

Etude hydrogéomorphologique des transferts
sédimentaires d'un bassin versant alpin
Le cas du Vallon de Nant (Vaud, Suisse)

Benoît Lovis

Sous la direction du Prof. Stuart N. Lane
Expert : Dr. Daniela Balin

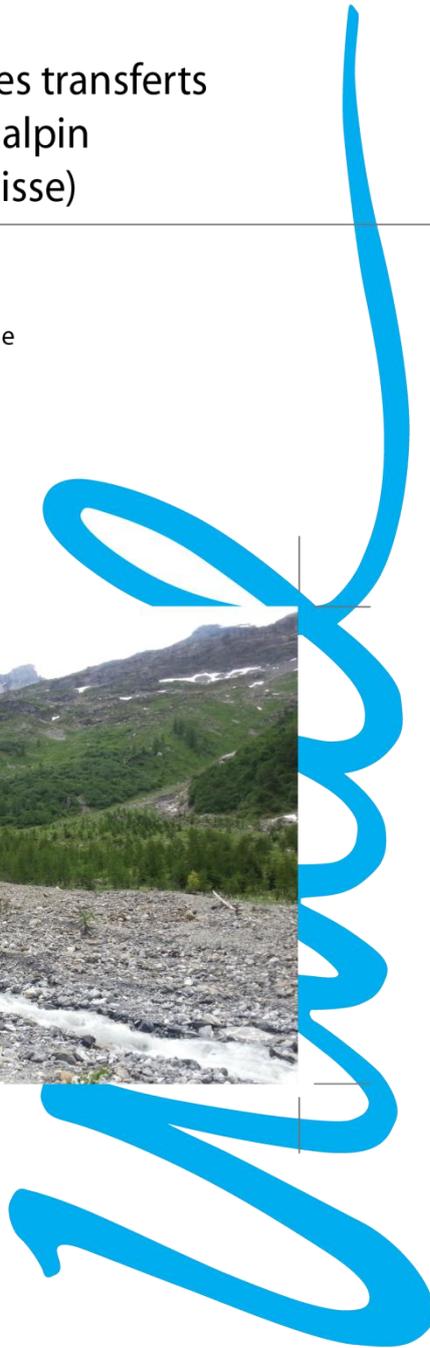


Photo de couverture

L'amont de la plaine alluviale du Vallon de Nant (1350m). Photo : B. Lovis.

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières.....	3
Remerciements.....	8
Résumé.....	9
1 Introduction	11
1.1 Cadre général.....	11
1.2 Contexte d'étude.....	12
1.3 Etat des connaissances.....	14
1.4 Structure du mémoire	14
2 Problématique.....	17
2.1 Les bassins versants et les agents.....	17
2.2 les bassins versants et l'hydrologie	19
2.3 Les bassins versants et les changements climatiques	19
2.4 Questions de recherche et objectifs.....	21
3 Cas d'étude et synthèse de l'approche	25
3.1 Introduction et objectif	25
3.2 Paramètres considérés.....	25
3.3 Cadre géographique.....	25
3.4 Cadre climatique	26
3.4.1 Les précipitations	27
3.4.2 Les températures	28
3.5 Cadre Hydrologique.....	30
3.6 Changements climatiques de la Suisse depuis le petit-âge glaciaire	33
3.7 Cadre Géologique et géomorphologique	35
3.8 Données historiques.....	39
3.9 Evaluation du bassin versant	40

3.10	Synthèse des méthodes	40
3.10.1	Application de la télédétection	41
3.10.2	Application de la modélisation	41
4	Changements sédimentaires : Télédétection	43
4.1	Introduction et objectif	43
4.2	Applications de la télédétection à la géomorphologie	44
4.2.1	Application générale.....	44
4.2.2	Application au Vallon de Nant	46
4.2.3	Les précisions de la télédétection	47
4.2.4	Les précision de la classification	51
4.2.5	Résumé de l'approche.....	58
4.3	Méthodologie.....	59
4.3.1	Images et Préparation	59
4.3.2	Application de la classification.....	59
4.3.3	Evaluation de la méthode.....	61
4.3.4	Conclusion	66
4.3.5	Résumé des résultats	67
4.4	Analyse et discussion des résultats	67
4.4.1	Visualisation spatiale	67
4.4.2	Résultats quantitatifs : à l'échelle du tronçon	71
4.4.3	Résultats quantitatifs : au sein du tronçon.....	73
4.5	Conclusion	78
5	Changements hydrologiques.....	81
5.1	Développement du modèle.....	81
5.2	La modélisation en hydrologie	82
5.2.1	la temporalité dans un modèle	83
5.2.2	La linéarité dans un modèle	84

5.2.3	La spatialité dans un modèle	84
5.2.4	Les processus dans un modèle	85
5.2.5	Les modèles empiriques	86
5.2.6	Les modèles statistiques.....	86
5.2.7	Les modèles conceptuels.....	87
5.2.8	Les modèles à base physique	87
5.2.9	Le choix du modèle WaSiM – ETH	87
5.3	WaSiM – ETH TOPmodel	89
5.3.1	Le modèle WaSiM – ETH	90
5.3.2	Hydrologie de surface et de subsurface	92
5.3.3	La neige	98
5.3.4	Correction des précipitations	100
5.4	Résumé des paramètres.....	101
5.5	Résumé des Données	103
5.6	Préparation des données climatiques	105
5.6.1	Génération des données journalières	106
5.6.2	Les précipitations	107
5.6.3	La température et la radiation solaire	108
5.6.4	la vitesse du vent et l’humidité relative.....	108
5.6.5	la désagrégation des données (Journalière à Horaire)	109
5.7	La calibration	121
5.7.1	La calibration manuelle	123
5.7.2	La calibration automatique avec PEST.....	126
5.8	Résultats : calibration et validation	127
5.8.1	Calibration manuelle	127
5.8.2	Calibration automatique.....	136
5.9	Validation	137

5.10	Résumé des résultats	138
5.11	Conclusion	139
6	Résultats des simulations	141
6.1	Introduction	141
6.2	Application	141
6.2.1	Les colonnes	142
6.2.2	Les lignes	142
6.3	Résultats.....	147
6.3.1	Les tendances annuelles.....	147
6.3.2	Les tendances saisonnières	149
6.3.3	Analyses.....	155
6.4	Conclusion	160
7	Changements hydrogéomorphologiques	163
7.1	Introduction et objectif	163
7.2	revue de la littérature.....	163
7.3	Représentation de la répartition de la résistance à l'écoulement.....	165
7.4	Equation de transport des sédiments	168
7.5	Application au Vallon de Nant	170
7.6	Description des résultats.....	171
7.6.1	Les résultats : à l'année	171
7.6.2	Les résultats : par saisons	172
7.7	Analyse des résultats.....	175
7.8	Conclusion	178
8	Synthèse	180
8.1	Analyse : Débit et dépôts sédimentaires	181
8.2	Analyse : Capacité de transport et Dépôts sédimentaires.....	183
8.3	Analyse : Paramètres climatiques et dépôts sédimentaires	184

8.4	Analyse : Localisation des secteurs de Dépôts et capacité de transport	186
8.5	Conclusion	188
9	Conclusion Générale et perspective.....	190
	Bibliographie.....	193
	Table des figures.....	204
	Annexes	211

REMERCIEMENTS

Il serait égoïste de s'approprier la réalisation de ce travail à soi-même.

Je remercie très chaleureusement mon professeur Stuart Lane de m'avoir guidé dans le monde surnaturel et barbare des modèles.

Je remercie également Daniela Balin, Natan Micheletti et Nico Bätz d'avoir participé activement à la réalisation des données nécessaires pour la réalisation de ce travail.

Je tiens aussi à remercier Jean-Daniel Farine, Déborah et Gabriela pour leur aide précieuse pour la relecture.

Et finalement mes proches et mes collègues, je tiens aussi à les remercier pour leur soutien moral.

RÉSUMÉ

Le but de cette étude est d'améliorer la compréhension des processus hydrogéomorphologiques dynamiques de la plaine alluviale d'un bassin versant alpin dans une dimension spatio-temporelle. La période d'étude des dernières décennies est choisie, car elle n'a pas beaucoup été étudiée du point de vue des processus hydrogéomorphologiques alpins.

La grande question de ce travail repose sur l'identification des changements systématiques de la réponse de la rivière aux changements climatiques. Pour répondre à cette question, nous exposons trois hypothèses liées à la capacité de transport des sédiments. Nous évaluerons la première hypothèse. L'acceptation de la première réfute les autres.

La zone d'étude est la plaine alluviale de la rivière Nant dans le bassin versant du Vallon de Nant, qui se trouve lui-même dans le bassin versant de l'Avançon. Cette zone se trouve dans la partie nord des Alpes, au sud-est du canton de Vaud. Cette plaine alluviale se situe à 1500m au-dessus de la mer. Elle est caractérisée de formes et de processus variés (fluviaux, gravitaires et glaciaires) en raison de la proximité des versants et de leurs extensions verticales ainsi que de la mixité des formes actives et héritées. Ces éléments dans leur ensemble font de ce terrain d'étude une zone complexe, parce que c'est très influencé par les processus du terrain.

Pour répondre à l'objectif du mémoire, trois volets sont ouverts et deux méthodes sont sollicitées : la classification d'images aériennes et la modélisation. Le premier volet de la méthodologie consiste à évaluer la répartition et l'expansion spatiale des dépôts sédimentaires liés au processus fluvial. Le second volet porte sur la modélisation hydrologique. L'utilisation de données climatiques permet l'obtention d'un débit simulé pour ladite période. Et finalement, le dernier volet, porte sur la modélisation hydrogéomorphologique. Le résultat est une capacité de transport spécifique de la région d'étude.

En conclusion, les résultats obtenus montrent que la rivière a une réponse systématique au forçage climatique. Les processus dynamiques fluviaux répondent spécialement aux périodes hivernales et au stockage hivernal. La hausse des températures influence le système et dicte les processus. La synergie des deux méthodes donne les mêmes résultats : la hausse des températures engendre une baisse de la répartition spatiale de la végétation.

1 INTRODUCTION

Ce travail de mémoire se développe autour d'une problématique générale englobant les grands systèmes sédimentaires d'une part, les changements climatiques historiques et futurs d'autre part. En moyenne montagne, le transfert et la production de sédiments par les versants sont principalement générateurs d'importants risques et « *susceptibles de porter atteinte à la sécurité des personnes et des biens* » (Liébault et al., 2010). C'est à la fois dans la moyenne montagne que le système hydrologique peut être vraiment sensible aux réchauffements climatiques et aux changements dans la répartition des précipitations entre la pluie et la neige.

1.1 CADRE GÉNÉRAL

Même si quelques observations et surtout la théorie ont démontré que l'hydrologie des bassins versants de montagne était étroitement liée aux changements climatiques, peu d'études ont considéré (Kundzewicz et al., 2007) les changements dans la mobilisation et la livraison des sédiments (Lane, 2010).

À cause de ces changements, il y a de grandes possibilités qu'il y ait une modification des quantités de sédiments au pied des versants. Cette modification sera un bilan entre : (1) des changements dans les taux de mobilisation et de livraison ; et (2) des changements dans la capacité de transport des sédiments au pied des versants, i.e. dans les rivières. Donc, s'il y a un changement dans l'hydrologie d'un bassin versant, c'est possible qu'il y ait un changement soit dans le taux de mobilisation, soit dans la capacité de transport. Le bilan entre (1) et (2) donnera la responsabilité de l'un par rapport à l'autre pour une réponse de la rivière aux changements climatiques.

S'il y a une augmentation du lit de la rivière et si l'implication de l'homme est quasi nulle sur la gestion de cette rivière, nous pouvons nous poser la question suivante : les changements climatiques influencent-ils l'hydrologie, la température et la végétation, mais qu'en est-il de la réponse des systèmes sédimentaires ?

Si nous observons une variabilité systématique à l'échelle des dernières décennies dans le climat alpin – pour répondre aux questions – il est opportun de solliciter ces liens pour comprendre les effets du changement climatique.

Donc, le but de cette étude est d'établir à l'échelle des décennies la possibilité de mesurer les changements systématiques dans la livraison de sédiments dans les rivières de moyennes montagnes et, s'il y a des changements systématiques, d'établir les liens entre ces changements, l'hydrologie et la végétation. Les effets des changements dans le pergélisol ne seront pas considérés dans ce mémoire, pour limiter la taille des travaux. Nous avons décidé d'identifier plusieurs hypothèses mais d'en évaluer uniquement la capacité de transports des sédiments, dans l'idée des hypothèses multiples.

L'observation et les mesures d'une rivière dans une plaine alluviale offrent l'état dynamique des dépôts sédimentaires engendrés par les différents débits dépendants du climat. Le choix de la zone d'étude s'est porté sur la plaine alluviale du Vallon de Nant, car celui-ci est restreint et concentre tous les éléments souhaités (plaine alluviale dynamique, dépôts sédimentaires variables, activité anthropique quasi nulle).

Ce type d'étude permet d'améliorer - dans une certaine mesure - la compréhension des conditions préalpines et d'évaluer le dynamisme des dépôts sédimentaires et les changements systématiques d'une plaine alluviale à proximité de bastions morainiques.

1.2 CONTEXTE D'ÉTUDE

À travers ce schéma (*fig.1.1*), nous illustrons les liens entre le système sédimentaire, l'hydrologie, la température et la végétation. En premier lieu, les systèmes sédimentaires sont l'élément de base de notre réflexion, à savoir les interdépendances entre les "agents" que sont la température, l'hydrologie et la végétation. Quel est le rôle de ces trois "agents" et leur implication dans ce processus géomorphologique instable ? Sachant l'existence d'interactions entre ces différents éléments, nous pouvons approfondir l'action de chaque "agent" sur le système sédimentaire et d'établir son degré d'implication.

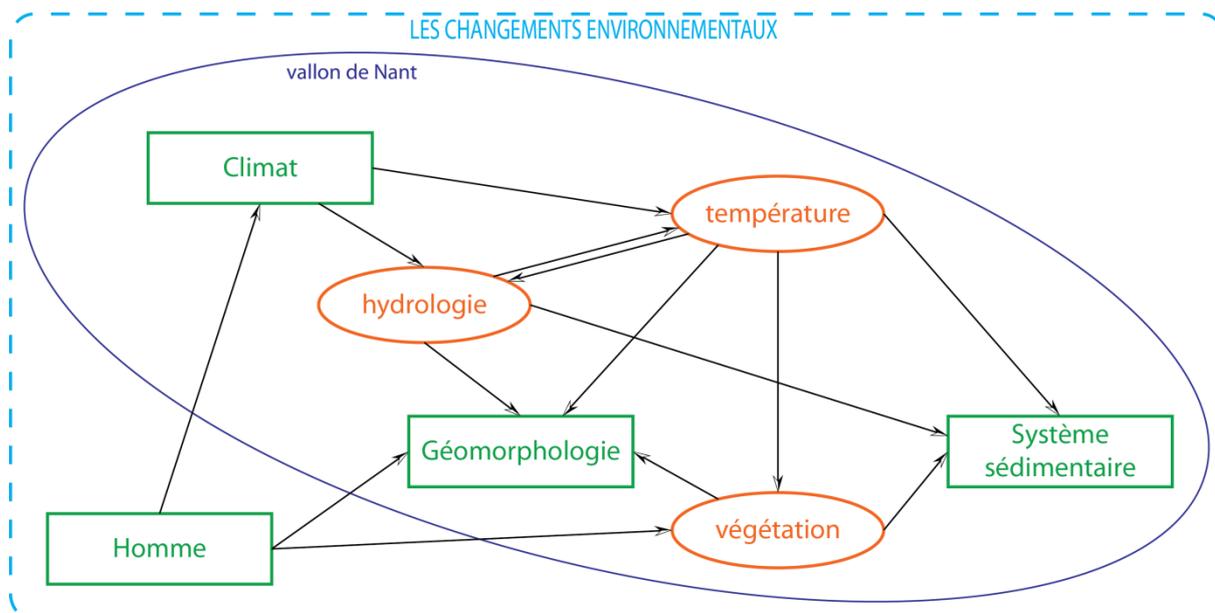


Figure 1.1 : Représentation schématique du contexte de l'étude.

L'augmentation de la zone d'accumulation est-elle produite par le changement de l'hydrologie ? L'hydrologie est responsable de : (1) la propension à l'érosion et de (2) la capacité de transport de sédiments sur les pentes, y compris les cônes de déjection, mais aussi dans la rivière.

Premièrement, si tel est la question nous serons à même d'indiquer si une modification des paramètres hydrologiques dans un bassin versant se manifeste dans un système sédimentaire.

Deuxièmement, si les bassins versants sont très sensibles aux changements climatiques à n'importe quelle échelle géographique (Warner, 1987) et notamment les bassins versants les plus touchés par les changements dans la végétation (Macklin & Lewin, 2003), dans ce cas nous pouvons dire que la végétation est « un ingénieur des écosystèmes » (Lane, 2011) à cause de ses effets sur la stabilité du terrain.

Troisièmement, dans un contexte de moyenne montagne, il y a la possibilité des implications directes sur les sédiments. Ainsi dans les zones de pergélisol où le réchauffement climatique peut changer la résistance des sédiments à l'érosion. Un fort déséquilibre entre le climat actuel – donc un taux de désagrégation des roches importantes – et une distribution des sédiments dus à l'effet de la glaciation historique se trouve en moyenne montagne, ou sur des latitudes moyennes à haute.

Nous n'allons pas développer toutes les hypothèses dans ce travail mais identifier et répondre à l'objectif posé.

1.3 ETAT DES CONNAISSANCES

La recherche sur le dynamisme et en particulier la livraison des sédiments dans les systèmes sédimentaires est relativement récente et présente une lacune géomorphologique pour ces dernières décennies (Lane, 2011) et les scientifiques s'intéressent depuis peu aux dynamismes entraînés par le changement climatique actuel.

En effet, les scientifiques ont relevé des changements dans la mobilisation (Dietrich et al., 1982) et le transfert du sédiment mobilisé (Legros, 2002 et Reid et al., 2007) dans les bassins versants de montagne (Kundzewicz et al., 2007) et spécialement dans les bassins de moyennes montagnes (Alcamo et al., 2007). D'autant plus que la présence probable de glace dans le sol et le sous-sol peut empêcher le drainage et augmenter la pression interstitielle favorisant ainsi la mobilisation du sol (Brooks et al. 1993) Une corrélation entre la variation des débits maximaux et la dynamique des systèmes sédimentaires (Lane et al., 2007) est établie.

Afin de mieux comprendre les changements systématiques d'une plaine alluviale, il faut l'étudier à l'aide des quelques méthodes. Pour un suivi des changements dynamiques des dépôts sédimentaires d'une plaine alluviale, l'utilisation de la télédétection, de la modélisation hydrologique (transformer des données climatiques en débit) ainsi que de la modélisation géomorphologique (pour mesurer la capacité de transport) sont utilisées.

1.4 STRUCTURE DU MÉMOIRE

Dans un premier chapitre nommé problématique permet le développement de la problématique de mémoire. Il est également discuté des hypothèses de la recherche. Dans un deuxième chapitre sera décrit le cas d'étude et les méthodes adoptées pour cette étude. Il s'y trouve une synthèse des données et des procédures à réalisées. Le chapitre trois est consacré à la télédétection et les applications au Vallon de Nant, la présentation des données et l'analyse des données obtenus, il sera

analysé les différentes classifications ainsi que leur précision. Dans le chapitre quatre sera traité les changements hydrologiques, il s'y trouvera le développement d'un modèle et le chapitre suivant sera consacré aux simulations d'un débit historiques. Le chapitre six est consacré aux changements hydrogéomorphologiques avec l'application d'un modèle de transport de sédiments pour notre cas d'étude. L'avant dernier chapitre porte sur une synthèse des différents approches abordées dans les chapitres précédant. Il sera discuté des liens entre la télédétection et les paramètres hydrologiques et climatiques. Enfin, dans le dernier chapitre il sera exposé les conclusions du travail et les perspectives.

2 PROBLÉMATIQUE

D'une manière générale, les systèmes sédimentaires évoluent au cours de l'histoire. Ils subissent des modifications géomorphologiques importantes exprimées par un apport en sédiments dans la zone alluviale, par l'érosion des versants, par une érosion régressive de la plaine alluviale résultante d'une baisse d'apport en sédiments.

Cependant, ces modifications comportementales du transport de sédiments en montagne s'inscrivent dans le cadre du changement climatique. Nous sommes en présence d'un bouleversement général des conditions climatiques. Ceci entraîne, à grande comme à petite échelle, des répercussions dans le fonctionnement des systèmes sédimentaires.

Les systèmes sédimentaires sont l'élément principal de notre étude, qui traite cette problématique à l'échelle de la décennie.

2.1 LES BASSINS VERSANTS ET LES AGENTS

Les systèmes sédimentaires sont l'élément de base de notre réflexion. Nous étudions par conséquent les interdépendances entre les « agents » qui sont la température, l'hydrologie et la végétation. Comment varient ces trois « agents » ? Il en va de même pour les processus géomorphologiques qui ont des impacts sur la végétation. Sachant l'existence de ces interactions entre ces différents éléments, nous pouvons approfondir la responsabilité de chaque « agent » sur le système sédimentaire et établir le degré d'implication de chacun. Dans le cadre de cette étude, nous nous intéressons uniquement aux « agents » hydrologique et végétation. L'« agent » température est intégré dans l'utilisation du modèle hydrologique et donc les impacts de la température sur l'hydrologie. Par contre, le pergélisol n'est pas intégré dans l'étude à cause de la difficulté de délimiter son évolution et la largeur de cette étude.

L'étude de Kundzewicz et al. (2007) a notamment montré que les transferts des charges sédimentaires dans les bassins versants de montagne et spécialement dans les bassins de moyennes montagnes (Alcamo et al., 2007), ont une signification cruciale sur les risques d'inondations et la dynamique des systèmes sédimentaires (Lane et al., 2007). Les processus géomorphologiques (fluvial,

glaciaire, gravitaire ou périglaciaire) sont étroitement liés au processus des changements climatiques ainsi qu'aux implications humaines dans ces zones (Reynard et al., 2010).

L'eau est le premier élément, et il est pour ainsi dire un élément implicite dans un système sédimentaire associé à un bassin versant. Rappelons que pour une mobilisation des sédiments dans un bassin versant, il est indispensable d'avoir la présence d'eau pour deux raisons essentielles : la mobilisation du sédiment dans un premier temps (Dietrich et al., 1982) et le transfert du sédiment mobilisé (Legros, 2002 ; Reid et al., 2007 ; Lane et al., 2008). La présence en permanence de glace dans le sol sous la surface peut ainsi empêcher le drainage et augmenter la pression interstitielle, ce qui va favoriser la mobilisation du sol (Brooks et Richards, 1993) à cause de la diminution de la conductivité hydrique. L'étude de Brooks et Richards (1993) démontre que dans un sol spécifique, un « podzol », il se produit une diminution soudaine de la conductivité hydrique.

L'observation de l'enneigement alpin européen montre un réchauffement étonnamment uniforme de 0.8°C au cours des trois dernières décennies. Les mesures de la neige au long terme ne révèlent aucun changement à la mi-décembre, mais pendant les premiers mois de l'année une tendance à la baisse (spécialement dès les années 1980) pour le ratio de précipitations solides. L'équivalent en eau de fonte nous renseigne sur la forte augmentation de la température (2.5°C.) pour les périodes printanières et estivales pour les trois dernières décennies (Marty, C. et Meister, R., 2012). Plusieurs recherches sont nécessaires pour détecter précisément la part de responsabilité du changement climatique sur l'instabilité des versants de montagne abritant des glaciers, du pergélisol ainsi que de la neige. La présence de mouvement gravitaire est donc omniprésente dans ces environnements même si ces changements ne s'impliquent pas directement dans les transports sédimentaires, à cause de leurs impacts sur la neige. Il est possible qu'ils modifient l'hydrologie et donc la capacité de transport.

Il y a un déséquilibre entre le rythme du transfert des sédiments dans les bassins versants et le rythme de la recolonisation des versants par la végétation (Lane, 2011). Plusieurs études (Keller et al., 2000 ; Vittoz, 2009) ont montré qu'une augmentation de la température a pour résultat une migration de la végétation vers le haut des versants et un remplacement de la végétation au pied des versants. Cependant, cette recolonisation des plantes en amont des versants est lente et limitée par le développement et la nature du sol. Il faut attendre la troisième génération, pour qu'elle soit effective, quand les sols sont stables. Les processus hydrogéomorphologique et la végétation interagissent et dépendent les uns des autres de façon complexe sur les versants. La présence, et notamment la densité de la végétation, influence profondément les processus hydrogéomorphologiques. La vitalité, la présence, les espèces et la répartition de la végétation

contrôlent les processus hydrogéomorphologiques, et notamment la stabilisation des pentes (Lane et al. 2008).

2.2 LES BASSINS VERSANTS ET L'HYDROLOGIE

Le transport de sédiments solides des rivières de montagne est complexe par contraste avec celui de la rivière de plaine. Deux éléments marquent cette divergence :

- la forte pente des versants dominés par la présence de sédiments stockés et
- « *la multiplicité des processus qui gouvernent le transfert des sédiments* » (Liebault et al. 2010) dans le lit de la rivière.

Dans l'étude de Liebault et al. (2010), l'approche mécaniste n'atteint pas les performances escomptées. C'est dans ce contexte que la géomorphologie prend tout son sens. Elle offre surtout une approche différente du mécanisme des transferts sédimentaires en proposant une évaluation « *à partir de la caractérisation des phénomènes d'érosion et de dépôt et de la construction de bilans sédimentaires* » (Liebault et al., 2010). Cette dernière approche est particulièrement utilisée pour les rivières à lits de graviers (Veyrat-Charvillon, 2005). C'est notamment cette dernière argumentation qui nous guide à travers ce travail. C'est ainsi que nous pouvons montrer si une modification des paramètres hydrologiques dans un bassin versant se répercute dans le système sédimentaire. En d'autres termes - et c'est la question centrale - l'augmentation de la zone d'accumulation est-elle produite par le changement de l'hydrologie ?

2.3 LES BASSINS VERSANTS ET LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

L'application d'un modèle numérique hydrogéomorphologique (CAESAR) pour simuler à toute heure, les changements dans le régime hydrologique et le comportement des sédiments d'un bassin versant du petit lac d'Annecy a pu être validé (Welsh et al., 2009). La validation spatiale de l'érosion a été établie en comparant l'érosion modélisée à une image satellite reposant sur une enquête de la géomorphologie du site (Welsh et al., 2009). Les facteurs principaux influençant la mobilisation des

sédiments sont le climat, la lithologie, le relief et le couvert végétal (Beylich, 2011). Par ailleurs, le transfert des sédiments vers l'aval et spécialement le pic du rejet de sédiment ont été mis en rapport avec les conditions météorologiques (Welsh et al., 2009). Ainsi le degré d'intensité, l'ampleur des inondations et de la fonte de la neige résultent des facteurs météorologiques (Welsh et al., 2009). Il est évident que, dans cette étude, le climat et les changements climatiques sont l'élément central de la problématique.

La décomposition du bassin versant en sous-bassins permet de déterminer le degré d'importance de chacune des sous-unités et offre la possibilité de déterminer avec précision l'impact de chaque sous-bassin sur l'ensemble du bassin versant. La géométrie et la géomorphologie de chaque sous-unité ont permis de montrer la capacité de chaque sous-système dans le stockage et la libération de sédiments (Welsh et al., 2009).

La production, le transfert et le dépôt de sédiments dans un bassin versant entre le dernier maximum glaciaire et aujourd'hui laisse penser que la relation temporelle entre les processus sédimentaires et le changement climatique est pertinente (Carton et al., 2009). Ainsi, le calendrier des transferts sédimentaires au sein du système se calque sur les phases glaciaires et sédimentaires (Carton et al., 2009).

Keller et al. (2000) et Vittoz (2009) ont observé une migration de la végétation en altitude provoquant un changement d'utilisation du sol selon le climat grâce à l'utilisation de données journalières. La corrélation entre le climat et la végétation révèle que les végétaux spécifiques des conditions thermiques basses se déplacent en amont. Cela entraîne des changements comportementaux de la morphologie des versants en amont et en aval de la rivière (Descroix et al., 2002). Toutefois, en ce qui concerne les rivières non exploitées, l'enracinement de ces dernières n'est apparu que récemment grâce à la reforestation naturelle depuis la fin du 19^{ème} siècle (Descroix et al., 2002). Nous retiendrons exclusivement la période qui va depuis le milieu du dernier siècle (1950) à aujourd'hui. Et cette phase est particulièrement intéressante, car il est possible qu'elle a été influencée par une modification des systèmes sédimentaires des Alpes en raison d'une augmentation des activités humaines (Carton et al., 2009).

La notion de temporalité a un impact majeur sur le transfert de sédiment. Et ce dernier est d'autant plus marqué que le taux de transport des sédiments est plus bas que celui de l'eau (Lane, 2011). Il y a donc toujours la probabilité que les sédiments ne soient que temporairement transportés selon les crues. L'intensité des crues joue aussi un rôle majeur dans le transport et l'apport en sédiments. Seules les intensités de grande importance ont un effet sur l'apport et le transport de sédiment. Il en

résulte que l'effet du changement climatique sur l'intensité et la récurrence des phénomènes a une influence notable sur le transport de sédiments (Raven et al., 2010 et Newson, 1997). Néanmoins, il est aussi possible que le seuil nécessaire (par exemple la hauteur des précipitations) pour la livraison des sédiments de l'amont soit plus important que le seuil nécessaire pour le transport des sédiments dans la rivière vers l'aval. Donc, le séquençage des événements peut devenir important (Lane, 2011).

La production de sédiments est contrôlée d'une part par la présence de glace dans un bassin versant – l'influence des activités torrentielles et des glissements de terrain sont étroitement corrélés aux processus naturels – et d'autre part, l'influence des activités humaines sur le système fluvial qui augmentent à travers le temps (Carton et al., 2009).

2.4 QUESTIONS DE RECHERCHE ET OBJECTIFS

Le but de cette étude est d'établir à l'échelle des décennies si c'est possible de mesurer des changements systématiques dans la livraison de sédiments dans les rivières de moyennes montagnes et s'il y a des changements systématiques, d'établir les liens entre ces changements et l'hydrologie.

Ce travail a pour but d'étudier une plaine alluviale préalpine et sa dynamique. Si nous imaginons la réponse d'une rivière aux changements climatiques, nous pouvons comparer deux situations :

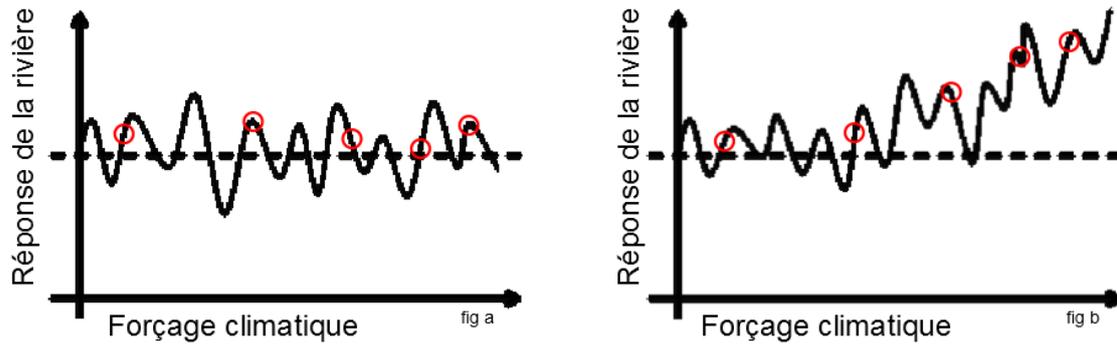


Figure 2.1 : fig. a : la réponse de la rivière n'est pas systématique par rapport au forçage climatique fig. b la réponse de la rivière est systématique par rapport au forçage climatique.

Dans le premier cas de figure (*fig. a*), avec un forçage climatique, la rivière a toujours la capacité de transférer les sédiments de l'amont vers l'aval. Cependant, le transfert n'est pas nécessairement continu. Malgré des périodes de dépôts et d'érosion, la variabilité n'est pas systématique.

Dans le second cas de figure (*fig. b*), la réponse de la rivière est systématique. En effet, la seconde figure montre une corrélation entre le forçage climatique et la réponse de la rivière. Dans ce cas la rivière n'a pas toujours la capacité de transférer les sédiments de l'amont vers l'aval. Nous parlons alors d'une variabilité systématique.

Cette observation ouvre sur notre question de recherche :

Est-ce possible d'identifier des changements systématiques de la réponse de la rivière aux changements climatiques ?

Dans ce cas, l'échelle que nous allons considérer est celle des décennies, une échelle présentant une lacune dans notre compréhension géomorphologique (Lane, 2011).

Afin d'expliquer cette question de recherche, nous posons trois hypothèses :

- Les changements dans la capacité de transport des sédiments sont liés aux changements de l'hydrologie.
- Les changements dans la livraison des sédiments s'effectuent de l'amont à l'aval.

- Les rétroactions dans les chenaux de la capacité de transport des sédiments sont dues à l'érosion ou aux dépôts.

Cette seconde étape, il s'agit de réfuter les différentes hypothèses de recherche afin d'extraire l'hypothèse remplissant les conditions pour répondre à la question de recherche. S'il y a une réponse morphologique révélée par la télédétection, il serait nécessaire d'évaluer chaque hypothèse. C'est un grand travail. Dans ce mémoire, donc nous pouvons utiliser le principe de la science qui doit refuser les hypothèses avec celles qui sont admises. Pour délimiter le cas d'étude, nous allons essayer d'évaluer et refuser uniquement la première hypothèse.

3 CAS D'ÉTUDE ET SYNTHÈSE DE L'APPROCHE

3.1 INTRODUCTION ET OBJECTIF

L'objectif de ce chapitre est de mettre en exergue le cas d'étude qui répond aux hypothèses de la recherche. Dans un premier temps nous aborderons les paramètres qui sont considérés pertinents (3.2), ainsi nous axerons notre chapitre autour du Vallon de Nant et développerons ses caractéristiques géographiques (3.3), climatiques (3.4) et hydrologiques (3.5). Ceci nous mènera à développer ensuite le contexte climatique passé et futur en lien avec les prévisions climatiques futures (3.6). Ensuite nous poursuivrons le chapitre sur les aspects géologique et géomorphologique du Vallon de Nant (3.7). Suite à ces caractéristiques, nous identifierons les données historiques nécessaires pour répondre à l'objectif du travail (3.8) puis nous évaluerons le Vallon de Nant (3.9) et finalement, nous synthétisons notre méthodologie (3.10).

3.2 PARAMÈTRES CONSIDÉRÉS

Nous cherchons un bassin versant alpin (1) qui soit sensible aux changements climatiques (2) qui offre une grande gamme d'altitudes à l'échelle du bassin (3) où les effets anthropiques sur le paysage et sur la gestion de la rivière sont quasi nuls et finalement (4) pour lequel nous ayons des données historiques relatives à ce bassin versant.

Nous devons faire notre choix de bassin versant en fonction de ces paramètres afin d'être en adéquation avec la question de recherche. Nous verrons à travers ce chapitre si les paramètres considérés ci-dessus sont remplis par le cas de Vallon de Nant.

3.3 CADRE GÉOGRAPHIQUE

Dans le but d'illustrer les hypothèses relatives à la question de recherche, le choix du terrain s'est porté sur le Vallon de Nant et plus précisément la plaine alluviale (*fig. 3.1*). Cette zone d'étude est

située à l'Ouest de la Suisse dans le canton de Vaud. Elle offre les caractéristiques permettant de mettre en exergue les transferts sédimentaires, une zone marquée actuellement par une augmentation du dépôt sédimentaire

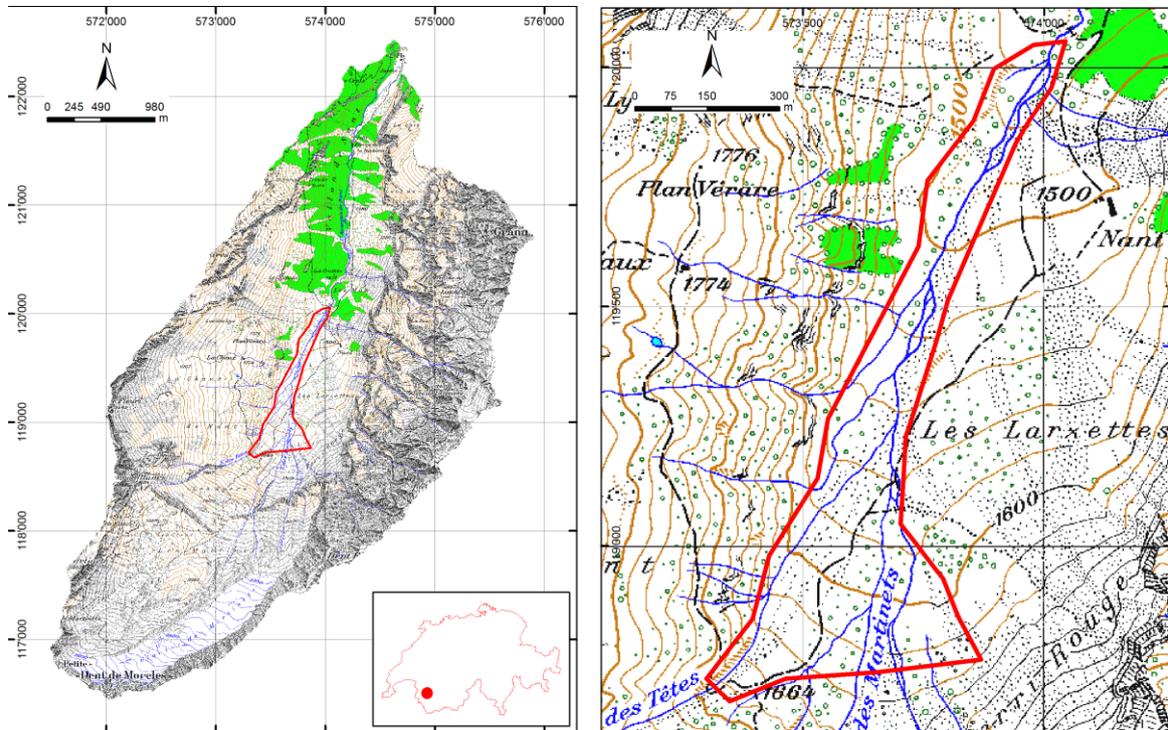


Figure 3.1 : Carte du terrain d'étude.

3.4 CADRE CLIMATIQUE

De manière générale le climat de la Suisse est influencé par la proximité de l'océan Atlantique. Il s'agit de masses d'air tempéré et humide. Les effets directs sont de tempérer les régions alpines et d'apporter des précipitations. Les Alpes font office de barrage par rapport aux courants d'ouest dominants et offrent un climat nettement plus rigoureux au nord qu'au sud du pays.

Notre région d'étude n'est pas affectée par le foehn qui est une particularité des vallées alpines du nord. La raison pour laquelle le Vallon de Nant n'est pas touché, c'est la présence de la vallée du Rhône l'entourant sur un quart environ du périmètre allant du sud à l'ouest du Vallon de Nant.

3.4.1 LES PRÉCIPITATIONS

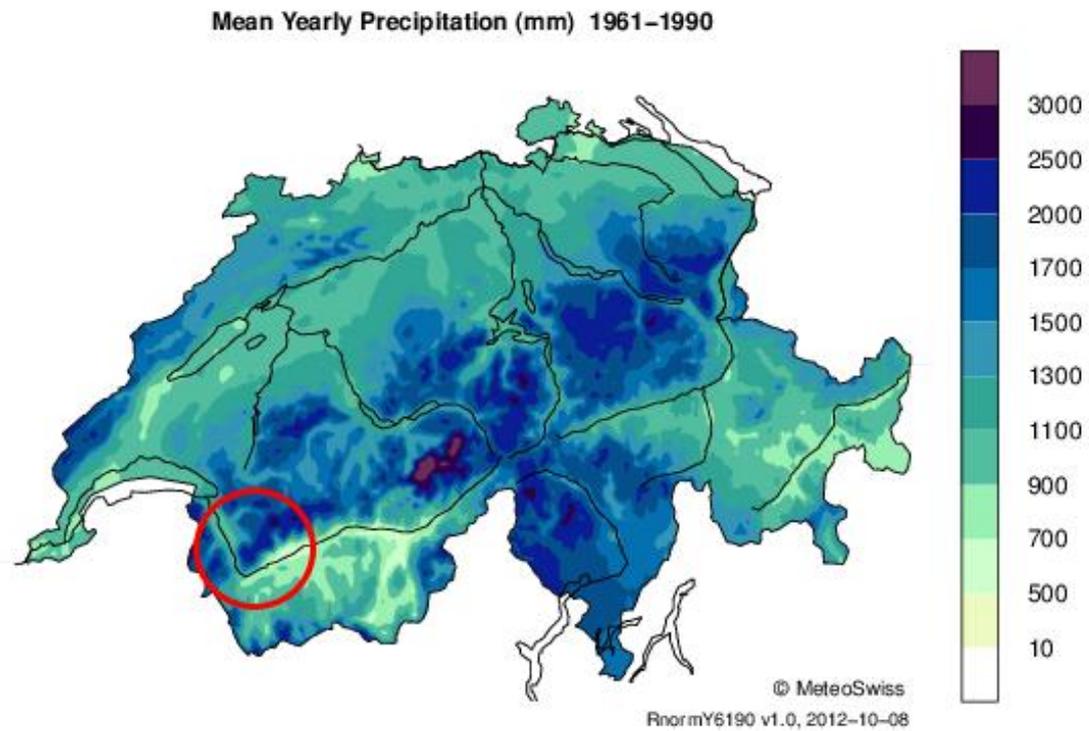


Figure 3.2 : Les précipitations moyennes annuelles (mm) pour la période 1961 – 1990 (Météosuisse, 2012).

Comme nous l'écrivions, les Alpes font office de barrière. En effet, les masses d'air provenant de l'ouest fortement chargées sont advectées par les Alpes et fournissent les régions de montagne en précipitations (*fig. 3.2*). Le climat des régions internes aux Alpes (la vallée du Rhône) est relativement sec par rapport au massif alpin lui-même. Cette observation provient de la présence de deux massifs, au nord : les Alpes calcaires ou bernoises et un au sud : les Alpes péniennes ou valaisannes.

Localisé dans le versant nord des Alpes et influencé par la présence de la chaîne des Muerans, le vallon reçoit beaucoup de précipitations (1800mm/année) à Pont de Nant (Dutoit, 1983).

De manière générale, l'hiver est marqué par des précipitations sous forme de neige pour les régions situées au-dessus 1'500 m environ (Météosuisse, 2012). L'accumulation de neige durant la période hivernale permet d'enregistrer souvent la présence d'une couche de neige persistante, qui constitue une source pour les glaciers et le stock hivernal.

La région se situe au carrefour des Préalpes vaudoises et des Alpes Bernoises. Ce qui offre un climat froid et humide. En effet, la région est humide (*fig. 3.3*). Ce climat est tout aussi valable pour la saison hivernale qu'estivale (*fig. 3.3*). En résumé, cette région connaît une période annuelle pluviale homogène. En hiver, le vallon reçoit d'importantes chutes de neige qui persistent tout au long de la saison et ceci spécialement au fond du vallon à l'ombre des parois abruptes du Grand Muveran (Vittoz et Gmür, 2009).

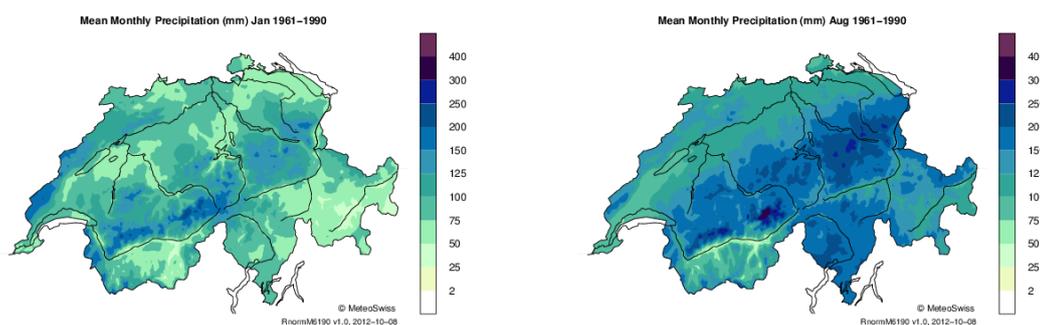


Figure 3.3 : Les précipitations estivales (à droite) et hivernales (à gauche)(Météosuisse, 2012).

À titre de comparaison, la station de Gryon située à une vingtaine de kilomètres au nord de la région d'étude a enregistré une valeur moyenne de 1367 mm pour la norme standard de 1961 – 1990 (Météosuisse, 2012).

3.4.2 LES TEMPÉRATURES

Les températures sont dépendantes de l'altitude. Les valeurs moyennes pour une région se situant à une altitude de 1500 m sont d'environ -5°C et 11°C pour le mois de janvier et juillet selon Météosuisse (*fig. 3.4*). Le Vallon de Nant présente des températures annuelles allant de 6°C à Pont de Nant situé à 1000m a -2°C pour les sommets les plus hauts. Cependant, Dutoit (1983) relève une température estivale moyenne entre 1 et 2°C et minimale entre 3 et 4°C, valeur inférieure à celle de la station de Leysin se situant à la même altitude. L'effet d'un courant froid nocturne provenant du glacier des Martinets et l'effet de cuvette en seraient la cause (Vittoz et Gmür, 2009).

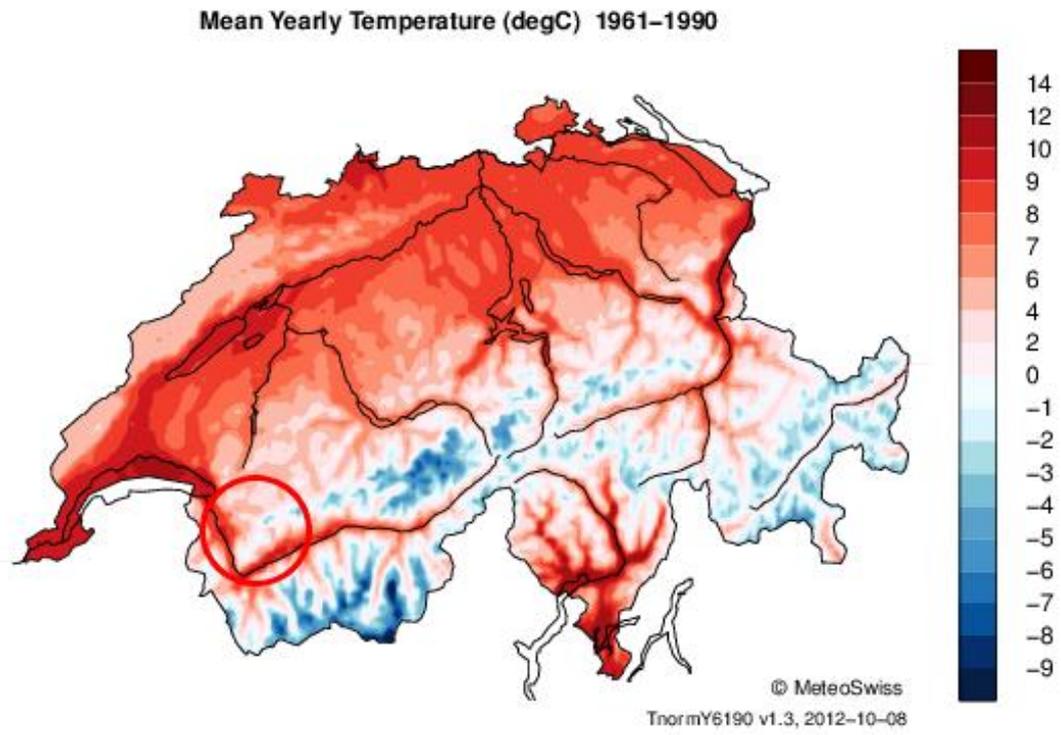


Figure 3.4 : Les températures moyennes annuelles (°C) pour la période 1961 – 1990 (Météosuisse, 2012).

Les périodes hivernales sont marquées par des températures froides à l'image des températures des régions de hautes montagnes (fig. 3.5). Il en va de même pour les périodes estivales (fig. 3.5). Malgré le fait que la région d'étude est un vallon, les températures ne présentent pas les caractéristiques des vallées alpines. Car, d'une part, les caractéristiques géométriques prévalent sur les conditions alpines et d'autre part, la verticalité des parois influence le rayonnement solaire et affecte les températures du vallon.

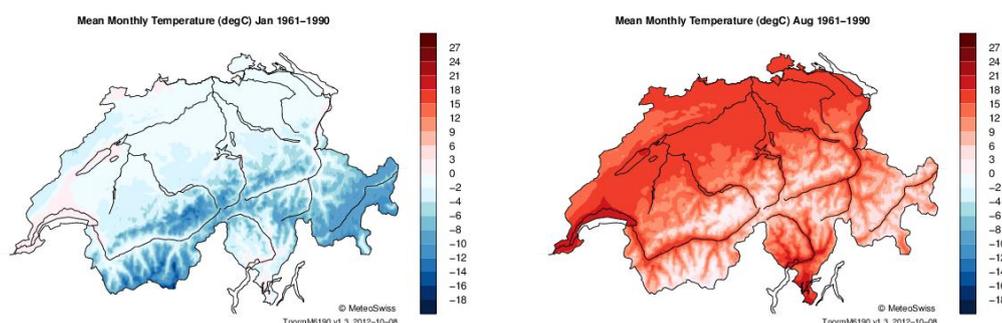


Figure 3.5 : Les températures estivales (à droite) et hivernale (à gauche)(MétéoSuisse, 2012).

En final, le climat de cette région présente toutes les caractéristiques d'une région alpine : la situation géographique, les basses températures et d'importantes précipitations et ceci aussi bien en hiver qu'en été. À travers cette zone d'étude, nous pouvons mettre en évidence la question de recherche, à savoir : - *est-ce possible d'identifier des changements systématiques de la réponse de la rivière aux changements climatiques ?* – et ainsi développer les différentes hypothèses qui s'y rattachent.

3.5 CADRE HYDROLOGIQUE

Le bassin versant du Vallon de Nant se situe au Nord-Ouest de la partie suisse de la chaîne alpine et marque la limite Sud-Est du Canton de Vaud. Ce bassin versant fait partie du bassin de l'Avançon, lui-même inclus dans le bassin versant du Rhône. Le vallon a une orientation Nord-Est – Sud-Ouest. Il se trouve au Nord Nord-Est du coude de Martigny. Il présente toutes les caractéristiques d'un bassin

versant alpin. En effet, le vallon se situe entre 1191m au-dessus de la mer, à l'exutoire du bassin portant le toponyme de *L'Arbalesse*, et le *Grand Muveran* à 3051m au-dessus de la mer pour une superficie de 13,12km². Sa situation géographique renforce considérablement ses caractéristiques alpines. Ce vallon présente un différentiel de 1860m entre l'exutoire et le point culminant. Il est donc fortement encaissé. La plaine alluviale, qui est la zone d'étude proprement dite, se trouve à Nant à 1500m au-dessus de la mer, au Sud-Ouest de *L'Arbalesse*.

La préservation naturelle et l'intégrité actuelle du vallon sont liées à la décision de 1970 classant le vallon en réserve naturelle (Dutoit, 1983). Effectivement, cette décision restreint considérablement l'empreinte humaine.

Le bassin versant se caractérise dans sa géométrie par une forme allongée diminuant la pointe des crues (fig. 3.6).

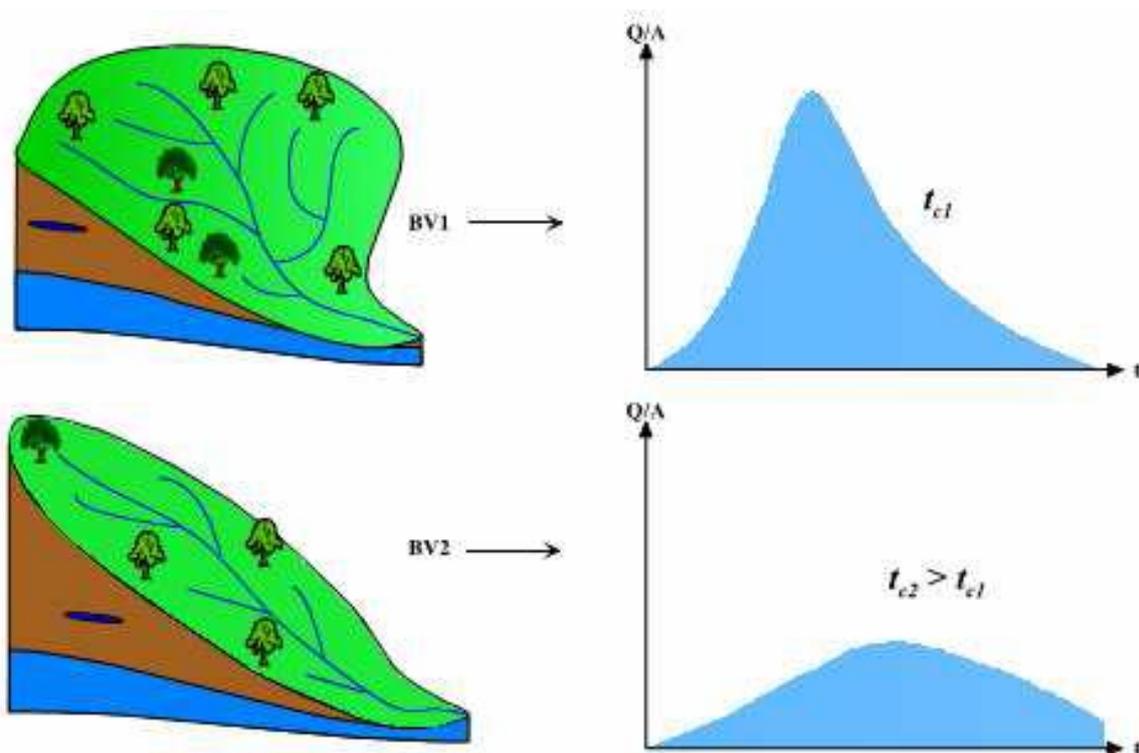


Figure 3.6 : Caractéristiques géométriques d'un bassin versant avec histogramme de la crue correspondant (Musy et Higy, 1996)

La forme d'un bassin versant est calculée à l'aide de la formule suivante :

$$K_G = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad [3.1]$$

Avec :

P le périmètre (16km)

A l'aire (13.12km²)

Le calcul de l'indice de compacité de Gravelius [3.1] compris entre 1 et 2 pour une forme plutôt ronde et plutôt allongé réciproquement.

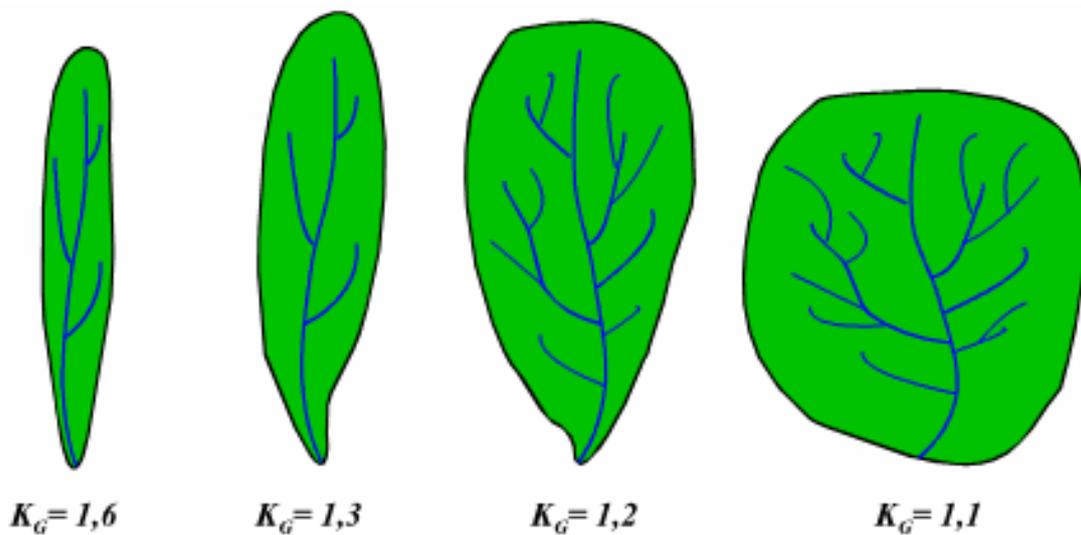


Figure 3.7 : Schématisation de l'indice de compacité de Gravelius (Musy et Higy, 1996)

Le vallon a un indice K_G de 1.2 ce qui le caractérise comme une forme ovale, car proche de 1 (fig. 3.7).

Sur la description du cadre géographique et climatique, nous pouvons classer ce bassin versant selon Weingartner et Aschwanden (1994). L'altitude moyenne du bassin est située entre 1550m et 1900m. La surface glaciaire représente 5% de la surface du bassin versant, ce qui permet de classer

le Vallon de Nant de type nivo-glaciaire (fig. 3.8). C'est-à-dire que le Vallon de Nant a une réponse hydrologique dominée par la fonte de la neige entre mai et juin et la fonte de la glace et les éléments convectifs entre juillet et septembre. Oui, nous observons une variabilité inter annuelle cependant, mais l'observation pertinente pour le Vallon de Nant réside dans la couche neigeuse qui influence la réponse hydrologique.

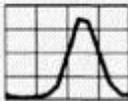
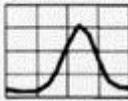
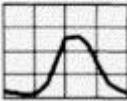
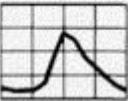
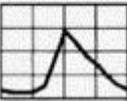
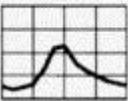
Type de régime	a-glaciaire	b-glaciaire	a-glacio-nival	b-glacio-nival	nivo-glaciaire	nival
Diagramme						
Rang	Jt-A-Jn-S	Jt-A-Jn-S	Jt-Jn-A-Mai	Jn-Jt-A-Mai	Jn-Jt-Mai-A	Jn-Mai-Jt-A
CV (Jn)	21	21	16	17	16	20
CV (Jt)	11	13	14	21	19	24
Disposition spatiale	ma > 2400 S ≥ 36	ma > 2100 22 ≤ S < 36	ma > 2000 12 ≤ S < 22	1900 < m < 2300 6 ≤ S < 12	1550 < ma ≤ 1900 3 ≤ S < 12	1550 < ma ≤ 1900 0 < S < 3
Bassin représentatif (surface)	Kander, Gasterntal (40,7 km ²)	Simme, Oberried (35,7 km ²)	Hinterrhein, Hinterrhein (53,7 km ²)	Dischmabach, Davos (43,3 km ²)	Albula, Tiefencastel (346 km ²)	Allenbach, Adelboden (28,8 km ²)

Figure 3.8 : Les différents types de régime selon l'histogramme de crue (Weingartner et Aschwanden, 1994).

3.6 CHANGEMENTS CLIMATIQUES DE LA SUISSE DEPUIS LE PETIT-ÂGE GLACIAIRE

A l'avenir, le climat du Vallon de Nant continuera de changer à l'image de celui des Alpes. L'ampleur des changements dépendra essentiellement de l'évolution des gaz à effet de serre (GES). Leur taux d'augmentation influencera proportionnellement les changements environnementaux. Il faut s'attendre à des baisses de précipitation estivale et une augmentation des températures pour l'ensemble des régions de suisse pour la deuxième moitié du XXI^{ème} siècle. Il faudra aussi s'attendre à une élévation de la limite des chutes de neige.

L'Arc Alpin, comme le reste de la Suisse, est affecté par les changements climatiques mondiaux. Le réchauffement progressif de la température, se remarque suite à l'analyse des données suisses (*fig. 3.9*). Nous observons un ralentissement de la croissance des températures durant les années 1790 – 1890. Puis la période 1890 – 1990 connaît une forte augmentation soutenue par un renforcement du réchauffement dès la moitié du XX^{ème} siècle. Cette dernière période est marquée d'une part par une augmentation des épisodes de fortes précipitations et de forte intensité : deux pics de chaleur hivernale sont effectivement identifiés pour l'ensemble de l'Arc Alpin suisse, en 1947 et 2003 ; d'autre part, ladite période est marquée par augmentation de 1,1°C pour une période de 100ans.

L'augmentation des températures n'est pas sans conséquence. Elle a des influences sur les précipitations et spécialement sur la limite altitudinale de la limite de la phase de l'eau. En effet, avec une hausse des températures de 1,1°C, la limite pluie/neige moyenne s'est élevée de 150m pour la période 1870 – 1990. La couverture neigeuse a diminué et le stockage hivernal est affaibli. Ce qui correspond à une fonte de neige de quelque 22km³ (Zappa et al. 2012). De ce point de vue, la couverture neigeuse porte atteinte à l'hydrologie de la Suisse, ce qui signifie que les conditions hydrologiques dépendent du réchauffement climatique.

Les glaciers tendent à réduire considérablement leur stockage. Dans ce cas de figure, les précipitations tombées sous forme liquide et l'absence de stockage hivernal, due à la hausse des températures influencent le régime du bassin versant. Cela signifie que le rythme des étiages est perturbé. Ainsi, nous observons un décalage des périodes de fontes avancées dans la saison (Aschwanden et Weingartner, 1985 ; 1992). Nous observons aussi une augmentation significative des précipitations depuis la fin du Petit-Âge glaciaire, mais spécialement dès les années 1970.

La couverture neigeuse diminue considérablement depuis le Petit-Âge glaciaire et elle subit une dégradation de l'épaisseur de la couche neige qui n'est pas renouvelée chaque année. Cela signifie que la période de fonte va être plus précoce (Zappa et al. 2012).

L'augmentation des précipitations liquides par rapport aux précipitations solides, entraîne une réponse hydrologique instantanée spécialement en hiver.

L'ensemble des ressources d'eau douce n'évolue pas à long terme à l'exception des glaciers qui diminuent considérablement. Les changements hydrologiques croissent proportionnellement avec la superficie glaciaire du bassin versant.

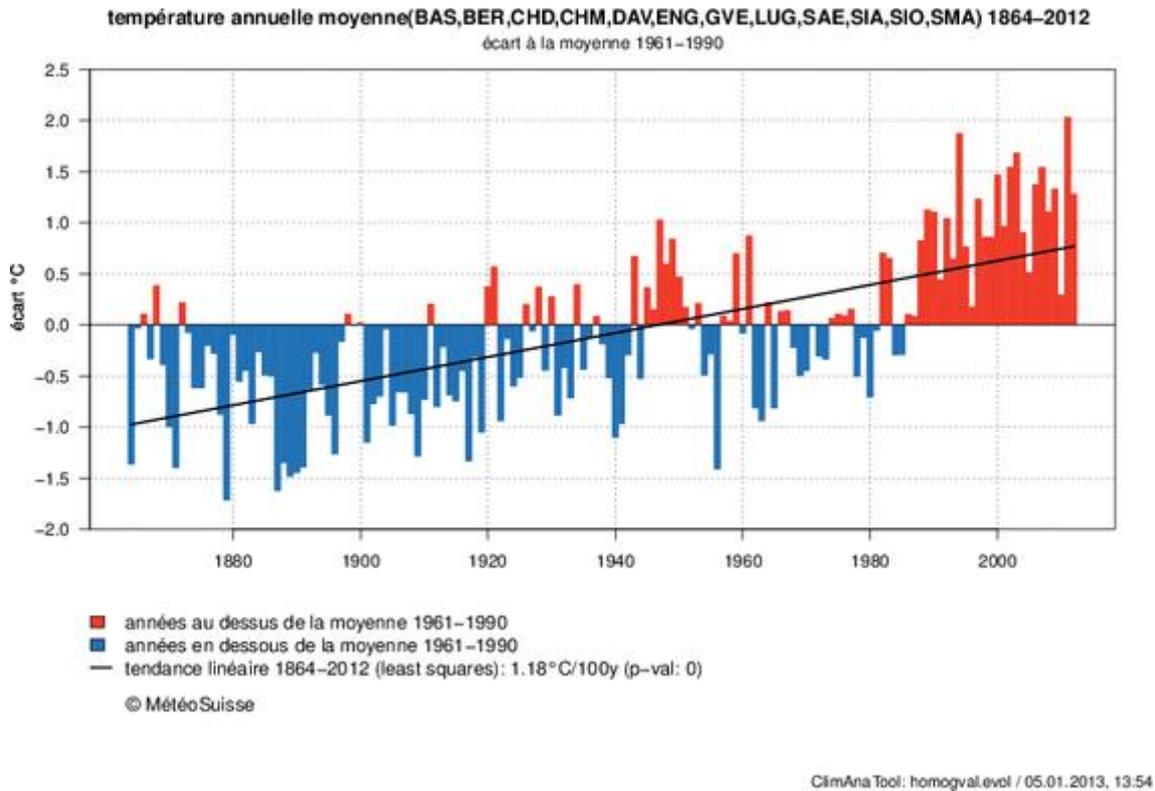


Figure 3.9 : Les températures moyennes annuelles pour la période 1880 – 2010 (MétéoSuisse, 2012).

