

Appui au SCHAPI 2014 – Module 1
- Rôle et contribution des eaux
souterraines d'origine karstique
dans les crues de la Loue à
Chenecey-Buillon
Rapport final
BRGM/RP-63844-FR
décembre 2014

BRGM/RP-63844-FR
décembre 2014

Appui au SCHAPI 2014 – Module 1 - Rôle et contribution des eaux souterraines d'origine karstique dans les crues de la Loue à Chenecey- Buillon

Rapport final

BRGM/RP-63844-FR
décembre 2014

Étude réalisée dans le cadre des projets
de Service public du BRGM 2014 14RSE1506

J.-B. Charlier, J.-F. Desprats, B. Ladouche

Vérificateur :

Nom : JC MARECHAL

Date : 05/01/2015

Signature :

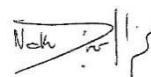


Approbateur :

Nom : N.DÖRFLIGER

Date : 28/01/2015

Signature :



En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.

Mots clés : Karst, Inondation, Jura, processus hydrogéologiques, aide à la prévision

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Charlier J.-B., Desprats J.-F., Ladouche B. - 2014. Appui au SCHAPI 2014 – Module 1 – Rôle et contribution des eaux souterraines d'origine karstique dans les crues de la Loue à Chenecey-Buillon, Rapport BRGM/RP-63844-FR.

Synthèse

La contribution des eaux souterraines aux crues est une problématique traitée dans le cadre de la convention entre le BRGM et la DGPR (Direction Générale de la Prévention des Risques) pour le compte du SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations). Deux modules ont été définis pour l'année 2014 :

- l'étude du rôle des écoulements karstiques sur la genèse des crues du bassin de la Loue à Chenecey-Buillon, pour le compte du SPC Rhône amont Saône ;
- le suivi du site expérimental de Warloy-Baillon et la mise en œuvre d'une modélisation semi-globale et du modèle maillé des hautes eaux de la Somme, pour le compte du SPC Artois – Picardie.

Ce programme de travail est financé à 80% par la DGPR, et à 20% par le BRGM dans le cadre de ses actions d'appui aux politiques publiques.

Le présent rapport fait référence au premier module, sur l'étude du rôle des eaux karstiques sur les crues de la Loue. Prédire les crues sur les bassins karstiques est un défi, car les karsts sont des hydrosystèmes hétérogènes conceptualisés par une double, voire triple porosité, engendrant un fonctionnement non linéaire. Des échanges surface/souterrain complexes se produisent. Les karsts très filtrants peuvent ré-infiltrer la totalité des eaux de ruissellement sur leur impluvium et dans le même temps générer de fortes crues à leur exutoire via les écoulements rapides dans les réseaux de conduits souterrains. De plus, sur les bassins karstiques, les formations plus marneuses à l'affleurement vont conduire à produire du ruissellement qui sera dans certains cas difficiles de différencier des écoulements rapides issus des karsts. C'est pourquoi mieux prédire les crues sur bassins karstiques nécessite tout d'abord de mieux comprendre le fonctionnement des systèmes karstiques qui les composent, puis d'en déterminer leur contribution lors des crues. Ceci passe par une approche qui doit prendre en compte les spécificités des processus hydrogéologiques qui se produisent au sein de ces aquifères.

L'objectif général de cette étude SCHAPI-BRGM 2014 est d'améliorer la compréhension du rôle des karsts sur la genèse des crues de la Loue à Chenecey-Buillon, en vue de préciser les modèles de prévision de crue. Ce bassin karstique situé au cœur des plateaux du Jura draine de nombreuses sources dont les deux plus spectaculaires sont celles de la Loue et du Lison. Le climat montagnard marqué sur l'amont du bassin pose également la question du rôle des karsts lors des crues de fonte de neige. Les objectifs spécifiques de cette étude sont :

- de redéfinir les données d'entrée du bassin en identifiant les unités karstiques et en caractérisant la pluie moyenne correspondante ;
- de construire un schéma de fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques principaux (la Loue et le Lison) en modélisant les flux à l'aide d'une approche de modélisation conceptuelle ;
- de caractériser les contributions du karst aux crues en étudiant les écoulements latéraux sur les tronçons de rivière entre deux stations hydrométriques à l'aide d'un modèle de propagation de l'onde de crue.

Les résultats montrent qu'un nouveau découpage de l'espace en unités hydro(géo)logiques à partir de la délimitation des bassins hydrogéologiques est à privilégier (1) pour une modélisation des flux, et (2) pour tenir compte de la variabilité spatiale de la pluie. L'analyse des pluies

moyennes de ces unités à partir d'une méthode corrélatrice montre qu'une optimisation de la pluie de bassin utilisée en opérationnel peut être opérée à partir de postes d'altitude (non pris en compte aujourd'hui par le SPC) qui peuvent porter une information importante, liée à la neige notamment. L'importance de la position des postes pluviométriques le long du gradient d'altitude est également mise en évidence.

La réévaluation du débit total des deux sources de la Loue et du Lison nous a permis de proposer un nouveau schéma de fonctionnement des principaux systèmes karstiques du bassin. Les résultats montrent dans les deux cas un rôle important de la recharge localisée (via des pertes) sur les écoulements lors des crues. L'alimentation du karst de la Loue par les pertes du Doubs – ré-estimées à la hausse – semble être la principale composante du débit d'étiage et une composante importante du débit de crue. L'estimation d'une chronique de débit de la Sarrazine – trop-plein de la source du Lison – a permis de déterminer les débits de crue totaux du karst du Lison qui atteignent comme le karst de la Loue des débits de pointe de près de 80 m³/s chacun.

La caractérisation des contributions des différents sous-bassins aux crues de la Loue a permis de préciser le rôle du karst à ces crues. Les deux sources de la Loue et du Lison peuvent contribuer entre ¼ à 1/3 du pic de crue à Chenecey selon le remplissage des karsts mais surtout selon le niveau d'humidité des sols qui jouent un rôle non négligeable sur l'aval du bassin. Les débits à Chenecey-Buillon sont fortement contrôlés par les deux stations de Vuillafans et Myon pour lesquelles nous avons montré que le karst contribuait à la quasi-totalité des écoulements. L'augmentation de la saturation du bassin va donc augmenter la contribution des écoulements superficiels, sans pour autant qu'ils deviennent majoritaires a priori même dans le cas des plus fortes crues. La fonte du manteau neigeux est un processus fondamental pour comprendre les crues les plus importantes. Les résultats montrent que les karsts restituent très rapidement la recharge nivale, amplifiant leur rôle dans le cas où le stock de neige est localisé sur les plateaux.

Suite à ces résultats importants qui ont montré que le karst contribue de façon majeure aux crues les plus fortes de la Loue à Chenecey-Buillon, des préconisations sont faites en vue d'améliorer la prévision des crues.

Remerciements : Les auteurs tiennent à remercier vivement Pierre-Emmanuel Laurent de la DREAL Franche-Comté pour avoir ouvert les portes des stations, Yannick Cadet de la DDT25 pour ses conseils avisés sur l'hydro(gé)ologie de la Loue. EDF est vivement remercié pour le partage des données de la Loue à Mouthier.

Sommaire

1. Introduction.....	11
2. Présentation du site et des données disponibles	13
2.1. SITE D'ETUDE	13
2.1.1. Présentation du bassin de la Loue à Chenecey-Buillon	13
2.1.2. Contexte hydrogéologique	15
2.1.3. Secteurs géomorphologiques	18
2.1.4. Schéma conceptuel des systèmes karstiques des plateaux jurassiens	22
2.2. DONNEES DISPONIBLES.....	23
2.2.1. Données spatiales	23
2.2.2. Données temporelles	23
3. Traitement des données et modèles utilisés	27
3.1. METHODE D'ANALYSE DE LA PLUIE DE BASSIN PAR PONDERATION DES CHRONIQUES DE PLUIE.....	27
3.1.1. Principe.....	27
3.1.2. Variables d'entrée et paramétrisation.....	28
3.2. APPROCHE STATISTIQUE DES DEBITS CLASSES	28
3.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE PLUIE-DEBIT	30
3.4. MODELE DE PROPAGATION DE L'ONDE DE CRUE DANS LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE AVEC ECOULEMENTS LATERAUX.....	32
3.4.1. Problématique.....	32
3.4.2. Modèle de l'onde diffusante avec écoulements latéraux	33
3.4.3. Stratégie de calibration	35
4. Découpage de l'espace et analyse de la spatialisation des données d'entrée	37
4.1. DECOUPAGE DES BASSINS ET DES UNITES HYDRO(GEO)LOGIQUES	37
4.1.1. Objectif et critères pour la délimitation des unités	37
4.1.2. Compilation des données cartographiques et des connaissances hydrogéologiques	37
4.1.3. Découpage des bassins hydro(géo)logiques.....	38
4.1.4. Unités hydro(géo)logiques et tronçons.....	40
4.2. ANALYSE DE LA PLUIE SPATIALISEE	41
4.2.1. Estimation de la pluie de bassin à partir des pluviomètres utilisés par le SPC en opérationnel.....	42
4.2.2. Optimisation de la pluie de bassin par l'intégration de postes supplémentaires ...	43
4.2.3. Influence orographique sur la pondération des pluviomètres	44

5. Fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques de la Loue et du Lison...	47
5.1. SYSTEME KARSTIQUE DES SOURCES DE LA LOUE	47
5.1.1. Présentation du système	47
5.1.2. Relations entre pertes du Doubs et sources de la Loue.....	52
5.1.3. Modèle conceptuel du karst des sources de la Loue à Ouhans	59
5.1.4. Modèle conceptuel de la Loue à Mouthier	64
5.1.5. Définition d'une relation entre « Loue Canal » et « Loue Mouthier ».....	67
5.1.6. Schéma de fonctionnement et implication pour la prévision des crues	67
5.2. SYSTEME KARSTIQUE DE LA SOURCE DU LISON	68
5.2.1. Présentation du système	68
5.2.2. Relation entre la source du Lison et le trop-plein de la Sarrazine	71
5.2.3. Modèle conceptuel du karst du Lison	72
5.2.4. Schéma de fonctionnement et implication pour la prévision des crues	75
6. Contribution du karst aux crues de la Loue	77
6.1. CARACTERISTIQUES DES UNITES HYDRO(GEO)LOGIQUES ET DES TRONÇONS.....	77
6.2. CHOIX DES INDICATEURS KARSTS DU BASSIN LOUE-LISON	78
6.2.1. Analyse des chroniques piézométriques disponibles et des sources identifiées comme IK potentiel.....	78
6.3. ANALYSES DES EPISODES DE CRUE REMARQUABLES	82
6.4. FONCTIONNEMENT DU BASSIN LORS DES CRUES.....	99
6.5. PRECONISATIONS POUR AMELIORER LA PREVISION	100
7. Conclusion.....	103
8. Bibliographie	107

Liste des illustrations

Illustration 1. Bassin de la Loue à Chenecey-Buillon sur fond topographique (BD Alti 50m)	14
Illustration 2. Synthèse des précipitations annuelles et des maxima journaliers sur le bassin Loue-Lison le long du gradient d'altitude entre Besançon (307 m NGF), Epenoy (752 m NGF), Pontarlier (831 m NGF) et Mouthe (939 m NGF).....	15
Illustration 3. Carte géologique au 1/1 000 000 du bassin Loue-Lison (Fonds Géologiques 1/1 000 000 BRGM ©).....	16
Illustration 4. Log géologique du massif du Jura (Chauve, 2006) et localisation des principaux aquifères et aquicludes du bassin Loue-Lison	17

