à Cluses ; B), seuil-chute de Pressy (photographies de l'auteur).....	178
<u>Figure 4.1</u> : Localisation des zones d'activité torrentielle dans le bassin de l'Arve.....	189
<u>Figure 4.2</u> : Localisation des bassins torrentiels sélectionnés.....	191
<u>Figure 4.3</u> : Pentés des torrents sélectionnés.....	195
<u>Figure 4.4</u> : Bassin du torrent de Reninges-Ruttets, d'après une ancienne carte datée de 1888. (Archives R.T.M 74).....	196
<u>Figure 4.5</u> : Types de substrat et nature de la couverture végétale sur les torrents sélectionnés.....	198
<u>Figure 4.6</u> : Evolution de la couverture végétale par tranches d'altitude de 500 mètres.....	200
<u>Figure 4.7</u> : Ravinelements dans les bassins de réception des torrents incisant le versant oriental de la vallée du Bon-Nant, en 1923 (Collection R.T.M.74).....	203

<u>Figure 4.8</u> : Destruction d'un peuplement de mélèzes par les chutes de blocs, torrent de la Griaz, ravin des Arandellys : A) 1892 ; B) 1897 (Collection R.T.M. 74).....	206
<u>Figure 4.9</u> : Exhaussement du chenal dans le ravin des Arandellys, torrent de la Griaz, entre 1891 et 1893 (d'après les données du R.T.M. 74).....	207
<u>Figure 4.10</u> : Glissements de terrain du versant Sud du massif de Platé (d'après Goguel et Pachoud, 1978).....	209
<u>Figure 4.11</u> : Coupe dans le Nant Bourdon, d'après les résultats des sondages géophysiques. L'ancien talweg a été fossilisé par les chutes de blocs (d'après Simecsol, 1983).....	210
<u>Figure 4.12</u> : Barrage temporaire du lit de l'Arve lors des crues d'août 1895, sur le torrent de la Griaz ; un lac, d'une longueur de 500 à 600 mètres, subsista plusieurs semaines (Collection R.T.M. 74).....	214
<u>Figure 4.13</u> : Répartition saisonnière des coulées sur quatre torrents de la vallée de l'Arve.....	218
<u>Figure 4.14</u> : Vues diachroniques du chenal de la Griaz : A) auto-curage du chenal sur la partie inférieure du cône de déjection, après les laves d'août 1895 ; B) exhaussement du chenal en 1897 entre deux crues exceptionnelles ; le lit sera à nouveau curé par les coulées du 20 juillet 1898 (Collection R.T.M. 74).....	222
<u>Figure 4.15</u> : Avulsions du torrent de la Sallanche sur son cône de déjection au cours des 17ème et 18ème siècles (A.D.H.S., IVC 516, fol. 95).....	223
<u>Figure 4.16</u> : Incision du chenal sur le torrent de la Griaz, ravin des Arandellys, après la crue du 20 juillet 1898 ; elle atteignit 10 mètres de profondeur dans plusieurs sections et causa la destruction des barrages (d'après les données du R.T.M.74).....	224
<u>Figure 4.17</u> : Incision du chenal dans la section aménagée du torrent de Reninges, après la crue du 20 juin 1893 (d'après les données du R.T.M. 74).....	225
<u>Figure 4.18</u> : Instabilité des pentes dans la partie supérieure du ravin du Nant-Bourdon et accumulation des sédiments dans le lit du torrent entre 1983 et 1986.....	228
<u>Figure 4.19</u> : Suivi cartographique de la section incisée du Nant-Bourdon (1983, 1986).	229
<u>Figure 4.20</u> : Représentation graphique du concept de seuil de stabilité du système torrentiel (d'après Schumm, 1973, modifié par Heward, 1978).....	232
<u>Figure 4.21</u> : Chronologie de l'aménagement forestier dans les bassins de réception de la Griaz (A) et de Reninges-Ruttets (B) (d'après les données du R.T.M. 74).....	234
<u>Figure 4.22</u> : Résultats du reboisement dans le bassin de réception de la Griaz, 70 ans après la fin des travaux : ils ont été un succès, comme en témoigne l'extension rapide de la couverture végétale sur les surfaces non aménagées.....	236
<u>Figure 4.23</u> : Résultats du reboisement dans le bassin de réception de Reninges-Ruttets, 70 ans après la fin des travaux : ils furent un échec, à cause de contraintes géomorphologiques drastiques.....	237

