

THESE

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Lumière Lyon 2
Discipline : Géographie, Aménagement et Urbanisme

Présentée et soutenue publiquement par

Frédéric Liébault

Le 1^{er} décembre 2003

Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies)

Directeurs de Thèse :

M. Pierre Clément

Professeur émérite de Géographie à l'Université Lumière Lyon 2

M. Hervé Piégay

Chargé de recherche au CNRS, UMR 5600 Environnement-Ville-Société

JURY :

M. Jean-Paul Bravard, Professeur de Géographie à l'Université Lumière Lyon 2

M. Pierre Clément, Professeur émérite de Géographie à l'Université Lumière Lyon 2

M. Michel Goueffon, Ingénieur en Chef du Génie Rural des Eaux et Forêts, Service RTM de Grenoble, adjoint au délégué national RTM

M. G. Mathias Kondolf, Professeur de Géographie à l'Université de Californie-Berkeley (rapporteur)

M. Jonathan B. Laronne, Professeur de Géographie à l'Université Ben Gurion du Negev

M. François Petit, Professeur de Géographie à l'Université de Liège (rapporteur)

M. Hervé Piégay, Chargé de recherche au CNRS-UMR 5600 Environnement-Ville-Société

SOMMAIRE	Pages
<i>Remerciements</i>	6
<i>Résumé</i>	12
Introduction générale	15
1. Le cadre conceptuel	19
<i>1.1. Système fluvial et hydrosystèmes: deux concepts complémentaires</i>	19
1.1.1. Généralités et définitions	19
1.1.2. Le changement morphologique : mode de fonctionnement du système fluvial	22
<i>1.2. Le cours d'eau de montagne : un système fluvial original</i>	25
1.2.1. Terminologie	25
1.2.2. Le fonctionnement morphologique des rivières torrentielles	27
1.2.2.1. Le versant « source »	27
1.2.2.2. Le versant « contrainte »	33
1.2.3. La charge de fond des rivières torrentielles	34
2. Le cadre géographique	39
<i>2.1. Diois et Baronnies : présentation générale</i>	39
2.1.1. Le cadre morphostructural, les héritages quaternaires et holocènes	39
2.1.2. Le cadre climatique et hydrologique	44
2.1.2.1. Le cadre climatique	44
2.1.2.2. Le cadre hydrologique	46
<i>2.2. Les rivières torrentielles des montagnes drômoises et leurs émissaires</i>	53
2.2.1. La Drôme, l'Eygues et le Roubion : des rivières en cours d'incision	53
2.2.2. Caractéristiques des petites rivières torrentielles des montagnes drômoises	55
3. Le cadre méthodologique	63
<i>3.1. Les sources d'information</i>	63
3.1.1. Les sources documentaires	63
3.1.2. Les informations de terrain	64
<i>3.2. Les procédures d'échantillonnage</i>	65
<i>3.3. Les outils de traitement de l'information</i>	67
3.3.1. Les outils statistiques	67
3.3.2. Les outils cartographiques	69
Première Partie :	
les changements fluviaux contemporains dans leur environnement	71
Introduction	72
1. Les changements fluviaux contemporains	73
<i>1.1. Approches méthodologiques</i>	73
1.1.1. Analyses diachroniques documentaires des bandes actives	73
1.1.1.1. Les anciens documents topographiques et cartographiques des Ponts et Chaussées	73
1.1.1.2. Les photographies aériennes	74
1.1.2. Relevés de terrain des formes fluviales résiduelles	84
1.1.2.1. Les relevés topographiques	84
1.1.2.2. Les techniques de datation	85
<i>1.2. La rétraction des bandes actives</i>	89
1.2.1. Les tendances générales d'évolution	89
1.2.1.1. La période 1948-1991(96)	89
1.2.1.2. Evolutions depuis 1850	97
1.2.2. L'organisation géographique du changement fluvial	101
1.2.2.1. Comparaisons régionales	101
1.2.2.2. Structures longitudinales du changement	104

Sommaire

1.2.3. Analyses morphologiques et datations des changements fluviaux	109
1.2.3.1. Morphologies anciennes et actuelles	109
1.2.3.2. Les datations dendrochronologiques	121
1.2.3.3. Les datations radiométriques	125
1.3. Synthèse sur les changements fluviaux contemporains	127
2. Les changements de l'environnement	131
2.1. Correction torrentielle et changements de l'occupation du sol	131
2.1.1. Historique et bilan de la Restauration des Terrains en Montagne	131
2.1.1.1. Etat de la question	133
2.1.1.2. Approches méthodologiques	135
2.1.1.3. Les différents types de travaux réalisés	138
2.1.1.4. Chronologie des travaux	142
2.1.1.5. Répartition spatiale des travaux	144
2.1.1.6. Travaux RTM et extinction torrentielle	146
2.1.2. Les changements de l'occupation du sol et le tarissement des sources sédimentaires	147
2.1.2.1. Etat de la question	147
2.1.2.2. Approches méthodologiques	148
2.1.2.3. Tendances générales d'évolution et disparités régionales	153
2.1.2.4. La reconquête forestière et la stabilisation des sources sédimentaires	158
2.1.3. La nature et l'influence des changements de l'occupation du sol	161
2.2. Changements hydrologiques séculaires	163
2.2.1. Etat de la question	163
2.2.2. Approches méthodologiques	165
2.2.3. Evolution des crues de la Drôme à Luc-en-Diois depuis 1907	165
2.2.4. La nature et l'influence des changements hydrologiques	168
3. Synthèse explicative des changements fluviaux contemporains	173
3.1. La période 1850-1950	173
3.2. La période 1950-2000	174
Deuxième Partie :	
Morphologies fluviales et bassins versants	179
Introduction	180
1. Approches méthodologiques	183
1.1. Identification visuelle des types morphologiques	183
1.2. Les relevés morpho-sédimentaires	185
1.3. Détermination des caractéristiques des bassins versants	187
1.3.1. Les indicateurs morphométriques	187
1.3.2. Les indicateurs de relief et d'exposition	189
1.3.3. Les indicateurs géologiques	191
1.3.4. Les indicateurs de l'occupation du sol	193
1.3.5. Les indicateurs géomorphologiques	194
1.4. Approches statistiques	198
2. Typologie morphologique	199
2.1. Les lits à fond rocheux (morphotype E)	199
2.2. Les lits à blocs (morphotype D)	199
2.3. Les lits à fond plat grossier (morphotype C)	200
2.4. Les lits à fond plat caillouteux (morphotype B)	201
2.5. Les lits à nappes caillouteuses (morphotype A)	201
3. Discrimination des morphotypes à partir des caractéristiques du tronçon	207
3.1. Descriptions statistiques élémentaires	207
3.1.1. Les indicateurs morphologiques	207
3.1.2. Les indicateurs granulométriques	211
3.1.3. Les indicateurs dynamiques	213

Sommaire

3.2. Discrimination à partir de relations statistiques élémentaires	216
3.3. Discrimination multivariée	223
3.4. Interprétation fonctionnelle	227
4. Discrimination des morphotypes à partir des caractéristiques du bassin versant	233
4.1. Discrimination par analyse inter-classe	233
4.2. Interprétation fonctionnelle	239
5. Conclusion	243
	245
Troisième Partie :	
Le transport de la charge de fond	
Introduction	247
1. Les sites d'étude	249
1.1. Présentation générale des bassins versants	249
1.1.1. Contexte morphostructural et implications géomorphologiques	249
1.1.2. Contexte hydrologique	256
1.1.3. Contexte historique	256
1.2. Présentation des tronçons de mesure	260
2. Le dispositif de suivi	263
2.1. Le suivi de la charge de fond	263
2.1.1. Principes de mesure	263
2.1.2. Le dispositif de mesure	266
2.1.3. Evaluation de la précision des mesures	269
2.2. Le suivi hydrologique des crues	272
2.2.1. Les sites de mesure	272
2.2.2. Le dispositif de mesure	273
2.3. Le suivi des précipitations	277
3. Les fréquences et seuils de mise en mouvement de la charge de fond	279
3.1. Fréquences inter-annuelles et occurrence saisonnière du charriage	279
3.2. Seuils de mise en mouvement de la charge de fond	282
3.3. Synthèse	292
4. Les distances de transport de la charge de fond	295
4.1. Approche événementielle	295
4.2. Distances annuelles de transport	305
4.3. Synthèse	308
5. Les volumes charriés	311
5.1. Approche événementielle	311
5.2. Charriages annuels	316
5.3. Synthèse	321
6. Estimation de la recharge sédimentaire à l'échelle régionale	323
7. Conclusion	329
Conclusion générale	333
<i>Bibliographie</i>	341
<i>Liste des figures</i>	359
<i>Liste des tableaux</i>	371

INTRODUCTION GENERALE

- 1. Le cadre conceptuel***
- 2. Le cadre géographique***
- 3. Le cadre méthodologique***

Introduction générale

L'approche systémique en géomorphologie fluviale conduit à considérer la rivière comme un objet intégrateur de la diversité des contrôles environnementaux qui s'appliquent à l'échelle du bassin versant, celui-ci étant inclus dans un ensemble géographique qu'il représente plus ou moins fidèlement [Schumm, 1977]. L'état des formes fluviales à un instant donné est le produit d'une histoire complexe, faite d'ajustements lents et progressifs et de changements brutaux. L'homme et le climat sont les principaux acteurs du système ; leurs actions se déroulent selon des pas de temps différents et dans un contexte général plus ou moins sensible, qui peut soit amplifier, soit atténuer la réponse du cours d'eau au jeu des acteurs. Cette sensibilité est elle-même conditionnée par une longue histoire climatique et géologique qui s'exprime dans le paysage sous forme d'héritages. A l'échelle de temps décennale ou séculaire, ces héritages peuvent être considérés comme invariants, mais non inertes. Ils définissent un cadre spécifique qui influence la nature même des processus géomorphologiques actuels. L'exemple de la rivière *Bella Coola* en Colombie-Britannique, où l'essentiel de la charge de fond actuelle provient de l'érosion de grandes étendues d'accumulations morainiques abandonnées par le recul des glaciers aux 18^e et 19^e siècles, illustre bien l'importance des héritages climatiques [Church, 1983].

L'influence de l'homme et du climat sur les formes fluviales s'exerce notamment par les modifications apportées aux flux liquides (Q) et au transport solide (Q_s). La géométrie des lits fluviaux est ajustée à ces flux lorsque la rivière est en mesure de construire librement son chemin. Hormis les tronçons endigués ou inscrits dans le substratum, l'ajustement aux flux est une des lois universelles de la géomorphologie fluviale. D'autres facteurs interviennent également sur le calibrage des lits, comme la nature des berges et l'occupation du sol dans la plaine alluviale. Il a été démontré à de multiples occasions que pour des conditions hydrologiques similaires, les cours d'eau à berges maintenues par une végétation efficace en terme de protection contre l'érosion ont une largeur plus faible par rapport aux organismes à berges instables [Hey et Thorne, 1986 ; Trimble, 1997 ; Huang et Nanson, 1998].

Étudier l'évolution des formes fluviales est donc un acte de connaissance approfondie de la rivière considérée dans ses relations avec son environnement. Cela implique une démarche globale et diversifiée en terme d'échelles spatiales et temporelles. Ce travail de thèse a pour ambition de s'inscrire dans une telle démarche à travers l'analyse géomorphologique détaillée de petites rivières torrentielles des Préalpes du Sud (Diois-Baronnies), appréhendées selon des échelles de temps relativement courtes (contemporaines et actuelles). Le choix d'un tel champ thématique découle directement des travaux antérieurs de géomorphologie fluviale, conduits au sein du *Laboratoire UMR-CNRS 5600 " Environnement-Ville-Société "* et du *Laboratoire Rhodanien de Géographie de l'Environnement (Université Lyon 2)*, dans les bassins versants de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion [Landon *et al.*, 1995; Piégay *et al.*, 1997; Liébault *et al.*, 1998; Bravard *et al.*, 1999; Landon *et al.*, 1999; Liébault *et al.*, 1999]. Ces études convergent vers un objectif commun : comprendre comment des systèmes fluviaux de montagne, originaux à l'échelle des Alpes françaises du fait de l'absence de grands aménagements hydroélectriques, réagissent aux modifications de leur environnement.

Après avoir déterminé et proposé des éléments d'explication concernant l'évolution morphologique récente des artères principales, il était devenu nécessaire de s'intéresser aux branches secondaires du réseau hydrographique. Plusieurs justifications d'ordre scientifique s'imposaient :

- Les changements morphologiques récents observés sur les cours principaux, à savoir l'incision du profil en long et la rétraction de la bande active, se manifestent-ils également sur les affluents ? La comparaison dans l'espace et dans le temps des évolutions morphologiques au sein d'un bassin versant permet alors de mieux discerner les influences respectives des différentes causes possibles du changement fluvial. Le bassin versant torrentiel constitue un système fluvial particulièrement sensible aux changements qui affectent les versants. Sa contribution dans l'analyse des liens entre la dynamique des versants et les changements fluviaux est donc essentielle et elle devrait permettre de mieux appréhender l'influence des changements d'occupation du sol et des travaux de lutte contre l'érosion (la Restauration des Terrains en Montagne).
- Est-il possible de concevoir une réversibilité de l'incision observée sur les artères maîtresses compte tenu des apports actuels en charge de fond des affluents ? Cette question est celle de la restauration de la recharge sédimentaire des rivières, enjeu majeur de gestion dans les Préalpes du Sud [Landon *et al.*, 2000]. Quels sont les volumes de charge de fond qui transitent aujourd'hui sur les affluents; quels sont les temps de transit de la charge de fond; quels sont les paramètres de contrôle de l'activité géomorphologique des affluents ? L'ensemble de cette problématique constitue un deuxième axe de recherche dont une des finalités majeures est de mieux comprendre la dynamique sédimentaire actuelle des affluents de façon à entrevoir et évaluer des solutions au problème de la recharge sédimentaire.

Ces deux problématiques centrales ont été traitées selon un plan général en trois parties :

Dans une première partie consacrée à l'évolution des bandes actives, il est proposé d'analyser les changements morphologiques contemporains (depuis 1850) d'un ensemble de petites rivières torrentielles de moyenne montagne et de comprendre comment les modifications de l'environnement appréhendées à l'échelle du bassin versant et de la plaine alluviale contrôlent cette évolution. Le propos est de montrer quelles sont les causes de l'extinction torrentielle récente observée dans les montagnes drômoises depuis la fin du 19^e siècle à partir d'un ensemble diversifié de cas.

La deuxième partie porte sur l'analyse de la morphologie actuelle des rivières torrentielles drômoises en relation avec la question du transfert des sédiments dans les bassins versants. Nous proposons une typologie morphologique applicable aux segments d'ordre supérieur de ces rivières (ordre 5 à 6). Cette typologie a été interprétée en terme de dynamique sédimentaire et elle a été confrontée aux caractéristiques des bassins versants afin d'identifier les paramètres de contrôle de la diversité morphologique actuellement observée dans les montagnes du Diois et des Baronnies.

Dans une troisième partie, nous présentons les résultats d'un suivi événementiel des crues et de la charge de fond qui a été mobilisée sur 3 affluents de la Drôme entre 1997 et 2002 (l'Esconavette, la

Introduction générale

Barnavette et la Béoux). Des dispositifs de mesure des distances de transport parcourues par les particules et des phénomènes de creusement et de remblaiement qui se produisent pendant les crues ont permis de quantifier les volumes charriés annuellement. Une tentative d'extrapolation à l'ensemble des affluents de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion est proposée. Elle nous permet d'établir des comparaisons avec le transport solide de ces rivières et de proposer un diagnostic sur l'état actuel de la recharge sédimentaire.

L'introduction générale permet de présenter le cadre conceptuel, le contexte géographique ainsi que les principales approches méthodologiques de la thèse.

1. Le cadre conceptuel

1.1. Système fluvial et hydrosystème : deux concepts complémentaires

1.1.1. Généralités et définitions

L'approche systémique de la rivière et de ses espaces fonctionnels se résume en deux concepts complémentaires : le *système fluvial* qui formalise les interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant [Schumm, 1977] ; l'*hydrosystème fluvial*, focalisé sur les échanges de matières et d'énergie entre la rivière et sa plaine alluviale [Amoros et Petts, 1993]. Alors que le système fluvial est un concept purement géomorphologique, centré sur l'organisation spatiale des transferts sédimentaires dans les bassins versants, l'hydrosystème se consacre principalement au fonctionnement écologique de la mosaïque fluviale, tout en considérant également les processus hydrologiques et géomorphologiques (Fig. 1). Ces deux concepts présentent donc une complémentarité d'échelle. L'hydrosystème constitue un sous-ensemble du système fluvial, qui permet de mieux prendre en compte les échanges transversaux entre la rivière et ses annexes. La perception rapprochée à laquelle nous invite ce concept permet d'entrevoir des mécanismes souvent négligés par l'approche de Schumm. Inversement, le système fluvial élargit le champ de vision et devient indispensable lorsqu'il s'agit de comprendre la dynamique des formes fluviales dans ses relations avec les changements qui affectent le bassin versant.

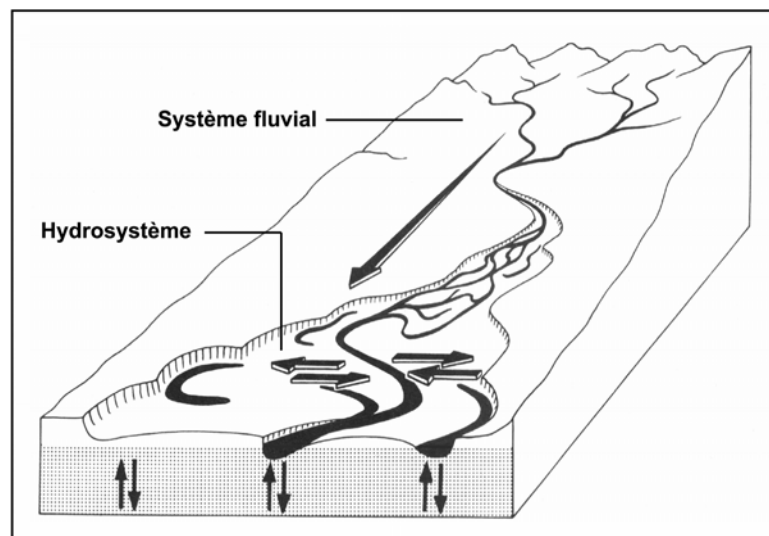


Figure 1
Emboîtement schématisé de l'hydrosystème dans le système fluvial [d'après Amoros et Petts, 1993]

Ces deux approches définissent chacune une organisation spatiale spécifique de leur objet d'étude. Le système fluvial se concentre sur la dimension longitudinale des bassins versants et propose une zonation en trois secteurs : la *zone de production*, constituée par l'ensemble des versants et des têtes de bassin qui ont pour fonction principale de produire les sédiments qui seront progressivement évacués par le système fluvial ; la *zone de transfert*, domaine de prédilection des mosaïques fluvia-

les, dont la fonction est d'assurer le transport des sédiments vers l'aval ; la *zone de stockage* où dominent les formes d'accumulations sédimentaires. Ce type de conception met l'accent sur l'atténuation vers l'aval de l'influence des versants sur la dynamique fluviale. Cette atténuation s'explique par la formation progressive d'une plaine alluviale, construite par les apports sédimentaires successifs de l'amont. La zonation fonctionnelle peut se concevoir à différentes échelles. A titre d'exemple, le bassin versant torrentiel peut être considéré soit comme une simple zone de production sédimentaire lorsqu'il est perçu à l'échelle d'un vaste système de drainage, soit comme un système fluvial à part entière lorsqu'il s'agit de concevoir son organisation interne, traditionnellement découpée en un *bassin de réception* (zone de production), un *chenal d'écoulement* (zone de transfert) et un *cône de déjections* (zone de stockage).

En réaction face aux approches exclusivement longitudinales de la rivière, le concept d'hydrosystème insiste sur la dimension multivariée de la mosaïque fluviale et sur la bidirectionnalité des flux. La mosaïque fluviale est perçue dans sa dimension longitudinale, transversale, verticale et temporelle. Cette approche met également l'accent sur la hiérarchisation spatiale et fonctionnelle des différentes unités emboîtées qui constituent le système. Elle définit une terminologie précise qui exprime clairement cette hiérarchie. Le *secteur fonctionnel* (tronçon de la plaine alluviale caractérisé par un style géomorphologique propre) conditionne la dynamique des *ensembles fonctionnels* (ensemble d'écosystèmes régis par les mêmes processus dynamiques, comme par exemple la forêt alluviale) qui eux-mêmes influencent le fonctionnement des *unités fonctionnelles* (unité homogène constituée par un biotope et des peuplements végétaux et animaux spécifiques, comme par exemple une levée sableuse). Cette terminologie, particulièrement bien adaptée aux problématiques écologiques, n'a pas été retenue dans le cadre de ce travail. En revanche, outre la prise en compte des relations étroites entre les différentes zones fonctionnelles amont-aval, omniprésentes dans le bassin versant torrentiel, la dimension transversale a également fait l'objet d'une attention particulière. Nos objets d'étude étant caractérisés parfois par une plaine alluviale bien développée dans les tronçons inférieurs, il était en effet primordial de considérer son influence éventuelle sur la dynamique des formes fluviales.

Le concept de système fluvial définit un certain nombre de principes parmi lesquels l'ajustabilité des formes fluviales aux flux liquides (Q) et solides (Q_s) tient une place centrale. Les *variables internes* (qui décrivent la géométrie du lit) sont contrôlées par les *variables externes* (Q et Q_s), appelées également variables de contrôle. La nature de ces contrôles a été formalisée en une série de relations empiriques qui permettent de prédire dans quelle direction les variables internes évoluent suite aux modifications des variables externes. Les relations proposées par Knighton [1998] sont les suivantes (les signes +, - et = représentent respectivement une augmentation, une diminution et une stabilité de la variable) :

$$Q^+ Qs^- \Rightarrow w^+ d^+ w/d^+ \lambda^+ s^- \quad (1)$$

$$Q^- Qs^- \Rightarrow w^- d^- w/d^- \lambda^- s^+ \quad (2)$$

$$Q^- Qs^+ \Rightarrow w^+ d^- w/d^+ \lambda^+ S^+ s^+ \quad (3)$$

$$Q^- Qs^- \Rightarrow w^- d^+ w/d^- \lambda^- S^+ s^- \quad (4)$$

$$Q^+ Qs^+ \Rightarrow w^+ d^{+/-} w/d^+ \lambda^+ S^- s^{+/-} \quad (5)$$

$$Q^- Qs^- \Rightarrow w^- d^{+/-} w/d^- \lambda^- S^+ s^{+/-} \quad (6)$$

$$Q^+ Qs^- \Rightarrow w^{+/-} d^+ w/d^{+/-} \lambda^{+/-} S^+ s^- \quad (7)$$

$$Q^- Qs^+ \Rightarrow w^{+/-} d^- w/d^{+/-} \lambda^{+/-} S^- s^+ \quad (8)$$

avec w : la largeur du lit, d : la profondeur du chenal, λ : la longueur d'onde des méandres, S : la sinuosité du chenal, s : la pente du lit. Bien que ces relations constituent des outils indispensables de prédiction et/ou de compréhension du changement fluvial, elles présentent des limites. Les formes fluviales ne résultent que partiellement d'un ajustement aux flux. Elles intègrent parfois l'influence des interventions humaines directes sur la géométrie du lit (extractions, curages, recalibrages, endiguements, rectifications de tracé) ainsi que la résistance à l'érosion des berges. L'interprétation des ajustements morphologiques doit donc prendre en considération l'histoire des usages de la rivière et de ses marges.