3.7 CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

Le bassin versant du vallon de Nant (*fig. 3.10*) appartient au flanc inverse de la nappe calcaire de Morcles, (Badoux, 1971) où nous trouvons principalement des calcaires du Malm (Jurassique supérieur) au Tertiaire, d'origine sédimentaire. Les nappes présentent des couches plus jeunes au fond et plus âgées en haut. Cependant, quelques couches (*fig. 3.11*) font exception : certains calcaires siliceux de l'Hauterivien affleurent à l'amont de l'alpage de Nant, quelques couches appartenant au Crétacé et les couches les plus jeunes de l'Éocène (Badoux, 1979, 1991 ; Dutoit, 1983). Les massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont Blanc la délimitent (*fig. 3.12*). Nous supposons que la racine du bassin Nord-Helvétique se situe dans la partie externe du massif du Mont Blanc. Par subduction et collision des Alpes, ce bassin a été charrié vers le Nord-Ouest. Cette nappe a partiellement recouvert le massif des Aiguilles-Rouges.

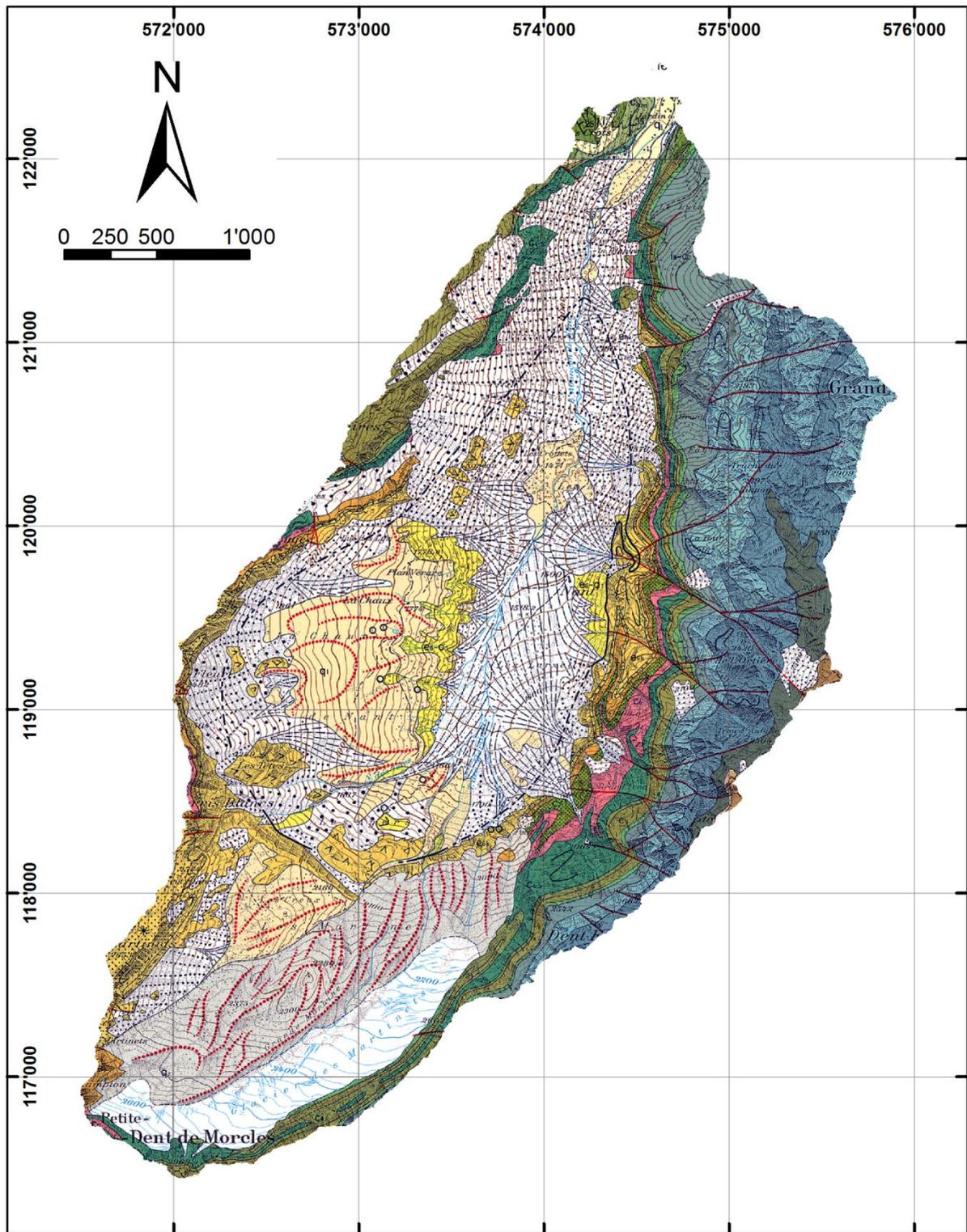


Figure 3.10 : Carte géologique du bassin versant du Vallon de Nant au 25 :000 (Swisstopo, 2012).

Le centre du Vallon est composé principalement de dépôts quaternaires qui rendent l'identification des roches difficile. Toutefois, la carte géologique (fig. 3.8) mentionne l'affleurement de flysch

parautochtone du Tertiaire au nord du bassin versant. Cependant, cette analyse trouve sa limite dans le démantèlement des unités géologiques du bassin versant Est en écailles par la déformation de la nappe de Morcles.

Cette grande diversité géologique du Vallon de Nant influence la morphologie. En effet, la composition lithologique joue un rôle crucial dans le comportement érosif des matériaux. Nous avons des sommets calcaires à l'Est (Dent de Morcles et Grand Muveran par ex.) qui ont une pétrographie massive plus résistante à l'érosion. En face, nous sommes en présence des flyschs morcelés sujets à l'érosion. En résulte est la présence de sommets plus imposants et démantelés à l'Est ainsi que moins haut à l'ouest du bassin versant.

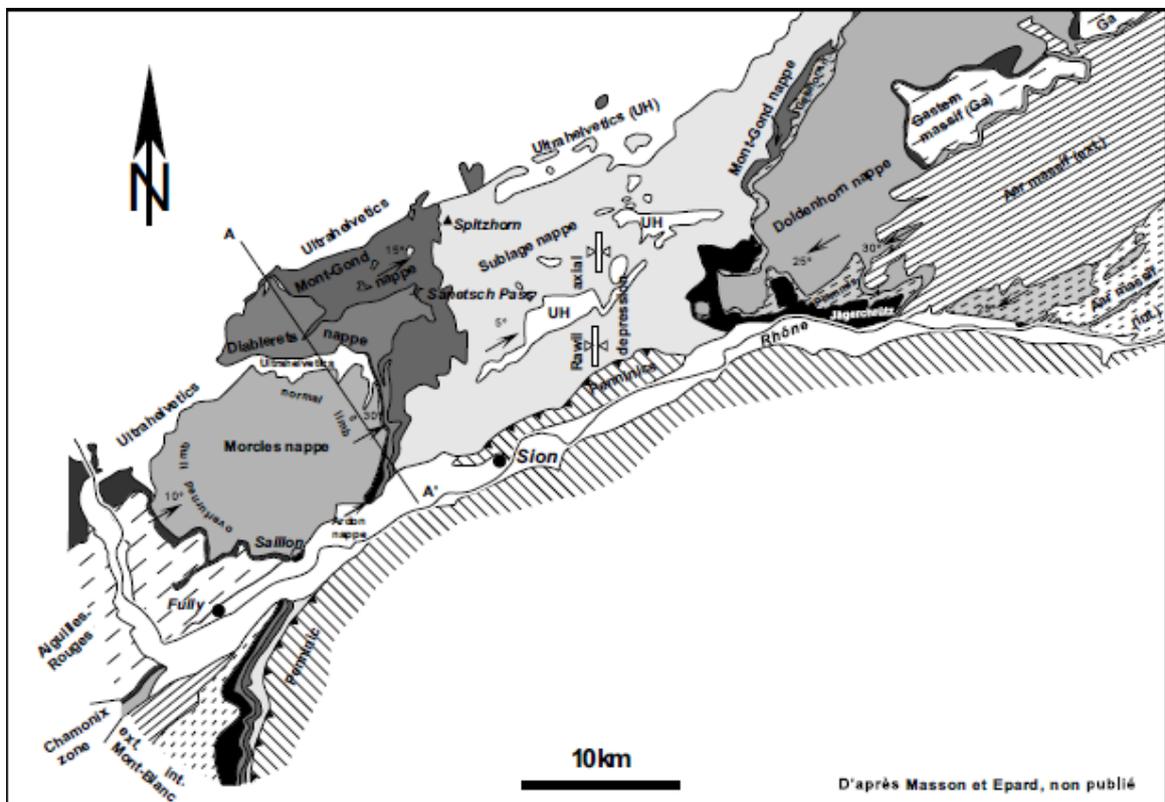


Figure 3.11 : Carte tectonique de la rive droite du Rhône (Cours de Géologie régionale, JL Epard)

Nous relevons la présence de glissements de terrain et de tassements sur la rive gauche du Nant. Ces processus sont étroitement liés à la présence d'une importante couverture quaternaire. Deux secteurs sont principalement touchés par les dépôts quaternaires : le bastion morainique situé dans la

zone du glacier des Martinets et la plaine alluviale qui agit comme réceptacle des apports en sédiments liés aux processus glaciaires.

Ainsi, ces dépôts quaternaires contribuent au recouvrement de la majeure partie du vallon de Nant sous diverses formes (Dutoit, 1983 et Phillips, 1993) : l'amont du bassin versant est caractérisé par un milieu glaciaire – glaciers rocheux (entre le Roc Champion et les Creux – un bastion morainique (les Martinets, les Creux, La Chaux-de-Nant et Pont de Nant) – délimité à l'aval par un seuil – et une brusque rupture de pente marquée par des roches calcaires massives de la nappe de Morcles.

La partie inférieure est marquée par une pente de déclivité relativement faible, ce qui rend favorable les dépôts sédimentaires, dont de nombreux cônes d'éboulis et d'alluvions.

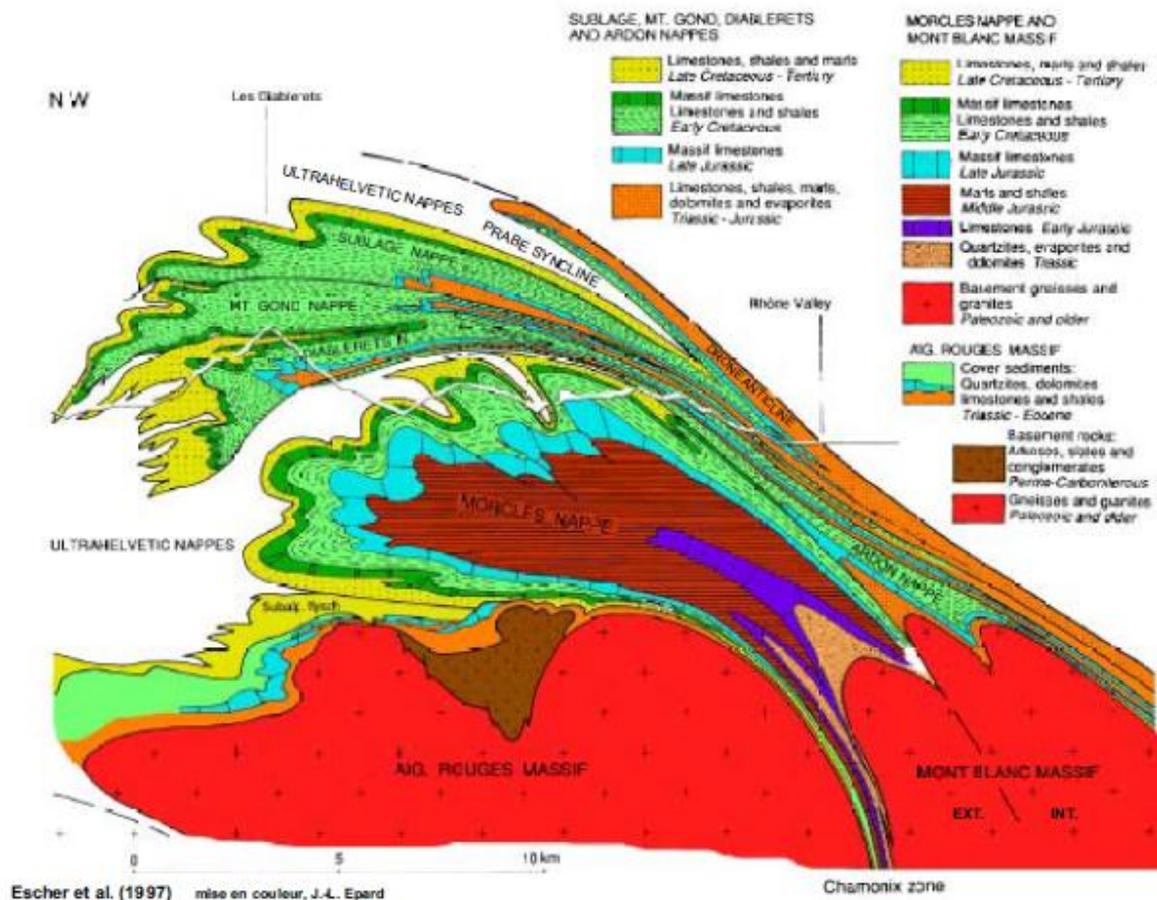


Figure 3.12 : Coupe de l'Helvétique (Cours de Géologie structurale, JL Epard)

La géomorphologie du Vallon de Nant est très diversifiée. Nous pouvons l'expliquer par la multitude de formations présentées ci-dessus soumises aux processus érosifs. Sur le plan des transferts

sédimentaires, nous notons tout d'abord l'influence du glacier des Martinets et des torrents sous-jacents. En outre, des processus gravitaires et périglaciaires se révèlent importants du fait de la topographie et du climat du Vallon de Nant. Le bassin versant présente un important espace de transferts sédimentaires entre la zone de production (bastion morainique) et la zone de dépôt (plaine alluviale). Cette plaine alluviale est influencée par un régime de lave torrentielle.

Effectivement, la livraison des sédiments entre les zones préférentielles de production (glacier des Martinets) et de dépôts (la plaine alluviale) est possible grâce à la présence d'un système hydrique à dynamique torrentielle. Le Nant, résultant de la confluence entre le torrent du Martinets, le Nant des Têtes, les Nants de la Tsabou et de la Tour, permet le transport de matériels sédimentaires.

3.8 DONNÉES HISTORIQUES

Le Vallon de Nant fait partie d'un réseau de bassins versants instrumentés suisses. Ceci nous offre une gamme très intéressante de prestations sur le plan des données historiques pour la recherche scientifique menée par des projets de l'Université de Lausanne.

Les données d'imagerie suisse couvrent le vallon de manière régulière des années 1950 à nos jours. L'intensité de récurrence est croissante. La base de données LUBIS offre une vue d'ensemble des images disponibles.

Les données climatiques sont disponibles pour la majorité des régions de la Suisse grâce à l'excellent réseau de stations météorologiques datant pour les plus anciennes de 1864. Notre cas d'étude est bien entouré de stations climatiques, telles que Château d'Œx (1979), Bex (1864), Gryon (1902) pour les précipitations et Aigle (1981) pour les tous les autres paramètres. Les données de débits sont mesurées à Bex par la station pluviométrique et limnométrique de la Scierie depuis 2002.

Les données de débit pour le bassin versant de l'Avançon sont issues du programme expérimental du Vallon de Nant résultant d'une collaboration entre la faculté des Géosciences de l'université de Lausanne et du canton de Vaud. Ceci permet la gestion d'un patrimoine de données hydrologiques précieux.

La qualité des résultats de simulation dépend étroitement de la résolution du MNT (modèle numérique de terrain), de l'utilisation des terres et des propriétés du sol.

3.9 EVALUATION DU BASSIN VERSANT

L'évaluation du bassin versant du Vallon de Nant effectuée sur la base de la description réalisée dans les parties 3.2 à 3.7, nous permet de valider le choix de ce cas d'étude.

Le bassin versant du Vallon de Nant est (1) un bassin Alpin. Sur le plan altitudinal, il entre parfaitement dans la case des bassins versants, qui sont (2) sensibles aux effets de la température sur la fonte de la neige. (3) De plus l'accréditation du Vallon de Nant au rang de zone protégée permet de préserver toutes interventions paysagères et de gestion hydrologique quasi nulle. (4) Aussi l'instrumentalisation du Vallon de Nant offre de bonnes données historiques.

Nous concluons, sur la base de cette argumentation, que le cas du Vallon de Nant répond de façon satisfaisante aux attentes.

3.10 SYNTHÈSE DES MÉTHODES

La méthodologie nous permet d'établir un lien entre la question de recherche et les résultats. Nous utilisons plusieurs méthodes et outils pour quantifier un système sédimentaire : l'application de modèles hydrologiques, la télédétection et la classification.

L'analyse géomorphologique de la configuration actuelle du bassin versant permet de dire que l'origine est glaciaire. La présence de sédiments potentiellement déplaçable influence la géomorphologie de ce cas d'étude.

La première méthode utilisée – la télédétection – permettra de répondre à la question suivante : *est-ce qu'il y a des changements dans la rivière ?* Afin d'identifier les processus responsables dans l'hydrologie et les transferts sédimentaires, nous serons amenés à répondre à une deuxième question : *pouvons-nous refuser l'hypothèse liée aux changements dans la capacité de transport ?* Ceci ouvre le chapitre de la modélisation.

3.10.1 APPLICATION DE LA TÉLÉDÉTECTION

Étant donné l'absence de données historiques, nous utilisons la télédétection pour dresser une évaluation de l'évolution des changements hydrogéomorphologiques. À l'aide de la classification des images aériennes, nous pouvons extraire une information pertinente sur les processus dynamiques. Ceci permettra de dresser un « portrait » de l'évolution historique à travers des images classifiées

La disponibilité sporadique des images nous fournit une tendance des changements sédimentaires présents dans cette rivière. Cette tendance que nous cherchons est secondée par l'utilisation du modèle de transport utilisé avec les données de débits simulés.

3.10.2 APPLICATION DE LA MODÉLISATION

Nous sommes conscients des changements climatiques qui influencent les changements sédimentaires à travers les images que nous avons analysées. À première vue, il y a un changement réel lors de ces dernières décennies. Cependant, nous ne connaissons pas les implications de l'hydrologie, ni du transport des sédiments.

Notre objectif est de quantifier les changements dans la capacité de transport à l'échelle de plusieurs décennies. Il s'avère que nous rencontrons un problème sur la disponibilité des données de transport. Cette problématique nous incite à ouvrir un premier volet de la modélisation : la modélisation hydrologique. Le deuxième volet pour répondre à notre objectif porte sur la modélisation hydrogéomorphologique avec le modèle de transport.

En finalité, deux étapes sont effectuées à l'aide de deux modèles différents. La première étape est réalisée avec le modèle hydrologique WaSiM – ETH permettant de transformer des données climatiques en données hydrologiques, débits. La seconde étape est faite avec un modèle hydrogéomorphologique, permettant de transformer les précédentes données en données de capacité de transport. Deux transformations sont nécessaires sur la base des données disponibles pour estimer la capacité de transport d'une rivière.

4 CHANGEMENTS SÉDIMENTAIRES : TÉLÉDÉTECTION

4.1 INTRODUCTION ET OBJECTIF

L'objectif de ce chapitre est de mettre en exergue les changements dynamiques et systématiques des sédiments liés aux processus fluviaux d'une rivière alpine en réalisant une carte évolutive indiquant les différents stades, selon les photos disponibles.

Une rivière transporte, dépose et érode une plaine alluviale, et d'autant plus une rivière alpine avec une activité glaciaire en amont (Reynard et al., 2010). L'intérêt de ce chapitre est de montrer ces trois phases – le transport, les dépôts et l'érosion – par l'intermédiaire de nos yeux à travers des images aériennes sporadiquement échelonnées tout au long du siècle dernier. La raison du choix du siècle dernier vient de la lacune hydrogéomorphologique des changements à moyen terme liés aux bassins versants alpins (Lane, 2011). Avec les outils d'analyse tels que : ERDAS – pour la classification – et ArcGis – pour les statistiques – nous illustrons et quantifions les changements dynamiques et éventuellement systématiques – question de recherche – pour la zone d'étude.

Vue du ciel, l'information territoriale est précieuse à tous les niveaux : économiques, stratégiques et humains. L'information géographique est récompensée depuis plus d'un siècle en prenant de la hauteur pour observer la planète bleue à bord de ballons, de fusées, d'hélicoptères, de drones, de satellites, de navettes spatiales. La télédétection se résume en deux arts selon Polidori (2008) :

- l'art d'acquérir à distance des informations, en général des images.
- l'art de traiter ces informations pour répondre à des problèmes.

Cependant, la télédétection n'est pas suffisante, car elle fournit uniquement des données exploitables. C'est pourquoi, elle doit être couplée à un SIG (système d'information géographique) qui permet la gestion des données. Malgré les techniques d'aujourd'hui très poussées, l'accès à ces données est toujours insuffisant et limité à cause des contraintes économiques et politiques (Polidori, 2008). La télédétection reste un outil d'information ou « *une pièce à conviction* » (Polidori, 2008) et non une aide à la décision.

Une photographie aérienne est riche en information, ainsi nous utilisons la méthodologie de la classification permettant de réduire l'information disponible en information pertinente (Cocquerez et Phillip, 1995), liée à l'objectif du travail.

Nous développerons notre chapitre autour de l'objectif exposé (4.1), ainsi nous aborderons dans un premier temps les applications de la télédétection à la géomorphologie pour le cas du Vallon de Nant (4.2). Nous axerons notre recherche principalement autour des méthodes de classification qui permettent de répondre à notre objectif (4.3). Ceci nous mènera à développer ensuite les résultats obtenus (4.4). Finalement nous conclurons le chapitre sur la question des changements dynamiques quantifiable par la télédétection (4.5).

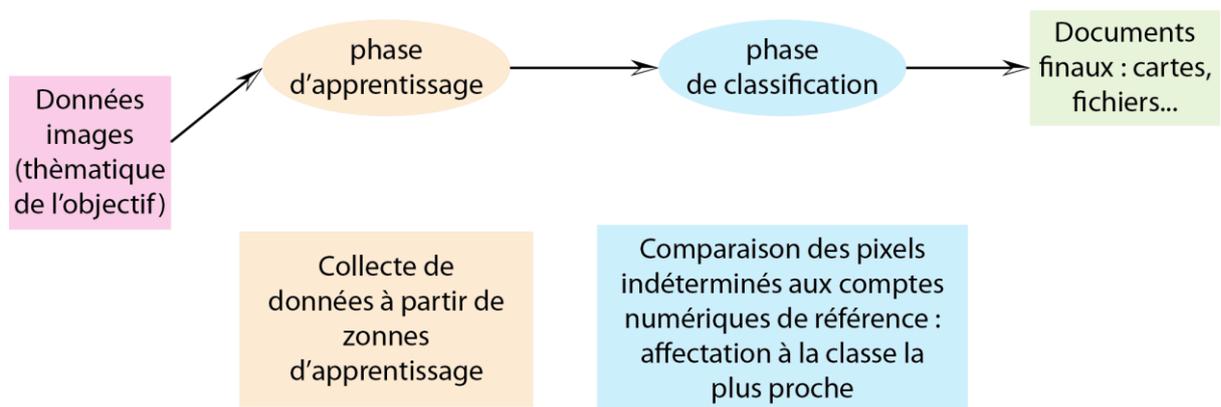


Figure 4.1 : Résumé du chapitre avec les quatre phases principales.

4.2 APPLICATIONS DE LA TÉLÉDÉTECTION À LA GÉOMORPHOLOGIE

4.2.1 APPLICATION GÉNÉRALE

La télédétection s'applique dans de larges domaines dans le but de mieux comprendre certains phénomènes qui nécessitent une meilleure perception, comme les glissements de terrain (Reis, 2008; Rosin et Hervas, 2005), l'aménagement du territoire (Reis, 2008; Efe et al., 2012), les changements dans le couvert végétal (Latifovic et al., 2010), les types de forêt (Latifovic et al., 2010), les changements globaux de l'utilisation du sol (Goldewijk, 2001; Callghan et al., 2003, Rees, 2007). Plus spécifiquement, cette méthode est utilisée pour des études régionales ou sur un territoire restreint comme dans le cadre de la répartition géographique des forêts (Baker et al., 1995; Allen et Walsh, 1996; Heiskanen et al., 2008) et, au sens plus large, dans le cadre de la répartition géographique de la

végétation. Malgré ce nombre important d'applications, peu d'études s'appliquent à l'échelle régionale. Ceci accentue la méconnaissance des changements de faible amplitude ou touchant une faible superficie qui impacte l'échelle locale voir régionale (Lane, 2000 ; Lane et al., 2003 ; Hughes et al., 2006 ; UVED, 2006 et Heritage et al., 2009). La méconnaissance de l'échelle locale liée à la lacune existante entre les changements environnementaux au sens large et l'application de la télédétection corrobore avec les arguments des études menées par Lane (Lane, 2011).

Les prévisions et les atténuations des activités morphologiques liées au terrain dans les zones de montagne sont détectables dans l'analyse des photographies aériennes (Allan James et al., 2010). Grâce à la comparaison de ces dernières et l'utilisation des statistiques, nous pouvons évaluer l'évolution des activités morphologiques (Rosin et Hervas, 2005).

Les études utilisant la télédétection pour repérer et évaluer les changements intervenants dans le paysage sont nombreuses (Coppin et Bauer 1996; Goldewijk, 2001; Reis, 2008; Callaghan et al., 2003; Rees, 2007; Naesset et Nelson, 2007) et notamment durant ces 20 dernières années (Singh, 1989). Cependant, peu d'études ont recours aux images aériennes issues de la télédétection comme support d'étude (Heiskanen et al., 2008). Bien que les photographies aériennes soient plus intéressantes pour des questions de meilleure résolution (Heiskanen et al., 2008).

Les méthodes liées à l'analyse des données issues de la télédétection sont pourtant nombreuses. Les résultats diffèrent selon l'application autant au niveau quantitatif (Macleod et Congalton, 1998) que qualitatif (Smith et al., 2003). La méthode est fortement corrélée à la zone d'étude (Coppin et al., 2002) et à la variation de l'acquisition (Heiskanen et al., 2008). Si bien qu'aucune méthode générique n'est actuellement disponible (Coppin et al., 2002).

L'interprétation visuelle de la photographie aérienne a une longue tradition dans la détection des changements dans la végétation et dans l'emprise qu'elle a sur les autres objets géomorphologiques (Heiskanen et al., 2008). L'interprétation visuelle est possible grâce à la longue série temporelle dans la disponibilité des photographies aériennes dont la Suisse dispose grâce à la base de données LUBIS.

La Suisse détient une riche collection d'images aériennes entre 1927 et 2003 ce qui représente un patrimoine culturel unique qui comprend plus de 600'000 photographies aériennes en noir et blanc et depuis 1998 en couleur. Les échelles varient, mais vont en général de 1:20'000 à 1:30'000. Les prises de vue sur l'ensemble de la Suisse sont effectuées selon une rotation régulière et permettent l'acquisition d'une grande quantité d'informations. Ce patrimoine est précieux pour le suivi de nombreux processus et notamment géomorphologiques.

La numérisation et le géorégérencement de l'ensemble des photographies aériennes – objectif de ces prochaines années –, par le biais de l'application Lubis, offriront un accès à ce trésor et à sa pérennisation contre le vieillissement intrinsèque des photographies.

4.2.2 APPLICATION AU VALLON DE NANT

Une application directe de la classification systématique des images est compliquée du fait que la plaine alluviale est présentée selon des images des caractéristiques différentes. Ainsi, pour appliquer la classification des images au Vallon de Nant, celles-ci sont traitées de manières disjointes.

Pour déterminer les changements sédimentaires de la largeur active du Nant, nous utilisons des images géoréférencées à 50cm qui couvrent sporadiquement la zone d'étude. La discontinuité des données nous permet d'avoir des aperçus échelonnés de manière disparate sur la moitié du siècle dernier.

L'application de la télédétection est possible pour la rivière Nant car elle présente des chenaux réactifs sur leur expansion latérale. Cette observation vient du fait que la rivière est multichenaues et que les sections n'ont pas une grande variabilité au sein de la section dans l'altitude. Le Nant ne présente pas de surcreusement des chenaux mais des épanchements des sédiments sur les berges. Ceci permet l'identification par télédétection et la quantification des changements par l'estimateur Kappa.

La *figure 4.2* illustre ce qu'offre en théorie l'application de cette méthode au Vallon de Nant à la révélation des changements sédimentaires. L'application de la classification des images au Vallon de Nant révélera les liens entre l'évolution temporelle et spatiale des dépôts sédimentaires. Nous pouvons ainsi identifier les changements systématiques de la réponse de la rivière au réchauffement climatique.

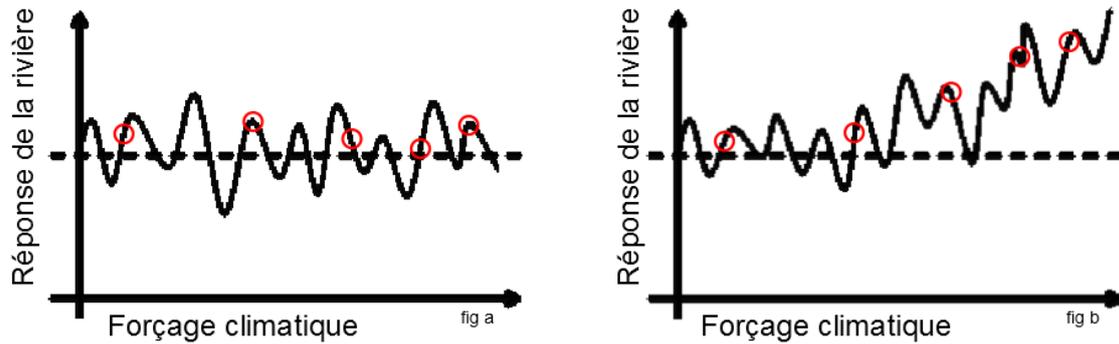


Figure 4.2 : Forçage climatique en fonction de la réponse de la rivière.

Selon la réactivité de la rivière aux changements climatiques, observable par classification des images et comparaison, nous pourrions déterminer si la rivière se situe dans le cas de *figure a* ou *b*. Dans le premier cas, elle n'a aucun lien avec le forçage climatique, c'est-à-dire que la rivière n'est pas sensible aux paramètres climatiques. Tandis que dans le second cas, la rivière interagit avec les facteurs climatiques, c'est-à-dire que le réchauffement climatique modifie la réponse de la rivière.

4.2.3 LES PRÉCISIONS DE LA TÉLÉDÉTECTION

Au début de ce chapitre sur la théorie liée à la télédétection, il est important de définir ce terme :

« La télédétection est l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par mesure effective à distance, sans contact matériel avec ceux-ci » (Journal officiel du 11 décembre 1980).

Cette définition met en exergue tous les éléments pertinents de la télédétection. En effet, sachant qu'il s'agit d'un moyen de déterminer un objet à distance, elle mentionne l'utilisation de **capteurs** et de **vecteurs**.

Effectuer un peu d'histoire de la télédétection est également utile. En effet, les premiers **capteurs** utilisés en télédétection sont les chambres photographiques. Elles sont constituées d'une plaque photosensible et d'une optique. Pourvues d'une grande précision, ces chambres métriques ont été destinées à la mesure de la morphologie du sol (photogrammétrie). Grâce à la base de la technique

acquise, l'évolution de la technologie a permis de moderniser le processus et d'arriver à la télédétection.

Le capteur est donc un élément important. Il lui faut un porteur ou un **vecteur**. En excluant les clichés pris à l'aide d'une perche, les premiers vecteurs ont été les ballons. Nadar, en 1855, fut le premier à prendre une photographie d'un ballon et il déposa un brevet décrivant la technique de levé de terrain à l'aide d'un système aérostatique (Polidori, 2008). Dès ce jour, la technologie n'a cessé de s'améliorer. Aujourd'hui l'utilisation de satellites artificiels permet de prendre la Terre sous tous ses angles.

En télédétection, le facteur temporel est également crucial. La qualité des clichés est dépendante de l'avancée de la technologie des capteurs et des vecteurs. De nombreux clichés ont été pris, dès Nadar, mais de manière sporadique. Il a fallu attendre la moitié du siècle dernier pour que la plus part des pays de la planète possèdent une bonne couverture aérienne mise à jour régulièrement (Polidori, 2008).

Cette régularité des prises de vues a permis de visualiser l'évolution de l'utilisation du sol, autant urbain que naturel. En ce qui concerne l'évolution, cette régularité engendre les paramètres « *d'avant* » et « *d'après* » un stade. Ce constat peut être évalué uniquement si un échantillonnage régulier est effectué pour la même zone. Si bien qu'une image vétuste peut révéler des informations pertinentes d'une évolution si les conditions de préservation sont garanties (Polidori, 2004).

4.2.3.1 LA PHYSIQUE ET LA TÉLÉDÉTECTION

Une image en télédétection n'est rien d'autre que le résultat de la mesure par un **capteur** d'un rayonnement émis ou réfléchi par un **objet** (dans notre cas, un paysage géomorphologique). En effet, pour comprendre une image en télédétection, la mise en perspective de la physique est essentielle. Les capteurs sont des radiomètres imageurs. C'est à ce stade que la physique intervient. Les radiomètres imageurs permettent la mesure des ondes émises par les objets se situant au sol. Ce rayonnement véhicule l'information entre le **capteur** et le **paysage**, si bien que l'imagerie terrestre dépend d'une bonne connaissance du rayonnement électromagnétique au sol et à travers l'atmosphère. Toutefois, même avec de bonnes connaissances de la physique, la télédétection s'appuie beaucoup sur l'expérience (Polidori, 2008).

La radiance d'un corps noir est donnée par la formule suivante qui se base sur la loi de Planck

$$M(\lambda) = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[\frac{C_2}{\exp \lambda T} - 1 \right]} \quad [\text{en } W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}] \quad [4.1]$$

Le graphique suivant la met également en exergue

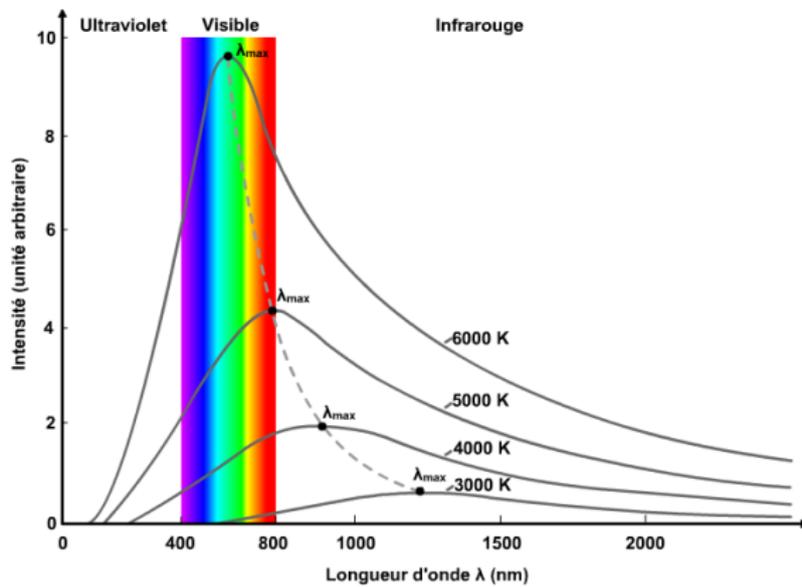


Figure 4.3 : Radiance spectrale d'un corps noir selon la longueur d'onde (Polidori, 2008).

La radiance spectrale maximale est définie par la loi de Wien dont la fonction est indiquée par la ligne pointillée passant par le sommet de chaque courbe et la formule [4.2] la définit :

$$\lambda_{max} = \frac{2898}{T} \quad [\mu m] \quad [4.2]$$

Cette relation [4.2] lie la température d'un objet d'une longueur d'onde donnée idéale à la température d'un corps noir. Le principe du corps noir, défini repris par Polidori (2008), est « *un radiateur parfait qui transforme une énergie thermique en une énergie rayonnante maximale* ». En télédétection, la radiance maximale de la terre se situe dans l'infrarouge thermique correspondant à une température d'environ 300°K d'un corps noir. À titre de comparaison, le Soleil émet une température de 6000°K.

Les ondes par le Soleil et par la Terre se coupent à environ 3 microns. Ainsi, les ondes plus courtes appartenant au domaine optique sont principalement émises par le Soleil et réfléchies par la Terre. Par analogie, les ondes plus longues appartenant au domaine thermique sont principalement émises par la surface de la Terre.

Au vue de cette interaction entre le Soleil et la Terre sur le plan des ondes électromagnétiques, la télédétection est confrontée à deux difficultés liées à **l'objet observé** et à **l'heure d'observation**. En effet, un objet émettant des ondes courtes sera pollué par la réflexion du soleil. Dans ce cas, il est préférable d'observer ces objets la nuit. Par contre, les objets émettant une radiance proche du maximum d'émission nécessitent un refroidissement du plan focal du capteur. Ce procédé a pour effet la diminution de la puissance de l'émission de l'objet (Polidori, 2008).

Comme nous l'avons vu précédemment, les ondes électromagnétiques relient l'objet et le capteur à travers l'atmosphère. L'atmosphère interagit donc avec les ondes dans le proche infrarouge thermique et s'additionne à celui de la Terre. Au contraire, les micro-ondes, c'est-à-dire les ondes centimétriques et millimétriques, sont insensibles à l'atmosphère. Cette affirmation est d'autant plus pertinente pour l'utilisation du radar dans la cartographie des pays tropicaux qui connaissent une importante couverture nuageuse (Polidori, 2008).

4.2.3.2 LA NOTION DE SIGNATURE

Une signature thermique est l'expression thermique d'un objet observé (Polidori, 2008). L'obtention d'une signature peut varier selon deux procédures :

- sur la base de modèle théorique (laboratoire)
- sur la base de mesures réelles (terrain).

La signature d'une structure du paysage est définie par les caractéristiques de l'onde incidente et par les caractéristiques de la structure du paysage observé. En effet, la réflectance combine la nature du matériau et la longueur d'onde (Polidori, 2008).

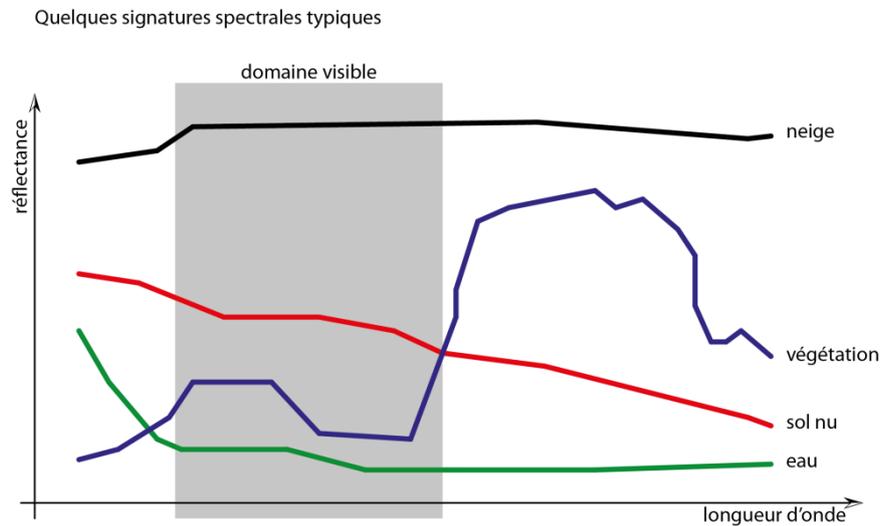


Figure 4.4 : Signatures spectrales de quelques objets naturels (Polidori, 2008).

Le graphique (fig. 4.4) montre précisément les propriétés optiques du paysage par l'intermédiaire de leur signature spectrale respective. Sur cette base, nous pouvons mettre en évidence les processus dynamiques du domaine visible sur les photographies aériennes d'un même site en rapport à la temporalité.

En résumé, la télédétection nécessite l'utilisation de vecteurs et de capteurs pour enregistrer des images. Une fois les images obtenues, l'utilisation d'une méthode permet de traiter l'information disponible. Cette phase sera l'objet du chapitre suivant. En effet, nous mettrons en avant les éléments essentiels pour comprendre pourquoi l'utilisation d'une photographie brute ne peut pas être analysée.

4.2.4 LES PRÉCISION DE LA CLASSIFICATION

Dans un premier temps, nous pouvons dire que « la classification s'inscrit dans un processus de généralisation de l'image » (Cocquerez et Phillip, 1995). La complexité de l'information disponible

dans une image empêche l'interprétation individuelle de l'information (Caloz et Pointet, 2003). C'est essentiellement pour cette raison que nous définissons des classes.

Nous pouvons considérer deux types d'approches lors d'une classification : (1) une approche **globale** et (2) une approche **locale**. La différenciation entre les deux types de classification réside « *sur la portée de l'algorithme utilisé sur l'image* » (Caloz et Pointet, 2003). L'approche **locale** traite des portions territoriales restreintes comme l'utilisation d'une sous-image. On parle d'une approche contextuelle « *car les classificateurs prennent en compte le voisinage immédiat du pixel ou de la région pour décider de l'agrégation* » (Caloz et Pointet, 2003, Hakdaoui, 2008). Sous cet aspect, les dimensions spectrales et spatiales sont exploitées.

Le sens **global** prend son sens lorsque « *l'image ou le site d'intérêt sont considérés dans leur ensemble* » (Caloz et Pointet, 2003). Dans ce cas de figure, **l'algorithme** s'applique sur l'ensemble de la photographie « *indépendamment de la localisation des pixels, seule la dimension spectrale est prise en compte* » (Caloz et Pointet, 2003 ; Hakdaoui, 2008). La majorité des études portant sur la classification base leurs travaux sur cette approche (Hakdaoui, 2008) qui est conventionnelle.

L'espace spectral est découpé selon (1) la notion d'appartenance et de ressemblance (Hakdaoui, 2008) et (2) la délimitation de leurs limites. Il s'agit de déterminer si un pixel ressemble à sa classe ou si son appartenance est cohérente à sa classe. Nous pouvons aussi découper un espace spectral en mesurant la distance entre les signatures spectrales (Hakdaoui, 2008). Trois signatures spectrales peuvent être choisies en fonction de l'analyse mathématique que l'on applique : soit circulaires, elliptiques ou alors côniques.

Cependant, nous pouvons décider « *des règles de décision du découpage de l'espace spectral en région* » (Hakdaoui, 2008) d'appartenance d'un pixel à telle ou telle classe selon une fonction discriminante. Dans ce dernier choix, on distingue deux types de fonctions :

- les fonctions non paramétriques i.e. sans connaissance des paramètres –
- des fonctions paramétriques i.e. avec connaissance des paramètres.

La différence s'établit au niveau de connaissances des paramètres statistiques qui sont associés aux classes (Hakdaoui, 2008). Dans le second cas, « *la distribution est considérée comme normale* » (Hakdaoui, 2008).

4.2.4.1 LA CLASSE

Une classe, en télédétection, interprète une portion d'une image comme un « *ensemble de pixels possédant des caractéristiques semblables* » (Hakdaoui, 2008). Une classification est une « *attribution des pixels de l'image à des classes homogènes* » (Hakdaoui, 2008) et « *la classification de photographie est le procédé par lequel les pixels sont regroupés en un nombre fini de classes* » (Meuret, 2008). C'est donc une répartition de « *l'image en classes thématiques en identifiant la classe à laquelle appartient chacun des objets contenus dans l'image analysée* » (Hakdaoui, 2008). En d'autres termes, « *l'affectation dans une classe a lieu si le pixel a certains critères prédéfinis* » (Meuret, 2008).

Nous pouvons distinguer deux types de classes :

- Les classes thématiques
- Les classes spectrales

Les classes thématiques sont définies selon le thème traité du cas d'étude. Il s'agit d'« *un indice biophysique du sol* » (Caloz et Pointet, 2003). Nous pouvons donner comme exemple : l'eau, le sédiment, la neige, les forêts de feuillus, les sols nus, le bâti. Tandis que pour les classes spectrales, ce sont les paramètres statistiques qui caractérisent les catégories (Hakdaoui, 2008). En découpant des photographies selon l'empreinte spectrale, nous découpons ainsi le territoire en spectre associé chacun à une classe spectrale. Mais cela implique une probabilité de « *chevauchement possible des signatures spectrales qui complique le découpage de l'espace spectral* » (Hakdaoui, 2008).

4.2.4.2 LA CLASSIFICATION NON SUPERVISÉE ET SUPERVISÉE

En résumé, le principe fondamental de la classification d'une image est le fait « *d'attribuer à chaque point une classe choisie parmi une collection de classes possibles* » (Pony, Descombes et Zerubia, 2004). Cela revient à définir que si « *leurs règles d'appartenance sont fixées au départ, on parle de classification supervisée* » (Caloz et Pointet, 2003). Nous considérons que « *les classes thématiques sont définies en premier lieu* » (Caloz et Pointet, 2003). Dans un deuxième temps, nous procédons à « *l'extraction de leurs signatures spectrales respectives* » (Caloz et Pointet, 2003), les pixels seront alors attribués à une classe spectrale selon les propriétés celle-ci (Caloz et Pointet, 2003). Si par contre on

désire réaliser une classification sans connaissance à priori du nombre de classes ou de leurs caractéristiques, on effectue alors une classification dite non supervisée (Pony, Descombes et Zerubia, 2004). Lors d'une telle démarche, les pixels sont classés selon leur degré de ressemblance et attribués à une classe spectrale qui permettra ainsi une interprétation catégorisée de l'occupation du territoire.

En d'autres termes, nous pouvons différencier deux types d'approches permettant d'établir des classes spectrales : les méthodes de classifications non dirigées et les méthodes de classifications dirigées. En télédétection, la classification d'images diffère selon « *la séquence de la procédure pour insérer l'information thématique* » (Caloz et Pointet, 2003).

4.2.4.3 LA CLASSIFICATION NON SUPERVISÉE AVEC ERDAS

L'objectif de la classification non supervisée consiste à agréger plusieurs pixels dans l'espace spectral par la similitude de données numériques suivant l'hypothèse que cette catégorisation apporte un zonage homogène de l'image (Hakdaoui, 2008). Pour Meuret (2008), cette méthode laisse au logiciel grouper « *les pixels en catégories, sur la base de leurs similitudes spectrales. L'utilisateur cherche ensuite à identifier quelles occupations du sol correspondent à ces catégories* » (Meuret, 2008). En finalité, cette approche « *cherche à partitionner l'image en fonction de sa propre structure* » (Hakdaoui, 2008).

Pour établir la probabilité qu'un pixel appartienne à une classe, le critère de distance est l'outil de décision qui agit entre les pixels de façon à « *minimiser la distance entre les pixels d'un même groupe et à maximiser la distance intergroupe* » (Hakdaoui, 2008). Cette approche est principalement utilisée lors d'une préparation d'un terrain d'étude dans le but de déterminer les processus intéressants. À travers cette approche, nous considérons que les comportements des objets sur le plan spectral ainsi que la nature du sol sont inconnus (Hakdaoui, 2008).

L'approche est entièrement informatisée. L'utilisateur n'a que très peu de marge de manœuvre, la seule véritable action consistant à déterminer le nombre de classes souhaitées et les paramètres qui dépendent de l'algorithme employé (Hakdaoui, 2008 ; Meuret, 2008).

L'algorithme utilisé – **global** – pour cette classification différencie les classes de pixels et associe les pixels identiques au niveau spectral (Caloz et Pointet, 2003 ; Hakdaoui, 2008 ; Meuret, 2008). En

finalité, le plus compliqué pour l'opérateur est de différencier les classes ainsi créées. Un avantage de cette méthode est qu'il n'est pas essentiel de connaître le terrain.

La détermination du nombre de classes doit être prise sur la base de l'observation et de l'objectif de la classification. Si nous souhaitons que le programme différencie les processus actifs des processus stables, il est indispensable de créer des classes en fonction des objectifs (Hakdaoui, 2008). Mais les prises de vue de la photo varient selon la période, l'angle et la météorologie (Polidori, 2008).

Il est nécessaire de trouver le bon nombre de classes qui se trouvent dans l'image. Un trop grand nombre de classes donnera une faible différenciation entre l'original et la produite. Il en va de même pour un nombre trop faible de classes, le résultat est trop grossier (Caloz et Pointet, 2003 ; Hakdaoui, 2008).

Dans certains cas, en regardant les résultats de séparabilité, certaines classes sont clairement distinctes les unes des autres. Au contraire, des classes, comme l'eau et l'ombre, ont une faible séparabilité et le nombre de classes choisies est trop faible alors la distinction ne se fait pas (Hakdaoui, 2008).

4.2.4.4 LA CLASSIFICATION SUPERVISÉE AVEC ERDAS

L'objectif de la classification supervisée est de donner au logiciel « *des échantillons de pixels représentant une région de référence homogène et dont on connaît la nature du site d'entraînement ou de l'apprentissage* » (Hakdaoui, 2008) Sur ces bases, l'utilisateur établit ses paramètres de déterminations de classes homogènes à partir de documents liés au terrain d'étude et des données récoltées lors d'échantillonnages effectués sur le terrain d'étude (Wilkie et Finn, 1996).

Pour établir une classification s'appuyant sur des critères pertinents, la méthode « *repose sur l'hypothèse de base que les statistiques de chaque classe, dans chaque canal, suivent une distribution gaussienne (distribution suivant la loi normale)* » (Hakdaoui, 2008). Il est donc nécessaire de procéder à une évaluation de la qualité des référents en utilisant les outils statistiques avant de procéder à la classification (Wilkie et Finn, 1996). Les critères de décision s'appuient essentiellement sur un histogramme en forme de cloche. Si le polygone de référence montre une « belle » forme de cloche, cela indique que le choix de décision est conforme. Au contraire, si celui-ci montre une forme à plusieurs cloches, c'est que le choix du polygone n'est pas adapté. Il faut alors redéfinir les critères de sélection (Hakdaoui, 2008).

4.2.4.5 PARCELLES D'ENTRAÎNEMENT ET SIGNATURE

En théorie, la signature permet de déterminer la valeur thermique de l'objet détecté (Polidori, 2008). Lors de la création de parcelle d'entraînement, la parcelle représente une signature déterminée par l'utilisateur lors d'une classification supervisée ou selon les connaissances de la nature du sol (Caloz et Pointet, 2003 ; Hakdaoui, 2008 ; Meuret, 2008). Ainsi, « *le logiciel se charge ensuite de repérer dans l'image, l'ensemble des zones à signature spectrale similaires* » (Meuret, 2008).

Le choix des parcelles d'entraînement sur des images aériennes s'effectue selon la thématique (Caloz et Pointet, 2003). L'objectif consiste à mettre en évidence les processus dynamiques liés à l'évolution de la plaine alluviale de Vallon de Nant. Afin de répondre au mieux, nous avons choisi trois classes :

- Le sédiment
- Le pâturage
- La forêt

Le lien entre la signature et la détermination des classes repose sur la limitation du chevauchement des classes choisies.

4.2.4.6 STATISTIQUE KAPPA

Par définition, le coefficient de Kappa, défini en 1960 par Cohen Kappa, définit l'accord de conformité entre les jugements établis sur une même image. Par conséquent, « *cette notion implique l'existence d'une liaison entre les variables, exigeant des variables de même nature et un appariement des jugements* » (Cohen, 1960).

Ainsi, le coefficient de Kappa permet l'évaluation et l'amélioration des accords entre plusieurs informations appliquées à un sujet identique en élaborant une rigueur de qualité de contrôle et d'assurance (Cohen, 1960). Ce coefficient permet d'estimer l'accord potentiel qui réside entre plusieurs observateurs. Dans notre cas, un observateur automatique – la classification – et un observateur humain.

Le test du coefficient de Kappa en statistique calcule l'accord entre les composantes « aléatoires » par rapport aux composantes « véritables ». Le calcul se présente de la façon suivante :

$$k = \frac{\Pr(a) - \Pr(e)}{1 - \Pr(e)} \quad [4.3]$$

avec

$\Pr(a)$ la proposition d'accord observée.

$\Pr(e)$ La proposition d'accord aléatoire ou concordance attendu sous l'hypothèse d'indépendance des jugements.

Le coefficient de Kappa exprime une différence relative entre la proposition d'accord aléatoire $\Pr(e)$ et la proposition d'accord observé $\Pr(a)$. Ceci correspond à la valeur espérer sous l'hypothèse nulle d'indépendance des jugements. Par définition, K est un pourcentage de l'accord maximum corrigé de ce qu'il serait sous le simple effet du hasard.

Nous appelons concordance observée $\Pr(a)$, la proportion des pixels classées dans les cases diagonales de concordance du tableau de contingence, soit la somme de ces effectifs diagonaux divisée par la taille de l'échantillon (n).

		Juge A				Total
		1	2	...	r	
Juge B	Catégorie					
	1	P_{11}	P_{12}	...	P_{1r}	P_1
	2	P_{21}	P_{22}	...	P_{2r}	P_2
	.					
	.					
r	P_{r1}	P_{r2}	...	P_{rr}	P_r	
Total	$P_{.1}$	$P_{.2}$...	$P_{.r}$	1	

Figure 4.5 : Proposition jointes des jugements de deux juges sur une échelle avec r catégorie.

Si le résultat du coefficient de Kappa k prend une valeur proche de 0, il y a désaccord entre les observations « aléatoires » des observations « véritables ». À contrario, il y a accord parfait si la valeur se situe proche de 1.

K	Interprétation
< 0	Désaccord
0.01 – 0.20	Accord très faible
0.21 – 0.40	Accord faible
0.41 – 0.60	Accord modéré
0.61 – 0.80	Accord fort
0.81 – 1.00	Accord presque parfait

Figure 4.6 : Tableau interprétatif des valeurs du coefficient de Kappa

Sur la base des travaux de Kappa, Landis et Koch ont développé une table afin d'interpréter les résultats (fig. 4.5). Cependant, ce tableau ne fait pas l'unanimité au sein de la communauté scientifique, car le nombre de classes interfère sur l'estimation. Par conséquent, le kappa est élevé quand le nombre de classes est faible (Cohen, 1960).

4.2.5 RÉSUMÉ DE L'APPROCHE

Nous avons vu à travers ce sous-chapitre les éléments pertinents pour effectuer une classification d'une image aérienne. Les classifications possibles ont été présentées avec leurs avantages et désavantages respectifs. La détermination d'une classe spectrale induite par une définition d'une classe thématique au préalable permet la mise en évidence des objets que le classifieur souhaite illustrer dans son analyse. Nous avons abordé les méthodes d'évaluation des classifications afin de permettre la validation d'une des méthodes envisagées.

Il s'agit maintenant de tester les méthodes pour valider notre choix (4.3) et justifier notre choix pour l'application aux évaluations des changements sédimentaires (4.4).

4.3 MÉTHODOLOGIE

4.3.1 IMAGES ET PRÉPARATION

Notre objectif réside dans l'illustration cartographique des changements observés sur des images aériennes de 1957, 1969, 1980, 1992, 1995, 1998, 2004 et 2010. Ces dernières sont issues de la collection d'images aériennes détenue par la Confédération Suisse. Les images entre 1957 et 1992 sont en noir et blanc et en couleurs pour les années suivantes. Comme mentionnée précédemment, la classification des images aériennes est effectuée avec ERDAS IMAGINE 2010©. Les images ont déjà été enregistrées et orthorectifiées, soit par Swisstop, soit par l'IGD lié au projet du Vallon de Nant. Chaque image a une résolution spatiale de 50cm.

4.3.2 APPLICATION DE LA CLASSIFICATION

Dans cette application, nous avons exploité la classification dirigée (*fig. 4.7*) et non dirigée (*fig. 4.8*). Pour rappel, cette approche considère « l'étape à laquelle on insère l'information thématique » (Caloz et Pointet, 2002). La différence majeure réside dans l'ordre de procédure. En effet, la classification non dirigée procède au regroupement des pixels selon la ressemblance des classes spectrales qui « sont interprétées en catégories d'occupation du sol » (Caloz et Pointet, 2002). Au contraire, lors d'une classification dirigée les classes thématiques sont définies au préalable. Les signatures spectrales y sont extraites pour la détermination des classes spectrales (Caloz et Pointet, 2002, Polidori, 2008) car la meilleure méthode de classification peut-être liée aux images à leur échelle et à leur qualité. Nous avons décidé d'évaluer les méthodes de classifications pour identifier la meilleure pour cette application.

Il y a trois méthodes de classifications utilisées :

- la classification non dirigée avec stratégie A de reclassification,
- la classification non dirigée avec stratégie B de reclassification et
- la classification dirigée

La différence entre la *stratégie A* et la *stratégie B* réside dans la reclassification des images. La répartition des différentes classes des signatures peut différer selon les valeurs spectrales d'une image (Polidori, 2008).

La figure 4.5 illustre la différenciation d'interprétation entre la *stratégie A* (fig. 4.5a) et la *stratégie B* (fig. 4.5b). Les différentes courbes de Gauss (fig. 4.5) représentent les six classes déterminées par la classification non dirigée. Pour chaque objet déterminé par notre thématique (chapitre 4.2.4.5), nous avons déterminé 2 classes spectrales. Cette procédure permet d'augmenter les disparités entre les classes (Polidori, 2008) et de réduire le chevauchement des objets thématiques. La reclassification selon les stratégies A ou B permet d'identifier les classes thématiques dans les classes spectrales déterminées automatiquement par le logiciel.

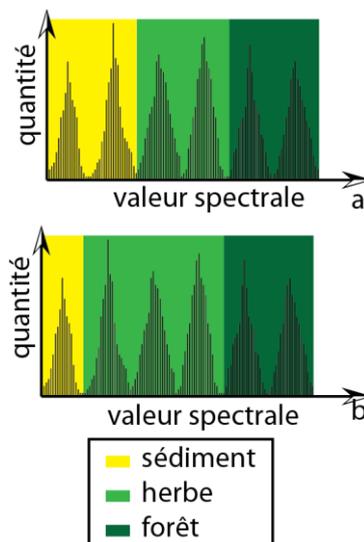


Figure 4.7 : Interprétation graphique des stratégies utilisées pour reclassifier les images classifiées avec l'approche non dirigée.

4.3.3 EVALUATION DE LA MÉTHODE

Pour l'évaluation de la méthode, nous avons classifié indépendamment 400 points manuellement pour la comparaison à l'aide des matrices de contingence. Ceci nous permet de quantifier les divergences sur l'interprétation des classes entre la classification non dirigée et la classification dirigée.

Pour expliquer les différentes stratégies, nous nous appuyons sur les chiffres du tableau de la *figure 4.7*. La *stratégie A* démontre une cohérence entre la valeur spectrale des classes respectives représentées par les différentes courbes de Gauss et la valeur thématique de la classe selon notre application. Cette stratégie donne des résultats meilleurs pour les images couleur. Seuls 13% et 6% des sédiments sont interprétés comme de l'herbe pour l'année 2004 et 2010 réciproquement.

La *stratégie B* démontre que l'identification de la classe thématique sédiment n'est pas garantie pour les images couleurs. Plus de la moitié, soit 51%, et 27% de la classe sédiment est interprété comme de l'herbe pour l'année 2004 et 2010 réciproquement.

En ce qui concerne les images noir/blanc, la qualité des images influence fortement. Ce qui rend difficile l'identification rigoureuse d'une stratégie par rapport à une autre. La classification de l'image de 1957 présente une erreur de 67% pour la classe herbe qui est interprétée comme des sédiments avec la *stratégie A*. La même stratégie présente des nuances très partagées pour la classification de l'image de 1969. Seul le quart de la classe herbe est interprétée comme des sédiments. Nous observons la quasi même erreur (21%) pour la même image avec la même stratégie, mais pour la raison inverse, i.e. les sédiments sont interprétés comme de l'herbe. Ainsi, l'application de la *stratégie B* aux images noir/blanc répond moins favorablement que la *stratégie A*. Nous relevons 26% et 66% d'erreur pour l'identification de la classe sédiment par rapport à la classe herbe. Avec quelque réserve (manque d'observation), nous pouvons dire que la *stratégie B* est un peu meilleure.

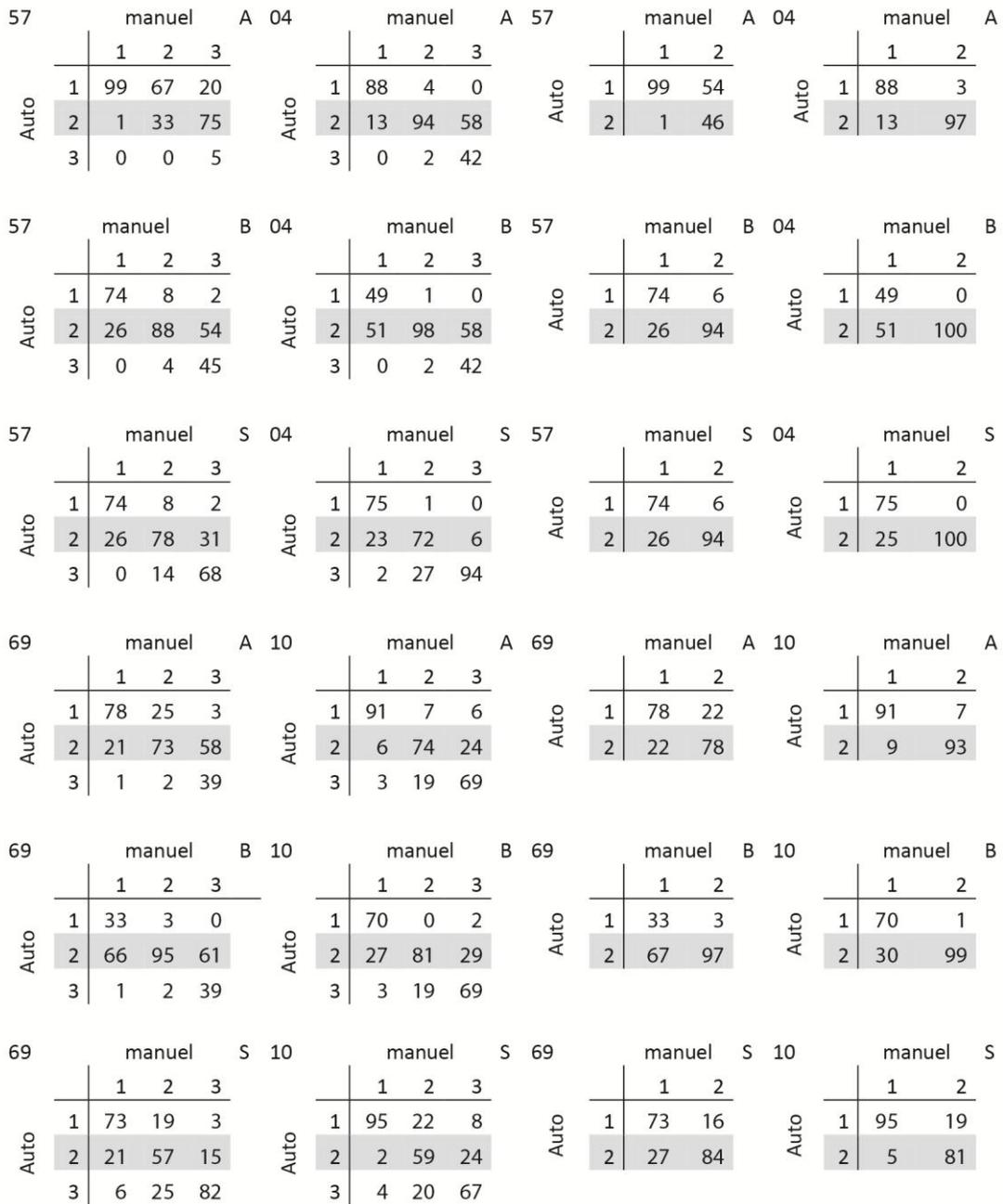


Figure 4.8 : Résumé des matrices de confusion en pourcent (%) pour les images de 1957, 1969, 2004 et 2010. L'année de l'image est mentionnée en haut à gauche à chacune des matrices. Les lettres « A » et « B » signifient la stratégie utilisée pour la reclassification de l'image non supervisée. La lettre « S » signifie la classification supervisée. Les nombres indiqués en gras correspondent aux erreurs significatives en pourcentage (%) lors des différentes classifications réalisées.

Nous avons calculé le coefficient de Kappa pour deux images différentes : une image en noir et blanc de 1957 et une image en couleur de 2004. L'objectif de la classification est d'illustrer la problématique du mémoire – *quantifier le dynamisme sédimentaire lié aux processus fluviaux* – à l'aide du logiciel ERDAS© pour la classification et ArcGis© pour l'analyse.

Les classes sont définies par la thématique, en effet il s'agit de créer trois classes différentes : « *sédiment* » (sol nu) ; « *herbe* » (végétation) ; « *forêt* » (végétation). Ces différentes classes présentent chacune des signatures spectrales particulières (*fig. 4.4*).