<u>Figure 4.24</u> : Vues diachroniques du "Dérochoir des Arandellys", torrent de la Griaz : A) en 1895, lorsque la chute de blocs était fonctionnelle (Collection R.T.M. 74) ; B) en 1986, après la végétalisation des pentes (photographie de l'auteur).....	238
<u>Figure 4.25</u> : Vues diachroniques du bassin de réception du torrent de Reninges-Ruttets. La végétation plantée au début du siècle n'a pas pu se développer ; quelques arbres subsistent sur les interfluves : A) 1892 (Collection R.T.M. 74) ; B) 1986 (photographie de l'auteur).....	240
<u>Figure 4.26</u> : Barrage de correction torrentielle construit dans le lit pour empêcher l'incision du chenal lors des laves (Collection R.T.M. 74).....	243
<u>Figure 4.27</u> : Accumulation sédimentaire après la construction des barrages dans la section aménagée du torrent de la Griaz : en 1973, le volume des dépôts était d'environ 100 000 m ³ ; actuellement, plusieurs barrages sont enfouis sous les sédiments (d'après les données du R.T.M. 74).....	244
<u>Figure 4.28</u> : Canal et seuils sur le cône de déjection du torrent de la Rippaz : il fut construit entre 1945 et 1947, afin de protéger le cône des débordements torrentiels (photographie de l'auteur).....	246
<u>Figure 5.1</u> : Recrudescence d'activité de la dynamique fluviale sur le cône du Borne au 18ème siècle : A) 1730 : Mappede Sarde ; B) 1738 et 1751 : carte de Cheneval, 1766 (A.D.H.S. IV C 526).....	255
<u>Figure 5.2</u> : Changement de l'activité du Foron de La Roche à proximité du viaduc SNCF entre 1893 et 1987 (photographie : R.T.M 74 (1893) ; de l'auteur (1987).....	257
<u>Figure 5.3</u> : Morphologie du cône alluvial du Giffre.....	259
<u>Figure 5.4</u> : Evolution du style fluvial du confluent du Giffre entre 1730 et 1980.....	260
<u>Figure 5.5</u> : A) Chute de la ligne d'eau du Giffre sur les 7 derniers kilomètres, entre 1913 et 1983 (d'après les levés du Service des Grandes Forces Hydrauliques, 1913 et de la D.D.A. 74, 1983) ; B) incision de l'Arve au pont d'Anterne (d'après les levés de Sogreah, 1983).....	261
<u>Figure 5.6</u> : Cartographie morphodynamique de la zone de confluence du Giffre en novembre 1985.....	263
<u>Figure 5.7</u> : Piquets du Moyen-Age plantés dans les formations fines holocènes. Noter la pointe parfaitement conservée ce qui témoigne que les piquets ont été plantés directement dans les limons et pas dans des galets (photographies : 1) C.N.R.A.S. ; 2) de l'auteur.....	265
<u>Figure 6.1</u> : Concentration de la matière dissoute et débit de l'Arve pendant l'année 1890 à Genève (d'après les données de Baëff, 1891).....	275
<u>Figure 6.2</u> : Corrélation entre la matière dissoute et le débit de l'Arve en 1890 à Genève (d'après les données de Baëff, 1891).....	276