Un certain nombre de principes qui visent à formaliser la dimension temporelle du système sont également proposés. L'équilibre dynamique est défini comme un état moyen autour duquel le système fluctue. Un système en équilibre dynamique se caractérise par un régime permanent, dans lequel les entrées de matières et d'énergie sont égales aux sorties. La capacité du système à rétablir des conditions proches de son état initial après perturbation est qualifiée de résilience. Cette capacité est fonction de l'aptitude du système à mettre en jeu des processus de rétroaction négative. Le concept d'hydrosystème fluvial montre que la résilience est assurée par les échanges entre les différentes unités du système. Le temps nécessaire au rétablissement de conditions d'équilibre dynamique, où temps de relaxation, est également fonction du bon état de connexion entre les différents compartiments du système. Le temps de réponse à une perturbation peut être décomposé en un temps de réaction (période nécessaire à la mise en œuvre de l'ajustement) et un temps de relaxation (Fig. 2).

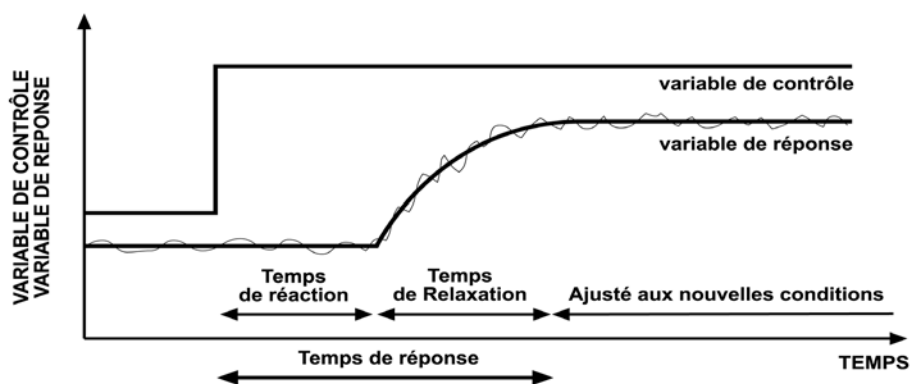


Figure 2
Représentation théorique de la réponse fluviale à une modification brutale d'une variable de contrôle [d'après Knighton, 1998]

1.1.2. Le changement morphologique : mode de fonctionnement du système fluvial

La voie la plus instructive pour l'exploration du fonctionnement des systèmes fluviaux est celle qui consiste à analyser et à comprendre les mécanismes de la réponse fluviale aux changements des variables de contrôle. Le concept de *sensibilité du paysage (landscape sensitivity)*, explicité par Brunnsden et Thornes [1979], propose une formalisation intéressante des systèmes géomorphologiques considérés dans leurs relations avec les forçages externes. La sensibilité du paysage est définie comme la probabilité qu'une modification des contrôles qui s'appliquent au système produise une réponse sensible, reconnaissable, et durable du paysage. La sensibilité du système est fonction de ses propres caractéristiques qui définissent une certaine capacité d'absorption des perturbations. La réponse du système est donc fonction à la fois de sa propre sensibilité au changement, mais également du type et de l'intensité des perturbations auquel il est soumis. Brunnsden et Thorne [1979, cités par Knighton, 1998] proposent de regrouper les différentes causes du changement morphologique en deux catégories : (1) les perturbations pulsatives (*pulsed disturbances*), qui désignent les événements de fréquence faible et d'intensité forte dont les effets sont généralement limités dans l'espace et dans le temps, du fait d'un retour relativement rapide du système aux conditions initiales (excepté pour les événements extrêmes pouvant produire des effets durables, notamment lorsque des seuils géomorphologiques sont franchis) ; (2) les perturbations graduelles (*ramp disturbances*), qui correspondent à des modifications progressives et durables des variables de contrôle et qui induisent des changements à plus longs termes et plus étendus spatialement. Ceci est le cas des fluctuations climatiques, comme celles décrites par Warner [1994] en Nouvelle-Galles-du-Sud, Australie, où il a été démontrée l'existence d'un ajustement morphologique cyclique en réponse à des périodes de 30 à 50 ans, dominées alternativement par la sécheresse et par les crues.

Le changement du paysage en relation avec ces perturbations est considéré comme un ensemble de processus-réponses qui impliquent un transport de matières, une évolution des formes et un réarrangement de la structure du système [Brunnsden, 2001]. La mise en œuvre de ces processus impliquent le dépassement de seuils (intrinsèques ou extrinsèques) qui sont fonction de la résistance du système aux forçages externes. Brunnsden [2001] différencie plusieurs éléments permettant de définir cette résistance :

- La structure et la composition lithologique du système (*strength resistance*) ;
- La résistance morphologique (*morphological resistance*) qui implique une certaine distribution spatiale de l'énergie potentielle, qui définit des voies préférentielles de transmission des forces en jeu permettant de concentrer ou de diffuser les effets des perturbations ; Ce type de résistance est déterminé par les caractéristiques topographiques du milieu ;
- La résistance structurelle (*structural and filter resistances*), liée à l'organisation interne du système, qui détermine notamment la capacité à transmettre les impulsions générées par les perturbations. La résistance structurelle est contrôlée par les connexions entre les différentes composantes du système. Un bassin versant dans lequel la transmission de l'énergie entre les versants

et les chenaux se fait librement aura tendance à réagir plus fortement et plus rapidement aux impulsions externes. D'autre part, la présence d'éléments capables d'absorber et de stocker l'énergie émise par une perturbation peut également accroître la résistance du paysage au changement. Ces éléments sont qualifiés de filtres par Brunnsden [2001]. Les pièges sédimentaires en pied de versant constituent de bons exemples de filtres dans la mesure où ils vont priver le réseau hydrographique d'une part souvent considérable de l'énergie et des débris produits par les processus d'érosion. Lorsque ces formes sont très efficaces, elles peuvent contribuer à atténuer les conséquences hydro-morphologiques d'une déstabilisation de versant.

- La résistance liée à l'état du système (*system state resistance*) fait référence au rôle des héritages. C'est ce que Knighton [1998] qualifie de *mémoire* du système fluvial. Chaque système présente sa propre histoire, marquée par une certaine succession d'événements de crise. Cette mémoire, plus ou moins longue en fonction des composantes morphologiques considérées (Fig. 3) et de l'intensité des perturbations subies, influence la sensibilité actuelle du système. Une bonne illustration de ce principe est fournie par le cas des régions fortement marquées par les héritages glaciaires et périglaciaires des périodes froides du Quaternaire. Ces périodes de grande activité géomorphologique ont été très efficaces dans la remobilisation des stocks sédimentaires, si bien qu'aujourd'hui, l'essentiel des dépôts les plus facilement mobilisables ont été exportés ou positionnés en situation d'abri par rapport aux processus actuels [Slaymaker, 1999]. La résistance du système s'en trouve donc renforcée jusqu'à la mise en œuvre d'autres processus qui viendront progressivement reconstituer de nouveaux stocks sédimentaires et augmenter le potentiel d'instabilité du système. Inversement, il existe des situations où l'héritage d'un événement donné peut accroître la sensibilité du système face aux impulsions climatiques qui lui succèdent et induire une modification plus ou moins durable du fonctionnement. Tel est le cas de la rivière Waipaoa en Nouvelle-Zélande où le transport solide a été amplifié pendant plusieurs années suite au cyclone Bola [Trustrum *et al.*, 1999]. Cet événement climatique de très forte intensité a provoqué de nombreux glissements de terrain superficiels qui ont continué à délivrer des sédiments à la rivière longtemps après l'épisode de crise.

Il est nécessaire d'ajouter un cinquième élément qui n'apparaît pas dans la synthèse de Brunnsden. Il s'agit de l'influence anthropique qui peut, volontairement ou non, accroître ou diminuer les seuils de résistance des systèmes géomorphologiques. L'exemple le plus significatif est celui de la crise climatique du Petit Age Glaciaire dans les Alpes françaises dont les effets morphologiques ont été amplifiés par la surexploitation agropastorale du milieu [Bravard, 1989 ; Neboit, 1991].

Les différents travaux qui illustrent l'ajustement des cours d'eau aux perturbations ont mis en évidence des réponses de type exponentiel, avec une première phase d'évolution rapide suivie par une atténuation progressive de l'ajustement au fur et à mesure que la variable morphologique étudiée s'approche d'un nouvel état d'équilibre [Knighton, 1998] (Fig. 4). Cette forme exponentielle montre que lorsque les effets des perturbations commencent à se faire sentir, la réponse morphologique est

rapide et l'essentiel de l'ajustement peut être obtenu sur de courtes périodes (de l'ordre de la décennie). A titre d'exemple, l'ajustement de la largeur du lit aux événements extrêmes peut être obtenu en une dizaine d'années seulement [Knighton, 1998].

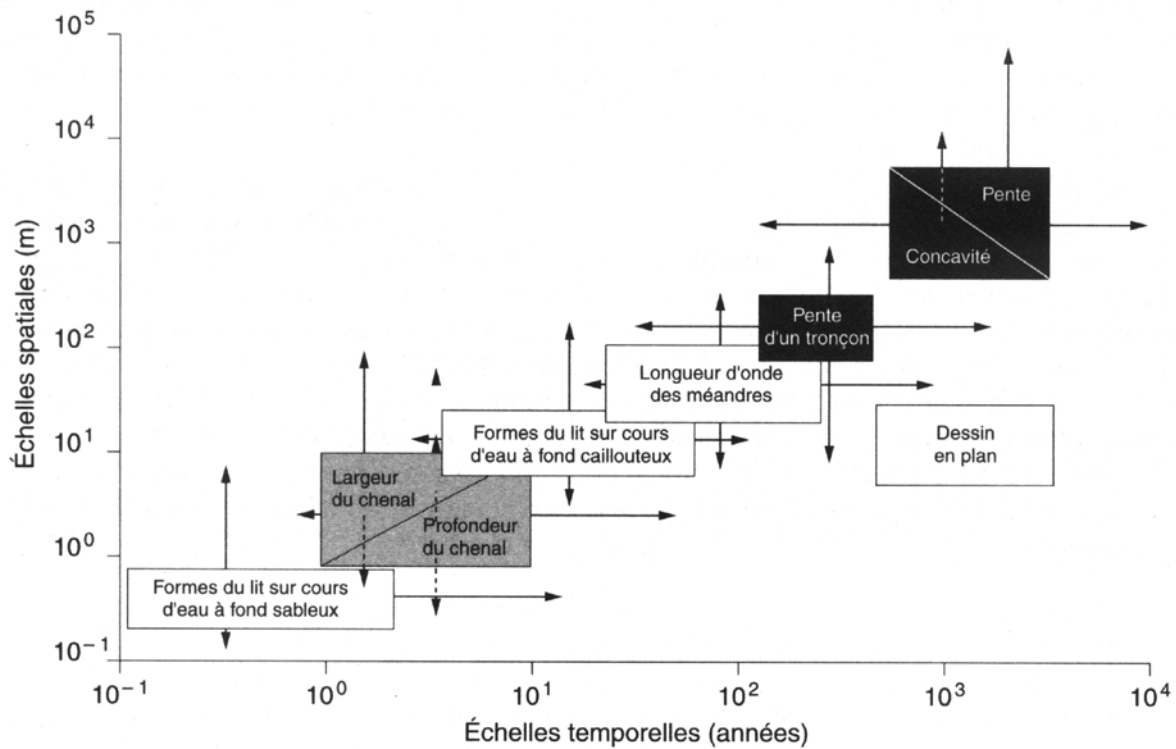


Figure 3
Échelles spatiales et temporelles de l'ajustement des formes fluviales [d'après Knighton, 1998]

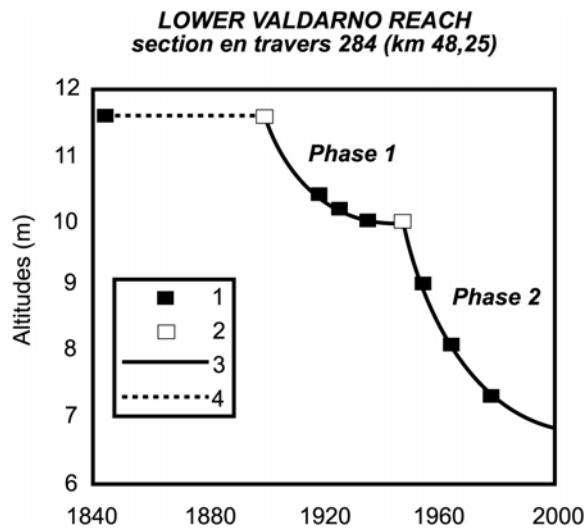


Figure 4
Réponse fluviale de type exponentiel sur la rivière Arno en Toscane ; la première phase d'incision est mise en relation avec la réduction des apports sédimentaires consécutive au reboisement des versants ; la deuxième phase est interprétée comme le résultat combiné des opérations d'extraction de matériaux et de la mise en place de barrages ; 1. Points de mesure, 2. Points extrapolés, 3. Courbe ajustée (fonction exponentielle) ; 4. Tendence assumée [d'après Rinaldi et al., 1997]

1.2. Le cours d'eau de montagne : un système fluvial original

1.2.1. Terminologie

Le cours d'eau de montagne constitue un organisme hydrologique spécifique, ce qui justifie l'emploi d'une terminologie propre. Le terme de torrent, utilisé en France, mais également en Italie et en Espagne (*torrente*) est dérivé du latin *torrens* signifiant " dévorant, impétueux ". Ce terme s'emploie pour identifier les petits cours d'eau de montagne à forte pente, à débit irrégulier, caractérisés par des crues violentes et soudaines (Tab. 1). Il est intéressant de signaler que l'usage du terme s'est développé à partir du 15^{ème} siècle, période marquée par une recrudescence de la torrencialité dans les Alpes. Le torrent symbolise alors une nature dangereuse, sauvage et indomptable. Cette idée se retrouve dans le terme *wildbach*, utilisé dans les pays de langue germanique et qui signifie rivière sauvage.

Tableau 1
Quelques exemples de définitions du torrent

Références	Définitions
Surell, 1841	Les torrents coulent dans des vallées très courtes, qui morcellent les montagnes en contre-forts ; quelquefois même, dans de simples dépressions. Leurs crues sont courtes, et presque toujours subites. Leur pente excède 6 centimètres par mètre, sur la plus grande longueur de leur cours : elle varie très vite, et ne s'abaisse pas au-dessous de 2 centimètres par mètre. Ils affouillent dans la montagne ; ils déposent dans la vallée ; et ils divaguent ensuite, par suite de ces dépôts.
FAO, 1981	Petit cours d'eau de montagne, temporaire ou permanent, à forte pente, à crues violentes et subites, au débit liquide et solide très variable, réalisant en général des charriages importants.
Peiry, 1990	Le système torrentiel est constitué de l'ensemble des surfaces concentrant progressivement les flux d'eau et de débris en direction d'un talweg qui assure leur écoulement vers l'aval et leur épandage sur un cône de déjections. Le bassin versant torrentiel se caractérise par la vigueur des pentes sur les versants, la raideur du profil en long et la présence de trois zones bien individualisées : le bassin de réception, le chenal d'écoulement et le cône de déjections.
Neboit, 1991	Organisme hydrologique spécifiquement montagnard qui fonctionne par intermittence. L'essence de la torrencialité, c'est le retour, à intervalles réguliers, de crues soudaines et brutales, dont l'abondance et la violence contrastent avec la médiocrité des écoulements habituels. Le propre d'un torrent est de se manifester par à-coups brefs, sans périodicité fixe, au gré des averses exceptionnelles. Ces aspects hydrologiques combinés à la vigueur des pentes génèrent des écoulements d'une turbulence extrême, capables de mettre en mouvement des quantités énormes de matériaux.
Circulaire du 9 mai 1995 ¹	Cours d'eau à forte pente qui se caractérise par un débit irrégulier dépendant des précipitations et des fontes de neige, les étiages dus au froid hivernal ou à la sécheresse estivale pouvant alterner avec des crues soudaines.

1. Circulaire relative aux extractions de matériaux dans le lit mineur des cours d'eau de montagne

Le torrent existe également dans la terminologie anglophone (*torrent*), mais son utilisation est peu fréquente dans la littérature scientifique. Celle-ci fait plus souvent référence au terme de rivière de montagne (*mountain stream*). L'école française d'hydraulique torrentielle distingue généralement le torrent de la rivière torrentielle selon des critères de pente et de concentration volumique du transport solide [Besson, 1996]. La définition hydraulique du torrent est fondée sur un seuil de pente supérieur à 6 % et sur l'occurrence de laves torrentielles, définies comme des écoulements à forte concentration solide, généralement supérieure à 0,5 (Fig. 5). La rivière torrentielle présente une pente comprise entre 1 et 6 % et un transport solide à concentration sédimentaire plus modérée.

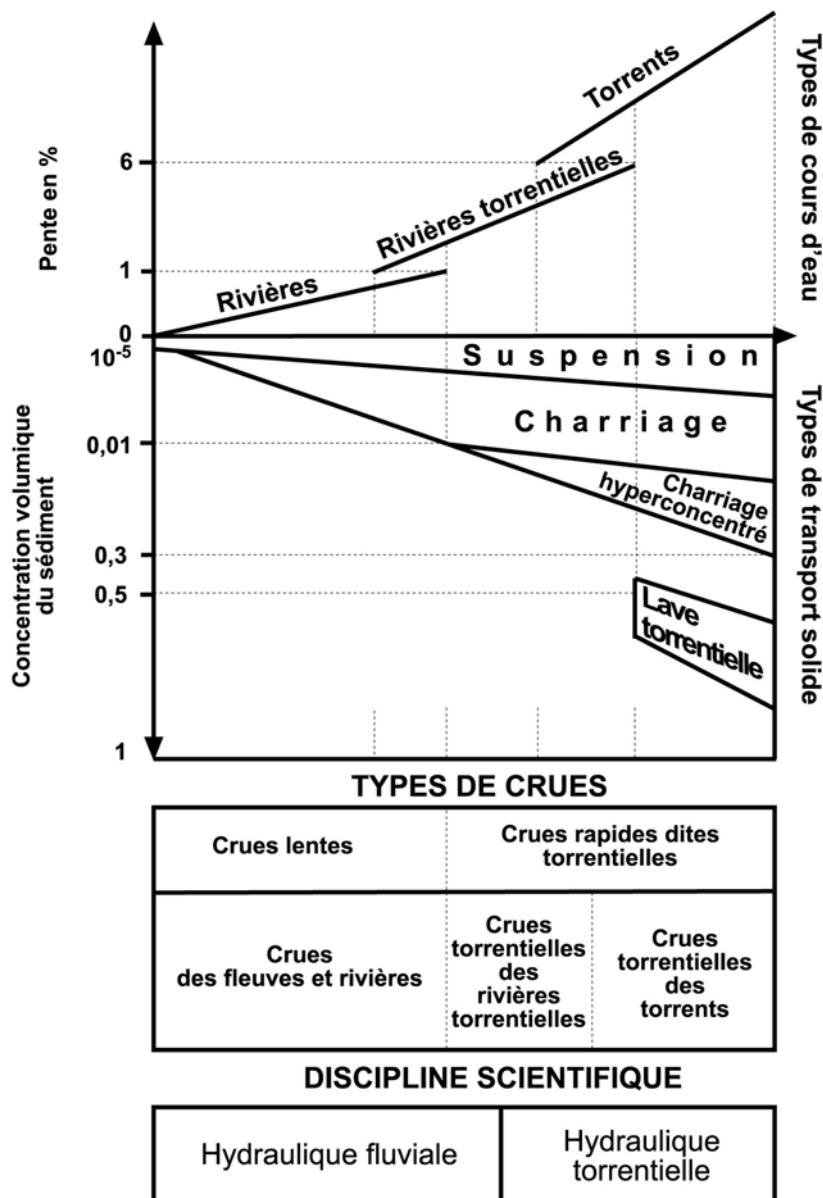


Figure 5
Méthode de classification des types de rivières permettant de distinguer la rivière torrentielle du torrent selon des critères hydrauliques et sédimentaires [d'après Besson, 1996]

1.2.2. Le fonctionnement morphologique des rivières torrentielles

Les petits cours d'eau du Diois et des Baronnies entrent dans la catégorie des rivières torrentielles. Les torrents, au sens hydraulique du terme, ne s'observent que dans certains secteurs amont où ils occupent un linéaire relativement réduit. Ceci s'explique par l'absence de grands versants suffisamment développés pour avoir permis l'édification de bassins versants torrentiels typiques, tels que ceux observés dans les grandes vallées intra-alpines. Les bassins étudiés sont plutôt caractérisés par une transition progressive entre le domaine torrentiel des têtes de bassin et le domaine fluvial des tronçons inférieurs. La démarche scientifique adoptée dans le cadre de la thèse portant essentiellement sur les secteurs aval des affluents, il convient donc de centrer la synthèse bibliographique sur l'étude des rivières torrentielles.

La dynamique des petites rivières torrentielles est influencée par les versants. Leurs fonctions sont multiples et elles peuvent être regroupées en deux grandes catégories : (1) les fonctions d'approvisionnement (les versants sont considérés comme des sources de matière et d'énergie) et (2) les fonctions de contrôle (les versants sont considérés comme des contraintes structurales et ils imposent alors un cadre rigide dans lequel s'exprime la dynamique fluviale).

1.2.2.1. Le versant " source "

Parmi les différents apports que contribuent les versants au cours d'eau, la fourniture sédimentaire revêt une importance fondamentale. Les différents processus d'érosion qui caractérisent les versants constituent, lorsque la connexion avec le réseau hydrographique est bien établie, une des composantes majeures des entrées sédimentaires du système fluvial. Plusieurs concepts sont utilisés pour quantifier cette production, mais également pour évaluer la part de cette production exportée par le système de drainage (*sediment delivery ratio* ou taux de fourniture sédimentaire).

Les informations disponibles concernant la production sédimentaire de versant en moyenne montagne tempérée (injectée ou non dans le réseau hydrographique) sont limitées et disparates. Le Tableau 2 rassemble quelques valeurs mesurées selon des périodes d'observation et dans des contextes diversifiés. Ces valeurs sont globales, car il est difficile de quantifier la part relative des débris fins et grossiers produits par les versants.