Illustration 5. Reculée de la Loue et profils schématiques au niveau des tronçons traversés par la Loue (Bichet et Campy, 2008).....	19
Illustration 6. Source de la Loue (à gauche) et du Lison (à droite) - clichés Brgm.	20
Illustration 7. Gorges de Nouailles (à gauche), source du Pontet (au centre), et cascade du Verneau (à droite) - clichés Brgm.	20
Illustration 8. Vallée de la Loue (à gauche) et Puits de la Brême (à droite) - clichés Brgm.	21
Illustration 9. Schéma hydrogéomorphologique des bassins karstiques (Bichet et Campy, 2008)	22
Illustration 10. Données mesurées disponibles au pas de temps journalier et horaire.....	24
Illustration 11. Cartographie du réseau de mesure sur fond géologique (Fonds Géologiques 1/1 000 000 BRGM ©).....	25
Illustration 12. Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1997).	29
Illustration 13. interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés.	30
Illustration 14. Modèle hydrogéologique à réservoirs adapté aux systèmes karstiques	31
Illustration 15. Schématisation des processus latéraux dominants lors des crues selon différents états hydriques initiaux sur un tronçon entre deux stations hydrométriques amont I (inflows) et aval O (outflows). (d'après Charlier et al. 2013)	33
Illustration 16. Propagation de l'onde de crue entre I (inflows) et O (outflows) avec apports ou pertes répartis de manière uniforme sur la longueur du cours d'eau (d'après Moussa, 1996).	34
Illustration 17. Compilation des données de traçages (DREAL Franche Comté) et des bassins hydro(géo)logiques sur fond géologique (Fonds Géologiques 1/1 000 000 Brgm ©).....	39
Illustration 18. Bassins hydro(géo)logiques vs. bassins topographiques sur fond géologique (BRGM 1/1 000 000) (Fonds Géologiques 1/1 000 000 Brgm ©).	40
Illustration 19. Découpage du bassin Loue-Lison en Unités Hydro(géo)logiques (UH) et Tronçons (TR).....	41
Illustration 20. Pondération par méthode corrélatrice des pluviomètres utilisés en opérationnel pour les stations du bassin Loue-Lison	42
Illustration 21. Corrélogrammes croisés entre les différents pluviomètres utilisés en opérationnel et les débits à Chenecey-Buillon	43
Illustration 22. Pondération par méthode corrélatrice de l'ensemble des pluviomètres disponibles pour les stations du bassin Loue-Lison	43
Illustration 23. Comparaison des altitudes pondérées des postes pluviométriques avec les altitudes des stations hydrométriques (a), avec les altitudes moyennes des polygones de Thiessen des postes pluviométriques du bassin (b), avec les altitudes moyennes des bassins hydro(géo)logiques (c).....	44
Illustration 24. Arrivées d'eau principales des sources de la Loue (Loue Vasque à gauche et Loue Canal à droite) - clichés Brgm.	48
Illustration 25. Localisation des arrivées d'eau au niveau des sources de la Loue et équipement hydrologique sur les principales arrivées d'eau de Loue vasque et Loue canal, et du point intégrateur de la Loue à l'usine EDF de Mouthier.	48
Illustration 26. Bassin hydrogéologique des sources de la Loue et bassin versant des pertes du Doubs (d'après Carte Géologique Harmonisée 1/50 000 BRGM ©)	50
Illustration 27. Contexte géologique des pertes du Doubs et de la source de la Loue (Bichet et Campy, 2008 modifié d'après Chauve (2006)).....	51
Illustration 28. Bassin hydrogéologique des sources de la Loue et de la Loue à Mouthier (d'après Carte Géologique Harmonisée 1/50 000 BRGM ©)	52

Illustration 29. Jaugeages différentiels le long du Doubs au niveau de la zone de capture connectée aux sources de la Loue (d'après Chauve, 2006).....	53
Illustration 30. Relations entre débit du Doubs en amont des pertes (confluence) et le débit des pertes mesurées par jaugeage, et interprétation hydrogéologique du déficit d'écoulement (Jacquemin, 1984)	54
Illustration 31. Courbe enveloppe du débit total des pertes en fonction du débit amont (DIREN, 1995)...	55
Illustration 32. Tronçons et sous-bassins de la zone de pertes du Doubs en connexion avec les sources de la Loue.	56
Illustration 33. Modélisation des écoulements latéraux sur les deux tronçons des pertes du Doubs entre Pontarlier et la confluence avec le Druegon, et entre la confluence et Ville-du-Pont	57
Illustration 34. Modèle d'estimation des pertes du Doubs en fonction des débits amonts sur les deux tronçons de la zone de capture du Doubs (période du 01/07/2004 au 01/03/2012) - comparaison avec les modèles existants.....	58
Illustration 35. Modèle d'estimation des pertes du Doubs en fonction des débits amonts sur les deux tronçons de la zone de capture du Doubs (période du 01/07/2004 au 01/03/2012) - comparaison avec les modèles existants.....	59
Illustration 36. Modèle d'estimation des pertes du Doubs en fonction des débits amonts sur les deux tronçons de la zone de capture du Doubs (période du 01/07/2004 au 01/03/2012) - comparaison avec les modèles existants.....	59
Illustration 37. Hydrogrammes des stations des sources de la Loue ; l'hydrogramme des pertes du Doubs correspond à la simulation avec 10% d'erreur sur les débits du Doubs	60
Illustration 38. Modèle conceptuel du karst des sources de la Loue à Ouhans	61
Illustration 39. Paramétrisation du modèle réservoir des sources de la Loue à Ouhans par calage sur la période 11/1993-05/1995 au pas de temps journalier	62
Illustration 40. Calage du modèle du karst de la Loue sur la mesure à « Loue Canal » (en bas) sur la période 11/1993-05/1995.....	63
Illustration 41. Validation du modèle du karst de la Loue sur la mesure à « Loue Canal » (en bas) sur la période 09/2003-11/2006.....	63
Illustration 42. Modèle conceptuel du karst des sources de la Loue à Ouhans	65
Illustration 43. Paramétrisation du modèle réservoir des sources de la Loue à Mouthier par calage sur la période 1998-2000 au pas de temps journalier	65
Illustration 44. Calage du modèle sur la Loue à Mouthier sur la période 09/1998-08/2000.....	66
Illustration 45. Validation du modèle Loue Mouthier sur la période 10/2000-09/2012	66
Illustration 46. Loue Canal vs. Loue à Mouthier sur les débits moyens journaliers	67
Illustration 47. Source du Lison (vasque instrumentée) et grotte Sarrazine à sec – clichés Brgm.....	68
Illustration 48. Résurgence du Lison et instrumentation	69
Illustration 49. Bassin de la source du Lison et de la Sarrazine (d'après Carte Géologique Harmonisée 1/50 000 BRGM ©).....	70
Illustration 50. Source du Lison vs. Trop-plein de la Sarrazine (1979-1980) ; Modélisation de la courbe hystérésis au pas de temps horaire.....	71
Illustration 51. Paramètres de la fonction hystérésis de la relation Trop-plein de la Sarrazine vs. Source du Lison (1979-1980) au pas de temps horaire	72
Illustration 52. Hydrogrammes des stations du karst du Lison.....	72
Illustration 53. Modèle conceptuel de la source du Lison et de la Sarrazine	73

Illustration 54. Paramétrisation du modèle réservoir de la source du karst du Lison par calage sur la période 09/1993-05/1996 au pas de temps journalier.....	74
Illustration 55. Calage du modèle du karst du Lison sur la période 09/1993-05/1996.....	75
Illustration 56. Validation du modèle du karst du Lison sur la période 09/1996-12/2012	75
Illustration 57. Découpage du bassin en 5 Unités Hydro(géo)logiques (UH) et 3 tronçons (TR)	77
Illustration 58. Caractéristiques des UH du bassin Loue-Lison et des contributions potentielles des eaux karstiques et de ruissellement de surface lors des crues.....	78
Illustration 59. Chronique d'un an du niveau d'eau du piézomètre d'Arçon et des deux sources Loue canal et du Lison	79
Illustration 60. Chronique d'un an du niveau d'eau du Puits de la Brême et des deux sources Loue canal et du Lison	79
Illustration 61. Débits classés des chroniques Loue canal (à gauche en bleu) et de la source du Lison (à droite en rouge)	80
Illustration 62. IK vs. IS pour la source de la Loue (à gauche en bleu) et la source du Lison (à droite en rouge)	81
Illustration 63. Chronique IK et IS pour les sources Loue canal (en haut) et du Lison (en bas).....	81
Illustration 64. Synthèse des crues analysées	82
Illustration 65. Grille de lecture des hydrogrammes pour l'analyse des crues	83
Illustration 66. Crue du 25/12/1995	85
Illustration 67. Crue du 20/02/1999	87
Illustration 68. Crue du 25/10/1999	89
Illustration 69. Crues du 04 et 09/03/2006	91
Illustration 70. Crues du 07 et 22/12/2010	93
Illustration 71. Crue du 09/10/2012	95
Illustration 72. Crue du 08/10/2003	97
Illustration 73. Schéma de fonctionnement des crues de la Loue indiquant les contributions potentielles du karst et du ruissellement de surface pour chaque UH.....	100
Illustration 74. Réseau hydrographique de la Loue en amont de sa confluence avec le Lison (Chauve et al., 1980).....	113
Illustration 75. Réseau hydrographique du Lison (Cabinet Reilé P ascal, 2005).....	114

Liste des annexes

Annexe 1 Réseau hydrographique et sources du bassin de la Loue.....	111
---	-----

1. Introduction

Prédire les crues sur les bassins karstiques est un défi car les karsts sont des hydro systèmes hétérogènes conceptualisés par une double, voire triple porosité, engendrant un fonctionnement non linéaire. Des échanges surface/souterrain complexes se produisent car les karsts très perméables peuvent ré-infiltrer la totalité des eaux de ruissellement sur leur impluvium et dans le même temps générer de fortes crues à leur exutoire via les écoulements rapides dans les réseaux de conduits souterrains. De plus, sur les bassins karstiques, les formations plus marneuses à l’affleurement vont conduire à produire du ruissellement qui sera dans certains cas difficile de différencier des écoulements rapides issus des karsts. C’est pourquoi **mieux prédire les crues sur bassins karstiques nécessite tout d’abord de mieux comprendre le fonctionnement des systèmes karstiques qui les composent, puis d’en déterminer leur contribution lors de l’épisode de crue**. Ceci passe par une approche qui doit prendre en compte les spécificités des processus hydrogéologiques qui se produisent au sein de ces aquifères.

Depuis plusieurs années, **les développements méthodologiques dans le cadre de la convention SCHAPI-BRGM sur les crues de bassins karstiques ont abouti à la mise en place d’outils de diagnostic pour évaluer le rôle du karst sur la genèse des crues**. Ces outils font appel à des approches variées définies à partir des spécificités des bassins étudiés : sous la forme d’Indicateur Karst (IK) basé sur l’évolution de la piézométrie (Fleury et al., 2010 ; 2011), sous la forme d’indicateurs cartographiques prenant en compte le rôle combiné du sol et du karst sur les bassins karstiques caractérisés par de fortes composantes marneuses en région provençale (Charlier et al., 2013), sous la forme de modélisation des écoulements latéraux par une approche débit-débit (Charlier et al., 2012 ; 2015).

Dans le cadre de la convention 2014, le SCHAPI a sélectionné le bassin de la Loue à Chenecey-Buillon suite à une demande du SPC Rhône amont-Saône pour une étude sur la partie karstique du tronçon réglementaire de la Loue. **L’objectif général est d’améliorer la compréhension du rôle des karsts sur la genèse des crues de la Loue à Chenecey-Buillon en vue d’améliorer les modèles de prévision de crue**.

Le premier axe de travail porte sur la redéfinition des données d’entrée du bassin. En effet, à l’heure actuelle, le découpage de la partie karstique du bassin de la Loue – sur la base d’un découpage topographique - répond aux mêmes critères que ceux de la partie où l’influence des écoulements karstiques est gommée par les processus de surface. Hors ce critère n’a pas de signification hydrologique sur les zones karstifiées qui peuvent ré-infiltrer l’ensemble des eaux de surface. Une analyse de la pluie moyenne de bassin sur la base d’un nouveau découpage est également nécessaire. Et dans le cas de ce bassin montagnard influencé par la fonte de neige, nous proposons une nouvelle estimation des pluies (en alternative aux techniques cartographiques classiques) en déterminant une pluie moyenne pondérée sur la base de corrélations avec le débit aux stations.

Le deuxième axe de travail porte sur le fonctionnement hydrogéologique des sources principales de la Loue et du Lison. En effet, bien que ces sources soient instrumentées depuis plusieurs décennies, les études antérieures sur le fonctionnement hydrogéologique de ces deux karsts s’avèrent rares, ne permettant pas d’analyser finement les processus de genèse de crue. De plus, du fait d’une configuration complexe des différents exutoires en regard des stations hydrométriques fonctionnelles, une nouvelle évaluation du débit total de ces deux principales émergences s’avère nécessaire en préalable. Pour cela, une analyse critique des données est réalisée et nous proposons un schéma de fonctionnement hydrogéologique

des sources de la Loue et du Lison sur la base d'une approche de modélisation conceptuelle des principaux processus de transfert.

Le troisième axe de travail porte sur la caractérisation des contributions des différents sous-bassins karstiques aux crues de la Loue. L'idée est de différencier les contributions des eaux souterraines d'origine karstique de celles des eaux superficielles par une approche débit-débit sur les différents tronçons du bassin. Pour cela, la déconvolution du débit est réalisée à l'aide d'un modèle de propagation de l'onde de crue qui tient compte des écoulements latéraux. Une analyse de différentes crues remarquables sous des conditions hydrologiques contrastées (sols et karsts plus ou moins saturés, crue de fonte de neige) va permettre de préciser le rôle du karst en spatialisant les contributions principales à l'échelle des sous-bassins.