L'utilisation du coefficient de Kappa nous renseigne sur la validité de l'analyse établie par les classifications. Du tableau de la *figure 4.7*, nous sortons l'élément essentiel à la compréhension des changements dynamiques opérant dans la zone d'étude. Il s'agit d'interpréter les divergences existant entre la classe « *sédiment* » et les autres classes. Effectivement, les erreurs apparaissant entre ces classes influencent l'interprétation des processus dynamiques liés aux sédiments fluviaux.

Afin d'obtenir de meilleurs résultats sur l'interprétation de la thématique, nous avons gardé la classe « *sédiment* » et joint les classes « *herbes* » et « *forêt* » en une classe « *végétation* ». Ce choix permet une optimisation représentative des processus recherchés.

Procédure d'une classification supervisée

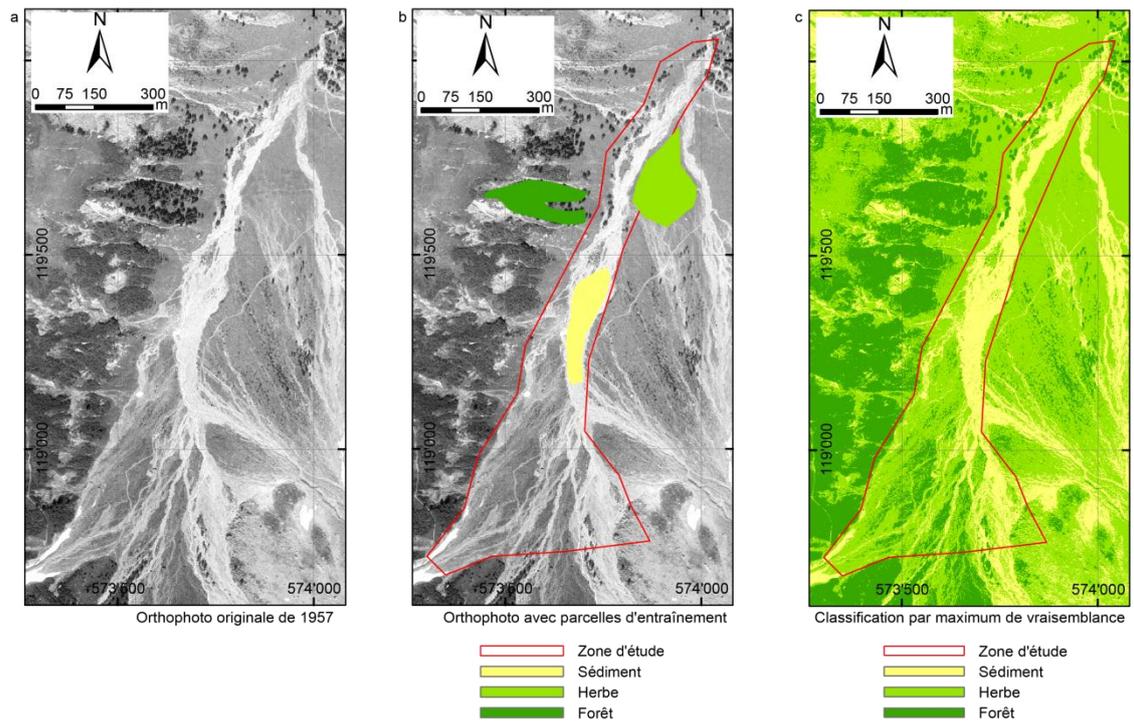


Figure 4.9 : Procédure d'une classification supervisée (dirigée) sur une image datant de 1957. Le choix des classes est représentatif de la thématique.

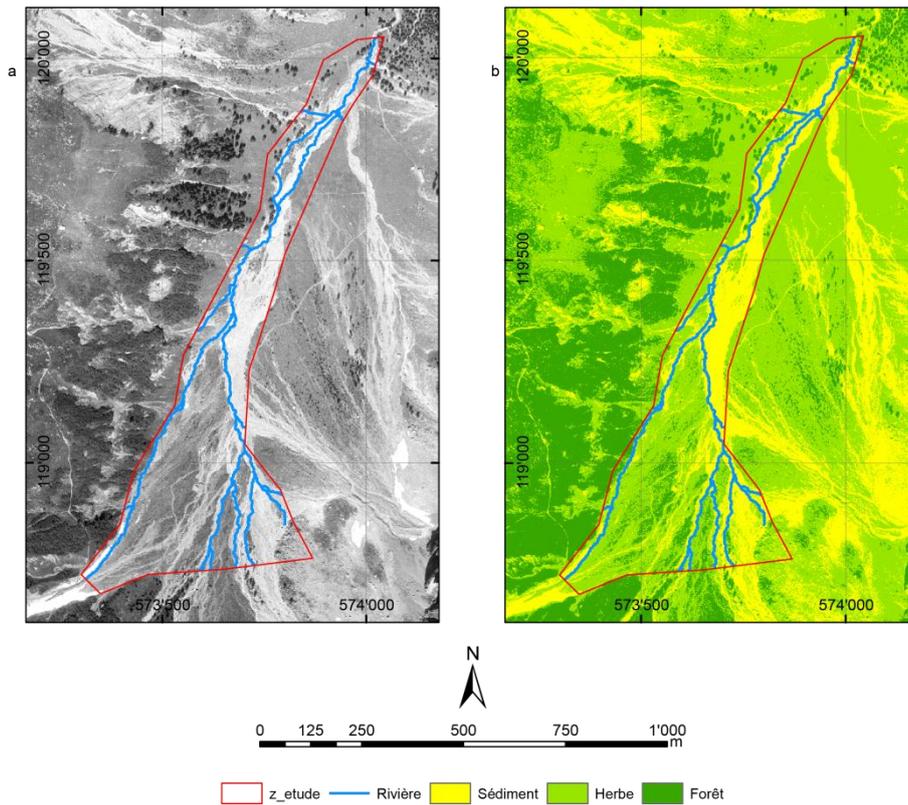


Figure 4.10 : Illustration d'une classification non dirigée (non supervisée) sur une image noir/blanc datant de 1957.

Les analyses présentées dans le tableau de synthèse des matrices de confusion (fig. 4.10) réunissent les observations visuelles et les déductions qui nous permettent de confirmer le choix de l'approche. Le nombre d'images en noir/blanc est plus important par rapport aux images en couleurs. Globalement, les résultats obtenus avec les classifications dirigées sont meilleurs et c'est pour cette raison que nous avons choisi cette approche.

2 classes	1957			1969			2004			2010		
	A	B	S	A	B	S	A	B	S	A	B	S
Precision	68%	86%	86%	78%	71%	79%	93%	81%	90%	93%	90%	85%
Kappa	41%	70%	70%	55%	34%	57%	85%	54%	78%	83%	75%	69%
Kappa 1	26%	83%	83%	51%	83%	58%	91%	98%	99%	80%	97%	56%
Kappa 2	96%	61%	61%	60%	21%	55%	81%	37%	68%	86%	61%	90%

Figure 4.11 : Tableau récapitulatif d'une matrice de confusion des différentes approches de classification sur la base de deux classes. « A » ou « B » correspond à la stratégie d'une classification non dirigée « S » signifie une classification dirigée. « Kappa 1 » correspond au Kappa de la classe sédiment et « Kappa 2 » correspond u Kappa de la classe végétation.

Les bons résultats obtenus confirment la capacité du classificateur de région à respecter la géométrie des objets. Pour l'ensemble des résultats la détermination de la classe « sédiments » par ERDAS© est significative. Il en va de même pour la classe végétation. Cette classe réunit, du point de vue spectral, les propriétés des classes « herbe » et « forêt ». Le classificateur n'agit pas comme un filtre adaptatif modal de la classe, mais plus comme une correspondance entre la classe spectrale et la classe thématique. L'ombre relativement importante au pied des versants dans le cas étudié a la réputation de cacher les objets. Les résultats le confirment. L'approche de la classification dirigée se révèle globalement plus efficace avec 68.5% de concordance pour l'ensemble des images comparées contre 58% et 66% pour les classifications non dirigées avec la stratégie *B* et *A* respectivement. La précision des classes confirme le choix de l'approche. Elle révèle que 85% des classes sont justifiées lors de l'approche dirigée. Cependant, l'approche de la classification non supervisée reste correcte avec 83% de précision.

4.3.4 CONCLUSION

Le travail effectué ne représente pas une étude systématique du rôle de chaque paramètre disponible. Son objectif est d'attirer l'attention sur les objets sédimentaires fluviaux situés dans la plaine alluviale. Il existe plusieurs méthodes de classifications à disposition de l'analyste. L'analyse qui met en évidence les aptitudes du logiciel pour résoudre les problèmes.

Il serait intéressant d'établir une classification en utilisant une procédure par croissance de région qui offre une plus grande souplesse d'utilisation que les autres classificateurs. À chaque étape, l'analyste peut ainsi choisir les paramètres et orienter selon la thématique la progression des traitements. Cette orientation offrirait de meilleurs résultats. Cependant, il convient d'être conscient qu'un gain d'interactivité péjore la procédure en la complexifiant considérablement. Mettre en œuvre une classification progressive plutôt qu'une classification basée sur la dimension spectrale uniquement (Caloz et Collet, 2001) demande davantage de responsabilité et d'expérience de la part de l'analyste.

4.3.5 RÉSUMÉ DES RÉSULTATS

Nous avons obtenu avec l'approche dirigée une efficacité de 68.5% contre 58% et 66% pour les classifications non dirigées. Il s'agit d'une méthode globalement satisfaisante, mais présentant certaines limites dépendant de la qualité de l'image et de l'heure de la prise de la vue (proportion d'ombre sur le terrain). La validation de la méthode dirigée est obtenue grâce à l'élaboration de 400 points répartis aléatoirement sur le terrain et classifiés pour permettre la comparaison avec les méthodes sollicitées.

La qualité prévue devrait atteindre les 70% de fiabilité pour l'ensemble des images. Étant donné une répartition égale entre les images noir/blanc et les images couleur, la qualité devrait atteindre les mêmes proportions que dans l'échantillon déterminant le choix de la méthode dédiée à l'application.

4.4 ANALYSE ET DISCUSSION DES RÉSULTATS

4.4.1 VISUALISATION SPATIALE

Avant une présentation et une explication des analyses effectuées sur la zone d'étude, nous présentons sept cartes (*fig. 4.11*) illustrant les différentes images classées entre 1957 et 2010.

Celles-ci nous permettent de décrire la situation des dépôts sédimentaires entre 1957 et 2010. Les secteurs sédimentaires diminuent graduellement entre 1957 et 1992 et une croissance des secteurs de végétations entre 1995 et 2010. Les dépôts sédimentaires se situent dans la partie centrale de la zone d'étude pour les premières années. Au contraire, les activités se concentrent sur l'amont de la zone d'étude sur le cône de déjection situé sur la rive droite du Nant. Néanmoins, l'année 2010 présente une généralisation des secteurs actifs. Toutefois, pour toutes les années, le secteur le plus actif reste la partie centrale. Nous localisons ce secteur à la confluence des torrents principaux actifs dans la zone d'étude.

La rive droite du Nant est plus dynamique aux dépôts sédimentaires. Il en va de même pour la zone située à l'aval du terrain d'étude juste avant la dernière confluence du torrent provenant de la rive gauche. La zone se situant entre les deux torrents provenant des glaciers montre une stabilité tout au

long des années. Chaque année, le chemin pédestre apparaît. Les observations des anciens nous montrent une fois de plus que l'emplacement des voies de communication n'est pas mis au hasard.

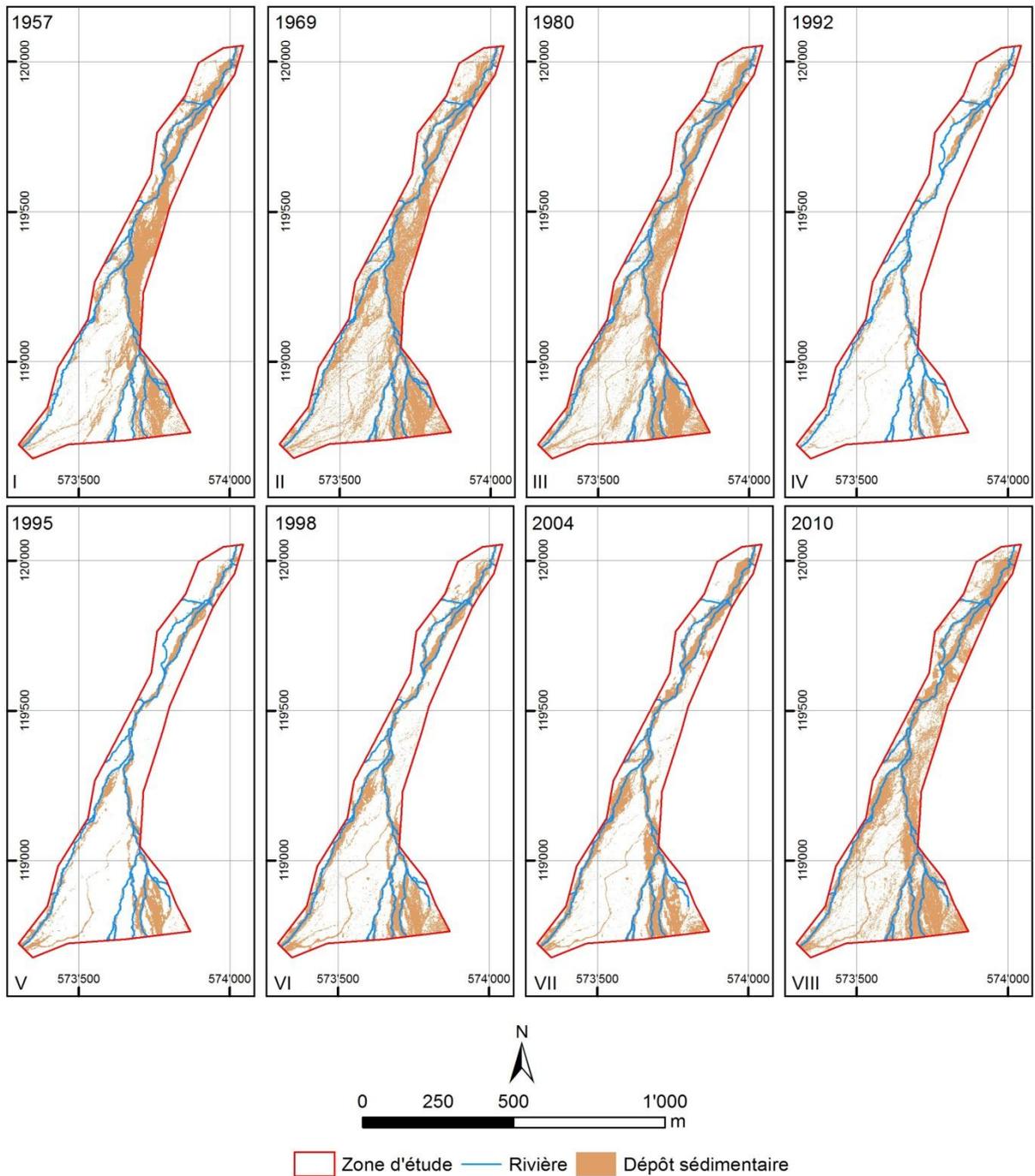


Figure 4.12 : Carte des dépôts sédimentaires pour chacune des années

Les images de soustractions sont obtenues en effectuant le carré de chaque classe de deux années successives. Le résultat est un *raster* de 3 classes différentes. La *classe I* représente l'ensemble des

pixels pour lesquels il n'y a pas de changement. La *classe II* représente l'ensemble des pixels où nous observons un changement allant d'une zone végétalisée à un sol nu. La *classe III*, représente l'ensemble des pixels qui végétalise la zone d'étude. Sur la *figure 4.12*, nous montrons l'évolution la *classe II*. Le secteur le plus actif de la zone d'étude se situe à l'amont entre 1957-69 et 1969-80 (images I et II). L'image III (1980-92) présente peu d'évolution. Nous observons très peu dépôts supplémentaires. La majorité des changements se centralise au niveau de la confluence des deux torrents et ce secteur s'intensifie jusqu'en 1998 (image V). Toutefois, entre 1992 et 1998, les secteurs dynamiques se situent principalement sur le cône de déjection du torrent des Martinets. L'image VI présente une facette différente de la tendance observée sur la fin du XX^{ème} et le début XXI^{ème} siècle. Les secteurs qui présentent un dépôt sédimentaire différentiel sont très localisés. En revanche, l'image VII confirme la tendance générale de cette période qui est fluctuante. Les zones de dépôts augmentent, toutefois la localisation est totalement opposée. Les zones d'activités se situent sur la partie centrale du terrain d'étude et spécialement sur la rive droite du Nant.

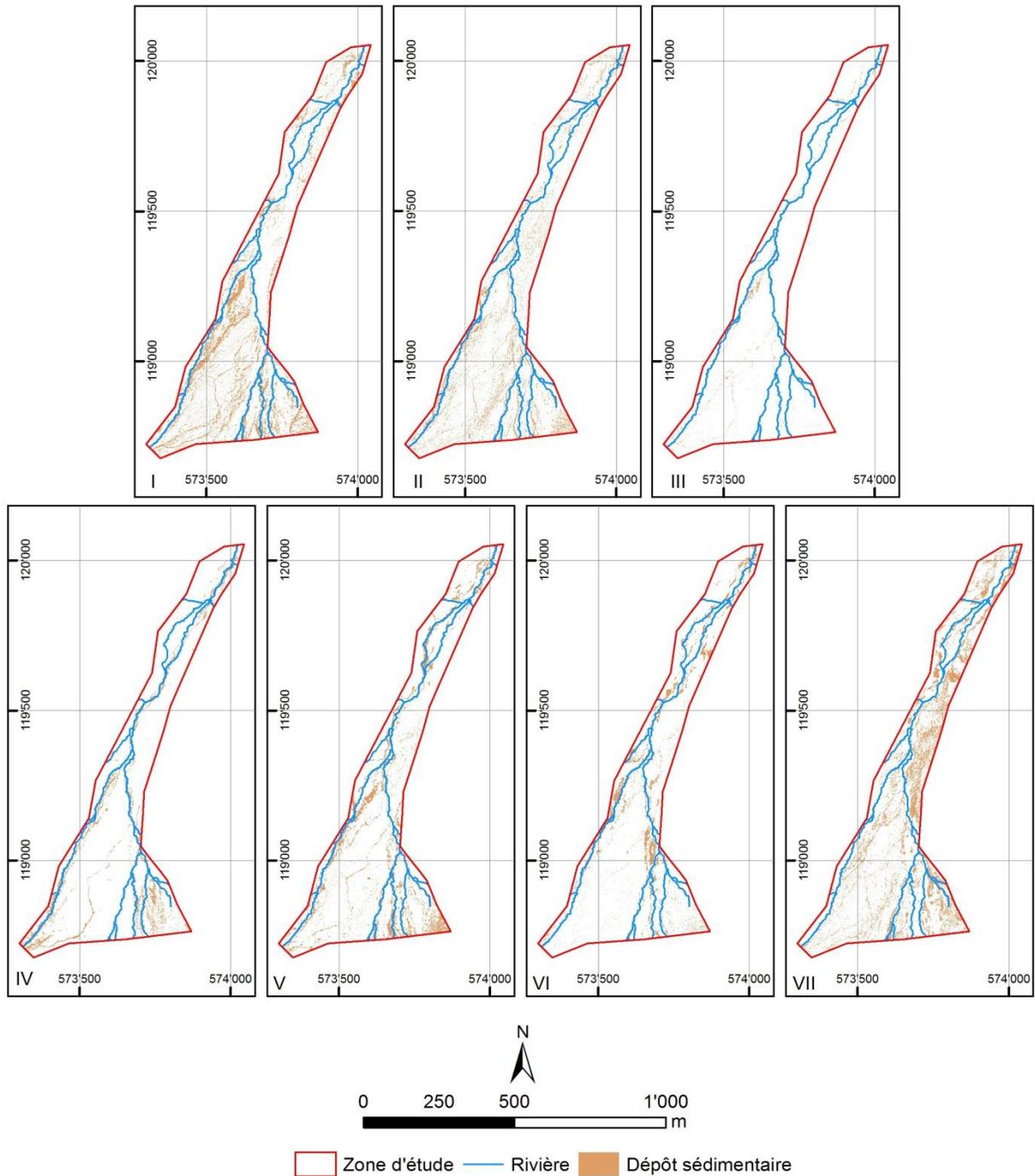


Figure 4.13 : Multicartes représentatives de l'évolution des dépôts sédimentaires entre 1969 et 2010. La vignette I indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1967 et 1969. La vignette II indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1969 et 1980. La vignette III indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1980 et 1992. La vignette IV indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1992 et 1995. La vignette V indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1995 et 1998. La vignette VI indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1998 et 2004. La vignette VII indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 2004 et 2010.

4.4.2 RÉSULTATS QUANTITATIFS : À L'ÉCHELLE DU TRONÇON

Les chiffres (*fig. 4.13*) parlent mieux du processus identifié sur les cartes. En effet, l'analyse montre des phases de dépôts sédimentaires et des phases de végétalisation. Nous notons sur la base de nos données une augmentation de la végétalisation jusqu'en 1992. La fin du XX^{ème} siècle est marquée par une période de sédimentation. Le début du XXI^{ème} siècle est marqué par une tendance à la végétalisation et à une sédimentation stable.

En général, plus du tiers de la zone d'étude reste inchangé excepté entre 1969 et 1980. En effet, cette période est fortement influencée par une augmentation de la végétation ainsi que par les secteurs de dépôt. Nous assistons à une augmentation simultanée de la végétation et des dépôts, ce qui conduit inévitablement à une baisse significative de la zone stable.

Année	Identique	Dépôt sédimentaire	Végétation	Net
1957-1969	55%	16%	28%	12%
1969-1980	13%	23%	65%	42%
1980-1992	52%	2%	47%	45%
1992-1995	67%	8%	25%	17%
1995-1998	67%	12%	22%	10%
1998-2004	68%	8%	24%	16%
2004-2010	60%	16%	23%	7%

Figure 4.14 : tableau récapitulatif de la part de changement par rapport à l'ensemble de la zone d'étude (en %) en fonction de l'année. La colonne « identique » indique la surface (en %) qui n'a pas changé. La colonne « dépôt sédimentaire » indique les dépôts sédimentaires (en %). La colonne « végétalisation » indique la surface végétale. La colonne « net » indique le rapport entre le dépôt sédimentaire et la végétalisation. La coloration « orange » mentionne l'augmentation des dépôts sédimentaires. La coloration « verdâtre » indique l'augmentation des zones de végétation.

Le graphique de la *figure 4.14* schématise l'évolution des processus dynamiques du tableau de la *figure 4.13*. L'important dans ce graphique est l'augmentation significative des zones stables de ce terrain. Nous observons un début de tendance dans l'augmentation régulière des zones de dépôts.

Nous notons, dès 1980 une augmentation significative des dépôts sédimentaires. Nous analysons une baisse graduelle des secteurs de dépôts dès 1995

La végétalisation marque une forte expansion jusque dans les années 80, puis une diminution drastique. Finalement, elle se stabilise avec quelques fluctuations.

Bien net est le résultat d'une soustraction de la végétation au profit des dépôts sédimentaires. Ce résultat montre l'aspect global du dynamisme des dépôts sédimentaires par rapport à la végétation.

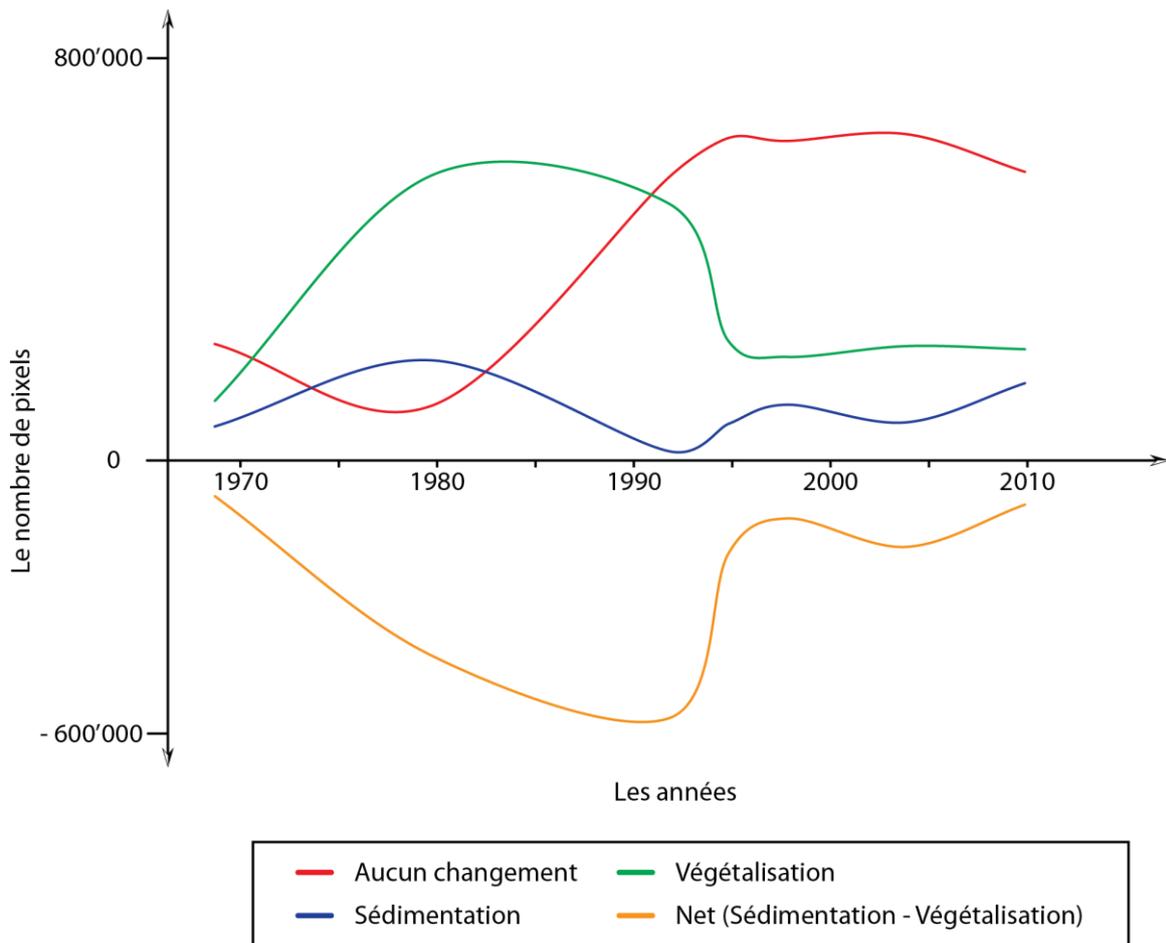


Figure 4.15 : Illustration graphique de l'évolution entre 1950 et 2010 des dépôts sédimentaires (courbe bleue), de la végétalisation (courbe verte), des zones stables (courbe rouge) et du net (courbe orange).

4.4.3 RÉSULTATS QUANTITATIFS : AU SEIN DU TRONÇON

Sur la *figure 4.16* nous présentons la répartition des dépôts sédimentaires sur la plaine alluviale. Chaque courbe représente une analyse d'une photographie aérienne datée entre 1957 et 2010. Pour une lecture appréciable, nous avons établi une moyenne des valeurs de cinq sections. La première section est située à l'amont, soit au Sud de la zone d'étude et par analogie la dernière section est située à l'aval, soit au Nord de ladite zone. Sur la *figure 4.15*, nous illustrons la disposition géographique des sections. Elles présentent un espacement intersection régulier et elles coupent la rivière perpendiculairement. Étant donné que le terrain marque une légère courbe à l'aval du cône de déjection des *Larzettes* nous avons reproduit et dédoublé cet angle. De cette manière, les sections sont toujours parallèles à la topographie et perpendiculaires à la rivière tout en gardant un espace intersection régulier. Cette adaptation au terrain est mentionnée par les cercles rouges (*fig. 4.15*).

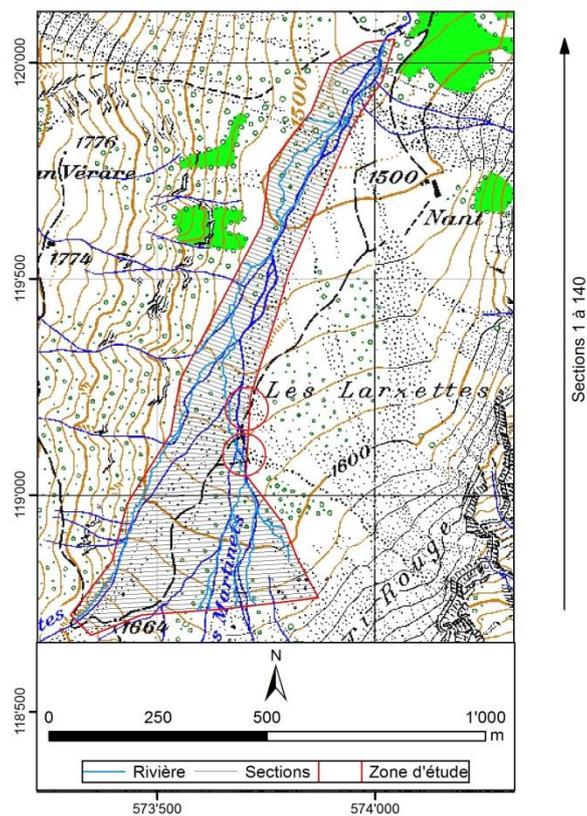


Figure 4.16 : Carte illustrant la disposition des sections sur le terrain d'étude.

Nous observons 9 secteurs dominants (*fig. 4.16*) dans l'évolution des dépôts sédimentaires en fonction des années. Globalement, nous observons des secteurs plus facilement expansifs que d'autres. En effet cette observation est étroitement liée à la configuration géomorphologique du terrain et au tressage de la rivière préférentielle de certains secteurs. L'analyse géométrique des chenaux de la rivière confirme cette observation.

Les secteurs *II*, *VII* et *IX* sont marqués par une homogénéité des courbes indépendantes de l'année. L'influence du terrain est un facteur dominant par rapport aux dépôts sédimentaires. Ces zones sont caractéristiques de zones de transfert. Au contraire, les secteurs *IV*, *V* et dans une moindre mesure le secteur *VIII* sont plus réactifs aux dynamiques fluviales.

Suivant les années les dépôts sédimentaires migrent. En effet, nous observons trois larges tendances. La première tendance comprend les années 1957, 1969 et 1980 et marque des dépôts dans le secteur médian de la zone d'étude (secteurs *III*, *IV*, *V* et *VI*). Par opposition, les années récentes, soit 1998, 2004 et 2010, ont une tendance contraire. Les dépôts sont identifiés à l'amont (secteurs *I*, *II*, *VII*, *VIII* et *IX*) et à l'aval de la zone d'étude. Les années 1992, 1995 sont marquées par un faible dépôt sur l'ensemble du terrain d'étude.

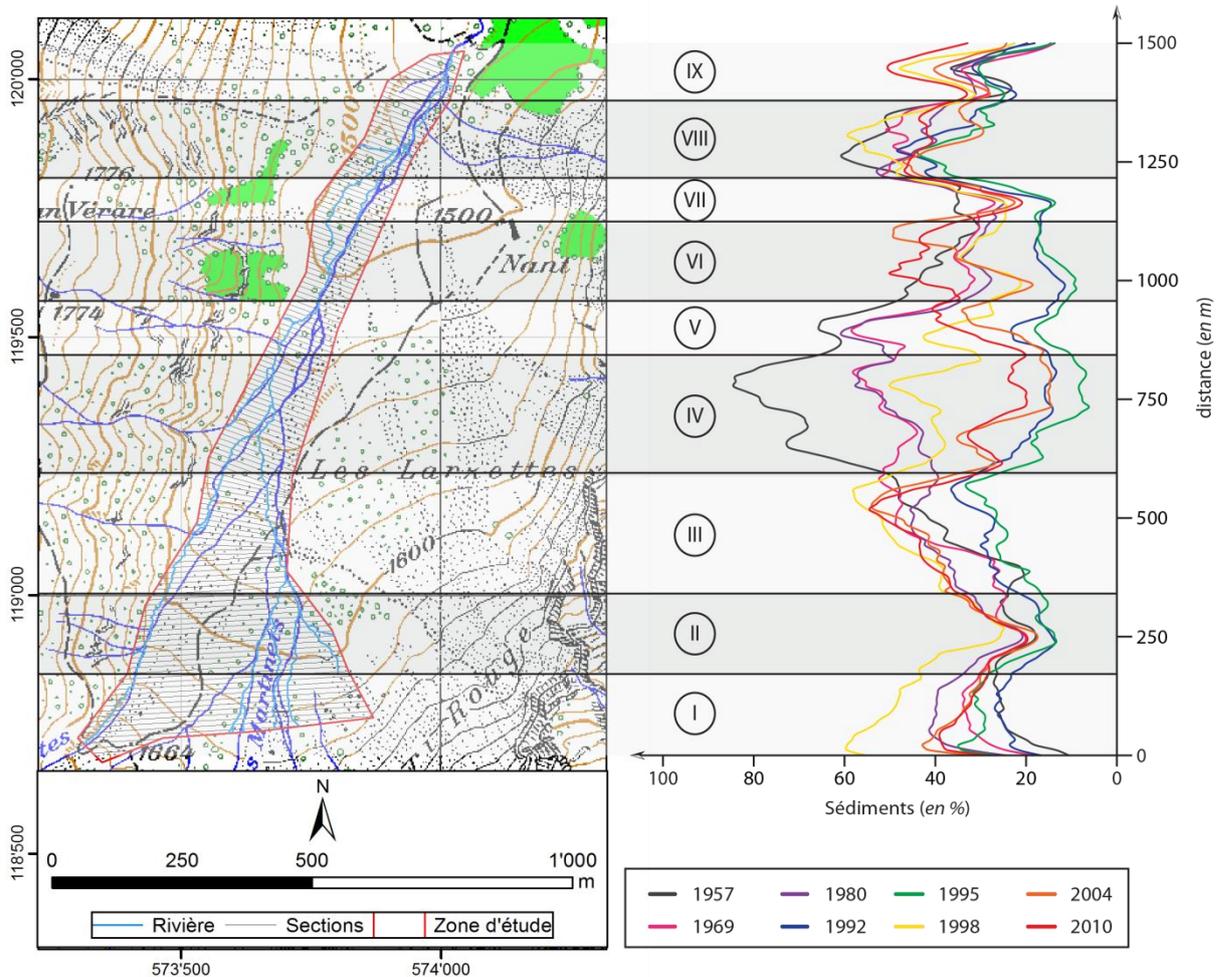


Figure 4.17 : Illustration graphique du pourcentage de dépôts sédimentaires pour chaque année sectorisé selon l'emplacement géographique sur la zone d'étude.

Le *secteur I* se situe à l'amont de la zone d'étude au niveau du cône de déjection du torrent des Martinets et du Nant. Elle présente des caractéristiques de moyennes amplitudes entre les courbes de différentes années. Les courbes récentes (1998, 2004 et 2010) montrent une tendance décroissante des dépôts sédimentaires. Au contraire, les courbes anciennes (1957, 1969, 1980 et 1992) montrent une courbe en cloche. Seule la courbe de 1995 présente une ondulation.

Nous pouvons déduire qu'une plaine alluviale confinée entre une paroi de versant et un cône de déjection a une expansion limitée (*secteur II* et *VII*). Cette observation montre deux secteurs faiblement dynamiques.

Le *Secteur III* se localise au pied du cône de déjection du torrent des Martinets. Les courbes de ce secteur présentent les mêmes tendances avec toutefois des nuances. Dès 1992, toutes les courbes

présentent un pic situé au niveau du lieu-dit : *Les Larzettes*. Les deux courbes de 1969 et 1980 montrent une faible courbe en cloche. Seule la courbe de 1957 présente une droite progressive avec un seuil minimal au pied du cône de déjection. Observation intéressante : les courbes de 1969, 1992 et 1995 montrent toutes une similitude au niveau de la confluence des divers torrents que forme le cône des Martinets : une légère baisse dans le pourcentage de sédiments.

Le *secteur IV* se situe à la confluence du torrent des Martinets et du Nant. Cette zone présente une disparité dans les courbes allant de 79% de la zone à 12% de la zone est sédimentée pour l'année 1957 et 1995 réciproquement. Toutefois, ce secteur présente des similitudes comportementales à travers les années. 1957, 1969, 1980 et 1998 présentent toutes un pic à l'amont de la zone de confluence. Seule la courbe de 1957 continue à croître, toutes les autres diminuent fortement. 1995, 2004 et 2010 montrent un pic maximal atteint à la hauteur du secteur « multi-chenaux » du Nant. 1992 présente une décroissance du pourcentage des zones sédimentaires. Néanmoins, il y a quelques similitudes avec la courbe de 1995 notamment dans le secteur des multichenau.

Le *secteur V* est situé à la fin de la zone multichenaux. Cette caractéristique influence les courbes qui sont toutes en forme de cloche. Seule la localisation des cloches diverge légèrement. L'amplitude disparate des courbes est cependant toujours aussi importante.

Le *secteur VI* présente des dépôts très aléatoires dans le temps. Néanmoins, nous observons quelques similitudes entre certaines courbes. Celles de 1992 et 1995 sont par exemple quasi similaires. Toutes les courbes entre 1969 et 2004 présentent un seuil minimal à la fin du secteur du chenal unique. Seule la courbe de 2010 montre un pic à ce même endroit. Au contraire, celle de 2004 montre un pic maximal à 40% de la section à sol nu.

Le *secteur VIII et IX* se situe à l'aval de la plaine alluviale, ce qui correspond aux secteurs les plus bas en altitude (*fig. 4.17*). Toutes les courbes marquent la même tendance, soit un pic de dépôts.

Les observations décrites sur l'ensemble des secteurs montrent qu'une rivière de montagne est active dans le transport de sédiments de l'amont vers l'aval selon les tendances mentionnées ci-dessus. Mais la rivière est aussi en expansion latérale selon la configuration géographique et les limites morphogénique des secteurs.

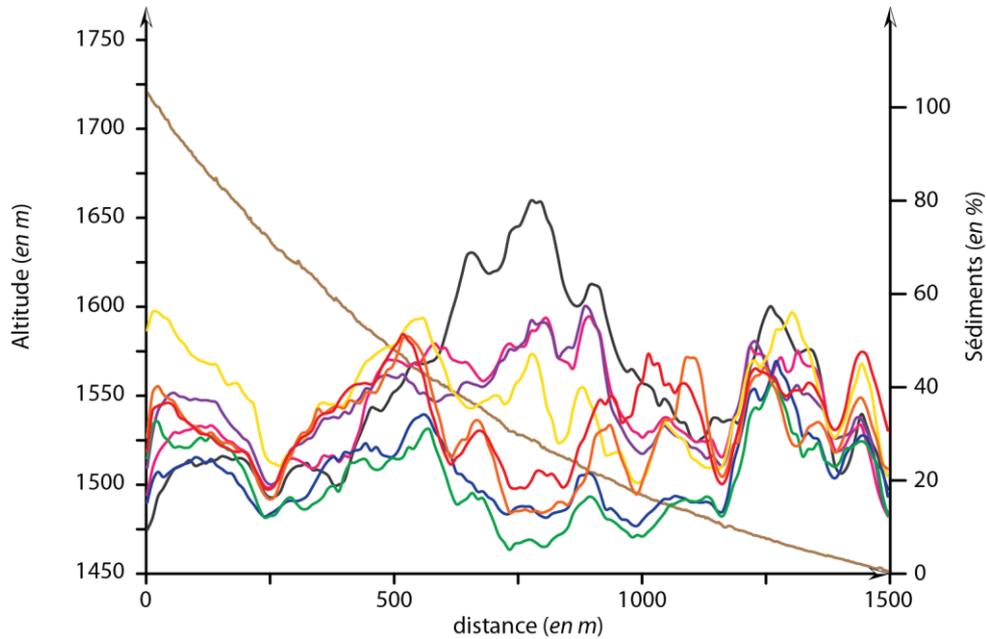


Figure 4.18 : La pente en fonction des dépôts sédimentaires selon les années.

Sur la base du profil longitudinal (fig. 4.17), nous pouvons argumenter l'analyse qui suit. Le lien entre la pente longitudinale et les courbes annuelles du pourcentage de sédiment par section (fig. 4.17) peut, en partie, expliquer les raisons de l'augmentation dans certains secteurs de la proportion du sol nu par rapport au sol végétal. Les sections situées à 750m montrent un seuil maximal pour chaque année. En correspondance, nous observons une baisse de la pente longitudinale. Il s'agit d'une zone de dépôt confirmée par la diminution de la pente. Dès lors la création dans cette portion de la rivière de sections « multichenaux ». La rivière est fortement liée à l'activité du cône de déjection du torrent des Martinets et soumise aussi à la confluence du torrent du Nant et des Martinets. La conjonction de ces deux éléments influence considérablement l'expansion latérale. Il en va de même pour les sections se situant au-delà de 1200m.

Chaque fois que la pente augment (250m, 1000m et 1350m), le dépôt se fait rare. Dans ces cas de figure, nous sommes en présence de zone de transfert de sédiments. L'expansion latérale de ces sections est fortement liée à la configuration morphologique de la zone. Chacune de ces zones se situe dans un rétrécissement du chenal et une augmentation de la pente.

4.5 CONCLUSION

Les changements sont confirmés par la classification. Cependant, les résultats sont fiables avec une marge d'erreur dépendante de la performance de la méthode de classification utilisée. Comme nous l'avons signalé précédemment, la méthode de classement est satisfaisante, mais pour une étude approfondie sur une zone de petite échelle une classification plus rigoureuse serait avantageuse. Toutefois pour des raisons de contraintes de temps et vues la complexification considérable, les études ne seraient plus envisageables.

En outre, l'analyse a identifié des zones de transfert (*secteurs II, VII et IX (fig. 4.16)*) et des zones de dépôts dynamiques (*secteurs IV, V et VIII (fig. 4.16)*). Nous avons établi un lien entre l'accentuation de la pente longitudinale et les zones de transfert ce qui confirme que la méthode utilisée est satisfaisante.

Il serait pourtant intéressant de quantifier l'impact de chaque torrent pour identifier lequel affecte le plus la plaine alluviale. Une réponse à cette question peut déboucher sur le rôle de la zone proglaciaire située à l'amont de la plaine alluviale.

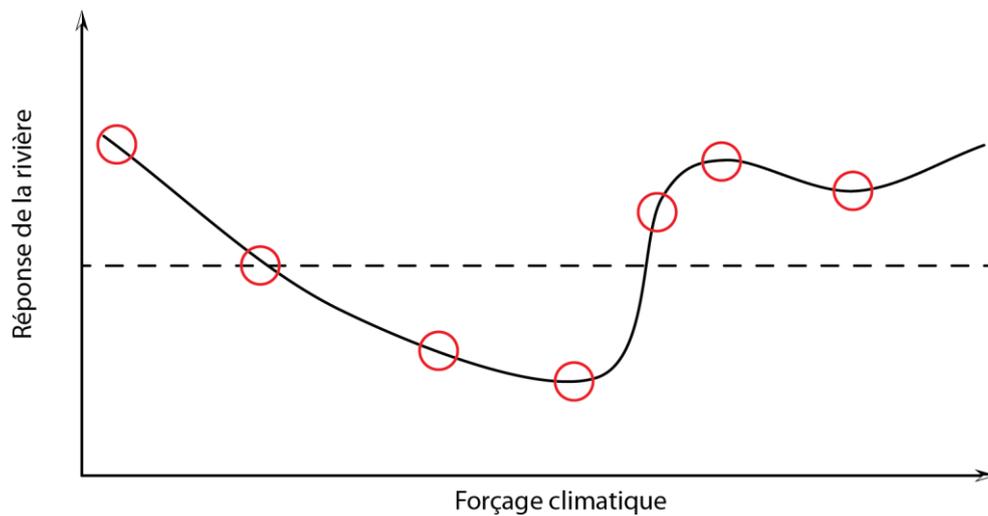


Figure 4.19 : Nouvelle hypothèse de la réponse de la rivière aux changements climatiques.

Nous nous attendions à répondre à l'une des deux hypothèses prédites (*fig. 4.2*) au début du chapitre. Seulement nous découvrons un nouveau développement du processus enregistré ces 50ans dernière années. Nous avons observé une baisse des dépôts sédimentaires jusqu'en 1992 (date de

notre image) puis la plaine alluviale a connu une augmentation des zones de dépôts sédimentaires (*fig.4.19*).

Les premières images montrent une importante zone de dépôts sur l'ensemble de la zone. Que s'est-il passé avant 1957, pour observer une telle quantité de dépôts sédimentaires sur la plaine alluviale ?

5 CHANGEMENTS HYDROLOGIQUES

5.1 DÉVELOPPEMENT DU MODÈLE

Ce chapitre a comme premier but d'indiquer une typologie non exhaustive des différents modèles hydrologiques existants et dans un deuxième temps, de présenter de manière argumentée le choix du modèle utilisé dans ce mémoire pour l'évaluation des débits potentiels présents dans une rivière durant les dernières décennies. La modélisation hydrologique permet la compréhension comportementale d'un phénomène physique lié aux modifications d'un bassin versant. L'approche est illustrée en *figure 5.1*.

Schéma : calibration - (génération - désagrégation) - validation - application

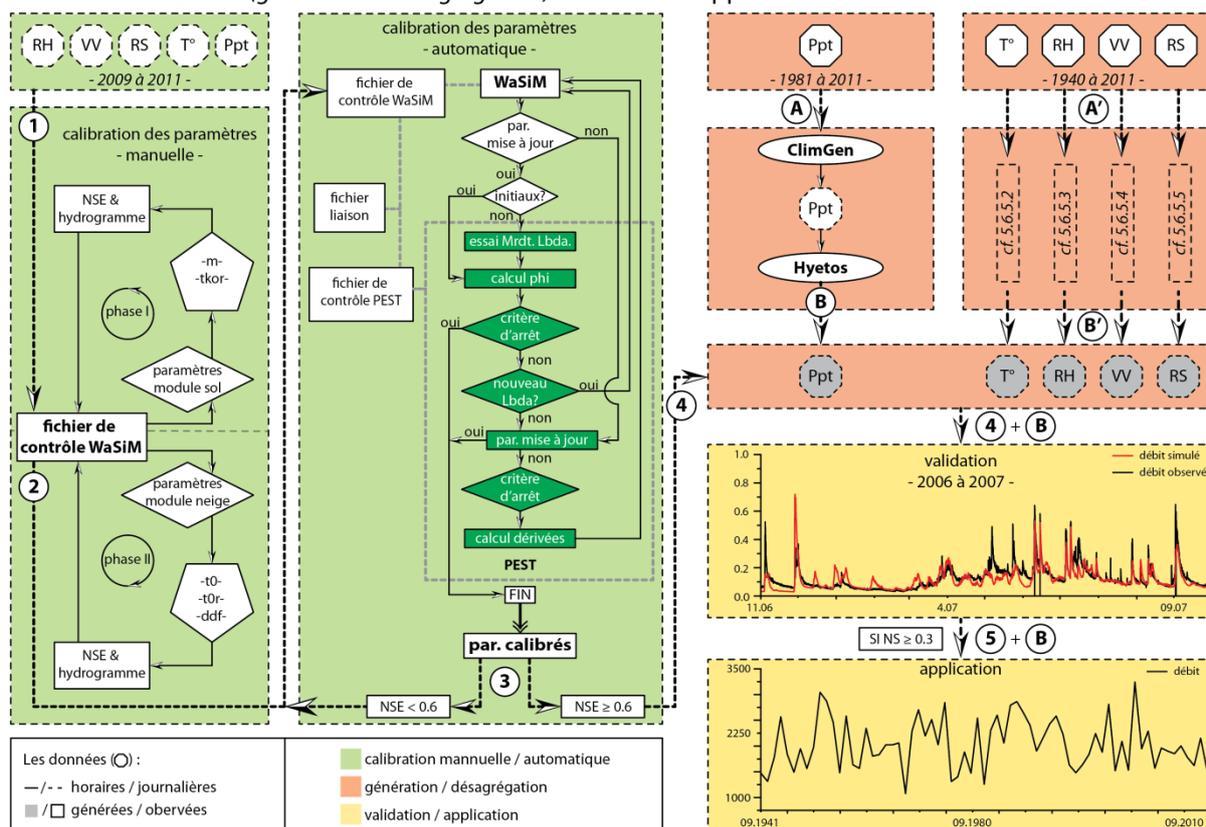


Figure 5.1 : Schéma résumant le chapitre 5 portant sur la calibration manuelle et automatique du modèle hydrologique WaSiM – ETH, de la génération et de la désagrégation des données climatiques et la validation et l'application du modèle hydrologique pour obtenir un débit horaire depuis la moitié du siècle dernier à nos jours.

Si l'on s'intéresse à la problématique de la livraison et des dépôts sédimentaires et spécifiquement aux dépôts sédimentaires, deux raisons existent pour utiliser la modélisation :

- Le manque de données des dernières décennies avec une résolution spatiale et temporelle liée aux transferts sédimentaires et
- Le manque de données explicatives (rôle spécifique de la neige et de la pluie dans les processus de transferts sédimentaires).

Toutefois, la modélisation doit décrire l'ensemble des étapes depuis les données climatiques jusqu'aux données hydrologiques, et notamment la présence des crues et des étiages. Dans une plus large mesure, elle doit offrir des informations pour la gestion hydrologique d'un bassin versant étudié (Gnouma, 2006).

5.2 LA MODÉLISATION EN HYDROLOGIE

Un modèle n'est pas seulement une simplification de la réalité, bien que cela reste un but pour une bonne interprétation (Payraudeau, 2002). Toutefois, une simplification juste qui repose sur une modélisation décomposée en étapes et la simplification s'applique aux différentes étapes (Ambroise, 1999). En effet, « *un modèle est une représentation **schématique** d'un phénomène physique* » permettant ainsi une compréhension approfondie du phénomène et de relever les interactions entre le modèle et le phénomène (Musy et Higy, 1996).

En résumé, un modèle se présente sous deux aspects : soit physique, soit mathématique. Dans le premier cas, le modèle est une représentation miniature de la réalité tandis que dans le second ensemble d'équations successives reflètent la complexité de la réalité (Musy et Higy, 1996).

Le choix du modèle repose donc sur leurs spécificités et leur gamme d'action. Ce choix nécessite ainsi une présentation des différents modèles existants en développant une typologie. Cette démarche nous permet de mettre en exergue les éléments qui nous ont permis de choisir le modèle utilisé dans ce mémoire.

Plusieurs auteurs proposent des typologies différentes basées sur des critères divergents. Nous retiendrons la typologie décrite par Singh (1995). Il propose une classification à deux niveaux. En effet, un modèle est **global** ou **distribué**, **déterministe** ou **stochastique** ou **mixte** (Gnouma, 2006). La

classification est basée sur les caractéristiques du bassin versant et la description des processus hydrologiques (Gnouma, 2006).

Gnouma (2006) propose le regroupement de trois types de modèle basé sur la classification de Singh (1995) : selon la *temporalité*, la *description des processus* et la *spatialité*. Toutefois, d'autres auteurs comme Refsgaard et Storm (1996) classifient les modèles selon trois catégories (empiriques – conceptuels – distribués à base physique). Alors que Chocat (1997) propose une classification selon l'utilité.

5.2.1 LA TEMPORALITÉ DANS UN MODÈLE

Avant de parler de modèles (proprement dits), il est essentiel de différencier la **temporalité des processus** (événementiel vs continu) de la **temporalité des paramètres et caractéristiques** (stationnaire et non stationnaires). En effet, dans le premier cas nous parlons de modèles événementiels ou continus dans le temps. Par contre, dans le second cas, nous parlons de temporalité dans les paramètres et les caractéristiques du bassin versant.

Dans cette typologie, les modèles **événementiels** et les modèles **continus** se différencient dans leur but. Les modèles **événementiels** ont comme but de déterminer un événement unique. En effet, le modèle calcule une pluie unique correspondante à une seule entrée (précipitation). Les modèles pluie-débit événementiels que nous trouvons dans cette catégorie sont les hydrogrammes unitaires. Dans ce cas, les conditions initiales sont essentielles, car elles interviennent dans le calcul pour déterminer l'évènement (la crue), ce qui limite leur utilisation (Beven et al., 1994 ; Musy et Higy, 1996).

Le principe des modèles **continus** réside dans la période de récolte des données. Ainsi, le modèle prend aussi bien en considération des périodes pluvieuses comme le modèle **événementiel**, mais aussi des périodes sèches. En effet, dans ce type de modèle, la prise en compte, sous forme d'équation, du débit de base et des phénomènes météorologiques supplémentaires aux précipitations comme la fonte de la neige ou l'évaporation, est essentielle. Si bien que les conditions initiales sont moins importantes que dans le premier cas (Musy et Higy, 1996).

La différence entre les modèles **stationnaires** et les modèles **non stationnaires** réside dans la temporalité des caractéristiques ainsi que dans la variabilité temporelle des paramètres. Toutefois, la

majeure partie des modèles hydrologiques sont stationnaires. Mais il arrive « *que certains phénomènes naturels voient leurs caractéristiques statistiques évoluer de manière importante* » (Musy et Higy, 1996).

5.2.2 LA LINÉARITÉ DANS UN MODÈLE

La différenciation entre un modèle **linéaire** et **non linéaire** réside dans le degré de complexité du processus entre l'entrée et la sortie. En effet, un modèle **linéaire** a une relation linéaire entre l'entrée (les précipitations) et la sortie (le débit) du modèle. Cette phase est considérée comme une simplification de la réalité. Cette dernière argumentation permet de différencier le modèle **linéaire** du modèle **non linéaire**. En effet, la croissance de la complexité entre l'entrée et la sortie, en intégrant des processus supplémentaires conduit à des modèles d'autant plus complexes donc un modèle **non linéaire**.

5.2.3 LA SPATIALITÉ DANS UN MODÈLE

La différence entre un modèle **global** et un modèle **distribué** repose sur les considérations spatiales d'un bassin versant. Dans un modèle **global**, le bassin versant est représenté comme un ensemble, « **une boîte noire** » ou modèle empirique, comme nous allons le voir plus tard, qui est régi par une loi physique entre l'entrée et la sortie. Il y a une simplification de la réalité basée sur un raisonnement empirique (Singh, 1995). Par contre dans un modèle distribué, le bassin versant est décomposé selon ses caractéristiques propres et/ou des variabilités des processus entre l'entrée et la sortie (Gnouma, 2006). Les deux principaux avantages d'un modèle distribué sont d'une part la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle, donc une prise en compte « des caractéristiques locales ayant une influence sur le comportement hydrologique » (Musy et Higy, 1996), et d'autre part la prise en compte de la temporalité. En finalité, le meilleur compromis réside dans un mélange entre les deux : le modèle semi-distribué. On trouve notamment le modèle TOPmodel (Beven et al. 1994 ; Musy et Higy, 1996).

La différence entre un modèle déterministe et un modèle stochastique réside dans la détermination des variables. Le degré de détermination des variables définit le positionnement du modèle. En effet,

un modèle **déterministe** suppose que la détermination des variables et des paramètres est parfaite, si bien qu'une même entrée aura sa même sortie. Au contraire, le modèle **stochastique** s'appuie sur le hasard (Musy et Higy, 1996 ; Gnouma, 2006), si bien qu'une même entrée ne reproduira pas deux fois la même sortie (Musy et Higy, 1996).

Cependant dans la majorité des cas, l'utilisation des modèles déterministes et stochastiques est conjointe. Ainsi, l'association des modèles déterministes et stochastiques permet la mise en évidence des phénomènes identifiables par le premier modèle, alors que des phénomènes aléatoires et les incertitudes sont identifiables par le second (Musy et Higy, 1996).

Plusieurs types de modèles sont regroupés dans les modèles dits « déterministes ». Nous pouvons distinguer, sur une échelle croissante de complexité, qui va des modèles empiriques aux modèles à base physique. Les différents types de modèles déterministes sont expliqués selon une complexité croissante.

Le choix du modèle est étroitement lié à la problématique de la modélisation développée dans ce mémoire et aux conditions hydrologiques que nous souhaitons recréer à travers la modélisation, mais aussi à l'échelle spatio-temporelle. Sur la base de notre objectif de la modélisation pour répondre à la problématique générale de ce mémoire, notre choix se porte sur un modèle distribué. Nous verrons pourquoi notre choix s'est porté sur un tel modèle.

5.2.4 LES PROCESSUS DANS UN MODÈLE

Le modèle hydrologique permet la modélisation – c'est-à-dire la simplification de la réalité – à l'aide de formules mathématiques. Or les formules mathématiques représentent, en les simplifiant dans un modèle, l'ensemble des processus hydrologiques tel que l'infiltration, le ruissellement, l'évaporation, la fonte de la neige, etc.

Selon le type de modèle, l'interprétation des processus hydrologiques peut être différente. L'objectif de ce chapitre est de mettre en évidence la manière de modéliser les processus hydrologiques par les modèles.

5.2.5 LES MODÈLES EMPIRIQUES

Ce type de modèle est basé sur une utilisation simple de la dynamique du phénomène physique tel qu'il est résumé par la formule rationnelle suivante :

$$Q = 0.0028 \cdot C_r \cdot i \cdot A \quad [5.1]$$

avec

Q	le débit [m ³ /s]
C _r	le coefficient de ruissellement []
i	l'intensité de la pluie [mm/h]
A	la surface du bassin [ha]

Avec ce type de modèle, il n'est donc pas « possible de rattacher d'autres processus aux crues calculées, comme l'érosion des berges ou le transport solide (Musy et Higy, 1996).

5.2.6 LES MODÈLES STATISTIQUES

Un modèle statistique décrit un comportement observé à l'aide d'une fonction de distribution. Il est donc utilisé dans le cadre d'une démarche déductive. Transformer en échantillon, les variables peuvent être analysées dans deux options : géostatistique ou fréquentielle. L'optimisation réside dans les observations déterminant la loi adaptée. Et en hydrologie, la loi repose sur les caractéristiques du débit à l'exutoire du bassin versant (Musy et Higy, 1996). Ainsi, la loi adéquate dépend « *de l'estimation des valeurs de ses paramètres et le calcul de quantiles avec leurs incertitudes relève du domaine de la statistique* » (Musy et Higy, 1996) des caractéristiques comportementales des débits.

5.2.7 LES MODÈLES CONCEPTUELS

Les modèles conceptuels reproduisent l'ensemble du bassin versant comme une succession de réservoirs, considérés comme « *homogènes* », et misent sur une simplification et une idéalisation des écoulements de surface ainsi que de la géométrie du bassin versant (Musy et Higy, 1996 ; Gnouma, 2006). Ce type de modèle est donc basé sur la perception de la réalité ainsi que sur l'aspect déductif des caractéristiques hydrologiques.

5.2.8 LES MODÈLES À BASE PHYSIQUE

Ce type de modèle est basé sur un ensemble d'équations successives liées les unes aux autres. Elles permettent de reproduire la réalité avec l'ensemble des processus présents dans le bassin versant. Par conséquent, un modèle de ce type nécessite un maillage fin du bassin versant en trois dimensions, des procédures physiques rapides et robustes et une détermination des valeurs de chaque cellule de la maille. Les trois difficultés citées précédemment limitent l'utilisation de ce type de modèle.

5.2.9 LE CHOIX DU MODÈLE WASIM – ETH

Dans cette partie nous allons aborder les différents facteurs influençant le choix du modèle que nous allons utiliser pour déterminer le débit entre 1940 et 2010 au pas de temps horaire avec des données de base (précipitations, températures, rayonnement solaire, vitesses du vent et humidité relative) incluant les processus liés au bassin versant (neige, glace et eau). Le modèle doit être un modèle distribué, il ne doit pas être trop compliqué pour faciliter la calibration manuelle du modèle. L'efficacité du modèle est importante pour des raisons de vraisemblance par rapport à la réalité.

Le choix de modèles hydrologiques est important et diversifié. C'est pourquoi il est essentiel de déterminer précisément la problématique liée à la modélisation. Notre objectif est la détermination du débit dans une période de soixante ans dans un bassin versant. Selon cet objectif et en adéquation avec la problématique, le choix du modèle est limité. D'autre part, le domaine de validité du modèle

doit correspondre à la région d'étude. Et d'autre part l'orientation préliminaire établie, la complexité du modèle dépend des hypothèses vérifiables, mais aussi du temps, des données à disposition et des caractéristiques du bassin versant. Ces derniers arguments déterminent l'orientation vers un modèle **déterministe** plutôt que stochastique. En finalité, les résultats escomptés sont essentiels puis que c'est finalement eux qui vont principalement orienter le choix du type de modèle. Le choix d'un modèle **mathématique** s'est imposé immédiatement à notre cas d'étude. La construction d'un modèle physique est d'autant plus laborieuse que l'utilisation d'un modèle où seuls certains paramètres jouent un rôle dans l'obtention de résultats utilisables.

L'objectif de déterminer un débit dans un bassin versant en moyenne montagne oriente le choix vers un modèle **non linéaire**. En effet, la zone d'étude, la moyenne montagne, détermine un modèle **non linéaire**. La prise en compte des processus internes au bassin versant tels que la variation de la nappe ou l'évaporation est essentielle. Car ces facteurs influencent le débit de base.

La détermination des paramètres et la simulation sont deux éléments liés aux données hydrométéorologiques disponibles, à la complexité et à la taille du bassin versant. Selon la disponibilité des données, nous serons à même de produire nos données comme nous le verrons dans le chapitre 5.6 (MudRain, Hyetos et PEST).

S'il est possible de déterminer les paramètres selon une interpolation par un modèle numérique de terrain (mnt), alors le choix d'un modèle complexe est privilégié. La simulation, dans ce cas, devient inévitable pour une raison de sensibilité des paramètres.

Nous avons tous les éléments pour le choix de notre modèle. Cependant, il reste un élément essentiel, c'est la facilité d'utilisation. En effet, ce paramètre est primordial, car il définit l'utilisation. Un modèle est d'autant plus attrayant si celui-ci est facile d'utilisation et si les résultats recherchés sont facilement disponibles et interprétables.

5.3 WASIM – ETH TOPMODEL

Ce chapitre est principalement écrit sur la base du manuel d'utilisation de WaSiM – ETH (Schulla, 2012) (*fig.5.2*). Nous avons vu précédemment que pour estimer le débit d'une rivière nous devons transformer des données climatiques en données hydrologiques. Pour répondre à ce processus, nous utilisons le modèle WASIM – ETH. En effet ce modèle, développé à Ecole polytechnique fédérale de Zurich, nous offre beaucoup de possibilités permettant une compréhension étendue des processus hydrologiques liés à un bassin versant. Pour répondre à ces processus hydrologiques, le modèle WaSiM – ETH se décline en deux versions selon deux approches :

- L'approche TOPmodel (version 1)
- L'approche selon l'équation de Richards (version 2)

La deuxième approche n'est pas développée dans ce travail, mais par contre, nous utiliserons la première version du modèle WaSiM avec l'approche TOPmodel.

Dans sa version 1, le modèle est basé sur l'approche Topmodel. En effet, c'est un modèle hydrologique distribué (Schulla, 2012). « *Il considère que la composante prépondérante dans la génération des crues est le ruissellement par excès de saturation* » (Beven et Kirkby, 1979) ainsi que le ressemellent sur surfaces saturées. L'information topographique joue un rôle prépondérant, car elle permet de déterminer la distribution spatiale des quantités d'eau déversée dans le bassin versant. Grâce à l'index topographique, le modèle estime le potentiel d'extension de la zone de saturation dépendante du déficit de saturation moyen du bassin (Schulla, 2012). En d'autres termes, le déficit de saturation moyenne « *équivalut à la teneur en air du milieu considéré, donc à sa capacité d'emmagasiner une quantité d'eau complémentaire* » (mnhn, 2013).

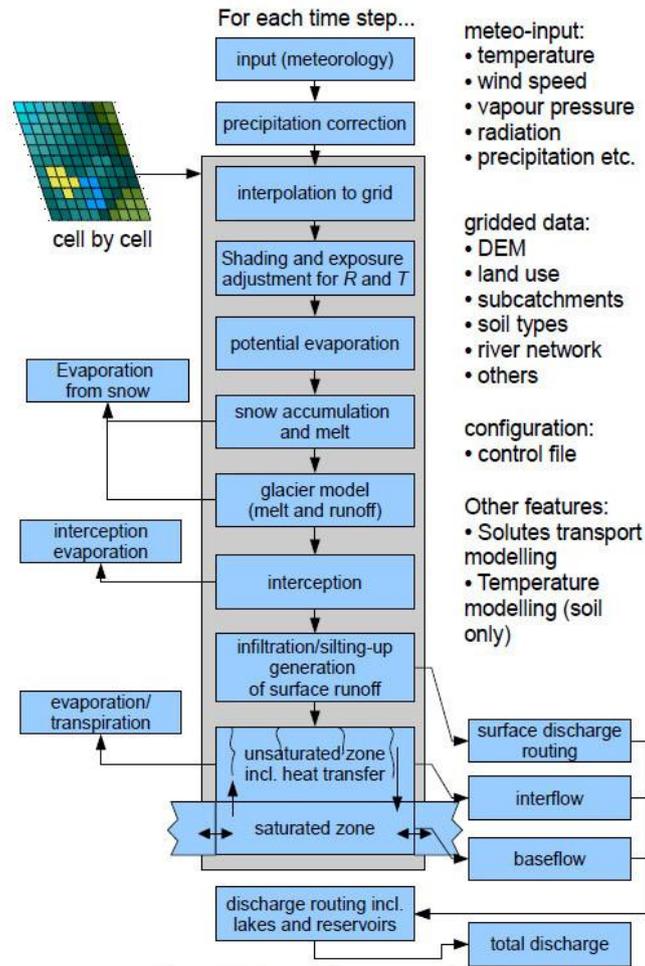


Figure 5.2 : Schéma descriptif du fonctionnement de WaSiM – WTH (Schulla, 2012).