Il apparaît que les valeurs de production annuelle spécifique maximales sont générées par le processus de reptation (*creeping*) qui met en mouvement des volumes nettement supérieurs à ceux mobilisés par les autres types de processus. Ceci s'explique par l'importance des surfaces affectées et l'épaisseur pluri-décimétrique de la tranche de sol en mouvement. Cependant, il s'agit de déplacements très lents (de l'ordre du millimètre par an) qui contribuent faiblement à la recharge sédimentaire du cours d'eau. Caine et Swanson [1989] estiment en effet que les fournitures par reptation sont respectivement de 0,0125 et 11 t km⁻² an⁻¹ pour le *Martinelli Basin* et le *Watershed 10*, soit respectivement 75x10⁻⁵ et 10% du volume total fourni par les versants. Ces valeurs sont plus ou moins proches de celle proposée par Dietrich et Dunne [1978] qui estiment le volume de sédiments fourni par

Introduction générale

Tableau 2

Quelques exemples de productions sédimentaires de versant en moyenne montagne tempérée (T: période d'observation; S: superficie du bassin; PS: production sédimentaire annuelle spécifique; BVRE: Bassin Versant de Recherche Expérimentale)

Sites	T (années)	Altitudes (m)	Précipitations annuelles (mm)	Occupation du sol	Géologie
Watershed 10 (Chaîne des Cascades, Oregon, EU)	5-6	440-650	2400	forêt	colluvions sur roches volcaniques
Martinelli Basin (Montagnes Rocheuses, Colorado, EU)	5-6	3400-3560	1050	sol nu	régolite
Savournon, Pays du Buëch (Préalpes du Sud, France)	6	1000	857	terrain nu (62 %)	marnes
Roubine, BVRE de Draix (Alpes du Sud, France)	11	848-885	900	terrain nu (79 %)	marnes
Les Nonnières (Préalpes du Sud, France)	1	1000	1020	terrain nu	éboulis
Laval, BVRE de Draix (Alpes du Sud, France)	11	848-1252	900	terrain nu (68 %)	marnes
Roubines des Baronnies (Préalpes du Sud, France)	6	?	800	terrain nu	marnes
Moulin, BVRE de Draix (Alpes du Sud, France)	8	848-984	900	terrain nu (54 %)	marnes
Courriau, Baronnies (Préalpes du Sud, France)	8	700-800	800	terrain nu	marnes
La Vière de Glandage, Diois (Préalpes du Sud, France)	2	1000	1020	terrain nu	marno-calcaires
Brusquet, BVRE de Draix (Alpes du Sud, France)	7	800-1260	900	terrain nu (13 %)	marnes
Glissement de terrain (Van Duzen basin, Californie, EU)	3	?	2000	terrain nu	roches sédimentaires argileuses et grès
Glissements de terrain (Redwood Creek, Californie, EU)	5	?	2000	terrain nu	roches sédimentaires argileuses et grès
Glissement de terrain (Lookout Creek, Oregon, EU)	5	?	2500	terrain nu	roches volcaniques
Saru River (Hidaka Range, Japon)	30	0-1754	1200	forêt	roches sédimentaires
15 bassins versants montagneux (Japon)	≈10 000	?-1922	2500	forêt	diversifiée
Combe de Laurichard (Alpes du Sud, France)	≈10 000	2500-2800	?	terrain nu	gneiss
Roc du Diable, La Plagne (Tarentaise, France)	≈10 000	2400	?	terrain nu	quartzite
Chamechaude, Grande Chartreuse (Préalpes du Nord, France)	1	2000	?	terrain nu	calcaires
Combe de Laurichard (Alpes du Sud, France)	2	2500-2800	?	terrain nu	gneiss
Roc du Diable, La Plagne (Tarentaise, France)	3	2400	?	terrain nu	quartzite

reptation à $31,2 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ sur le *Rock Creek basin* (Chaîne Côtière, Oregon), volume qui constitue dans ce cas précis la quasi-totalité de la fourniture sédimentaire de versant. Il apparaît également que du fait des courtes périodes d'observation, les auteurs ont tendance à surestimer la contribution relative de la reptation car il s'agit d'un processus lent et régulier dans le temps, plus facile à mesurer que les phénomènes brutaux à faible fréquence, telles les coulées de débris dont l'activité présente une plus grande variabilité inter-annuelle. Toutefois, Dietrich et Dunne [1978] ont pu mesurer la fourniture sédimentaire en provenance de coulées de débris induites par un événement climatique brutal survenu en 1964. Ils l'ont comparé avec celle en provenance des mouvements superficiels du sol. Les coulées de débris ont injecté alors 10 000 t de sédiments dans le réseau hydrographique, ce qui représente 36 années de fourniture sédimentaire par reptation. Une part importante de ces sédiments s'est accumulée sous forme de terrasses et de cônes de déjections et ces dépôts constituent alors une réserve sédimentaire considérable qui est susceptible d'être remobilisée par les petites crues.

Introduction générale

Tableau 2 (suite)

Sites	Processus d'érosion dominants	PS (t km ⁻² an ⁻¹)	Références
Watershed 10 (Chaîne des Cascades, Oregon, EU)	reptation	2 654 990	Caine et Swanson, 1989
Martinelli Basin (Montagnes Rocheuses, Colorado, EU)	reptation	792 500	Caine et Swanson, 1989
Savoumon, Pays du Buëch (Préalpes du Sud, France)	ravinement	19 700	Descroix, 1998
Roubine, BVRE de Draix (Alpes du Sud, France)	ravinement	19 100	Mathys <i>et al.</i> , 1996
Les Nonnières (Préalpes du Sud, France)	ravinement	18 000	Descroix, 1994 (modifié)
Laval, BVRE de Draix (Alpes du Sud, France)	ravinement	17 100	Mathys <i>et al.</i> , 1996
Roubines des Baronnies (Préalpes du Sud, France)	ravinement	15 000	Lecompte <i>et al.</i> , 1996
Moulin, BVRE de Draix (Alpes du Sud, France)	ravinement	11 300	Mathys <i>et al.</i> , 1996
Courriau, Baronnies (Préalpes du Sud, France)	ravinement	7 650	Descroix, 1998
La Vière de Glandage, Diois (Préalpes du Sud, France)	ravinement	5 440	Descroix, 1998 (modifié)
Brusquet, BVRE de Draix (Alpes du Sud, France)	ravinement	5 000	Mathys <i>et al.</i> , 1996
Glissement de terrain (Van Duzen basin, Californie, EU)	mouvement de masse	51 200	Kelsey, 1978 (in Nolan et Janda, 1995)
Glissements de terrain (Redwood Creek, Californie, EU)	mouvement de masse	de 730 à 25 100	Nolan et Janda, 1995
Glissement de terrain (Lookout Creek, Oregon, EU)	mouvement de masse	3 540	Swanson et Swanston, 1977 (in Nolan et Janda, 1995)
Saru River (Hidaka Range, Japon)	mouvement de masse	3 233	Nakamura <i>et al.</i> , 1995 (modifié)
15 bassins versants montagneux (Japon)	mouvement de masse et ravinements	540 à 1 970	Ogushi, 1996
Combe de Laurichard (Alpes du Sud, France)	éboulisation	2 650	Francou, 1988 (in Delannoy et Rovéra, 1996) (modifié)
Roc du Diable, La Plagne (Tarentaise, France)	éboulisation, éboulement et avalanches	de 265 à 1590	Rovéra, 1990 (in Delannoy et Rovéra, 1996) (modifié)
Chamechaude, Grande Chartreuse (Préalpes du Nord, France)	éboulisation	de 265 à 800	Rovéra, 1995 (in Delannoy et Rovéra, 1996) (modifié)
Combe de Laurichard (Alpes du Sud, France)	éboulisation	de 132 à 660	Francou, 1988 (in Delannoy et Rovéra, 1996) (modifié)
Roc du Diable, La Plagne (Tarentaise, France)	éboulisation	de 26 à 660	Rovéra, 1990 (in Delannoy et Rovéra, 1996) (modifié)

Les valeurs d'ablation sur ravinements sont bien connues grâce aux nombreux travaux conduits dans les Alpes du Sud, qui ont fait l'objet d'une synthèse récente par Descroix [1998]. Elles oscillent entre 5 000 et 20 000 t km⁻² an⁻¹. Cette variabilité est contrôlée principalement par le taux de boisement, comme en atteste la comparaison des résultats obtenus sur les bassins de Draix qui montrent des productions sédimentaires variant d'un facteur 4 entre les bassins boisés et non boisés. La nature lithologique des terrains affectés est également un facteur important à considérer. Bien que l'essentiel des mesures concerne des terrains marneux, certains travaux se sont concentrés sur d'autres types lithologiques. Le site des Nonnières dans le Haut-Diois, étudié par Descroix [1994], montre que les ravinements sur éboulis donnent des valeurs d'ablation comparables à celles mesurées sur marnes. En revanche, la production sédimentaire obtenue sur marno-calcaires, roche plus résistante, est nettement inférieure.

Les mouvements de masse produisent entre 500 et 50 000 t km⁻² an⁻¹. Cette gamme très étendue de valeurs reflète la grande diversité de ces processus qui se distinguent essentiellement par l'épaisseur des terrains concernés. Compte tenu du caractère très disparate des données, il est difficile d'effectuer des comparaisons à facteur constant.

Introduction générale

Les productions sédimentaires de l'ébouilisation ont été principalement étudiées dans des contextes de hautes altitudes, en domaine périglaciaire. Les valeurs obtenues oscillent entre 20 et 2 600 t km⁻² an⁻¹. Un contraste très net apparaît entre les estimations intégrant les 10 000 dernières années et les mesures actuelles. Les productions actuelles sont nettement plus faibles et elles sont comprises entre 20 et 800 t km⁻² an⁻¹. Hormis l'évidence du facteur climatique, le climat actuel étant caractérisé par des alternances gel-dégel moins fréquentes que lors des récurrences froides de l'Holocène, il faut également signaler le fait que les périodes d'observation sont courtes et elles n'intègrent donc pas les phénomènes d'intensité forte et de fréquence faible, comme les éboulements qui participent également au recul des barres rocheuses.

Les valeurs de *taux de fourniture sédimentaire* (SDR) en moyenne montagne tempérée sont également peu nombreuses et souvent obtenues selon des méthodes différentes. Swanson et Friedriksen [1982, cités par Batalla *et al.*, 1995] estiment que le stockage alluvial est communément dix fois supérieur au volume exporté annuellement. Quelques valeurs du SDR sont présentées dans le Tableau 3. On observe en général une décroissance du SDR lorsque la taille du bassin augmente. Cette relation statistique, attribuée au fait que les grands bassins versants présentent un potentiel de stockage sédimentaire supérieur, montre que les petits organismes torrentiels peuvent être considérés comme des systèmes efficaces en terme d'évacuation des sédiments produits par les versants. Ceci illustre bien le principe de discontinuité du transport sédimentaire qui se compose de courtes périodes d'avancée de la charge lors des crues suivies de longues périodes d'immobilité. Cette discontinuité a été également observée pour des événements isolés de très fortes amplitudes et de faibles fréquences, comme la crue catastrophique du Guil en juin 1967, où la charge de fond n'a parcouru que quelques kilomètres et où les sédiments produits par les versants ont été majoritairement stockés en bas de pente [Tricart, 1960]. Contrairement aux grands bassins versants, les bassins montagnards de taille réduite présentent une transmissivité accrue de la charge; le SDR peut ainsi atteindre des valeurs supérieures à 70% (Tab. 3). La morphologie du bassin ainsi que la végétation de fond de vallée ont été identifiés comme des contrôles majeurs de la transmissivité sédimentaire. On admet généralement que les bassins caractérisés par un fond de vallée étroit, des lits à forte pente ainsi qu'une faible fourniture en débris végétaux grossiers se caractérisent par des temps de résidence de la charge très brefs [Best *et al.*, 1995; Pitlick, 1995]. L'influence des débris végétaux grossiers sur le stockage de la charge de fond a notamment été quantifiée sur un petit cours d'eau de montagne de Californie (10 km²) par Keller *et al.* [1995]. Ces auteurs ont montré que les barrages formés par ces débris stockent approximativement 100 à 150 ans de charriage annuel moyen. Des travaux semblables réalisés sur des cours d'eau de rang 3 à 5 ont montré que le stockage directement imputable aux débris végétaux grossiers représente 123 % du transport annuel de charge de fond [Marston, 1982].

La plupart des études concernant la quantification des budgets sédimentaires ont également montré que les sources sédimentaires occupent la plupart du temps des surfaces très limitées à l'échelle du

Introduction générale

bassin versant. Dans une évaluation des entrées sédimentaires en provenance des glissements de terrains réalisée sur les affluents de *Redwood Creek*, Pitlick [1995] estime la part occupée par les surfaces actives à 16,2 % de l'ensemble de la zone d'étude (surface cumulée des sous bassins versants d'étude). Ces surfaces actives ont fourni l'essentiel de la charge transportée par les affluents. Toujours dans le même contexte géographique, Kelsey *et al.* [1995] ont montré que 60% de la charge injectée par les glissements de terrain à l'échelle de l'ensemble du bassin versant est délivrée par seulement 10% des plus grands glissements.

Tableau 3

Quelques exemples de fournitures sédimentaires de versant en moyenne montagne tempérée

(T: période d'observation; S: superficie du bassin; SDR: taux de fourniture sédimentaire de versant exportée par voie fluviale)

Sites	T (années)	S (km ²)	SDR (%)	Références
Garrett Creek (Californie, EU)	24	10,8	94	Best <i>et al.</i> , 1995 (modifié)
Matakonekone (Raukumara Range, Nouvelle-Zélande)	28	4,33	93	Marutani <i>et al.</i> , 1999 (modifié)
Oil Springs (Raukumara Range, Nouvelle-Zélande)	28	3,05	93	Marutani <i>et al.</i> , 1999 (modifié)
Watershed 10 (Chaîne des Cascades, Oregon, EU)	5-6	0,10	79	Caine et Swanson, 1989
affluents de Redwood Creek (Californie, EU)	26	de 1,6 à 44	78	Pitlick, 1995 (modifié)
Arbucies (Catalogne, Espagne)	2	106	58	Batalla <i>et al.</i> , 1995 (modifié)
Rock Creek (Chaîne Côtière, Oregon, EU)	?	16,2	50	Dietrich et Dunne, 1978
Saru River (Hidaka Range, Japon)	30	1345	41	Nakamura <i>et al.</i> , 1995 (modifié)
Martinelli Basin (Montagnes Rocheuses, Colorado, EU)	5-6	0,08	11	Caine et Swanson, 1989
Appalaches (Caroline du Nord, EU)	?	?	10	Phillips, 1991 (<i>in</i> Bravard et Petit, 1997)
Mont-Lozère (Massif Central, France)	3	0,17	2,5	Bernard-Allée et Cosandey, 1991 (<i>in</i> Bravard et Petit, 1997)

La réponse morphologique des rivières torrentielles aux impulsions climatiques est en grande partie conditionnée par les connexions entre les versants et le système de drainage. Lorsque ces connexions sont effectives, les effets des perturbations relatives au fonctionnement des sources sédimentaires vont être transmis rapidement aux cours d'eau. Le cas des *Howgill Fells*, dans les Monts Cumbrian d'Écosse, illustre bien l'influence du couplage des versants sur la sensibilité du système fluvial [Harvey, 2001]. Les conséquences d'un épisode de pluie intense, survenu en juin 1982 à l'occasion d'un orage de fréquence centennale, sur la morphologie de petits cours d'eau torrentiels (*Langdale et Bowerdale valleys*) a pu être étudiée par cartographie diachronique des formes fluviales (Fig. 6). Cet exemple montre un ajustement remarquable des formes fluviales, directement lié à l'épisode orageux qui a réactivé et remis en connexion d'anciennes formes d'érosion de versants (ravinements, glissements superficiels). Les sédiments produits par les versants ont été transmis rapidement dans le lit et ont été à l'origine d'une véritable métamorphose fluviale. L'ancien lit unique sinueux a été remplacé par un lit large, de style tressé. Depuis 1982, la bande de tressage est pro-

Introduction générale

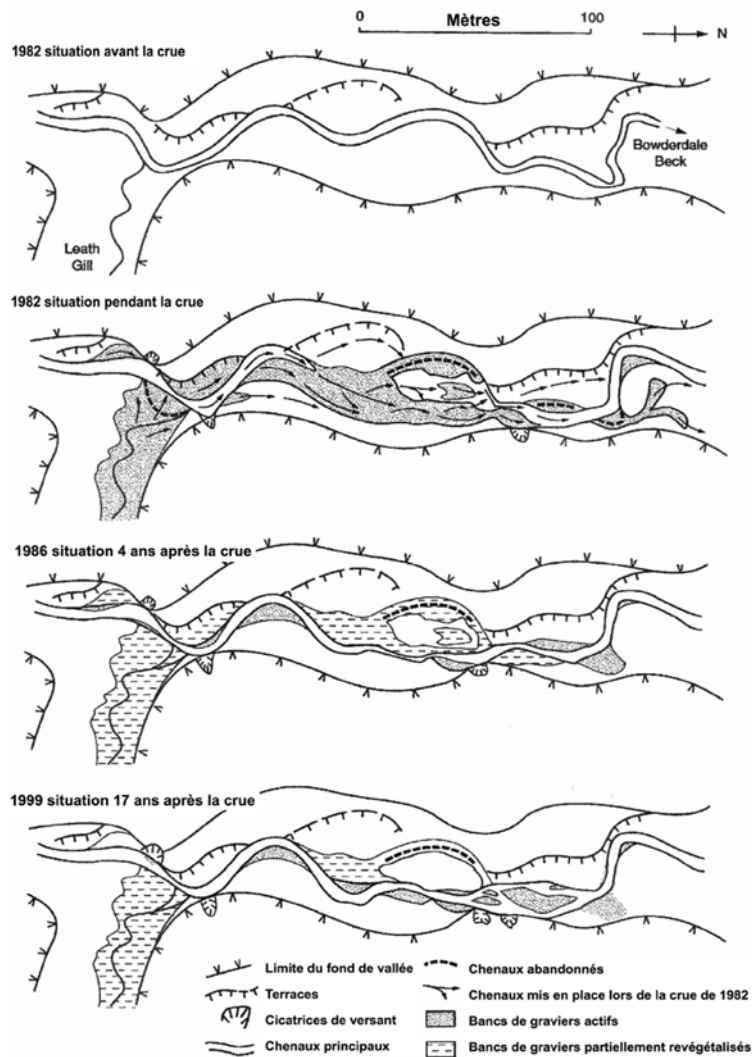


Figure 6

Un exemple de changement fluvial associé à un événement de crue intense survenu en 1982 : Bowerdale Beck, Ecosse [d'après Harvey, 2001]

gressivement abandonnée et un nouveau style à chenal unique se développe. La récupération du système était encore incomplète en 1999, comme en témoigne le maintien de quelques segments en tresses, directement attribuables aux effets différés de l'événement de 1982. Les exemples de réponses fluviales du même type dans un contexte de forte connexion avec les versants sont multiples [Madej et Ozaki, 1996 ; Shimazu et Oguchi, 1996 ; Marutani *et al.*, 1999].

En plus de ses contributions sédimentaires, le versant influence également l'hydrologie des rivières torrentielles à travers les différents processus de ruissellement qui le caractérisent. La proximité des versants induit généralement un transfert rapide des flux liquides et elle influence l'allure des hydrogrammes de crue. Les cours d'eau de montagne se caractérisent ainsi par des réponses hydrologiques rapides, à pic de crue marqué. Ce type de comportement général doit cependant être nuancé en fonction des caractéristiques lithologiques, topographiques, de l'occupation du sol et de la morphométrie des bassins versants [Bravard et Petit, 1997].

1.2.2.2. Le versant “contrainte”

Parallèlement aux effets induits par leurs apports sédimentaires et hydrologiques, les versants contrôlent également la morphologie et le fonctionnement des rivières torrentielles du fait de leur seule présence ou des processus dont ils sont le siège. De nombreux travaux ont montré l'effet exercé par les versants sur la pente des cours d'eau. Les observations de terrain conduites sur un petit cours d'eau des Montagnes Rocheuses canadiennes (*Two O'clock Creek*) ont mis en évidence des accélérations de pente en relation directe avec des apports sédimentaires grossiers issus des versants [Mc Pherson, 1971]. L'augmentation de la pente est interprétée comme un ajustement dont la fonction est d'accroître la capacité de transport du cours d'eau de façon à assurer le transit des matériaux grossiers vers l'aval. Grant et Swanson [1995] observent également, sur de petits organismes torrentiels de l'Oregon, des pentes accrues lorsque le cours d'eau borde des cônes de déjection, des glissements de terrain ou des terrasses à blocs. Dans le même secteur d'étude, les formes fluviales associées à des apports de blocs par les versants (morphologies en cascades et marches-cuvettes) se caractérisent par des pentes plus fortes [Grant *et al.*, 1990 ; Montgomery et Buffington, 1997] (Fig. 7).

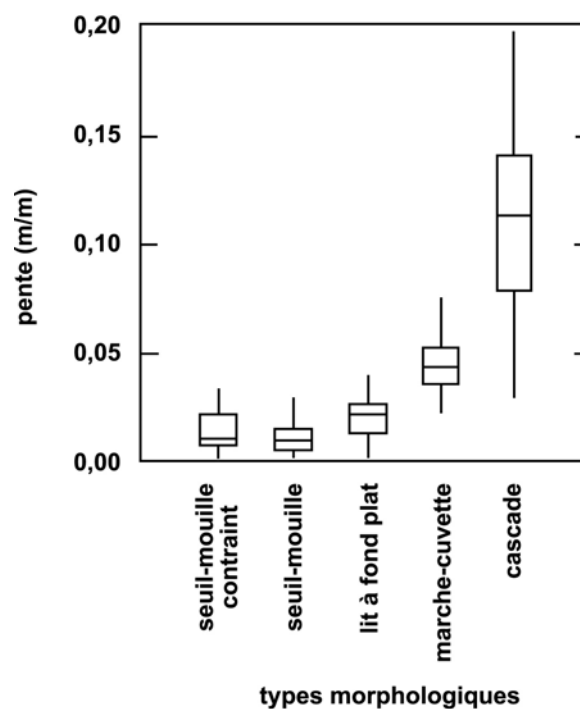


Figure 7

Distribution des valeurs de pente du chenal en fonction des types morphologiques définis par Montgomery et Buffington [1997]

Dans un cadre plus large, il est également admis que la forme générale du profil en long en montagne est influencée par le contexte structural de la vallée [Piégay *et al.*, 2000]. Par leur influence sur la pente, les versants conditionnent la capacité de transport de la rivière et, par voie de conséquence, leur aptitude à transmettre rapidement les effets des perturbations vers l'aval.

Il est également admis que les versants contrôlent le calibrage du fond de vallée et imposent donc au cours d'eau un cadre structural fixe au sein duquel la morphologie fluviale va pouvoir s'exprimer. Les nombreuses obstructions de fond de vallée générées par les versants ou par leurs formes associées (cônes de déjections, glissements de terrain...) conditionnent la formation des mosaïques fluviales [Lisle, 1986 ; Grant et Swanson, 1995]. Piégay *et al.* [2000] ont montré que la largeur du fond de vallée et la largeur de la bande active de l'Ubaye (Alpes du Sud) sont influencées par la lithologie des versants. Les tronçons inscrits dans un contexte lithostructural de roches tendres se caractérisent par un fond de vallée élargi, au sein duquel le taux de tressage et la largeur de la bande active s'accroissent. La lithologie contrôle ainsi la succession longitudinale des styles fluviaux.

1.2.3. La charge de fond des rivières torrentielles

La charge de fond représente l'ensemble des sédiments transportés sur le fond du cours d'eau et qui conservent un contact partiel avec lui lors de leur déplacement [Bravard et Petit, 1997]. Ce mode de transport concerne des particules grossières, dont le diamètre est souvent supérieur à 0,062 mm [Knighton, 1998]. La charge de fond des rivières graveleuses est constituée pour l'essentiel des matériaux présents dans le lit du cours d'eau, et notamment dans la couche de sub-surface [Parker *et al.*, 1982]. De ce fait, le transport de la charge de fond se fait en interaction directe avec l'évolution morphologique du lit, ce qui a conduit de nombreux auteurs à mettre en relation ces deux processus [Ashworth et Ferguson, 1986 ; Davoren et Mosley, 1986 ; Gomez *et al.*, 1989 ; Goff et Ashmore, 1994 ; Lane *et al.*, 1995 ; Martin et Church, 1995 ; Ham et Church, 2000].

Le champ thématique de la charge de fond est abordé selon différentes échelles de temps et d'espace. Hoey [1992], dans une synthèse récente portant sur la variabilité temporelle de la charge de fond, reprend, en les modifiant légèrement, les 4 niveaux scalaires de perception initialement proposés par Church et Jones [1982] (Tab. 4). La variabilité dimensionnelle des formes sédimentaires est associée à la diversité de leurs paramètres de contrôle. La dynamique des micro et mésoformes est influencée par les conditions hydrauliques locales, à savoir les fluctuations de nature stochastique des conditions de mise en mouvement des matériaux. A l'inverse, la cinématique des macro et mégaformes est déterminée principalement par le régime géomorphologique du cours d'eau, autrement dit le jeu complexe des interactions entre la charge disponible et la compétence de l'écoulement. Il apparaît également que les formes de petites dimensions peuvent être intégrées dans des formes plus vastes et que plusieurs types de formes de même échelle peuvent se combiner sur un même tronçon de rivière. Lorsque ces combinaisons de formes fonctionnent comme une entité propre, il en résulte la formation d'une entité plus vaste. L'assemblage de bancs des systèmes en tresses est à ce titre un exemple assez clair.

Compte tenu de la problématique abordée dans la thèse, qui consiste à caractériser la variabilité événementielle, annuelle et pluri-décennale de la charge de fond sur quelques rivières torrentielles, il convient de s'intéresser avant tout aux macro et mégaformes sédimentaires.