2. Présentation du site et des données disponibles

2.1. SITE D'ETUDE

2.1.1. Présentation du bassin de la Loue à Chenecey-Buillon

a) *Situation*

Le bassin de la Loue à Chenecey-Buillon se situe au cœur du massif du Jura au sud-est de Besançon et s'étend sur la partie sud-est du département du Doubs aux frontières du département du Jura. La Loue prend naissance à Ouhans au niveau d'une source spectaculaire puis entaille le plateau d'Ornans (Illustration 1). Plus en aval, la vallée creusée en étoile s'élargit et la Loue est alimentée par deux cours d'eau principaux, la Brême en rive droite puis le Lison en rive gauche. Le Lison prend également naissance au niveau d'une source majestueuse à Nans-sous-Saint-Anne. Chenecey-Buillon qui est l'exutoire du bassin est la station la plus aval de la partie purement karstique du bassin de la Loue. Plus en aval, l'influence des alluvions et des terrains quaternaires dans le faisceau de Quingey puis le Val d'Amour avant la Bresse gomme le fonctionnement spécifiquement karstique de la Loue.

Le cours de la Loue karstique s'allonge sur 53 km depuis la source à 528 m d'altitude jusqu'à Chenecey-Buillon à 278 m. Son bassin d'alimentation est principalement situé sur les plateaux entre 400 et 900 m. Mais comme la source de la Loue draine les captures du Doubs en aval de Pontarlier, son bassin s'étend également vers la Haute-Chaîne à la frontière suisse jusqu'à plus de 1400 m d'altitude aux Mont Risoux et Mont d'Or. La surface totale du bassin Loue-Lison est de plus de 1700 km² en incluant l'impluvium du Doubs en amont des pertes.

Le réseau hydrographique est très épuré car composé principalement de la rivière Loue et de deux affluents principaux la Brême (16 km) et le Lison (25 km). Sur les plateaux, aucun écoulement de surface pérenne n'est observé à part dans le ruisseau du Château Renaud sur le bassin du Lison qui se ré-infiltre dans le plateau. La multitude de sources qui alimentent ce réseau en fond de vallée témoigne de l'importance des circulations souterraines dans le massif karstique (Illustration 1 et Annexe 1).

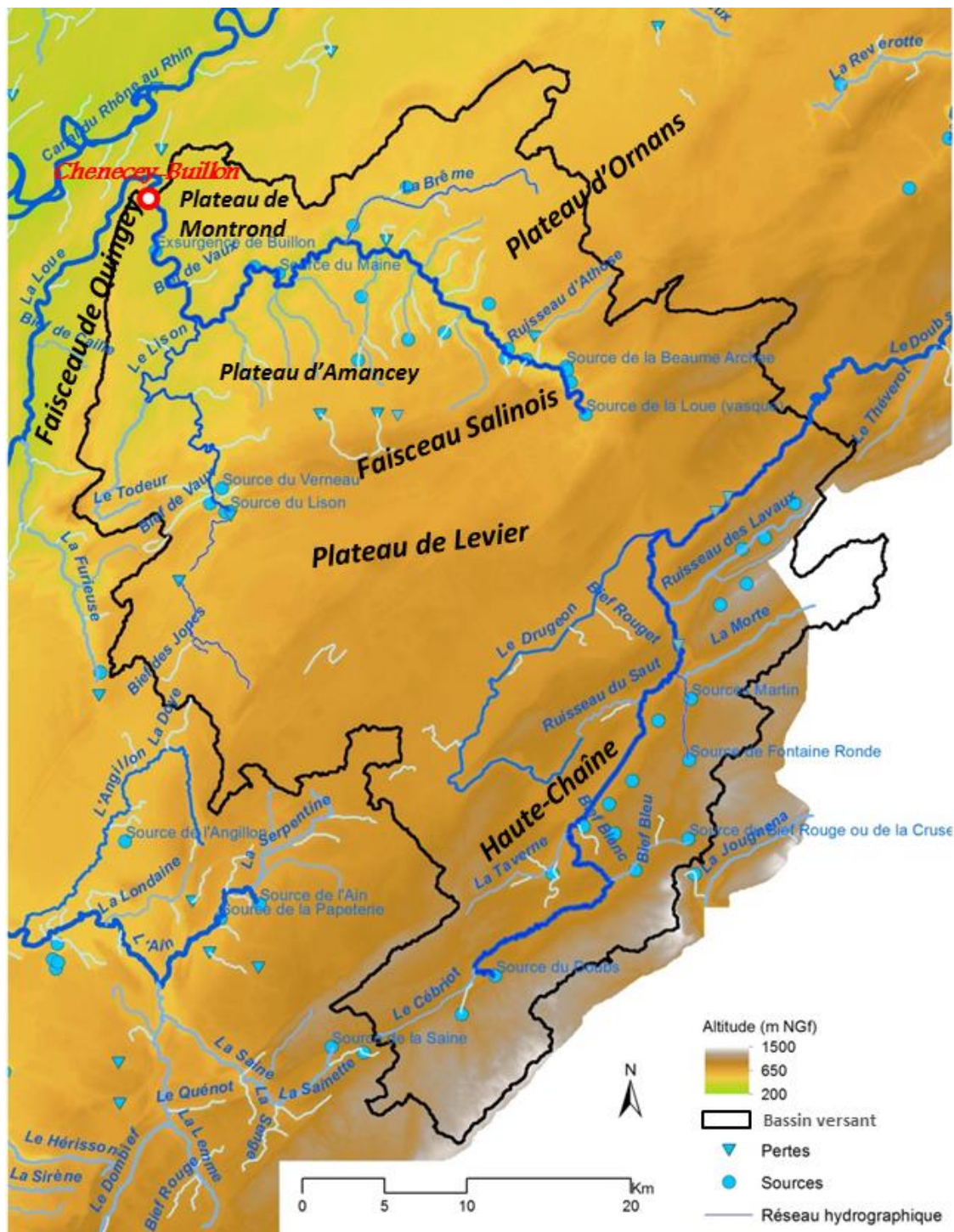


Illustration 1. Bassin de la Loue à Chenecey-Buillon sur fond topographique (BD Alti 50m)

b) Pluviométrie

Le climat est continental à montagnard en direction de la Haute-chaîne et marque un gradient net de pluviométrie avec l'altitude (Illustration 2). Les précipitations annuelles augmentent respectivement de 1181 mm à Besançon (307 m d'altitude) à 1767 mm à Mouthe au cœur de la

Haute-chaîne. L'essentiel de l'impluvium du bassin de la Loue étant situé sur les plateaux à des altitudes de plus de 750 m ; les précipitations y sont de 1400 à 1700 mm par an.

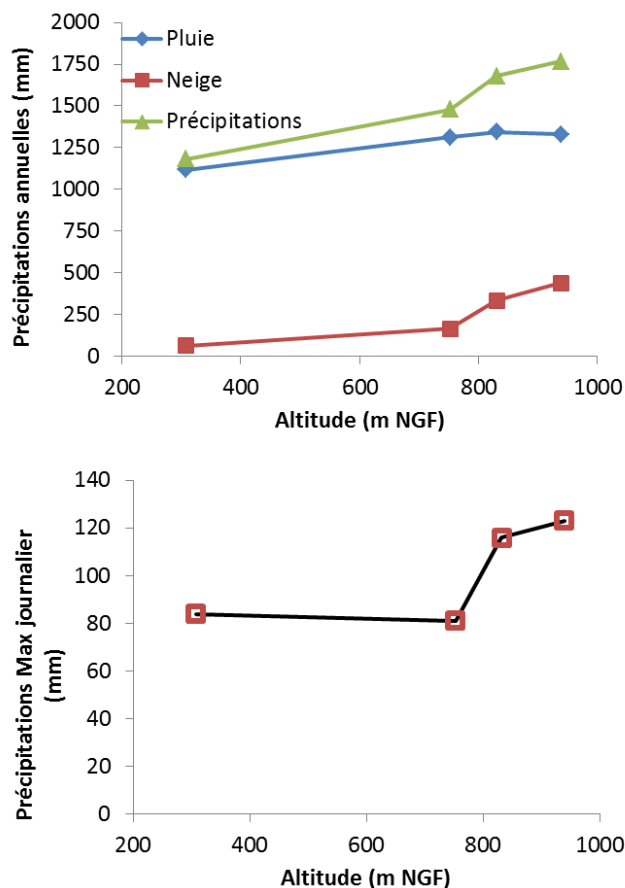


Illustration 2. Synthèse des précipitations annuelles et des maxima journaliers sur le bassin Loue-Lison le long du gradient d'altitude entre Besançon (307 m NGF), Epenoy (752 m NGF), Pontarlier (831 m NGF) et Mouthe (939 m NGF)

La distinction des précipitations pluvieuses et neigeuses montre que le régime des pluies est relativement homogène sur l'ensemble des plateaux autour de 1300 mm en moyenne. Le gradient des précipitations totales est en fait contrôlé par les précipitations neigeuses qui augmentent de 150 à 450 mm/an vers la Haute-Chaîne.

La variation inter-mensuelle moyenne est d'environ 30 mm (de 100 à 145 mm/mois à Epenoy) pour l'ensemble des stations ce qui indique une faible variabilité moyenne des précipitations saisonnières. Le bassin est donc arrosé régulièrement toute l'année et les longues périodes d'étiage sont rares et irrégulières d'année en année. Les maxima journaliers (Illustration 2) suivent également le gradient d'altitude avec des cumuls record atteignant 130 mm/jour sur la Haute-Chaîne.

2.1.2. Contexte hydrogéologique

La géologie du bassin se caractérise essentiellement par les formations jurassiques (en bleu sur l'illustration 3) entre un substratum triasique (en rose) et des affleurements Crétacé (en vert) en altitude. Les zones de plateaux où les formations sont globalement tabulaires sont bordées

par les faisceaux qui sont d'étroites bandes plissées et faillées. Au sud-est, les plis sont plus marqués sur la Haute-Chaîne créant un relief plus contrasté en altitude.

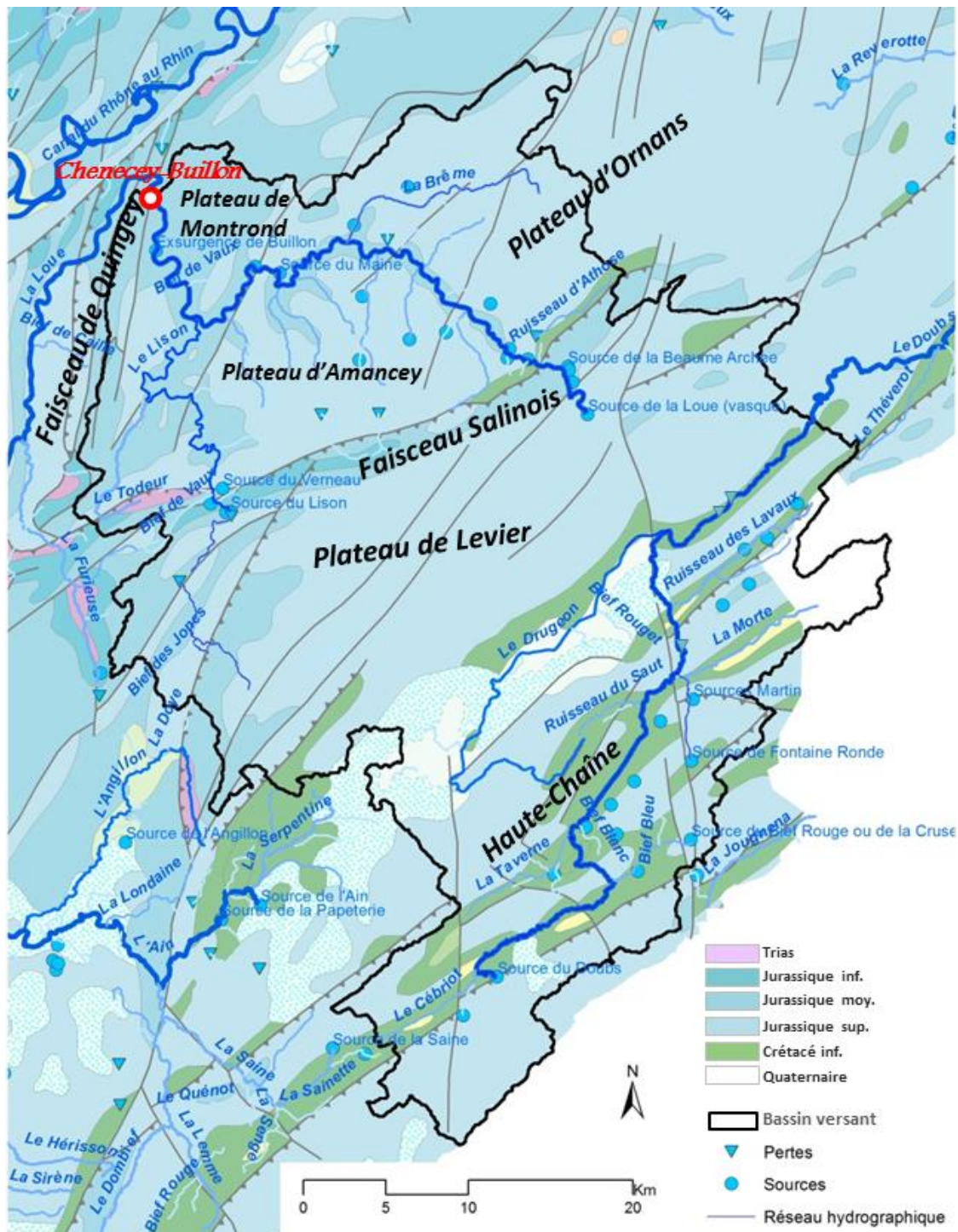


Illustration 3. Carte géologique au 1/1 000 000 du bassin Loue-Lison (Fonds Géologiques 1/1 000 000 BRGM ©)