5.3.1 LE MODÈLE WASIM – ETH

L'interpolation des données par le modèle WaSiM – ETH peut s'effectuer selon 12 méthodes (Schulla, 2012).

L'index topographique peut être calculé grâce à la formule suivante :

$$c_s = \ln \frac{a_t}{T_0 \tan \beta_t} \quad [5.2]$$

avec

c_s	index topographique [-].
a	bassin spécifique par unité de longueur par cellule de la grille ; c'est la zone drainante par mètre carré par cellule de la grille [$m^2 \cdot m^{-1}$].
T_0	transmissivité hydraulique saturée locale ($T_0 = \int K_s dh$) [$m^2 \cdot s^{-1}$].
β_t	angle de la pente [$m \cdot m^{-1}$].

Cette équation met en évidence que (i) l'eau souterraine est parallèle à la pente de la topographie, (ii) que la dynamique de la zone saturée peut être à l'état quasi stationnaire et que (iii) la transmissivité hydraulique locale T_h est une fonction exponentielle du déficit de saturation S :

$$T_h = T_0 e^{-S/m} \quad [5.3]$$

La distribution spatiale de la zone de saturation ou plus généralement, la distribution de la zone de déficit de saturation peut être trouvée grâce à la formule suivante :

$$S_i = S_m - m \left(\ln \frac{a_t}{T_0 * \tan \beta_t} - \gamma \right) \quad [5.4]$$

avec

S_m	déficit de saturation du bassin (moyenne arithmétique de l'ensemble S_i) [mm].
m	paramètre du modèle [mm].
γ	index topographique moyen du bassin versant.

Si toutefois le S_i est négatif ou proche de zéro, alors toute précipitation liquide supplémentaire prend immédiatement la forme du ruissellement superficiel. Cela signifie que le déficit de saturation

moyen est à nouveau calculé pour chaque pas de temps à une valeur moyenne en fonction du dernier pas de temps ce qui donne l'équilibre entre l'écoulement interne et externe du bassin. Après une estimation du ruissellement pour l'ensemble du bassin, le nouveau déficit de saturation est calculé à l'aide des paramètres suivants :

$$S_{m,i} = S_{m,i-1} + Q_B + Q_r - Q_{SUZ} \quad [5.5]$$

avec

$S_{m,i}$	déficit de saturation spatial moyen au pas de temps actuel [mm].
$S_{m,i-1}$	déficit de saturation spatial moyen au pas de temps précédent [mm].
Q_B	débit de base au pas de temps actuel (en général la valeur moyenne du bassin versant) [mm].
Q_r	capillarité comme valeur moyenne pour la zone de captage au pas de temps actuel [mm].
Q_{SUZ}	recharge de l'eau souterraine par la zone non-saturée comme valeur moyenne du bassin versant [mm].

5.3.2 HYDROLOGIE DE SURFACE ET DE SUBSURFACE

Le modèle part du principe qu'une partie des précipitations sont sous forme neigeuse, c'est pour cette raison que le traitement du ruissellement issu de la fonte de la neige est essentiel dans ce modèle. En effet, si la couche de neige est suffisante, une partie de la fonte de la neige s'additionne directement au ruissellement de surface. C'est démontré par la formule suivante :

$$Q_{D,S} = Q_{SNOW,OUT} \cdot QD_{SNOW} \quad [5.6]$$

avec

$Q_{D,S}$	ruissellement superficielle [mm].
$Q_{SNOW,OUT}$	fonte neigeuse [mm].
QD_{SNOW}	facteur déterminant la fraction du ruissellement superficiel provenant de la fonte neigeuse [-].

Cette formule montre que le ruissellement superficiel dépend de la fonte de la neige d'une part et d'autre part du facteur délimitant la part de ruissellement superficiel provenant de la fonte de la neige. Ceci implique le partitionnement de l'eau qui atteint le sol. Ce partitionnement de l'eau dépend de l'intensité de la précipitation. En effet, une grande partie ou une infime partie peut couler directement dans les couches profonde du sol sans aller dans la zone racine de stockage (zone où l'évaporation peut extraire l'eau). Cette fraction est régie par un seuil d'après l'intensité de la précipitation, il est déterminé par le paramètre suivant :

$$P_{grenz} = P_{grenz,1h} \cdot \Delta t^{a_p} \quad [5.7]$$

avec

P_{grenz}	seuil de l'intensité si $P > P_{grenz}$, tous les excédents de précipitation sont dirigés dans le sol profond par les macro pores [mm/ ΔT].
$P_{grenz,1h}$	seuil de l'intensité de la précipitation pour un pas de temps $\Delta T = 1h$ [mm/h].
Δt	pas de temps [h].
a_p	valeur empirique, décrivant la décroissance de la variance de la précipitation avec un long pas de temps [-].

Cette équation montre que toute précipitation est déterminée par un seuil suivant la valeur des flux P_{grenz} dans la zone racine de stockage, que l'on nomme « sol de stockage ».

$$q_v = K_{korr} \cdot k_f \cdot e^{-S_i/m} \quad [5.8]$$

avec

q_v	percolation.
K_{korr}	paramètre considérant aussi bien les sols non saturé que les écoulements préférentiels [-].
S_i	déficit de saturation local [mm].
m	paramètre de récession [mm].
K_f	conductivité hydraulique saturée [mm/h].

Le paramètre K_{korr} est relativement important, car il a une utilisation différente dans TOPmodel par rapport à WaSiM. En effet, c'est un paramètre permettant l'examen des conditions non saturées dans TOPmodel, tandis que, dans le second cas, le paramètre est utilisé pour l'examen des écoulements préférentiels, décrivant aussi les conditions non-saturées. Ainsi, ce paramètre peut prendre un large éventail de valeurs. Le paramètre K_{korr} doit donc être calibré. La calibration des paramètres fait l'objet d'un chapitre ultérieur.

L'écoulement de subsurface se forme dans un sol mince et perméable recouvrant un substratum imperméable. Sous ces conditions et selon la texture du sol, la formation de plusieurs niveaux superposés d'écoulement de subsurface est possible. Le lien entre l'écoulement de base et l'écoulement de subsurface est étroit. En effet, en régime non saturé, l'écoulement hypodermique peut devenir de l'écoulement de base mais, uniquement si la pente est forte avec un couvert végétal et humide et un drainage optimal (Musy et Higy, 1996). Avec le manque d'information concernant le substratum et les niveaux souterrains, le modèle considère que l'écoulement de subsurface utilise une approche conceptuelle. À l'image du ruissellement superficiel, les zones poreuses ou de stockage permettant l'écoulement de subsurface est en fonction du déficit de saturation.

$$Q_{SH,in} = (S - SUZ) - SH_{max} \quad [5.9]$$

avec

$Q_{SH,in}$	l'écoulement souterrain dans la zone poreuse (pour chaque cellule de la grille un stockage) [mm].
S	déficit de saturation local actuel [mm].
SUZ	capacité de stockage de la zone non saturée (volume poreux qui n'est pas accessible par les racines des plantes de la zone saturée) [mm].
SH_{max}	contenu maximal de la zone poreuse [mm], ceci est un paramètre du modèle.

Cette équation [5.9] met en avant le principe de remplissage du niveau permettant l'écoulement de subsurface. En effet, dès que ce dernier est rempli, le processus de ruissellement superficiel peut débuter. Cela signifie que la zone non saturée est aussi remplie. Si bien que le ruissellement total correspond à la somme de trois composantes :

- $Q_{D,S}$: correspondant à la fonte de la neige.
- $Q_{D,I}$: correspondant à l'excès d'infiltration.
- $Q_{D,sat}$: correspondant à la zone saturée.

Ces trois composantes sont le résultat, dans la version originale de TOPmodel, d'une composante correspondante au ruissellement excessif, alors SH prend la valeur 0mm. En d'autres termes, la zone saturée est nulle et donc la totalité de l'écoulement est superficielle.

La capillarité d'un sol dépend de sa porosité. En effet, le lien existant entre le comportement de l'eau et la capillarité est inversement proportionnel à l'augmentation de la porosité. C'est notamment

pour cette raison qu'il est pertinent d'établir un classement rigoureux selon le type de pores d'après la conductivité hydraulique et des critères de taille (Musy et Higy, 1996).

5.3.2.1 ASCENSION CAPILLAIRE D'UNE ZONE SATURÉE DANS LA ZONE DE STOCKAGE ET DANS LA ZONE HYPODERMIQUE

Dû à l'évaporation, une partie de l'eau de la nappe phréatique élevée, peut-être remplacée par de l'eau provenant de la zone saturée et/ou de la zone hypodermique. Le débit renouvelé provient de la zone hypodermique proportionnellement à son remplissage (Q_r) suivi par une ascension capillaire prenant l'eau de la zone saturée jusqu'à ce que les pertes par évaporation soient pleines (Q_{kap}). Le paramètre r_k quantifie ce débit renouvelé dans le sol saturé à l'échelle du déficit de saturation au fond de la zone racine. Cette étape est donc nécessaire en raison du fait que la nappe phréatique modélisée (donnée par le déficit de saturation) ne correspond pas exactement à la nappe phréatique réelle.

$$Q_r = (ETR - Q_{kap}) \cdot \frac{SH}{SH_{max}} \cdot r_k \quad [5.10]$$

Si

$$(0 \leq SH \leq SH_{max}) \quad [5.11]$$

$$Q_{kap} = \left(1 - \frac{S}{r_k \cdot n_e \cdot z_w}\right) \cdot ETR \quad [5.12]$$

Si

$$(0 \leq S \leq r \cdot n_e \cdot z_w) \quad [5.13]$$

avec

Q_r	Quantité d'eau s'écoulant du stockage dans la zone hypodermique [mm].
Q_{kap}	ascension capillaire de la nappe phréatique [mm].
ETR	évapotranspiration réelle [mm].
SH	contenu de la zone poreuse [mm].
SH_{max}	contenu maximal de la zone poreuse [mm], ceci est un paramètre du modèle.
S	déficit de saturation local actuel [mm].
r_k	paramètre d'échelle (il n'y aura pas d'ascension capillaire pour la cellule avec un $S > r_k \cdot n_e \cdot z_w$) [-].
n_e	porosité drainante [-].
z_w	profondeur de la zone racine [mm].

Un contact hydraulique entre la zone racine et la zone saturée est requis pour que l'échange s'établisse. Deux hypothèses sont donc possibles :

- Il n'y a pas de frange capillaire au-dessus de la nappe phréatique. Dans ce cas de figure, seule l'ascension capillaire aura lieu et elle ne dépend que du déficit de saturation en rapport à la capacité de la zone racine.
- L'extraction de l'eau par évaporation en utilisant une intensité unique pour tout le sol évitant ainsi une subdivision du sol en couches.

5.3.2.2 CALCUL DU DÉBIT DE BASE

Le débit de base correspond selon le dictionnaire français d'hydrogéologie (1977) à :

« La part de l'écoulement total naturel (composante de l'hydrogramme d'un cours d'eau) qui est différée, par rapport à l'écoulement immédiat, sous l'effet régulateur de divers réservoirs naturels, notamment celui des aquifères à exutoire compris dans le bassin versant. Il compose tout l'écoulement en période de

tarissement. Il n'est pas perturbé par aucune action humaine » (Dictionnaire français d'hydrogéologie, 1977).

En résumé, le débit de base est une « *composante de l'écoulement provenant de la vidange des réserves du bassin, souterraines ou superficielles* » (Hydrologie, 2012). Il est calculé grâce au paramètre suivant et pour chaque sous bassin pris dans son ensemble :

$$Q_B = e^{-\gamma + \ln T_{korr}} \cdot e^{-S_m/m} = T_{korr} \cdot e^{-\gamma} \cdot e^{-S_m/m} \quad [5.14]$$

avec

Q_B	débit de base [mm/pas de temps].
γ	valeur moyenne de l'index topographique [-].
S_m	déficit de saturation moyen pour un bassin [mm].
m	paramètre du modèle [mm].
T_{korr}	facteur d'échelle de transmissivité ainsi que le changement d'échelle dépendant de la distribution de l'index topographique c [-].

Nous verrons ultérieurement, dans les paramètres du modèle, que le paramètre m est essentiel dans l'utilisation du modèle.

5.3.3 LA NEIGE

L'intégration des glaciers dans le modèle est indispensable pour évaluer le débit du réseau hydrographique. Même s'il y a des similitudes, l'algorithme de la fonction n'est pas identique pour la neige, les névés et l'eau de fonte des glaciers (Schulla, 2012).

L'accumulation de la neige est estimée pour chaque cellule de la grille et interpolée en fonction de la température de l'air par rapport à l'événement. L'équation de la neige est donnée par :

$$P_{Schnee} = \frac{T_{R/S} + T_{trans} - T}{2 \cdot T_{trans}} \text{ pour } (T_{R/S} - T_{trans}) < T < (T_{R/S} + T_{trans}) \quad [5.15]$$

avec

P_{Schnee}	équation de la neige avec le total des précipitations. [0...1].
T	température de l'air [°C].
$T_{R/S}$	température à laquelle 50% des précipitations sont sous forme neigeuse [°C].
T_{trans}	la moitié de la plage de température de la transition neige – pluie. [K].

La fonte de la neige est fonction de la température. Cependant, la correction de la neige est aussi fonction du vent. L'approche que nous allons retenir dans ce cas d'étude est la fonte de la neige fonction de la température représenté dans l'équation suivante :

$$M = c_0 \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24} \quad [5.16]$$

avec

M	gradient de fonte [mm/pas de temps].
c_0	température dépendante du facteur de la fonte [mm °C ⁻¹ d ⁻¹]
T	température de l'air [°C].
$T_{0,m}$	température initiale du début de la fonte de la neige [°C].
Δ_t	pas de temps [h].

Cette méthode a été développée pour les pas de temps journalier ou plus large pour le modèle WaSiM (Schulla, 2012). Le coefficient c_0 contrôle la capacité maximale du stockage de l'eau par

rapport au stockage maximal. Cependant, la fonte est calculée uniquement à la température de l'air au-dessus du seuil de la température initiale du début de la fonte de la neige. Et ceci pour chaque pas de temps en cumulant tous les écoulements issus de la fonte (Schulla, 2012). Les paramètres du module neige sont globalement définies dans le fichier de contrôle. Il n'est pas possible de « jouer » avec les paramètres selon les régions d'étude pour l'instant.

5.3.4 CORRECTION DES PRÉCIPITATIONS

La correction des précipitations est réalisée séparément pour la pluie et pour la neige en utilisant la vitesse du vent comme paramètre déterminant. La différenciation entre la pluie et la neige est donnée en utilisant le seuil de température

$$M = (c_1 + c_2 \cdot u) \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24} \text{ pour } T > T_{0,m} \text{ et } M = 0 \quad [5.17]$$

avec

P	précipitation observée [mm].
$P_{C_{corr}}$	précipitation corrigée [mm]
T_{thr}	seuil de température neige/pluie [°C]
u_w	vitesse du vent [m/s]
a_l, b_l	paramètres de correction pour les précipitations liquides [-]
a_s, b_s	paramètres de correction pour les précipitations solides [-]

En utilisant la méthode IDW (inverse-distance-weighting) pour l'interpolation des données de précipitations, les données sont issues directement des stations de mesures. Ces données sont alors corrigées en utilisant l'équation [5.17] en interpolant la vitesse du vent et la température selon la localisation des stations pluviométriques et météorologiques. L'ensemble des données est interpolé en utilisant la méthode spécifiée dans le fichier de contrôle.

5.4 RÉSUMÉ DES PARAMÈTRES

Le tableau de *la figure 5.3* met en évidence les paramètres utilisés pour la calibration du modèle WaSiM – Eth. Seuls quelques paramètres ont été utilisés lors de la calibration manuelle sinon la majeure partie des paramètres ont été introduits lors de la calibration automatique établie avec PEST. Les paramètres entrent en jeu à deux reprises : une première fois pour la calibration manuelle (M) (fig. 5.3) et une deuxième fois pour la calibration automatique (A). Le choix des paramètres découle des travaux de Schulla (2012) qui a identifié les paramètres les plus sensibles. Nous reviendrons sur la définition des paramètres dans la section calibration manuelle et automatique (chapitre 5.8).

Cinq modules ont été sollicités pour la calibration du modèle WaSiM – ETH avec un total de 24 paramètres calibrés automatiquement. Seuls quatre paramètres sont entrés en lice pour la calibration manuelle. Il s'agit des paramètres mentionnés d'un « M » dans la colonne « calibration ». Toutefois, ces paramètres ont aussi été calibrés automatiquement.

Paramètres	Module	Calibration manuelle (m) ; automatique (a)	Valeur initiale	Valeur minimale	Valeur maximale
Gradient de température [°C/m]	Température	A*	-0.006	-0.009	-0.005
Poids de la méthode d'interpolation IDF pour la température (-)	Température	A*	0.1	0.1	1
Poids de la méthode d'interpolation IDF pour la pluie (-)	Précipitation	A	0.775	0.1	1
Correction de la pluie <i>b</i> (mm/(m/s))	Précipitation	A*	1.05	0.5	5

Correction de la pluie a (-)	Précipitation	A*	0.05	0.01	1
Correction de la neige b (mm/(m/s))	Précipitation	A	0.7	0.5	5
Correction de la neige a (-)	Précipitation	A*	3.3	0.01	1.5
Zone de transition entre pluie – neige (°C)	Neige	A	1	0	3
Limite de la température pour les précipitations (TOR) (°C)	Neige	A*	2	0.1	3.5
$T0$ (°C)	Neige	M / A*	2	-1	5
DDF (mm/°C/day)	Neige	M / A	5.5	1	10
Index de la température de la neige (mm/°C/day)	Glace	A	2	1	5
Facteur de fonte (mm/°C/day)	Glace	A	2	1	5
Constante de stockage de la glace (heure)	Glace	A	3	1	20
Constante de stockage du névé (heure)	Glace	A	80	10	200
Constante de stockage de la neige (heure)	Glace	A	30	10	200
Paramètre de récession m (m)	Sol	M / A*	0.05	0.001	0.5
Paramètre $Tkor$ (-)	Sol	M / A	0.99	0.1	10

Paramètre $Kkor$ (-)	Sol	A	1000	5	1500
Coefficient de stockage de l'écoulement direct (h)	Sol	A	29.5	10	100
Seuil de l'écoulement de subsurface (mm)	Sol	A	228.9	10	300
Coefficient du stockage de l'écoulement de subsurface (h)	Sol	A	2452	10	3000
Facteur de réduction de l'écoulement de subsurface (mm)	Sol	A	0.9	0.1	1
Pourcentage de fonte de la neige en ruissellement (%)	Sol	A	0.4	0.1	1

Figure 5.3 : Tableau récapitulatif des paramètres sélectionnés pour la calibration manuelle (M) et la calibration automatique (A).

5.5 RÉSUMÉ DES DONNÉES

Dans ce chapitre nous allons présenter brièvement les données (*fig. 5.4*) utilisées dans ce cas d'étude. Les données climatiques, les précipitations, la radiation solaire, la température, l'humidité relative et la vitesse du vent sont enregistrées au pas de temps journalier. Elles représentent les données minimales nécessaires pour obtenir un débit simulé à l'aide du modèle WaSiM – ETH.

L'ensemble des données climatiques provient de MétéoSuisse avec 6 stations différentes en fonction des données disponibles et par rapport au contexte géographique de la région, au site d'étude et aux caractéristiques semblables entre les stations et le bassin versant du Vallon de Nant.

Or dans notre cas d'étude, deux contraintes se révèlent pour les données climatiques :

- Le pas de temps différents (journalier – horaire) et
- La période des relevés.

Le débit est obtenu par la station de mesure de La Scierie située en amont de Bex appartenant au Canton de Vaud. Ces données sont utilisées lors de la calibration manuelle et automatique du modèle WaSiM – ETH et PEST réciproquement.

Le débit mesuré à la station de mesure correspond au bassin versant de l'Avançon. Dans notre cas d'étude, le modèle WaSiM – ETH estime le débit selon les critères géographiques de la région choisie. En effet, le modèle subdivise le bassin versant de l'Avançon en plusieurs sous-bassins versants donc celui du Vallon de Nant offrant des résultats détaillés selon la région d'étude (Schulla, 2012).

Données climatiques	Stations de mesures	Origine	Périodes	Résolution
Les précipitations	Gryon	Météosuisse	1902 – 2011	Journalière
	Bex	Météosuisse	1864 – 2011	Journalière
	Plan sur Bex	Météosuisse	1981 – 2005	Journalière
	La Peuffeyre	Canton de Vaud	1981 – 2011	Journalière
	Diablerets village	Météosuisse	1961 – 2011	Journalière
La radiation solaire	Aigle	Météosuisse	1981 – 2011	horaire
	Château d'Oex	Météosuisse	1940 – 2011	Journalière
La température	Aigle	Météosuisse	1981 – 2011	Horaire
	Château d'Oex	Météosuisse	1940 – 2011	Journalière
L'humidité relative	Aigle	Météosuisse	1981 – 2011	Horaire
	Château d'Oex	Météosuisse	1940 – 2011	Journalière
La vitesse du vent	Aigle	Météosuisse	1981 – 2011	Horaire

	Château d'Oex	Météosuisse	1940 – 2011	Journalière
Le débit	Bex (La Scierie)	Canton de Vaud	2001 - 2011	Horaire
La Topographie	MNT	Canton de Vaud	2010	100m

Figure 5.4 : Tableau de l'ensemble des données nécessaire pour l'utilisation du modèle WaSiM – ETH.

5.6 PRÉPARATION DES DONNÉES CLIMATIQUES

Simuler un débit horaire pour un site d'étude nécessite l'obtention de données climatiques dans le pas de temps de la future simulation. Sur cette base de départ, la préparation des données climatiques horaires est pertinente.

Dans bien des cas, les données climatiques horaires sont indisponibles pour maintes raisons. Il est donc nécessaire de les créer et c'est l'objectif de ce chapitre.

La préparation des données climatiques s'effectue en deux temps. Dans un premier temps, nous effectuons la génération des données climatiques journalières sur la base de données climatiques journalières observées. Dans un deuxième temps, les données journalières générées sont désagrégées pour l'obtention de données climatiques horaires. Dans ce chapitre nous allons vous présenter les différentes étapes effectuées pour obtenir les données climatiques horaires. Nous pouvons résumer cette préparation comme suit :

- Dans une première partie : la génération des données climatiques journalières est réalisé avec le modèle et
- Dans une deuxième étape : la désagrégation des données obtenues en données horaires grâce à d'autres modèles spécifiques à chacune des données climatiques.

5.6.1 GÉNÉRATION DES DONNÉES JOURNALIÈRES

Les générateurs météorologiques sont souvent utilisés pour produire de longues séries de données météorologiques journalières, qui peuvent être utilisées comme base dans le domaine de l'hydrologie, de l'agriculture, de l'environnement, et d'autres modèles axés sur le temps. Le modèle ClimGen (bsyse, 2012), qui comprend certains concepts adoptés du modèle WGEN, est un modèle de génération de série temporelle, avec des fonctionnalités et une interface utilisateur conviviale et efficace. ClimGen a été évalué et jugé comme un modèle performant raisonnable pour un certain nombre d'endroits du monde.

L'objectif de la génération de données climatiques pour un site d'étude répond au manque de données journalières historiques disponibles dans les enregistrements des stations météorologiques (Johnson et al., 1996) disposées sur le territoire suisse. Pour la simulation et l'analyse d'un débit historique à l'échelle spatiale d'un bassin versant de montagne pour lequel il n'y a pas de mesures effectuées. Il est indispensable de posséder une longue série de données climatiques au pas de temps souhaité. C'est pour cette raison que nous faisons appel à un générateur, ClimGen, de données climatiques. Le modèle prend en entrée une série de données journalières de ces variables pour calculer les paramètres utilisés dans le processus de simulation. ClimGen préserve l'interdépendance entre les variables climatiques générées ainsi que les caractéristiques saisonnières de chaque variable. Les valeurs générées résultent d'un processus stochastique multivarié continu avec les moyennes journalières et les écarts-types conditionnés par l'état sec ou humide de la journée. Pour différencier les jours secs et humides, une première commande de chaîne de Markov est utilisée. Les quantités de précipitations sont générées à partir d'une distribution de Weibull (Weibull, 1951), qui peut être simplifiée dans les applications à des conditions de faibles données. Le déficit de la pression journalière est généré en fonction de la température. La vitesse du vent est également générée à partir d'une distribution de Weibull (Weibull, 1951). Cependant, cette variable est générée indépendamment des autres variables, car tous les paramètres de génération sont calculés pour chaque site d'intérêt, ainsi ClimGen peut être appliqué à n'importe quel endroit du monde avec suffisamment d'informations pour paramétrer le modèle.

5.6.2 LES PRÉCIPITATIONS

Générer des données de pluie implique des approches qui permettent d'évaluer la probabilité de l'occurrence à la fois des précipitations pour un jour donné, ainsi que la quantité. L'intensité des précipitations ainsi que la durée de l'événement peuvent également être générées par certaines applications. L'occurrence des précipitations journalières dans le modèle ClimGen (fig. 5.5) a deux chaînes de Markov pour générer le nombre et la répartition des précipitations et d'après Nicks et al. (1990) la probabilité d'une journée sèche après une journée humide et vice versa suit une chaîne de Markov à deux états.

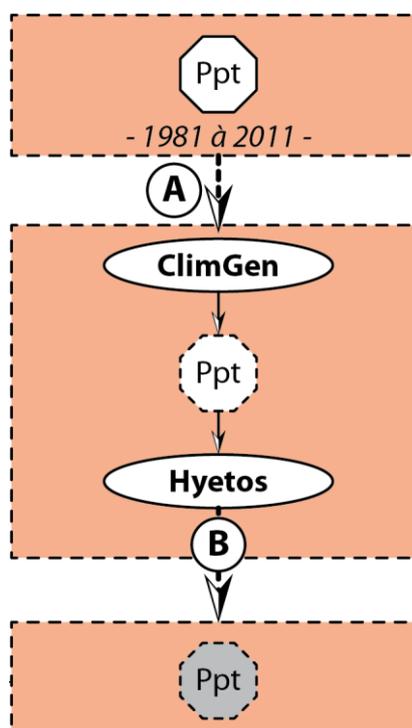


Figure 5.5 : Génération (ClimGen) et désagrégation (Hyetos) des données de précipitations (Ppt). Les données observées depuis 1981 à 2011 au pas de temps journalier

Pour pallier les problématiques liées à la distribution des précipitations, Richardson (1981) a proposé d'utiliser une série de Fourier, représentant les variations mensuelles et saisonnières dans les paramètres de distribution. Ceci dans l'optique de caractériser l'aspect cyclique des paramètres variant périodiquement. L'intensité des précipitations et la durée quotidienne sont décrites par Arnold et Williams (1989), comme présentant une distribution exponentielle.

5.6.3 LA TEMPÉRATURE ET LA RADIATION SOLAIRE

Les éléments météorologiques comme la température et la radiation solaire ne sont pas aussi difficiles à obtenir que l'est le fait de mobiliser statistiquement la précipitation, parce que la forte proportion d'observations avec des valeurs de « zéro » en commun. Malgré les registres de précipitations quotidiennes, l'association des observations climatiques (Richardson, 1981) n'est pas possible. Il y a cependant une certaine dépendance entre les précipitations, la température et le rayonnement solaire qui doit être prise en compte dans le générateur. L'analyse des températures a montré que les températures d'un jour humide suivant un jour de pluie ont tendance à être plus faibles que la température moyenne des jours secs qui suivent des journées sèches. Il en est de même pour les niveaux du rayonnement solaire qui sont plus faibles lors des journées humides en raison de la couverture nuageuse accrue. Au contraire, lors des journées sèches les niveaux du rayonnement solaire sont plus probables en raison de la clarté des cieux (Richardson, 1981).

En effet, pour déceler une probabilité de précipitation sachant que la température et le rayonnement solaire sont dépendants, Richardson (1981) a développé une approche permettant de générer la température maximale et minimale quotidienne dans le cadre d'un processus stochastique continu et multivarié. En finalité le différentiel de température journalière est corrélé à la quantité de rayonnement solaire reçu. En effet, plus le différentiel est important, plus la quantité reçue est grande. Au contraire plus le différentiel est petit, plus la quantité reçue sera minime. En d'autres termes, un temps clair apporte une grande quantité d'énergie solaire et un différentiel important et vice versa : un temps maussade, pour lequel le différentiel de température est faible, se traduit par une quantité d'énergie solaire faible (Richardson, 1981 ; Bristow et Campbell, 1984).

5.6.4 LA VITESSE DU VENT ET L'HUMIDITÉ RELATIVE

La vitesse du vent est générée par ClimGen indépendamment des autres variables climatiques. Semblable à la génération des précipitations, la vitesse moyenne quotidienne du vent est représentée à l'aide d'une distribution de Weibull (Weibull, 1951).

L'humidité relative est mesurée sur la base des enregistrements maximaux et minimaux de l'humidité relative et du point de rosée diurne et nocturne extraite des températures maximales et minimales journalières. Une régression linéaire entre le point de rosée diurne et nocturne est calculée

lors de la phase d'optimisation. Une fois cette étape réalisée, ClimGen procède au calcul du déficit maximal journalier de pression. Ainsi, la différence maximale entre l'état saturé et la pression réelle correspond précisément à l'humidité relative minimale à température maximale (Nelson, 2002).

5.6.5 LA DÉSAGRÉGATION DES DONNÉES (JOURNALIÈRE À HORAIRE)

Une fois la génération des données climatiques journalières obtenue à l'aide du modèle *ClimGen*, celles-ci sont traitées séparément. En effet, chaque donnée climatique – *les précipitations, la température, l'humidité relative, la vitesse du vent et la radiation solaire* – est désagrégée à l'aide de formules spécifiques (fig.5.6).

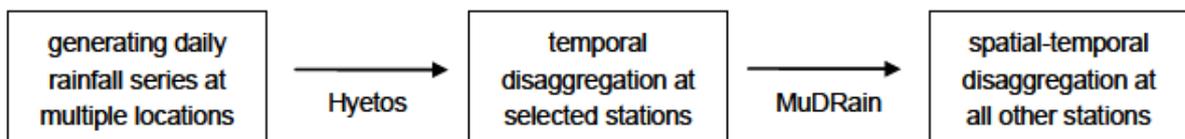


Figure 5.6 : Modèle Hyetos suivi du modèle MuDRain pour la génération pour une station suivi de la désagrégation des données climatiques pour plusieurs stations (Petry et al., 2008).

5.6.5.1 LES PRÉCIPITATIONS

La procédure de désagrégation pour les données de précipitations nécessite l'intervention de deux modèles successifs. Le premier permet de désagréger des données pour une station (Hyetos) et le second (MuDRain) enrichit les données en intégrant les données issues du premier modèle avec d'autres stations. Nous présentons ici les deux modèles utilisés

5.6.5.1.1 Modèle Hyetos

Le modèle *Hyetos* est un modèle de désagrégation permettant d'obtenir des données de précipitations horaires sur la base de données de précipitations journalières observées pour un site unique. Il est basé sur le modèle Bartlett-Lewis (ansers, 2012) qui est un modèle stochastique de désagrégation temporelle. C'est grâce à ce dernier modèle qu'il est possible de déterminer les paramètres nécessaires à l'utilisation du modèle *Hyetos*.

Il utilise un schéma répétitif pour dériver une série de pluie systématique qui ressemble à la série journalière observée et dans un second temps, par une procédure d'ajustement proportionnelle il rend la série générée pleinement compatible avec les données observées. Et de cette manière, la procédure permet de modifier les valeurs initialement générées pour obtenir les valeurs modifiées applicables pour la zone d'étude.

$$d = \left[\sum_{i=1}^L \ln \left(\frac{z_i + c}{\tilde{z}_i + c} \right)^2 \right]^{\frac{L}{2}} \quad [5.18]$$

Avec :

\tilde{z}_i et z_i : l'origine de la pluie et la pluie simulée totale.

L : le pas de temps journalier humide.

C : une constante.

Deux modes minimum sont nécessaires pour obtenir des données désagrégées pertinentes. Le premier consiste à élaborer un mode test complet permettant ainsi de vérifier la pertinence attendue du modèle de Bartlett-Lewis et ses paramètres par comparaison avec la théorie et les prédictions statistiques. En d'autres termes, il s'agit de voir s'il y a une corrélation entre les éléments désagrégés et les observations.

$$X_s = \tilde{X}_s \left(\frac{z}{\sum_{j=1}^{24} \tilde{X}_j} \right), s = 1, 2, \dots, 24, \quad [5.19]$$

Avec :

Z : le pas de temps journalier pour la désagrégation

Le deuxième mode est le mode le plus utilisé pour la désagrégation des données journalières en données horaires. Nous avons paramétré le modèle *Hyetos* sur la station d'*Aigle*, dont nous disposons des données de précipitations journalières datant de 1980, pour obtenir des données de précipitations horaires.

5.6.5.1.2 Modèle MudRain

Pour simuler les processus hydrologiques dans les détails (*fig. 5.7*), la série de précipitations générée doit être ventilée en considérant les statistiques temporelles et la corrélation spatiale entre les stations. Une méthode proposée par Koutsoyiannis et al. (2003) combine plusieurs données univariées et multivariées de précipitations dans un cadre de désagrégation appelé MuDRain (Petry et al., 2008). Le modèle *MuDRain* permet de désagréger les données de précipitations pour plusieurs stations sur la base d'une station de référence désagrégée au préalable à l'aide du modèle *Hyetos*.

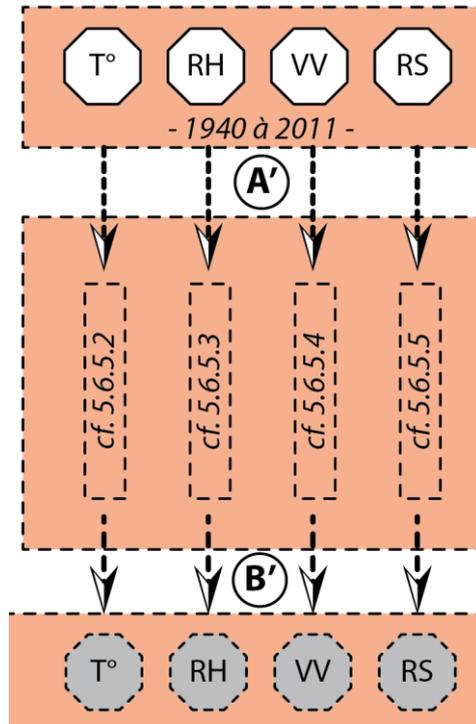


Figure 5.7 : Schématisation du processus de désagrégation des données pour l'humidité relative (RH), la vitesse du vent (VV), le rayonnement solaire (RS) et la température (T°).

Le modèle est subdivisé en deux modèles. Le premier modèle est un modèle multivarié simplifié incorporant les précipitations horaires et englobant les caractéristiques statistiques des processus des pluies. Il intègre aussi simultanément l'information horaire disponible. Le second modèle est un modèle permettant de transformer les séries générées par le premier modèle correspondant ainsi au total journalier donné comme point de départ. Cette manipulation multivariée n'affecte aucunement les propriétés stochastiques des séries.

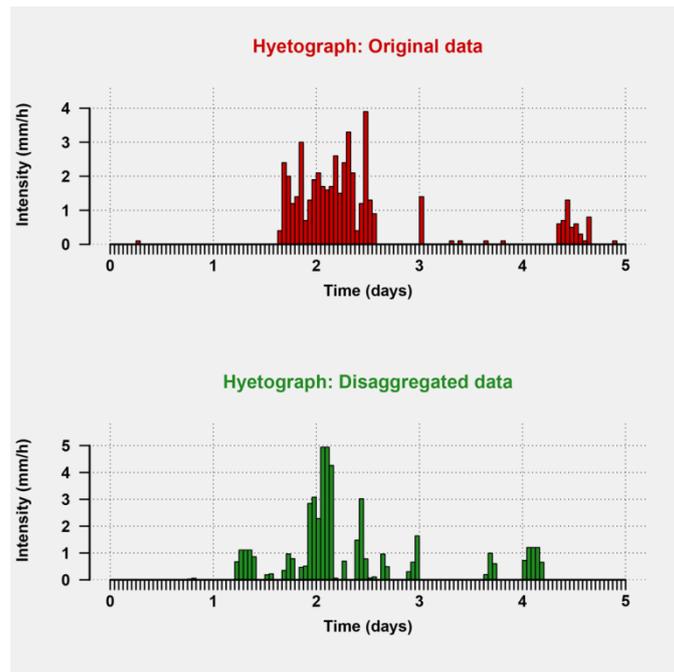


Figure 5.8 : Hyétoigrammes de désagrégation de la pluie.

Pour faire tourner le modèle il est nécessaire de disposer de deux éléments : (1) les précipitations horaires désagrégées au préalable d'une station et (2) les précipitations horaires d'une station météorologique référencée. En plus des deux éléments mentionnés ci-dessus, une corrélation entre les données horaires est vivement recommandée ainsi qu'une compilation corrélationnelle entre les données désagrégées et la distribution saisonnière des précipitations (*fig. 5.8*).

5.6.5.2 LA TEMPÉRATURE

La plupart des stations météorologiques enregistrent les données de façon journalière. Cependant, pour la majorité des études, et notamment pour notre cas d'étude, il est essentiel de disposer de données horaires. Pour ce faire, l'utilisation de formules mathématiques est indispensable pour générer stochastiquement les données.

Corrélation entre la température moyenne horaire observée et la température désagrégée, station Aigle, 2002-2012

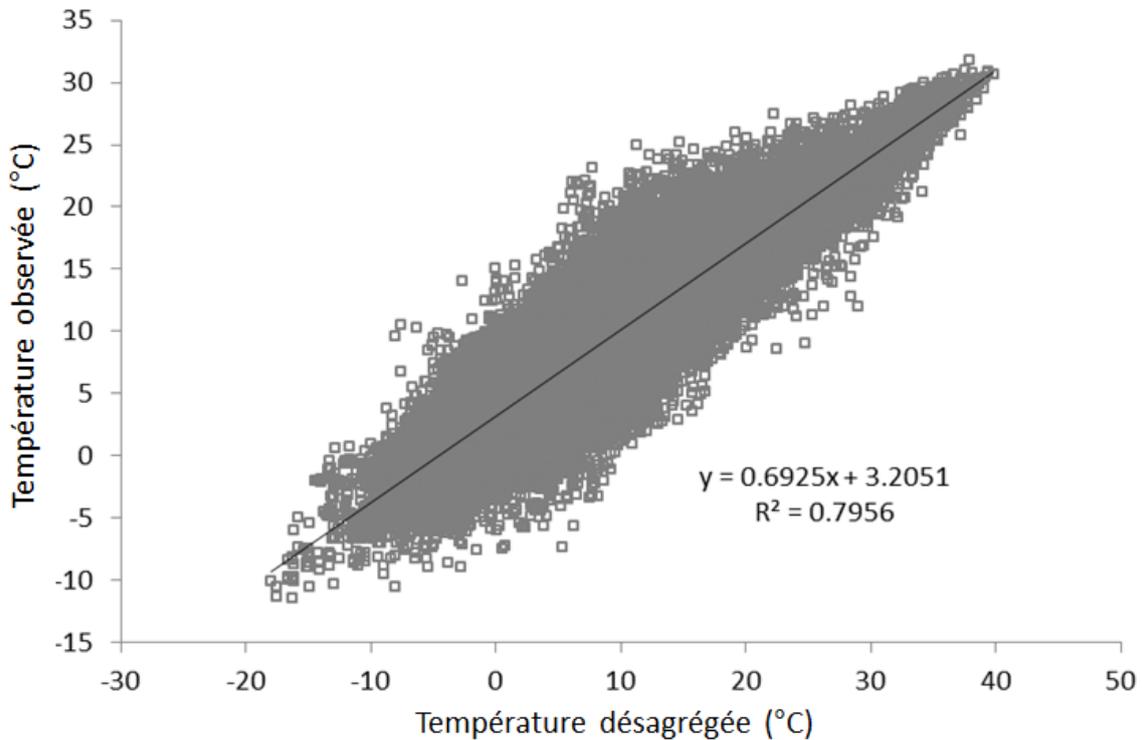


Figure 5.9 : Corrélation entre la température moyenne horaire observée et la température moyenne désagrégée à la station de Aigle pour la période 2002 – 2012.

Ainsi, la désagrégation des données de température (*fig. 5.9*) est dépendante de la fonction cosinus afin d’estimer la distribution horaire des températures entre les données maximales et minimales journalières. La formule ci-dessous montre ces relations entre la température horaire recherchée et la fonction cosinus intégrant la température moyenne journalière.

$$T_t = \frac{T_{max} - T_{min}}{2} \cdot \cos\left(\frac{\pi(t - 15)}{12}\right) + T_{av} \quad [5.20]$$

Pour désagréger les données de températures journalières en données horaires il est nécessaire de disposer de plusieurs éléments.

- La température maximale et minimale enregistrée quotidiennement et
- La température moyenne est issue des données historiques disponible aux stations.

La formule suivante intègre tous les paramètres décrits ci-dessus, combinant ainsi les formules [5.19] et [5.20].

$$T_t = \frac{T_{max} - T_{min}}{2} \cdot \cos\left(\frac{\pi(t - 15)}{12}\right) + 0.525T_{max} + 0.464T_{min} - 0.229 \quad [5.21]$$

5.6.5.3 L'HUMIDITÉ RELATIVE

L'équation pour déterminer l'humidité relative au pas de temps horaire intègre la pression de la vapeur réelle e_a et saturée e° d'après les travaux d'Allen et al. (1998). Cependant, celles-ci sont dérivées de la distribution de la température.

$$RH = \frac{e_a}{e^\circ} \quad [5.22]$$

La pression réelle est habituellement supposée égale à la pression saturée à la température du point de rosée. Ainsi, l'humidité relative (RH) au pas de temps horaire peut être écrite de la façon suivante :

$$RH_t = \frac{e^\circ(T_{dp})_t}{e^\circ(T_{db})_t}, \text{ où } e^\circ(T) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) \quad [5.23]$$

Il ressort de cette équation que l'influence de la température est indispensable, car l'humidité relative dépend de la température sèche de l'air réel T_{db} et de l'évapotranspiration mesurée au point de rosée T_{dp} à température égale. Le calcul repose essentiellement sur ces deux éléments qui sont rares dans la plupart des stations. C'est pour cette raison qu'une adaptation par le biais d'une fonction relationnelle entre les données disponibles et le point de rosée est mis en œuvre. En effet, le point de rosée correspond à la température minimale de la journée (Allen et al. 1998, Kenneth et al. 2003 et Sparks et al. 2002).

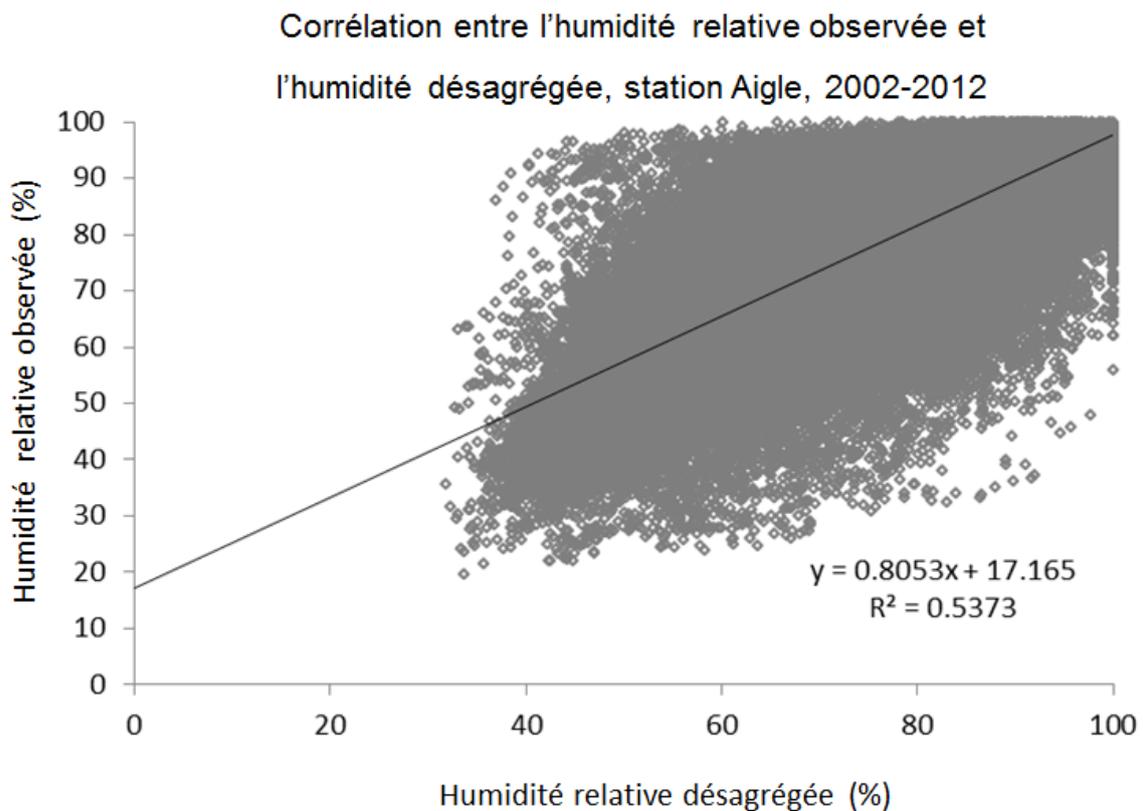


Figure 5.10 : Corrélation entre l'humidité relative observée et l'humidité relative désagrégée à la station de Aigle pour la période 2002 – 2012.

La corrélation entre les données observées et désagrégées montre un résultat convenable. Le R^2 est supérieur à 0.50 (fig. 5.10). Il s'agit d'un résultat satisfaisant.

5.6.5.4 LA VITESSE DU VENT

Le meilleur ajustement de la fonction cosinus a été calculé grâce aux données de la station météorologique de Terrell aux Etats-Unis (Green et Kozek 2003).

$$W_t = aW_{day} \cdot \cos\left(\frac{\pi(t - 13)}{12}\right) + bW_{day} \quad [5.24]$$

La vitesse du vent est calculée en mètre par seconde pour le pas de temps horaire. L'équation prend en compte la vitesse moyenne journalière du vent et deux constantes (a et b). La valeur de la constante b est déterminée et optimisée à 0.5 par rapport à la constante a qui est déterminée grâce à l'équation [5.25]

$$a = \begin{cases} 0.9 \left(1 - \frac{Abs(13 - t)}{14}\right) & \text{pour } 6 < t < 20; t \text{ est l'heure (h), et} \\ 0.3 & \text{Abs (f) est la valeur absolue de f} \\ & \text{les autres} \end{cases} \quad [5.25]$$

La corrélation entre la vitesse moyenne du vent observée et la vitesse moyenne du vent désagrégée montre de très mauvais résultats (*fig. 5.11*). Cela provient probablement du confinement de la vallée et de l'importance des vents dominants. Toutefois, les données de vitesse du vent ne sont pas rédhibitoires pour le modèle. Pour cette raison, nous avons gardé ces mauvais résultats.

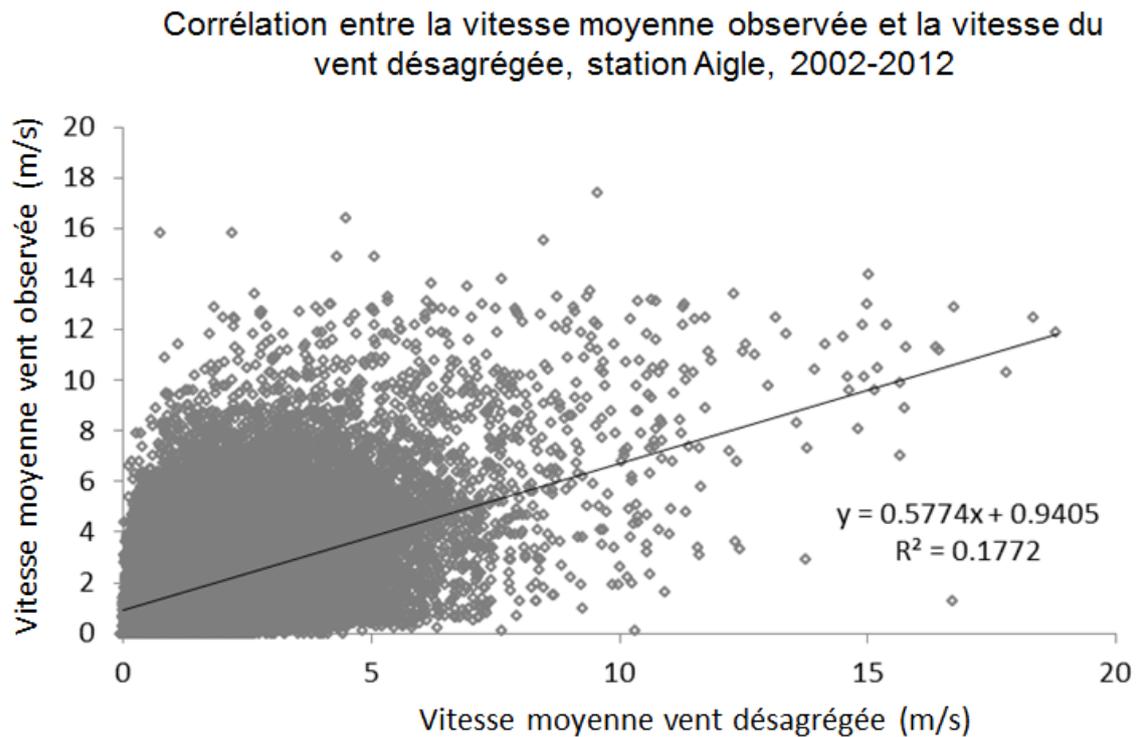


Figure 5.11 : Corrélation entre la vitesse du vent moyenne observée et la vitesse du vent moyenne désagrégée à la station de Aigle pour la période 2002 – 2012.

5.6.5.5 LA RADIATION SOLAIRE

La désagrégation de la radiation solaire est obtenue à l'aide d'un modèle multiplateforme appelé GSRad. Ce modèle permet l'obtention de données horaires en utilisant une approche stochastique ou une estimation au l'aide de relations physiques entre le rayonnement solaire et d'autres variables météorologiques (par exemple la température). Cependant, la clarté du ciel est estimée sur la base d'une approche alternative (CRA-CIN, 2009) avec le modèle développé par Ångström-Prescott (Woodward et al., 2001). Les prévisions sont simulées d'après le niveau du rayonnement solaire au sol [5.26] partitionné en composante directe, diffuse et réfléchi [5.27]. Les caractéristiques de la station sont prises en compte, comme notamment la pente. Le calcul de la radiation solaire nécessite l'intégration de l'angle zénithal ainsi que de la déclinaison solaire.

$$G_{h(hr)} = G_{h(d)} \cdot \frac{\cos(\psi_{(hr)})}{\sum_{sr}^{ss} \cos(\psi_{(hr)})} \quad [5.26]$$

L'approximation de la radiation solaire au niveau du sol est obtenue par l'intégration de l'angle zénithal [5.27] pour des valeurs journalières (Chen et al., 1999).

$$G_{i(t)} = B_{i(t)} + D_{i(t)} + R_{i(t)} \quad [5.27]$$

Où G_i correspond à la radiation globale, B_i correspond au faisceau, D_i correspond à la radiation diffuse et R_i réflexion du sol.

5.6.5.5.1 L'angle zénithal

L'angle zénithal correspond à l'angle qu'un rayon du soleil sur une surface horizontale à un point donné. Il est calculé sur la base horaire comme montré dans la formule suivante :

$$\psi_{(hr)} = \arccos(\sin(\lambda) \cdot \sin(\delta_{(d)}) + \cos(\lambda) \cdot \cos(\delta_{(d)}) \cdot \cos[tr_e \cdot (hr - hr_0)]) \quad [5.28]$$

L'angle d'incidence à un impact direct sur le sol (*fig. 5.12*). En effet, pour un cosinus de 1 pour l'angle ψ le soleil se trouve au zénith [5.28]. Par opposition, lorsque celui-ci est de 0 alors le soleil se trouve à l'horizon.

Des éléments extérieurs, comme c'est le cas pour la brume matinale ou des nuages en fin d'après-midi perturbent la transmission atmosphérique en allongeant le rayonnement solaire (Spitters et al., 1986). Le graphique (*fig. 5.12*) montre le cosinus de l'angle ψ en fonction de l'angle zénithal.

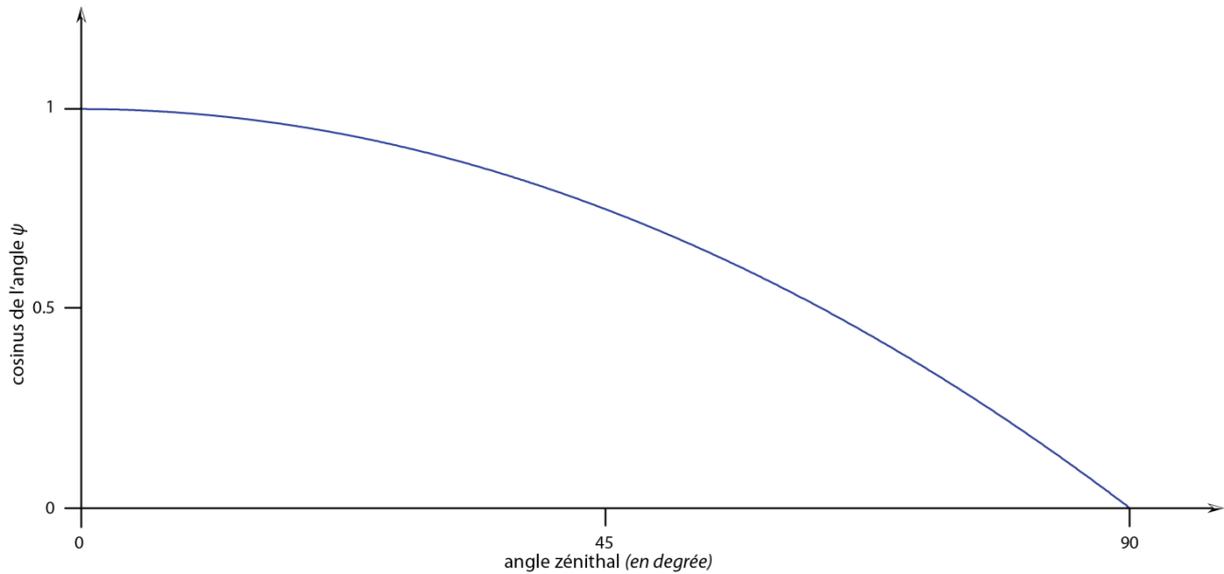


Figure 5.12 : Graphique illustrant la déclinaison de l'angle zénithal en degré en fonction du cosinus de l'angle.

5.6.5.5.2 La déclinaison solaire

Par définition, la déclinaison solaire correspond à la latitude de la terre qui est projetée sur une sphère céleste (CRA-CIN, 2009). Ceci implique que le soleil à une déclinaison maximale au solstice d'été égale à $23,45^\circ$, une minimale au solstice d'hiver égale à $-23,45^\circ$, ce qui correspond à 0.4093 rad et -0.4093 rad réciproquement [5.28]. Elle est égale à zéro aux équinoxes. Ainsi, la déclinaison varie tous les jours et elle est calculée à l'aide de la formule suivante :

$$\delta_{(d)} = 0.4093 \cdot \sin \left[\frac{2\pi}{365} \cdot (284 + i) \right] \quad [5.29]$$

L'évolution de la déclinaison solaire (fig. 5.13) durant une année correspond à la courbe de Gauss suivante, elle a une représentation symétrique. Cette représentation graphique montre la relation évolutive journalière avec l'angle d'incidence des rayons solaires (CRA-CIN, 2009).

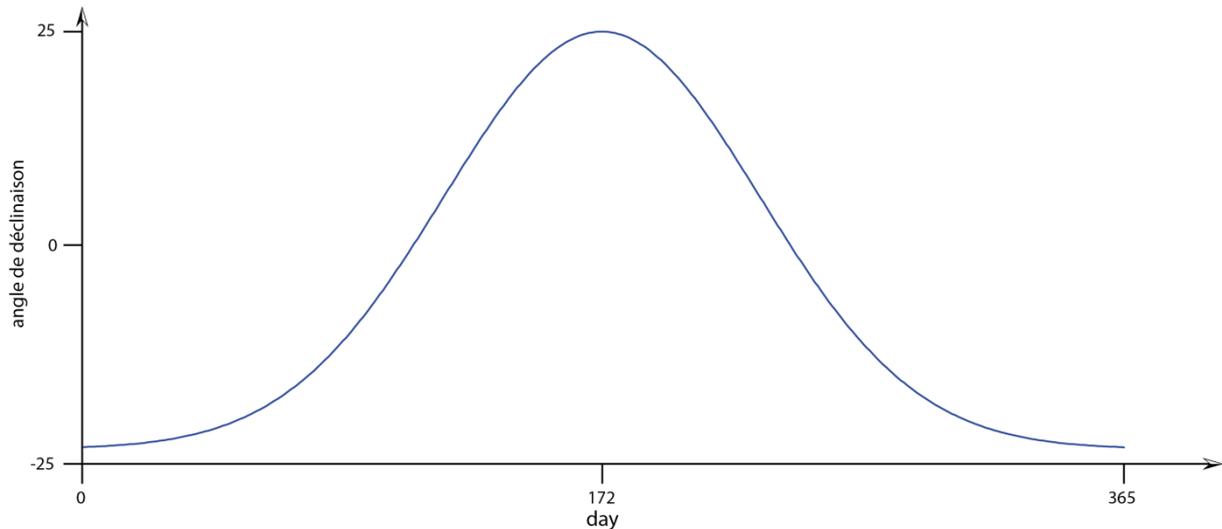


Figure 5.13 : Graphique illustrant l'angle de déclinaison en fonction des jours de l'année.

5.7 LA CALIBRATION

Dans ce chapitre nous traitons de deux éléments, dans un premier temps, la calibration (*fig. 5.14*), puis dans une seconde étape, nous nous intéresserons à la validation des résultats selon la calibration effectuée. Le choix du modèle hydrologique s'est porté sur WaSiM – ETH. Ce modèle a été conçu pour des bassins versants richement instrumentés et des enregistrements fiables et robustes pour simuler des débits journaliers. Cependant, le bassin versant de cette étude présente des lacunes au niveau des enregistrements, résolus dans les chapitres précédents. L'étude cherche à produire des simulations permettant d'obtenir des débits horaires. Pour surmonter ces deux enjeux, nous avons procédé en deux étapes. La première consiste à élaborer une calibration manuelle. Puis sur la base de cette calibration, nous avons lancé une calibration automatique. Une fois ces deux pas réalisés, nous obtenons des paramètres susceptibles de correspondre au terrain d'étude. C'est donc dans cet ordre que nous allons procéder dans la suite de ce chapitre.

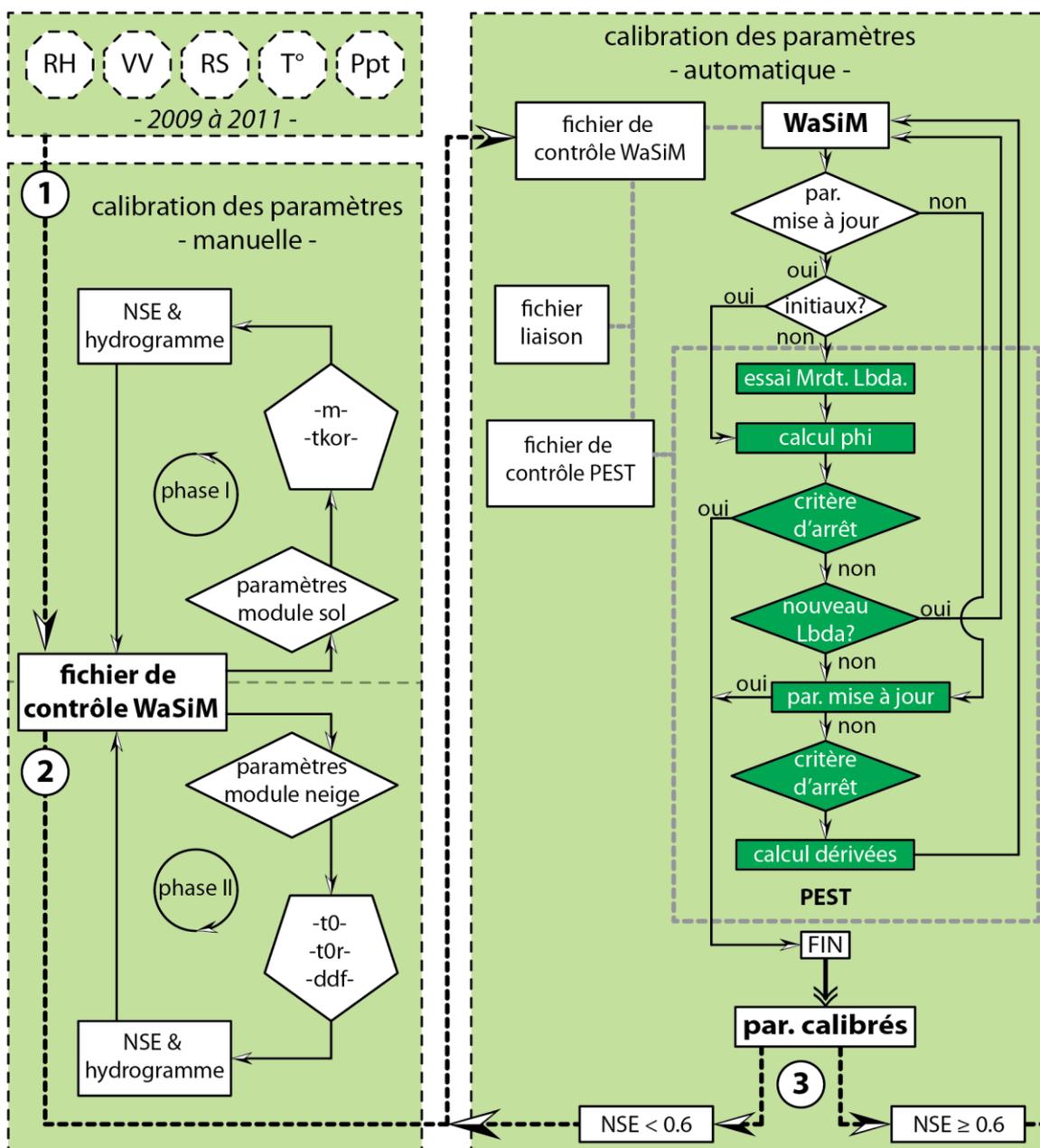


Figure 5.14 : Représentation schématique du processus de calibration. Les chiffres mentionne les étapes de la calibration : 1 et 2 indique la calibration manuelle et 3 indique la calibration automatique avec PEST. Les symboles « RH » pour humidité relative, « VV » pour vitesse du vent, « RS » pour rayonnement solaire, « T° » pour température et « Ppt » pour précipitation.

5.7.1 LA CALIBRATION MANUELLE

La calibration manuelle s'effectue pour un calibrage « *grossier* » du modèle. Elle offre la possibilité de varier les paramètres un à la fois, à l'image d'une analyse de sensibilité, pour déterminer les valeurs initiales utilisables pour une calibration automatique. Cette procédure est fastidieuse. Cependant, une limitation des paramètres, selon les objectifs fixés les plus sensibles, réduit le temps de la procédure.