Tableau 4

Classification hiérarchique des formes sédimentaires propres aux rivières à charge graveleuse [Hoey, 1992 simplifié]. t représente le temps de passage d'une onde de crue, T le temps au niveau duquel se conçoit l'équilibre dynamique du cours d'eau.

Types	Echelle de taille	Longueur d'onde (m)	Temps de réponse	Formes typiques	Contrôles
Microformes	particule	10^{-1} - 10^{-2}	instantané		conditions hydrauliques locales
Mésformes	profondeur de la lame d'eau	10^{-1} - 10^2	$\approx t$	<ul style="list-style-type: none"> • Amas de particules • Seuils • Marches à blocs • Stries de graviers 	conditions hydrauliques locales
Macroformes	largeur du lit	10 - 10^3	$\geq t$ $\gg t$	<ul style="list-style-type: none"> • Nappes de graviers • Bancs isolés • Bancs multiples 	régime géomorphologique
Mégaformes	plusieurs largeurs de lit	$>10^3$	T	<ul style="list-style-type: none"> • Assemblages de bancs 	régime géomorphologique

Une des questions cruciales de la géomorphologie fluviale est de comprendre quelles sont les relations génétiques que ces formes entretiennent avec le transport de la charge de fond. Autrement dit, est-il possible d'appréhender les volumes de sédiments grossiers charriés par un cours d'eau à partir de la connaissance de sa dynamique morphologique ? A l'échelle de l'événement de crue, Jackson et Beschta [1982] ont observé, sur un petit cours d'eau de montagne, une très bonne correspondance entre les fluctuations sporadiques de la charge de fond et les phénomènes de creusement et de remblaiement dans le lit. Ces observations ont conduit certains auteurs à proposer des techniques d'évaluation des volumes charriés à partir de la mesure des processus d'érosion et de remblaiement qui se succèdent lors d'une crue [Laronne *et al.*, 1992 ; Ashmore et Church, 1998]. A l'échelle des mégaformes sédimentaires, des liens ont été proposés entre la présence de certaines formes et l'abondance de la charge de fond. Church et Jones [1982] ont mis en relation la présence de grandes zones homogènes constituées d'assemblages de bancs, qualifiés de zones de sédimentation, avec l'importance des volumes de sédiments injectés dans le système fluvial. Des tronçons de transfert, caractérisés par un style fluvial divaguant (*wandering pattern*), s'intercalent entre les différentes zones de sédimentation. Les auteurs suggèrent la disparition des tronçons de transfert lorsque les volumes en transit sont très importants, occasionnant ainsi la mise en place d'une bande de tressage large et longitudinalement continue (Fig. 8). Montgomery et Buffington [1998] ont proposé de mettre en relation la morphologie des petits cours d'eau de montagne avec le rapport entre la capacité de transport du lit et la fourniture sédimentaire. Ces auteurs distinguent ainsi les types morphologiques caractérisés par une capacité de transport en excès des types marqués par une fourniture sédimentaire excédentaire (Fig. 9). Cette classification fonctionnelle permet d'évaluer qualitati-

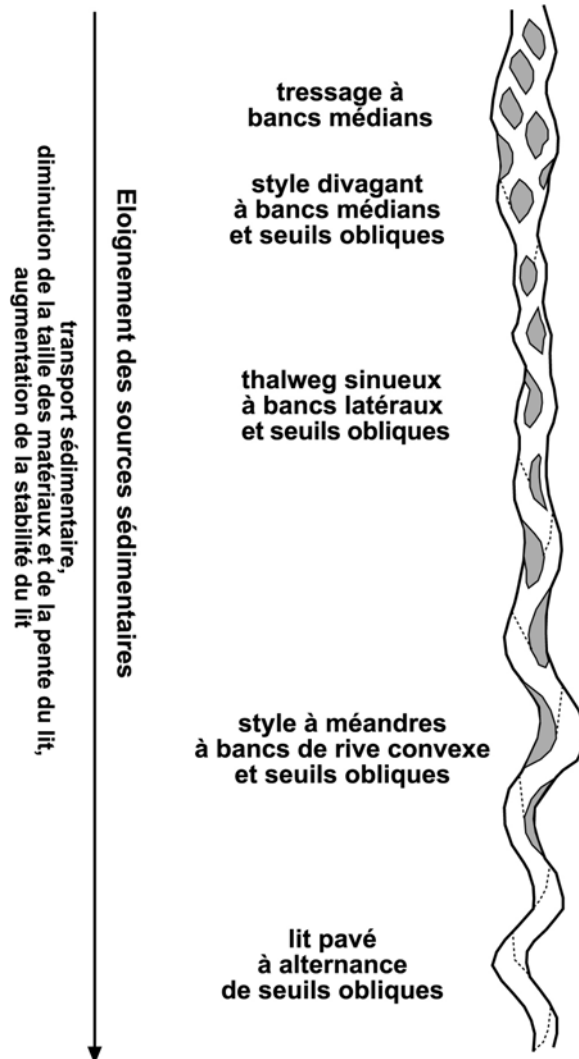


Figure 8
Diagramme schématique de la distribution longitudinale des formes fluviales associée au tarissement progressif des apports sédimentaires [d'après Church et Jones, 1982]

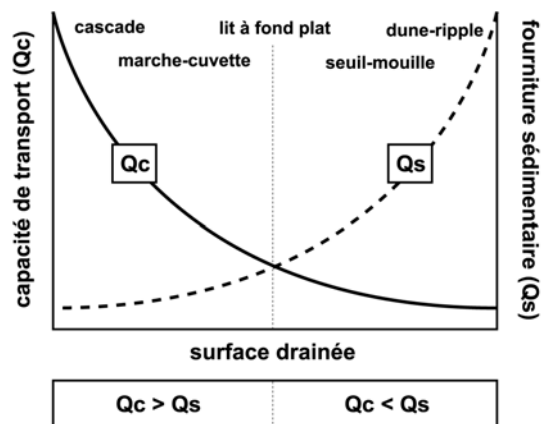


Figure 9
Illustration schématique du positionnement des types morphologiques définis par Montgomery et Buffington [1997] sur un gradient longitudinal défini par les variations simultanées de la capacité de transport et de la fourniture sédimentaire [d'après Montgomery et Buffington, 1997]

vement l'abondance de la charge de fond et d'effectuer des comparaisons entre bassins versants dont les capacités de transport sont similaires. L'analyse diachronique des types morphologiques sur un même cours d'eau peut également être utile pour caractériser l'évolution dans le temps de la charge de fond et discuter des facteurs qui contrôlent ces changements.

Le tableau 5 rassemble quelques valeurs de charriages annuels pondérés par la superficie du bassin versant en moyenne montagne tempérée. Les travaux cités donnent des valeurs qui ont été exprimées soit en unité de masse (tonne), soit en unité de volume (mètre cube). Afin d'homogénéiser l'information collectée, nous avons fait le choix d'exprimer l'ensemble des valeurs en $t\ km^{-2}\ an^{-1}$, en utilisant une valeur de densité de $2,65\ t\ m^{-3}$ (valeur généralement admise).

Ces données illustrent la grande hétérogénéité géographique du charriage en zone de montagne. Elles donnent un aperçu des ordres de grandeur auxquels on peut s'attendre. Les fortes valeurs observées sur les torrents suisses s'expliquent en partie par un contexte morpho-structural particulier de haute altitude avec de fortes précipitations et de fortes pentes. Il faut d'autre part considérer la petite taille des bassins versants étudiés, qui implique des SDR élevés et des systèmes efficaces en terme d'évacuation des sédiments injectés par les versants. Les forts charriages enregistrés dans le bassin de la Redwood Creek sont liés à la conjonction de plusieurs facteurs : (1) un environnement climatique et morpho-structural sensible (zone de moyenne montagne sous climat méditerranéen) ; (2) une surexploitation forestière qui a fortement aggravé les conséquences d'une succession de crues importantes entre 1950 et 1975 [Madej et Ozaki, 1996]. Inversement, les bassins à faible charriage correspondent aux zones de montagnes à couverture forestière étendue (Oregon, Ardennes), qui limite ainsi les apports depuis les versants.

Tableau 5
Quelques exemples de charriages annuels spécifiques mesurés sur des rivières de montagne

Sites	Bassin versant (km ²)	Altitudes (m)	Précipitations annuelles (mm)	Occupation du sol	Charge de fond (t km ⁻² an ⁻¹)	Source
Martinelli Creek* (Chaîne des Cascades, Oregon)	0,08	3400-3560	1050	Sol nu	0,025	Caine et Swanson, 1989
Ruisseau Wavelinse (Ardennes, Belgique)	4,33	?	?	?	0,36	Petit <i>et al.</i> , 1996
Ruisseau de la Mer (Ardennes, Belgique)	1,36	?	?	?	0,56	Petit <i>et al.</i> , 1996
Bassin du Sherbrooke (Appalaches, Canada)	0,75	238-370	1100	Prairie (61 %)	1,08	Clément, 1989
Lhomme (Ardennes, Belgique)	276	?	?	?	1,11	Petit <i>et al.</i> , 1996
Wamme (Ardennes, Belgique)	139	?	?	?	2,21	Petit <i>et al.</i> , 1996
Rock Creek* (Chaîne Côtière, Oregon)	16,20	?	3400	Forêt	3	Dietrich et Dunne, 1978
Ruisseau Jardine (Appalaches, Canada)	0,94	285-358	1100	Forêt (57 %)	4,14	Clément, 1989
Watershed 10* (Montagnes Rocheuses, Colorado)	0,10	440-650	2400	Forêt de conifères	6	Caine et Swanson, 1989
Ventura River (Chaînes Transverses, Californie)	585	0-1800	380-760	Chaparral (maquis)	26	Hill et McConaughy, 1988
Izas* (Pyrénées centrales, Espagne)	0,22	2060-2280	1600	Prairie alpine	42	Martinez-Castroviejo <i>et al.</i> , 1991
Arbuçies (Catalogne, Espagne)	106	0-1430	984	Forêt de chênes	62	Batalia <i>et al.</i> , 1995
Panther Creek (Redwood Creek Basin, Californie)	16	?	2000	Déforestation	131	Madej, 1995
Schwändlibach* (Schwarzsee, Suisse)	1,38	1217-1642	1840	Forêt (29 %)	132	Rickenmann, 1997
Sperbelgraben* (Emmental, Suisse)	0,54	911-1203	1590	Forêt (99 %)	206	Rickenmann, 1997
Rappengraben* (Emmental, Suisse)	0,70	985-1256	1570	Forêt (35 %)	219	Rickenmann, 1997
Rotenbach* (Schwarzsee, Suisse)	1,66	1274-1630	1840	Forêt (14 %)	220	Rickenmann, 1997
Lacks Creek (Redwood Creek Basin, Californie)	44	?	2000	Déforestation	250	Madej, 1995
Melera* (Tessin, Suisse)	1,05	962-1773	2060	Forêt (84 %)	409	Rickenmann, 1997
Upper Redwood Creek (Californie)	175	1615	2000	Déforestation	530	Madej, 1995
Coyotte Creek* (Redwood Creek Basin, Californie)	20	?	2000	Déforestation	750	Madej, 1995
Erlenbach* (Alpi, Suisse)	0,74	1110-1655	2300	Forêt (39 %)	2159	Rickenmann, 1997

* torrents (pente > 6 %)

2. Le cadre géographique

2.1. Diois et Baronnies : présentation générale

2.1.1. *Le cadre morphostructural, les héritages quaternaires et holocènes*

Les montagnes du Diois et des Baronnies appartiennent aux Préalpes du Sud (ou chaînes subalpines méridionales des géologues). Ce vaste ensemble morphostructural constitue la couverture sédimentaire déversée des massifs cristallins externes (Fig. 10). Contrairement aux Préalpes du Nord, dont la morphologie générale est bien structurée par la barre urgonienne, les Préalpes du Sud présentent une organisation interne confuse, aux délimitations subtiles [Blanchard, 1945; Masseport, 1960]. Ce trait morphologique s'explique par le croisement d'une histoire tectonique complexe et d'une séquence stratigraphique dominée par les formations marneuses et calcaréo-marneuses (Fig. 11). L'ossature du relief est assurée ici par les strates calcaires du Tithonique et du Turonien, dont les puissances approximatives sont respectivement de 50 et 300 m. Le Turonien a été démantelé rapidement par les agents d'érosion et il ne subsiste aujourd'hui que sur des surfaces restreintes (synclinal de Saou, de Bellemotte, Gorges des Gâts, hautes vallées de l'Eygues et de l'Oule, Montagne de Miélandre). Les matériaux du Diois et des Baronnies datent pour l'essentiel de l'ère secondaire, plus précisément du Jurassique et du Crétacé. Au Jurassique moyen et supérieur, la sédimentation marine présente une relative homogénéité sur l'ensemble des futurs massifs préalpins. Elle débute par une imposante série de marnes noires qui est progressivement relayée par un ensemble de formations calcaréo-marneuses couronnées par les calcaires massifs du Tithonique. La différenciation stratigraphique entre les chaînes vocontiennes (Diois et Baronnies) et leurs massifs limitrophes s'est opérée au Crétacé. A l'emplacement actuel du Vercors et des Monts du Vaucluse, des mers peu profondes ont favorisé une sédimentation à dominante calcaire (faciès urgonien de l'étage barrémo-bédoulien). Au même moment se déposent dans le Diois et les Baronnies d'importantes séries de marnes et de calcaires marneux moins résistants (sédimentation dans un bassin de subsidence, qualifié de fosse vocontienne). Le Crétacé se termine par la mise en place des calcaires gréseux du Turonien.

Le relief des montagnes drômoises a été mis en place par deux grandes phases de plissement aux orientations différentes [Masseport, 1960 ; Monod, 1996] : (1) la phase pyrénéo-provençale, d'orientation est-ouest et d'âge néocrétacé ; (2) la phase alpine, d'orientation nord-sud et d'âge néogène. Il en résulte un relief cloisonné, où se juxtaposent de grandes combes et de petites cellules fermées par des cluses étroites (Fig. 12). Alors que les lignes de relief méridiennes dominent dans le Diois, les Baronnies s'individualisent par une orientation est-ouest des formes du relief.

La connaissance du Quaternaire diois et baronnien est essentiellement fondée sur l'interprétation morphoclimatique des glacis de versant, omniprésents dans le paysage des montagnes drômoises [Masseport, 1960 ; Archambault, 1966 ; Moissenet, 1969]. Ces formes sont aujourd'hui en cours de destruction par le ravinement dans de nombreux secteurs, ce qui conduit à les considérer comme

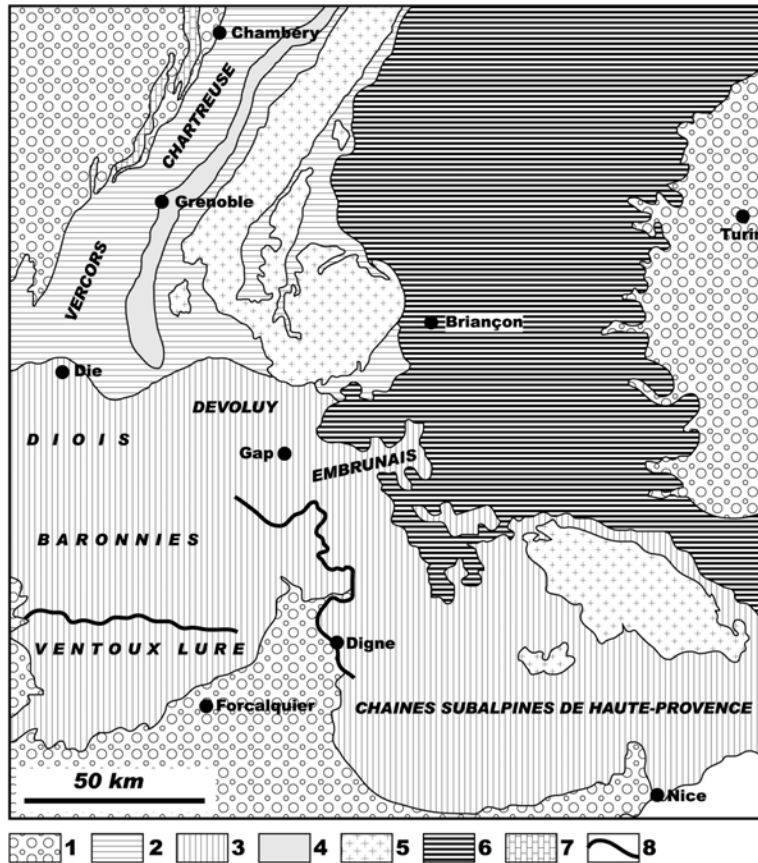


Figure 10

Le Diois et les Baronnies dans le contexte structural des Alpes du Dauphiné [modifié d'après Debelmas, 1983]. - 1. Bassins molassiques péri-alpins. - 2. Chaînes subalpines septentrionales. - 3. Chaînes subalpines méridionales. - 4. Sillon subalpin. - 5. Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers. - 6. Zones internes. - 7. Jura. - 8. Nappes de charriage

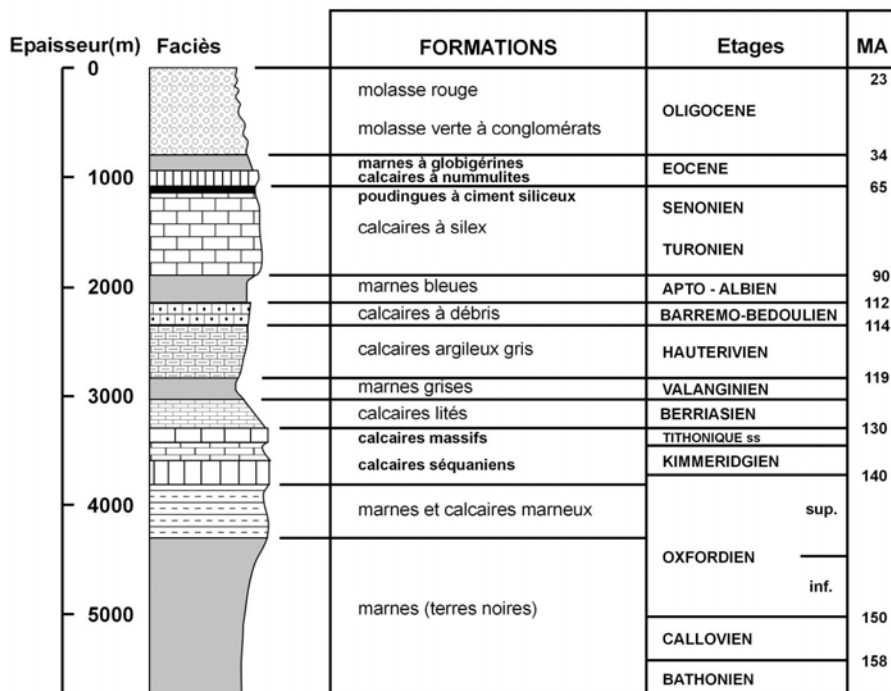


Figure 11

Échelle stratigraphique simplifiée du Diois et des Baronnies (MA : millions d'années)

des héritages d'anciens systèmes morphoclimatiques. Bien que l'origine de leur aplanissement soit sujet à controverses, il est généralement admis que les accumulations détritiques dans lesquelles se forme une part importante du glacis sont d'origine périglaciaire. Leur dissection implique ensuite une phase climatique tempérée humide pendant laquelle le ruissellement concentré est généralisé. On distingue 3 grands niveaux étagés de glacis dans le Diois : le niveau supérieur n'existe plus qu'à l'état de buttes isolées ; le niveau intermédiaire est bien conservé et il se raccorde aux terrasses fluviales attribuées au Würm ; le niveau inférieur se trouve perché de quelques mètres seulement par rapport au fond de vallée actuel. Ce dernier niveau s'est vu attribué différentes terminologies : ce sont les cônes d'épandage holocènes de la vallée du Buëch [Gautier, 1992], les glacis de ravins de Moisenet [1969], ou les terrasses du remblaiement holocène principal de Jorda [1993]. Leur analyse chronostratigraphique et sédimentaire a permis de reconstituer les grandes étapes de l'évolution morphogénique postglaciaire dans les Alpes du Sud [Jorda, 1985].

Les différentes reconstitutions paléoenvironnementales tardi et postglaciaires conduites dans les Alpes du Sud montrent une succession de périodes de remblaiement et de creusement des fonds de vallée, en relation avec l'évolution climatique, biogéographique et anthropique [Jorda, 1985 ; Brochier *et al.*, 1991 ; Gautier, 1991 ; Rosique, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998] (Fig. 13). Ces travaux se sont concentrés principalement dans le bassin de la Durance et des recherches du même type sont actuellement en cours dans les bassins drômois [Bravard *et al.*, 2003]. Les quelques descriptions de coupes disponibles dans le Diois [Ballandras, 1997] montrent des similitudes avec le modèle d'évolution morphogénique durancien qui, malgré certaines retouches locales, semble pouvoir être généralisable à l'ensemble des Alpes du Sud.

Ce modèle montre l'existence de 7 périodes de crise torrentielle au cours des 15 000 dernières années [Jorda, 1993]. Chacune de ces séquences est caractérisée par la mise en place de nappes caillouteuses qui indiquent une prépondérance des modes de transport torrentiels. Certaines de ces crises sont d'origine climatique. Les formations torrentielles du Dryas ancien, du Dryas récent et du Boréal sont associées à des récurrences froides qui peuvent conduire à des avancées glaciaires significatives dans les hautes altitudes. Les crises torrentielles post-atlantiques ont une origine complexe, associant à la fois les effets du climat et des défrichements anthropiques. Ces crises sont entrecoupées de phases d'apaisement accompagnées d'un alluvionnement à prédominance limoneuse ou d'une reprise majeure de l'incision. Tel est le cas de l'interstade tardiglaciaire Bölling-Alleröd, caractérisé par une reconquête forestière importante et par un enfoncement généralisé des lits fluviaux, à l'origine de l'emboîtement du remblaiement holocène principal dans les dépôts torrentiels du Dryas ancien. Il faut également souligner l'importance des séquences limoneuses du remblaiement holocène principal, bien représentées dans le bassin de la Drôme (Fig. 14), et dont la présence s'expliquerait par l'importance du ruissellement diffus sur les versants et de la reconquête forestière sur les versants et dans le fond de vallée.