<u>Figure 6.3</u> : A) Relation annuelle entre la concentration en matière solide et le débit de l'Arve en 1890 à Genève (d'après les données de Bæff, 1891) ; B) Forte turbidité de la Basse-Arve au pont d'Etrembières, lors de la crue cinquantennale de septembre 1968..	276
<u>Figure 6.4</u> : Variation de la concentration de la charge en suspension avec la profondeur de l'eau (d'après les données de Boissier, 1916).....	278
<u>Figure 6.5</u> : Concentration de la matière en suspension et débit de l'Arve pendant l'année 1890 à Genève (d'après les données de Bæff, 1891).....	279
<u>Figure 6.6</u> : Relations saisonnières et annuelle entre la concentration de la charge en suspension et le débit de l'Arve en 1890 (d'après les données de Bæff, 1891).....	281
<u>Figure 6.7</u> : Sapement et basculement des limons holocènes entaillés par l'Arve dans le bassin de Cluses (photographie de l'auteur).....	287
<u>Figure 6.8</u> : Modification contemporaine de la charge alluviale de l'Arve à Genève, en réponse aux perturbations anthropiques.....	289
<u>Figure 6.9</u> : Les niveaux du Léman à l'holocène (d'après Magny et Olive, 1981).....	291
<u>Figure 7.1</u> : Localisation de la retenue de Verbois et position des transects régulièrement suivis par les exploitants.....	297
<u>Figure 7.2</u> : Vue aval des vannes du barrage de Verbois (photographie de l'auteur).....	298
<u>Figure 7.3</u> : Evolution amont-aval de la largeur de la retenue pleine.....	299
<u>Figure 7.4</u> : Evolution amont-aval des sections d'écoulement, après la mise en eau définitive de la retenue en 1944.....	299
<u>Figure 7.5</u> : Sédimentation annuelle moyenne dans la retenue de Verbois entre 1944 et 1984 (d'après les données de Cohen et Bruschin, 1987).....	301
<u>Figure 7.6</u> : Représentation schématique des procédures de chasse à Verbois (Source : Cohen et Bruschin, 1987).....	302
<u>Figure 7.7</u> : Débits respectifs de l'Arve et du lac Léman lors des 15 chasses du réservoir de Verbois.....	304
<u>Figure 7.8</u> : Evolution dans le temps de la concentration de la M.E.S., lors de la chasse de 1984 (Source : Institut d'Hygiène de Genève, 1984).....	305
<u>Figure 7.9</u> : Granulométrie des sédiments en suspension pendant la chasse de juin 1984 (Source : Bruschin, 1975).....	305
<u>Figure 7.10</u> : Remplissage de la retenue de Verbois entre 1944 et 1984 (Source : Cohen et Bruschin, 1987).....	306
<u>Figure 7.11</u> : Evolution amont-aval du comblement de la retenue de Verbois entre 1944 et 1984 (d'après les données de Cohen et Bruschin, 1987).....	307

<u>Figure 7.12</u> : Relation liant la diminution de la section d'écoulement entre 1944 et 1984, et la largeur de la retenue pleine (d'après les données de Cohen et Bruschin, 1987).....	307
<u>Figure 7.13</u> : Relations liant le volume des sédiments évacués au volume d'eau écoulé pendant la chasse, à sa durée et au débit moyen (d'après les données de Cohen et Bruschin, 1987).....	308
<u>Figure 7.14</u> : Vues des plages de dépôt comblant la retenue de Verbois, lors de la chasse de juin 1984 (photographies : J.-P. Bravard).....	310
<u>Figure 7.15</u> : Débits de l'Arve et du Rhône lors de la chasse de la retenue de Verbois en juin 1987 (Source : Services Industriels de Genève).....	312
<u>Figure 7.16</u> : Position des points d'échantillonnage sur quelques transects caractéristiques dans la retenue de Verbois.....	313
<u>Figure 7.17</u> : Localisation des stations d'échantillonnage dans la retenue de Verbois.....	315
<u>Figure 7.18</u> : Structure sédimentaire mettant en évidence des macro-strates qui témoignent de la dynamique saisonnière de la sédimentation (photographie de l'auteur)...	318
<u>Figure 7.19</u> : Dépôts grossiers deltaïques, construits par les affluents locaux lorsqu'ils pénètrent dans la retenue (photographie de l'auteur).....	319
<u>Figure 7.20</u> : Evolution amont-aval de la granulométrie des dépôts de crue, mise en évidence pour différents paramètres sédimentologiques.....	321
<u>Figure 7.21</u> : Vue du confluent de l'Arve et du Rhône lors de la crue du 16 juin 1987. On observera le contraste entre les eaux très turbides de l'Arve et les eaux claires du Rhône (photographie de l'auteur).....	323
<u>Figure 7.22</u> : Comparaison des dépôts de crue déposés sur les levées de berge, en rive droite et en rive gauche du Rhône à la station d'échantillonnage n°2.....	323
<u>Figure 7.23</u> : Image CM des dépôts échantillonnés dans la retenue de Verbois.....	325
<u>Figure 7.24</u> : Corrélation entre la granulométrie des dépôts de crue et la section d'écoulement, mise en évidence pour différents paramètres sédimentologiques.....	327
<u>Figure 7.25</u> : Corrélation entre la granulométrie des dépôts de crue et le ratio largeur/profondeur mise en évidence pour différents paramètres sédimentologiques.....	328