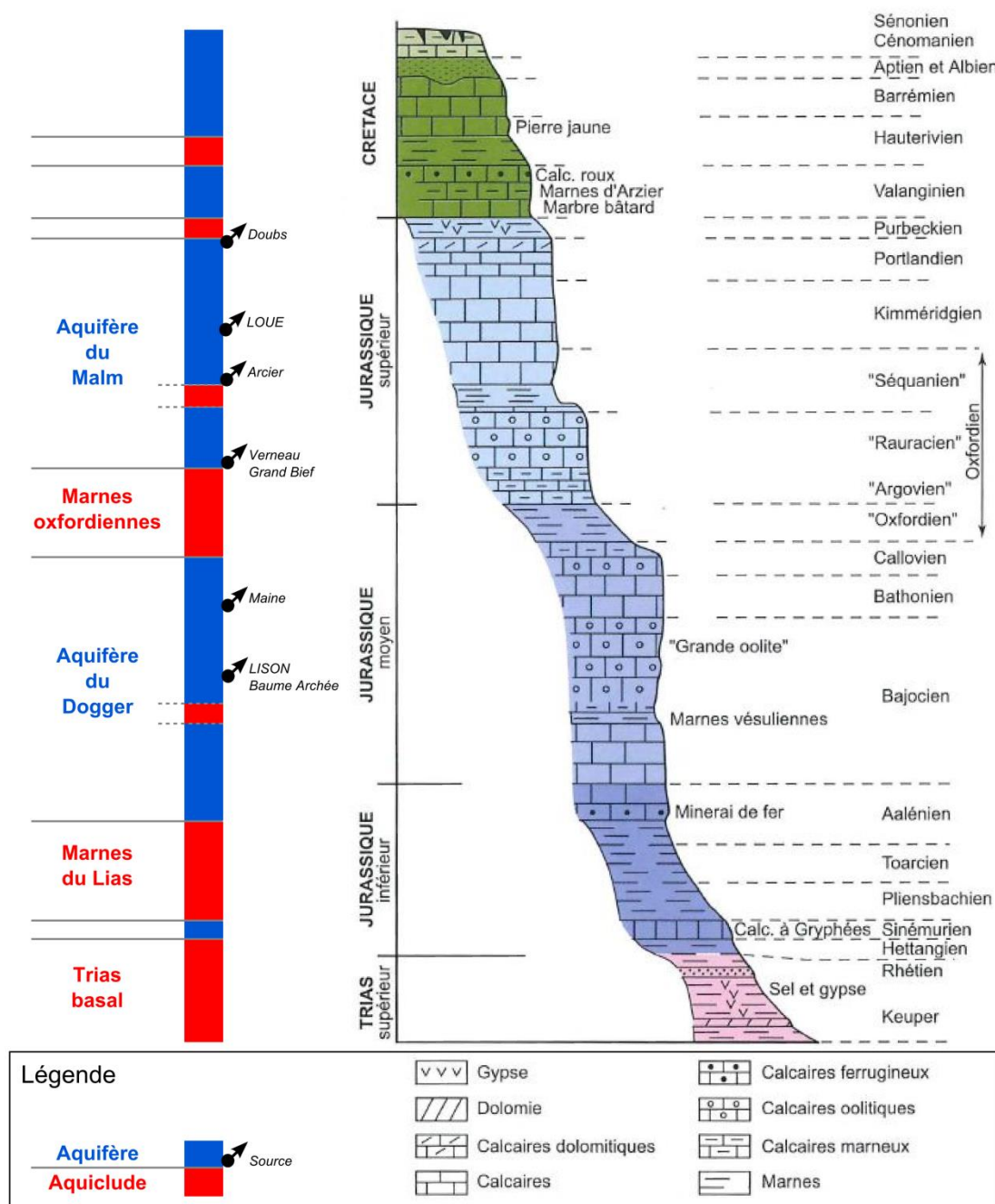


Illustration 4. Log géologique du massif du Jura (Chauve, 2006) et localisation des principaux aquifères et aquicludes du bassin Loue-Lison

Les principales formations aquifères et aquicludes sont formalisées sur le log géologique type du massif du Jura reproduit sur l'illustration 4. En localisant les sources les plus importantes sur le log, on constate que le bassin Loue-Lison draine principalement les deux séries aquifères du Malm et du Dogger, séparées par les marnes oxfordiennes :

- le Lias marneux de 200 m d'épaisseur joue le rôle de plancher de la zone d'étude. Il n'affleure que sur le faisceau salinois au niveau de Nans dans la vallée du Lison et dans la Haute vallée de la Loue ;

- l'aquifère du Dogger (Jurassique moyen) se développe du toit de l'Aalénien jusqu'au Callovien avec notamment les formations oolithiques du Bajocien et les calcaires compacts du Bathonien dans une puissante série calcaire de plus de 250 m entrecoupée de quelques lits marneux. Ces formations sont aquifères sur la Loue en aval d'Ornans et sur le Lison. Elles abritent un réseau de drains complexe et potentiellement très développé comme en témoigne le système Maine-Ecoutot-Brême qui draine le plateau d'Ornans depuis Vercel (Reilé, 2007) ;
- l'épaisseur des séries marneuses de l'Oxfordien (faciès Argovien) est de 100 à 150 m. Plusieurs études montrent une connexion possible entre les deux aquifères du Malm et du Dogger par l'amincissement voir la disparition totale de cet aquiclude par le biais des accidents tectoniques au niveau de la faille de Mamirolle (cas de l'aquifère de la source d'Arcier (Mettetal, 1985)), au niveau du faisceau Salinois (cas de la source du Lison), ou encore au niveau de l'accident de Pontarlier (relations pertes du Doubs-Source de la Loue (Chauve, 2006)) ;
- l'aquifère du Malm (Jurassique supérieur) se développe sur près de 400 m d'épaisseur depuis l'Oxfordien supérieur (faciès Rauracien) jusqu'au Tithonien. Les faciès calcaires variés (oolithiques, micritiques, compacts, et dolomitiques) sont recoupés par des bancs marneux au Kimméridgien. Affleurant sur toute la zone des plateaux d'Ornans, d'Amancey et de Levier, c'est la zone d'infiltration principale du bassin. Cette unité est l'aquifère principal du système hydrogéologique des sources de la Loue. Les marnes séquanienues peuvent compartimenter localement cette unité.

Les systèmes karstiques développés dans les deux séries aquifères du Malm et du Dogger donnent lieu à des systèmes superposés sur les plateaux. Ceux-ci sont drainés successivement par la haute vallée de la Loue en amont d'Ornans, puis par la vallée basse et sur le Lison à l'aval où les cours d'eau ont incisé le Jurassique moyen. L'analyse structurale du secteur montre que les circulations souterraines sont en lien avec la déformation des structures plissées (faisceaux et haute-chaîne), et notamment avec les zones d'abaissement d'axe des plis synclinaux (Chauve et al., 1986b). Ceci se vérifie pour les systèmes du Verneau et des sources de la Haute vallée de la Loue (Baume Archée, Grand Bief). Le drainage se fait vers les zones structurellement les plus basses et qui sont entaillées transversalement par les gorges. Au niveau des plateaux, les émergences se situent sur les points bas des structures faillées avec des directions d'écoulement dans le sens des abaissments des compartiments (source du Lison).

2.1.3. Secteurs géomorphologiques

Au cœur des reculées¹ de la Loue et du Lison qui découpent les Plateaux d'Ornans, d'Amancey et de Levier, les deux émergences principales sont les deux résurgences de la Loue et du Lison qui totalisent des débits moyens interannuels de près de 10 m³/s chacune, ce qui en fait les 3^{ème} et 4^{ème} sources de France (après les sources de Fontaine de Vaucluse et de La Rochefoucauld). Les autres émergences karstiques notables du bassin sont comparativement beaucoup plus petites avec des débits de crue estimés ne dépassant pas quelques m³/s exceptées les deux sources du Maine et de la Baume Archée qui pourraient totaliser plusieurs

¹ Les reculées constituent l'un des paysages typiques du Jura. C'est une longue vallée qui pénètre à l'intérieur d'un plateau calcaire à couches tabulaires et qui se termine brutalement au fond d'un cirque où jaillit une source (Bichet et Campy, 2008)

dizaines de m³/s en débit instantané (Chauve et al., 1980b ; Cabinet Reilé, 1999, 2002, 2005 ; Reilé, 2010).

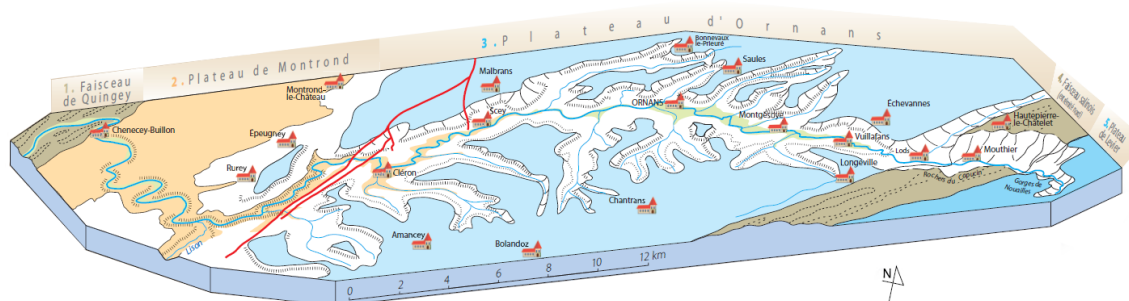


Illustration 5. Reculée de la Loue et profils schématisiques au niveau des tronçons traversés par la Loue (Bichet et Campy, 2008)

En lien avec l'illustration 5, quatre secteurs géomorphologiques peuvent être identifiés sur le bassin Loue-Lison avec de l'amont vers l'aval : le Plateau de Levier, le faisceau Salinois, le Plateau d'Ornans (et d'Amancey) et le Plateau de Montrond.

a) Le plateau de Levier : le bassin des sources de la Loue et du Lison

Le Plateau de Levier (Illustration 3) constitue la zone de recharge des deux principales sources du bassin : les sources de la Loue et du Lison. (Illustration 6). Ce plateau très vaste d'une altitude comprise entre 650 et 850 m NGF est marqué par une géologie tabulaire. Ce paysage monotone cache un réseau karstique très développé qui absorbe toutes les eaux de ruissellement des cours d'eau secondaires (Ruisseau de Château Renaud sur l'impluvium du Lison). En bordure est, le Plateau est bordé par la vallée du Doubs dont une partie des débits se ré-infiltre au profit des sources de la Loue.



Illustration 6. Source de la Loue (à gauche) et du Lison (à droite) - clichés Brgm.

b) La traversée du faisceau salinois

Le cours de la Loue traverse le faisceau salinois (Illustration 3) dans le prolongement des gorges Nouailles (Illustration 7). La structure géologique joue un rôle prépondérant dans l'organisation des systèmes karstiques : les bassins dessinent de minces bandes ouest-sud-ouest / est-nord-est, parallèles au faisceau Salinois (Mettetal, 1986).



Illustration 7. Gorges de Nouailles (à gauche), source du Pontet (au centre), et cascade du Verneau (à droite) - clichés Brgm.

Les sources les plus importantes sont en rive gauche : la Baume Archée (145 km²), Le Bief Poutot, La Baume de Lods. En rive droite : les sources du Moulin-Miguet et du Pontet, le Gouron, le Grand Bief à Lods. Seule cette dernière fait l'objet d'un suivi récent par l'UMR Chrono-Environnement (Observatoire Jurassic Karst).