Introduction générale

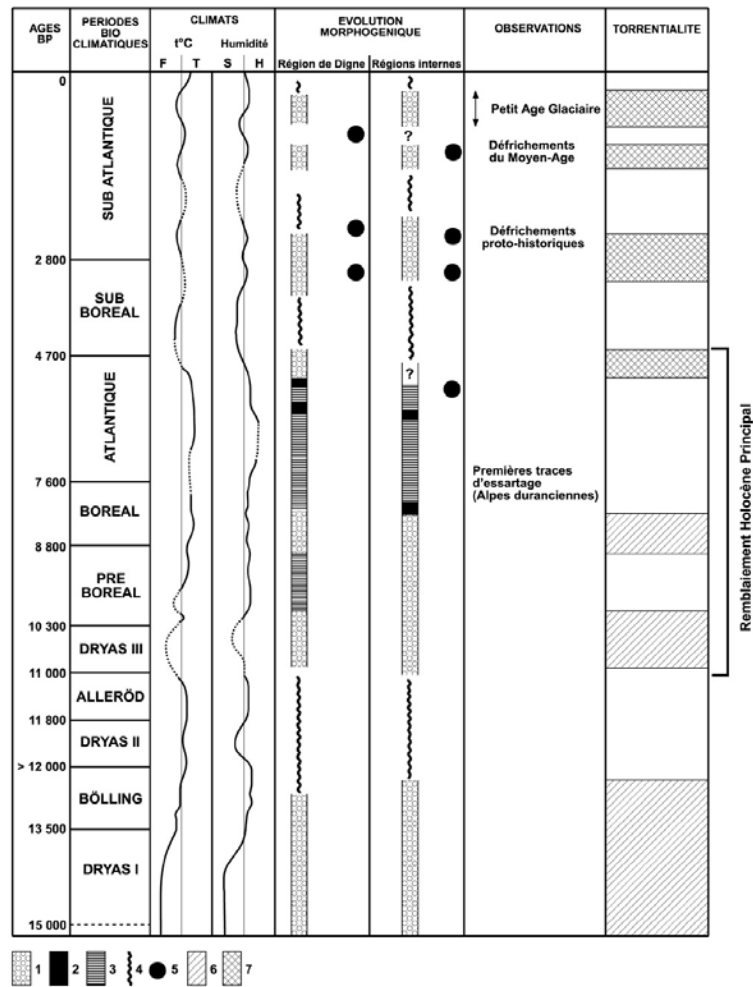


Figure 13

Les paléoenvironnements tardiglaciaires et holocènes des Alpes du Sud [simplifié d'après Jorda, 1993] ; 1. Formations torrentielles ; 2. Sol enterré ; 3. Formations limoneuses alluviales ou colluviales ; 4. Incision verticale des vallées ; 5. Périodes de défrichements ou d'essartage ; 6. Période d'activité torrentielle généralisée d'origine climatique ; 7. Période d'activité torrentielle généralisée d'origine climato-anthropique ; Esquisse climatique : t°C = températures, F = froid, T = tempéré, S = sec, H = humide



Figure 14

Séquence limoneuse à tronç fossile du remblaiement postglaciaire principal sur le cours inférieur du ruisseau de l'Esconavette, bassin versant de la Drôme (cliché FL, 1997)

Cette longue histoire de la torrencialité des Alpes du Sud est marquée, à partir de la fin de l'Atlantique, par le rôle croissant de l'homme dans l'évolution morphogénique. La recrudescence des crises détritiques au cours des 5 derniers millénaires en témoigne. Ceci démontre également la grande sensibilité des bassins versants préalpins aux dégradations du couvert forestier. Il faut souligner enfin le fait que chacune des crises érosives qui se sont succédées depuis la fin du Würm se sont manifestés dans un contexte de tarissement des stocks sédimentaires de plus en plus accentué. Les premières crises ont bénéficié de l'abondance des accumulations périglaciaires würmiennes (éboulis, nappes d'épandages détritiques sur glacis). Les formations détritiques les plus facilement mobilisables ont été progressivement évacuées lors des épisodes torrentiels anciens, si bien que les crises récentes deviennent de moins en moins productives, comme en atteste l'amenuisement progressif des remblaiements torrentiels au cours du temps. Cette histoire retranscrit ainsi une longue période de relaxation morphologique faisant suite à la dernière période froide du Quaternaire. Cette relaxation est faite d'une alternance de crises torrentielles calquées sur les fluctuations climatiques et aggravés par les défrichements anthropiques, chacune des crises successives devenant de moins en moins productives. C'est dans ce contexte de tarissement sédimentaire graduel que s'inscrit l'évolution morphologique contemporaine des affluents torrentiels préalpins.

2.1.2. Le cadre climatique et hydrologique

2.1.2.1. le cadre climatique

Le Diois et les Baronnies constituent une zone de transition entre le domaine continental au nord et le domaine méditerranéen au sud. Tandis que le haut-Diois septentrional est influencé par la proximité du Vercors qui lui donne un caractère montagnard (la neige et le froid hivernal), les montagnes baronnardes sont marquées par la sécheresse et la chaleur estivale. Il existe cependant un certain nombre de caractéristiques climatiques communes à notre secteur d'étude, parmi lesquelles la répartition saisonnière des précipitations (Fig. 15). Les pluies se concentrent principalement en automne et secondairement au printemps ; l'hiver enregistre de faibles précipitations et la sécheresse estivale est bien prononcée. Les précipitations annuelles oscillent entre 800 et 1100 mm et le nombre de jours de pluie par an varie entre 80 et 100. Le nombre de jours de gel est généralement compris entre 65 et 125 [Descroix, 1994].

Les contrastes pluviométriques du secteur d'étude sont multiples. Outre le gradient méditerranéen nord-sud, il existe également une différenciation longitudinale plus ou moins nette, caractérisée par une augmentation des précipitations vers l'est (Fig. 16A). Ce contraste est d'origine altitudinale, avec une augmentation des totaux annuels de l'ordre de 35 mm par tranche de 100 m d'altitude [Descroix, 1994]. Le rapport entre les précipitations annuelles (P) et le nombre de jours de pluie par an (n) permet de caractériser l'intensité des pluies et il constitue à ce titre un indicateur d'agressivité du climat [Descroix, 1994]. La répartition spatiale du rapport P/n permet de mettre en relief les stations baronnardes, caractérisées par des pluies plus intenses (Fig. 16B). Ce trait typiquement méditerranéen

Introduction générale

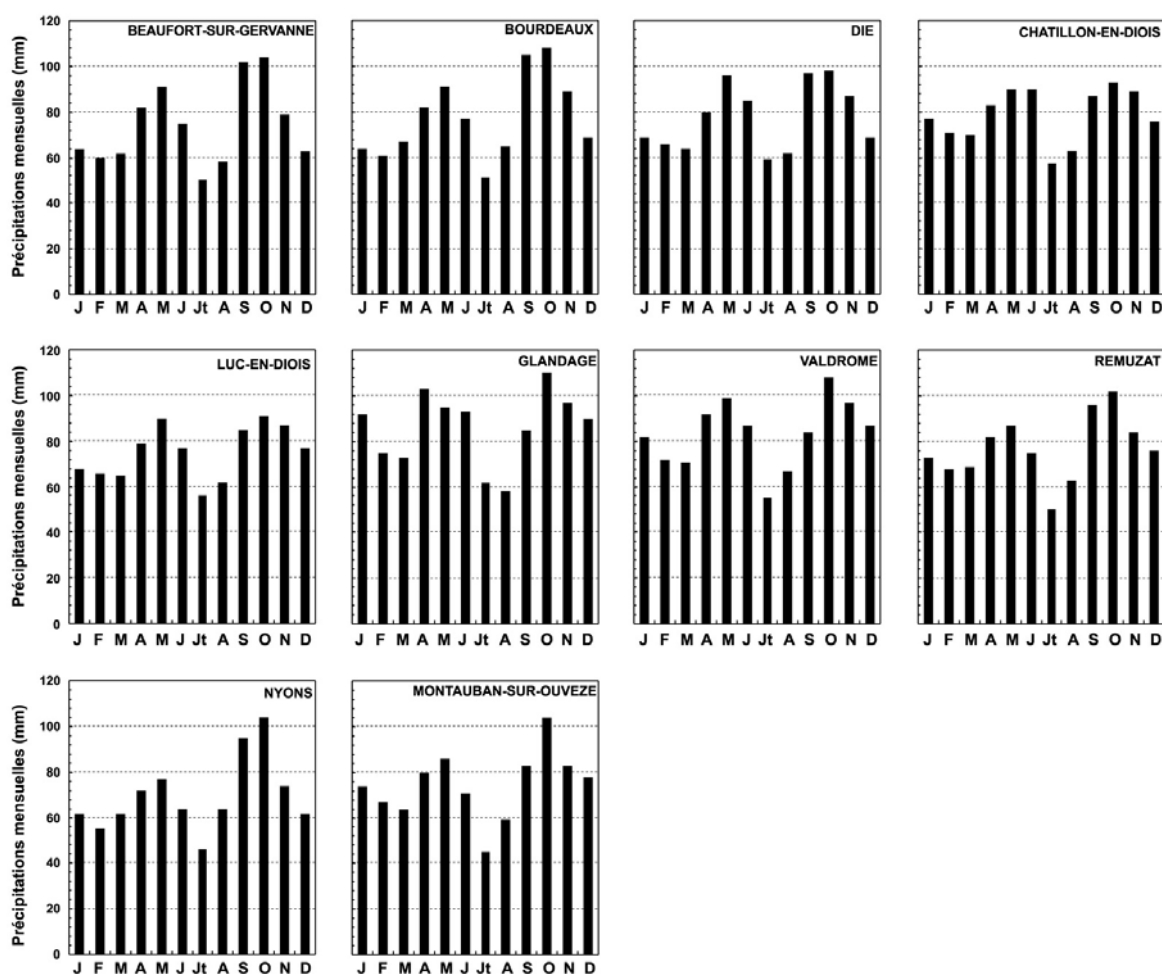


Figure 15
Répartition mensuelle des précipitations sur les stations météorologiques du Diois et des Baronnies (moyennes mensuelles calculées sur la période 1965-1999, excepté pour Glandage : 1970-1999) ; données Météo-France ; pour la localisation des stations, se reporter à la Figure 16

s'explique par la contribution des averses de fortes intensités dans les totaux annuels, plus importante dans le sud du secteur d'étude. Il faut néanmoins souligner de fortes valeurs de P/n dans le haut-Diois (stations de Glandage, Valdrôme et Bellegarde), secteur affecté par les arrivées de masses d'air humide en provenance du sud-est, souvent à l'origine d'averses violentes. La combe de Die et la basse vallée de la Drôme semblent bénéficier d'un climat moins agressif ; ceci s'explique par une situation d'abri vis à vis des influences maritimes méridionales (Fig. 16B).

Les pluies exceptionnelles du Diois et des Baronnies atteignent des valeurs qui oscillent entre 100 et 250 mm en 24 h. A titre d'exemple, il faut citer les 240 mm du 22 septembre 1992 à Mollans-sur-Ouvèze, ou les 194 mm du 6 janvier 1994 à Montjoux. Ces deux records baronniers sont nettement supérieurs aux valeurs maximales enregistrées dans le Diois (174 mm en 24 h à Glandage en janvier 1994, 153 mm en 24 h à Saint-Nazaire-le-Désert en octobre 1933, 131 mm en 24 h à Bellegarde-en-Diois en septembre 1948). Ces types d'averses exceptionnelles se produisent généralement à l'automne (pluies cévenoles) ou à l'occasion d'orages d'été. Ce fut le cas du 13 août 1868

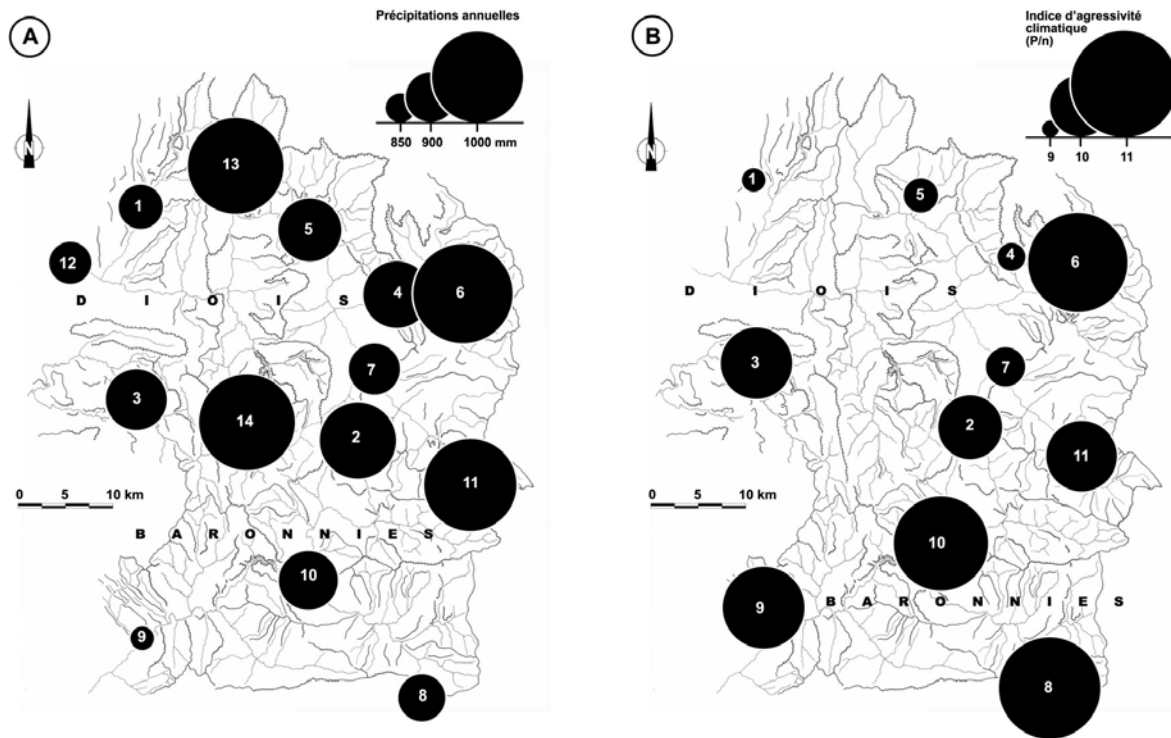


Figure 16

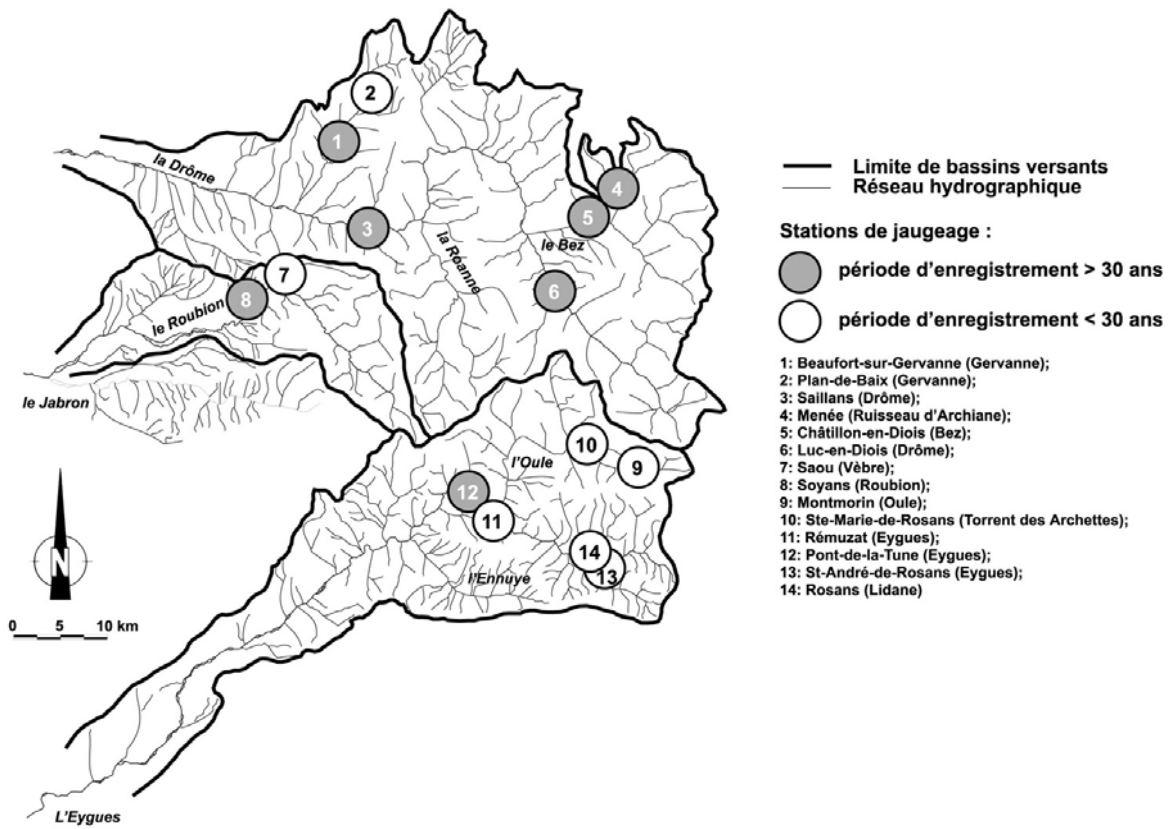
Répartition spatiale (A) des précipitations annuelles moyennes calculées sur la période 1965-1999 et (B) de l'indice d'agressivité climatique P/n (Précipitations annuelles moyennes sur le nombre moyen de jours de pluie par an) ; stations météorologiques : 1. Beaufort-sur-Gervanne, 2. Bellegarde-en-Diois, 3. Bourdeaux, 4. Châtillon-en-Diois, 5. Die, 6. Glandage, 7. Luc-en-Diois, 8. Montauban-sur-Ouvèze, 9. Nyons, 10. Rémuzat, 11. Valdrôme, 12. Crest, 13. Saint-Julien-en-Quint, 14. Saint-Nazaire-le-Désert

dans la vallée de l'Eygues, où des plaques commémoratives rappellent aux usagers de la route des gorges la violence et la hauteur des crues de la rivière ; elle était montée ce jour-là à 1 mètre au-dessus de la route.

2.1.2.2. le cadre hydrologique

Les données hydrologiques disponibles dans les bassins versants diois et baronniers se résument à 14 stations dont seulement 7 disposent d'un enregistrement suffisamment long pour envisager un traitement statistique valable, à savoir basé sur une durée minimale de 30 ans (Fig. 17). Ces postes de mesure sont gérés par les directions régionales de l'environnement (DIREN Rhône-Alpes et PACA). Parmi ces 7 stations, 5 sont localisées dans le bassin de la Drôme ; l'Eygues et le Roubion ne disposant chacun que d'une seule station digne de ce nom. Ce constat est d'autant plus alarmant que les relevés hydrométriques complémentaires conduits dans ces deux bassins ont tous été abandonnés dans les années 1980. Si on considère le potentiel historique de ces données, seul l'enregistrement de Luc-en-Diois remonte suffisamment loin dans le temps pour permettre d'entrevoir les évolutions hydrologiques à l'échelle du siècle. La chronique du Pont-de-la-Tune, en service depuis 1908, souffre de nombreuses lacunes, ne permettant pas d'envisager un traitement statistique sur une longue période.

A



B

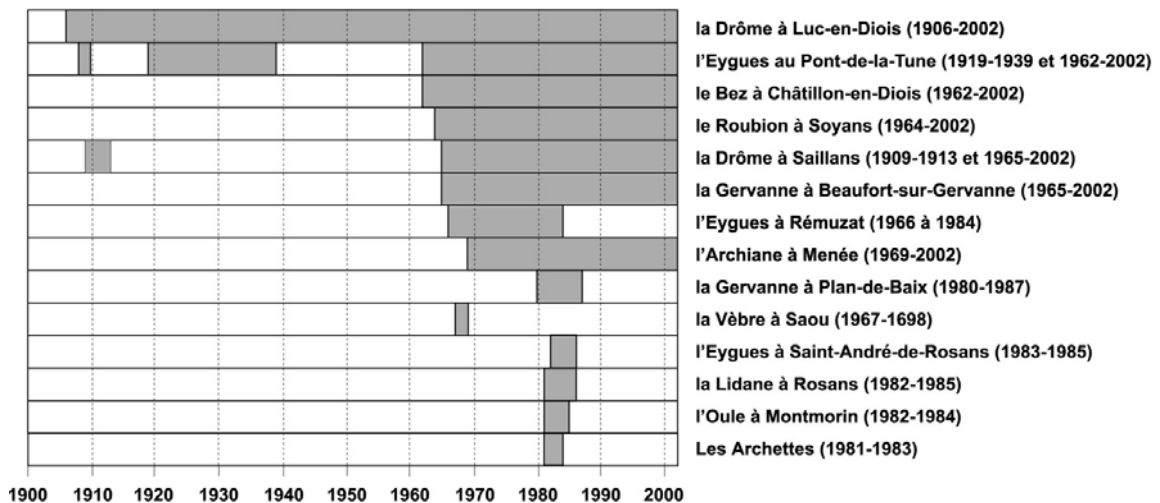


Figure 17

Stations de jaugeage et données hydrologiques disponibles dans les bassins versants de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion ; A : localisation des stations ; B : périodes de mesure ; source : DIREN-SEMA, Antenne de Valence

Malgré ces insuffisances, il est possible d'appréhender les principales caractéristiques hydrologiques du secteur d'étude, et notamment la répartition saisonnière des débits. Les régimes sont marqués par des hautes eaux de printemps et d'automne, un hiver à écoulement modéré et un étiage estival très prononcé (Fig. 18). Ce type de régime est qualifié de méditerranéen de montagne, pluvio-nival, ou pluvial de transition en fonction des auteurs [Landon, 1999]. L'influence méditerranéenne explique l'importance des débits d'automne (d'origine pluviale) et l'indigence de l'été ; l'influence montagnarde se mesure à l'ampleur des écoulements de printemps, plus ou moins soutenus par les contributions nivales. Celles-ci sont particulièrement prononcées dans le bassin du Bez (stations de Menée et de Châtillon-en-Diois) dont les régimes sont influencés par la proximité du Vercors, secteur karstique à rétention nivale marquée. Inversement, les influences méditerranéennes sont plus marquées dans le sud (stations du Pont-de-la-Tune, de Soyans et de Luc-en-Diois) où les différences entre les maximums d'automne et de printemps sont moins importantes.

La violence et l'intensité des crues ont souvent été mises en avant pour caractériser les rivières à affinités méditerranéennes. La crue d'automne, générée par les averses cévenoles, est particulièrement redoutée. A ce titre, il faut citer les fortes crues de septembre et octobre 1993 dans le département de la Drôme, et notamment la crue du Roubion dont le débit maximum instantané a été estimé à $240 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à Soyans le 1^{er} octobre (crue de fréquence cinquantennale). L'étude de la répartition saisonnière des crues dans le bassin de la Drôme, réalisée par Landon [1999], montre que le printemps est généralement la saison la plus affectée. Ceci concerne les stations de Beaufort-sur-Gervanne, de Châtillon-en-Diois et de Saillans. Inversement, la Drôme à Luc-en-Diois montre une prédominance des crues d'automne. L'analyse a été complétée sur les stations de Soyans et du Pont-de-la-Tune. La fréquence saisonnière des événements supérieurs au débit journalier de récurrence 1,5 ans montre également une domination des crues d'automne, qui représentent, respectivement pour l'Eygues et le Roubion, 35 et 34 % de l'ensemble des événements recensés. Lorsqu'il s'agit de comparer l'intensité des crues en fonction des saisons, il n'apparaît pas de grandes différences entre le printemps, l'hiver et l'automne (Fig. 19). On observe cependant que les fortes crues sont absentes en été. Cette saison compte seulement 21 événements sur 673 au total, caractérisés de surcroît par de faibles intensités. Ce constat est surprenant dans la mesure où les archives du 19^e siècle font souvent état d'événements hydrologiques extrêmes en période estivale. La rivière Eygues a connu une de ses crues historiques les plus violentes le 13 août 1868, le niveau d'eau atteint lors de cet événement ayant été matérialisé dans les gorges de Villeperdrix. Du 24 au 26 août 1814, les 16 et 27 juillet 1892, mais également au mois d'août de la même année, le Roubion a subi des crues suffisamment importantes pour qu'on en retrouve trace dans les archives [Mougin, 1931]. D'autre part, les recherches de " micro-géomorphologie historique " conduites dans le bassin du Bez montrent également l'importance des séquences orageuses d'été dans l'évolution morphologique des cours d'eau au cours du 19^{ème} siècle [Bravard, 2000a]. Il est ainsi probable que la différence climatique fondamentale d'un point de vue géomorphologique entre le 19^e et le 20^e siècle soit la disparition des fortes crues d'été.