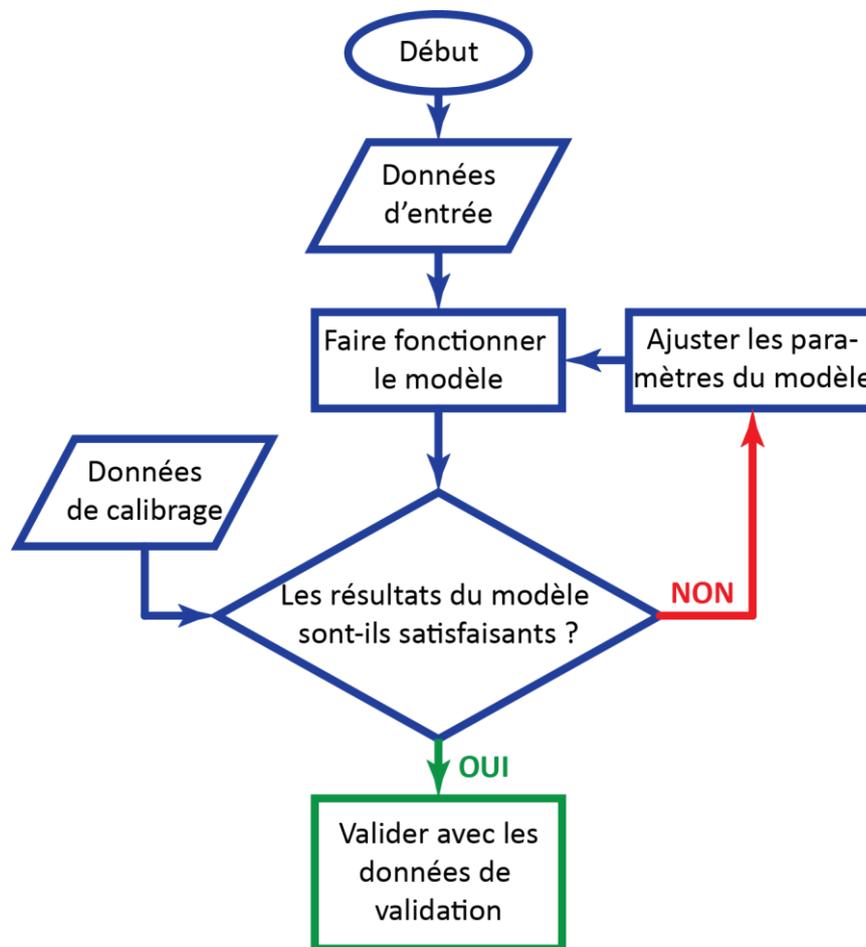


Figure 5.15 : Représentation schématique du processus calibration avec la décision de procéder à la validation d'un modèle.

Tous les modèles n'offrent pas la possibilité d'effectuer une calibration automatique (Leconte, 2010). Ce type de calibration fait appel à des techniques d'optimisation implantées dans le modèle. La décision de stopper la calibration (fig. 5.15) se base sur des critères qualitatifs, par comparaison

visuelle entre les résultats observés et simulés ou quantitatifs à l'aide de la mesure d'efficacité Nash-Sutcliffe (1970).

Dans le calibrage d'un modèle, il s'agit d'ajuster les paramètres (coefficient de Manning, de ruissellement, etc.) d'un modèle hydrologique à une application particulière. Habituellement une série de débits observés est comparée à des débits simulés. La comparaison est jugée par l'emploi du critère de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970) exprimant ainsi « *la différence relative entre l'erreur du modèle hydrologique testé et l'erreur d'un modèle de référence, défini par la moyenne des débits* » (Hingray et al., 2009).

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_0(i) - Q_s(i))^2}{\sum_{i=1}^n (Q_0(i) - \bar{Q}_0)^2} \quad [5.30]$$

La valeur de NSE varie entre 0 et 1. Le tableau (fig. 5.16) montre les relations entre la valeur de NSE et le degré de satisfaction.

Degré de satisfaction	NSE
Très bon	0.75 < NSE < 1.00
Bon	0.65 < NSE < 0.75
Satisfaisant	0.50 < NSE < 0.65
Insatisfaisant	< 0.50

Figure 5.16 : Degré de satisfaction en fonction du NSE (sjrwmd, 2012).

Avant l'utilisation d'un modèle hydrologique, la calibration est toujours préconisée. En effet, le rôle de la calibration permet (Leconte, 2010) :

- d'estimer les paramètres non connus.
- de compenser les approximations du modèle de bassin.
- de compenser les simplifications des processus simulés.

- de compenser pour les données météorologiques imparfaites.

Avant une calibration, l'analyse des sensibilités permet d'identifier les paramètres les plus sensibles d'un modèle hydrologique pour mieux comprendre leur impact sur le modèle. L'analyse des sensibilités consiste à varier les paramètres les uns après les autres afin de déterminer les impacts sur les débits et les volumes.

Pour précéder à une calibration, cela nécessite de différencier les paramètres physiques – ne nécessitant généralement pas de calibration – des paramètres conceptuels – nécessitant quant à eux une calibration (Leconte, 2010). Le premier groupe de paramètres regroupe les paramètres mesurables comme la superficie du bassin versant, les pentes, la conductivité d'un sol et bien d'autres, tandis que le second groupe regroupe les paramètres non mesurables tels que le coefficient de Manning, le coefficient de ruissellement, les paramètres liés à la fonte de la neige et beaucoup d'autres.

Un modèle est dit calibré lorsque les paramètres libres sont ajustés de telle façon que le lien entre les résultats des simulations optimisées et les relevés mesurés. Ainsi, les paramètres trouvés ne sont plus autorisés à varier considérablement. Alors, la subjectivité diminue sur l'estimation des paramètres. Dès lors, il est possible d'envisager une calibration automatique avec *PEST Model* (pesthompage, 2012) comme nous allons le voir dans le prochain chapitre.

Lors d'une calibration, un modèle ne donnera jamais de résultats parfaits, car l'hydrologie est une science inexacte (Leconte 2010). Cependant, la précision des données de débits peut être classée selon le critère :

- excellent, lorsque l'erreur est d'environ 5%
- bon, lorsque l'erreur est d'environ de 10%
- acceptable, lorsque l'erreur est d'environ 15%

Plusieurs combinaisons de paramètres peuvent donner des résultats équivalents. Pour évaluer la vraisemblance des résultats, il est nécessaire de s'assurer du réalisme des paramètres choisis (Leconte, 2010). La qualité des données peut aussi interférer dans la qualité des résultats.

5.7.2 LA CALIBRATION AUTOMATIQUE AVEC PEST

Avant d'envisager une calibration automatique à l'aide de PEST, il est indispensable d'élaborer une calibration manuelle comme nous l'avons vu précédemment pour limiter la subjectivité des paramètres liée aux données climatiques lors des simulations du modèle WaSiM – ETH.

L'objectif de PEST réside dans l'aide à la calibration du modèle. Ce processus d'étalonnage est basé sur la théorie complexe du théorème de Gauss-Marquardt (1963). Le théorème utilise une minimisation de la somme des carrés de différence entre l'échantillon mesuré et simulé pour les éléments non linéaires. Il est donc idéal pour estimer des paramètres en diminuant ainsi le nombre nécessaire d'itérations comme le feraient d'autres modèles. C'est d'autant plus important en modélisation hydrologique que les processus hydrologiques soient fortement non linéaires. L'estimation des paramètres étant un processus itératif, le théorème permet le maintien de la linéarité. Ainsi au début de chaque itération, le modèle homogénéise les paramètres en fonction de l'échantillon observé. De ce fait, un nouveau jeu de paramètres permet de résoudre le problème de linéarité (Sägesser, 2004).

Non seulement PEST doit être personnalisé puis qu'un grand nombre de variables détermine le comportement de l'algorithme, mais l'utilisateur doit avoir une idée des valeurs initiales, car PEST reste un estimateur des paramètres (Sägesser, 2004).

Le modèle PEST se greffe au modèle hydrologique, ce dernier ne nécessite pas une adaptation à PEST. Cependant, PEST demande à être informé sur :

- la localisation des paramètres sensible et du débit observé
- l'échantillon observé,
- et être lié à au modèle hydrologique par un fichier texte.

Le fonctionnement du modèle PEST consiste à utiliser les conditions initiales du modèle (WaSiM – ETH) et son fichier de contrôle. Ces conditions sont déterminées dans le fichier de contrôle de PEST. Cela permet au premier lancement de WaSiM d'exclure le calcul des produits dérivés. Puis l'objectif est de calculer ϕ , c'est-à-dire la somme des carrés de différence entre le résultat de l'échantillon mesuré et simulé. Et ceci, grâce au fichier de contrôle PEST qui renseigne sur le débit observé permettant la comparaison. Le débit constitue la plus grande partie du fichier PEST. Une fois le calcul

de ϕ évalué, PEST détermine si les critères d'arrêt sont remplis – déterminé dans le fichier de contrôle PEST (Sägesser, 2004).

Si ce n'est pas le cas – si ϕ est égal à zéro, cela indique une corrélation parfaite entre le débit mesuré et observé – PEST procède au calcul d'un nouveau ϕ d'après le théorème de Marquardt Lambda selon un élargissement de l'ensemble des paramètres entre la valeur maximale et minimale déterminée pour chaque paramètre sensible dans le fichier de contrôle PEST. Une fois ce choix établi, WaSiM est à nouveau appelé, et la boucle est relancée (Sägesser, 2004).

Une fois la limite atteinte, PEST choisit les paramètres – établis par le ϕ le plus bas – et procède à la mise à niveau des paramètres finaux. Ainsi, l'ajustement des paramètres s'inscrit dans le fichier de contrôle PEST.

Ensuite les dérivées des observations relatives au nouvel ensemble de paramètres sont calculées. Le nouveau jeu de paramètres ajusté est alors écrit dans le fichier de contrôle WaSiM (Sägesser, 2004).

5.8 RÉSULTATS : CALIBRATION ET VALIDATION

5.8.1 CALIBRATION MANUELLE

Pour la calibration manuelle, nous avons divisé le travail en saisons afin de réduire le nombre de paramètres sensibles pour chacune des saisons. La première partie s'est effectuée sur une période échelonnée entre le 15.6.2011 et le 9.11.2011. Cette période correspond à l'assemblage de l'été (mai – juin – juillet) et de l'automne (août – septembre – octobre). La deuxième partie s'est effectuée sur la période entre 9.11.2010 et le 14.6.2011. Cette période correspond à l'assemblage de l'hiver (novembre – décembre – janvier) et du printemps (février – mars – avril).

Nous avons calibré notre modèle (WaSiM – ETH) par rapport à un débit mesuré à la station limnométrique et pluviométrique du Canton de Vaud de Avançon-Scierie à La Scierie, en amont de Bex, au pas de temps horaire.

Les résultats de la méthode « *trial and error* » employée montrent des résultats satisfaisants. Nous les illustrons (*fig. 5.15*) à l'aide d'un graphique de nuage de points. Les quatre graphiques montrent la relation entre le paramètre calibré manuellement et la valeur du NSE (Nash-Sutcliffe estimating).

Cette représentation permet de visualiser la sensibilité des paramètres sur la courbe des débits (fig. 5.17).

Nous avons procédé en quatre étapes :

- la calibration du paramètre m pour l'été,
- la calibration du paramètre $tkorr$ pour l'été,
- la calibration du paramètre tO pour l'hiver et
- la calibration du paramètre dff pour l'hiver.

Une fois qu'un paramètre donne des résultats satisfaisants sur l'estimateur de Nash-Sutcliffe nous fixons le paramètre et passons au suivant.

5.8.1.1 LES PARAMÈTRES M ET T_{KORR}

D'après les travaux de Schulla (2012), nous avons déterminé les paramètres les plus sensibles pour chaque période prédéfinie ci-dessus. Les deux paramètres sensibles pour la période estivale sont le paramètre de taux de décroissance de la conductivité et de la transmissivité, lié à la profondeur active du sol du bassin versant (m) et le paramètre de correction de facteur de la transmissivité du sol (T_{kor}). Il s'agit de deux paramètres sensibles et paramétrables manuellement parmi 9 et 2 conditions initiales. Les 7 autres paramètres et les deux conditions initiales n'ont que très peu d'influence sur les débits (Schulla, 2012) lors d'une calibration manuelle. Ces deux paramètres sensibles prennent leur importance dans le calcul du débit de base avec la formule [5.14]. Le paramètre de récession devient pertinent pour le calibrage de l'écoulement de subsurface (Schulla, 2012).

Le paramètre m est identifié sur la base d'une analyse d'un hydrogramme. En effet, il est estimé d'après la tangente de la pente décrivant les périodes de récession. Cependant, ces périodes ne doivent pas être affectées par une évaporation trop importante (Schulla 2012). Par contre, le pas de temps n'a pas trop d'influence sur les résultats (Schulla 2012).

L'optimisation du paramètre T_{kor} est réalisée en effectuant une série de simulations d'écoulement. Seul ce paramètre diffère, cela permet de donner une orientation à la valeur recherchée. La valeur est dépendante de l'indice topographique logarithmique, c'est pour cette raison qu'elle se situe entre 10^{-5} et 10^{+5} . Nous pouvons utiliser le modèle efficient (R^2 et EV) permettant ainsi d'estimer la qualité de

l'estimation sinon l'estimation du paramètre nécessiterait de nombreuses répétitions. Il est aussi préférable d'utiliser des données journalières qu'horaires (Schulla 2012).

En opposition au paramètre de récession (m) qui doit être déterminé pour plusieurs sous bassin en analysant les hydrogrammes. Ce paramètre peut être utilisé pour d'autres bassins versants qui ont les mêmes caractéristiques.

5.8.1.2 RÉSULTAT DE LA CALIBRATION AVEC M ET T_{KORR}

Le paramètre m (fig. 5.15) est très sensible. Il montre une convergence de sensibilité proche de 0. Il s'agit d'une bonne calibration du paramètre pour la saison estivale. Cela confirme les travaux de Schulla (2012) sur la sensibilité du paramètre m . Ce dernier influence beaucoup la courbe des débits. Le résultat sur la courbe des débits (fig. 5.17) est plus visuel que sur le graphique de sensibilité des paramètres (fig. 5.15). Le choix du paramètre m correspond à 0.03 pour un NSE de 0.68. Ceci correspond à un degré de satisfaction qualifié de *bon* (fig. 514) (sjrwmd, 2012).

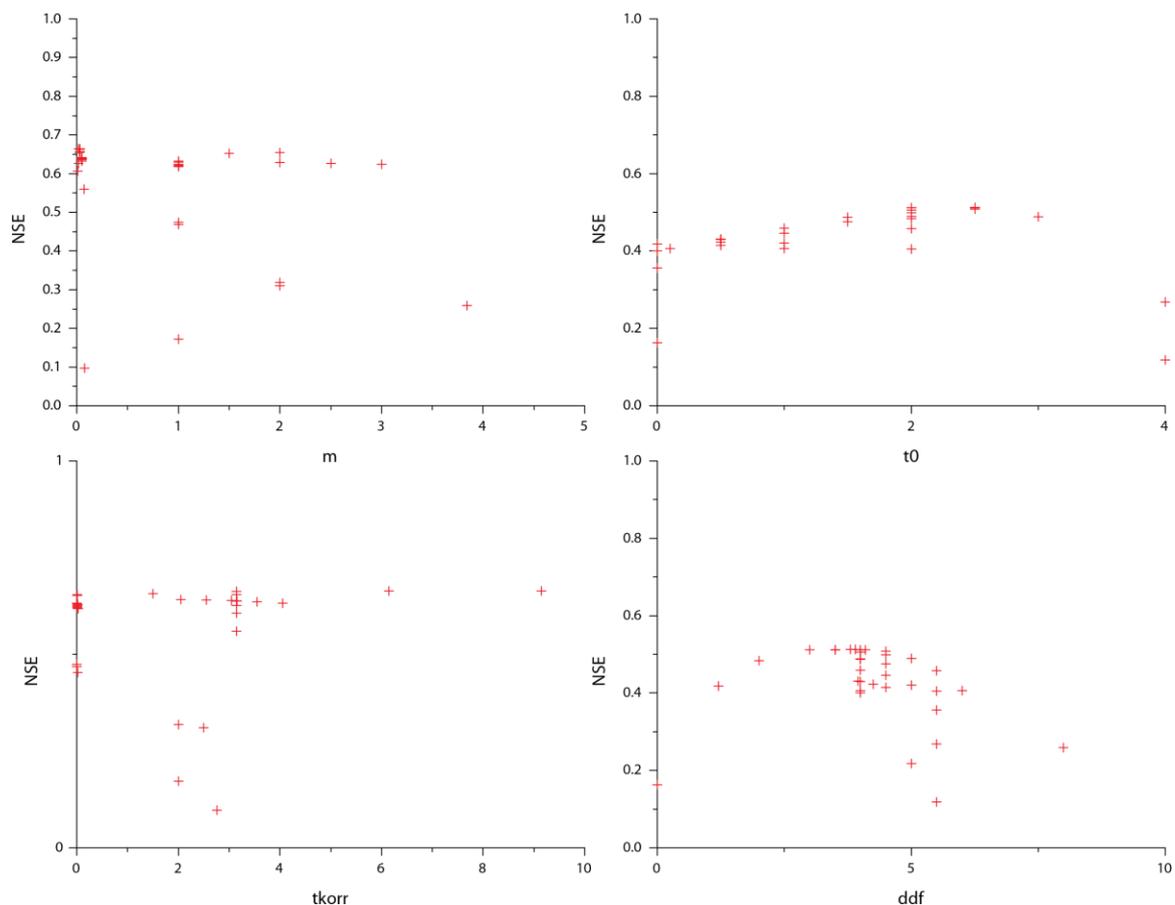


Figure 5.17 : Graphiques des paramètres calibrés manuellement et leur significativité. Avec les unités pour m []; t_0 []; $tkorr$ [] et ddf [].

Le paramètre $tkorr$, le deuxième paramètre calibré pour la période estivale, montre une augmentation de la sensibilité proportionnelle à l'augmentation du chiffre introduit dans le paramètre jusqu'à un seuil situé proche de 6. Toutefois, la décision du bon calibrage n'est pas évidente. Selon les quelques calibrations effectuées, nous avons pu ressortir une tendance entre 2 et 4. Nous avons fait le choix d'une valeur haute, car les résultats sur le NSE sont meilleurs pour les grandes valeurs.

Nous avons obtenu un NSE de 0.68 avec la calibration du paramètre m et $tkorr$. Il s'agit d'une calibration qualifiée de bonne (sjrwmd, 2012).

Le graphique (fig. 5.17) sur la variation de m illustre parfaitement le grand effet que le paramètre a sur le débit. Les variations minimales de m sont réactives. Une variation d'un centième provoque un déplacement de la courbe. Toutefois, la forme de la courbe n'est que très peu affectée par le paramètre. Au contraire, le paramètre $tkorr$ interagit d'une manière différente. Autant un petit

nombre qu'un grand agissent identiquement. Par contre, un nombre situé entre les valeurs extrêmes montre un comportement totalement différent : une homogénéisation du débit.

Le paramètre m comme le paramètre $tkorr$ sont des paramètres très sensibles sur le débit.

La calibration estivale avec les nouvelles valeurs des paramètres donne une bonne estimation des débits. La *figure 5.18* illustre la calibration du modèle par rapport au débit mesuré. Il s'agit de la meilleure calibration avec un NSE de 0.68 sur la période estivale.

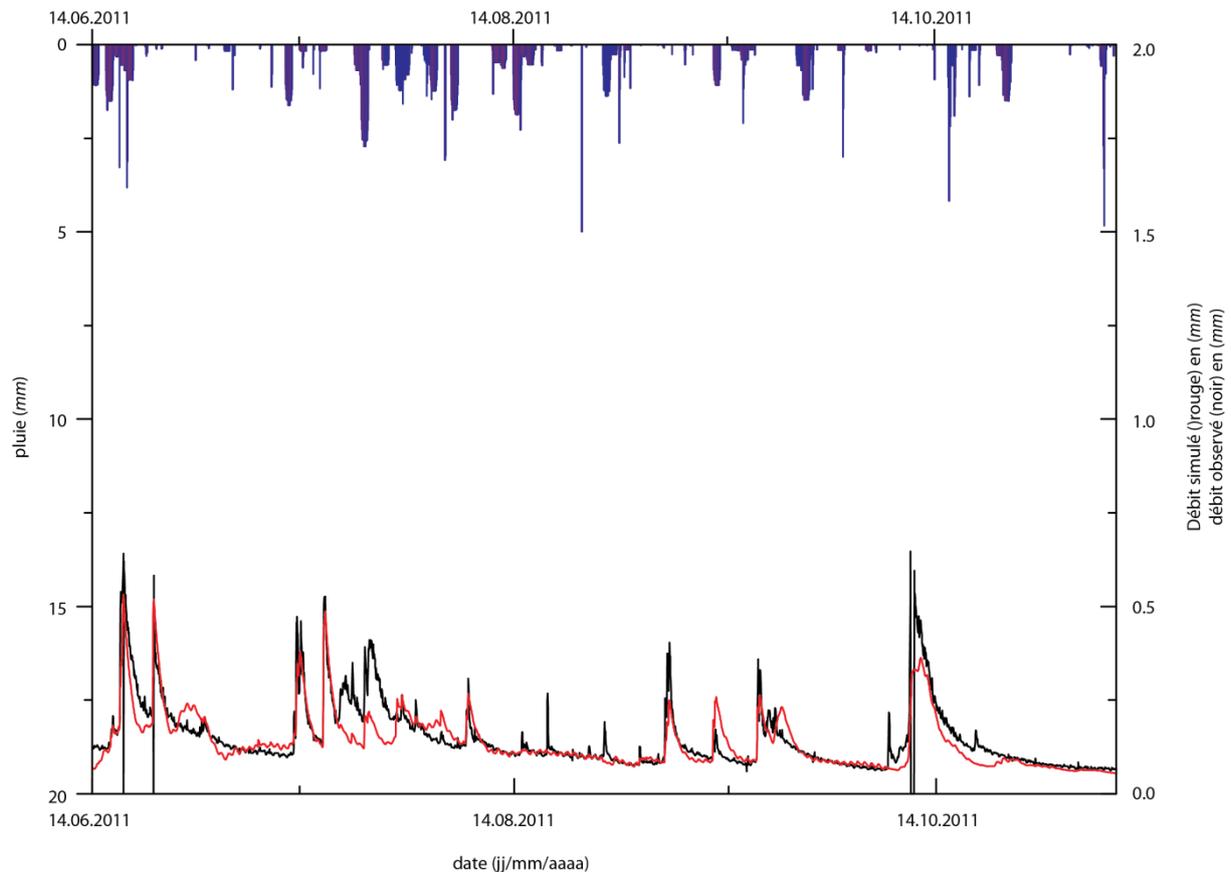


Figure 5.18 : Débit simulé (rouge) et débit observé (noir) par rapport aux précipitations pour la période estivale.

Quant au rapport avec les précipitations, nous montrons le rapprochement avec la réaction du bassin versant. La réactivité du bassin versant selon les pluies permettent de mieux comprendre quels sont les paramètres qui peuvent exercer une pression sur les débits. D'après cette représentation des pluies, nous pouvons déterminer mieux la sensibilité du paramètre m (Schulla, 2012).

Les divergences sont peu nombreuses entre le débit mesuré et le débit simulé. Nous rencontrons des difficultés sur l'approximation des débits suivant la fonte de la glace en juillet. Afin d'obtenir de

meilleurs résultats, nous devons nous pencher sur les paramètres responsables de la fonte de la glace qui influence le débit de base dans une période où les précipitations ne sont pas dominantes dans le système hydrologique de ce bassin versant.

5.8.1.3 LES PARAMÈTRES $T0$ ET DDF

Le paramètre $T0$ représente la limite de température à laquelle la neige fond. Ce paramètre agit sur l'équation [5.16]. Ainsi, la fonte de la neige est déterminée à l'aide de l'index de température [5.16]. Premièrement, cette méthode influence l'approvisionnement en eau les débits pendant la période de fonte (mai – juillet) et permet d'apporter une correction sur les débits simulés. Deuxièmement, la prise en compte de la limite de température de la fonte de la neige permet d'améliorer les pertes de la couche neigeuse durant l'hiver influence par des hausses de températures.

La méthode utilisée pour le paramètre du gradient de température dans notre cas d'étude, porte sur la combinaison entre la loi du plus proche voisin et un gradient de température constant (*méthode 12*). Cette méthode est particulièrement utile pour les stations disparates et lorsque la régression de la température dépendante est trop faible.

$$T(h) = T_{nearest_station} + r(h - h_{nearest_station}) \quad [5.31]$$

Où $T(h)$ est la combinaison entre la valeur de la station, en fonction de la proximité de la station et du terrain d'étude ($T_{nearest_station}$) et l'application du gradient de température (r). L'altitude de la station est prise en compte par le paramètre h .

Dans notre cas, nous avons déterminé un gradient de température fixe et seul le paramètre spécifique est fonction de l'altitude en mètres.

5.8.1.4 RÉSULTAT DE LA CALIBRATION AVEC $T0$ ET DDF

La calibration du modèle pour la période hivernale s'est basée sur les paramètres $t0$ et ddf . Ces deux paramètres influencent (*fig.5.17*) les débits, mais spécialement le paramètre $t0$.

Le paramètre t_0 est sensible. La plage de sensibilité se situe entre 1.5 et 2.5 (fig. 5.17). Nous observons une forme de cloche sur l'ensemble des simulations réalisées pour déterminer ce paramètre.

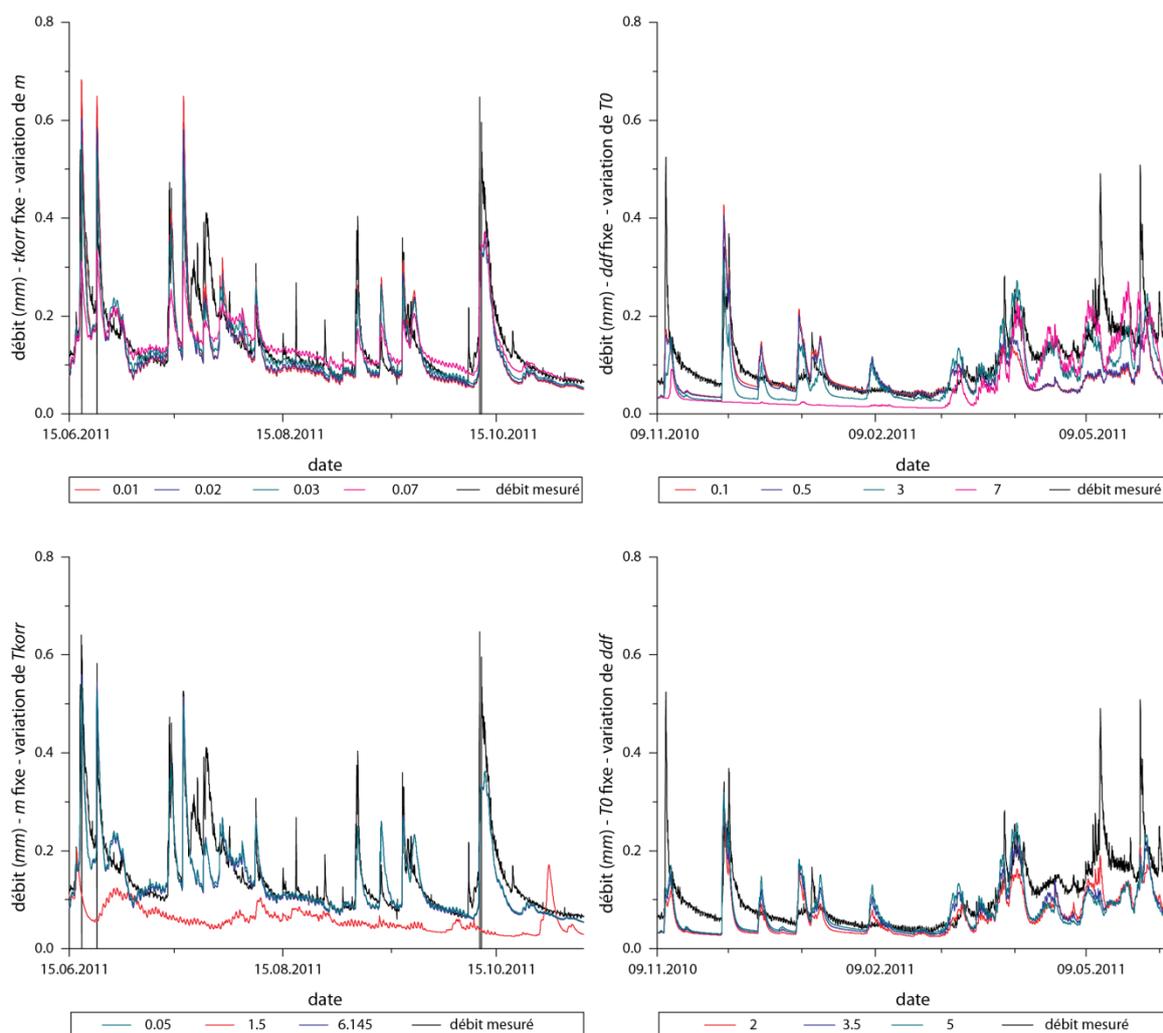


Figure 5.19 : Différentes simulations selon la variation d'un paramètre pour la calibration manuelle.

Sur la courbe des débits (fig. 5.17), ce paramètre influence notamment les débits liés à la fonte de la glace (mai – juin). La courbe des débits se rapproche de la courbe des débits observés. Malgré cette amélioration, la calibration a un NSE de 0.52. La calibration passe de bonne à satisfaisante (fig. 5.16).

Le gradient de température influence le différentiel de température sur l'ensemble du vallon. L'adaptation du gradient de température a un impact sur les débits plus important durant l'hiver que

durant la période estivale. C'est pour cette raison que ce paramètre a été choisi pour améliorer la calibration hivernale.

Le paramètre est sensible (fig. 5.17) sur une plage allant de 4 à 5 ce qui correspond à -0.004 à -0.005 réciproquement dans le modèle WaSiM – ETH. Mais pour une meilleure lecture du graphique, nous avons opté pour cette représentation.

La représentation graphique finale en incluant la correction des deux paramètres hivernaux sur les débits hivernaux (fig. 5.19) permet d'identifier la réponse des débits face aux paramètres modifiés.

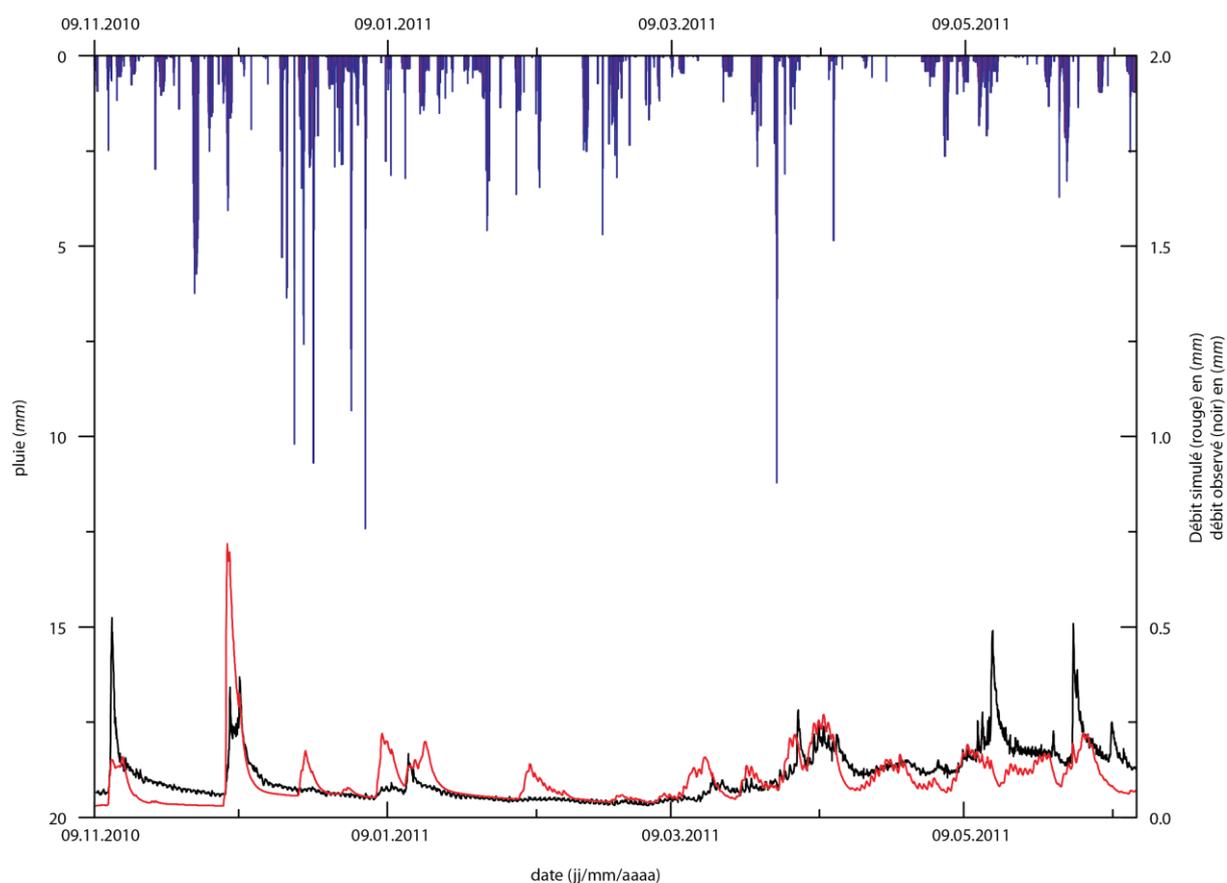


Figure 5.20 : Calibration manuelle pour la période hivernale.

En conclusion, nous pouvons affirmer que la courbe suit de manière satisfaisante (NSE de 0.54) la courbe des débits mesurés (fig. 5.19). Toutefois, nous observons des divergences entre les courbes au niveau de la période de fonte. Il est probable que cette lacune de réactivité de la courbe soit liée à d'autres paramètres. Cependant, le nombre de paramètres utilisés dans ce modèle ne permet pas de répondre à cette lacune. C'est pour cette raison que nous avons fait le choix de calibrer manuellement seuls quatre paramètres et d'automatiser les autres paramètres (chapitre 5.8.2).

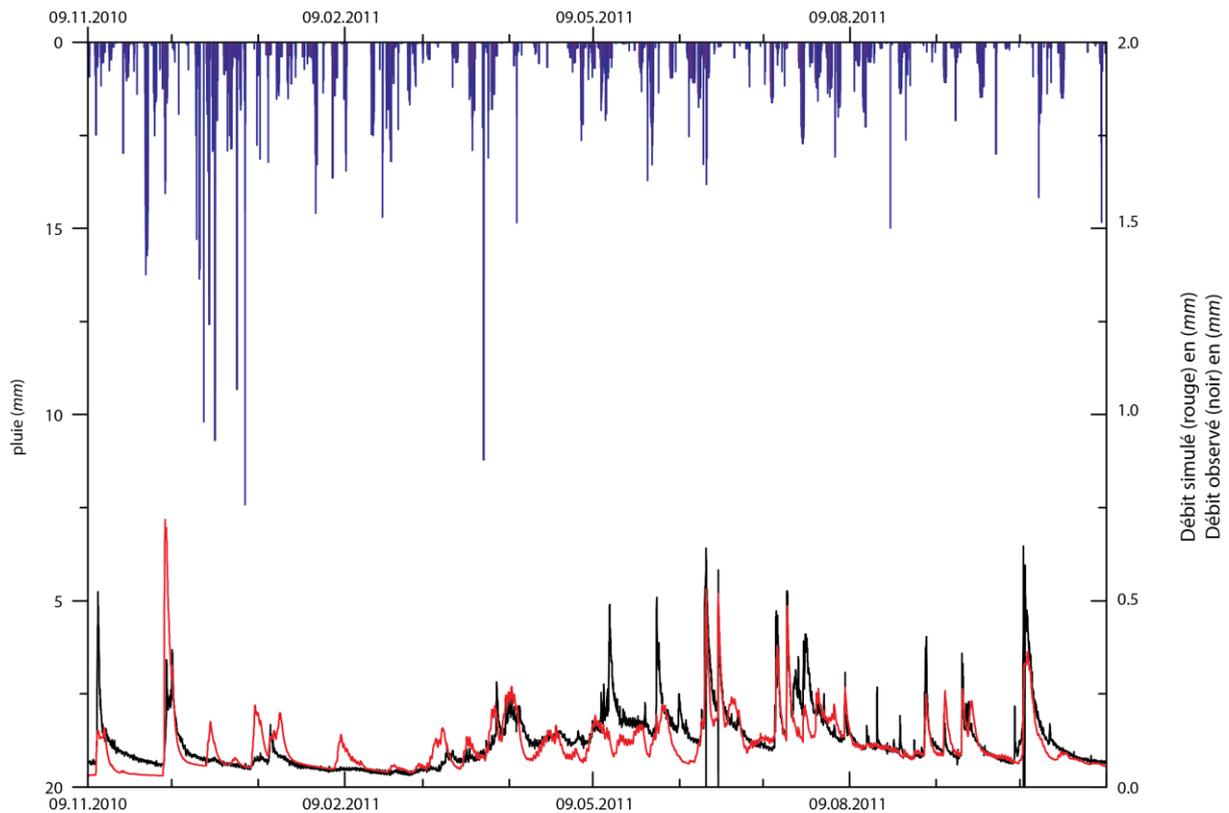


Figure 5.21 : Calibration manuelle pour l'année hydrologique 2010-2011.

En résumé, nous avons identifié les paramètres sensibles pour la période estivale (m et $tkorr$) que nous avons calibrés selon la configuration hydrogéographique du bassin versant. Les résultats sont très bons (un NSE de 0.66). Sur cette base de résultats, nous avons identifié les divergences entre les débits simulés et mesurés. Nous avons identifié deux paramètres potentiellement responsables qui influencent la fonte de la neige. Une fois la calibration effectuée avec l'intégration de ces deux nouveaux paramètres les résultats obtenus sont satisfaisants (un NSE de 0.54). Avec des résultats obtenus par la calibration manuelle, nous pouvons effectuer une calibration automatique. Sur la base de l'estimateur NSE nous avons déterminé la sensibilité des paramètres. Lors de la calibration automatique, nous employons une méthode différente. L'utilisation de PEST permet l'estimation des paramètres comme nous le verrons ultérieurement (chapitre 5.8.2).

5.8.2 CALIBRATION AUTOMATIQUE

La calibration automatique est basée sur le couplage entre le modèle WaSiM et PEST. Comme nous l'avons vu précédemment, PEST est un modèle qui estime les paramètres déterminés par l'utilisateur dans le fichier de contrôle WaSiM – ETH.

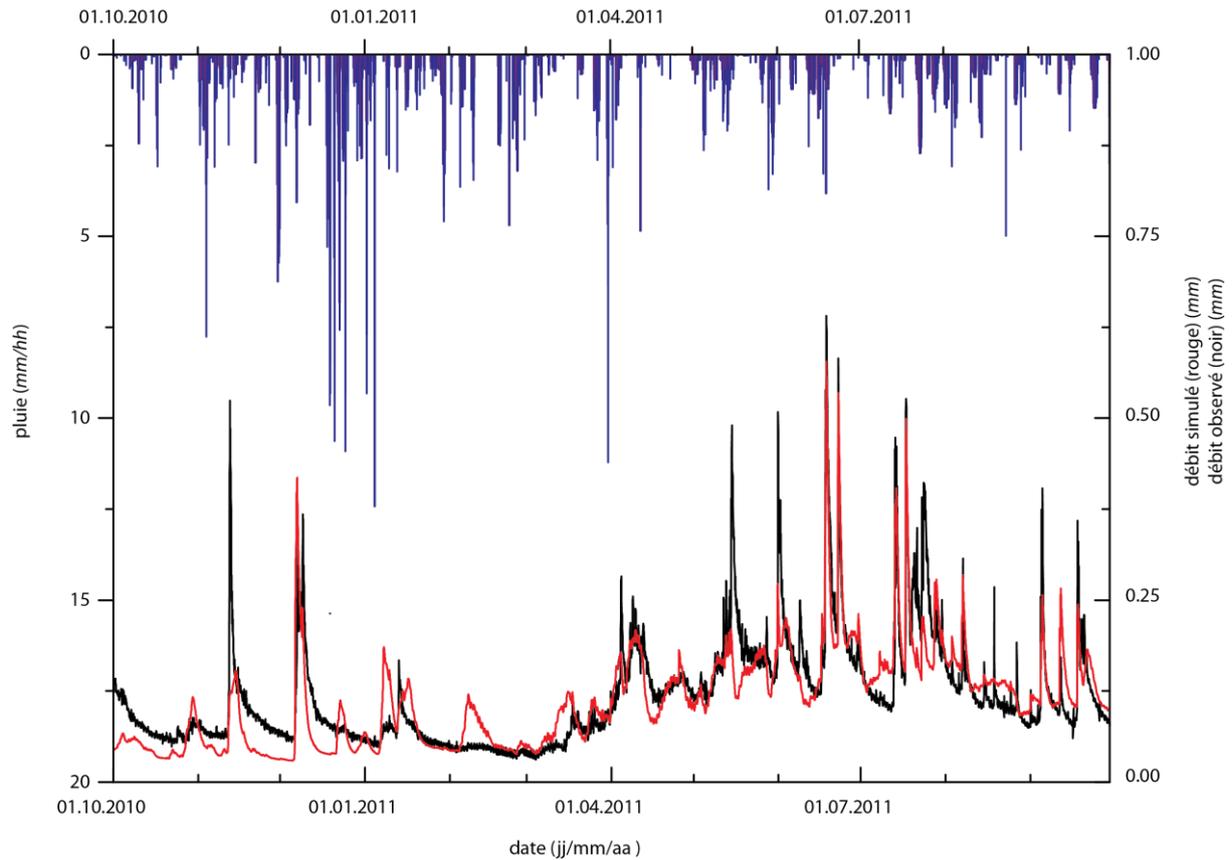


Figure 5.22 : Calibration automatique pour la période 2010 – 2011 avec la courbe des débits simulés (rouge) et observés (noir)

La calibration automatique se déroule en deux étapes (fig. 5.3) :

- une première étape avec 22 paramètres et
- une deuxième étape avec 8 paramètres.

Les paramètres mentionnés d'un astérisque (fig. 5.3) indiquent les 8 paramètres de la seconde étape d'automatisation.

Les résultats sont très satisfaisants. La valeur du NSE correspond à 0.60 ce qui équivaut à une qualification de « bonne ». Le graphique (*fig. 5.22*) montre la relation entre la courbe des débits simulés et la courbe de débits observés. Cette courbe montre que la difficulté de trouver une bonne similitude sur la période de fonte a été résolue. Par contre, la courbe est plus réactive aux paramètres climatiques pour la période hivernale. Certains mois de l'année (novembre, décembre et janvier) sont sous-estimés.

5.9 VALIDATION

La validation d'un modèle consiste à « évaluer la performance d'un modèle pour une autre période de temps » (Leconte, 2010). Sur cette base théorique, nous avons utilisé les paramètres calibrés avec PEST pour une autre période temporelle pour laquelle nous avons un débit observé. D'après ces critères, la courbe (*fig. 5.24*) montre que le modèle réagit aux données climatiques et suit correctement la courbe des débits observés. Nous identifions un élément majeur. Il s'agit d'une surestimation de la période mars/avril qui correspond à la fonte de la neige.

	Calibration (2007-2009)	Validation (2007-2009)	Erreur
NSE	0.64	0.40	24%
R ²	0.66	0.56	10%

Figure 5.23 : Tableau comparatif des estimateurs NSE et R².

La validation du modèle WaSiM – ETH pour la période 2007 2008 avec les paramètres de calibration automatique adoptés par l'étude de 2010-2011. Pour le modèle WaSiM – ETH, les valeurs de NSE et R² doivent être supérieures à 0.4 et 0.5 respectivement pour qu'ils soient considérés comme satisfaisants (Lijalem et al., 2007, Green et al., 2008). Dans notre étude, les valeurs de NSE et de R² obtenu sont de 0.40 et 0.56 respectivement (*fig. 5.23*). La performance du modèle est satisfaisante, mais WaSiM – ETH crée une erreur de 24% (*fig. 5.23*) entre la calibration et la validation avec les paramètres de la calibration automatique établie sur la période 2010-2011.

La baisse de l'estimateur Nash-Sutcliffe provient de l'erreur sur la période printanière. Il s'agit de la fonte de la neige. Probablement, cette période est mal estimée par les paramètres. Il interprète la fonte de la neige de manière trop régulière et trop rapide par rapport à la réalité. Néanmoins, le pic de débit observé en mars à une correspondance sur le débit en validation, mais il est surestimé.

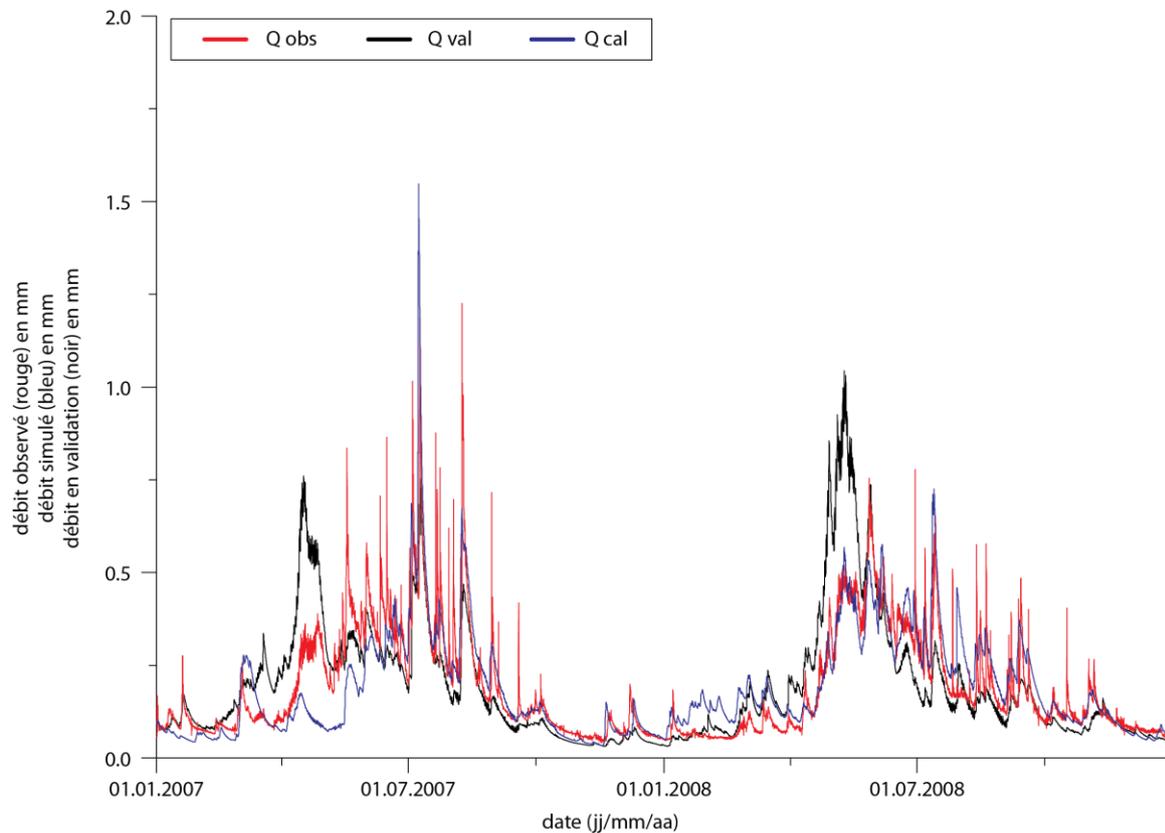


Figure 5.24 : Graphique comparatif entre les débits observés (rouge), en calibration (bleu) et en validation (noir).

5.10 RÉSUMÉ DES RÉSULTATS

À travers ce chapitre, nous avons identifié les problèmes liés à la calibration manuelle. Aussi bien en été qu'en hiver, les paramètres sont nombreux et certains très influençant. Le choix des paramètres pour la calibration manuelle nous a permis de déterminer comment nous devons agir pour améliorer le modèle. Cela dit, la calibration manuelle est fastidieuse et les résultats ne sont pas toujours satisfaisants.

Mais d'un point de vue général, la calibration manuelle a permis d'obtenir de très bons résultats en modifiant uniquement quatre paramètres. Cela montre bien que ce sont des paramètres sensibles. Sur la base de cette calibration manuelle est des résultats satisfaisants (NSE de 0.54) nous avons pu de restreindre les valeurs limites des paramètres sensibles pour la calibration automatique.

La calibration automatique nous a permis d'augmenter le NSE de 10% avec 24 paramètres introduits dans le modèle d'estimation des paramètres. Cette observation confirme que le choix des paramètres pour la calibration était très bon.

La validation du modèle sur une autre période est limitée, dans sa compréhension, par le manque de données observées. Dès lors, seule une période de validation a pu être exploitée. D'autres périodes auraient pu nous offrir un recul meilleur sur la performance du modèle en validation. Néanmoins, le modèle représente assez bien la réalité des processus hydrologiques du Vallon de Nant car nous retrouvons, aussi bien en 2007 qu'en 2008, le même problème sur l'interprétation de la neige dans ce bassin versant.

5.11 CONCLUSION

À travers ce chapitre, nous avons essayé en utilisant des données climatiques de reproduire un débit sur 70 ans pour le bassin versant du Vallon de Nant.

L'objectif de recréer un débit entre 1940 et 2010 au pas de temps horaire a été atteint. Ce débit sera utilisé dans le modèle de transport de sédiments.

Utiliser un modèle sous-entend reproduire la réalité. Seulement pour reproduire la réalité, nous devons avoir des données observées sur une série continue depuis 1940. L'obtention des données climatiques a nécessité la mobilisation de deux modèles (ClimGen et Hyetos).

Une fois les données obtenues, nous avons procédé à la calibration du modèle, ce qui nous a permis d'obtenir un débit continu sur 70 ans. Le résultat est satisfaisant, néanmoins la validation du modèle aurait pu être meilleure si nous avions pu travailler sur plusieurs jeux de données observés.

Les 24% d'erreur entre la calibration et la validation paraissent grands. Cependant, la validation repose uniquement sur deux ans de données observées. Les résultats sont donc trop dépendants des conditions climatiques sur une faible période temporelle.

6 RÉSULTATS DES SIMULATIONS

6.1 INTRODUCTION

L'étude de Bard et al. (2012) a montré la difficulté de détecter la tendance de l'évolution des débits en relation avec les changements climatiques. Repris par la communauté scientifique, l'augmentation des précipitations et de la température de l'air sont en première ligne et les tendances observées sont généralement une part complexe entre l'intensité des précipitations, les saisons et l'environnement climatique (Karl and Knight, 1998 ; Osborn et al., 2000 ; Brunetti et al., 2001 et Ventura et al., 2002). En effet, ceci est lié (1) à la forte variabilité naturelle du climat qui masque les tendances, (2) aux erreurs sur les données, autant au niveau météorologique que humain et (3) à la complexité des processus (Bard et al., 2012).

L'analyse des tendances effectuée à ce jour dans le domaine alpin l'a été sur des données journalières (Birsan et al., 2005 ; Schmoker-Fackel et al., 2010 et Bard et al., 2012). La détection des tendances saisonnières dans un bassin versant passe par l'analyse statistique des séries temporelles (Birsan et al., 2005 et Bard et al., 2012) à l'aide du test statistique de Mann-Kendall. Ce test permet l'identification d'une tendance entre les séries temporelles incluant une saisonnalité.

6.2 APPLICATION

Dans ce contexte, notre étude s'oriente dans une démarche similaire que les études citées ci-dessus. Il sera question de mettre en parallèle les études mentionnées avec notre cas d'étude. Effectivement, dans un premier temps, nous ferons une description qualitative des données en identifiant les principaux processus hydrologiques puis dans un second temps, à l'aide d'une méthode statistique, nous ferons une description des tendances significatives. Ces descriptions s'effectueront sur deux échelles temporelles (annuelle et saisonnière) à travers de schémas et de tableaux.

La description qualitative des données obtenue s'effectue en deux étapes :

- La description de la tendance annuelle.
- La description de la tendance saisonnière.

Sur la base de ces descriptions, nous expliquerons la cause possible des impacts sur les variations des quantiles et spécialement sur la temporalité saisonnière. Puis dans un deuxième temps nous procéderons à l'analyse des centiles ; les explications seront axées sur les observations saisonnières.

La tendance annuelle est déterminée par l'élaboration de quantiles sur la variable du débit simulé. Quatre saisons climatiques sont déterminées et analysées dans cette étude : l'automne (novembre – janvier), l'hiver (février – avril), le printemps (mai – juillet) et l'été (août – octobre). Nous décrivons le débit simulé, les températures maximales, minimales et moyennes et les précipitations maximales et minimales au pas de temps horaire.

La description se fait pour les débits simulés au pas de temps horaires, mais aussi les températures minimales, maximales et moyennes, les précipitations liquides et solides pour l'analyse des résultats.

La compréhension du tableau suivant nécessite une petite explication, les quantiles ont été calculés pour une période de 70 ans soit entre 1940 et 2010. Le 1^{er} octobre marque le début de l'année hydrologique.

6.2.1 LES COLONNES

Chaque période n'est pas forcément identique entre les différents centiles, mais d'une manière générale, nous observons trois grandes périodes :

- Période A : entre 1940 et 1970.
- Période B : entre 1970 et 1995.
- Période C : entre 1995 et 2010.

6.2.2 LES LIGNES

- la première ligne mentionne la durée de la période.
- La seconde ligne indique la tendance annuelle, représenté par de grandes flèches.

- La troisième ligne indique la tendance saisonnière, l'année hydrologique est divisé en quatre saisons égales et la première saison débute le 1 octobre. Cette indication est représentée par de petites flèches.

Premièrement, les grandes flèches symbolisent la tendance de la moyenne mobile du débit simulé sur une périodicité de 10 ans pour un quantile, deuxièmement il n'y a pas d'interruption temporelle entre les flèches de la même ligne, troisièmement le positionnement vertical la flèche dans la case n'est pas considéré.

Nous illustrons à l'aide des graphiques (*fig. 6.6 à 6.15*) les tendances et les variabilités pour chaque saison ainsi que pour l'année hydrologique. La tendance est illustrée par le **quantile 5**, car ce centile relève l'influence des grands débits dans une rivière. Cela permet de mettre en évidence les changements environnementaux dans une plaine alluviale. La variabilité est illustrée à l'aide du **quantile 95**, ce dernier révèle l'influence de 95% des débits dans une rivière, seuls les petits débits ne sont pas pris en compte et ainsi la variabilité est perceptible (*fig. 6.1*).

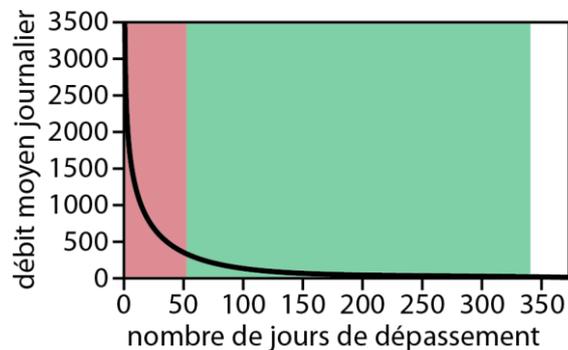
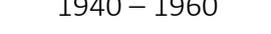
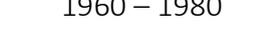


Figure 6.1 : Courbe hypothétique des débits classés avec la représentation colorée des quantiles 5 (rouge) et quantiles 95 (rouge + vert).

Pour une plus de détails vous pouvez vous référer aux graphiques correspondants situé en annexes.

Centile	Période A Annuelle (A, H, P, E)	Période B Annuelle (A, H, P, E)	Période C Annuelle (A, H, P, E)
Q ₁	1940 – 1970	1970 – 1995	1995 – 2010
			
	   	   	   
Q ₅	1940 – 1970	1970 – 1995	1995 – 2010
			
	   	   	   
Q ₁₀	1940 – 1970	1970 – 1985	1995 – 2010
			
	   	   	   
Q ₂₅	1940 – 1970	1970 – 1995	1995 – 2010
			
	   	   	   
Q ₅₀	1940 – 1970	1980 – 1995	1995 – 2010
			
	   	   	   
Q ₇₅	1940 – 1960	1960 – 1980	1980 – 2010
			
	   	   	   

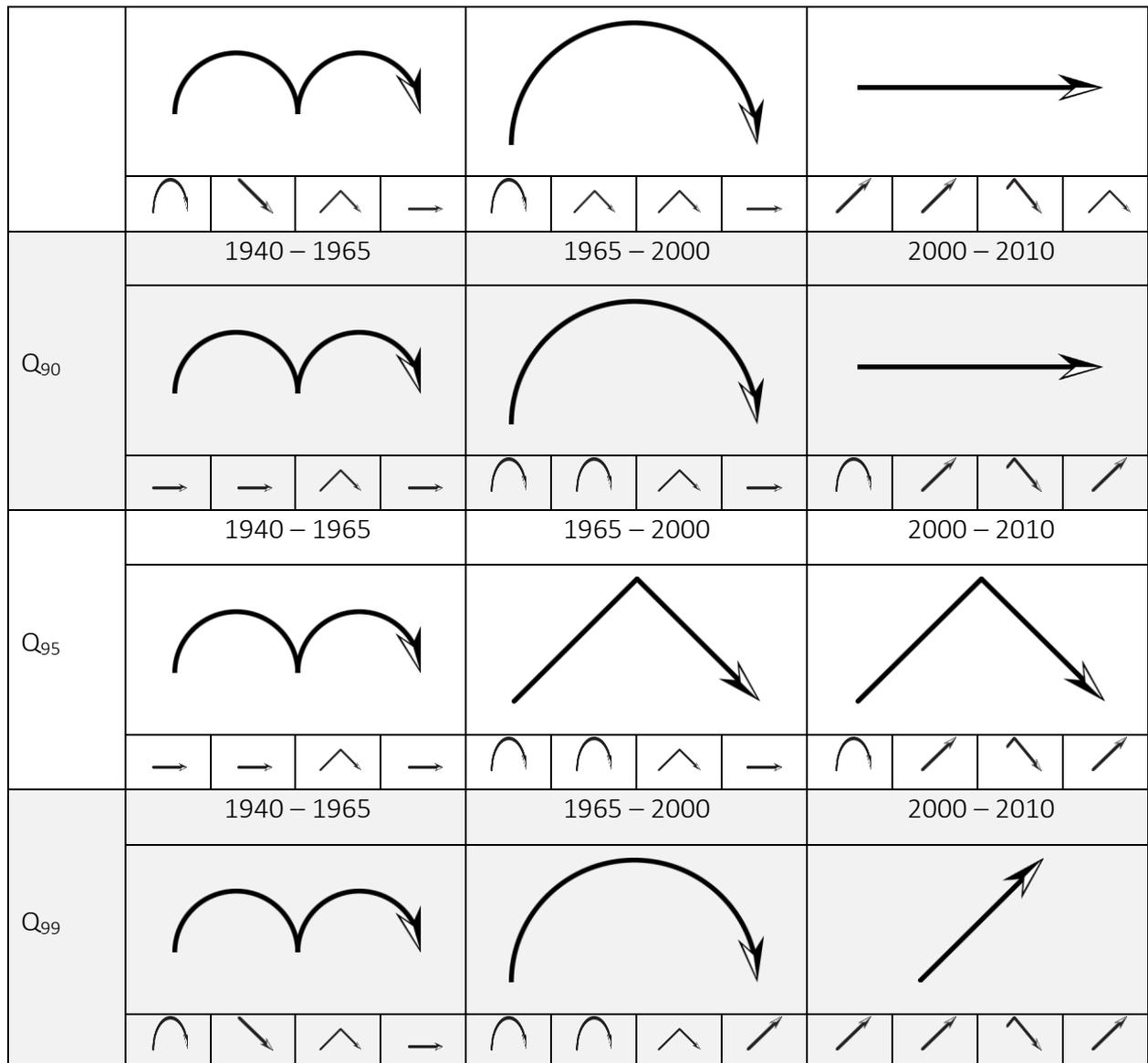


Figure 6.2 : Tableau récapitulatif des centiles du débit simulé avec WaSiM – Eth.

En ce qui concerne la description significative, il s'agit d'exprimer, à l'aide des données, s'il existe une corrélation. En effet, il y a corrélation significative entre deux séries de données lorsque les points des deux séries représentés graphiquement présentent une droite comme illustrent les graphiques ci-contre. Cependant, la pente de la corrélation est soit positive (fig. 6.4) soit négative (fig. 6.3).

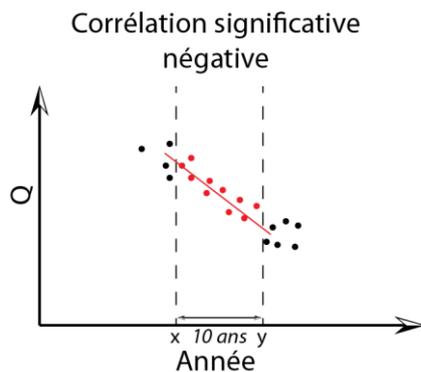


Figure 6.3 : Graphique d'une corrélation significative négative.

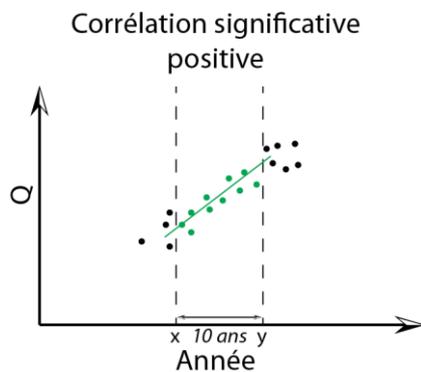


Figure 6.4 : Graphique d'une corrélation significative positive.

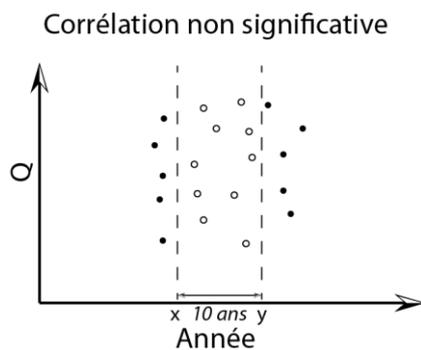


Figure 6.5 : Graphique d'une corrélation non significative.

Dans notre cas de figure, la pente indique l'augmentation ou la diminution de l'intensité du débit ainsi lorsque celle-ci présente une pente positive ou négative réciproquement.

Certes, dans certains cas de figure, il y a absence de corrélation (*fig. 6.5*) entre les deux séries de données. Il s'agit d'une corrélation non significative (*fig. 6.5*).

Les couleurs indiquent la relation entre le tableau ci-dessous et l'illustration schématique des graphiques ci-dessus. En effet une corrélation positive est représentée en vert, une corrélation négative est indiquée en rouge et l'absence de corrélation est indiquée en blanc.

Afin de calculer l'existence de corrélation r_p entre deux séries α et β de données, l'utilisation d'une formule est nécessaire ainsi que l'intégration d'un seuil d'acceptation λ .

$$r_p = \frac{\sigma_{\alpha\beta}}{\sigma_{\alpha}\sigma_{\beta}} ; \text{valable si } \lambda > 0.632 \quad [6.1]$$

Le coefficient de corrélation est déterminé sur la base d'une relation entre la covariance $\sigma_{\alpha\beta}$ et l'écart-type $\sigma_{\alpha}\sigma_{\beta}$ des deux variables α et β .

6.3 RÉSULTATS

6.3.1 LES TENDANCES ANNUELLES

Les grandes flèches de ce tableau (*fig. 6.2*) résument les moyennes mobiles sur une période de dix ans issues des centiles calculés sur le débit moyen annuel simulé à Bex à l'exutoire du bassin versant de l'Avançon. Afin de simplifier la description de la complexité des graphiques (en annexes), nous avons fait le premier choix de diviser en trois périodes temporelles selon les grands changements observés sur les graphiques et ceci pour chaque centile. Le second choix s'effectue sur la simplification de la tendance de chacune des périodes.

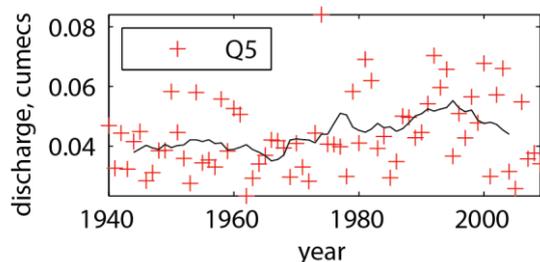


Figure 6.6 : Centile 5 annuel entre 1940 et 2010.

Le graphique de la figure 6.6 illustre la tendance générale issue du centile 5. Elle présente une pente progressive entre 1940 et 2010. Nous observons une croissance dans le débit de faible importance.

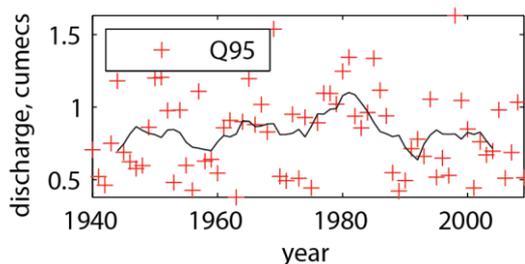


Figure 6.7 : Centile 95 annuel entre 1940 et 2010. Cette courbe indique la variabilité de la rivière.

Nous verrons dans la suite de ce chapitre les petites flèches relatives aux saisons ainsi que la description des tendances pour chaque saison. Ce découpage saisonnier permet la mise en évidence de la (des) période(s) la(es) plus marquante(s).