C'est au niveau du faisceau salinois à Nans-sous-Ste-Anne qu'émerge la source du Lison dont l'impluvium s'étend largement sur le Plateau de Levier. D'autres systèmes karstiques de plus petite taille allongés dans l'axe du faisceau alimentent le Lison : les sources du Verneau (Illustration 7) et du Gyps.

c) La traversée du Plateau d'Ornans

En aval de Vuillafans, la Loue s'élargit et entaille le plateau d'Ornans (Illustration 8) en un chevelu de ruisseaux qui dessinent une reculée en étoile. On y distingue nettement sur les versants l'escarpement des falaises Rauraciennes à mi pente. La Loue en aval d'Ornans et le Lison en aval de Nans entaillent les marnes oxfordiennes qui cassent le relief abrupt des formations calcaires, et mettent en évidence les deux unités aquifères du Malm et du Dogger. On ne trouve plus de manifestation karstique aussi spectaculaires que sur la haute vallée de la Loue jusqu'à la source du Maine. L'affleurement des marnes oxfordiennes sur les vallons latéraux à la Loue permet au réseau hydrographique de se développer (e.g. la Brême sur sa partie amont, ruisseaux de Norvaux et de Boneille, etc.). Celui-ci est alimenté par les petits systèmes karstiques du Malm qui drainent le Plateau d'Amancey-Ornans.



Illustration 8. Vallée de la Loue (à gauche) et Puits de la Brême (à droite) - clichés Brgm.

En bordure du Plateau de Montrond à proximité de Cléron (Illustration 3), le système Brême-Maine-Ecoutot dans le Dogger est un système très complexe avec une karstification très développée comme en témoignent les circulations observées à la cheminée d'équilibre du Puits de Brême. Celle-ci, d'une hauteur de 35 m (Illustration 8) fonctionne en inversac et collecte des traçages injectés à plus de 25 km à vol d'oiseau depuis Vercel (Mettetal, 1986 ; Reilé, 2007). D'après certains auteurs, la source du Maine serait un des exutoires d'un vaste système karstique complexe sous le plateau d'Ornans.

d) La traversée du Plateau de Montrond

Ce Plateau regroupe les deux branches aval de la Loue jusqu'à Chenecey-Buillon et de la reculée du Lison. Dans ce secteur, la Loue et le Lison entaillent le Dogger et drainent des systèmes de petite envergure. L'exutoire du bassin à Chenecey-Buillon marque la limite du Plateau avec le faisceau de Quingey qui va canaliser la Loue dans une direction sud-ouest.

2.1.4. Schéma conceptuel des systèmes karstiques des plateaux jurassiens

A l'échelle du bassin Loue-Lison, nous pouvons conceptualiser les systèmes hydro(géo)logiques avec les caractéristiques suivantes (Illustration 9) :

- un réseau hydrographique principal au cœur des gorges qui draine l'ensemble des formations aquifères du Jurassique moyen et supérieur et qui s'avère être l'exutoire principal de l'ensemble des systèmes hydrogéologiques karstiques ;
- une zone de plateaux avec peu ou pas de réseau hydrographique pérenne sur le Jurassique supérieur et moyen. Les quelques cours d'eau existants se ré-infiltrent totalement via les zones de pertes ;
- une zone d'infiltration très épaisse de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur à l'image de la profondeur des reculées ;
- des échanges surface-souterrain importants et complexes comme en témoignent les zones de pertes (pertes du Doubs) ou l'inversac² du Puits de la Brême ;
- une zone saturée permettant de soutenir le débit de base des cours d'eau. L'importance de cette zone saturée est à la fois le résultat de la recharge issue des plateaux comme de la recharge issue de cours d'eau de bassins externes (pertes du Doubs) ;
- un degré de karstification élevé comme en témoigne le paysage karstique (sources au débit considérable, dolines, avens, etc.).

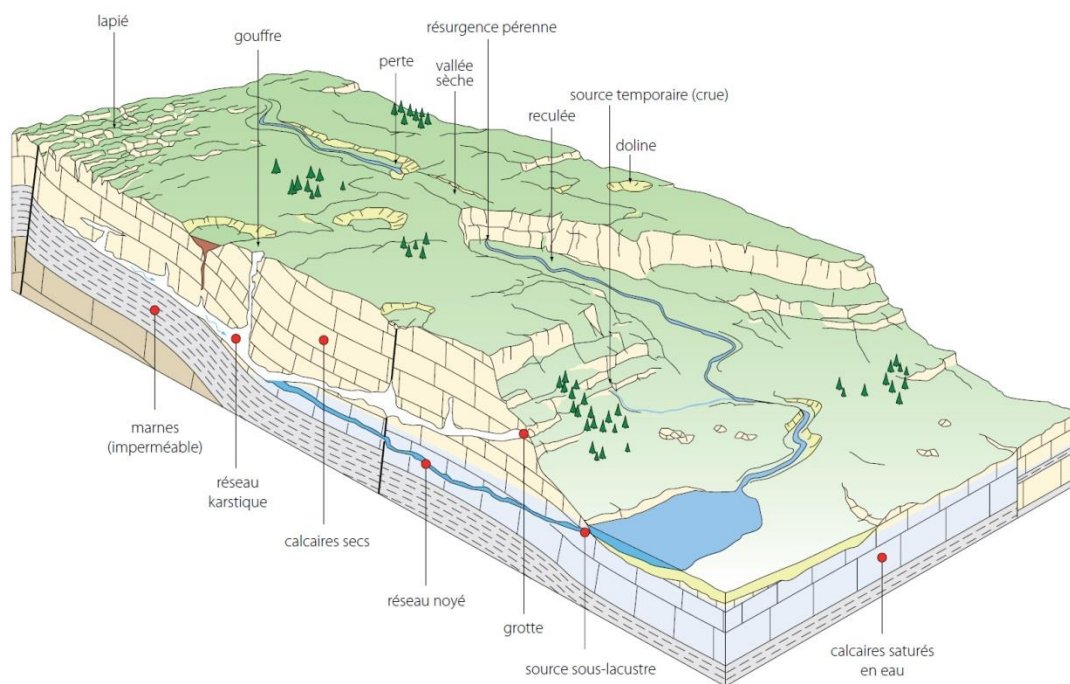


Illustration 9. Schéma hydrogéomorphologique des bassins karstiques (Bichet et Campy, 2008)

² Le Puits de la Brême fonctionne en perte en période de basses eaux et en débordement en période de hautes eaux, la période d'inversac qualifie ici le fonctionnement en période de hautes eaux (crue)

2.2. DONNEES DISPONIBLES

2.2.1. Données spatiales

L'acquisition des données spatiales sur la zone d'étude a porté sur :

- la topographie : IGN 1/25000 ;
- la géologie : carte géologique BRGM 1/1 000 000 et 1/50 000 ;
- le réseau hydrographique : BD CARTHAGE ;
- les données « eau » avec localisation des principales émergences et pertes : portail ADES
- les traçages artificiels : DREAL de Franche-Comté ;
- le découpage des unités hydro(géo)logiques : DREAL/SPR (Cadet Y., Communication personnelle) basé en partie sur le respect du module hydrologique aux stations hydrométriques ; notons que ce découpage est validé sur un critère de construction donné et correspond à un niveau de connaissance qui a localement évolué (nouveaux traçages, jaugeages, etc.) ;
- le découpage des bassins topographiques au droit des stations hydrométriques : donnée SPC RAS à partir du MNT50.

2.2.2. Données temporelles

a) Constitution des bases de données

Les données temporelles portent sur les précipitations, l'évapotranspiration potentielle (ETP), les débits, la piézométrie, et un indice d'humidité du sol. Deux pas de temps journalier et horaire sont compilés.

Au pas de temps journalier, la base de données porte sur :

- précipitation au sol (Meteo France) ;
- précipitation, Pluie et Neige radar SAFRAN (Meteo France) ;
- manteau neigeux radar SAFRAN (Meteo France) ;
- ETP au sol (Meteo France) ;
- humidité du sol : indice Uh2 SIM ISBA (Meteo France) ;
- débit (Banque Hydro) ;
- piézométrie (ADES).

Au pas de temps horaire, la base de données porte sur :

- précipitation au sol (Meteo France) ;
- débit (Banque Hydro) ;
- piézométrie (ADES).

Les données radar couvrent le bassin sur une maille de 8 km x 8 km. L'ensemble des données mesurées sont synthétisées dans l'illustration 10 et les stations sont localisées sur l'illustration 11.

Type de donnée	Site	Code station	Fournisseur	Dt=1j Oui (x) / Non (o)	Dt=1h Oui (x) / Non (o)
	Besançon	25056001	Meteo France	x	x
	Epenoy	25219002	Meteo France	o	x
	Levier SAPC	25334001	Meteo France	x	x
	Morteau SA	25411005	Meteo France	o	x
	Mouthe	25413001	Meteo France	x	o
	Pontarlier	25462001	Meteo France	x	x
	Supt	39522001	Meteo France	x	o
	Villeneuve-Amont	25621001	Meteo France	x	o
ETP	Besançon	25056001	Meteo France	x	o
	Pontarlier	25462001	Meteo France	x	o
Débit	Le Doubs à la Cluse-et-Mijoux [Pontarlier amont]	U2022010	Banque Hydro	x	x
	Le Doubs à Doubs;	U2022020	Banque Hydro	x	x
	Le Doubs à Ville-du-Pont	U2102010	Banque Hydro	x	x
	Le Dugeon à Vuillecin [2]	U2035020	Banque Hydro	x	x
	Le Muy à Dournon	U2639010	Banque Hydro	x	x
	Le Lison [source] à Nans-sous-Sainte-Anne	U2615820	Banque Hydro	x	x
	La Sarrazine à Nans-sous-Sainte-Anne	U261621	Banque Hydro	x	x
	Le Lison à Myon	U2615830	Banque Hydro	x	x
	Le Verneau à Nans-sous-Sainte-Anne	U2616410	Banque Hydro	x	x
	La Loue [source] à Ouhans [canal]	U2604060	Banque Hydro	x	x
	La Loue [source] à Ouhans [Vasque]	U2604050	Banque Hydro	x	x
	La Loue [source de la Loue] à Ouhans	U2604055	Banque Hydro	x	x
	La Loue à Vuillafans	U2604030	Banque Hydro	x	x
	La Loue à Chenecey-Buillon	U2624010	Banque Hydro	x	x
Niveau d'eau	La Loue à Ornans	U2604040	Banque Hydro	x	x
Piézométrie	Le Puits de la Brême	05301X0042/CN	ADES	x	o
	Piézomètre Arçon	05573X0132/SCE	ADES	x	o

Illustration 10. Données mesurées disponibles au pas de temps journalier et horaire