Introduction générale

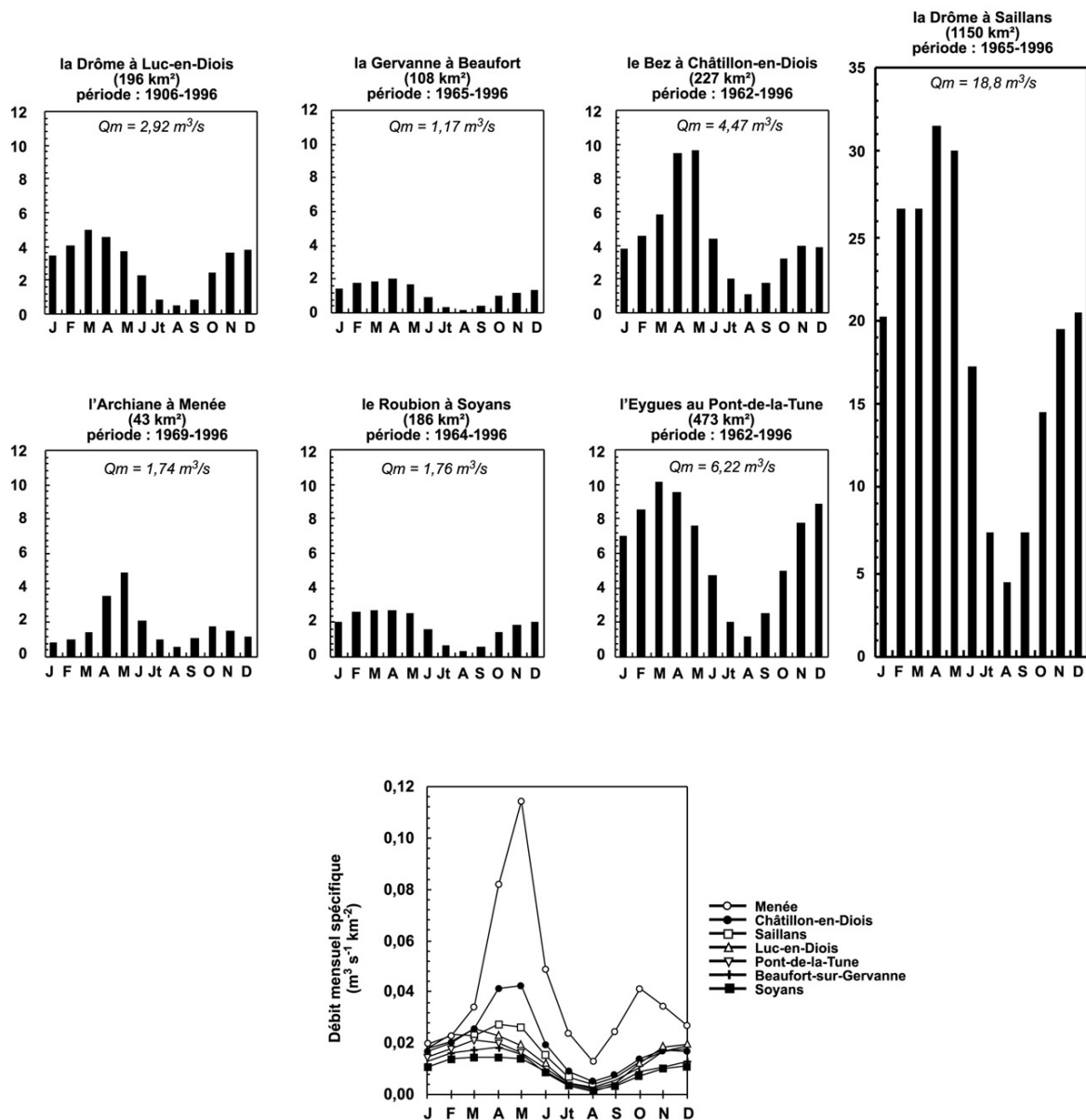


Figure 18

Régimes hydrologiques des rivières du Diois et des Baronnies ; Q_m : module inter-annuel (en $m^3 s^{-1}$) ; source : DIREN-SEMA, Antenne de Valence

Compte tenu de l'absence d'enregistrement hydrologique sur l'ensemble des rivières torrentielles étudiées (exceptée la Gervanne), il a été nécessaire d'explorer les éventuelles relations entre les débits de crue et la surface des bassins versants, de façon à pouvoir estimer notamment le débit de fréquence 1,5 ans ($Q_{1,5}$), généralement considéré comme proche du débit à pleins bords [Bravard et Petit, 1997]. Les valeurs de $Q_{1,5}$ aux différentes stations de mesure ont été déterminées à partir de la série des maxima annuels ajustés à la loi de Gumbel, sur les différentes périodes d'enregistrement. La relation obtenue avec la superficie drainée présente un coefficient de corrélation de 0,98 ($p < 0.0001$) (Fig. 20). L'Archiane n'a pas été retenue dans le modèle compte tenu de sa spécificité

hydrologique liée à l'importance des apports karstiques en provenance du Vercors. L'équation d'ajustement présente un exposant de 0,912, conforme aux valeurs généralement observées dans d'autres régions, celles-ci oscillant entre 0,69 et 1,044 [Petit *et al.*, 1994]. Les cours d'eau diois et baronnards se positionnent près des modèles obtenus sous climat tempéré humide, en Colombie Britannique [Rice, 1998], dans les Ardennes [Petit *et al.*, 1994] ou en Angleterre [Nixon, 1959]. Les relations obtenues sous climat semi-aride montrent des débits nettement inférieurs [Emmett, 1975 ; Andrews, 1980].

Les données hydrologiques disponibles, complétées par quelques relevés ou estimations ponctuelles lors des grandes crues, permettent d'établir une courbe-enveloppe des débits maximums instantanés en fonction des superficies drainées (Fig. 21). Cette courbe peut s'avérer utile pour l'estimation des crues maximales possibles sur les cours d'eau non jaugés.

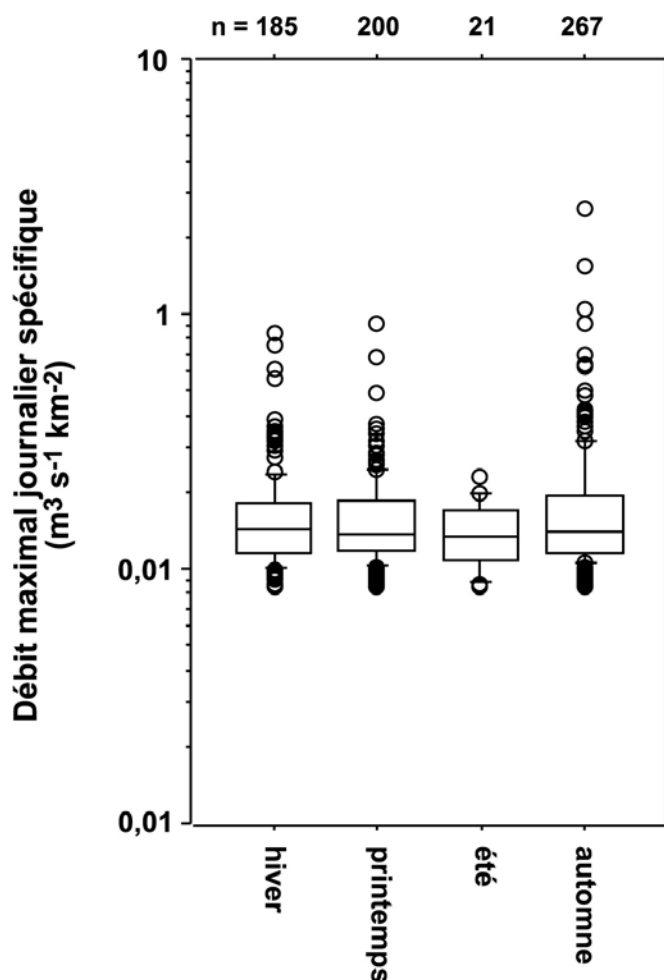


Figure 19

Distribution des débits maximaux journaliers spécifiques en fonction des saisons ; la totalité des événements supérieurs au débit de fréquence 1,5 ans ont été pris en compte pour les stations de Luc-en-Diois, Beaufort-sur-Gervanne, Châtillon-en-Diois, Saillans, Soyans et Pont-de-la-Tune ; les périodes prises en compte sont indiquées dans la figure 17 ; les boîtes sont définies par les percentiles 25 et 75, la médiane est représentée par l'axe horizontal médian ; les axes verticaux sont définies par les percentiles 10 et 90 ; les cercles représentent les valeurs extrêmes ; n représente le nombre d'observations dans chaque groupe

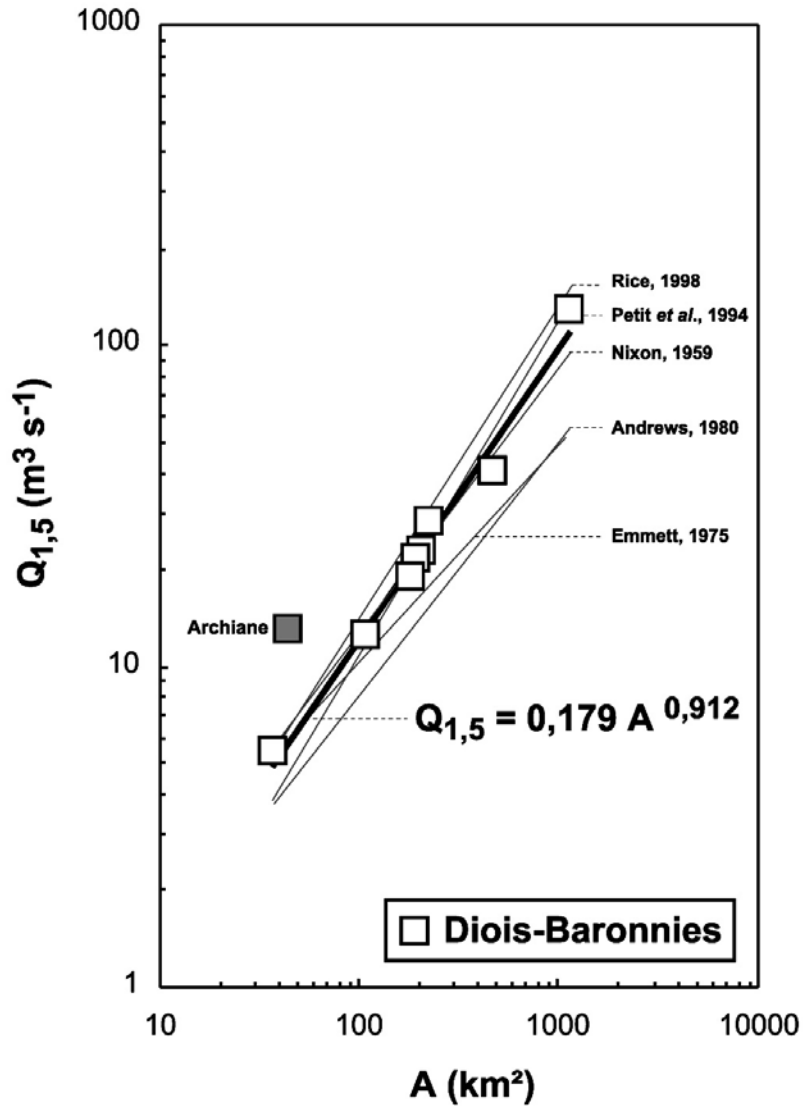
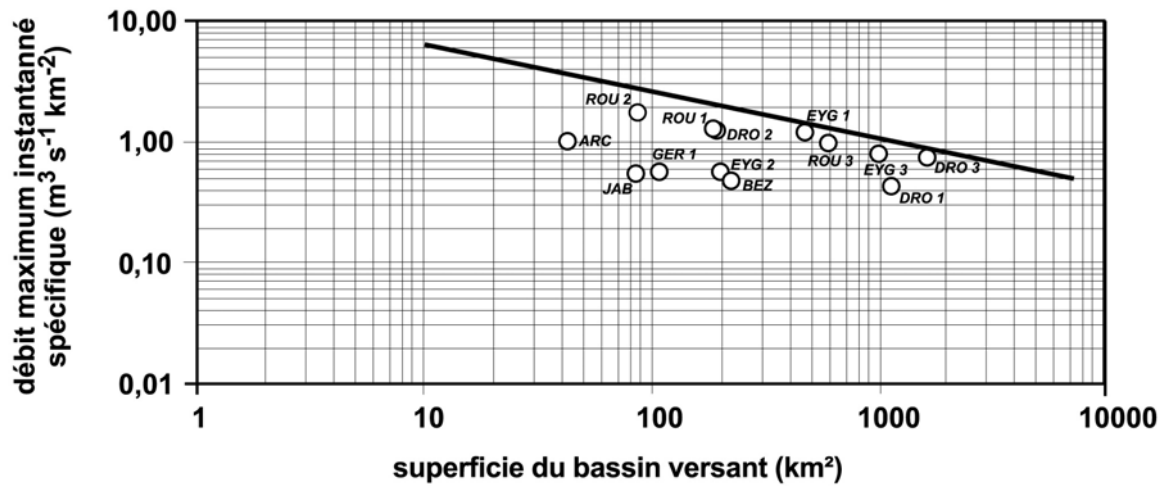


Figure 20

Relation entre la superficie drainée (A en km^2) et le débit journalier de fréquence 1,5 ans ($Q_{1,5}$ en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) obtenue à partir des principales stations hydrologiques du Diois et des Baronnies (Luc-en-Diois, Pont-de-la-Tune, Châtillon-en-Diois, Soyans, Saillans, Beaufort-sur-Gervanne, Rémuzat, Plan-de-Baix); l'Archiane à Menée n'a pas été prise en compte dans le modèle ; d'autres relations obtenues dans différents secteurs géographiques sont indiquées à titre de comparaison



- ARC : l'Archiane à Menée (1969-2000)
- BEZ : le Bez à Châtillon-en-Diois (1962-2000)
- DRO 1 : la Drôme à Saillans (1965-2000)
- DRO 2 : la Drôme à Luc-en-Diois (1906-2000)
- DRO 3 : la Drôme à Livron [Pardé, 1942]
- EYG 1 : l'Eygues au Pont-de-la-Tune (1919-1939 et 1962-2000)
- EYG 2 : l'Eygues à Rémuzat (1966-1984)
- EYG 3 : l'Eygues à Orange [Pardé, 1942]
- GER 1 : la Gervanne à Beaufort (1965-2000)
- JAB : le Jabron à Souspierre (1964-2000)
- ROU 1 : le Roubion à Soyans (1964-2000)
- ROU 2 : le Roubion à Bourdeaux [Vivas, 1965]
- ROU 3 : le Roubion à Montélimar [Vivas, 1965]

Figure 21

Courbe-enveloppe des rivières du Diois et des Baronnies obtenue à partir des débits maximums instantanés spécifiques enregistrés dans les différentes stations hydrologiques, complétés par quelques relevés ponctuels de crues

2.2. Les rivières torrentielles des montagnes drômoises et leurs émissaires

Après avoir exposé les grands traits physiques des montagnes drômoises, il convient de définir les principales caractéristiques du réseau hydrographique. Cette présentation se compose d'une première section consacrée aux émissaires principaux et à leur évolution morphologique récente et d'une seconde section relative à leurs affluents torrentiels.

2.2.1. La Drôme, l'Eygues et le Roubion : des rivières en cours d'incision

La Drôme, l'Eygues et le Roubion entrent dans la catégorie des rivières graveleuses de montagne caractérisées par un style fluvial en tresses sur une grande partie de leur linéaire (Fig. 22). Les surfaces drainées sont respectivement de 1640, 1100 et 600 km². Plusieurs études récentes [Landon, 1999 ; Landon *et al.*, 1999 ; Liébault et Piégay, 2001] ont permis de caractériser l'évolution de leur profil en long au cours du 20^e siècle et ont mis en évidence une tendance quasi-généralisée à l'incision (Tab. 6).

Tableau 6

L'incision des cours inférieurs de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion [d'après Landon, 1999]

	Drôme	Eygues	Roubion
Période de référence	1928-1986	1931-1985	1931-1997
Incision moyenne (m)	1,08	1,50	0,76
Incision maximale (m)	5,00	5,00	4,00
Linéaire hydrographique considéré (km)	50,00	50,00	25,00
Linéaire incisé (en %)	88,00	82,00	80,00

Plusieurs causes ont été évoquées pour expliquer cet enfoncement des lits : (1) l'importance inconsidérée des extractions de graviers dans les années 1970 et 1980 ; (2) les travaux d'endiguement qui démarrent à la fin du 18^e siècle et qui s'achèvent au cours du 20^e siècle ; (3) le tarissement des apports sédimentaires depuis les versants sous l'effet combiné de l'apaisement climatique de la fin du Petit Age Glaciaire et de la progression spontanée ou programmée du couvert forestier.

Le problème de l'incision accélérée des rivières drômoises constitue un enjeu environnemental et économique majeur à l'échelle du département. Ses conséquences sont multiples. Certaines ont pu faire l'objet d'une évaluation en coût pour la collectivité [Landon *et al.*, 2000]. L'ensemble des ouvrages établis le long du cours de la rivière Drôme représente un investissement de 500 millions de francs (digues, ponts et seuils transversaux). Certains de ces ouvrages sont aujourd'hui déstabilisés ou en cours de déstabilisation (8 km de protections de berges déstabilisés, 1 pont détruit en 1995, 3 seuils détruits depuis 1991). Il faut ajouter à cela 2 millions de mètres cubes d'eau perdus par abaissement des nappes phréatiques, une dégradation de la qualité piscicole potentielle de la rivière (disparition de certaines zones de fraie, apparition de seuils dans le substratum qui sont infranchissables par certaines espèces piscicoles). L'amincissement progressif du manteau alluvial pourrait

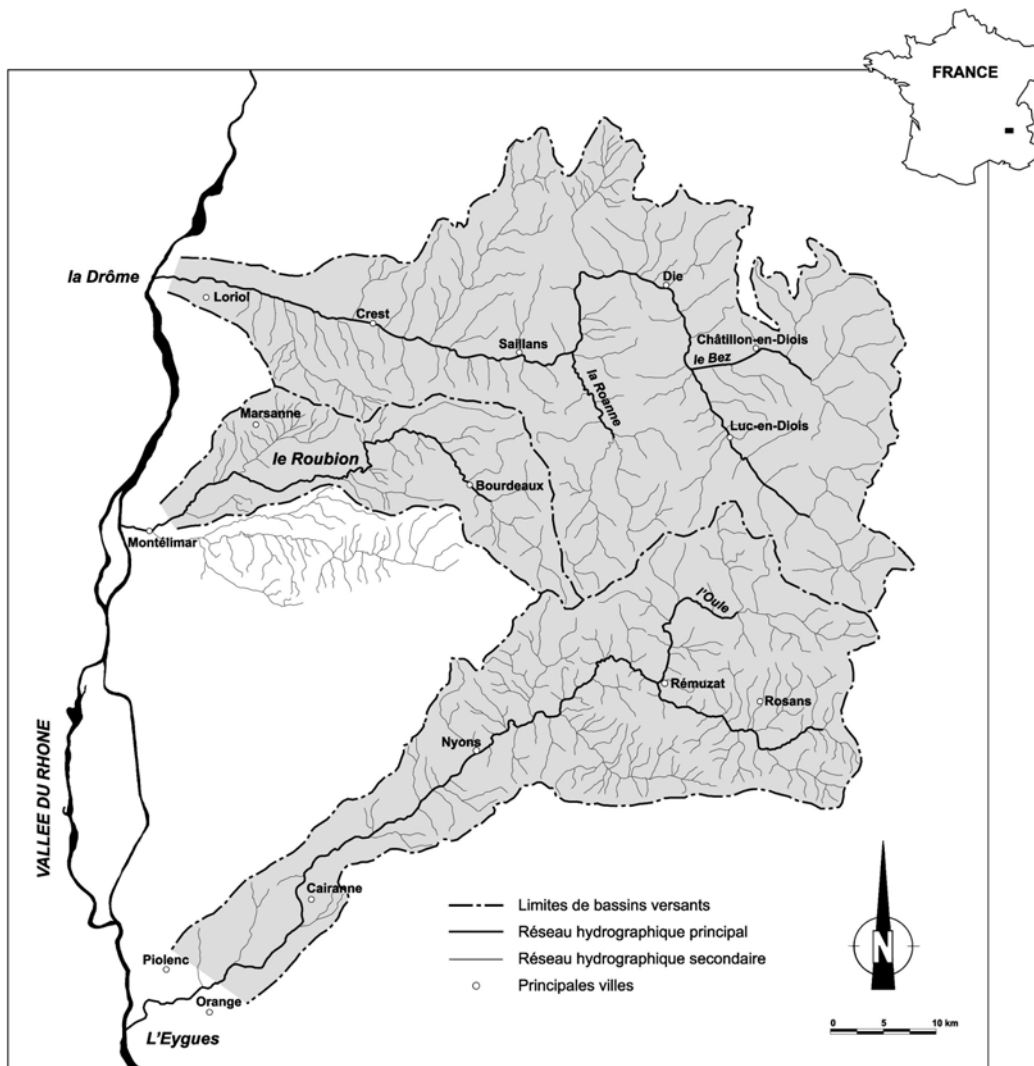


Figure 22
La Drôme, l'Eygues, le Roubion et leurs principaux affluents

également avoir des conséquences importantes sur la capacité d'auto-épuration de la rivière, ce manteau jouant le rôle de filtre. Il est également possible d'émettre des réserves sur une éventuelle amélioration des conditions d'écoulement en crue qui serait liée à l'enfoncement du lit. L'incision peut en effet engendrer une accélération de la vitesse de propagation des crues par déconnexion progressive des zones inondables riveraines. Par ailleurs, la déstabilisation des digues pourrait conduire à la formation de brèches.

Ces enjeux économiques et environnementaux justifient l'intérêt porté aux affluents de ces grandes rivières. Les petits cours d'eau de montagne assurent en effet l'essentiel des transferts sédimentaires depuis les zones érodées de versants jusqu'au cours principal et jouent à ce titre un rôle important en matière de recharge, à prendre en compte dans les politiques de gestion du problème d'incision. L'analyse de leur mode de fonctionnement actuel permet de mieux entrevoir le rôle qu'ils peuvent tenir dans la restauration de la recharge sédimentaire.

2.2.2. Caractéristiques des petites rivières torrentielles des montagnes drômoises

Cinquante et un sous bassins versants ont été sélectionnés dans le cadre de cette thèse (Fig. 23). Deux critères de sélection ont été retenus : (1) chaque bassin versant doit être localisé en zone de montagne, ce qui nous conduit à exclure les espaces collinéens de la zone d'étude ; (2) sa surface doit être comprise entre 10 et 150 km². Cette gamme offre un bon compromis entre, d'une part, la nécessité d'obtenir un ensemble d'objets d'étude homogène et d'autre part, la contrainte du nombre de bassins à analyser.

Les principales caractéristiques physiques de ces bassins sont présentées dans le Tableau 7. Ces chiffres montrent tout d'abord la vigueur des pentes dans le fond de vallée. Les rivières retenues disposent d'une énergie potentielle importante, qui conduit à les regrouper, pour l'essentiel, dans la catégorie des rivières torrentielles, selon la classification de Besson [1996] (Fig. 6). Le taux de boisement moyen reflète l'importance du couvert forestier, qui occupe plus de la moitié des surfaces sur la plupart des bassins. Les fonds alluviaux sont bien développés et peuvent atténuer l'influence des versants sur la dynamique fluviale, notamment dans les tronçons aval. Les variables descriptives présentées offrent des gammes de valeurs étendues qui reflètent également les disparités entre les bassins. Cette hétérogénéité doit faire l'objet d'une attention particulière dans la mesure où elle peut expliquer le fonctionnement morphogénique et sédimentaire contrasté des affluents. Cette question a été abordée dans les développements ultérieurs.