De manière générale, lors que les grands débits ont une tendance croissante, nous observons une tendance stable des petits débits. En effet si nous prenons l'exemple de la période qui s'étend de 1940 à 1970, les petits débits ont une tendance stable en comparaison au débit important marquant une double bosse.

La variabilité annuelle présente quatre phases (fig. 6.7) ainsi que les tendances générales à la ligne Q_{95} , à l'exception que dans le tableau (fig. 6.2) où les deux premières phases sont regroupées.

Nous pouvons identifier un pic (fig. 6.7) relativement important par rapport aux autres, il s'agit de l'avant-dernier, entre 1965 et 2000. Elle précède une période creuse.

6.3.2 LES TENDANCES SAISONNIÈRES

6.3.2.1 AUTOMNE

La tendance générale automnale (*fig. 6.8*) présente une croissance modérée. Cependant, elle est marquée par la présence de trois pics d'activité successifs :

- Entre 1940 et 1970
- Entre 1970 et 1995
- Entre 1995 et 2010

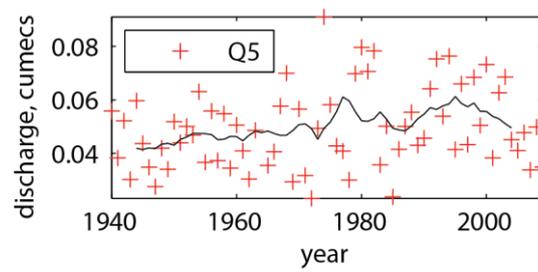


Figure 6.8 : Centile 5 pour la saison automnale entre 1940 et 2010.

La variabilité des automnes est faible (*fig. 6.9*). Ce que révèle ce graphique se caractérise par la présence de deux pics légèrement asymétriques provoquant ainsi une intensité de la variabilité renforcée dès les années 70 jusqu'à aujourd'hui.

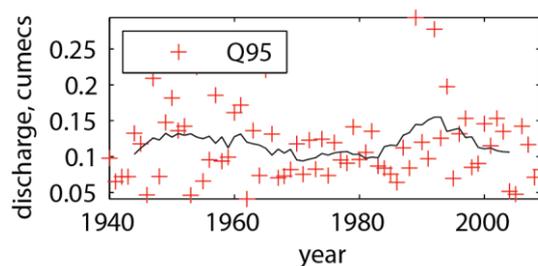


Figure 6.9 : Centile 95 pour la saison automnale entre 1940 et 2010.

6.3.2.2 HIVER

La tendance hivernale (*fig. 6.10*) est légèrement progressive cependant elle a connu une légère régression entre 1940 et 1970. Suite à cette décroissance, les débits ont fortement progressé par la succession cumulative de deux pics. Le pic entre 1995 et 2010, marque la présence de maints débits faibles.

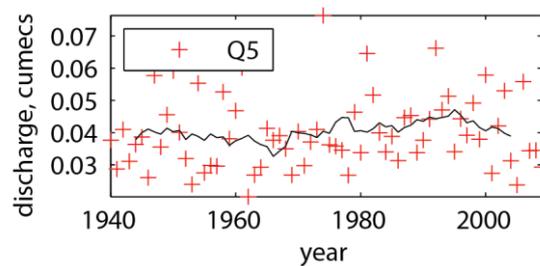


Figure 6.10 : Centile 5 pour la saison hivernal entre 1940 et 2010.

La variabilité hivernale (*fig. 6.11*) des débits reste faible jusque dans les années 90. Cependant, la variabilité change radicalement dès le début du 21^{ème} siècle et marque une forte progression.

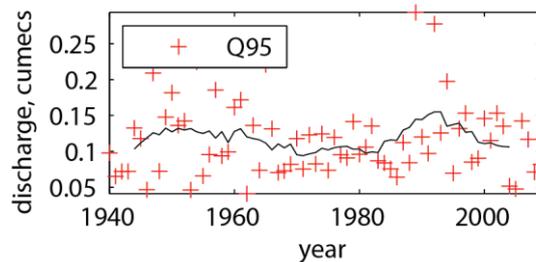


Figure 6.11 : Centile 95 pour la saison hivernale entre 1940 et 2010.

6.3.2.3 PRINTEMPS

D'une manière générale, nous observons une tendance décroissante (*fig. 6.12*) entre 1940 et 2010, cependant cette saison est marquée par la succession de trois pics d'intensité répartie entre :

- 1940 et 1960

- 1960 et 1975
- 1975 et 1995

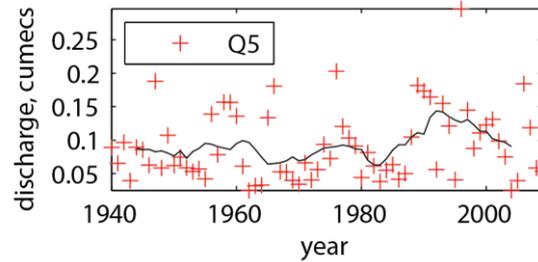


Figure 6.12 : Centile 5 pour la saison printanière entre 1940 et 2010.

Dès la fin du 20^{ème} siècle, les débits suivent la tendance générale printemps.

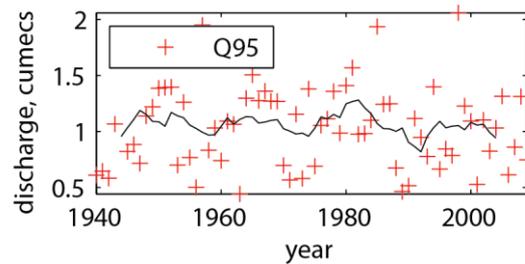


Figure 6.13 : Centile 95 pour la saison printanière entre 1940 et 2010.

Nous observons une grande variabilité (*fig. 6.13*) durant le printemps que nous pouvons diviser en trois pics d'intensité :

- Entre 1940 et 1960
- Entre 1960 et 1970
- Entre 1970 et 1995

Après ces trois périodes, les débits suivent une variabilité faible.

6.3.2.4 ETÉ

La tendance estivale (*fig. 6.14*) se révèle légèrement ascendante. Cependant, durant la période entre 1995 et 2010, une importante croissance des petits débits est pertinente. La tendance est fortement influencée par la faible présence des petits débits durant la moitié du siècle dernier.

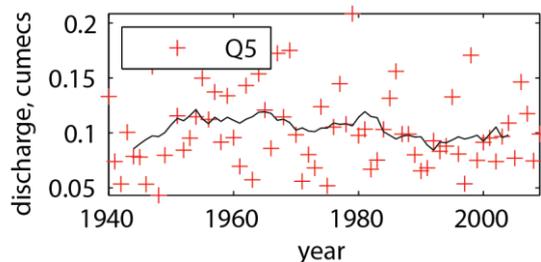


Figure 6.14 : Centile 5 pour la saison estivale entre 1940 et 2010.

La variabilité estivale est faible (*fig. 6.15*). La seule variabilité perceptible s'observe entre 2000 et 2010. Nous constatons une forte progression de la variabilité dans les grands débits.

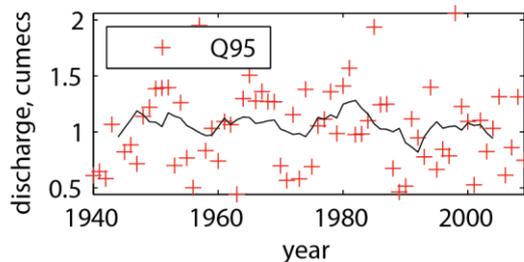


Figure 6.15 : Centile 95 pour la saison estivale entre 1940 et 2010.

En finalité, l'élément troublant de cette description réside dans la décroissance des petits débits relevé par le graphique *quantile 5 printanier* et par opposition une variation qui s'amplifie en hiver illustré par le graphique *quantile 95 hivernal*. Nous expliquerons ces éléments dans la suite du chapitre.

6.3.2.5 LES CORRÉLATIONS SIGNIFICATIVES

Le tableau (*fig. 6.16*) met en évidence, sur une périodicité de dix ans dès 1940 jusqu'à aujourd'hui, les corrélations existantes pour chaque centile (Q1, Q5, Q10, Q25, Q50, Q75, Q90, Q95, Q99) le débit minimal (Qmin), le débit maximal (Qmax) et les ratios (Q99/Q1, Q95/Q5, Q90/Q10, Q75/Q25) ; *un ratio en hydrologie est un rapport exprimant la distribution des débits entre deux séries de données en fonction du temps*. L'importance réside dans les couleurs et peu dans les chiffres. Lorsqu'il y a une cellule coloriée, tant en vert qu'en rouge. Il s'agit d'une corrélation significative, au contraire, une absence de couleur indique une corrélation négative.

À travers ce tableau, nous illustrons les grandes tendances significatives des septante dernières années.

L'augmentation des grands débits est significative entre 1969 et 1982. Au contraire, nous observons une baisse des grands débits entre 1980 et 1990 couplée à une augmentation significative des petits débits pour ladite période.

La corrélation entre les petits débits et les débits minimaux est représentée entre 1982 et 1994. Il en va de même pour la corrélation entre les débits maximaux et l'augmentation des grands débits entre 1969 et 1982 (*fig. 6.16*).

La corrélation significative négative illustrant la baisse de l'ensemble des débits est fortement présente entre 1982 et 1994.

Année	Q1	Q5	Q10	Q25	Q50	Q75	Q90	Q95	Q99	Qmin	Qmax	Q99/Q1	Q95/Q5	Q90/Q10	Q75/Q25
1940 - 1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-0.72	0	0	0
1941 - 1951	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.66	0	0	0	0
1942 - 1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1943 - 1953	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1944 - 1954	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1945 - 1955	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1946 - 1956	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1947 - 1957	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1948 - 1958	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1949 - 1959	0	0	0	0	0	-0.73	-0.69	0	0	0	0	0	0	0	-0.66
1950 - 1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-0.70
1951 - 1961	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1952 - 1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1953 - 1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1954 - 1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1955 - 1965	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1956 - 1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1957 - 1967	0	0	0	0	0	0	0	0.66	0.68	0	0.67	0	0	0	0
1958 - 1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1959 - 1969	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1960 - 1970	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1961 - 1971	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1962 - 1972	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1963 - 1973	0	0	0	0	-0.63	-0.74	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1964 - 1974	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1965 - 1975	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1966 - 1976	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1967 - 1977	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1968 - 1978	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1969 - 1979	0	0	0	0	0	0.64	0.75	0.74	0.78	0	0.78	0	0	0	0.66
1970 - 1980	0	0	0	0	0	0	0.78	0.74	0.72	0	0.66	0	0	0	0
1971 - 1981	0	0	0	0	0	0	0.69	0.76	0.64	0	0	0	0	0	0
1972 - 1982	0	0	0	0	0	0	0	0.66	0	0	0	0	0	0	0
1973 - 1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.89	0	0	0
1974 - 1984	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.73	0	0	0
1975 - 1985	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1976 - 1986	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.68
1977 - 1987	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-0.64	0	0	0
1978 - 1988	0	0	0	0	-0.64	0	0	0	0	0	0	-0.75	0	0	0
1979 - 1989	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1980 - 1990	0	0	0	0	0	0	0	-0.67	-0.64	0	0	0	0	0	0
1981 - 1991	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1982 - 1992	0.76	0.72	0.68	0.73	0.79	0	0	-0.66	0	0.78	0	0	0	-0.72	-0.74
1983 - 1993	0.77	0.73	0.70	0.76	0.78	0	0	-0.65	0	0.80	0	0	-0.66	-0.71	-0.70
1984 - 1994	0.83	0.77	0.74	0.79	0.85	0	0	0	0	0.88	0	0	-0.63	-0.69	-0.64
1985 - 1995	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1986 - 1996	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1987 - 1997	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1988 - 1998	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1989 - 1999	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.68	0.79
1990 - 2000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1991 - 2001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1992 - 2002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1993 - 2003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1994 - 2004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1995 - 2005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1996 - 2006	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1997 - 2007	-0.67	0	0	0	0	0	-0.65	0	0	-0.65	0	0	0	0	0
1998 - 2008	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1999 - 2009	0	0	0	0	0	-0.65	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2000 - 2010	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2001 - 2011	0	0	0	0	0	0	-0.81	0	0	0	0	0	0	0	0

Figure 6.16 : Tableau illustrant les corrélations significatives positives (vertes) et négatives (rouges).

6.3.3 ANALYSES

L'explication découle de l'intégration des données issues du modèle WaSiM – ETH avec lequel nous avons simulé un débit horaire depuis 1940 à aujourd'hui. En effet, ce modèle fournit une multitude de données annexées.

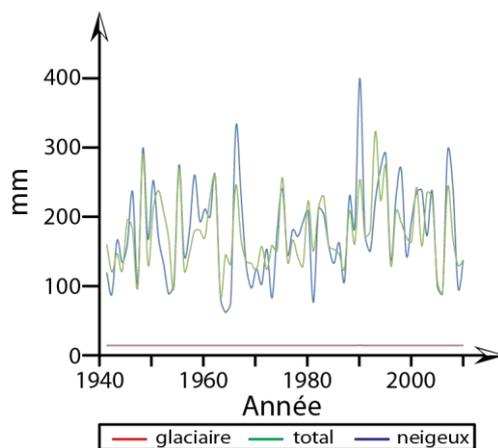


Figure 6.17 : Graphique du débit hivernal glaciaire (rouge), neigeux (bleu) et total (vert) entre 1940 et 2010

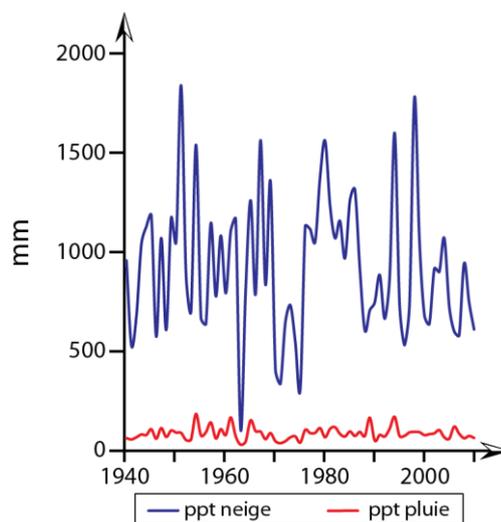


Figure 6.18 : graphique des précipitations neigeuses (bleue) et pluvieuses (rouge).

De ce fait, nous pouvons supposer quatre hypothèses liées aux changements de débits et spécialement les débits hivernaux (*fig. 6.17*) : (1a) l'augmentation de la proportion des précipitations tombées sous forme liquide hivernale dans le bassin versant (*fig. 6.18*) (2a) une diminution

systematique à la fin mars dans le stock de neige (*fig. 6.19*), décrite par Bard et al. (2012) comme la migration de la fonte des glaces et enfin (3a) un changement systematique dans les débits dut à la fonte de glace.

La dernière hypothèse est liée à la température de l'air. La température (1b) influence les pluies liquides hivernales, (2b) le stock de glace à la fin du mois de mars et enfin (3b) le débit des glaciers augmente. L'illustration des graphiques est basée sur la moyenne mobile sur une périodicité de dix ans. Ce choix permet d'illustrer les changements décennaux.

Le stockage de neige durant la période hivernale s'effectue chaque année. Cependant, le volume varie chaque année selon les précipitations solides, le stockage restant et le volume du débit glaciaire sortant.

$$N_t = P_t^n - Q_t^n + N_{t-1} \quad [5.31]$$

Avec

N_t	la quantité de neige au temps t
P_t^n	les précipitations neigeuses au temps t
Q_t^n	les débits glaciaires au temps t
N_{t-1}	la quantité de neige au temps précédant t-1

Ce calcul permet la visualisation du bilan de masse glaciaire (*fig.6.19*) d'un bassin versant. Nous observons sur la *figure 6.18* une (1a) augmentation des précipitations hivernales sous forme liquide et spécialement dès les années 1970. Parallèlement, les précipitations neigeuses diminuent drastiquement dès les années 80. Nous pouvons expliquer cette observation par l'analyse des débits hivernaux. Ce qui est équivalent à une diminution de la sévérité des hivers (Bard et al., 2012) ainsi qu'à une augmentation des débits minimaux entre 1980 et 1995 (*fig. 6.2*).

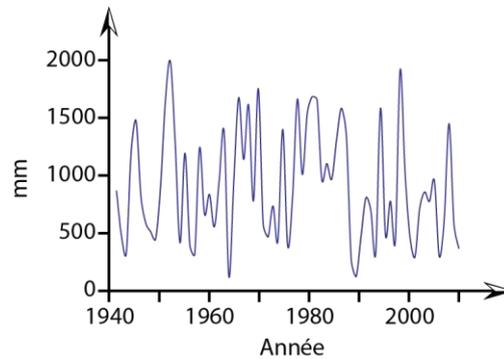


Figure 6.19 : Le stockage hivernal au 31 mars de chaque année entre 1940 et 2010.

Les débits marquent une croissance dès les années 80 (fig. 6.17). Il y a un lien étroit entre l'augmentation des quantités de précipitations liquides (fig. 6.18) et l'augmentation des débits hivernaux (fig. 6.17). Une augmentation des quantités de précipitations liquides (fig. 6.18) et parallèlement une baisse de quantité de précipitations solides influence directement les débits de la saison et le stockage en neige à la fin de l'hiver soit au 31 mars pour cette étude (fig. 6.19).

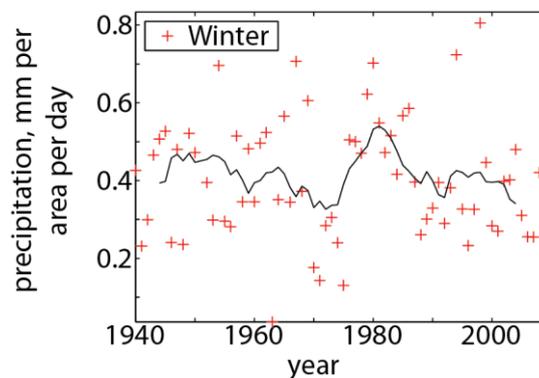


Figure 6.20 : Graphique des précipitations hivernales entre 1940 et 2010.

Le parallèle entre le stockage et les précipitations est corrélé. Effectivement, la diminution du stockage est liée aux apports en précipitations solides. Si ce dernier diminue alors le stockage diminue et si le stockage diminue, les débits augmentent annuellement et spécialement en hiver comme dans les études de Birsan et al. (2005), Schmoker-Fackel et al. (2010) et Bard et al. (2012).

La dernière observation en lien avec les débits hivernaux : il s'agit de l'augmentation des débits glaciaires. L'augmentation des débits hivernaux est liée à plusieurs éléments, d'une part, à l'augmentation des précipitations liquides (fig. 6.18) dépendant directement de la hausse des

températures hivernales (*fig. 6.21*) comme nous le verrons plus par la suite et d'autre part et à la hausse des débits glaciaires hivernaux (*fig. 6.17*).

La tendance montre une pente croissante qui indique une augmentation des débits hivernaux. Cette tendance est aussi illustrée à travers le graphique des précipitations qui montre une diminution des précipitations solides et parallèlement une augmentation des précipitations liquides. Cette diminution des précipitations solides entraîne une augmentation des débits.

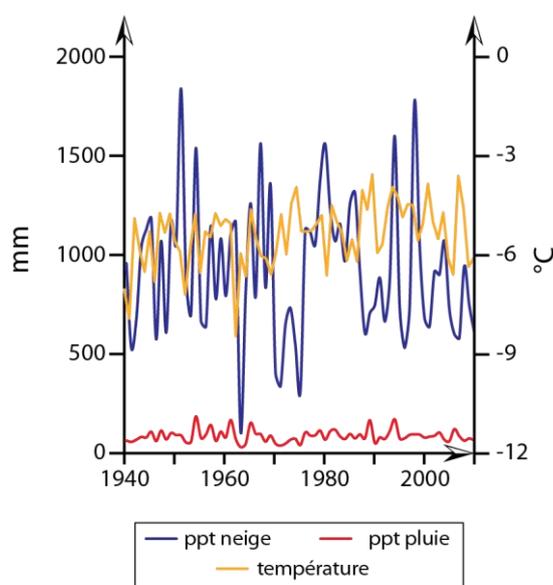


Figure 6.21 : Graphique des températures hivernales en fonction des précipitations sur la période 1940 – 2010.

La coïncidence entre la fin de la saison hivernale et le 31 mars n'est plus avérée. En effet, nous observons une précocité de la période de fonte (Bard et al., 2012) qui correspond au *temps t+1* du stockage maximal.

L'augmentation du stock hivernal entre les années 1975 et 1985 comme illustré dans la figure 6.19 est expliquée par une période neigeuse. En effet, les hivers entre 1975 et 1985 sont marqués par une augmentation de la couverture neigeuse par d'importantes précipitations hivernales.

Les températures moyennes hivernales montrent une légère croissance sur les septante années, mais de manière non linéaire (*fig. 6.21*). La tendance prouve la croissance des températures hivernales. Certes les températures hivernales augmentent, mais la croissance est d'autant plus marquée pour les températures annuelles (*fig. 6.22*).

Le lien entre le stock et les températures peut donc s'expliquer. Effectivement, les températures moyennes hivernales augmentent et impliquent une élévation de la limite pluie neige. Les répercussions se manifestent par une diminution du stock de neige à la fin de l'hiver (*fig. 6.19*).

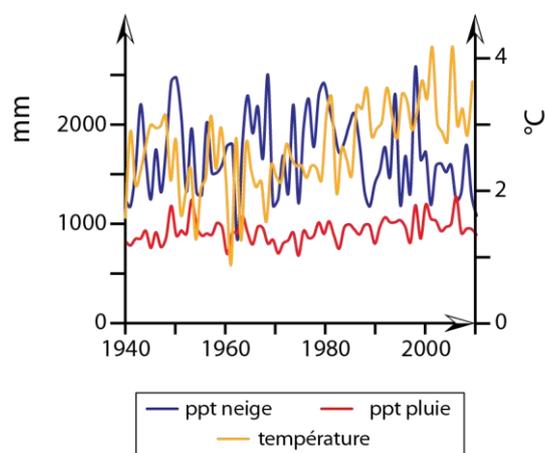


Figure 6.22 : Températures moyennes annuelles avec la droite de tendance sur la période 1940 – 2010.

Nous pouvons relever que la température moyenne décennale marque trois phases :

- une première phase entre 1950 et 1970,
- une seconde phase entre 1970 et 1985 et
- la dernière phase entre 1985 et 2010.

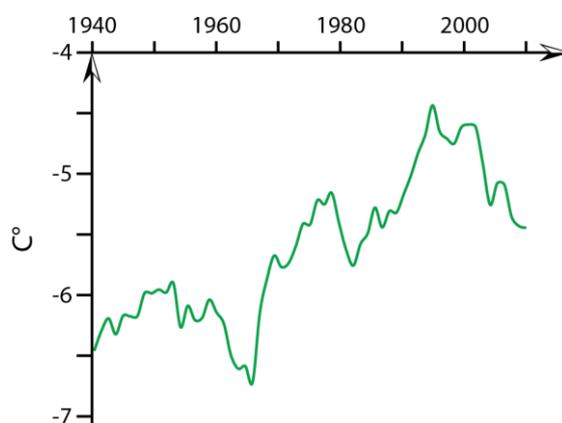


Figure 6.23 : Représentation graphique des températures moyenne hivernales décennales.

La première phase présente une relative stabilité dans le climat avec une température moyenne maximale de -5.89°C et minimale de -6.70°C pour la décennie de 1947 à 1957 et de 1962 à 1972 réciproquement.

La seconde phase comme la troisième sont marquées par une augmentation des températures moyennes. La dernière phase connaît une température moyenne maximale de -4.45°C pour la décennie qui s'étend entre 1987 et 1997. Mais de manière générale ces deux phases connaissent tendance croissante des températures moyennes décennales.

La présence supposée d'une tendance décroissante des températures moyennes décennales (*fig. 6.23*) dès le 21^{ème} siècle peut être relevée. Mais cette observation nécessite un plus grand recul sur la période d'étude.

6.4 CONCLUSION

En résumé, nous pouvons observer une tendance croissante des températures hivernales. Ceci est aussi valable pour les températures moyennes annuelles qui montrent cependant une tendance croissante plus importante. Dans le même ordre d'idée, le stock hivernal connaît une baisse qui suit la tendance des températures. Les températures influencent la limite entre les précipitations solides et liquides, ce qui influence le stock disponible à la fin de l'hiver.

Ceci conduit inévitablement aux changements climatiques. Il faudra s'attendre à une continuité progressive de la croissance des températures pour la fin du XXI^{ème} siècle d'après les résultats obtenus.

Donc nous voyons ici que la température est un élément déclencheur des conditions hydrologiques du bassin versant. Nous pouvons souligner le lien entre le changement climatique présenté par la communauté scientifique (IPCC, 2008) et les résultats obtenus à travers cette étude hydrologique du bassin versant du Vallon de Nant. Mais ce lien n'est valable que pour ce vallon.

Toutefois, l'élément pertinent de ce chapitre réside dans le rapport pluie/neige. Il est déterminant sur le plan de la compréhension des mécanismes hydrologiques du Vallon de Nant. La fluctuation et l'élévation des chutes de neige influencent les stocks de neige et ces derniers influencent le régime

hydrologie. Nous avons identifié les processus hydrologiques influencés par le climat provoqué par les changements climatiques modifie le paysage géomorphologique.

Nous voyons que tout est lié. Mais le climat est finalement au début de la chaîne et provoque les changements environnementaux.

En effet, pour une validation plus générale, il s'agit d'élaborer une étude plus approfondie et comparative entre plusieurs bassins versants.

7 CHANGEMENTS HYDROGÉOMORPHOLOGIQUES

7.1 INTRODUCTION ET OBJECTIF

Dans ce chapitre, nous allons traiter les changements hydrogéomorphologiques liés à la rivière. L'objectif de ce chapitre est de quantifier la capacité de transport des sédiments dans le Nant. Pour répondre à cet objectif, nous allons solliciter un modèle de transport développé par Nitsche et al. (2011). Nous verrons les liens entre les paramètres hydrologiques et la capacité de transport. En finalité, nous aurons un lien de causalité entre les aspects géomorphologiques et la capacité de transport.

Dans un premier temps, nous allons faire une revue de la littérature (chapitre 7.2). Ensuite nous parlerons des éléments essentiels qui sont responsables du transport de sédiments (chapitre 7.3 et 7.4). Le chapitre 7.5 présentera l'application de ce modèle au Vallon de Nant en argumentant pourquoi ce vallon présente de bonnes caractéristiques pour ce modèle. Finalement, nous exposerons nos résultats dans l'avant-dernière partie (chapitre 7.6). Et pour finir, nous exposerons une conclusion du chapitre (chapitre 7.7).

7.2 REVUE DE LA LITTÉRATURE

L'estimation de la capacité de transport des sédiments dans les bassins versants de types alpins a été l'objet d'un examen récent et généralisé. Comme l'objectif de ce projet est un bassin versant alpin suisse, l'accent est mis sur une approche de modélisation mathématique qui a été évaluée dans certains bassins instrumentés suisses (Nitsche et al., 2011).

Cette approche reconnaît que de nombreuses équations de transport par charriage des rivières ont été basées sur des expériences en canal et dans une moindre mesure dans des bassins versants instrumentés dont le lit présente des pentes relativement faibles et une rugosité relative (Nitsche et al. 2011). L'association entre la sous-estimation de l'énergie de la pente et la rugosité des macroformes conduit à une surestimation des flux de charriage.

Nitsche et al. (2011) ont comparé, sur la base des mesures de 13 cours d'eau suisses semblables aux paramètres du bassin versant de l'Avançon, une série de résistance à l'écoulement et des équations de transport des sédiments. La *figure 7.1* indique la pente caractéristique et les données de taille de grain de ces rivières par rapport à la section étudiée dans le Vallon de Nant. Nitsche et al. ont montré que pour ces cours d'eau la surestimation de la charge de fond pourrait être sensiblement réduite par l'inclusion d'une meilleure représentation de la résistance à l'écoulement. Toutefois, ils ont également montré qu'une approche plus simple (Rickenmann et Recking, 2011) incluant les pertes d'énergie supplémentaires liées aux éléments de rugosité, sans aucune disponibilité d'information sur l'organisation spatiale détaillée des éléments de la rugosité, produirait globalement de meilleurs résultats. Ils ont attribué le succès de ce modèle plus simple (1) aux lacunes dans la représentation physique des éléments de rugosité à des traitements plus complexes, et /ou (2) aux difficultés d'identification des mesures des éléments dans les données de terrain.

Étant donné le succès de l'approche de Rickenmann et Recking (2011) à l'évaluation des modèles de Nitsche et al. (2011), et la similarité de la rivière de Nant avec les flux pris en compte par Nitsche et al. (2011), le modèle de Rickenmann et Recking (2011) est utilisé ici pour le calcul de la capacité de transport des sédiments. Cette application nécessite la spécification de deux modèles : l'un pour le calcul de la résistance à l'écoulement et l'autre pour la capacité de transport des sédiments. Elle nécessite de plus une application spécifique pour les types de données prédites par WaSiM – Eth et pour la morphologie des sections de la rivière du Vallon de Nant.

	Basin area (km ²)	Geology	% For.	% Glac.	Channel type	Mean Annual PPT (mm)	Peak flow (m ³ s ⁻¹)	Ch. slope	D30 (m)	D50 (m)	D84 (m)	D90 (m)	Bankfull width (m)
Rotenbach	1.7	Flysch	14	0	Step-pool	1840	18	0.051	0.02	0.05	0.18	0.25	5.63
Rappengraben 1	0.7	Congl.	35	0	Plane bed	1570	2.2	0.060	0.01	0.03	0.08	0.10	4.98
Vallon de Nant		Congl.	5	5	Step-pool		2.5	0.066	0.02	0.03	0.08	0.10	3.3 (min) 10.5 (max)*
Schwändilbach	1.4	Flysch	29	0	Step-pool	1840	8.5	0.098	0.02	0.03	0.16	0.21	4.96
Sperbelgraben	0.5	Congl.	99	0	Plane bed	1590	1.2	0.101	0.02	0.04	0.08	0.09	5.43
Rappengraben 2	0.6	Congl.	30	0	Plane bed	1570	2.6	0.106	0.01	0.03	0.08	0.10	4.98
Erlenbach	0.7	Flysch	39	0	Step-pool	2300	14.6	0.115	0.03	0.07	0.29	0.39	4.70
Melera	1.1	Crystall.	84	0	Step-pool	2060	8	0.170	0.02	0.04	0.16	0.22	5.57
Saltina	78	Gneiss	21	4	Plane bed	1000-2400	120	0.020	0.02	0.06	0.16	0.19	14.14
Lonza	170	Gneiss	22	2	Cascade	1000-2400	90-95	0.064	0.02	0.05	0.20	0.30	12.44
Baltschieder	43	Gneiss, Granite	10	16	Step-pool	600-2000	100	0.135	0.03	0.07	0.18	0.21	11.68
Mattenbach	30.8	Flysch	23	0	Cascade	1400-2000	45	0.150	0.03	0.07	0.45	0.72	13.50
Gamsa	38	Gneiss	8	16	Cascade	1000-2400	65	0.165	0.02	0.05	0.14	0.16	11.80
Buoholz bach	13.9	Flysch, limestone	40	0	Step-pool	1200-2400	40	0.170	0.03	0.07	0.23	0.54	9.76
Steinibach	12.2	Flysch, limestone	35	0	Step-pool	1200-2400	85	0.186	0.04	0.12	0.92	1.24	8.00

Figure 7.1 : Tableau comparatif entre le Vallon de Nant et des données de provenant Nitsche et al. (2011). *: Le Nant est une rivière multichenales à des débits mais plus important. Les données montrent ici les largeurs minimales et maximales des canaux lorsque la rivière à cette configuration. Le modèle est appliqué sur chacun des chenaux (voir ci-dessous).

7.3 REPRÉSENTATION DE LA RÉPARTITION DE LA RÉSISTANCE À L'ÉCOULEMENT

La base du modèle de Rickenmann et Recking (2011) consiste à partitionner la pente (S) de la ligne d'énergie en deux éléments distincts. Cela apporte une perte de la surestimation de la résistance à l'écoulement associée à la friction des grains et un réel bénéfice au transport de sédiments (S_0). La

mise en valeur de l'équation de Manning est apportée d'après Meyer-Peter et Müller (1948) et présentée à travers la formule suivante :

$$S_0 = S \left[\left(\frac{n_0}{n_{tot}} \right)^{0.5} \right]^e \quad [7.1]$$

Avec :

- n_{tot} : le paramètre Manning pour la rugosité totale.
- n_0 : le paramètre de la friction des grains.
- $(*)^e$: l'exposant e.

L'exposant e doit prendre une valeur supérieure à 2 sur la base de l'analyse de l'équation de Manning. Cependant, le travail expérimental de Meyer-Peter et Müller (1948) trouve une valeur de e égale à 1.5, ce qui confirme l'analyse des données provenant des sources suisses suggérant une valeur de e établi entre 1.0 et 1.5, qui corrobore ainsi les résultats obtenus dans cette étude où e est égal à 1.5.

L'application de l'équation [7.1] a besoin de la précision de n_0 et du n_{tot} . Elle doit être variable pour tenir compte des changements de rugosité (selon les rivières affluent et la répartition de l'énergie) et des variations de hauteur d'eau, soit le débit. Rickenmann et Recking (2011) ont conclu que le meilleur moyen d'y parvenir était l'équation de puissance variable (VPE) de Ferguson (2007) et Nische et al. (2011) Ceux-ci ont montré qu'il existe une relation entre le charriage et la pente qui a été réduite par la VPE. Elle a fourni des résultats fiables.

Le principe est basé sur l'observation de beaucoup d'équations de transport par charriage. Il a permis d'être développé pour des conditions en présence d'une petite échelle de rugosité. L'application de ces équations, sans diminuer l'énergie disponible pour le transport, péjore le transport de sédiments pour les cas où le terrain présente une échelle de rugosité supérieure à l'échelle du grain (Rickenmann et al., 2006 ; Nitsche et al., 2011). La première étape de l'analyse consiste à écrire des expressions pour la vitesse (V_{tot}) qui comprend l'ensemble des pertes d'énergie et de la vitesse associée à l'échelle du grain (v_0) uniquement en termes de frottement (f) (et où, par définition, $v_0 > V_{tot}$) :

$$\sqrt{8/f_{tot}} = v_{tot}/(gRS)^{0.5} \quad [7.2]$$

$$\sqrt{8/f_{tot}} = v_0/(gRS)^{0.5} = 6.5 \left(R/D_{84} \right)^{0.167} \quad [7.3]$$

Sur cette base :

$$\sqrt{f_0/f_{tot}} = v_{tot}/v_0 \quad [7.4]$$

Et en combinant avec [6.1]:

$$S_0 = S \left(\frac{v_{tot}}{v_0} \right)^e \quad [7.1]$$

La VPE fournit une estimation moyenne de la vitesse du flux d'une section. Ce qui correspond à la traditionnelle équation de résistance à l'écoulement, tout en tenant compte des effets du changement de profondeur de l'eau qui agit sur la résistance à l'écoulement.

$$v_{tot} = \frac{6.5(gRS)^{0.5} 2.5 \left(R/D_{84} \right)}{\left[6.5^{0.5} 2.5^2 \left(R/D_{84} \right)^{1.64} \right]} \quad [7.2]$$

Avec :

- g : la gravité
- R : le rayon hydraulique
- S : la pente

D84 : la taille des grains du centile 84%

L'échelle de la vitesse des grains est estimée à partir d'une équation de type Manning-Strickler (Nitsche et al., 2011) :

$$v_0 = 6.5(gRS)^{0.5} \left(R/D_{84} \right)^{0.167} \quad [7.3]$$

L'application de [6.2] et [6.3] à [6.1] a permis le calcul d'une pente réduite. Elle est reprise telle quelle pour l'efficacité du transport de sédiments. Et finalement, elle est à son tour appliquée à une équation de transport de sédiments.

7.4 EQUATION DE TRANSPORT DES SÉDIMENTS

D'après Nitsche et al. (2011), le transport de sédiments est calculé en utilisant l'approche par unité de décharge de Rickenmann (1991, 2001). Le taux de transport des sédiments (par unité de largeur, Q_b) est défini par :

$$Q_b = 1.5(q - q_c)S_0^{1.5} \quad [7.4]$$

Avec :

q : le débit

q_c : le débit critique

Ce dernier paramètre est défini par :

$$Q_c = 0.065(s - 1)^{1.67} g^{0.5} D_{50}^{1.5} S_0^{1.12} \quad [7.5]$$

Avec :

s : la densité du sédiment [g/cm^3]

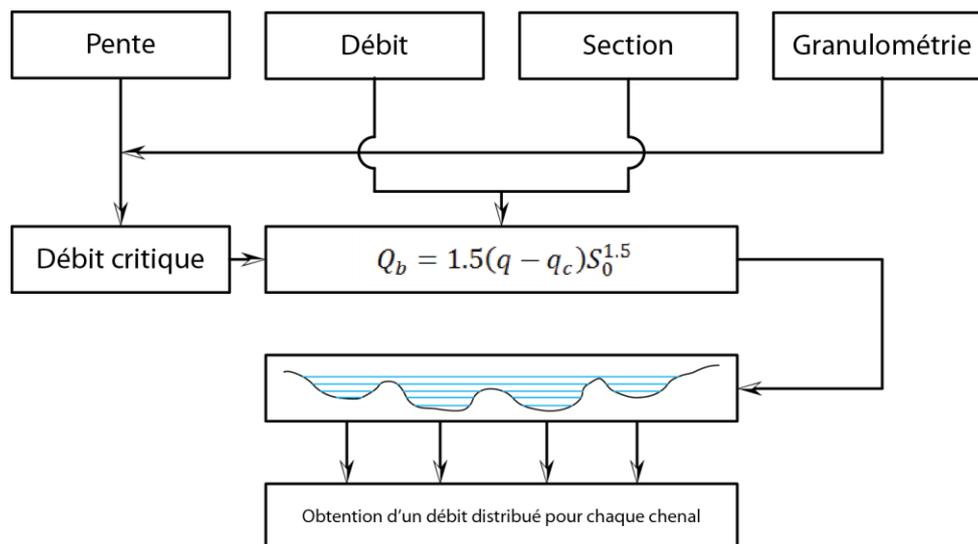


Figure 7.2 : schématisation du modèle de transport d'après Nitsche et al. (2011). Le résultat est un débit distribué dans chaque chenal permettant ainsi d'estimer la capacité de transport pour chaque chenal.

La mise en équation de [7.5] est un seuil découlant de l'équation de base de l'entraînement des sédiments. Cette dernière ne tient pas compte des processus qui ont été présentés précédemment, mais qui ont joué un rôle essentiel dans les expériences établies en canal (par exemple : le rôle d'une fraction de sable dans la réduction du débit critique nécessaire pour l'entraînement des sédiments (Wilcock et Crowe, 2003)).

Cependant, l'efficacité de la représentativité du transport des sédiments sous conditions (pente réduite et correction des effets de rugosité) est optimale.

Il n'y a pas de mesure sur le terrain du Vallon de Nant avec cette approche. Cependant, la validation est adoptée par un grand nombre de bassins versants suisses instrumentés (Nitsche et al., 2011).

7.5 APPLICATION AU VALLON DE NANT

Une application directe de [7.1] est compliquée par le fait que le Nant est « *multichenaux* ». Ainsi, pour appliquer le modèle au Vallon de Nant, la rivière a été traitée comme une série de panneaux représentatifs des coupes morphologiques successives de la rivière. Pour toute section d'une rivière, une série de niveaux d'eau ont été considérés par incréments de 0.5 mm au-dessus de l'altitude minimale. Le nombre de branches a été calculé pour chaque niveau d'eau, en tenant compte de l'hypothèse qu'il n'y a pas de différence dans le niveau d'eau entre les branches de la section (*fig. 7.2*). Ensuite, le niveau de l'eau et de la morphologie de la section ont été utilisés pour calculer le rayon hydraulique pour chaque chenal.

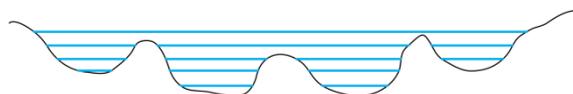


Figure 7.3 : Coupe d'une section hypothétique multi-chenaux avec différentes hauteurs d'eau.

La VPE de Ferguson [6.2] a été appliquée pour calculer la vitesse en utilisant la pente locale de la rivière en aval ainsi qu'une granulométrie de la section. La vitesse estimée est combinée avec la largeur et la profondeur pour calculer le débit de chaque chenal. Finalement, l'addition des débits de chaque chenal donne le débit estimé pour le niveau d'eau donné. En multipliant ces expériences pour un grand nombre de niveaux d'eau, il est possible de créer une table de consultation pour un débit donné qui permet l'estimation du nombre de chenaux mouillés, de la vitesse ainsi que de la largeur et de la profondeur de chaque chenal.

Parfois, lorsque les niveaux d'eau ont augmenté, deux chenaux peuvent n'en former qu'un. Dans ce cas, pour éviter les sauts brusques de la géométrie hydraulique de la rivière, les deux chenaux sont préservés comme des panneaux distincts, reflétant ainsi ce qui se passe dans des modèles tridimensionnels d'inondation.

La série chronologique des débits estimés à partir du modèle hydrologique est prise en compte. Pour chaque sortie prédite, le débit le plus proche de la table de consultation est identifié. Grâce à cette identification, nous pouvons déduire le nombre de chenaux, la vitesse, la profondeur et la largeur de chaque chenal.

Pour chaque chenal, la pente réduite a été calculée selon [7.1], appliquée dans [7.5] et ensuite utilisée avec le débit du chenal [7.4]. Dans la phase finale, le charriage par unité de largeur de chaque

chenal est converti en un charriage total pour chaque chenal et additionné pour l'ensemble des chenaux.

7.6 DESCRIPTION DES RÉSULTATS

7.6.1 LES RÉSULTATS : À L'ANNÉE

Les résultats du transport de sédiments sur la période annuelle (*fig. 7.4*) montre une augmentation jusqu'en 1980. Puis elle connaît une baisse radicale. Cette répartition de la capacité de transport correspond assez à celle de la période hivernale comme nous allons le découvrir plus loin.

Nous identifions 4 périodes :

- 1940 – 1960
- 1960 – 1975
- 1975 – 1992
- 1992 – 2010

D'autant plus que ce découpage marque une périodicité d'environ 15ans. Chacune des périodes est marquée par une augmentation puis une baisse de la capacité de transport. Nous pourrions éventuellement parlé de « *rythme* » de la rivière mais nous manquons un peu de recul pour l'affirmer.

Sur ces quatre périodes, nous observons une croissance puis une baisse. La seule variation réside dans l'amplitude des périodes. Toutefois, nous observons une tendance croissante de la capacité de transport du Nant jusqu'en 1982. Il s'agit de la troisième période. Elle a la capacité de transport de sédiments la plus élevée depuis 1940. Puis, La tendance s'inverse et montre une forte décroissance.

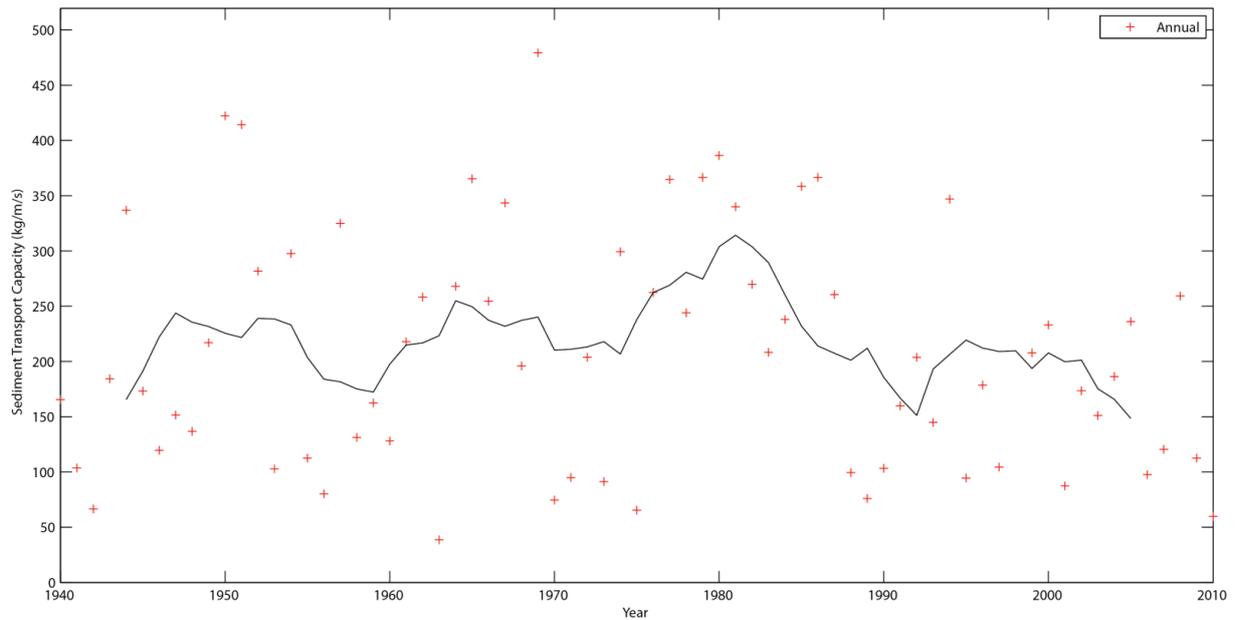


Figure 7.4 : Capacité de transport des sédiments annuelle du Nant.

7.6.2 LES RÉSULTATS : PAR SAISONS

Les résultats de l'application du modèle de transport dans le Nant donnent des éléments de réponses pertinentes. La grande partie du transport s'effectue en hiver comme le montre *la figure 7.6* mais nous allons y revenir plus tard. Toutefois, le transport s'effectue tout au long de l'année comme le montrent les graphiques de *la figure 7.5*.

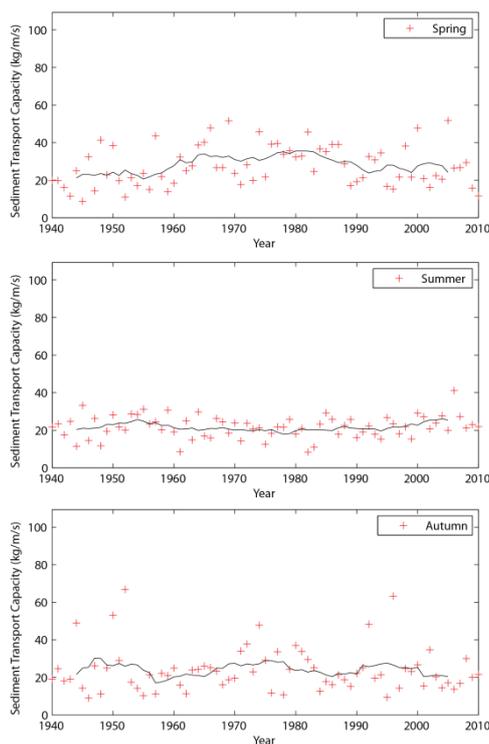


Figure 7.5 : Graphique de la capacité de transport des sédiments pour le printemps, l'été et l'hiver entre 1940 et 2010.

Au printemps, la capacité de transport est marquée par une hausse durant la période s'étendant entre 1960 et 1990. Au contraire, les années précédentes sont marquées par une stabilité quant au transport.

Nous observons une stabilité constante en été. Toutefois, en été comme au printemps, dès les années 80, la capacité de transport marque une légère croissance.

En automne, la courbe vacille et nous notons 3 périodes dominantes :

- 1940 – 1960
- 1960 – 1990
- 1990 – 2010

Ces trois périodes sont séparées par une baisse significative dans le transport de sédiments. Toutefois, le transport maximal estimé est presque analogue pour chaque période. Cependant, nous notons une très légère tendance à la baisse.

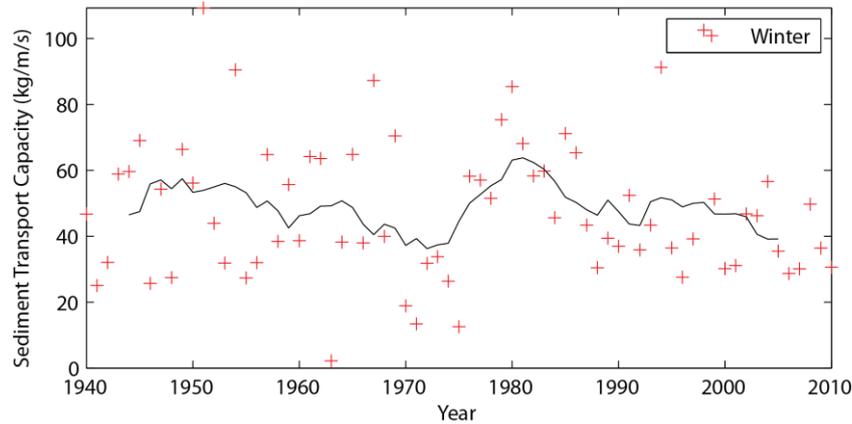


Figure 7.6 : Graphique de la capacité de transport des sédiments pour la période hivernale entre 1940 et 2010.

Nous marquons aussi deux importants pics (68 et 65) de sédiments déplacés dans les périodes opposées (réciproquement 1952 et 1997). La période centrale montre une tendance d'homogénéisation du transport.

Revenons sur les périodes hivernales (*fig. 7.6*). Comme nous le disions précédemment, l'hiver est fortement marqué par le transport de sédiments. Nous identifions trois périodes aux comportements différents :

- 1940 – 1975
- 1975 – 1990
- 1990 – 2010

La première période est marquée par une tendance à la baisse moyenne de la capacité de transport, malgré des pics de capacité importants comme en 1951 par exemple. Généralement, cette période est marquée par une baisse significative de la capacité de transport et particulièrement durant les 5 dernières années. Suite à cette baisse, la période suivante présente un comportement totalement différent. Nous notons une forte augmentation suivie d'une baisse tout aussi importante. Dès 1990, le transport tend à ressembler à la première période. Toutefois, nous notons une légère tendance à la baisse dans la capacité de transport.

Nous observons un déplacement de la capacité de transport temporellement. Effectivement, les périodes hivernales récentes sont marquées par une tendance décroissante dans la capacité de

transport. Cette décroissance a des répercussions sur les périodes printanières et estivales. En effet, ces périodes sont marquées par une légère hausse de la capacité de transport.

7.7 ANALYSE DES RÉSULTATS

L'analyse des résultats démontre que la méthode utilisée dans ce contexte donne des résultats significatifs. La comparaison entre le stockage hivernal et la capacité de transport est pertinente. Nous démontrons à travers *la figure 7.7* le processus engendré par l'effet de stockage. La période neigeuse des années 80 est fortement corrélée à la capacité de transport de cette rivière. Cette analyse de surimpression prouve le lien étroit entre les débits de fonte et la capacité de transport. Effectivement, les débits issus du stockage hivernal produisent d'importants débits à la fin mars. Ce qui permet à la rivière de transporter des sédiments.

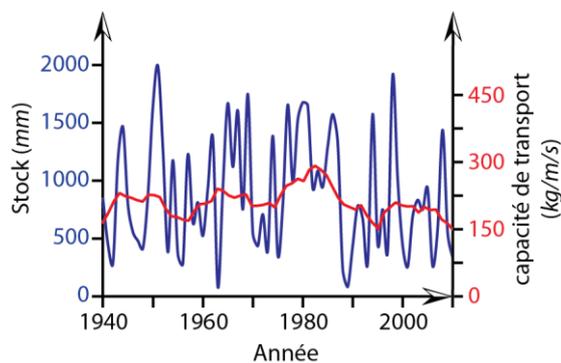


Figure 7.7 : Représentation graphique du stockage hivernal maximal à la fin mars par rapport au transport hivernal.

Les grandes phases de stock offrent un réel potentiel au transport de sédiments. Au contraire, les hivers « chauds » produisent peu de transport. Ce couplage entre la température (fig. 7.9) et la capacité de transport (fig. 7.6) est d'autant plus marqué. L'analyse révèle un lien étroit entre les débits, liés aux étiages, et la capacité de transport des sédiments. Le comportement des courbes est corrélé.

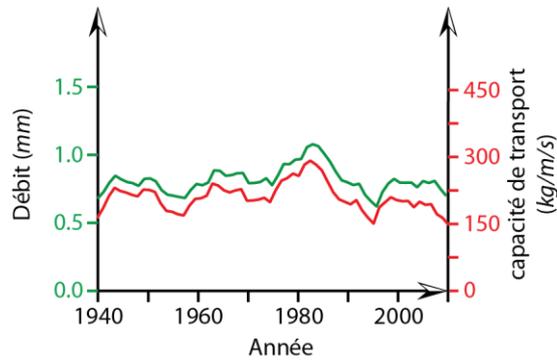


Figure 7.8 : Comparaison entre le débit annuel (Q_{95}) et la capacité de transport hivernal.

En s'appuyant sur le graphique des précipitations hivernales (*fig. 7.9*), nous remarquons l'impact des précipitations sur la capacité de transport. En effet, la corrélation entre le débit, vu précédemment, et les précipitations hivernales tendent dans la même direction pour la période 1975 – 1985, c'est-à-dire que le débit est le paramètre le plus sensible sur la capacité de transport d'une rivière (*fig. 7.8*).

L'augmentation des précipitations liquides, dès les années 70 accentuées par une augmentation des températures moyennes hivernales décennales (*fig. 7.11*), conduit inévitablement à une baisse des précipitations neigeuses pour atteindre son seuil minimal en 1995. Tout ceci entraîne un regain de la capacité de transport des sédiments dès les années 1990 (*fig. 7.6*).

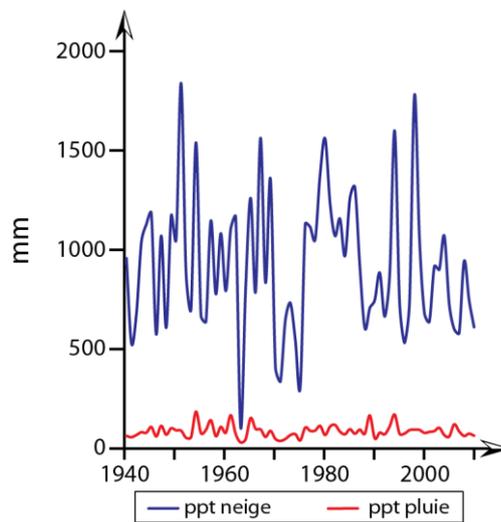


Figure 7.9 : Représentation schématique des précipitations hivernales entre 1940 et 2010.

À travers cet exemple complexe de processus entremêlés, nous pouvons affirmer que la température a un rôle important dans les enjeux des dynamismes fluviaux.

L'influence des températures moyennes annuelles (fig. 7.10) montre une tendance croissante et d'autant plus marquée dès les années 80. Notre analyse confirme (1) la baisse des précipitations neigeuses, (2) l'augmentation des précipitations liquides, (3) une baisse dans la capacité de transport et (4) une baisse dans le stock.

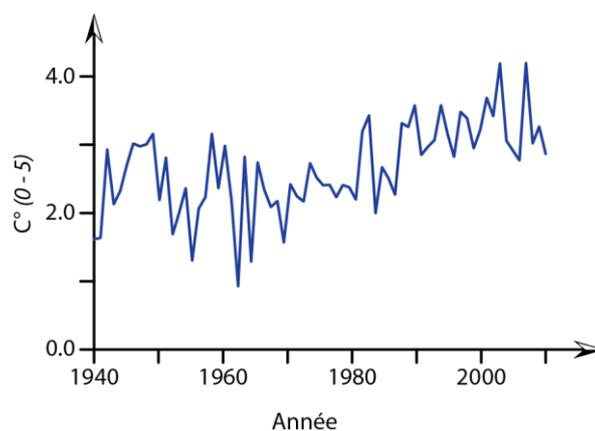


Figure 7.10 : Représentation graphique des températures moyennes annuelles.

Nous évoquons dans la partie descriptive un processus de déplacement de la période de transfert de sédiments se déroulant en hiver qui tend vers une réparation plus globale entre les saisons. Dès le 21^{ème} siècle nous observons une généralisation du transfert sédimentaire durant l'année. Si nous poussons le raisonnement un peu plus loin, nous pouvons déduire que l'augmentation des températures moyennes annuelles peut en être un facteur déclenchant. En effet, une augmentation des températures moyennes annuelles nous indique que le bassin versant n'est plus autant affecté par (1) le stock important en hiver, (2) par les apports en neige, (3) par une augmentation de la radiation solaire, (4) par l'absence d'étiage et (5) par l'augmentation des précipitations liquides. L'ensemble de ces arguments montre une homogénéité de la répartition inter-saisonnière des transports sédimentaires qui se confirme par l'analyse des graphiques des figures 7.5 et 7.6

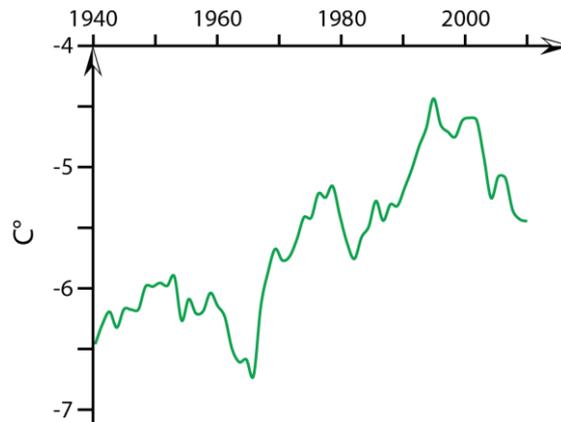


Figure 7.11 : Représentation graphique des températures moyenne hivernales décennales.

Sur la base ces analyses nous pouvons dire que le Nant a une réponse systématique aux changements climatiques. Les paramètres climatiques sont devenus une clé pour la compréhension des dynamismes fluviaux.

7.8 CONCLUSION

Nous avons vu à travers ce chapitre que la méthode utilisée répond correctement aux exigences du Nant. Les adaptations apportées par Nitsche et al. (2011) aux équations de transport montrent de réelles performances et une conformité aux caractéristiques géomorphologiques du Vallon de Nant. Les influences des températures sur le dynamisme du transport de sédiments sont concluantes. En effet, le modèle répond correctement aux données hydrologiques de la région.

Dans l'ensemble les résultats montrent une bonne corrélation entre les paramètres climatiques du bassin et ses réactions à la capacité de transfert de sédiments. Cette observation nous autorise à suggérer l'impact du changement climatique sur les bassins versants de montagne. Nous estimons que le changement climatique, marqué par l'augmentation des températures moyennes annuelles laisse présumer que la capacité de la rivière à transférer les sédiments sera plus homogène au cours de l'année hydrologique. Cette réflexion découle des observations effectuées sur les analyses obtenues. Cet argument donne un élément de réponse quant à la capacité de transport de la rivière. Nous observons une réponse systématique de la rivière aux changements climatiques

8 SYNTHÈSE

Le contexte des changements climatiques, et notamment les périodes décennales de la fin du XX^{ème} siècle de l'étude, est vaste et offre une large palette d'orientation. Toutefois, nous avons délimité notre recherche à la réponse systématique de la rivière Nant aux changements climatiques. Pour répondre à cette question, nous avons orienté notre recherche dans deux directions pouvant donner des réponses semblables.

L'objectif étant fixé, nous avons fait le choix de deux approches différentes pour essayer de donner une réponse scientifique à la question. La première approche est l'analyse d'images aériennes. Le résultat est quantifiable. Nous avons tiré de cette analyse la conclusion que les changements dynamiques des dépôts sédimentaires fluviaux sont observables, identifiables et quantifiables par la classification dirigée.

La seconde approche est liée à la capacité de transport des sédiments de la rivière, processus responsable des dépôts sédimentaires fluviaux. Avant une telle analyse, nous avons dû faire un travail préparatoire de données nécessaire au fonctionnement du modèle hydrogéomorphologique développé par Nitsche et al. (2011) sur la capacité de transport des sédiments dans une rivière alpine.

La préparation des données a nécessité l'utilisation d'un modèle climatique. Il nous a permis d'obtenir un débit simulé ainsi que des données climatiques simulées pour une période de 70 ans pour le bassin versant de l'Avançon.

L'objectif de cette synthèse est finalement la concaténation des différents chapitres pour effectuer une synthèse des analyses obtenues. Ce recoupement d'informations de données nous offre une réponse potentielle à la question générale de notre étude. En effet, la rivière a-t-elle une réponse systématique aux changements climatiques ?

8.1 ANALYSE : DÉBIT ET DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

Cette synthèse porte sur les corrélations observables entre les approches traitées au préalable séparément. La superposition de certains résultats nous donne une indication importante des liens possibles entre le climat et la réponse de la rivière.

La première relation observable porte sur le nombre de jours où les débits sont supérieurs au 50% et le net (résultat d'une soustraction entre les dépôts sédimentaires et la végétation) (fig. 8.1). Le comportement de la rivière est corrélé au nombre de jours. En effet, l'augmentation du nombre de jours où les débits sont supérieurs au 50%, notamment durant la période avant 1980, correspond à une augmentation de la végétation quantifiée sur les images aériennes. Durant cette période l'augmentation du nombre de jours offre une capacité de transport favorable dans ce cas de figure. Nous pouvons déduire que la rivière livre ses sédiments en aval de la zone d'étude. Cette observation est identifiable par l'augmentation de la capacité de transport de sédiments du Nant. En effet, le comportement de la rivière change en fonction du nombre de jours et de l'important pic situé dans les années 80. Cet événement correspond à (1) une hausse des précipitations neigeuses, (2) à une baisse des précipitations liquides durant les hivers, (3) à un important stockage durant les périodes hivernales, (4) une tendance à la stabilisation de la température moyenne annuelle durant la même période (fig. 7.10).

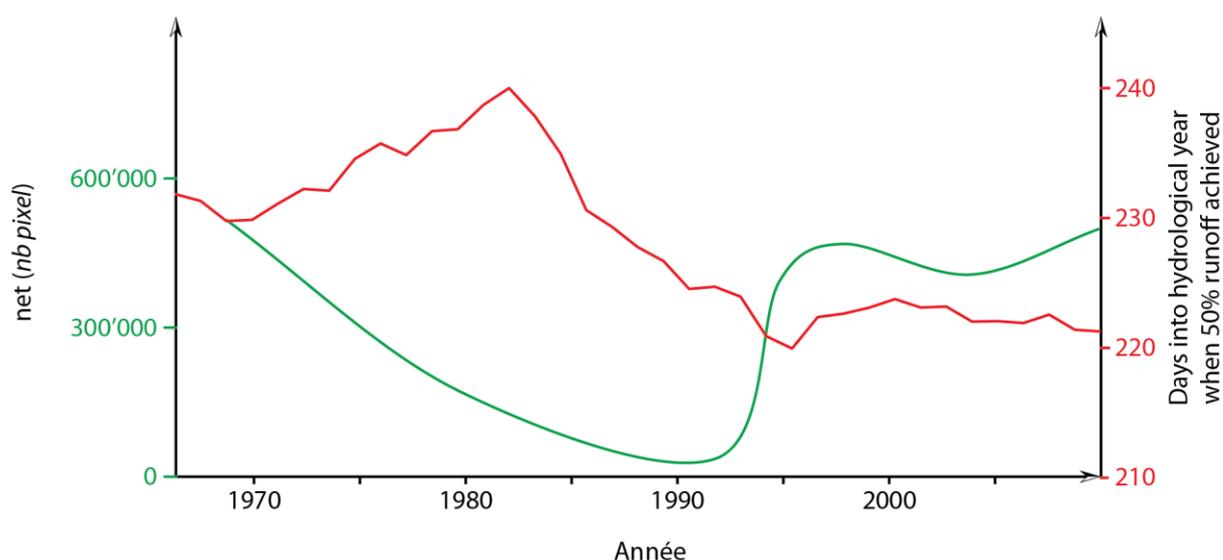


Figure 8.1 : Rapport en la courbe net (dépôts sédimentaire - végétation) en nombre de pixels et le nombre de jours durant l'année hydrologique où le débit est supérieur à 50%.

L'ensemble de ces processus s'observe dans le comportement des dépôts sédimentaires. Effectivement, nous observons un changement radical de comportement de la rivière. L'avènement des années 80 a provoqué une rupture dans la croissance des zones végétales (*fig. 8.4*). La réponse de la rivière n'est toutefois pas instantanée. Nous observons un remplacement des secteurs végétaux par des dépôts sédimentaires.

Avec le recul du pourcentage de sol nu sur la zone d'étude (*fig. 8.1* et *fig. 4.17*), nous observons une modification de la structure de la section entre 1970 et 1990. En 1970, la structure de la section présente un lit avec des berges (*fig. 8.2*). Avec l'érosion imprimée dans le Vallon de Nant, nous observons un enfouissement du lit (*fig. 8.3*) et un développement de la végétation sur les nouvelles berges de l'ancien lit.