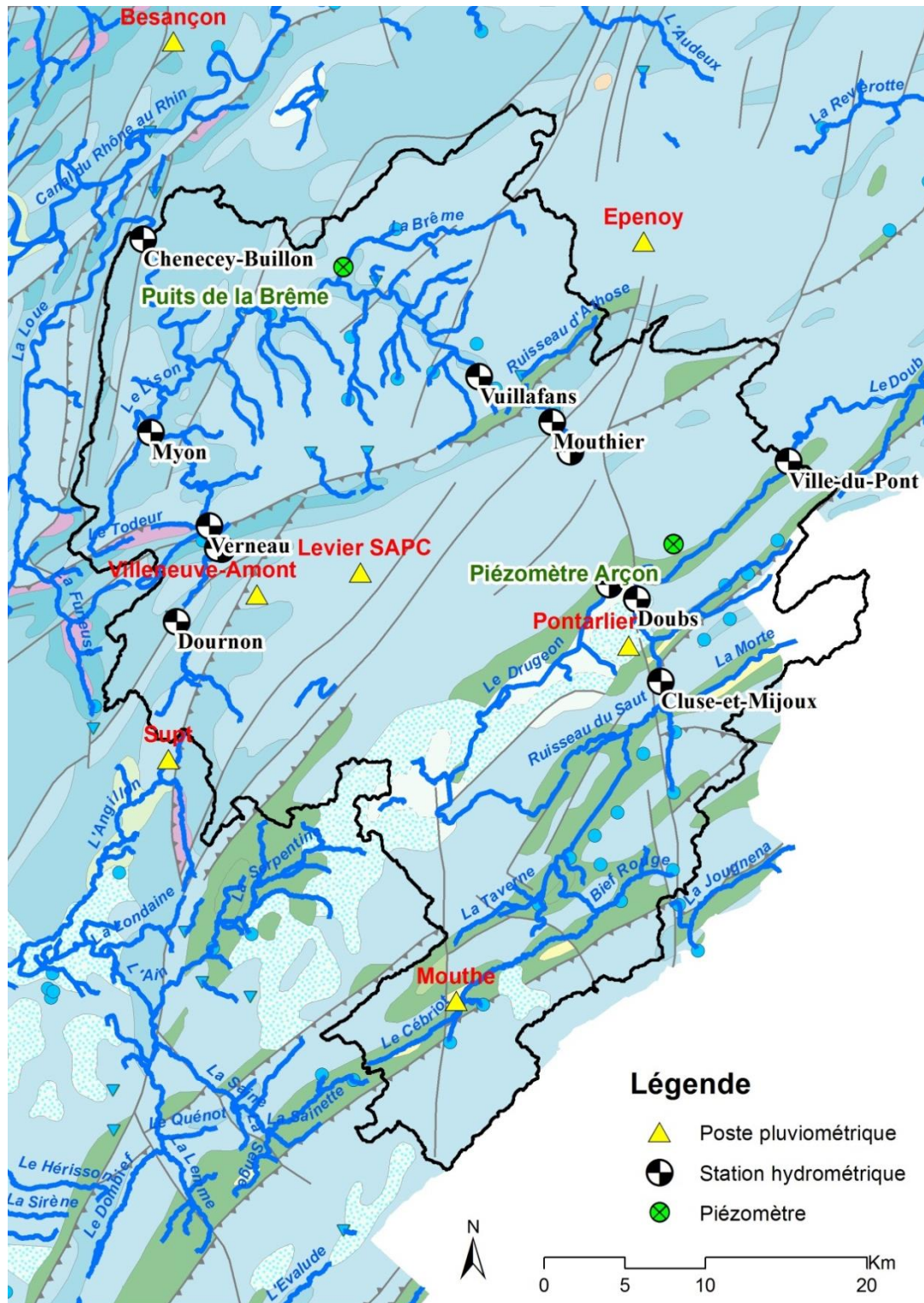


Illustration 11. Cartographie du réseau de mesure sur fond géologique (Fonds Géologiques 1/1 000 000 BRGM ©)

3. Traitement des données et modèles utilisés

Tout d'abord, le traitement des données utilisé dans cette étude porte sur deux types d'analyses :

- une analyse par traitement du signal par méthodes corrélatoires Pluie-Débit dans le but d'optimiser la combinaison des pluviomètres explicitant le débit à une station hydrométrique ;
- une analyse des débits classés pour évaluer la distribution des débits et identifier les seuils en lien avec les régimes d'écoulement à l'exutoire.

Ensuite, deux types de modèles sont utilisés :

- des modèles hydrogéologiques Pluie-Débit pour étudier le fonctionnement et la genèse des crues des principaux systèmes karstiques ;
- un modèle de propagation de l'onde de crue dans le réseau hydrographique avec écoulements latéraux pour étudier les contributions du karst aux crues (pertes ou apports sur un tronçon de rivière).

3.1. METHODE D'ANALYSE DE LA PLUIE DE BASSIN PAR PONDERATION DES CHRONIQUES DE PLUIE

3.1.1. Principe

La pondération des chroniques de pluie permet d'optimiser une combinaison linéaire de postes pluviométriques pour expliquer au mieux un débit (ou un niveau piézométrique). Pour cela, les poids associés aux différentes chroniques de pluie sont calculés de telle sorte que la fonction objectif représentée par le corrélogramme croisé:

Combinaison linéaire des Pluies -> Débit

ait une surface maximale pour un décalage appartenant au segment $[0, T]$ où T est le temps de concentration du système (exprimé en nombre d'incrémentes), qui correspond généralement au maximum du corrélogramme croisé.

De la même manière que la pluie possède une signature isotopique particulière en fonction de l'altitude, on recherche ici une signature 'corrélatoire' entre la pluie et le débit, indépendamment de la hauteur moyenne de la lame d'eau donnée par les isohyètes. L'incrément de temps utilisé pour la pondération des pluies dépend du problème posé : il doit être journalier lorsque le temps de concentration du système n'excède pas quelques jours ou quelques semaines. On choisira un pas décadaire lorsque le temps de concentration est de plusieurs mois.

Pour un débit (niveau piézométrique) donné, la combinaison optimale des séries pluviométriques ne fait généralement apparaître que les pluviomètres les plus représentatifs. Ceux qui sont éliminés de la combinaison sont soit redondants soit non représentatifs du débit observé. Les pluviomètres dont le poids est le plus important ne sont pas nécessairement ceux qui sont situés le plus près de la station de jaugeage (ou du piézomètre) ; ils peuvent éventuellement se situer à l'extérieur du bassin d'alimentation. L'analyse corrélatoire des pluies et des débits fait apparaître des influences climatiques à grande longueur de corrélation qui ne

sont pas nécessairement triviales au sein d'un même sous-bassin, influences qui peuvent être d'origine océanique ou conditionnées par le relief.

Pour plus de précisions sur la méthode, le lecteur est invité à consulter l'article de Pinault et Allier (2007). Le code utilisé est le logiciel Tempo du Brgm.

3.1.2. Variables d'entrée et paramétrisation

Dans le cas des bassins fortement filtrant et restituant les flux infiltrés aux rivières comme les karsts, la méthode peut être optimisée en prenant en compte la pluie efficace (au sens hydrogéologique du terme, i.e. la recharge) plutôt que la pluie brute. Cependant, deux types de recharge existent dans le karst, avec une recharge localisée qui est un signal moins filtré que la recharge diffuse. Nous avons donc conservé la pluie brute comme variable d'entrée, sachant que cela permet également de mieux tenir compte du ruissellement de surface sur les formations marneuses.

Du fait d'un temps de concentration de quelques jours pour l'ensemble des stations du bassin, le pas de temps utilisé est journalier. La chronique utilisée commence en 1993 (début de la chronique à Epenoy).

3.2. APPROCHE STATISTIQUE DES DEBITS CLASSES

La méthode d'analyse des débits classés a pour objectif de caractériser les différents régimes d'écoulement observables sur un exutoire. Il s'agit d'identifier des événements particuliers de type mise en fonctionnement d'un trop plein, fuites vers un autre système à partir d'une analyse des modifications qu'ils induisent sur les hydrogrammes (Marsaud, 1997).

La méthode proposée par Mangin (1971) consiste à classer les débits par groupes afin de mettre en évidence des valeurs de débits critiques : valeurs anormalement élevées ou faibles. Une loi statistique est ajustée liant les classes de débit à leurs fréquences d'apparition.

L'interprétation des graphes de débits classés repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative ; ces anomalies se marquent par des modifications de la pente de la droite (Illustration 12 et Illustration 13).

Cette méthode permet de :

- mettre en évidence la présence d'un impluvium fluctuant au travers des fuites ou d'apports éventuels pouvant se produire entre différents systèmes karstiques ;
- déterminer les conditions de mise en fonctionnement de trop-pleins ;
- vérifier la qualité de la station de jaugeage de l'exutoire.

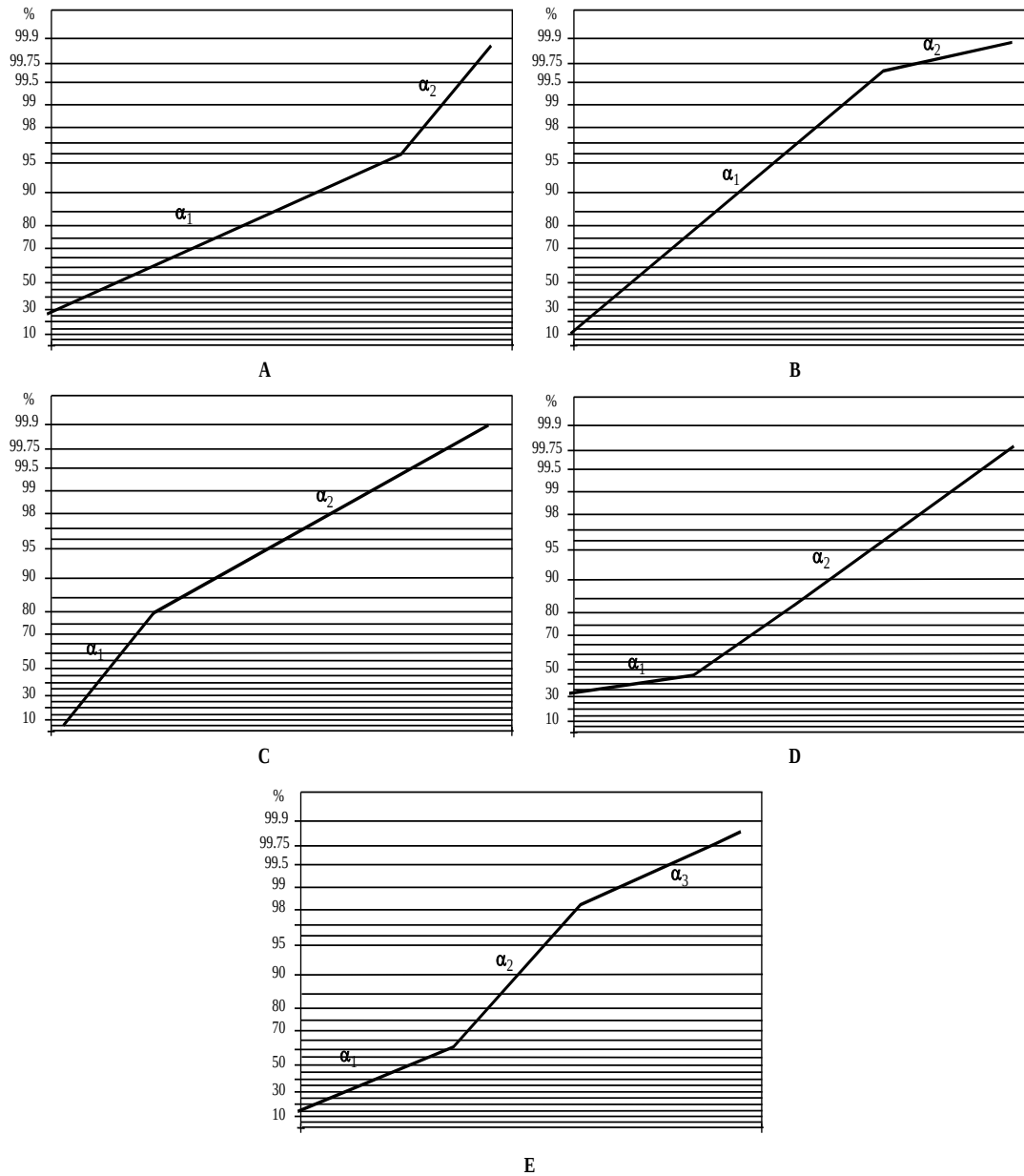


Illustration 12. Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1997).

Cas	Pentes des droites	Position de la rupture	Interprétation
A	$\alpha_2 > \alpha_1$	Forts Pourcentages	- Mise en fonctionnement de trop-plein - Fuites vers un autre système - Stockage momentané - Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux
B	$\alpha_2 < \alpha_1$		- Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système
C	$\alpha_2 < \alpha_1$	Faibles pourcentages	- Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
D	$\alpha_2 > \alpha_1$		- Constitution d'une réserve
E	$\alpha_2 > \alpha_1$ $\alpha_3 < \alpha_2$	Double rupture	- Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

Illustration 13. interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés.

3.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE PLUIE-DEBIT

a) Structure générique du modèle

La modélisation des débits aux sources karstiques est réalisée de manière globale à l'aide d'un modèle à réservoirs (e.g. Charlier et al., 2012). Le pas de temps (dt) utilisé est journalier, ce qui, au vu de certaines dynamiques infra-journalières dans les hydrosystèmes karstiques, va nous permettre de réaliser certaines simplifications des processus par soucis de parcimonie. Chaque réservoir représente un compartiment de l'aquifère (épikarst, conduit, matrice fissurée) dont la configuration de base est présentée en Illustration 14.

La pluie (P) du bassin est partagée selon deux types d'infiltration : une infiltration diffuse et localisée. La partition du bassin hydrogéologique où elles se produisent est réalisée via le paramètre X_{SOIL} . D'autres infiltrations localisées à partir d'un cours d'eau qui draine un bassin situé en dehors du bassin hydrogéologique peuvent également être ajoutées.