Tableau 7

Principales caractéristiques des 51 bassins versants sélectionnés

Variables descriptives	Bassins versants des Préalpes du Sud		
	moyenne	maximum	minimum
Ratio de relief (m m ⁻¹) ¹	0,11	0,25	0,04
Densité de drainage (km km ⁻²) ²	5,45	7,76	3,03
Altitude moyenne (m) ³	842	1389	448
Taux de boisement (%) ⁴	73	93	37
Pente du fond de vallée (m m ⁻¹) ²	0,029	0,07	0,01
Largeur du fond de vallée (m) ²	155	370	50

1 : d'après la formule $Rr = H/L$ (avec H = dénivellation maximale du bassin et L = longueur maximale d'extension du bassin)

2 : d'après les cartes topographiques au 1 :25 000ème

3 : d'après un modèle numérique de terrain (résolution de 100 m)

4 : d'après la couverture des formations végétales de l'IFN [1997]

En terme de morphologie fluviale, les affluents préalpins se caractérisent par un certain nombre de traits communs : (1) la présence de fonds grossiers, compris dans une gamme de 20 à 150 mm de diamètre médian (D₅₀) ; (2) un lit à forte pente, généralement comprise entre 1 et 6 % ; (3) des berges souvent boisées, ou du moins occupées par une végétation dense et efficace en terme de protection contre l'érosion ; (4) une grande diversité longitudinale des formes fluviales, depuis les tronçons divaguants à bancs alternes jusqu'aux tronçons à pavage grossier ou inscrits dans le substratum.

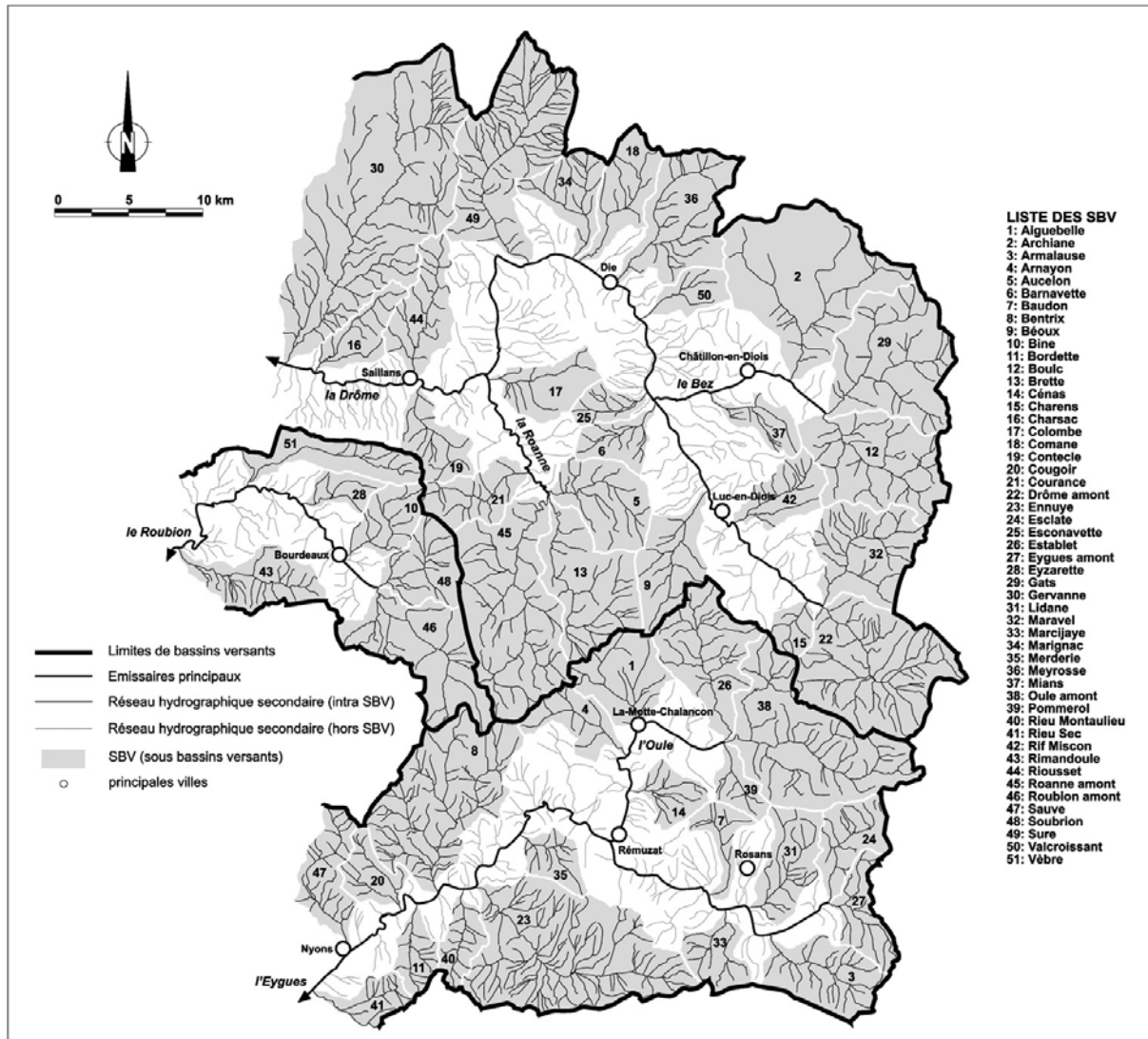


Figure 23
Localisation des 51 sous bassins versants (SBV) étudiés

tum (Fig. 24). Cette diversité est observée sur chaque affluent, bien que certains disposent d'une plus grande homogénéité morphologique. Un des objets de l'étude doit conduire à mettre en relation cette diversité des formes fluviales avec les caractéristiques physiques et le fonctionnement sédimentaire des bassins versants.

La largeur du fond de vallée est souvent considérée comme un élément primordial de description des rivières de montagne, dans la mesure où elle conditionne le degré d'interaction avec les versants [Whiting et Bradley, 1993 ; Grant et Swanson, 1995 ; Rosgen, 1996 ; Montgomery et Buffington, 1997 ; Harvey, 2001]. Ce paramètre a été mesuré à intervalles réguliers de 200 m le long des tronçons principaux (qui correspondent approximativement aux segments d'ordre 4 à 6, déterminés sur cartes au 1 : 25 000^{ème}) des 51 bassins versants retenus. Il a été défini comme la distance d'un pied de versant à l'autre, mesurée perpendiculairement à l'axe de la vallée. Cette définition englobe ainsi l'ensemble des formations alluviales de fond de vallée (terrasses, plaines alluviales et bandes

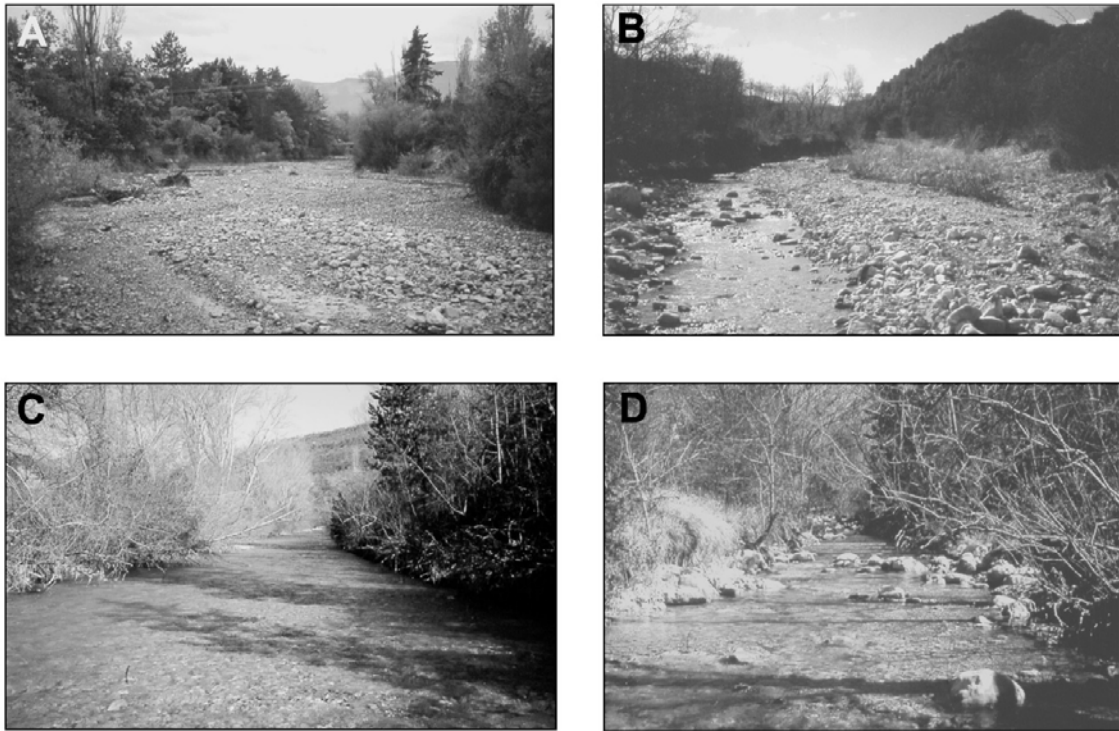


Figure 24

Quelques exemples de rivières torrentielles des Préalpes du Sud illustrant la diversité des styles morphologiques rencontrés ; A : l'Esconavette, rivière en tresses ; B : la Bordette, style divaguant à bancs alternés ; C : la Sure, lit à fond plat constitué de nappes de graviers uniformes ; D : l'Establet, lit à fond plat parsemé de blocs

actives). Les valeurs obtenues présentent une distribution de type log-normale, avec un mode compris entre 50 et 100 m (Fig. 25). Les largeurs oscillent entre 10 et 1000 m ; 75 % des valeurs obtenues sont inférieures ou égales à 342 m.

Les exemples de cartographie géomorphologique simplifiée présentés en Figure 26 montrent la présence de formations alluviales bien développées sur certains affluents. Ces formations, constituées d'un niveau de hautes terrasses et d'une plaine moderne (correspondant probablement à l'espace de divagation des cours d'eau lors des crises torrentielles holocènes), font office de zone tampon entre les versants et la bande active. Les apports sédimentaires de versant se font ici principalement par progression longitudinale de la charge depuis les têtes de bassin incisées dans les grands épandages torrentiels (ceci est le cas sur l'Esconavette et la Barnavette). La cartographie effectuée sur le Ruisseau de Pommerol (Fig. 27), dans un contexte de gorges théoriquement plus favorable aux interactions versant-lit fluvial, montre que les sédiments produits par les nombreuses zones en érosion active (éboulis et ravinements) n'atteignent que localement le lit du ruisseau.

Whiting et Bradley [1993] proposent une classification des rivières de montagne fondée entre autre sur la mise en relation de la largeur du lit et du fond de vallée. Cette procédure permet de caractériser le degré de connexion lit-versants. Leur diagramme de classification est inspiré des travaux expérimentaux de Ikeya [1981] qui suggèrent que les processus de versants, notamment les laves tor-

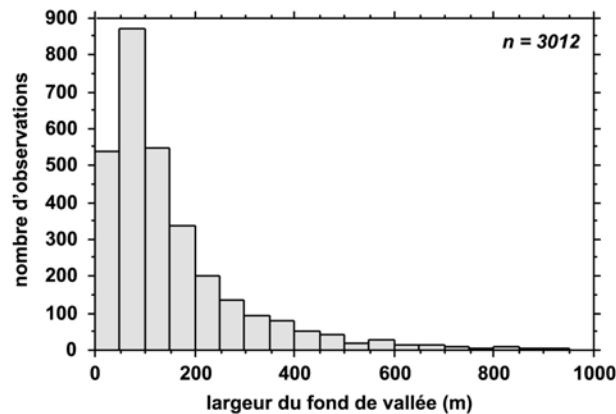


Figure 25

Distribution des largeurs du fond de vallée mesurées tous les 200 m sur le linéaire de rang 4 à 6 de chaque affluent; n: nombre d'observations

rentielles, ont une forte probabilité d'atteindre les lits fluviaux dans une bande de 25 mètres de part et d'autre des versants. Cette distance peut varier en fonction du volume de sédiments en mouvement et de la pente des versants. Les différentes stations de mesure établies sur les affluents d'étude ont été positionnées sur le diagramme de Whiting et Bradley (Fig. 28). La grande majorité des points se situent dans les compartiments C et D, qui définissent un contexte de faibles interactions avec les versants (probabilité d'apports sédimentaires directs de versants inférieure à 50 %). Les quelques points localisés dans les zones A et B correspondent aux stations mesurées sur les branches amont du réseau hydrographique.

L'application de cette classification à notre secteur d'étude doit être nuancée dans la mesure où les laves torrentielles sont ici des phénomènes isolés et peu fréquents. D'autre part, cette procédure ne prend pas en compte la dimension longitudinale des connexions, et notamment la distance de propagation vers l'aval des apports de versant. Son application suggère la prédominance des processus fluviaux sur la grande majorité des tronçons étudiés, mais elle n'exclut pas l'existence de couplages avec les versants. Ceux-ci sont en effet présents sous différentes formes (Fig. 29). Ils peuvent être à l'origine de nappes sédimentaires progradantes, comme sur l'Esconavette où leur formation est observée en contrebas des ravinements sur dérochoirs (Fig. 29A). Les rivières d'étude montrent parfois des connections directes avec des cônes de déjections actifs (Fig. 29B), des zones de ravinements sur marnes (Fig. 29C) ou des glissements de terrain (Fig. 29D). Ces couplages sont observés de préférence dans les zones de gorges, comme sur le ruisseau de Boulc ou la haute vallée de la Drôme.

L'ensemble de cette présentation générale permet ainsi de décrire les affluents étudiés comme des rivières graveleuses à forte pente, localement influencées par les apports sédimentaires de versants, mais globalement dominées par les processus fluviaux.

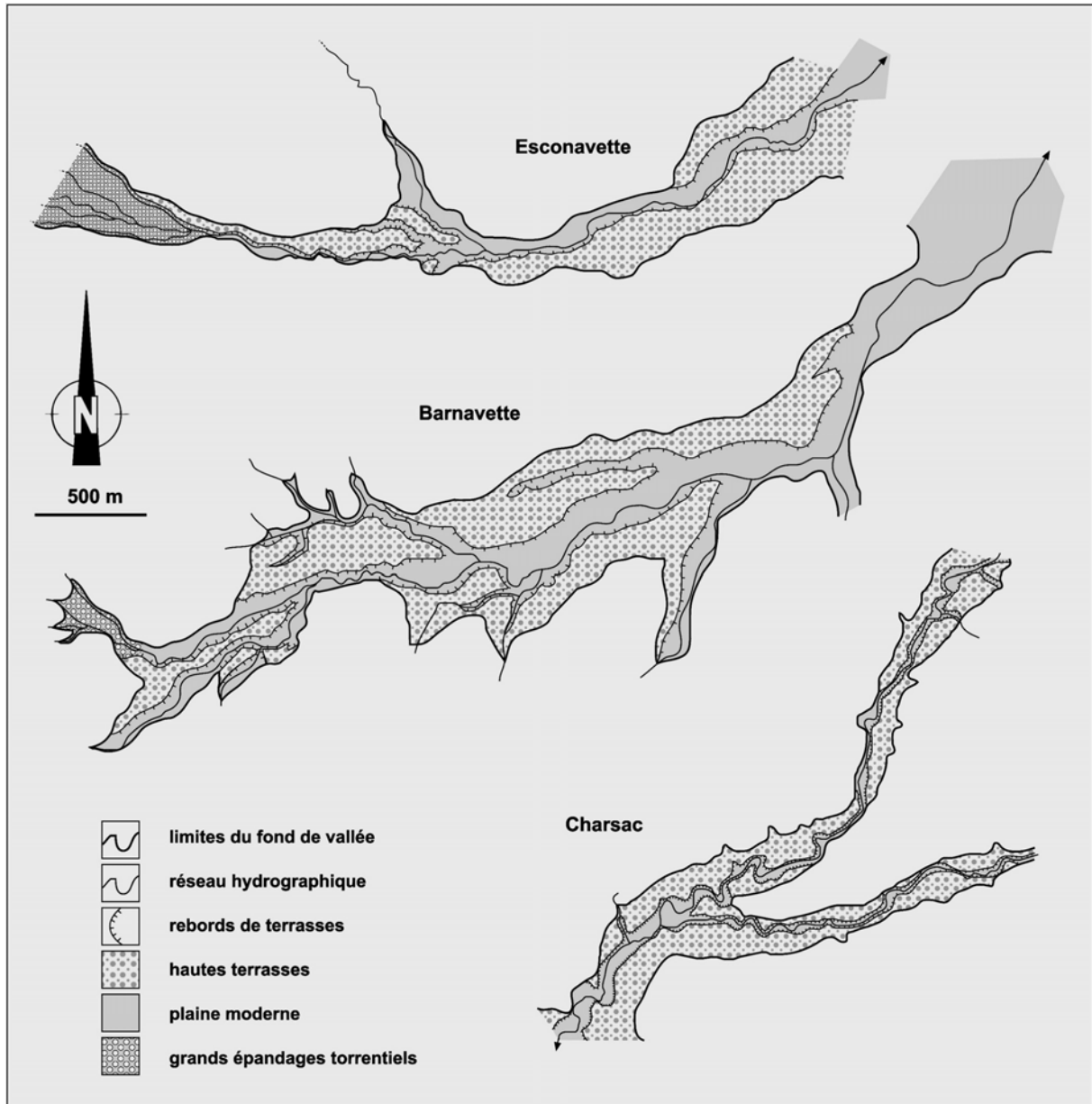


Figure 26

Cartes géomorphologiques simplifiées du fond de vallée de quelques rivières étudiées, fondées sur les photographies aériennes de 1991 (1 :17 000ème) et les cartes topographiques (1 :25 000ème)

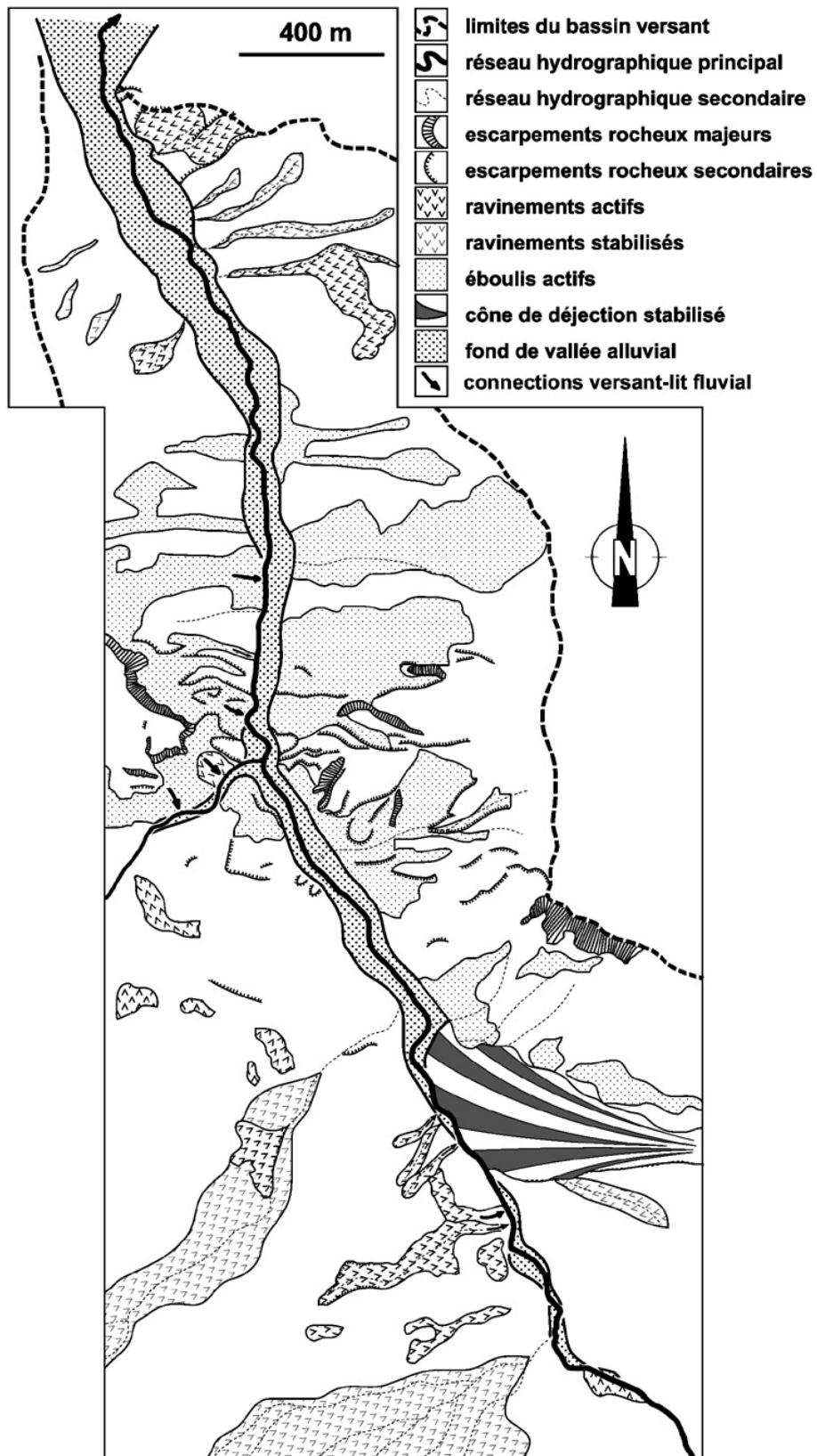


Figure 27

Carte géomorphologique simplifiée des Gorges de Pommerol et de leur voisinage, fondée sur l'interprétation des photographies aériennes de 1991 (1 :17 000ème)

Figure 28

Distribution des rivières étudiées sur le diagramme de classification des petits cours d'eau de montagne de Whiting et Bradley [1993], fondé sur la largeur du lit et du fond de vallée ; Les différents compartiments (de A à D) définissent le degré d'interaction entre les versants et les lits fluviaux, celui-ci étant d'autant plus important de D vers A

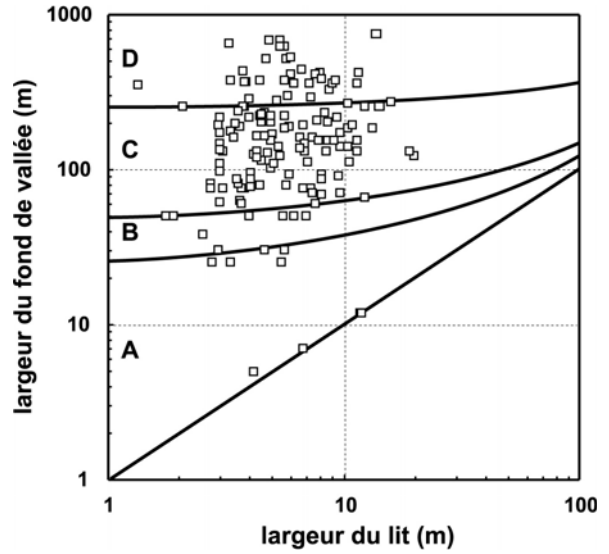
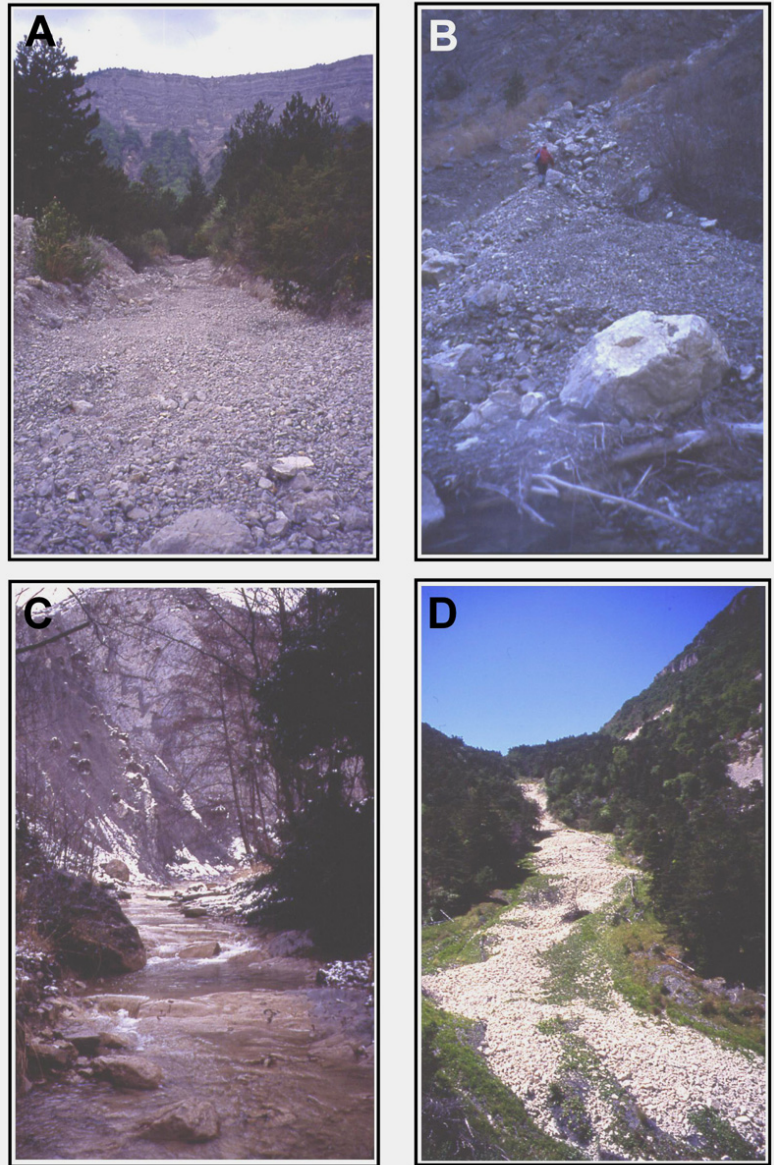


Figure 29

Quelques exemples de connections versant-lit fluvial dans les Préalpes du Sud ; A : nappes de graviers progradantes en provenance du déchoir des Baux, bassin de l'Esconavette ; B : cône de déjections actif en rive gauche de la Haute-Drôme ; C : ravinements sur marnes noires en rive droite du Rieu de Montaulieu ; D : glissement de terrain de la Montagne de Saint-Romans, bassin versant du ruisseau de Pommerol (clichés FL)



Introduction générale

3. Le cadre méthodologique

Cette partie a pour objectif de présenter brièvement les grandes orientations méthodologiques de la thèse. Il est proposé successivement d'introduire les sources d'information, les principes d'échantillonnage et les traitements et outils utilisés. Le propos n'est pas de présenter dans le détail les procédures méthodologiques adoptées. Ces aspects seront traités dans les parties relatives aux différents thèmes d'étude.