LISTE DES TABLEAUX

<u>Tableau 1.1</u> : Débits instantanés de l'Arve en crue et ses principaux affluents (m^3/s) ; les stations de mesure figurent en caractère gras.....	15
<u>Tableau 1.1</u> : Classification des chenaux alluviaux : A) d'après Schumm, 1968 ; B) d'après Rust, 1978.....	79
<u>Tableau 1.2</u> : Critères d'identification des différents modèles fluviaux d'après Smith et Putnam, 1980, modifié.....	81
<u>Tableau 1.3</u> : Paramètres Cu et Cs de différents cours d'eau actuels ou anciens.....	89
<u>Tableau 1.4</u> : Types de séquences de changement du régime hydrologique et de la fourniture sédimentaire des vallées de l'Europe Centrale au cours des 15 000 dernières années (Starkel, 1983).....	95
<u>Tableau 2.1</u> : Caractéristiques morphométriques de l'Arve dans les principales sections de sa plaine alluviale.....	126
<u>Tableau 2.2</u> : Coefficient d'immodération de l'Arve et de ses principaux affluents d'après les données hydrologiques contemporaines.....	128
<u>Tableau 3.1</u> : Les associations syndicales de riverains ayant pour vocation l'endiguement de l'Arve, en 1860 (Source : Mougin, 1914).....	135
<u>Tableau 3.2</u> : Evolution des niveaux de crue à l'échelle limnimétrique du pont de Bonneville (Source : Pardé, 1931, 1940).....	143
<u>Tableau 3.3</u> : Incision et prélèvements sur quelques cours d'eau alpins.....	
<u>Tableau 4.1</u> : Caractéristiques des torrents étudiés.....	192
<u>Tableau 4.2</u> : Volume de sédiment extrait de la plage de dépôt de Reninges depuis 1968 (Source : D.D.E. 74, Subdivision de Sallanches).....	215
<u>Tableau 4.3</u> : Débit de crue calculés sur quelques torrents de la vallée de l'Arve.....	217
<u>Tableau 4.4</u> : Situation météorologiques lors de quelques fortes crues sur les torrents de la vallée de l'Arve (données de la Météorologie Nationale, Chamonix).....	219
<u>Tableau 4.5</u> : Travaux de correction effectués dans les bassins torrentiels étudiés (d'après les données du R.T.M 74).....	245
<u>Tableau 5.1</u> : Caractéristiques des pieux prélevés au confluent du Giffre (Source : C.N.R.A.S.).....	265
<u>Tableau 6.1</u> : Relations saisonnières entre la concentration de la suspension et le débit pendant l'année 1890 à Genève.....	282
<u>Tableau 6.2</u> : Estimation de la charge de l'Arve à Genève.....	284

<u>Tableau 7.1</u> : Pentes du Rhône de la Jonction au barrage de Verbois (Source : Wilhelm, 1931).....	300
<u>Tableau 7.2</u> : Modèles généraux de la décroissance granulométrique amont-aval des dépôts dans la retenue de Verbois.....	320