Le réservoir *Soil & epikarst* permet de calculer la part de la pluie qui va s'infiltrer de manière diffuse dans l'aquifère. Le réservoir *Soil & epikarst* stocke l'eau de pluie jusqu'à un seuil $H_{min SOIL}$ que l'on peut assimiler à la RFU (Réserve en eau Facilement Utilisable). Si la pluie est en excès par rapport à ce seuil, l'eau s'infiltré dans le système. L'évapotranspiration (ET) est estimée à partir des données d'évapotranspiration potentielle (PET) et du stock d'eau disponible dans le réservoir *Soil & epikarst*. L'eau qui s'infiltré dans l'aquifère est dissociée en écoulement lent dans la matrice fissurée (*Matrix*) et en écoulement rapide dans les conduits karstiques (*Conduit*) via le paramètre X_{SLOW} .

Des infiltrations localisées rapides peuvent être simulées à partir d'une partie de la pluie qui ruisselle sur les zones marneuses et qui rejoint directement le réseau de drainage via les pertes des cours d'eau ou des avens. Cette pluie peut être soumise à de l'évapotranspiration avant de générer du ruissellement. Cependant, comme la dynamique de ce processus est généralement infra-journalière sur des bassins de quelques dizaines de km², nous avons privilégié une simplification de la simulation de l'infiltration localisée en négligeant l'ET. Cette simplification permet de limiter le nombre de paramètres du modèle.

La somme des débits issus des deux réservoirs Matrix et Conduit correspond au débit de la source principale. Des écoulements de trop-plein provenant du réseau de drainage peuvent être simulés temporairement à l'aide d'une fonction qui s'active de manière temporaire.

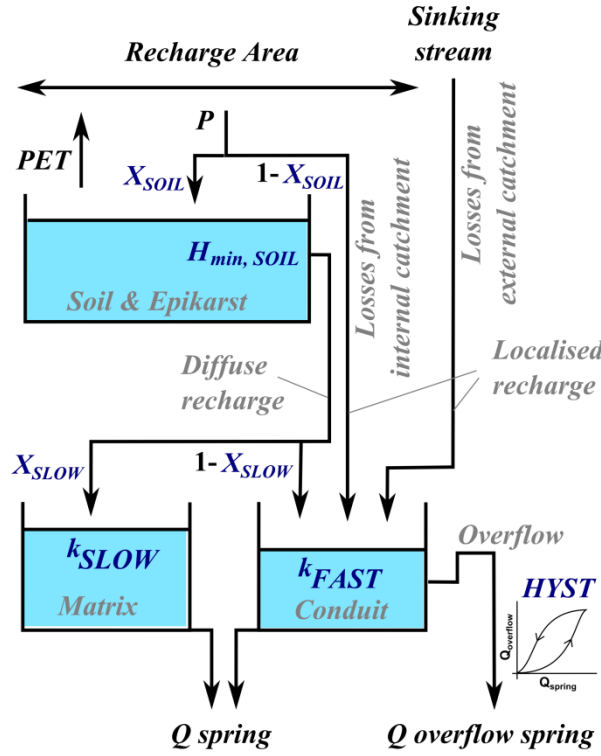


Illustration 14. Modèle hydrogéologique à réservoirs adapté aux systèmes karstiques

Chaque réservoir *Matrix* et *Conduit* a une entrée V_{in} [L^3] et une sortie V_{out} [L^3]. Le volume d'eau stocké, V , dans le réservoir est calculé selon l'équation suivante :

$$\frac{dV}{dt} = V_{in} - V_{out} \quad \text{avec} \quad V_{out} = k \cdot V$$

où k [T^{-1}] est une constante caractérisant la vidange du réservoir.

Pour simuler un trop-plein de la source caractérisé par un déphasage des ondes de crue entre la source principale et la source du trop-plein, nous avons utilisé une fonction hystérésis. Celle-ci est définie à partir de deux fonctions sigmoïdales en montée et décroue permettant de reproduire un fonctionnement intermittent à la source du trop-plein ($Q_{overflow}$) avec un amorçage fonction du débit à la source principale (Q_{spring}) suivant l'équation suivante :

$$Q_{overflow} = \begin{cases} \frac{1}{1 + e^{-a_1(Q_{spring})}} & \text{si montée de crue} \\ \frac{1}{1 + e^{-a_2(Q_{spring})}} & \text{si décroue} \end{cases}$$

Avec a_1 et a_2 les paramètres de l'hystérésis créée respectivement à partir des deux fonctions sigmoïdales de montée et décroue.

A partir de cette configuration générique du modèle, des réservoirs et des fonctions peuvent être ajoutés ou retirés selon les caractéristiques du système que l'on souhaite simuler. Il faut garder en tête que l'intérêt de ce type de modèle est la parcimonie de sa paramétrisation. Ainsi, le choix des réservoirs à intégrer doit répondre aux besoins principaux de simulation et ne pas forcément intégrer l'ensemble des processus qui peuvent se produire sur le bassin si leur contribution au fonctionnement s'avère négligeable.

b) Paramétrisation

Les entrées du modèle sont la pluie P et l'évapotranspiration potentielle PET moyenne du bassin, et la sortie est le débit calculé de la source qui est comparé à celui mesuré. Les conditions initiales sont i) un volume initial nul dans le réservoir *Soil & epikarst* (on choisit dès lors de commencer la simulation à l'issue d'une période sèche), ii) un niveau initial dans le réservoir *Matrix* qui est calculé à partir du débit observé avant l'épisode de crue ($H_{SLOW} = Q_{spring} \times dt / Recharge\ area) / k_{SLOW}$), iii) un niveau initial dans le réservoir *Conduit* égal à 0.

Les paramètres peuvent être fixés à partir d'une première analyse des données ou optimisés. k_{SLOW} peut être estimé à partir des courbes de récession en étiage, comme les paramètres de la fonction hystérésis a_1 et a_2 à partir de la relation $Q_{overflow}$ vs. Q_{spring} . Une optimisation est à rechercher pour k_{FAST} , les paramètres de partage X_{SOIL} et X_{SLOW} , et $H_{min\ SOIL}$.

L'optimisation des paramètres a été réalisée à l'aide de la méthode par essais de particule (Robinson and Ramaht Samii, 2004). Le critère de performance utilisé est le coefficient de Nash-Sutcliffe sur la racine carré des débits $NS(\sqrt{Q})$. Ce critère apparaît comme un bon compromis pour optimiser à la fois les pics de crue et les débits d'étiage.

3.4. MODELE DE PROPAGATION DE L'ONDE DE CRUE DANS LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE AVEC ECOULEMENTS LATERAUX

3.4.1. Problématique

L'approche Débit-Débit entre deux stations hydrométriques sur un cours d'eau permet d'étudier les écoulements latéraux qui peuvent se produire sur le tronçon. A partir des hydrogrammes mesurés à la station amont et à la station aval, il est possible d'identifier la forme de l'hydrogramme du bassin intermédiaire, sur lequel se produisent les écoulements latéraux issus des versants situés entre les deux stations. De manière théorique, l'illustration 15 synthétise 3 cas de crues types à l'échelle d'un tronçon de rivière (Charlier et al., 2013) :

- cas 1 : un état hydrique initial saturé qui engendre une prédominance de ruissellement de surface associé à un drainage de l'aquifère. Dans ce cas, les échanges surface/souterrains latéraux sont des apports issus des versants, ce qui engendre une augmentation du débit du cours d'eau de l'amont à l'aval ;
- cas 2 : un état hydrique initial sec qui favorise l'infiltration limitant alors le ruissellement en surface, et engendrant des pertes au niveau du cours d'eau qui alimente l'aquifère situé à une cote inférieure. Dans ce cas, les échanges surface/souterrains latéraux sont des pertes, ce qui engendre une diminution du débit du cours d'eau de l'amont à l'aval ;

- cas 3 : l'état hydrique initial du bassin passe d'un niveau sec à un niveau saturé au cours de l'épisode pluvieux, engendrant un mixte des deux cas précédents. Des pertes en début de crue font la place à des apports lorsque le bassin est saturé.

La simulation de l'hydrogramme des écoulements latéraux (ou Débit latéral) nécessite l'utilisation d'un modèle de propagation de l'onde de crue entre les deux stations.

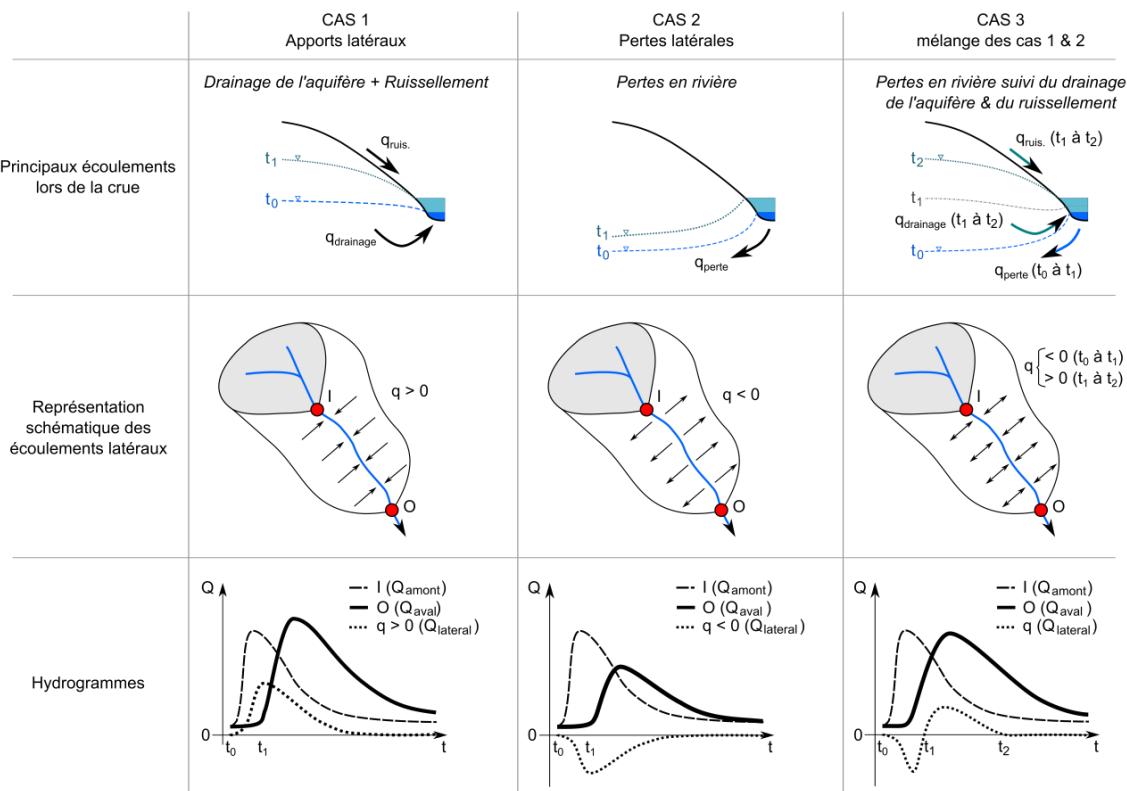


Illustration 15. Schématisation des processus latéraux dominants lors des crues selon différents états hydriques initiaux sur un tronçon entre deux stations hydrométriques amont I (inflows) et aval O (outflows). (d'après Charlier et al. 2013)

3.4.2. Modèle de l'onde diffusante avec écoulements latéraux

Le modèle de transfert simule à partir d'une station amont la propagation de l'onde de crue à l'aval en tenant compte d'apports ou de pertes uniformément réparties sur le tronçon. Pour caractériser ces écoulements latéraux, nous utilisons dans cette étude le modèle inverse qui simule le débit latéral à partir des données mesurées des stations amont et aval.

a) *Modèle de transfert dans le réseau hydrographique en tenant compte des écoulements latéraux*

Un modèle linéaire d'hydrogramme unitaire, basé sur la méthode du noyau d'Hayami (1951) qui est une résolution de l'équation de l'onde diffusante, a été choisi pour simuler le transfert dans le réseau hydrographique (Moussa et Bocquillon, 1996). Pour tenir compte des écoulements latéraux au débit dans la rivière, nous utilisons la résolution de l'équation de l'onde diffusante qui tient compte d'apports ou de pertes uniformément répartis sur la longueur du tronçon (Moussa, 1996). Le principe est présenté dans l'illustration 16.