3.1. Les sources d'information

Un ensemble diversifié de sources a été mis à contribution afin d'obtenir de l'information sur les affluents et leur bassin versant. Les documents susceptibles de procurer des données quantitatives et homogènes sur l'ensemble du secteur géographique d'étude ont été privilégiés. Ce type d'information offre une bonne base de travail dans la mesure où elle permet d'effectuer des traitements statistiques adaptés à l'analyse géomorphologique exploratoire.

Les différentes sources d'information utilisées peuvent être regroupées en 2 catégories : (1) les sources documentaires, historiques ou actuelles, sous formes cartographiques, photographiques, numériques ou manuscrites ; (2) les données de terrain, issues directement de protocoles de mesure appliqués sur différents sites. Alors que les sources écrites constituent une information déjà existante, élaborée selon une logique propre, répondant à des objectifs précis et distincts de ceux de la thèse, les mesures de terrain permettent de produire une information nouvelle dont l'acquisition est directement fonction de la problématique scientifique adoptée.

3.1.1. Les sources documentaires

Différents types de documents ont été consultés. Le cadastre napoléonien, dressé entre 1822 et 1840 sur l'ensemble des communes du secteur d'étude, ainsi que les enquêtes agricoles de 1929 et 1954 ont permis de reconstituer l'occupation des sols et son évolution au cours des 150 dernières années. Avec l'Inventaire Forestier National de 1991, le Recensement Général Agricole de 1988 et la base de données *Corine Landcover* de 1993, il a été possible de déterminer les caractéristiques actuelles de l'occupation du sol et de les comparer avec celles des sources anciennes. L'exploitation de ces documents a été menée en collaboration avec Fabrice Taillefumier (*Laboratoire Rhodanien de Géographie de l'Environnement*, Université Lumière Lyon 2). Les comptes-permanents RTM, registres d'inventaire des travaux effectués au titre de la lutte contre l'érosion torrentielle, qui couvrent la période 1860-1978, ont été exploités de façon à connaître avec précision l'ampleur de l'intervention RTM sur chacun des 51 bassins versants sélectionnés. De nombreuses sources d'information actuelles ont également été mises à contribution pour définir les principales caractéristiques physiographiques des bassins versants. Il s'agit principalement des cartes topographiques au 1 : 25 000^{ème}, des cartes géologiques au 1 : 50 000^{ème}, de la base de données altimétriques de l'IGN (Modèle Numérique de Terrain à résolution de 100 m) et des photographies aériennes de 1991 (1 : 17 000^{ème}).

En complément des données collectées à l'échelle des bassins versants, d'autres documents ont été consultés afin d'obtenir des informations sur les cours d'eau. Il s'agit principalement de différentes missions de photographies aériennes qui couvrent la période 1948-1996 (missions de 1948, 1956, 1971-72 et 1991-96). Leur analyse diachronique a permis d'établir l'évolution des bandes actives dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle. Il a été possible de connaître l'état du lit de certains affluents dans la seconde moitié du 19^{ème} siècle grâce à l'existence d'anciens documents cartographiques et topographiques de grande précision (échelles comprises généralement entre le 1 : 5 000^{ème} et le 1 : 10 000^{ème}), établis par les Ponts et Chaussées. Les anciens clichés des séries RTM, disponibles à l'Office National des Forêts, ont également été consultés de façon à caractériser ponctuellement l'état des bandes actives à cette même période sur quelques cours d'eau. La chronique hydrologique de la Drôme à Luc-en-Diois (1907-2002) a été étudiée afin d'examiner l'évolution séculaire de la fréquence et de l'intensité des crues.

3.1.2. Les informations de terrain

Plusieurs types de données ont été acquises sur le terrain. Il s'agit tout d'abord des relevés topographiques et granulométriques effectués dans les bandes actives. Ceux-ci ont été conduits selon différents protocoles d'échantillonnage, présentés dans le paragraphe suivant. Ces relevés ont toujours été précédés de reconnaissances de terrain, effectuées sur des tronçons préalablement définis, de façon à compléter les informations ponctuelles par des données qualitatives, collectées de façon continue. Ces mesures ont été utilisées pour caractériser la morphologie des cours d'eau et effectuer des comparaisons entre bassins versants. Elles ont également permis d'établir un certain nombre de relations morphologiques fondamentales.

Différentes techniques de datation ont été appliquées sur plusieurs sites caractérisés par des changements fluviaux bien lisibles dans le paysage. De nombreux relevés dendrochronologiques ont permis de dater l'abandon de certaines formes fluviales (basses terrasses), et sont venus compléter l'analyse diachronique des photographies aériennes. Les profils d'activité de deux radioéléments de courte période, le plomb 210 et le césium 137, effectués sur deux basses terrasses, ont été également testés pour préciser la chronologie des changements fluviaux observés. Les mesures radiométriques ont été effectuées par Michel Pourchet du *Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement* basé à Grenoble.

En complément de ces données ponctuelles dans le temps, 3 sites de mesures du transport solide ont été suivis pendant 6 ans. La charge de fond, les hauteurs de crue et la pluviométrie ont été mesurés sur chacun des sites. La technique de mesure associe un suivi topographique, des relevés sur chaînes d'érosion et de nombreuses campagnes de marquages colorimétriques de la charge de fond. Ce dispositif a permis de mesurer les volumes charriés lors des crues et d'évaluer les distances annuelles de transport des graviers.

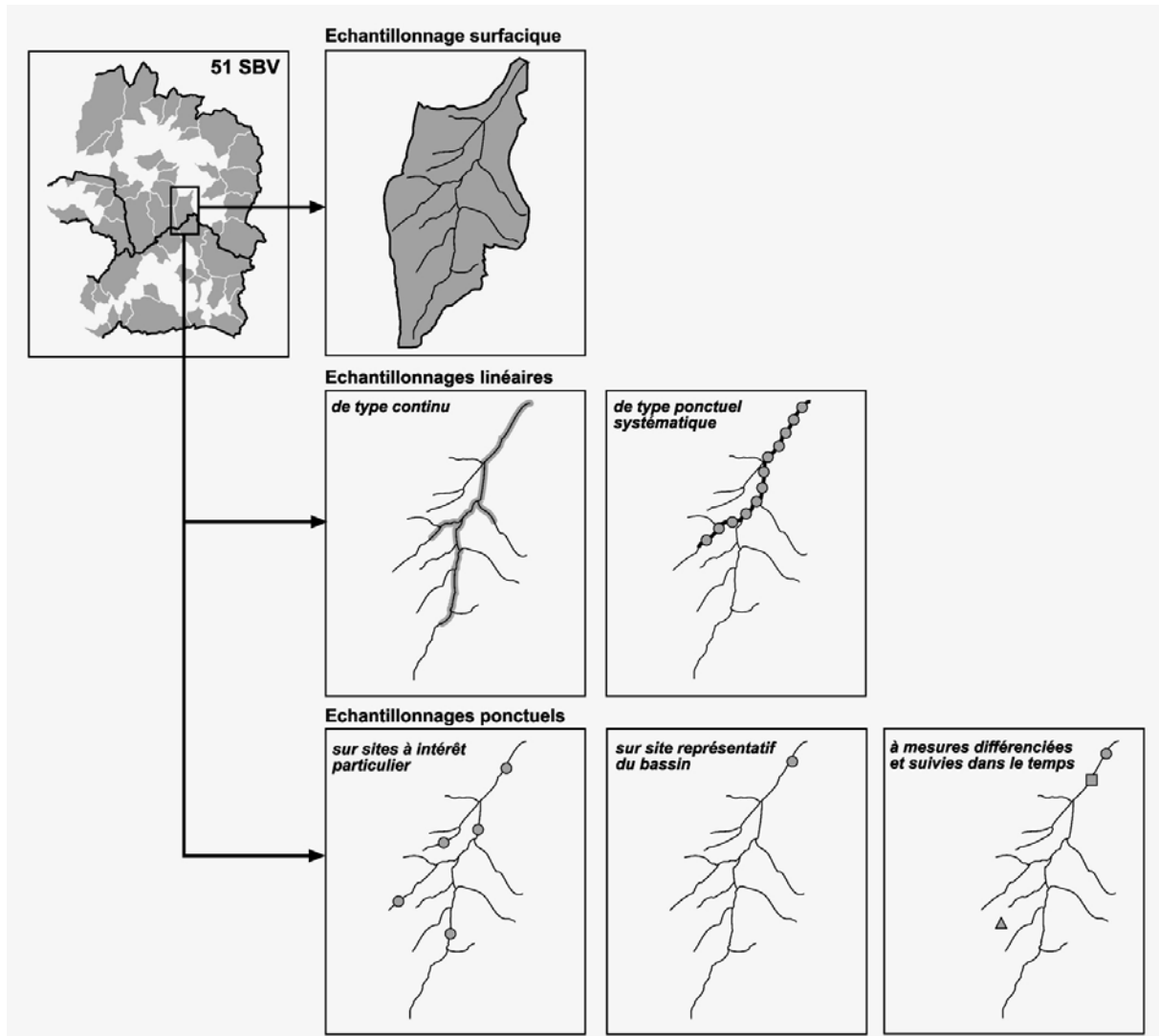


Figure 30

Les différents types d'échantillonnage mis en œuvre dans le cadre de la thèse

3.2. Les procédures d'échantillonnage

Différentes procédures d'échantillonnage ont été adoptées (Fig. 30). Elles se répartissent en trois types bien distincts : les échantillonnage surfaciques, linéaires et ponctuels. Le choix de telle ou telle procédure est fonction de l'objet spatial étudié, du type d'information recherché et de la représentativité dans le temps de la mesure.

L'échantillonnage surfacique conduit à produire des informations qui synthétisent les caractéristiques d'une surface donnée. Il concerne la totalité des variables mesurées à l'échelle des bassins versants. Cette procédure génère des variables pondérées par la surface drainée, comme par exemple les taux de boisement à différentes dates ou le nombre de barrages RTM par unité de surface. Les fonctions SIG de croisement cartographique ont été largement employées pour produire ce type de données.

Introduction générale

L'échantillonnage linéaire, qui consiste à recueillir des informations le long d'une ligne, est largement utilisé en géomorphologie fluviale. Deux types de procédures ont été adoptées dans la collecte des données se rapportant au réseau hydrographique. L'échantillonnage linéaire de type continu, qui conduit à intégrer la globalité d'un tronçon donné lors de la mesure, a été conduit pour la mesure de la surface des bandes actives sur photographies aériennes. L'échantillonnage linéaire de type ponctuel systématique a pour principe d'acquérir l'information sur des stations positionnées à intervalles réguliers le long d'un tronçon préalablement défini. Il a été mis en œuvre sur 6 affluents, de façon à caractériser leur variabilité morphologique et granulométrique.

L'échantillonnage ponctuel se différencie par son caractère très sélectif. Un nombre restreint de sites sont sélectionnés en vue d'appliquer des techniques de mesure souvent complexes, parfois onéreuses et toujours longues à mettre en œuvre. La première approche consiste à échantillonner uniquement sur des stations préalablement sélectionnées en fonction de leur intérêt particulier par rapport à la problématique abordée. Les relevés dendrochronologiques sur basses terrasses ont été conduits selon ce principe. La sélection des sites de mesure a été dictée par la présence de basses terrasses bien identifiables, caractérisées par la présence d'une végétation forestière bien préservée, de façon à disposer d'un échantillon d'individus suffisamment important pour permettre les comparaisons entre sites. Une deuxième approche a consisté à localiser une station de mesure par bassin versant pour caractériser le style morphologique dominant. Compte tenu du nombre important de bassins versants pris en compte, un échantillonnage linéaire de type ponctuel n'était pas envisageable. La localisation des sites représentatifs a été guidée par une démarche de reconnaissance préalable. Ceci a permis de caractériser de façon qualitative la variabilité géomorphologique interne des cours inférieurs. Le troisième type d'échantillonnage ponctuel est celui qui a été retenu pour le suivi de la charge de fond. Les 3 sites de mesure ont été sélectionnés en fonction des contraintes associées aux techniques de mesure adoptées, tout en considérant également les impératifs liés à la problématique (représentativité des mesures, homogénéité dans le choix et le positionnement des sites d'échantillonnage entre les 3 bassins). Ce type de mesures se distingue également par la multiplicité des phénomènes mesurés (charge de fond, hauteurs d'eau et précipitations) et par la mise en place d'un suivi dans le temps.

3.3. Les outils de traitement de l'information

La démarche systémique en géomorphologie fluviale implique la constitution de bases de données où se croisent différentes disciplines et différents types de variables. La présentation des sources d'information montre la diversité des champs thématiques abordés : occupation du sol, géologie, topographie, morphométrie, correction torrentielle, morphologie fluviale, hydrologie, climatologie. Nous avons fait en sorte de quantifier ou de qualifier chacun de ces thèmes dans la collecte des informations. Les outils statistiques et cartographiques ont permis de traiter et d'exploiter cet ensemble de données.

3.3.1. Les outils statistiques

La démarche statistique employée relève essentiellement de la *recherche empirique corrélacionnelle* dont la fonction est de rechercher et de mesurer les relations existant entre des variables. Contrairement à la recherche expérimentale, qui manipule des variables afin d'étudier les effets de cette manipulation sur d'autres variables, la recherche corrélacionnelle se contente d'interpréter en terme de cause à effet, sur la base des théories disponibles, les relations entre variables, certaines corrélacions pouvant être liées à des associations de variables dépendant de causes inconnues. Plusieurs techniques ont été appliquées en fonction du type et du nombre de variables disponibles.

Les analyses bivariées, lorsqu'elles concernent 2 variables quantitatives, ont été traitées sous la forme d'*analyses de régression simple* qui permettent de mesurer et de modéliser la liaison statistique entre *une variable dépendante* (à expliquer) et *une variable indépendante* (explicative). La qualité de la relation est renseignée par le *coefficient de détermination* (R^2) qui représente la part de la variabilité expliquée par le modèle. La fiabilité de la relation, à savoir la probabilité de trouver une relation similaire si l'analyse était conduite sur d'autres échantillons de la même population, se mesure à l'aide du *niveau p*, qualifié également de *niveau de significativité statistique*. Le niveau p représente la probabilité d'erreur qui est liée à l'acceptation d'un résultat observé comme valide, c'est à dire comme représentatif de la population. Dans de nombreux secteurs de recherche, un niveau p de 0,05 est souvent considéré comme une limite acceptable d'erreur (ce niveau indique qu'il existe une probabilité de 5 % pour que la relation entre les variables trouvée dans l'échantillon soit due au hasard) [Schwartz, 1994].

Plusieurs tests statistiques de comparaison des moyennes ont été appliqués afin de détecter des différences significatives entre des groupes de bassins versants ou de stations de mesure classés en fonction de variables qualitatives, ou entre des variables mesurées à différentes dates. Le choix du test statistique approprié se fait en fonction de trois critères : (1) l'indépendance entre les groupes à comparer, (2) le nombre de groupes considérés et (3) la forme de la distribution des variables prises en compte. Une clef de détermination du test statistique approprié est proposée en Figure 31 [Abacus Concepts, 1996]. Parmi ces différents tests, nous avons utilisé les suivants:

Le *Test t sur séries indépendantes* compare les moyennes de deux groupes indépendants et déter-

Introduction générale

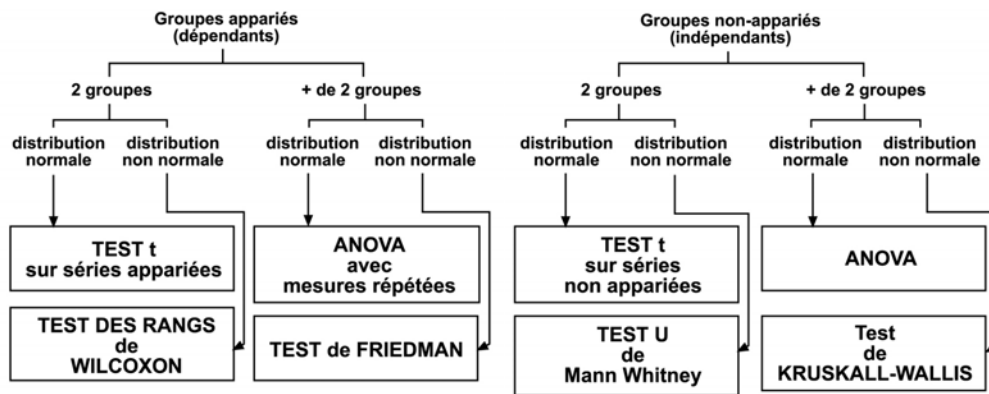


Figure 31

Grille de sélection des Tests statistiques de comparaison des moyennes en fonction du type de données à traiter

mine la probabilité pour que la différence observée soit due au hasard (*niveau p*). Il suppose que les deux groupes en question proviennent d'une distribution normale et ont la même variance. Le test F compare les variances des groupes et permet de vérifier une des conditions de validité du test t.

L'analyse de variance (ANOVA) étudie l'effet de variables indépendantes nominales sur une variable dépendante continue. Elle détermine la significativité des effets dans un modèle en calculant dans quelle mesure la variabilité de la variable dépendante peut être expliquée par l'effet considéré. Un test F de comparaison entre la variance inter-groupes et intra-groupes permet de mesurer la significativité statistique (*niveau p*). Les conditions de validité de l'ANOVA sont les suivantes : distribution normale de la variable quantitative dépendante dans chaque groupe, la variance entre les groupes doit être homogène.

Le Test U de Mann Whitney est la version non-paramétrique du Test t sur séries indépendantes. Il teste l'hypothèse que les distributions sous-jacentes aux deux groupes sont les mêmes. Ce test est valide si les exigences suivantes sont respectées : les deux groupes doivent provenir de distributions continues et les observations doivent être indépendantes les unes des autres. Le niveau p permet de déterminer la significativité statistique du test.

Le Test de Kruskal-Wallis est la version non paramétrique de l'analyse de variance à un facteur sur les rangs. Il teste l'hypothèse nulle selon laquelle deux groupes ou plus proviennent de la même distribution, contre une hypothèse alternative selon laquelle au moins un des groupes provient d'une distribution différente. Les rangs des données sont utilisés dans le calcul. Le niveau p permet de déterminer la significativité statistique du test.

Il a été parfois nécessaire de mettre en application des procédures statistiques capables de traiter d'un seul tenant un nombre important de variables, de façon à déterminer quels sont les facteurs les plus déterminants pour expliquer telle ou telle variable. Ces procédures sont qualifiées d'analyses multivariées. L'Analyse en Composantes Principales a été utilisée dans l'analyse des données relatives aux bassins versants, comme étape préalable aux analyses discriminantes. Cette méthode des-

criptive permet de “ rendre intelligible un ensemble d'observations dont la structure profonde n'est pas immédiatement décelable ” [Groupe Chadule, 1997]. Elle présente l'avantage de produire un ensemble de représentations graphiques simplifiées et condensées de tableaux de données. Son principe est de générer, à partir d'un ensemble de variables quantitatives continues ou discrètes, des indices synthétiques, appelés *composantes principales* (ou *axes factoriels*). Ces indices, calculés à partir de la matrice des corrélations entre les variables initiales (appelées également matrice d'inertie), permettent de réorganiser l'information de façon à déceler les ressemblances ou dissemblances entre les variables et/ou les individus statistiques. Cette technique permet donc de discerner de façon objective des familles de variables qui se comportent de façon similaire ou des groupes d'individus qui présentent des caractéristiques proches.

Il a été parfois nécessaire de différencier objectivement les caractéristiques quantitatives de groupes prédéfinis. L'analyse discriminante convient parfaitement à ce type de problème. Son principe est de trouver les combinaisons de variables qui maximisent le rapport de la variance interclasse sur la variance totale [Tomassone, 1988]. Elle s'apparente à une ACP dans laquelle l'appartenance des individus à des groupes préalablement définis est intégrée dans les calculs statistiques. Elle permet d'obtenir une fonction discriminante à partir de laquelle il est possible de déterminer, pour chaque individu, la probabilité d'appartenance à tel groupe. La robustesse de cette fonction est évaluée à partir d'un test de permutation qui calcule l'inertie interclasse d'un nombre élevé de répartitions aléatoires des individus dans les groupes. Ce nombre a été fixé à 10 000. Ces valeurs sont ensuite comparées avec l'inertie interclasse de l'analyse discriminante et le pourcentage des permutations dont l'inertie a été inférieure à l'inertie observée nous donne une mesure de la significativité statistique de la fonction discriminante. Une autre façon de mesurer la qualité de l'analyse consiste à calculer le pourcentage d'individus bien classés à partir de la fonction discriminante. Ces procédures ont été mises en oeuvre à partir des logiciels Statview (version 4.5) et ADE [Thioulouse *et al.*, 1997].

3.3.2. Les outils cartographiques

L'utilisation du SIG (Système d'Information Géographique), défini comme une base de données couplée à des outils d'analyse spatiale et de représentation cartographique, s'est avérée nécessaire pour le calcul de certaines variables, mais également pour l'exécution de procédures cartographiques appliquées au croisement des couches d'information. Les principales fonctions utilisées sont les suivantes : digitalisations automatiques et manuels ; géoréférencement en coordonnées Lambert II étendu ; calcul de surfaces ; calcul de distances ; sélections multi-critères ; croisements cartographiques ; cartographie thématique.

La grande majorité des couvertures cartographiques ont été réalisées en mode vecteur (mode de représentation des objets cartographiques dont les formes de bases sont le point, l'arc et le polygone). Les logiciels utilisés sont Mapinfo 5.5 et Arcview 3.2. Certaines bases de données SIG ont été constituées dans le cadre d'une collaboration scientifique avec Crane Rogers (laboratoire CRENAM - UMR 5600 CNRS de l'Université Jean Monnet de Saint-Etienne).