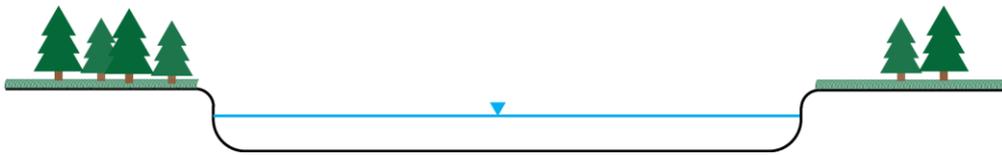


Figure 8.2 : Structure hypothétique de la section avec végétation et niveau d'eau en 1970.

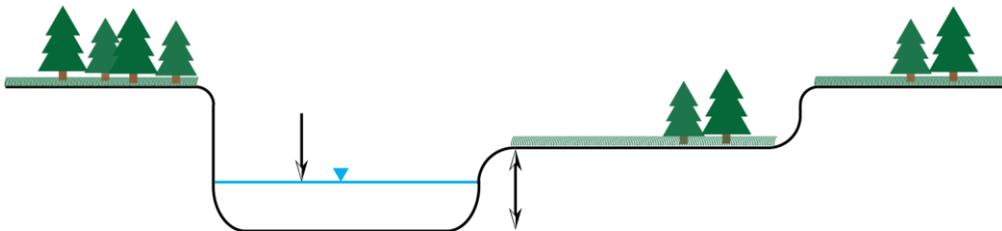


Figure 8.3 : Structure hypothétique de la section avec végétation et niveau d'eau en 1990

8.2 ANALYSE : CAPACITÉ DE TRANSPORT ET DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

L'observation (*fig. 8.4*) d'une croissance de la capacité de transport des sédiments et d'une baisse du net laisse supposer que la rivière livre les sédiments, mais ne les dépose pas. Nous pouvons appuyer cette observation sur les précipitations neigeuses hivernales (*fig. 8.5*). Ce graphique illustrant le parallèle entre le *net* et les précipitations nous aide à mieux comprendre le facteur déclenchant cette inversion de la tendance dans les années 1980. Ce graphique (*fig. 8.5*) montre une croissance des précipitations neigeuses jusqu'en 1975. Puis ces dernières connaissent une stabilité (correspondance avec un stock hivernal important) entre les 1975 et 1985. Dès 1985, les précipitations neigeuses diminuent (avec en parallèle une augmentation des précipitations liquides). Les répercussions sur la rivière se font sentir. Cet aspect très fluctuant des précipitations neigeuses, et montrant une légère tendance décroissante, influence les dépôts sédimentaires qui fluctuent.

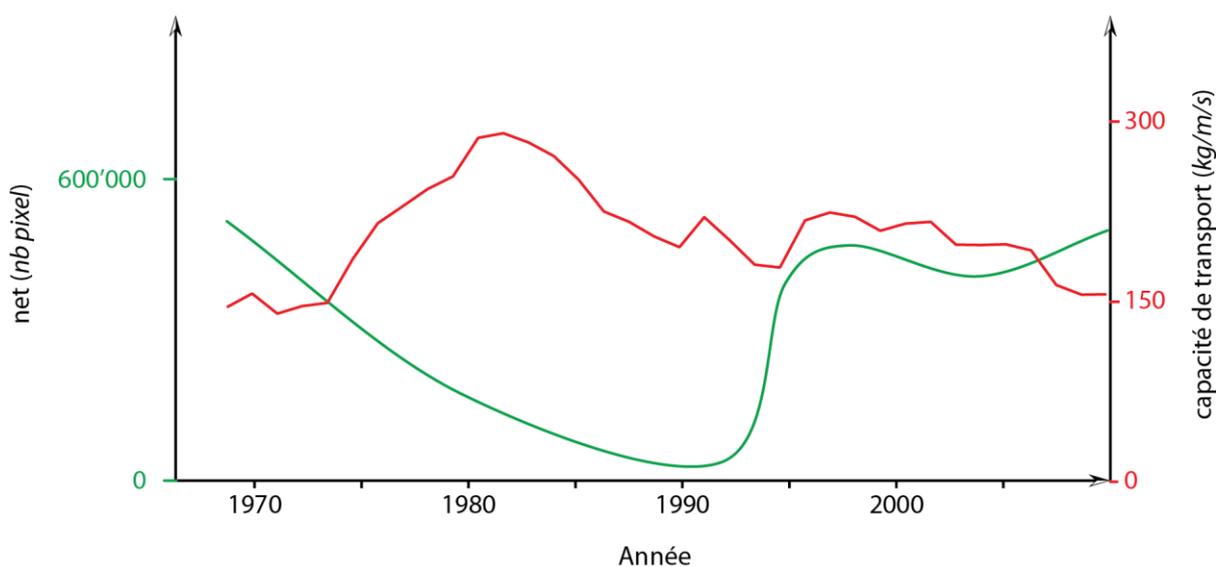


Figure 8.4 : Rapport entre la capacité de transport des sédiments et le net.

8.3 ANALYSE : PARAMÈTRES CLIMATIQUES ET DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

Le lien étroit entre les conditions hivernales et les dépôts sédimentaires est avéré par les analyses. Nous parlions dans le chapitre précédent de l'homogénéisation de la capacité de transport entre les saisons. Cette observation se confirme par une plus grande réponse de la rivière aux paramètres climatiques. En effet, l'augmentation de la température, responsable de la baisse en partie des quantités de neige, influence les dépôts sédimentaires. Avec de telles réponses, nous pouvons penser que la rivière se comporte systématiquement en fonction du climat (*fig. 8.6*).

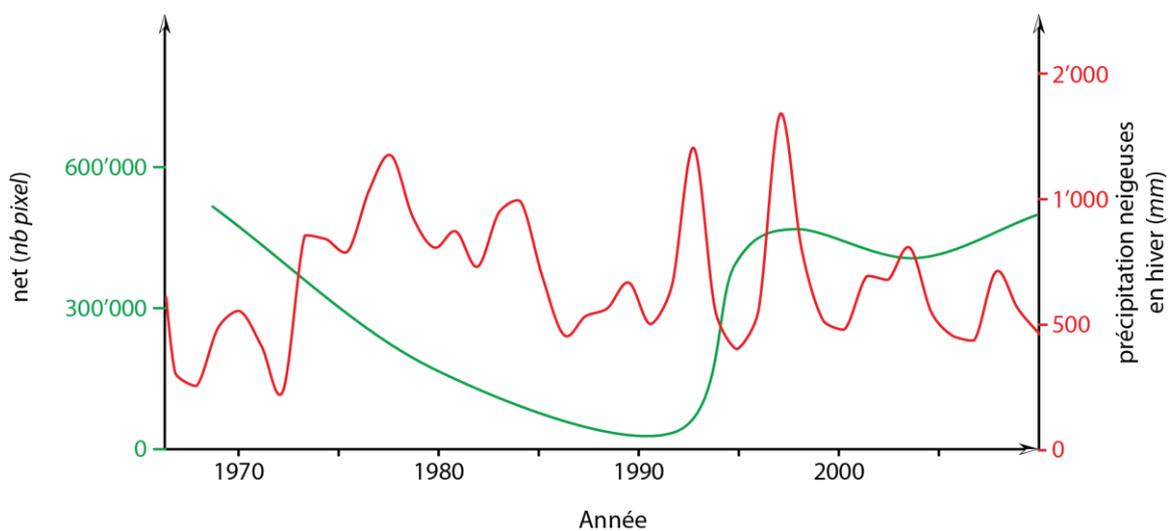


Figure 8.5 : Rapport entre les précipitations neigeuses durant la période hivernale et le net.

La réponse est systématique par rapport aux températures moyennes annuelles. Nous pouvons donc dire que le Nant est sensible aux changements climatiques. Les effets sur la réponse de la rivière sont systématiques du point de vue de la température. La période de 1970 à 1985 est qualifiée de « chaude » ce qui influence l'hydrologie. Ainsi cette stabilisation de la température entre 1970 et 1985 a influencé l'hydrologie. C'est l'influence de l'hydrologie qui a un impact sur le transport de sédiment. Nous n'avons pas un lien direct de causalité mais l'ensemble des éléments tendent vers une augmentation du dépôt.

La valeur moyenne de la température entre 1940 et 1980 est de 2.35°C (*fig. 8.6*). Selon cette analyse les dépôts sédimentaires et la capacité de transport de sédiments montrent une baisse significative (*fig. 8.4*). Il y a (1) une baisse de la capacité de transport, (2) une augmentation des

précipitations neigeuses et (3) une augmentation du stockage hivernal. L'ensemble de ce processus est favorable à une colonisation des végétaux. Ceci laisse penser que la rivière livre les sédiments apportés en aval de la zone d'étude (si elle en apporte !). Néanmoins, par le fait que le stockage augmente, les zones d'apport sont préservées, ce qui conduit à une baisse dans la capacité de transport de sédiments (*fig. 8.4*).

La température moyenne entre 1980 et 1995 est de 3.01°C (*fig. 8.6*). La capacité de transport se situe dans une phase croissante et la propagation de la végétation baisse d'intensité (*fig. 8.4*). Le stockage est à son point culminant du $\text{XX}^{\text{ème}}$ siècle. Les précipitations neigeuses sont stables, mais importantes (*fig. 8.5*). Il y a (1) une augmentation de la capacité de transport, (2) une stabilité des précipitations neigeuses et (3) du stockage hivernal, mais toutefois les deux derniers (2 et 3) sont supérieurs à leur moyenne. Ces indications montrent un affaiblissement de la propagation de la végétation et parallèlement, une forte augmentation de la capacité de transport. Ceci nous renseigne sur une importante phase de livraison des sédiments à l'aval de la plaine alluviale. L'explication peut trouver une partie de la réponse dans le stockage hivernal. En effet, si ce dernier est important, les étiages y sont aussi, ce qui offre un potentiel de transit important durant l'hiver. Cependant, les années 80 et suivantes sont marquées par une croissance des zones de dépôts. Toutefois, leur localisation spatiale est différente comme nous le verrons dans le sous chapitre suivant.

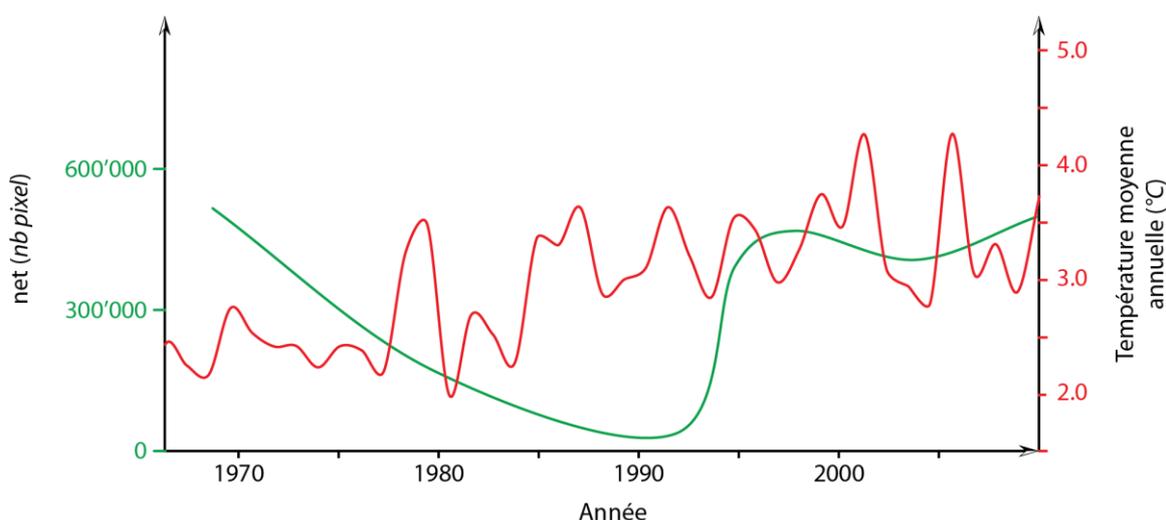


Figure 8.6 : Rapport en la température moyenne annuelle et le net.

Quant à la dernière époque, le $21^{\text{ème}}$ siècle, la température moyenne est de 3.38°C (*fig. 8.6*). La capacité de transport des sédiments diminue et la propagation des dépôts sédimentaires fluctue (*fig.*

8.4). Le stockage et les précipitations neigeuses diminuent. Les précipitations liquides et la température moyenne augmentent (*fig. 8.5*). Il y a (1) une diminution de la capacité de transport, (2) une diminution des précipitations neigeuses et (3) du stockage hivernal. Ces indications nous montrent une fluctuation des dépôts sédimentaires, un affaiblissement de la capacité de transport. Cette période est marquée par une fluctuation des zones sédimentaires et une sensibilité aux pluies.

8.4 ANALYSE : LOCALISATION DES SECTEURS DE DÉPÔTS ET CAPACITÉ DE TRANSPORT

Si nous comparons la relation spatio-temporelle (*fig. 4.17*) de la capacité de transport (*fig. 8.7*), nous observons trois phases. Notre analyse montre que l'expansion des zones sédimentaires se situe sur la partie amont de la zone d'étude durant la période 1960 - 1975. Cette période est marquée par une baisse de la capacité de transport. La conséquence de ces deux processus réside dans une augmentation des dépôts sédimentaires dans ce secteur qui est confirmé par les analyses photographiques. L'augmentation de la capacité de transport liée à la période neigeuse (1975 – 1985) a provoqué le déplacement de la zone de dépôts. La zone amont est devenue une zone de livraison tandis que la zone médiane est devenue une zone de dépôts. Avec un plus grand stockage hivernal, la rivière a charrié une plus grande quantité de sédiments. Ce mécanisme a favorisé le déplacement de la zone de dépôts. La dernière phase (1985 – 2010) se comporte différemment. La répartition spatiale des dépôts sédimentaires se généralise sur l'ensemble de la zone. Cette période est aussi marquée par une relative stabilisation de la capacité de transport. Ces deux paramètres nous renseignent sur l'éventuelle relation de causalité entre la capacité de transport et les zones de dépôts.



Figure 8.7 : Localisation des zones dynamiques selon les années. La période « bleue » correspond à une activité localisée à l'amont de la plaine alluviale. La période « rouge » correspond à une activité située centre de la zone d'étude et la période « verte » correspond à une généralisation des secteurs dynamiques.

En résumé, nous pouvons envisager un effet de causalité. (1) Une baisse la capacité de transport conduit à des dépôts localisés à l'amont de la zone d'étude, (2) une augmentation de la capacité de transport conduit à un déplacement de la zone de dépôts vers l'aval et (3) une stagnation de la capacité de transport conduit à une généralisation des zones de dépôts.

Toutefois, cette analyse ne repose que sur une plaine alluviale. Pour valider notre analyse, il serait nécessaire d'observer d'autres bassins versants ainsi que les processus environnants (gélifraction, glaciaire, pergélisol).

8.5 CONCLUSION

Nous avons développé dans ce chapitre les liens entre les analyses photographiques et les analyses hydrologiques. Il en ressort que la capacité de transport des sédiments colle avec les analyses des images aériennes.

Dans cette étude qui a essayé de rapprocher l'évolution des processus géomorphologiques visibles sur des images aériennes et la reconstruction historique des processus hydrologiques a permis d'établir un lien entre les faits observés et les éléments modéliser.

Nous pouvons ressortir un élément pertinent de cette étude comparative. Il s'agit de la performance des modèles reproduisant avec beaucoup d'exactitude les dynamismes fluviaux. Avoir en possession un « portrait » de l'histoire de la rivière sur image, nous a permis d'avoir une preuve de l'influence des changements hydrologiques sur la morphologie de la rivière.

9 CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVE

À travers ce travail, nous avons essayé en utilisant des données de télédétection et des données climatiques, d'étudier et d'analyser la dynamique spatiotemporelle et l'occupation d'échelle dans la plaine alluviale du bassin versant du Vallon de Nant.

L'objectif a été tracé à savoir l'évolution du comportement des dépôts sédimentaires fluviaux de la plaine alluviale et les liens avec la capacité de transport de la rivière.

À partir d'une série de photographies aériennes qui remontent à 1957 jusqu'à 2010 et les données climatiques qui remontent à 1940 à aujourd'hui, mais au pas de temps journalier, nous avons évalué le comportement des dépôts sédimentaires ainsi que l'étude générale de l'évolution temporelle de la végétation de la plaine alluviale. Les deux données d'approches différentes nous ont permis de déduire que les dépôts sédimentaires sont très variables dans le temps et ils dépendent étroitement des conditions climatiques notamment des précipitations solides hivernales et de l'augmentation des températures moyennes annuelles. Dans l'étude du périmètre des zones végétales, nous avons prouvé qu'il y a eu une extension dans la zone méridionale du terrain d'étude et une réduction dans les secteurs aval et amont de ladite zone.

L'étude de l'évolution temporelle des dépôts sédimentaires par une classification supervisée basée sur les enquêtes de terrain, sur les photos aériennes, a montré une variation significative dans le temps liée aux conditions naturelles.

La validation des résultats par les relevés de terrain, matrice de confusion, le support Google Earth 2012 ainsi que les données climatiques recueillies nous permet de dire que les résultats sont bons malgré les difficultés rencontrées dans le travail de télédétection (utilisation de différentes images de résolution différentes et de couleur différente) et le travail effectué sur les données climatiques. Il s'agit de deux vastes domaines qui susciteraient un dédoublement. Mais les deux outils (télédétection et données climatiques) restent efficaces pour l'étude de l'évolution spatiotemporelle de l'occupation des dépôts sédimentaires.

Comme perspectives à ce travail, nous pouvons imaginer une étude sur l'apport des sédiments spatiotemporels dans la plaine alluviale. Nous avons observé une migration du dynamisme fluvial, est-il lié à la production de sédiments dans les marges proglaciaires situées en amont de la plaine alluviale ? La deuxième piste réside dans l'activité liée à la gélifraction des parois rocheuses situées à

l'est du vallon. Cette orientation pourrait nous renseigner sur la migration des dépôts sédimentaires vers l'amont.

BIBLIOGRAPHIE

Ouvrage

- Alcamo, J., Floerke, M. et Maerker, M. (2007). Future long-term changes in global water resources driven by socio-economic and climatic changes. *Hydrological Sciences Journal*, 52, 247-275
- Allen, R.G., Periera, L.S., Raes, D. et Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration : guidelines for computing crop water requirements*. Rome : FAO irrigation and drainage paper.
- Allen, T.R. et Walsh, S.J. (1996). Spatial and compositional pattern of alpine treeline, Glacier National Park, Montana. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 62, 1261–1268.
- Ambroise, B. (1999). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : Processus, facteurs, Modèles. Bucarest : HGA.
- Anderson, E.A. (1973). *National Weather Service river forecast system - snow accumulation and ablation model*. National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA). Silver Spring : U.S. Department of Commerce.
- Arnold, J.G. et Williams, J.R. (1989). Stochastic generation of internal storm structure at a point. *Transactions of the ASAE*, 32(1), 161–167.
- Badoux, H. (1971). *Dent de Morcles*. Feuille 58 de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 :25'000. Bâle : Commission géologique suisse.
- Badoux, H. (1979). Le passé scientifique de la vallée de l'Avançon. *Société helvétique des sciences naturelles, 159^{ème} assemblée annuelle, Lausanne, 4-7 octobre 1979*, 17-23.
- Badoux, H. (1991). Aperçu géologique du Vallon de Nant. *La Thomasia* 37-43
- Baker, W.L., Honaker, J.J. et Weisberg P.J. (1995). Using aerial photography and GIS to map the forest-tundra ecotone in Rocky Mountain National Park, Colorado, for global change research. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 61, 313–320.
- Bard, A., Renard, B. et Lang, M. (2012). Tendances observées sur les régimes hydrologiques de l'Arc Alpin. *La houille Blanche*, 1, 38-43.

- Beven, K. et Kirkby, M.J. (1979) : A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24, 43-69.
- Beylich, A.A. (2011). Mass transfers, sediment budgets and relief development in cold environments: Results of long-term geomorphologic drainage basin studies in Iceland, Swedish Lapland and Finnish Lapland. *Zeitschrift für geomorphologie* , 55(2), 145-174.
- Birsan, M.V., Molnar, P., Burlando, P. et Pfandner, M. (2005). Streamflow trends in Switzerland. *Journal of Hydrology* 314, 312-329."
- Braun, L.N. (1985): *Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland*. Zürich: Zürcher Geographische Schriften.
- Bristow, K.L. et Campbell, G.S. (1984). On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agric Forest Meteorol*, 31, 150-166.
- Brooks, S.M. et Richards, K.S. (1993). Establishing the role of pedogenesis in changing soil hydraulic-properties. *Earth Surface Processus and Landforms*, 17(6), 573-578.
- Brunetti, M., Colacino, M., Maugeri, M. et Nanni, T. (2001). Trends in the daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996. *J. Climatol.* 21, 299–316.
- Caloz, R. et Collet, C. (2001) : *Précis de Télédétection ; vol. 3 : Traitement d'images de télédétection*, Québec : Presse de l'université du Québec/AUF.
- Caloz, R. et Pointet, A. (2003). Analyse comparative de la classification contextuelle et du maximum de vraisemblance : synthèse et cas d'étude. *Télédétection* 3(2-3-4), 311-322.
- Carlton, A., Bandesan, A., Fontana, A., Meneghel, M., Miola, A., Mozzi, P., Primon, S. et Surian, N. (2009). Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River system (northeastern Italy) since the Last Glacial Maximum. *Geomorphologie-Relief Processus Environnement*, 3, 155-174.
- Chen, J.M., Liu, J., Cihlar, J. and Goulden, M.L. (1999). Daily canopy photosynthesis model through temporal and spatial scaling for remote sensing applications. *Ecol. Model.*, 124, 99-119.
- Chocat, B. (1997). *Encyclopédie de l'hydrologie urbaine et de l'assainissement*. Paris : Lavoisier.
- Cocquerez, J.-P. et Phillip, S. (1995). *Analyse d'image : filtrage et segmentation*. Paris : Masson.

-
- Cohen, J. (1960). A coefficient of agreement for nominal scales. *Educ. Psychol. Meas.* 20, 27-46.
- Coppin, P.R. et Bauer M.E. (1996). Digital change detection in forest ecosystems with remote sensing imagery. *Remote sensing reviews*, 13, 207-234.
- Coppin, P., Lambin, E., Jonckheere, I. et Muys, B. (2002). Digital change detection methods in natural ecosystem monitoring. In: Bruzzone, L. and Smtih, P. (Eds), *Analysis of Multi-temporal remote sensing images* (pp. 235-275). New Jersey : World Scientific.
- Debele, B., Srinivasan, R. et Parlange, J.Y. (2007). Accuracy evaluation of weather data generation and disaggregation methods at finer timescales. *Adv. Water Resour.*, 10, 1016-1024.
- Descroix, L. et Gaultier, E. (2002). Water erosion in the southern French alps: climatic and human mechanisms. *Catena*, 50(1), 53-85.
- Dictionnaire français d'hydrogéologie, (1977).
- Dietrich, P.G., Miersch, G. et Rapke, S. (1982). Insitu sampler for pore water of marine deep-sea sediments, *Zeitschrift für angewandte geologie*, 28(8), 400-401.
- Dutoit, A. (1983). La végétation de l'étage subalpin du Vallon de Nant. Lausanne : Université de Lausanne.
- Efe, R., Soykan, A., Curebal, I. et Sommez, S. (2012). Land use and land cover change detection in Karınca river catchment (NW Turkey) using GIS and RS techniques. *Journal of environmental biology*, 33(2), 439-447.
- Ferguson, R. (2007). Flow resistance equations for gravel- and boulder-bed streams, *Water Resour. Res.*, 43(12), 10-29.
- Gnouma, R. (2006). Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologique : application au bassin versant de l'Yzeron. Lyon : Recherche en Hydrologie-Hydraulique du Cemagref.
- Goldewijk, K.K. (2001). Estimating global land use change over the past 300 years : The HYDE database. *Blob. Biogeochem. Cycle*, 15(2), 417-434.
- Green, H.M. et Kozek, A.S. (2003). Modeling weather data by approximate regression quantiles. *J. Anziam.*, 44, 736-742.

- Green, C.H. et Van Griensven, A. (2008). Autocalibration in hydrologic modeling: Using SWAT2005. *Environmental modeling and software*, 22, 422-434.
- Hakdaoui, M. (2008). *Traitement de la donnée Landsat Sous ERDAS* [Polycopié]. Casablanca : Université Casa II, Faculté des sciences.
- Heiskanen, J., Nilsson, B., Mäki, A.-H., Allard, A., Moen, J., Holm, S., Sundquist, S. et Olsson, H. (2008). Aerial photo interpretation for change detection of treeline ecotones in the Swedish mountains. Umeå : Sveriges lantbruksuniversitet Institutionen för skoglig resurshushållning
- Heritage, G.L., Milan, D.J., Large, A.R.G. et Fuller, I.C. (2009). Influence of survey strategy and interpolation model on DEM quality. *Geomorphology* 112, 334–344.
- Hingray, B., Picouet, C. et Musy, A. (2009). Hydrologie 2 : une science pour l'ingénieur. Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Hughes, M.L., McDowell, P.F. et Marcus, W.A. (2006). Accuracy assessment of georectified aerial photos: implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology* 74, 1–16.
- Johnson, G.L., Hanson, C.L., Hardegree S.P. et Ballard E.B. (1996): Stochastic weather simulation: Overview and analysis of two commonly used models. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1878-1896.
- Karl, T.R. et Knight, R.W. (1998). Secular trends of precipitation amount, frequency and intensity in the United States. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 79, 237-241.
- Keller, F., Kienast, F. et Beniston, M. (2000). Evidence of response of vegetation to environmental change on high-elevation sites in the Swiss Alps. *Regional Environmental Change*, 1(2), 70-77.
- Kenneth, G.H., Rezaul, M. et Carlson, C. (2003). Estimating daily dew point temperature for the Northern Great Plains using maximum and minimum temperature. *J. Agronomy*. 95, 323-328.
- Koutsoyiannis, D., Onof, C. et Wheeler, H. (2003). Multivariate rainfall disaggregation at a fine timescale. *Water Resources Research*, 39(7), 1024-1102.
- Kundzewicz, Z.W., Mata, L.J., Arnell, N.W., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K.A., Oki, T. Sen Z. and Shiklomanov, I.A. (2007). Freshwater resources and their management. In Parry M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden P.J and Hanson C.E. (Eds.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 173-210). Cambridge UK : Cambridge University Press.

-
- Lambin, E.F., Geist H.J. et Lepers, E. (2003). Dynamics of Land-Use and Land-Cover Change in tropical Regions. *Ann. Rev. Environ. Resour.*, 28, 205-241.
- Lane, S.N. (2000). The measurement of river channel morphology using digital photogrammetry. *Photogrammetric Record*, 16(96), 937-961.
- Lane, S.N., Westaway, R.M. et Hicks, D.M., (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 249–271.
- Lane, S. N. (2011). Aménagement fluvial. [Polycopié]. Lausanne : Université, Institut de géographie, 53 p.
- Leconte, R. (2010). *Introduction à la modélisation de l'eau* [Support de cours]. Québec : Ecole de technologie supérieure.
- Legros, F. (2002). The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63, 301–331.
- Letifovic, R., Pouliot, D. et Nastev, M. (2010). Earth Observation Based Land Cover for Regional Aquifer Characterization. *Canadian water resources journal*, 35(4), 433-450.
- Liébault F., Peteuil C. et Remaître A. (2010). Approches géomorphologiques de la production sédimentaire des torrents. *Revue SET* [en ligne], 02. Disponible sur : <http://www.set-revue.fr/approches-geomorphologiques-de-la-production-sedimentaire-des-torrents> (consulté le 23/12/2012).
- Lijalem, Z.A., Jackson, R. et Dilnesaw, A.C. (2007). Calibration and Validation of SWAT Hydrologic Model for Meki Watershed, Ethiopia. *International Research on Food Security, Natural Resource Management and Rural Development*. Göttingen
- Macleod, R.B. et Congalton R.G. (1998). A quantitative comparison of change detection algorithms for monitoring eelgrass from remotely sensed data. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 64, 207-216.
- Marquardt, D.W. (1963). An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. *J. of science for industrial and applied mathematics*, 11(2), 431-441.

- Marty, C. et Meister, R. (2012). Long-term snow and weather observations at Weissfluhjoch and its relation to other high-altitude observatories in the Alps. *Theoretical and applied climatology*, 10(4), 573-583.
- Meyer-Peter, E. et Müller, R. (1948). *Formulas for bedload transport, paper presented at 2nd meeting*. Stockholm : Assoc. Hydraulic Structures Res.
- Meuret, X. (2008). *L'évaluation des techniques de classification en télédétection pour l'étude de l'occupation du sol en Irlande*. Mémoire de licence publié sous forme électronique. Conservatoire national des arts et métiers, Ecole supérieure des géomètres et topographes. Disponible sur : http://www.esgt.cnam.fr/documents/tfe/memoires/2008/08_Meur_tfe.pdf (consulté le 2.4.2012).
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., Torres, R., Anderson, S.P., Heffner, J.T. et Loague, K. (1997). Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall. *Water Resources Research*, 33(1), 91-109.
- Musy, A., Higy, C. (1996). *Hydrologie appliquée [support de cours]*. Lausanne : EPFL.
- Nash, J.E. et Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *J. of Hydrology*, 10(3), 282-290.
- Næsset, E. et Nelson, R. (2007). Using airborne laser scanning to monitor tree migration in the boreal–alpine transition zone. *Remote Sensing of Environment* 110, 357–369.
- Newson, M.D. et Sears, D. (1997). The role of geomorphology in monitoring and managing river sediment systems. *Journal of Chartered Institution of Water and Environmental Management*, 11(5), 385-385.
- Nicks, A.D., Richardson, C.W. et Williams, J.R. (1990). Evaluation of the EPIC model weather generator. In Sharpley, A.N. et Williams, J.R. (eds), *EPIC—erosion/productivity impact calculator* (pp. 105-124). Washington, DC : Printing Office.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Turowski, J. M., Badoux, A. et Kirchner J. W. (2011). Evaluation of bedload transport predictions using flow resistance equations to account for macro-roughness in steep mountain streams, *Water Resour. Res.*, 47, 10-29.
- Osborn, T.J., Hulme, M., Jones, P.D. et Basnett, T.A. (2000). Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *J. Climatol.* 20, 347–364.

-
- Payraudeau, S. (2002). Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. Montpellier : ENGREF.
- Petry, U., Hundecha, Y., Pahlow, M. et Schumann, A. (2008). Generation of severe flood scenarios by stochastic rainfall in combination with a rainfall runoff model. *Managing Flood Risk, Reliability and Vulnerability Toronto, Ontario, Canada, May 6-8*.
- Phillips, M. (1983). *Géomorphologie du Vallon de Nant*. Mémoire de licence non publié. Université de Lausanne, Faculté des lettres, Institut de géographie.
- Polidori, L. (2008). *Introduction à la télédétection spatiale* [Policopié]. Le Mans : Conservatoire national des arts et métiers, Ecole supérieure des géomètres et topographes.
- Pony, O., Descombes, X. et Zerubia, J. (2000). *Classification d'images satellitaires hyperspectrales en zone rurale et périurbaine* [Rapport de recherche]. Sophia Antipolis : Unité de recherche INRIA.
- Raven, E.K., Lane, S.N. et Ferguson, R. (2010). Using sediment impact sensors to improve the morphological sediment budget approach for estimating bedload transport rates. *Geomorphology*, 119(1-2), 125-134.
- Rees, W.G. (2007). Characterisation of Arctic treeline by LiDAR and multispectral imagery. *Polar Record*, 43(227), 345-352.
- Refsgaard, J.C., Storm, B. (1996). *Distributed Hydrological Modelling*. Netherlands : Kluwer Academic Publishers.
- Reid, S.C., Lane, S.N., Montgomery, D.R. et Brookes, C.J. (2007). Does hydrological connectivity improve modelling of coarse sediment delivery in upland environments?. *Geomorphology*, 90, 263-282.
- Reis, S. (2008). Analyzing Land Use/Land Cover Change Using Remote Sensing and GIS in Rize, North-East Turkey. *Sensors*, 8(10), 6188-6202.
- Reynard, M., Lambiel, C. et Lane, S.N. (2012). Climate change and integrated analysis of mountain geomorphological systems. *Geographica Helvetica*, 67(1-2), 5-14.
- Richardson, C.W. (1981). Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. *Wat Resour Res.*, 17, 182-190.

- Rickenmann, D. (1991). Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep flow. *J. Hydraul. Eng.*, 117(11), 1419–1439.
- Rickenmann, D. (2001). Comparison of bed load transport in torrents and gravel bed streams. *Water Resour. Res.*, 37(12), 3295–3305.
- Rickenmann, D., Chiari, M. et Friedl, K. (2006). *SETRAC—A sediment routing model for steep torrent channels, paper presented at River Flow*. London : Taylor & Francis.
- Rickenmann, D. et Recking, A. (2011). Evaluation of flow resistance in gravel-bed streams through a large field data set, *Water Resour. Res.*, 10, 10-29.
- Rosin, P.L. et Hervas, J. (2005). Remote sensing image thresholding methodes for determining landslide activity. *International journal of remote sensing*, 26(6), 1075-1092.
- Sägesser, M. (1999). *Development and Application of a Hydrological Model for River Aare until Hagneck using WaSiM-ETH coupled with PEST*. Mémoire non publié. EPF Zürich.
- Schmocker-Fackel, P. et Naef, F. (2010). More frequent flooding? Changes in flood frequency in Switzerland since 1850. *Journal of Hydrology*, 381, 1-8.
- Schulla, J. (2012) Model description WaSiM (Water balance Simulation Model) [Rapport]. Zürich : Zürich-ETH.
- Singh, A. (1989). Digital change detection techniques using remotely sensed data. *International journal of remote sensing*, 10(6), 989-1003.
- Singh, V.P. (1995). *Computer Models of Watershed Hydrology*. Highlands Ranch, Colorado : Water Resources Publications.
- Smith, A.J., Wright, R.K., Jantz, C. et Tringe, J. (2003). *Application of multitemporal Landsat dat to map and monitor land cover and land use change in the Chesapeake Bay watershed*, Ispra : Multitemp.
- Sparks, S., Changnon, D. et Starke, J. (2002). Changes in the frequency of extreme warm-season surface dew points in Northeastern Illinois : implications for coolong-system design and operation. *J. Appl. Meterol.*, 41, 890-898.
- Vittoz, P. et Gmür, P. (2009). Introduction à la Journées de la biodiversité dans le Vallon de Nant (Bex, Alpes vaudoises). *Mém. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 23, 3-20.

- Ventura, F. (2002). Temperature and precipitation trends in Bologna (Italy) from 1952 to 1999. *Atmos. Res.* 61, 203–214.
- Veyrat-Charvillon, S. (2005). *Élaboration d'une méthode de prédiction du volume maximal d'une lave torrentielle*. Clermont-Ferrand : Université Blaise Pascal.
- Warner, R.F. (1987). The impacts of alternating flood- and drought-dominated regimes on channel morphology at Penrith, New South Wales, Australia. *International Association of Hydrological Science Publication*, 168, 327-338.
- Weibull, W. (1951). A statistical distribution function of wide applicability. *J Appl Mech-Trans ASME*, 18(3), 293–297.
- Welsh, K.E., Dearing, J.A., Chiverrell, R.C. et Coulthard, T.J. (2009). Testing a cellular modelling approach to simulating late-Holocene sediment and water transfer from catchment to lake in the French Alps since 1826. *Holocene*, 19(5), 785-798.
- Wilcock, P.R. et Crowe, J.C. (2003). Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129, 120-128.
- Wilkie, D.S. et Finn J.T. (1996). *Remote sensing imagery for natural resources monitoring*. New York : Columbia University Press.
- Woodward, S.J.R., Barker, D.J. et Zyskowski, R.F. (2001). A practical model for predicting soil water deficit in New Zealand pastures. *New Zeal. J. Agr. Res.*, 44, 91-109.

Site internet

- <http://www.meteosuisse.ch>

Site de l'office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse du Département fédéral de l'intérieur. Dernière consultation le 04.01.2013.

- <http://www.uved.fr>

Cet ouvrage numérique sans précédent, écrit par près de 80 scientifiques spécialistes du domaine issus d'organismes de recherche et d'établissements d'enseignement supérieur français et étrangers, constitue une véritable introduction aux Sciences de l'Environnement et du Développement Durable. Ce travail collectif pourra s'enrichir au fil du temps de nouvelles contributions résultantes des questionnements et des préoccupations du citoyen sur son rôle et son impact à l'environnement qui l'entoure et dans lequel il vit.

- <http://www.hypergeo.eu>

Hypergeo est une encyclopédie électronique, en accès libre, consacré à l'épistémologie de la géographie. Dernière consultation le 3.1.2013.

- <http://www.mnhn.fr>

Site du musée national d'histoire naturelle. Dernière consultation le 04.01.2013.

- <http://www.hydrologie.org>

Site du comité français de l'AISH. Dernière consultation le 04.01.2013.

- <http://agsys.cra-cin.it>

Site décrivant la désagrégation de la radiation solaire. Dernière consultation le 04.01.2013.

- http://www.bsyse.wsu.edu/CS_Suite/ClimGen/index.html

Site de l'université de Washington State sur le modèle ClimGen. Dernière consultation le 04.01.2013.

- http://www.pesthomepage.org/PEST_Model_Interface_and_Parallelization_Modules.php

Site du modèle PEST. Dernière consultation le 04.01.2013.

- <http://www.answers.com/topic/bartlett-lewis-model>

Site du modèle Bartlett-Lewis

TABLE DES FIGURES

Figure 1.1 : Représentation schématique du contexte de l'étude.	13
Figure 2.1 : fig. a : la réponse de la rivière n'est pas systématique par rapport au forçage climatique fig. b la réponse de la rivière est systématique par rapport au forçage climatique.....	22
Figure 3.1 : Carte du terrain d'étude.....	26
Figure 3.2 : Les précipitations moyennes annuelles (mm) pour la période 1961 – 1990 (Météosuisse, 2012).....	27
Figure 3.3 : Les précipitations estivales (à droite) et hivernales (à gauche)(Météosuisse, 2012).....	28
Figure 3.4 : Les températures moyennes annuelles (°C) pour la période 1961 – 1990 (Météosuisse, 2012).....	29
Figure 3.5 : Les températures estivales (à droite) et hivernale (à gauche)(Météosuisse, 2012).	30
Figure 3.6 : Caractéristiques géométriques d'un bassin versant avec histogramme de la crue correspondant (Musy et Higy, 1996).....	31
Figure 3.7 : Schématisation de l'indice de compacité de Gravelius (Musy et Higy, 1996).....	32
Figure 3.8 : Les différents types de régime selon l'histogramme de crue (Weingartner et Aschwanden, 1994).....	33
Figure 3.9 : Les températures moyennes annuelles pour la période 1880 – 2010 (Météosuisse, 2012).....	35
Figure 3.10 : Carte géologique du bassin versant du Vallon de Nant au 25 :000 (Swisstopo, 2012).	36
Figure 3.11 : Carte tectonique de la rive droite du Rhône (Cours de Géologie régionale, JL Epard).....	37
Figure 3.12 : Coupe de l'Helvétique (Cours de Géologie structurale, JL Epard)	38
Figure 4.1 : Résumé du chapitre avec les quatre phases principales.	44
Figure 4.2 : Forçage climatique en fonction de la réponse de la rivière.....	47
Figure 4.3 : Radiance spectrale d'un corps noir selon la longueur d'onde (Polidori, 2008).	49
Figure 4.4 : Signature spectrales de quelques objets naturels (Polidori, 2008).....	51
Figure 4.5 : Proposition jointes des jugements de deux juges sur une échelle avec r catégorie.....	57
Figure 4.6 : Tableau interprétatif des valeurs du coefficient de Kappa	58
Figure 4.7 : Interprétation graphique des stratégies utilisées pour reclassifier les images classifiées avec l'approche non dirigée.	60
Figure 4.8 : Résumé des matrices de confusion en pourcent (%) pour les images de 1957, 1969, 2004 et 2010. L'année de l'image est mentionnée en haut à gauche à chacune des matrices. Les lettres « A » et « B » signifient la stratégie utilisée pour la reclassification de l'image non	

supervisée. La lettre « S » signifie la classification supervisée. Les nombres indiqués en gras correspondent aux erreurs significatives en pourcentage (%) lors des différentes classifications réalisées.	62
Figure 4.9 : Procédure d'une classification supervisée (dirigée) sur une image datant de 1957. Le choix des classes est représentatif de la thématique.....	64
Figure 4.10 : Illustration d'une classification non dirigée (non supervisée) sur une image noir/blanc datant de 1957.....	65
Figure 4.11 : Tableau récapitulatif d'une matrice de confusion des différentes approches de classification sur la base de deux classes. « A » ou « B » correspond à la stratégie d'une classification non dirigée « S » signifie une classification dirigée. « Kappa 1 » correspond au Kappa de la classe sédiment et « Kappa 2 » correspond u Kappa de la classe végétation.....	65
Figure 4.12 : Carte des dépôts sédimentaires pour chacune des années	68
Figure 4.13 : Multicartes représentatives de l'évolution des dépôts sédimentaires entre 1969 et 2010. La vignette I indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1967 et 1969. La vignette II indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1969 et 1980. La vignette III indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1980 et 1992. La vignette IV indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1992 et 1995. La vignette V indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1995 et 1998. La vignette VI indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 1998 et 2004. La vignette VII indique le dépôt sédimentaire différentiel entre 2004 et 2010.....	70
Figure 4.14 : tableau récapitulatif de la part de changement par rapport à l'ensemble de la zone d'étude (en %) en fonction de l'année. La colonne « identique » indique la surface (en %) qui n'a pas changé. La colonne « dépôt sédimentaire » indique les dépôts sédimentaires (en %). La colonne « végétalisation » indique la surface végétale. La colonne « net » indique le rapport entre le dépôt sédimentaire et la végétalisation. La coloration « orange » mentionne l'augmentation des dépôts sédimentaires. La coloration « verdâtre » indique l'augmentation des zones de végétation.....	71
Figure 4.15 : Illustration graphique de l'évolution entre 1950 et 2010 des dépôts sédimentaires (courbe bleue), de la végétalisation (courbe verte), des zones stables (courbe rouge) et du net (courbe orange).....	72
Figure 4.16 : Carte illustrant la disposition des sections sur le terrain d'étude.....	73
Figure 4.17 : Illustration graphique du pourcentage de dépôts sédimentaires pour chaque année sectorisé selon l'emplacement géographique sur la zone d'étude.	75
Figure 4.18 : La pente en fonction des dépôts sédimentaires selon les années.....	77
Figure 4.19 : Nouvelle hypothèse de la réponse de la rivière aux changements climatiques.	78

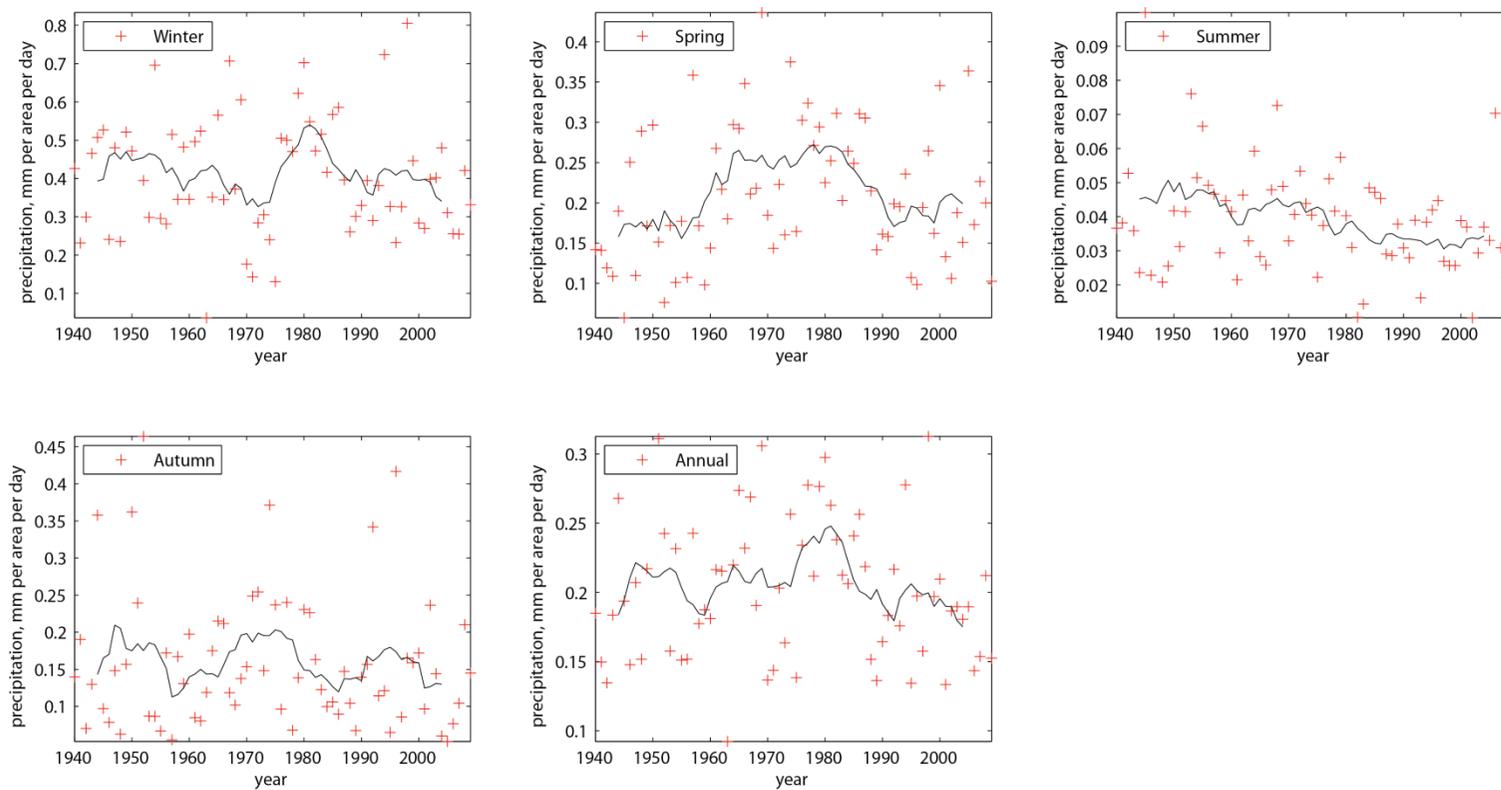
Figure 5.1 : Schéma résumant le chapitre 5 portant sur la calibration manuelle et automatique du modèle hydrologique WaSiM – ETH, de la génération et de la désagrégation des données climatiques et la validation et l’application du modèle hydrologique pour obtenir un débit horaire depuis la moitié du siècle dernier à nos jours.....	81
Figure 5.2 : Schéma descriptif du fonctionnement de WaSiM – WTH (Schulla, 2012).....	90
Figure 5.3 : Tableau récapitulatif des paramètres sélectionnés pour la calibration manuelle (M) et la calibration automatique (A).....	103
Figure 5.4 : Tableau de l’ensemble des données nécessaire pour l’utilisation du modèle WaSiM – ETH.....	105
Figure 5.5 : Génération (ClimGen) et désagrégation (Hyetos) des données de précipitations (Ppt). Les données observées depuis 1981 à 2011 au pas de temps journalier.....	107
Figure 5.6 : Modèle Hyetos suivi du modèle MuDrain pour la génération pour une station suivi de la désagrégation des données climatiques pour plusieurs stations (Petry et al., 2008).....	109
Figure 5.7 : Schématisation du processus de désagrégation des données pour l’humidité relative (RH), la vitesse du vent (VV), le rayonnement solaire (RS) et la température (T°).	112
Figure 5.8 : Hyétoigrammes de désagrégation de la pluie.	113
Figure 5.9 : Corrélation entre la température moyenne horaire observée et la température moyenne désagrégée à la station de Aigle pour la période 2002 – 2012.	114
Figure 5.10 : Corrélation entre l’humidité relative observée et l’humidité relative désagrégée à la station de Aigle pour la période 2002 – 2012.	116
Figure 5.11 : Corrélation entre la vitesse du vent moyenne observée et la vitesse du vent moyenne désagrégée à la station de Aigle pour la période 2002 – 2012.	118
Figure 5.12 : Graphique illustrant la déclinaison de l’angle zénithal en degré en fonction du cosinus de l’angle.	120
Figure 5.13 : Graphique illustrant l’angle de déclinaison en fonction des jours de l’année.	121
Figure 5.14 : Représentation schématique du processus de calibration. Les chiffres mentionne les étapes de la calibration : 1 et 2 indique la calibration manuelle et 3 indique la calibration automatique avec PEST. Les symboles « RH » pour humidité relative, « VV » pour vitesse du vent, « RS » pour rayonnement solaire, « T° » pour température et « Ppt » pour précipitation.	122
Figure 5.15 : Représentation schématique du processus calibration avec la décision de procéder à la validation d’un modèle.	123
Figure 5.16 : Degré de satisfaction en fonction du NSE (sjrwmd, 2012).	124
Figure 5.17 : Graphiques des paramètres calibrés manuellement et leur significativité. Avec les unité pour m [] ; t0 [] ; tkorr [] et ddf [].	130

Figure 5.18 : Débit simulé (rouge) et débit observé (noir) par rapport aux précipitations pour la période estivale.....	131
Figure 5.19 : Différentes simulations selon la variation d'un paramètre pour la calibration manuelle.	133
Figure 5.20 : Calibration manuelle pour la période hivernale.	134
Figure 5.21 : Calibration manuelle pour l'année hydrologique 2010-2011.....	135
Figure 5.22 : Calibration automatique pour la période 2010 – 2011 avec la courbe des débits simulés (rouge) et observés (noir).....	136
Figure 5.23 : Tableau comparatif des estimateurs NSE et R^2	137
Figure 5.24 : Graphique comparatif entre les débits observés (rouge), en calibration (bleu) et en validation (noir).	138
Figure 6.1 : Courbe hypothétique des débits classés avec la représentation colorée des quantiles 5 (rouge) et quantiles 95 (rouge + vert).	143
Figure 6.2 : Tableau récapitulatif des centiles du débit simulé avec WaSIM – Eth.....	145
Figure 6.3 : Graphique d'une corrélation significative négative.	146
Figure 6.4 : Graphique d'une corrélation significative positive.	146
Figure 6.5 : Graphique d'une corrélation non significative.	146
Figure 6.6 : Centile 5 annuel entre 1940 et 2010.	148
Figure 6.7 : Centile 95 annuel entre 1940 et 2010. Cette courbe indique la variabilité de la rivière. ...	148
Figure 6.8 : Centile 5 pour la saison automnale entre 1940 et 2010.....	149
Figure 6.9 : Centile 95 pour la saison automnale entre 1940 et 2010.....	149
Figure 6.10 : Centile 5 pour la saison hivernal entre 1940 et 2010.	150
Figure 6.11 : Centile 95 pour la saison hivernale entre 1940 et 2010.	150
Figure 6.12 : Centile 5 pour la saison printanière entre 1940 et 2010.	151
Figure 6.13 : Centile 95 pour la saison printanière entre 1940 et 2010.	151
Figure 6.14 : Centile 5 pour la saison estivale entre 1940 et 2010.....	152
Figure 6.15 : Centile 95 pour la saison estivale entre 1940 et 2010.....	152
Figure 6.16 : Tableau illustrant les corrélations significatives positives (vertes) et négatives (rouges).....	154
Figure 6.17 : Graphique du débit hivernal glaciaire (rouge), neigeux (bleu) et total (vert) entre 1940 et 2010.....	155
Figure 6.18 : graphique des précipitations neigeuses (bleue) et pluvieuses (rouge).....	155
Figure 6.19 : Le stockage hivernal au 31 mars de chaque année entre 1940 et 2010.	157
Figure 6.20 : Graphique des précipitations hivernales entre 1940 et 2010.	157

Figure 6.21 : Graphique des températures hivernales en fonction des précipitations sur la période 1940 – 2010.	158
Figure 6.22 : Températures moyennes annuelles avec la droite de tendance sur la période 1940 – 2010.	159
Figure 6.23 : Représentation graphique des températures moyenne hivernales décennales.	159
Figure 7.1 : Tableau comparatif entre le Vallon de Nant et des données de provenant Nitsche et al. (2011). *: Le Nant est une rivière multichenaux à des débits mais plus important. Les données montrent ici les largeurs minimales et maximales des canaux lorsque la rivière à cette configuration. Le modèle est appliqué sur chacun des chenaux (voir ci-dessous).	165
Figure 7.2 : schématisation du modèle de transport d’après Nitsche et al. (2011). Le résultat est un débit distribué dans chaque chenal permettant ainsi d’estimer la capacité de transport pour chaque chenal.	169
Figure 7.3 : Coupe d’une section hypothétique multi-chenaux avec différentes hauteurs d’eau.	170
Figure 7.4 : Capacité de transport des sédiments annuelle du Nant.	172
Figure 7.5 : Graphique de la capacité de transport des sédiments pour le printemps, l’été et l’hiver entre 1940 et 2010.	173
Figure 7.6 : Graphique de la capacité de transport des sédiments pour la période hivernale entre 1940 et 2010.	174
Figure 7.7 : Représentation graphique du stockage hivernal maximal à la fin mars par rapport au transport hivernal.	175
Figure 7.8 : Comparaison entre le débit annuel (Q95) et la capacité de transport hivernal.	176
Figure 7.9 : Représentation schématique des précipitations hivernales entre 1940 et 2010.	176
Figure 7.10 : Représentation graphique des températures moyennes annuelles.	177
Figure 7.11 : Représentation graphique des températures moyenne hivernales décennales.	178
Figure 8.1 : Rapport en la courbe net (dépôts sédimentaire - végétation) en nombre de pixels et le nombre de jours durant l’année hydrologique où le débit est supérieur à 50%.	181
Figure 8.2 : Structure hypothétique de la section avec végétation et niveau d’eau en 1970.	182
Figure 8.3 : Structure hypothétique de la section avec végétation et niveau d’eau en 1990	182
Figure 8.4 : Rapport entre la capacité de transport des sédiments et le net.	183
Figure 8.5 : Rapport entre les précipitations neigeuses durant la période hivernale et le net.	184
Figure 8.6 : Rapport en la température moyenne annuelle et le net.	185
Figure 8.7 : Localisation des zones dynamiques selon les années. La période « bleue » correspond à une activité localisée à l’amont de la plaine alluviale. La période « rouge » correspond à une	

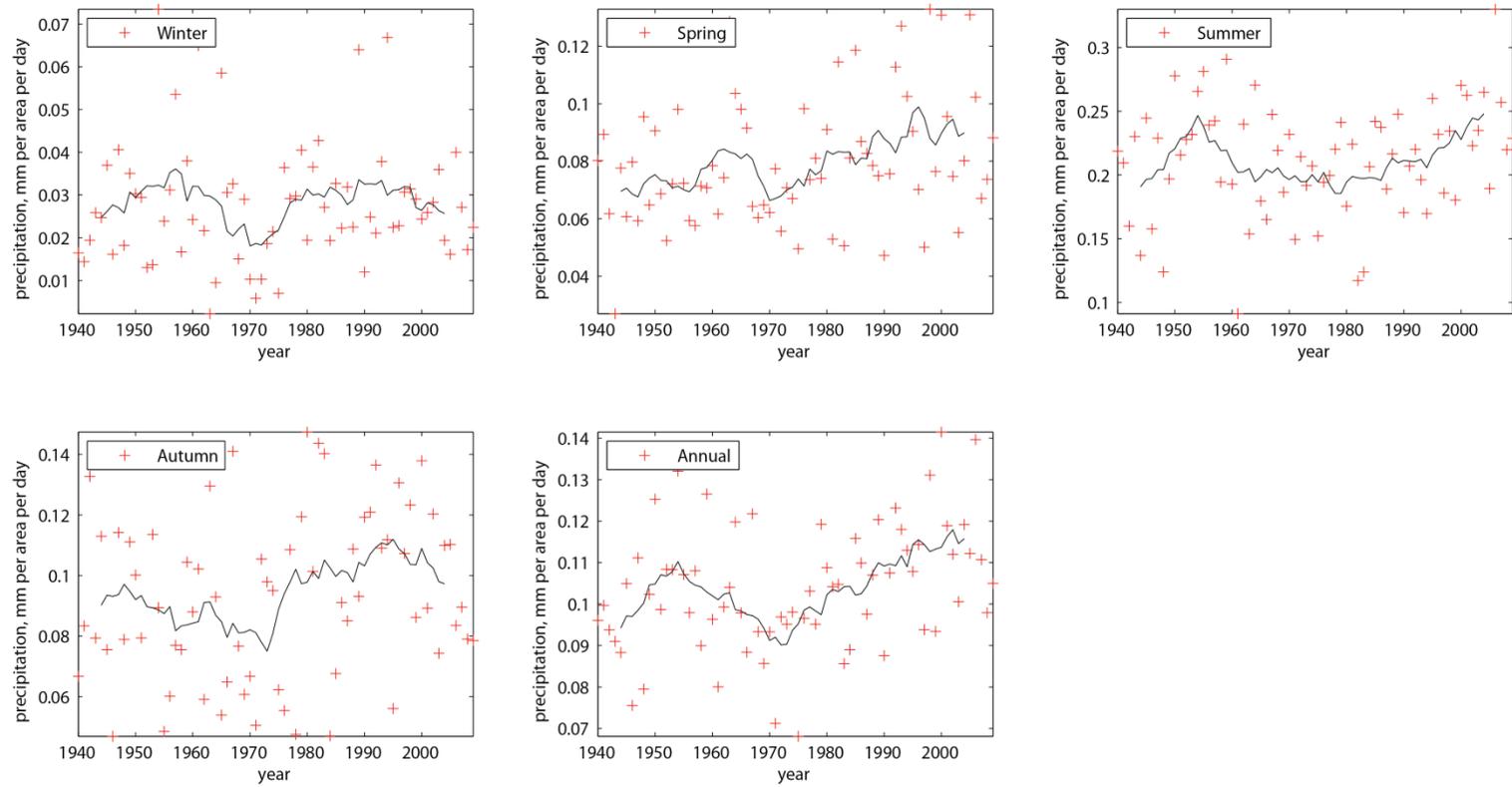
activité située centre de la zone d'étude et la période « verte » correspond à une généralisation des secteurs dynamiques. 187

ANNEXES



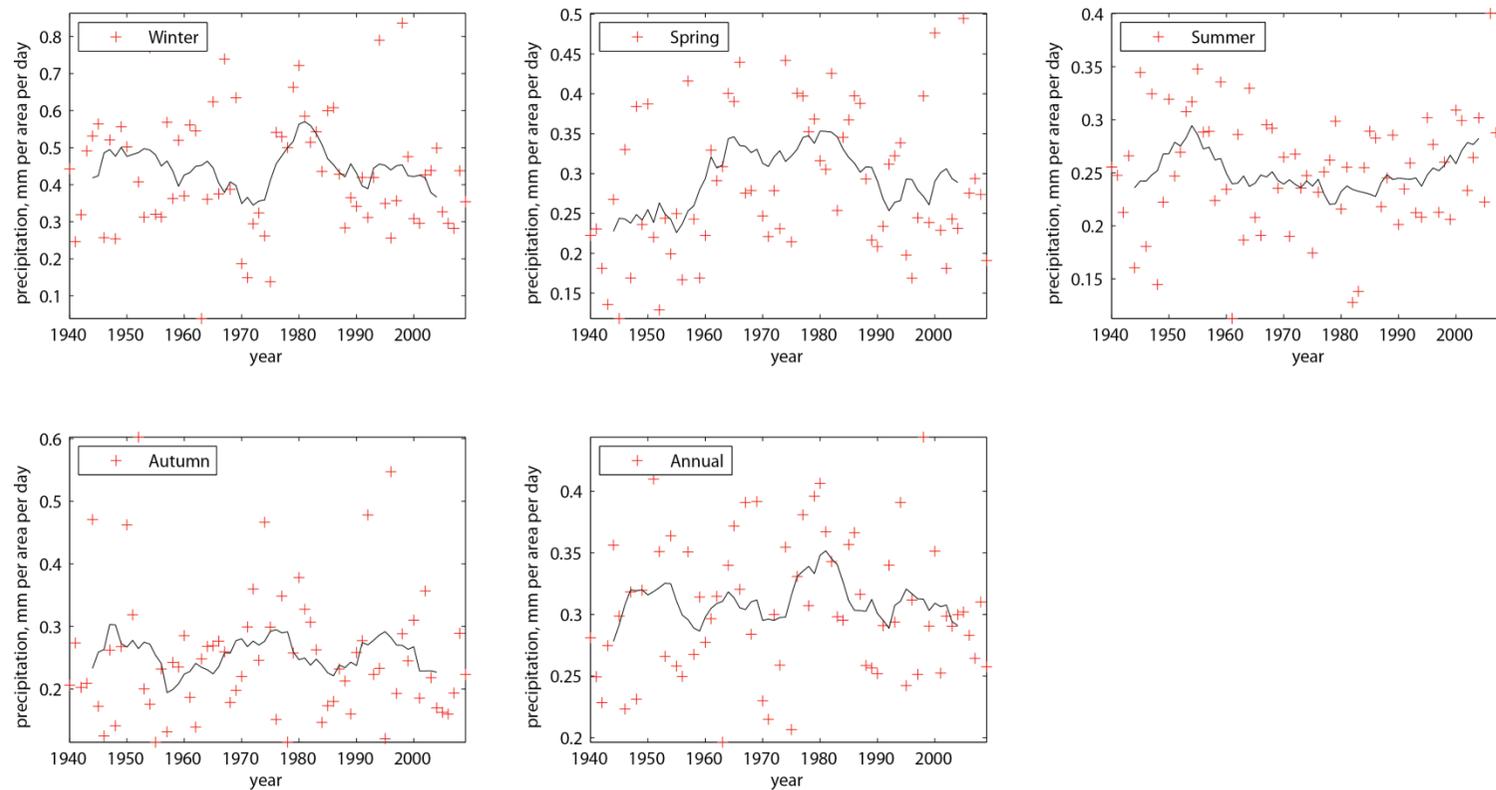
Résultats des précipitations neigeuses pour le bassin versant de l'Avançon.

Annexe 2



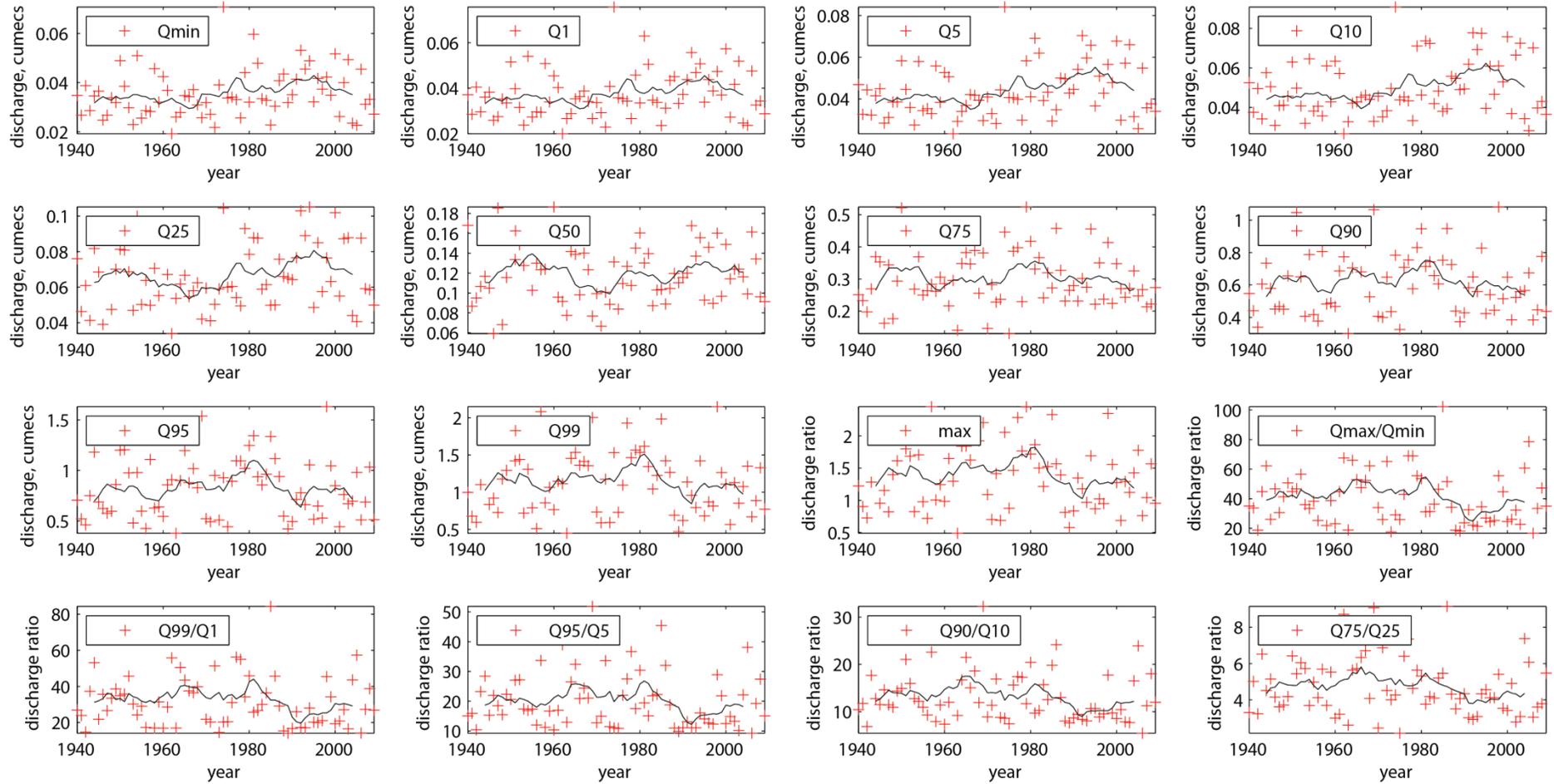
Résultats des précipitations liquides pour le bassin versant de l'Avançon.

Annexe 3



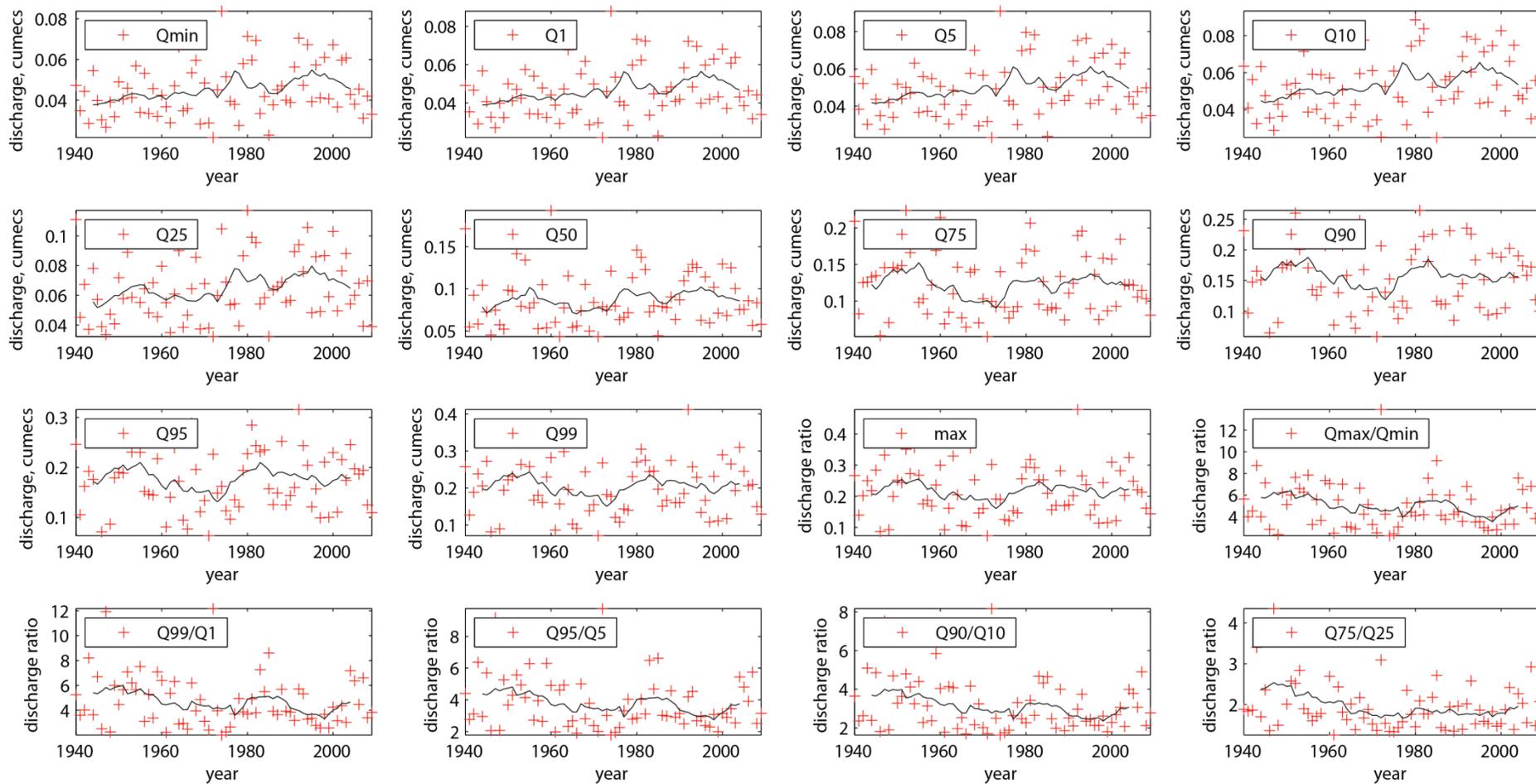
Résultats des précipitations totales pour le bassin versant de l'Avançon

Annexe 4



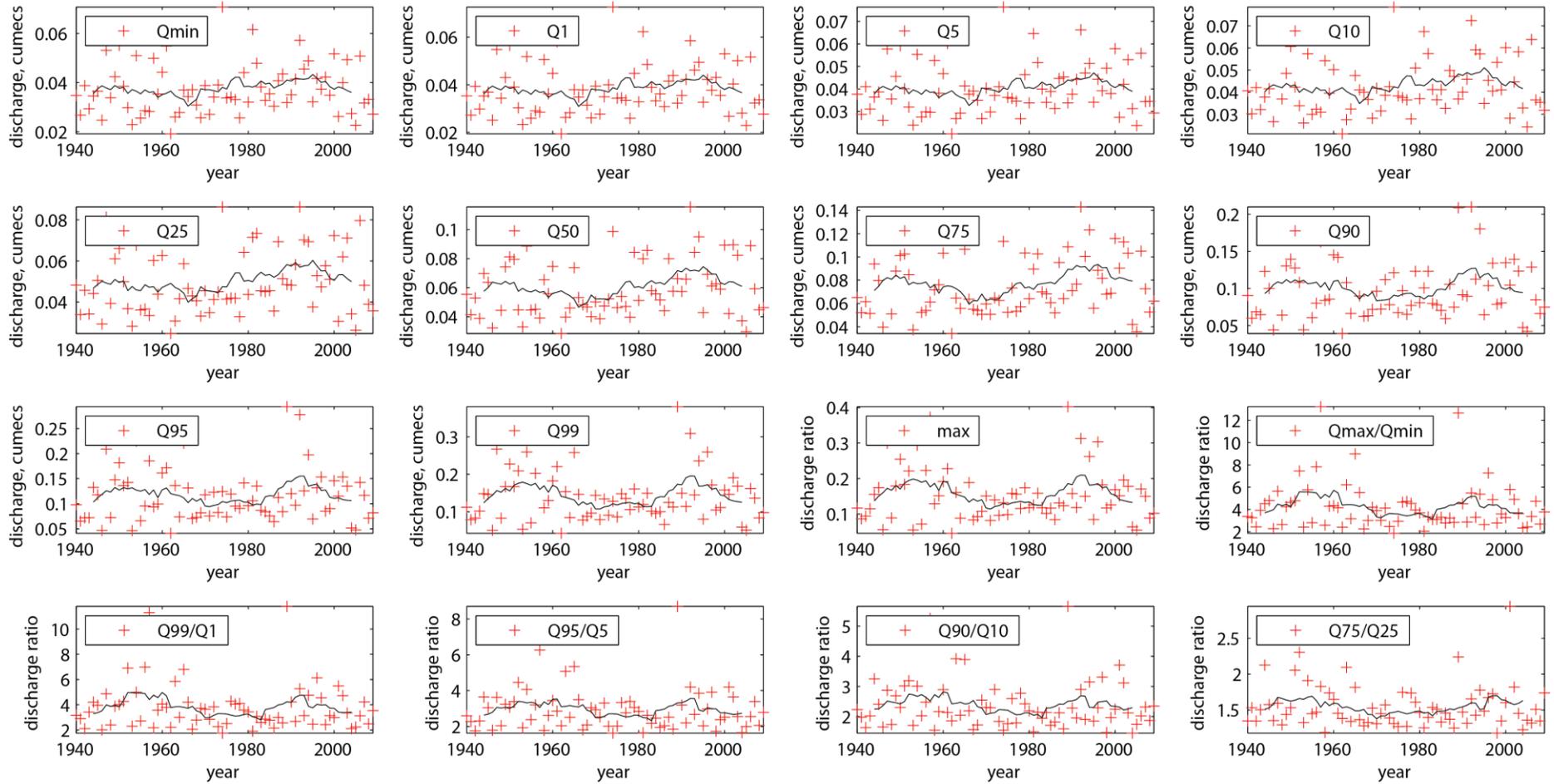
Résultats des débits pour le bassin versant de l'Avançon par période hydrologique.

Annexe 5



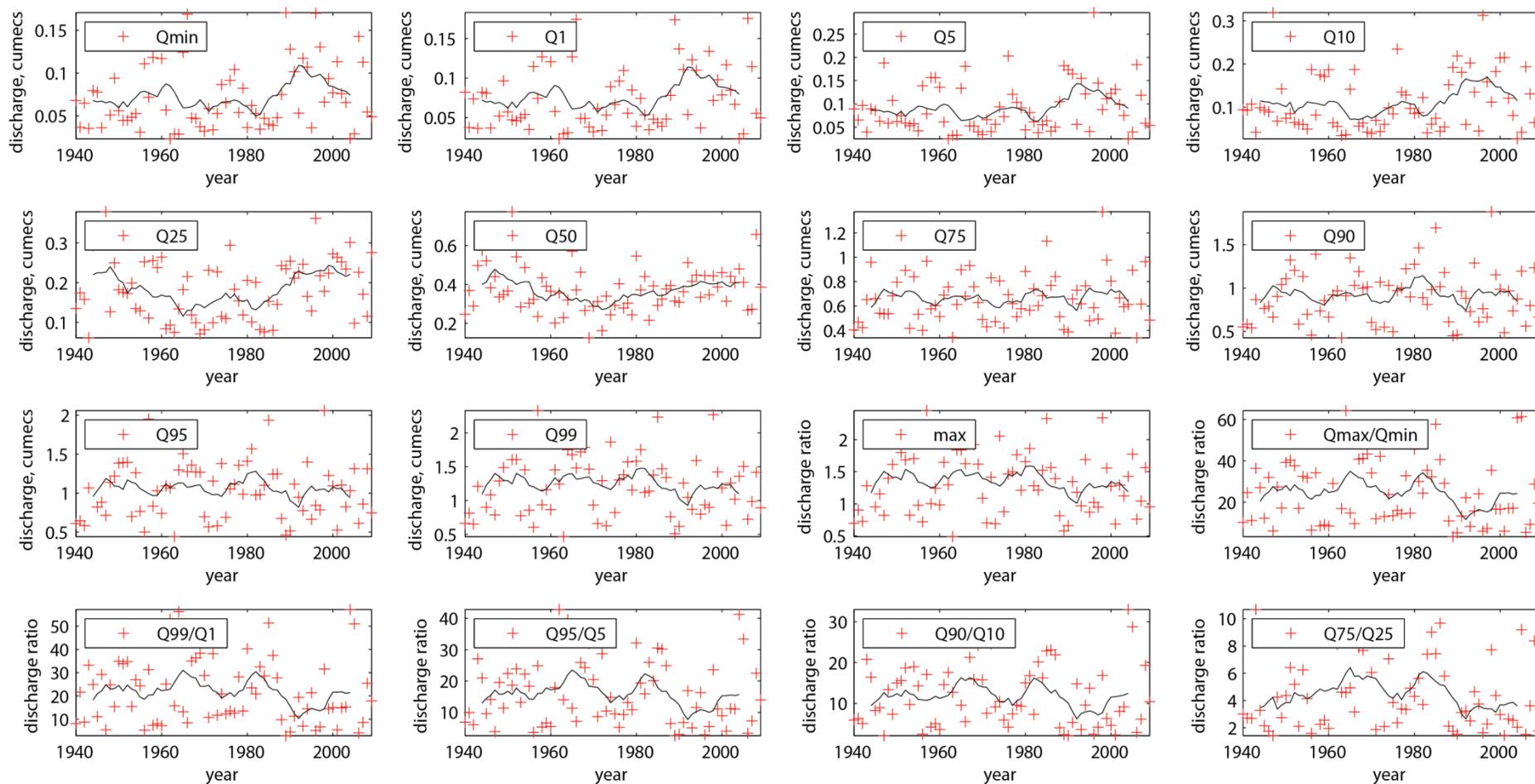
Résultats des débits pour le bassin versant de l'Avançon pour la saison automnale.

Annexe 6



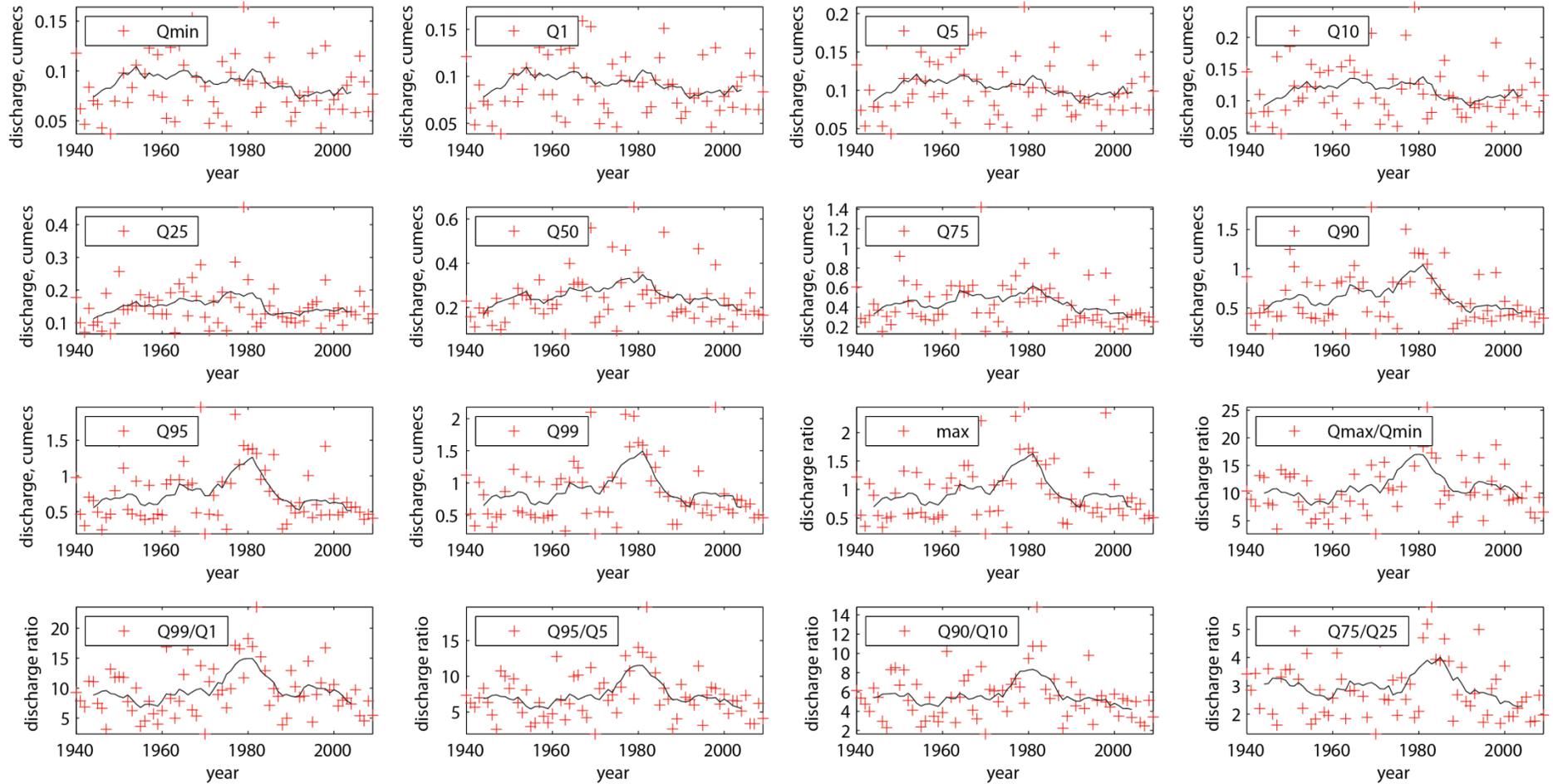
Résultats des débits pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes hivernales.

Annexe 7



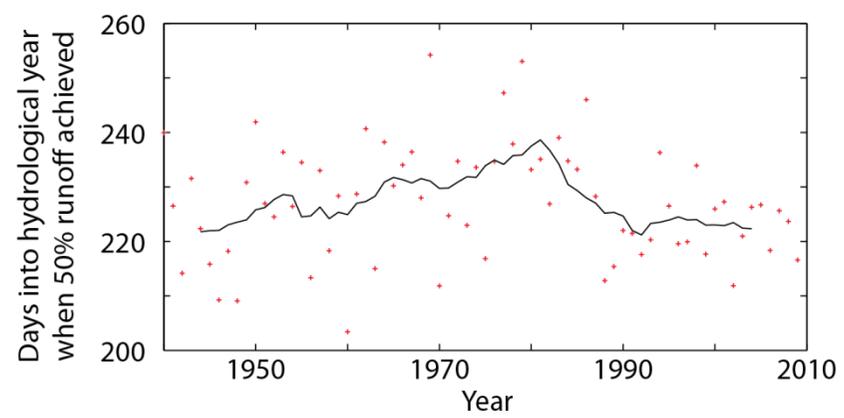
Résultats des débits pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes printanières.

Annexe 8



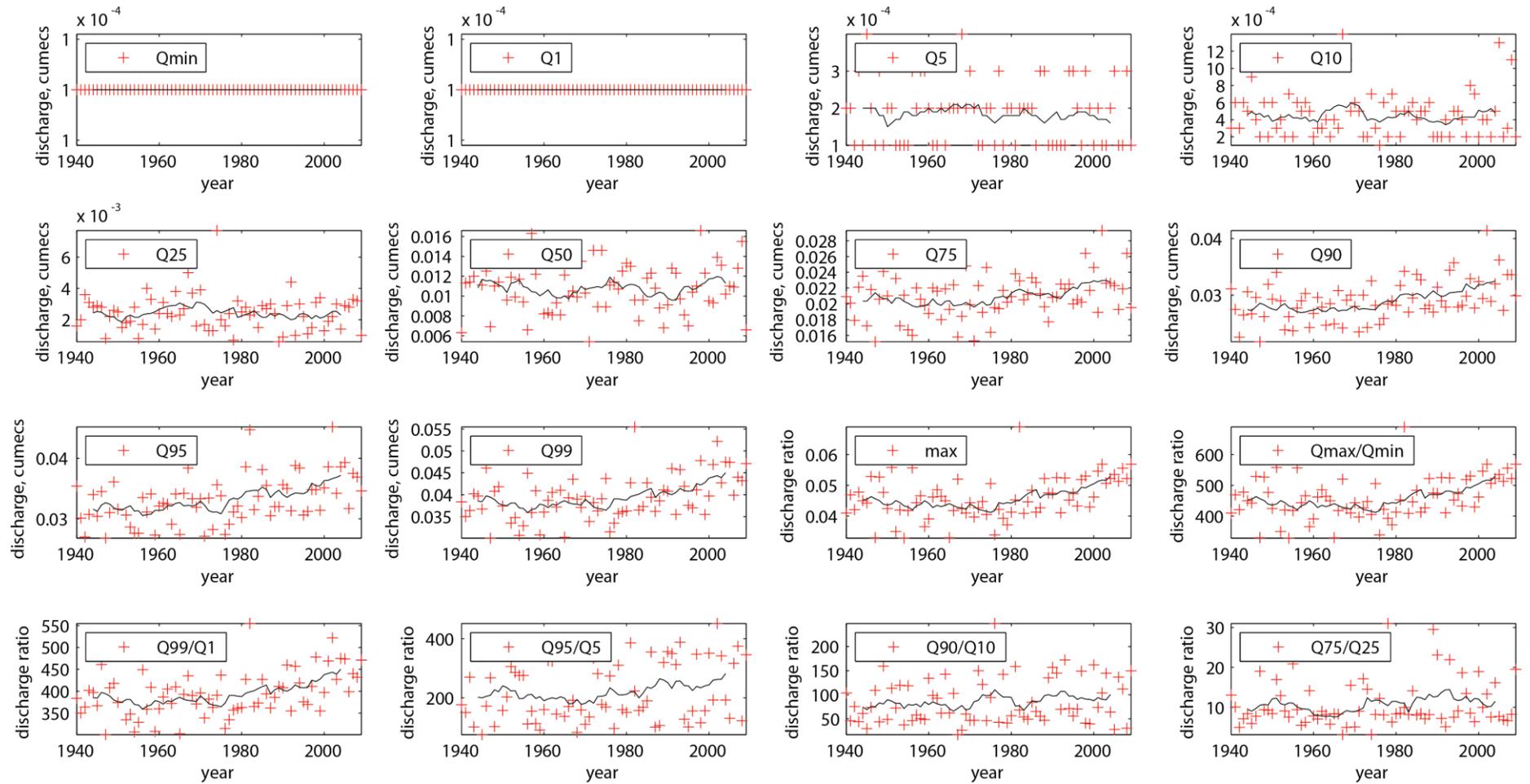
Résultats des débits pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes estivales.

Annexe 9



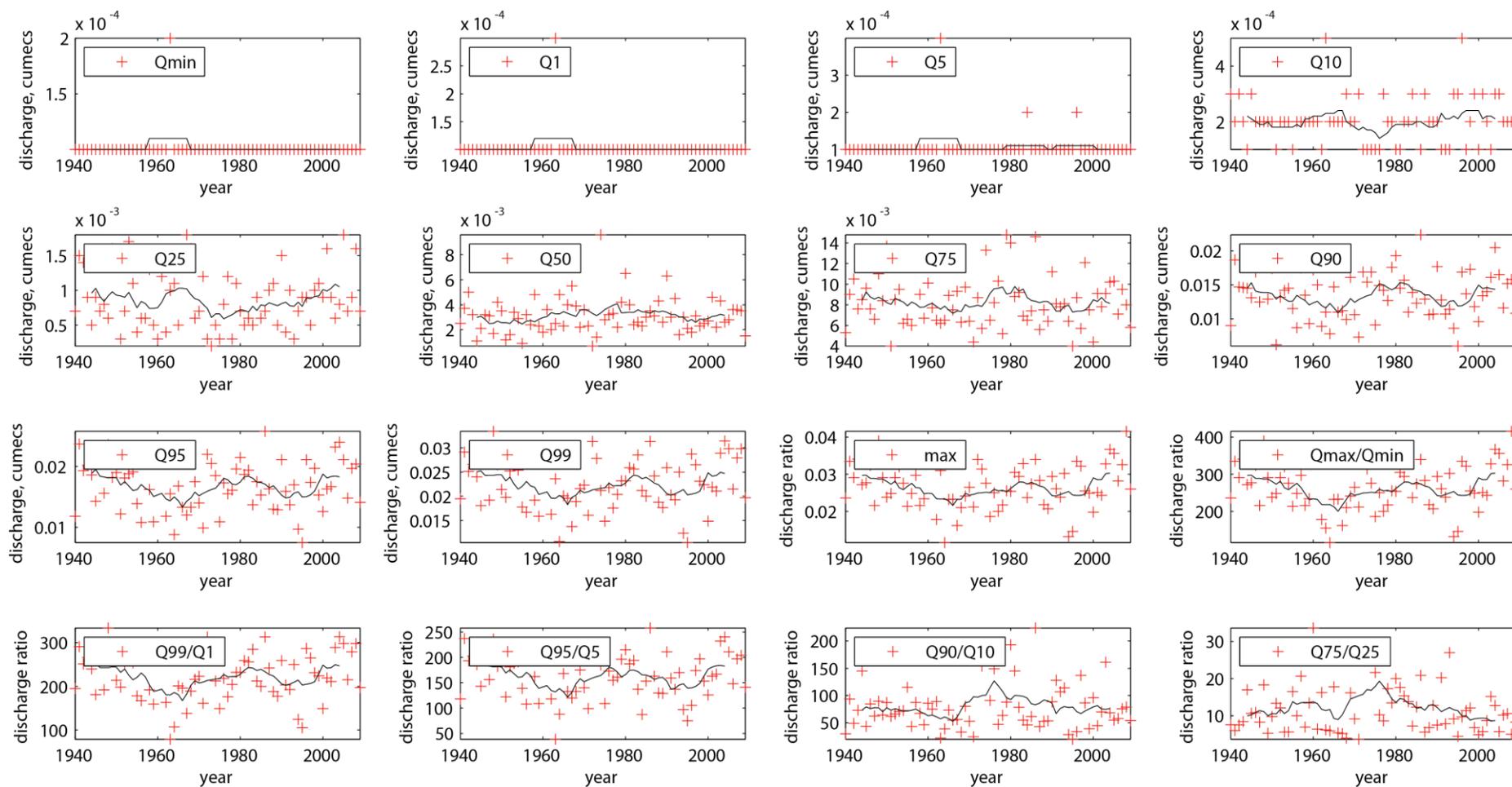
Le nombre de jours durant l'année hydrologique où le débit est supérieur à 50%

Annexe 10



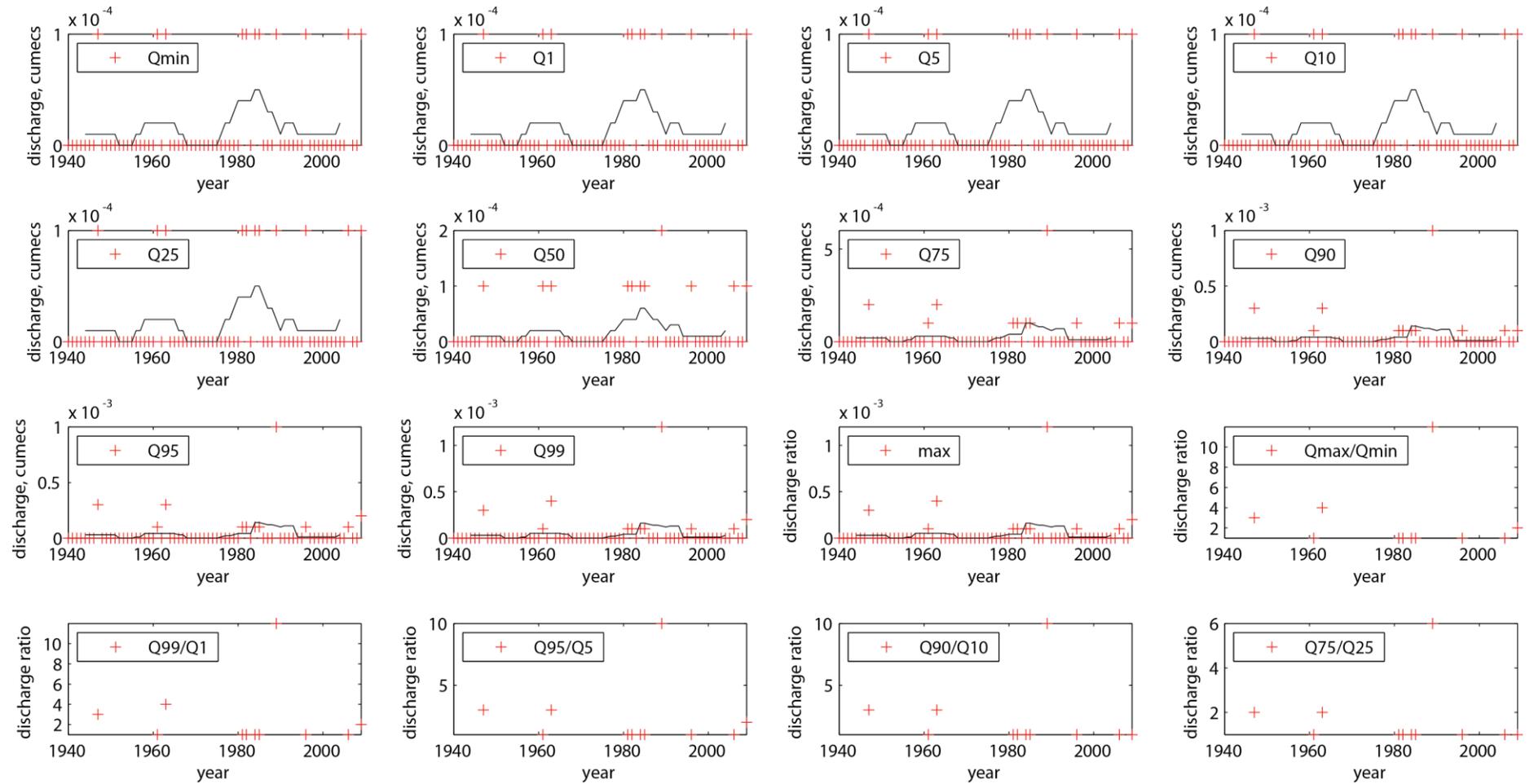
Résultats des débits glaciaires pour le bassin versant de l'Avançon pour chaque année hydrologique.

Annexe 11



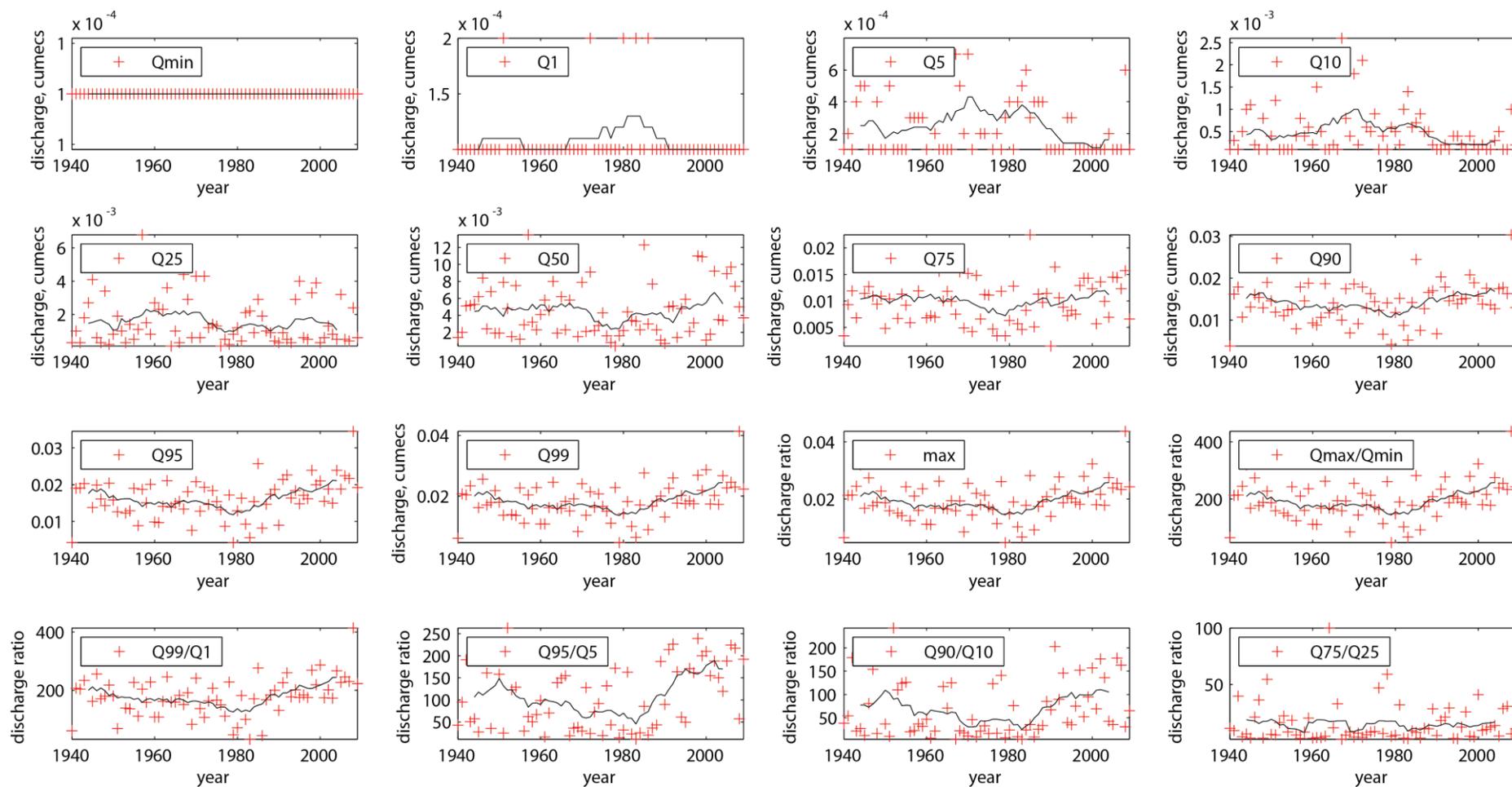
Résultats des débits glaciaires pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes automnales.

Annexe 12



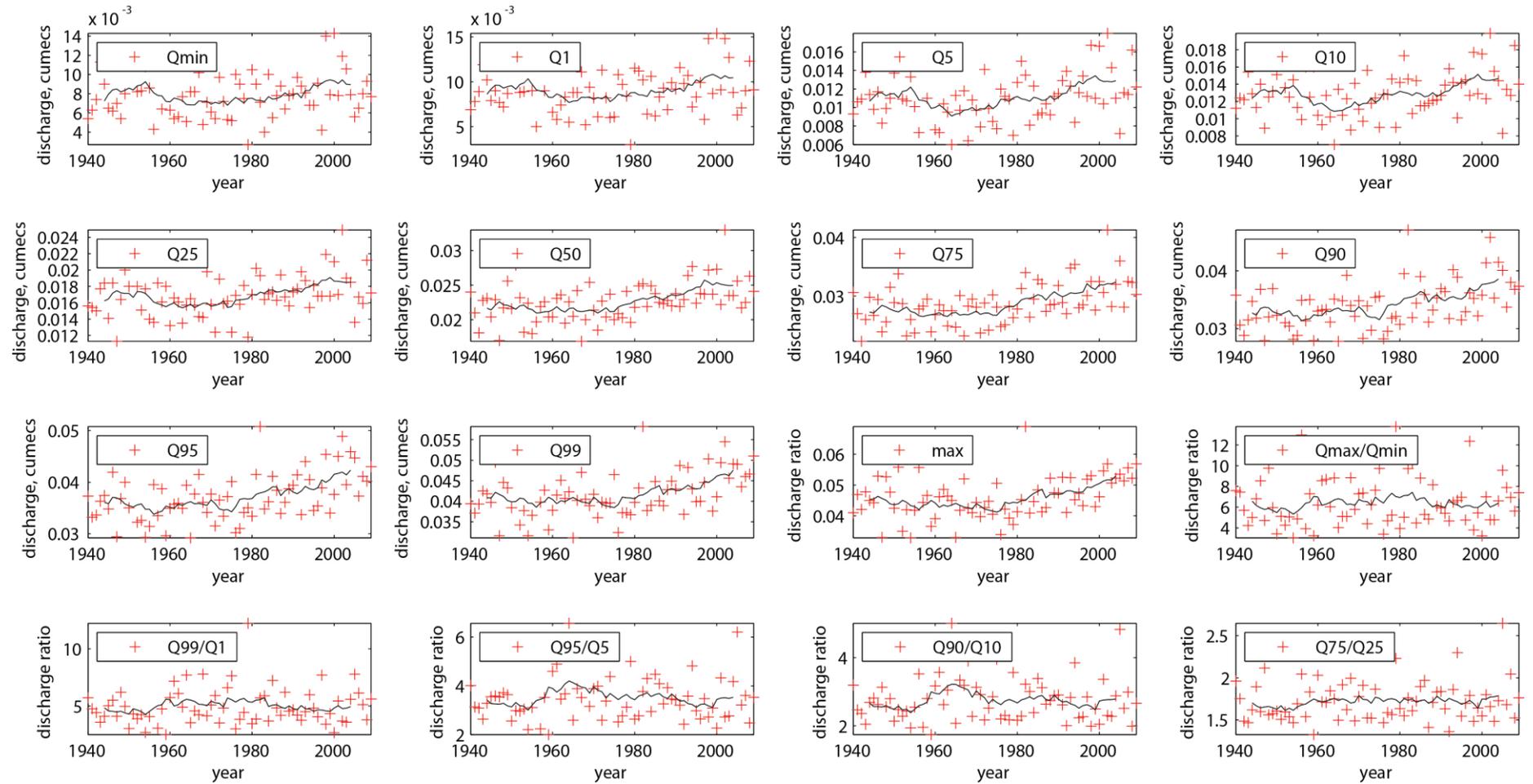
Résultats des débits glaciaires pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes hivernales.

Annexe 13



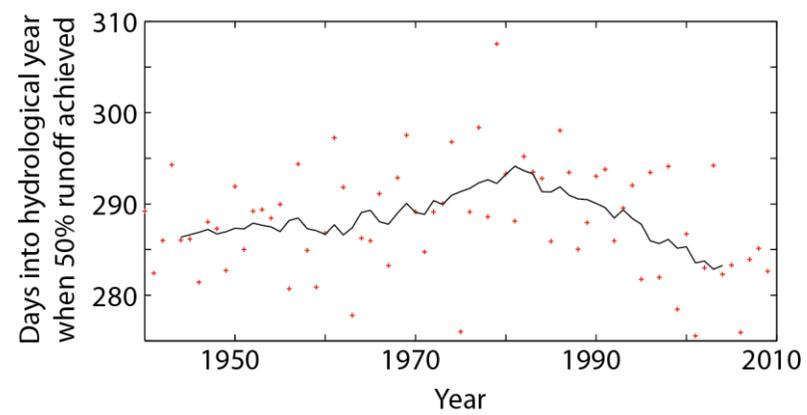
Résultats des débits glaciaires pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes printanières.

Annexe 14



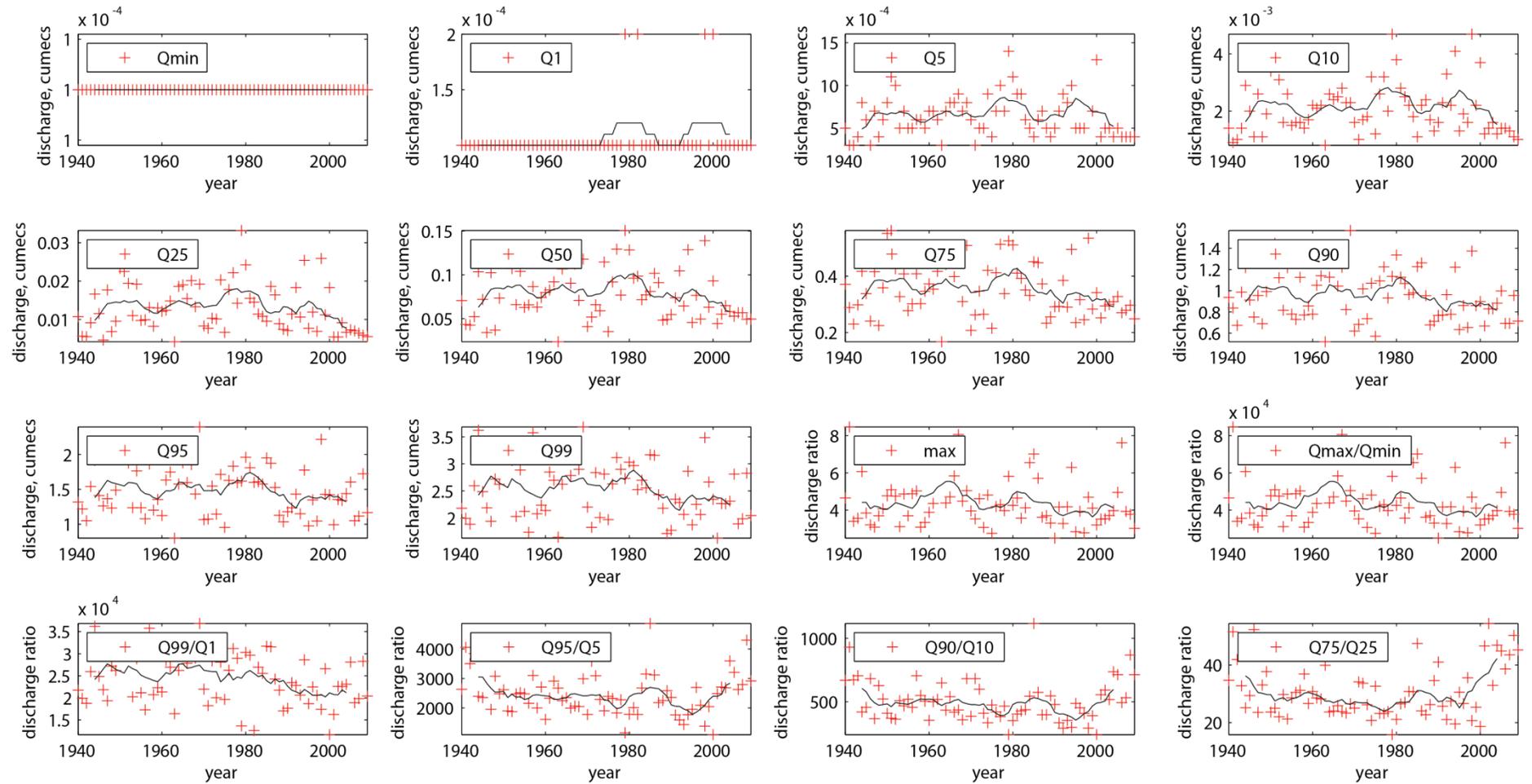
Résultats des débits glaciaires pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes estivales.

Annexe 15



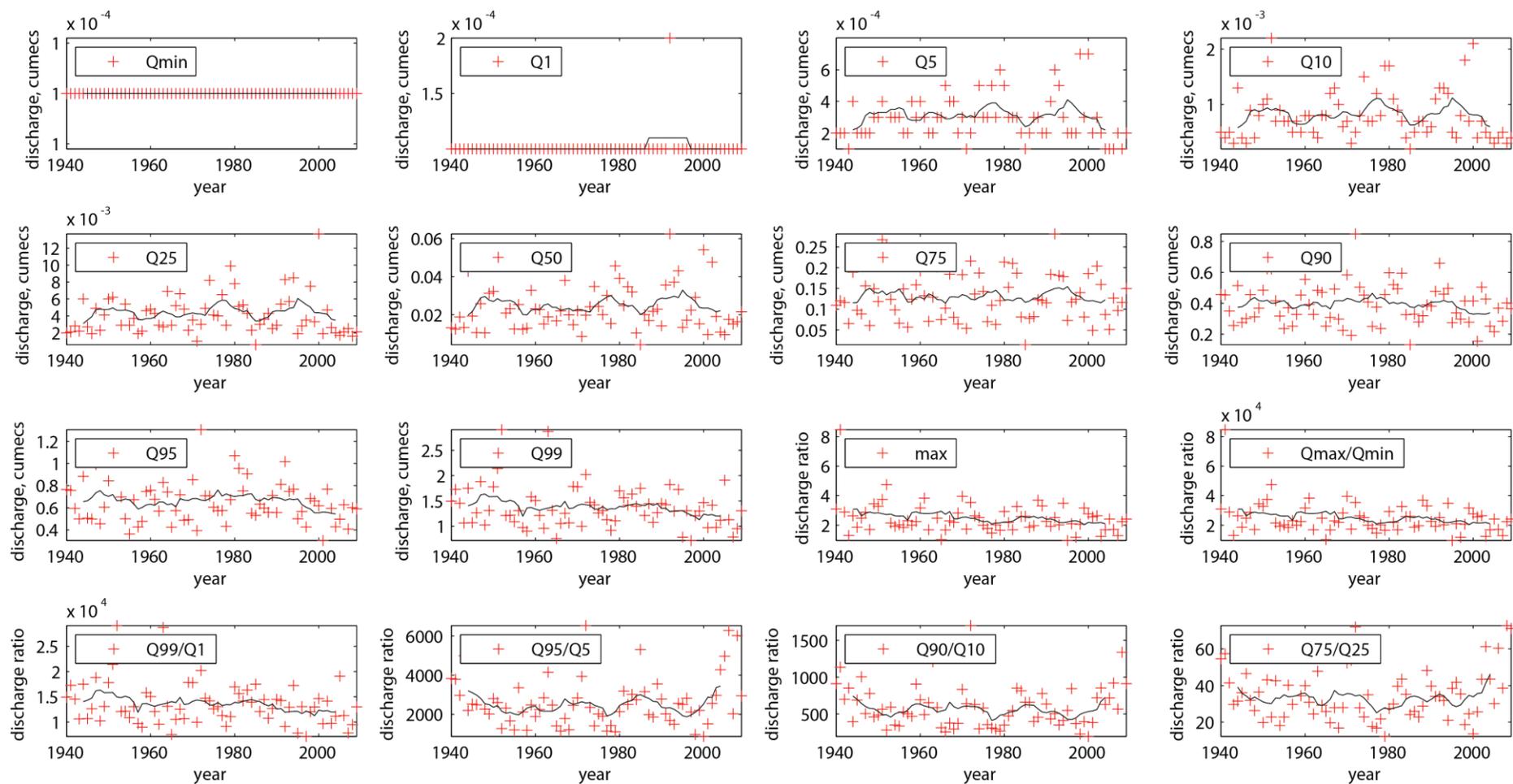
Le nombre de jours durant l'année hydrologique où le débit glaciaire est supérieur à 50%.

Annexe 16



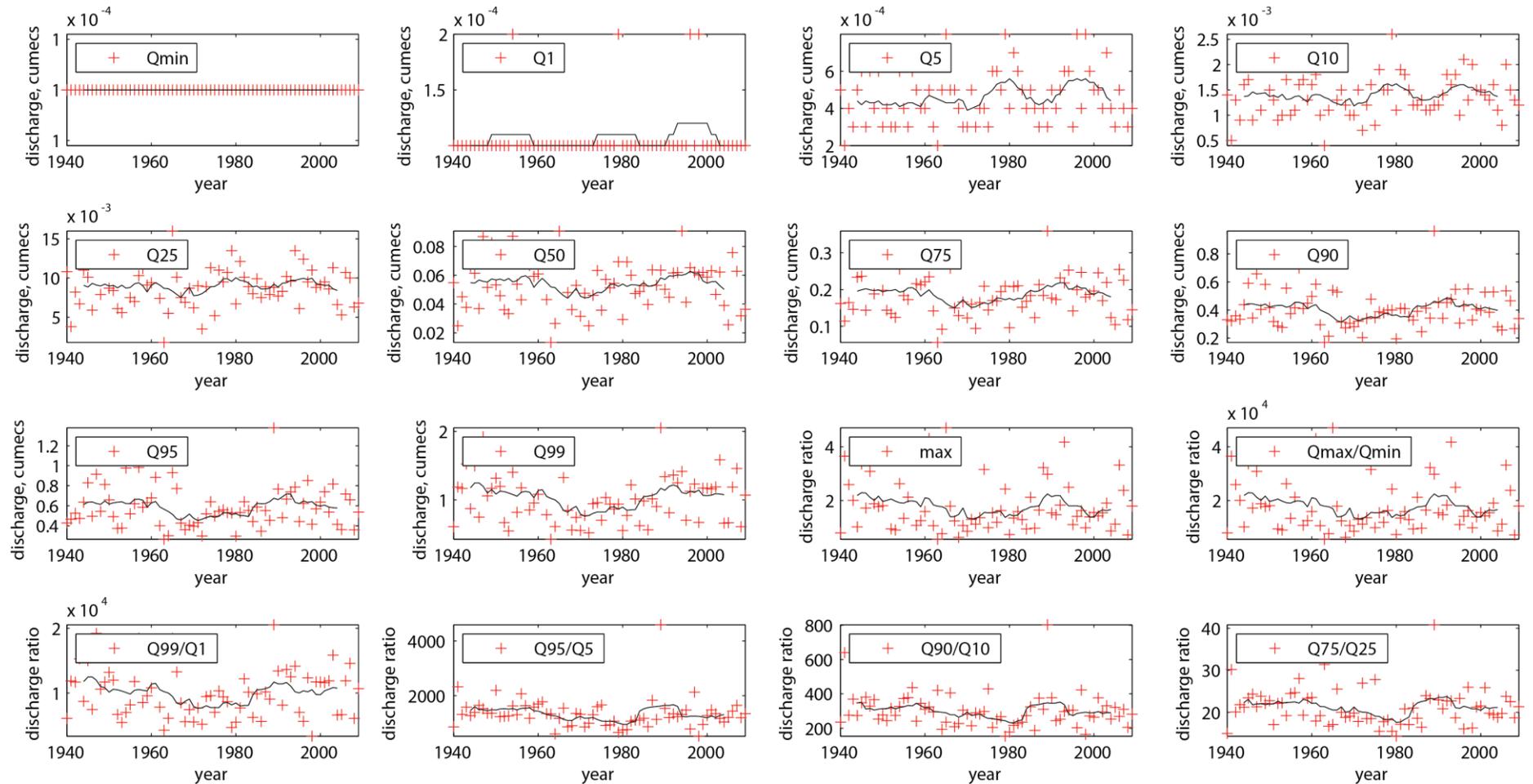
Résultats des débits neigeux pour le bassin versant de l'Avançon pour chaque année hydrologique.

Annexe 17



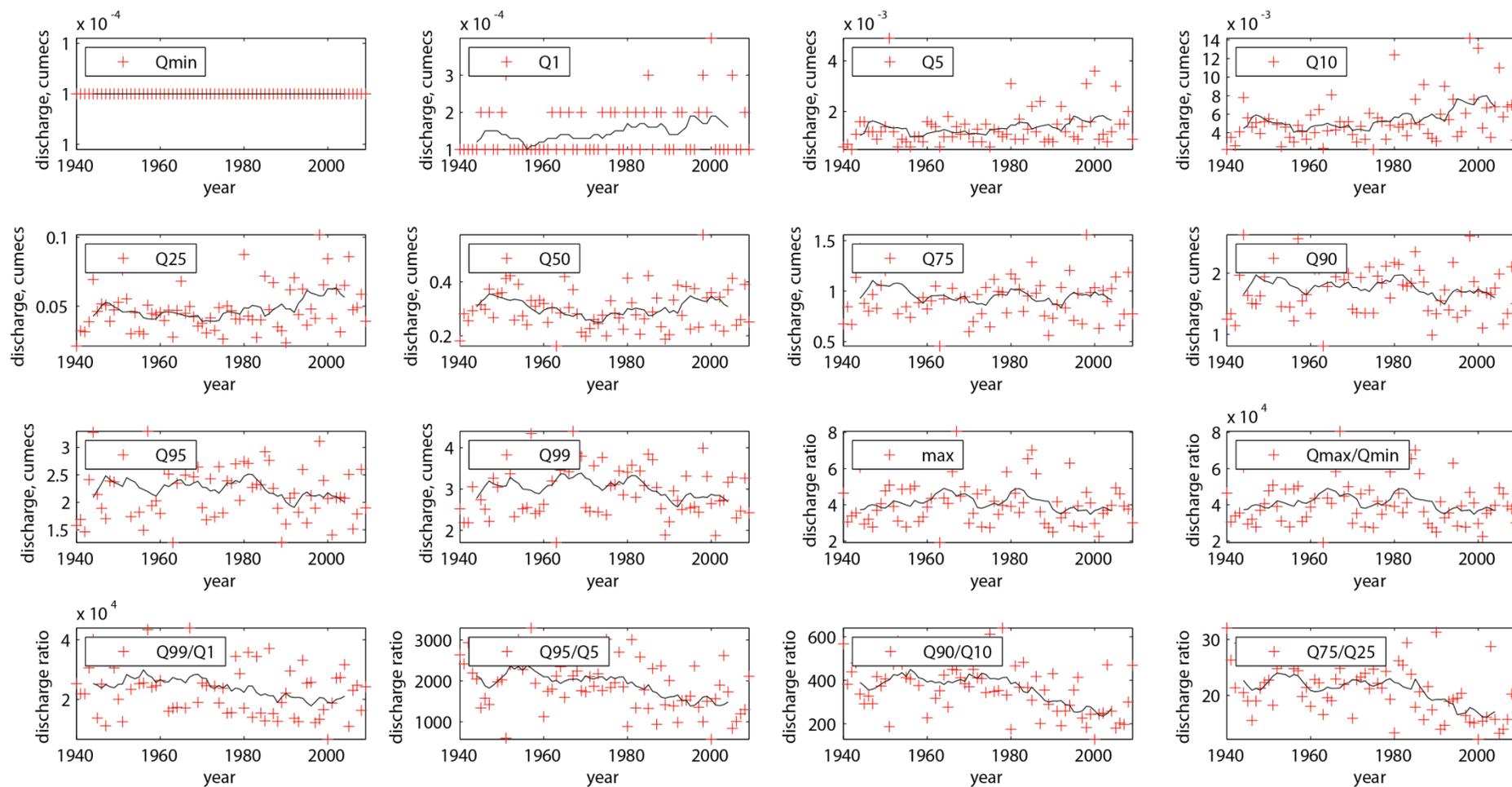
Résultats des débits neigeux pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes automnales.

Annexe 18



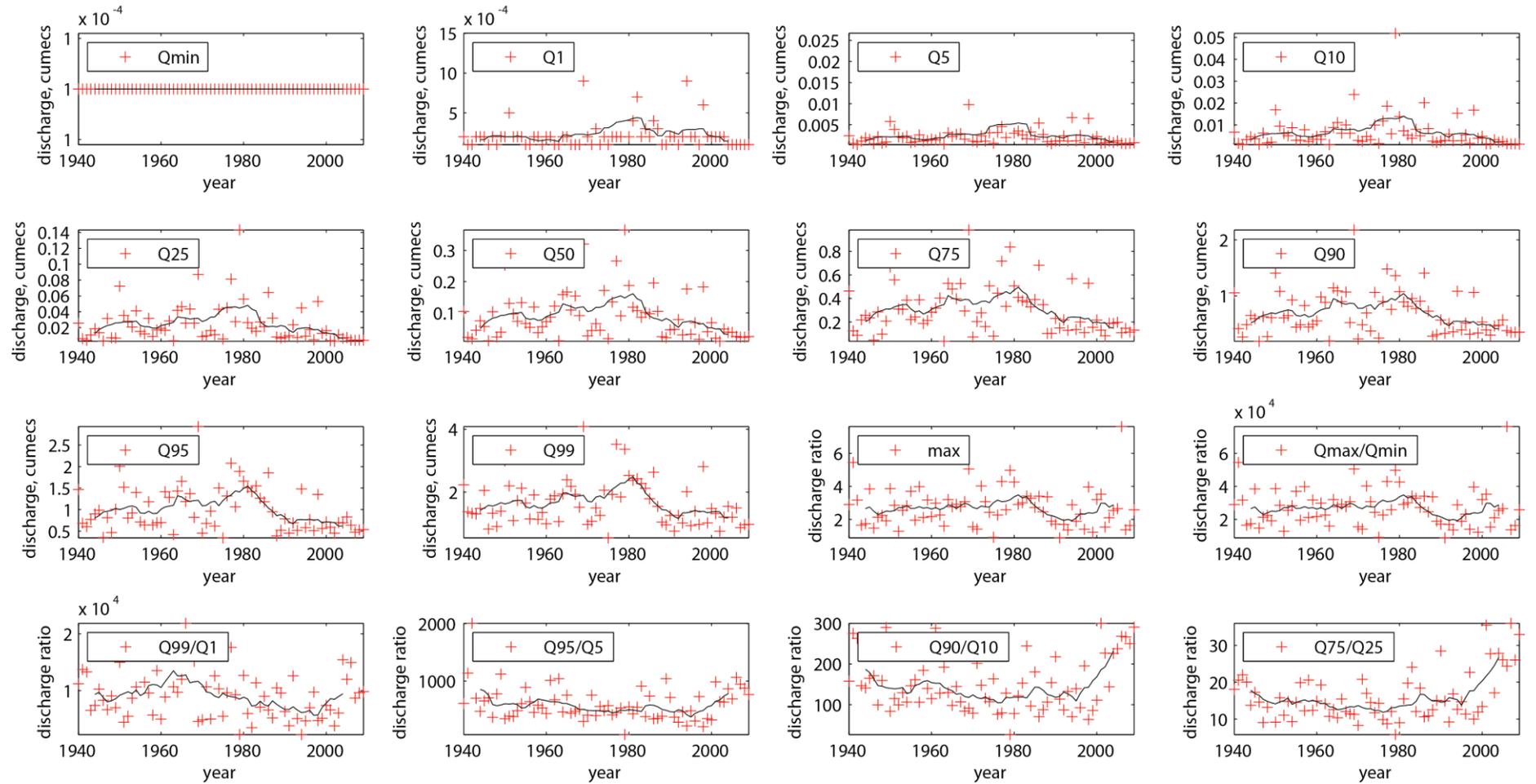
Résultats des débits neigeux pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes hivernales.

Annexe 19



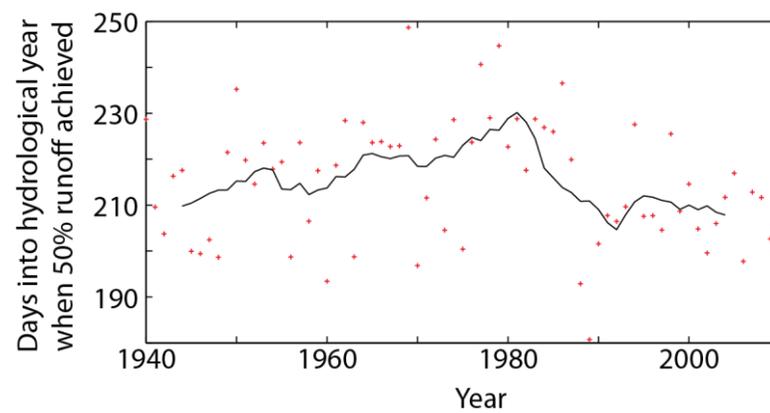
Résultats des débits neigeux pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes printanières.

Annexe 20



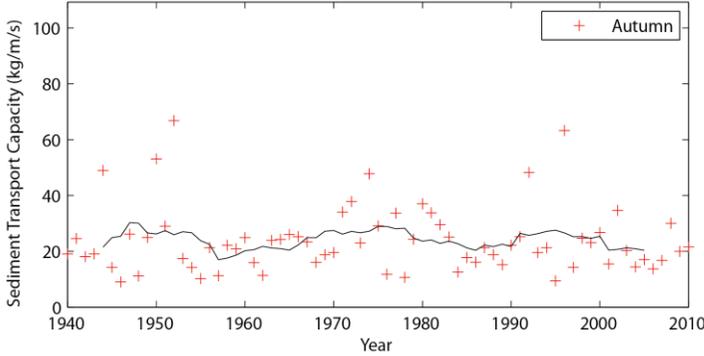
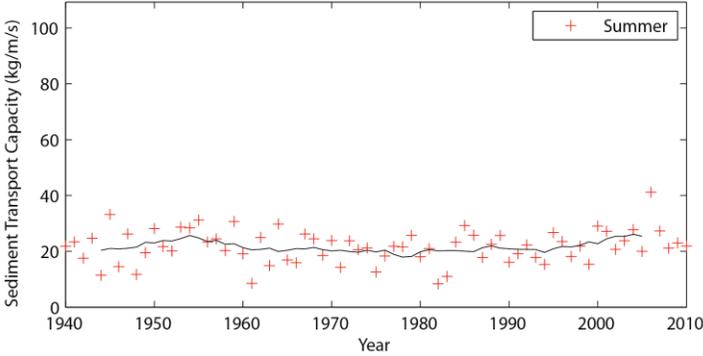
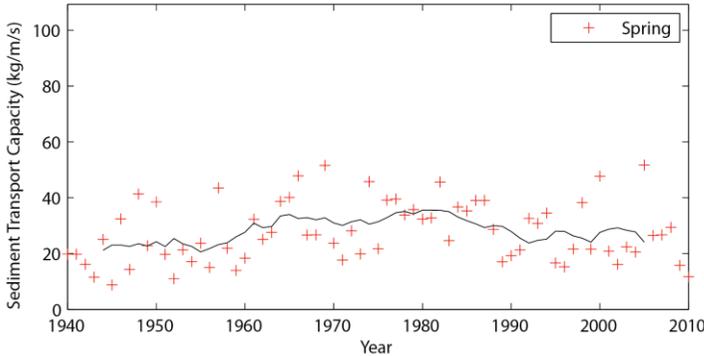
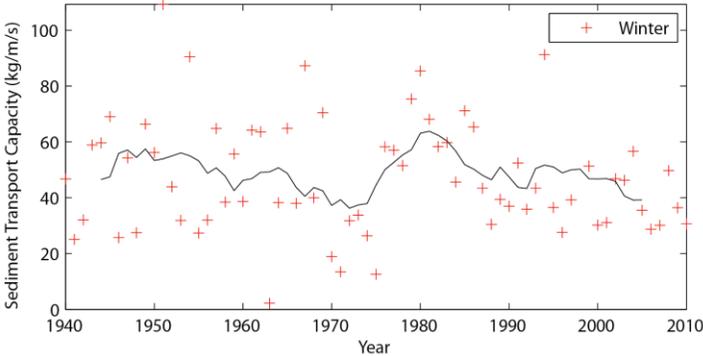
Résultats des débits neigeux pour le bassin versant de l'Avançon pour les périodes estivales.

Annexe 21



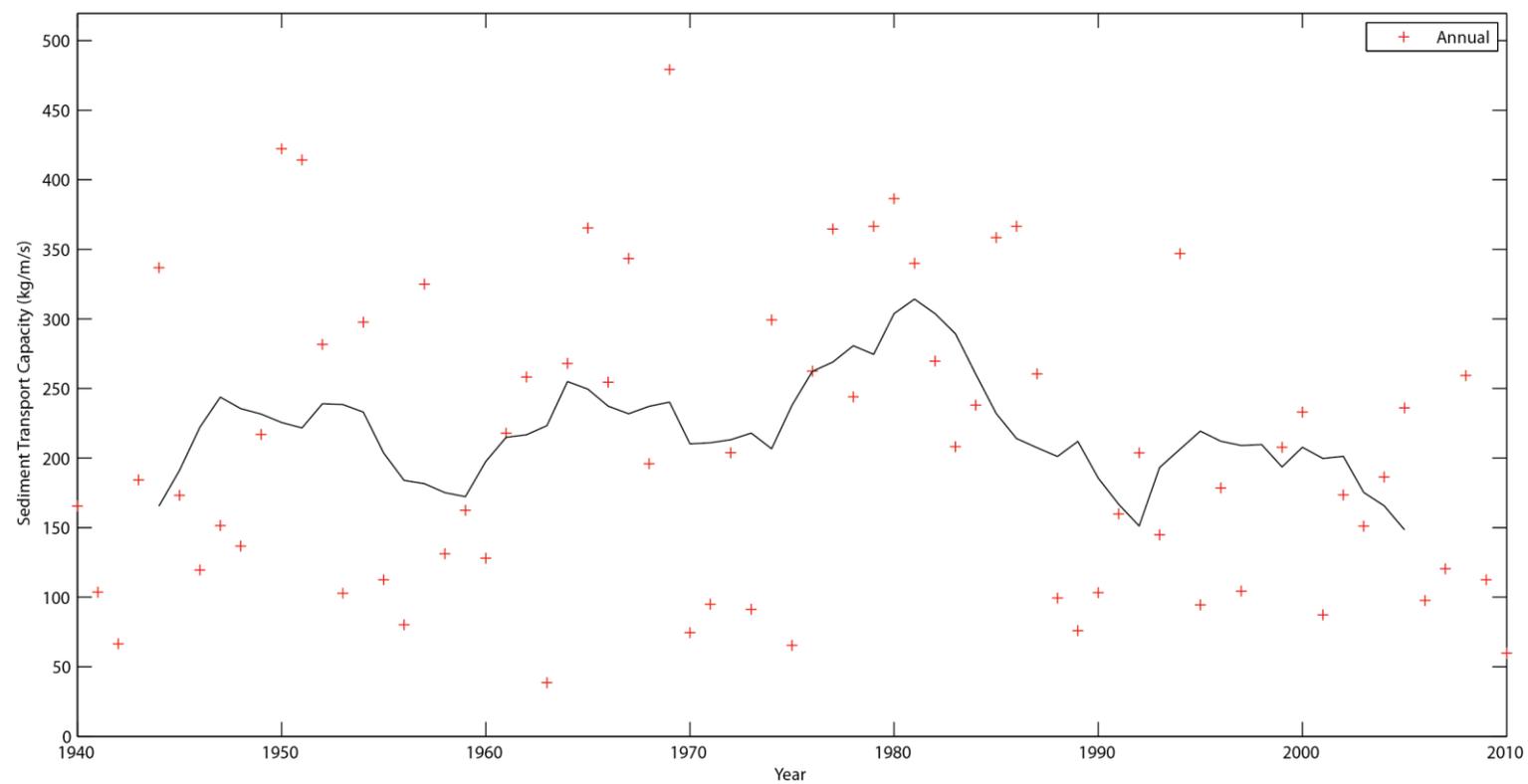
Le nombre de jours durant l'année hydrologique où le débit neigeux est supérieur à 50%.

Annexe 22



Résultats de la capacité de transport de la rivière Nant pour la période 1940 – 2010.

Annexe 23



Résultats de la capacité de transport de la rivière Nant pour la période 1940 – 2010.