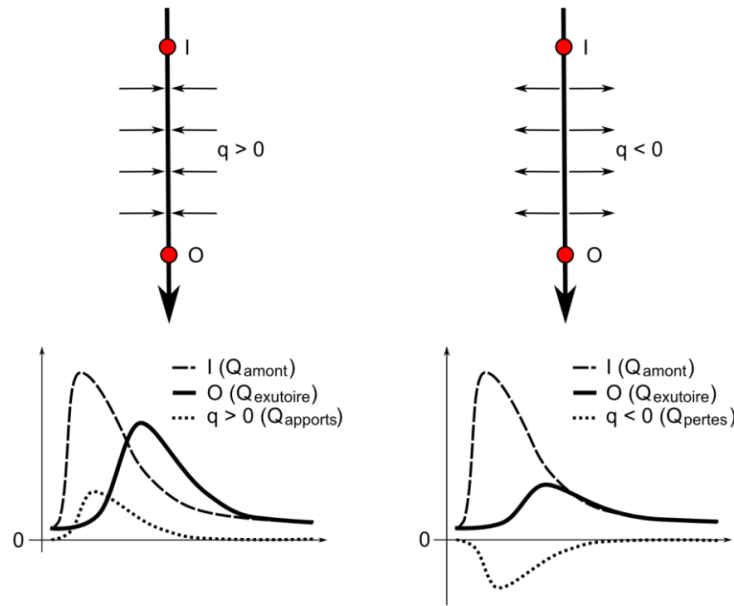


Illustration 16. Propagation de l'onde de crue entre I (inflows) et O (outflows) avec apports ou pertes répartis de manière uniforme sur la longueur du cours d'eau (d'après Moussa, 1996).

Les deux paramètres sont la célérité C [$L \cdot T^{-1}$] et la diffusivité D [$L^2 \cdot T^{-1}$] qui représentent respectivement la vitesse de propagation de l'onde et son étalement.

L'équation de l'onde diffusante dépend des conditions initiales à $t = 0$ et aux limites amont et aval, des caractéristiques géométriques et hydrauliques de la rivière (profil en travers, pente et rugosité) exprimées à travers les relations $C(Q)$ et $D(Q)$, et de la fonction $q(t)$ d'apports ou pertes latéraux selon que $q(t)$ est positif ou négatif. Le terme $q(t)$ [$L^2 \cdot T^{-1}$] représente la distribution latérale des écoulements par unité de longueur.

Dans le cas général où la célérité C et la diffusivité D sont constantes sur un tronçon de rivière de longueur L , l'équation de l'onde diffusante admet une solution analytique exacte (Moussa, 1996) :

$$(1) \quad O(t) = \Phi(t) + (I(t) - \Phi(t)) * K(t)$$

$$(2) \quad \text{avec} \quad \Phi(t) = \frac{C}{L} \int_0^t [Q_A(\lambda) - Q_A(0)] d\lambda$$

où le symbole (*) représente le produit de convolution et $I(t)$ et $O(t)$ sont respectivement l'hydrogramme d'entrée et l'hydrogramme de sortie.

$K(t)$ est la fonction « noyau d'Hayami » :

$$(3) \quad K(t) = \frac{L}{2(\pi D)^{1/2}} \frac{\exp\left(\frac{CL}{4D} \left(2 - \frac{L}{Ct} - \frac{Ct}{L}\right)\right)}{t^{3/2}}$$

$Q_A(t)$ est l'hydrogramme résultant de la composante latérale uniformément répartie par unité de longueur $q(x, t)$ [$L^2.T^{-1}$] :

$$(4) \quad Q_A(t) = \int_0^t q(x, t).dx$$

Selon les conditions hydrologiques, la composante latérale $q(x, t)$ peut être négative ou positive s'il y a respectivement une dominante d'apports ou de pertes dans le réseau.

b) Modèle inverse : identification des écoulements latéraux

Le problème inverse concerne l'identification des écoulements latéraux entre deux stations sur la base de la connaissance des hydrogrammes à ces deux stations amont et aval. Dans ce cas, les deux fonctions $I(t)$ et $O(t)$ sont connues et le problème est d'identifier $Q_A(t)$. D'après Moussa (1996), de l'équation (1) on obtient:

$$(5) \quad A(t) = O(t) - I(t) * K(t)$$

$$(6) \quad \text{avec} \quad \Phi(t) - \Phi(t) * K(t) = A(t)$$

La résolution des Eq.(5) et (6) nécessite tout d'abord d'identifier le noyau d'Hayami $K(t)$, puis de calculer $A(t)$ en utilisant l'Eq. (5), ensuite de résoudre l'Eq. 6 afin de calculer la fonction $\Phi(t)$. Le calcul de $Q_A(t)$ se fait alors ainsi :

$$(7) \quad Q_A(t) = Q_A(0) + \frac{L}{C} \frac{d\Phi}{dt}$$

3.4.3. Stratégie de calibration

Le modèle nécessite un calage des deux paramètres C et D, sachant que l'onde diffusante est plus sensible à la célérité C qu'à la diffusivité D.

Le calage de C a été réalisé manuellement en appliquant sur le débit amont le modèle de propagation sans écoulements latéraux. L'objectif est de mettre en phase le pic de crue amont propagé avec le pic aval observé. La valeur de calage est utilisée ensuite dans le modèle inverse. Le paramètre D est très peu sensible et a été fixé à $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ qui est l'ordre de grandeur pour ce type de cours d'eau (Todini, 1986)

Ce modèle a été validé en contexte karstique lors des études BRGM/SCHAPI sur les crues du Tarn (Charlier et al., 2012, 2015) et du territoire du SPC MED EST (Charlier et al., 2013)

4. Découpage de l'espace et analyse de la spatialisation des données d'entrée

4.1. DECOUPAGE DES BASSINS ET DES UNITES HYDRO(GEO)LOGIQUES

4.1.1. Objectif et critères pour la délimitation des unités

Les données spatiales vont permettre de délimiter les bassins d'alimentation des différents systèmes hydro(géo)logiques de la zone d'étude. En effet, sur les zones karstiques très filtrantes comme les plateaux du Jura, les limites topographiques n'ont généralement pas de signification hydrologique étant donné qu'il n'y a pas de réseau pérenne et que le drainage se produit en souterrain via les conduits karstiques qui alimentent les différentes sources. Deux types de délimitations peuvent être considérés : un découpage des bassins hydrogéologiques à l'échelle des systèmes karstiques, et un découpage des bassins hydrologiques à l'échelle des cours d'eau.

Sur les formations carbonatées karstifiées, c'est le bassin hydrogéologique qui doit être considéré. Les limites des bassins d'alimentation des systèmes karstiques sont difficiles à définir car elles dépendent de la structure géologique (pendage des couches, niveaux imperméables, fractures) et de l'état de karstification des formations (développement du réseau de drainage, géométrie des axes de drainage). Ces informations sur le souterrain sont difficiles à obtenir, et dans la plupart des cas, ce sont les données de traçage artificiel – qui renseignent sur les connections entre surface et souterrain - associées aux données géologiques qui sont utilisées.

Au niveau des stations en rivière, c'est le bassin hydrologique contrôlé fortement par la géométrie des bassins hydrogéologiques des systèmes en amont qui doit être considéré.

C'est donc un découpage en bassins dits hydro(géo)logiques qui est proposé dans cette étude.

4.1.2. Compilation des données cartographiques et des connaissances hydrogéologiques

Dans le cas de cette étude, les données hydrogéologiques ont été compilées à partir des données de traçage, des découpages existants (notamment : Cadet Y., Communication personnelle), et des études hydrogéologiques existantes issues des rapports suivants :

- sources de la Loue et lien avec les pertes du Doubs : d'après Jacquemin (1984), DIREN (1995), Chauve (2006) ;
- vallée de la Loue : d'après Chauve et al., (1980b), Mettetal (1986), Cabinet Reilé Pascal (1999), Reilé (2010) ;
- source du Grand Bief à Lods : d'après Cholet et al. (2015) ;
- système Maine/Écoutot/Brême : Reilé (2007) ;
- sources du Lison et du Verneau : d'après Tissot et Tresse (1978) ;
- vallée du Lison : d'après Cabinet Reilé Pascal (2002, 2005).

Du fait d'une alimentation des sources de la Loue par les pertes du Doubs, le bassin hydrogéologique peut être étendu au bassin qui collecte les eaux du Doubs en amont de la partie aval des pertes à Ville-du-Pont.

4.1.3. Découpage des bassins hydro(géo)logiques

L'illustration 17 présente la synthèse du découpage en bassins hydrogéologiques du bassin Loue-Lison.

L'illustration 18 superpose ce découpage des bassins hydro(géo)logiques avec la délimitation des sous-bassins topographiques établis à partir du MNT50 et utilisé par le SPC. Si la surface totale du bassin hydro(géo)logique (1849 km²) est légèrement supérieure à celle du bassin topographique (1725 km²), c'est à l'échelle du sous-bassin que l'on observe les plus grands écarts entre les deux délimitations. Au nord-est, notamment, des tracés de grande ampleur ont montré un drainage souterrain du Plateau d'Ornans sur plus de 25 km en ligne droite par le système Brême/Maine/Ecoutot (Reilé, 2012). Ce résultat montre l'importance d'utiliser le découpage hydro(géo)logique pour une modélisation des flux, et pour tenir compte de la variabilité spatiale de la pluie.

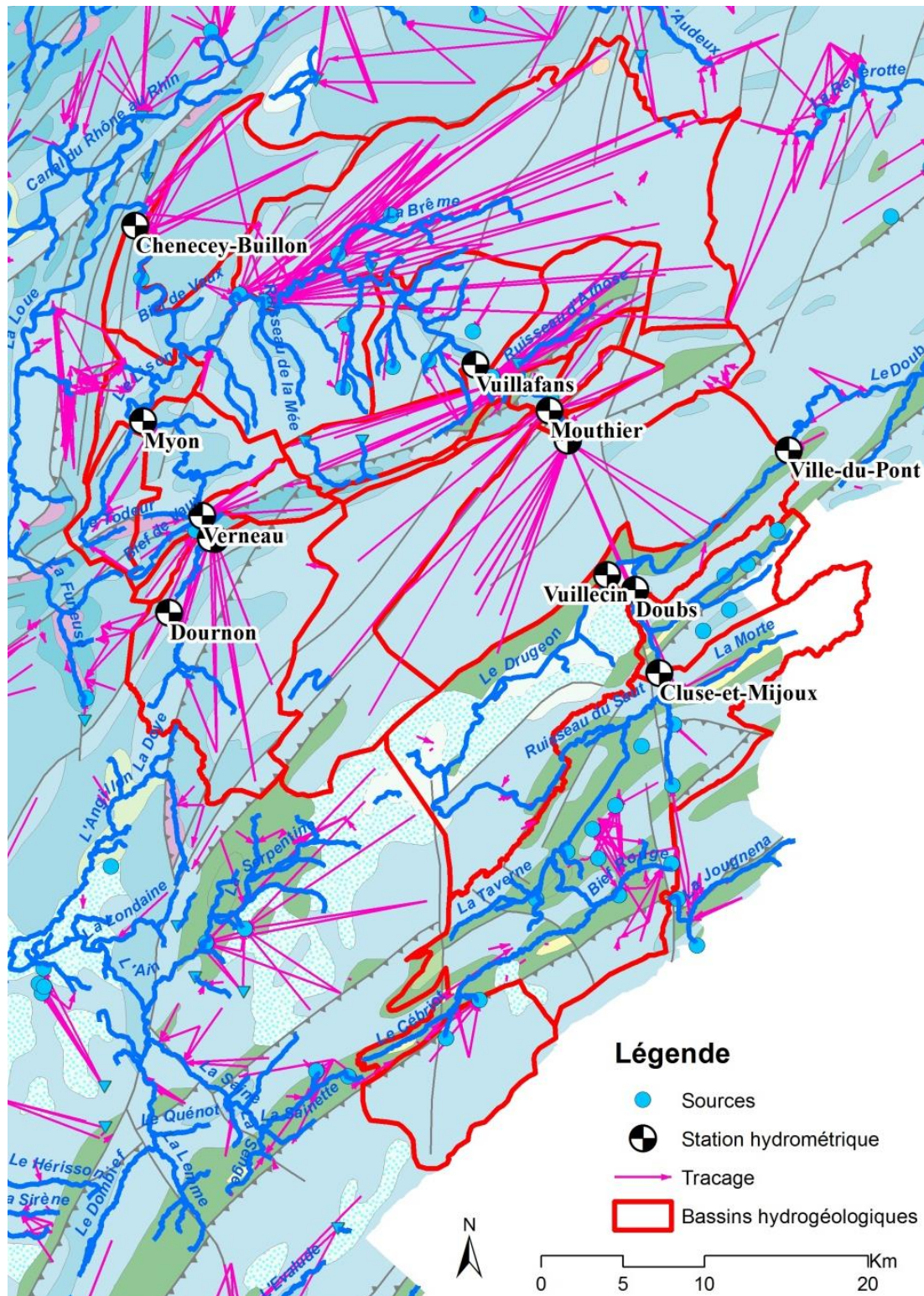


Illustration 17. Compilation des données de tracages (DREAL Franche Comté) et des bassins hydro(géo)logiques sur fond géologique (Fonds Géologiques 1/1 000 000 Brgm ©).

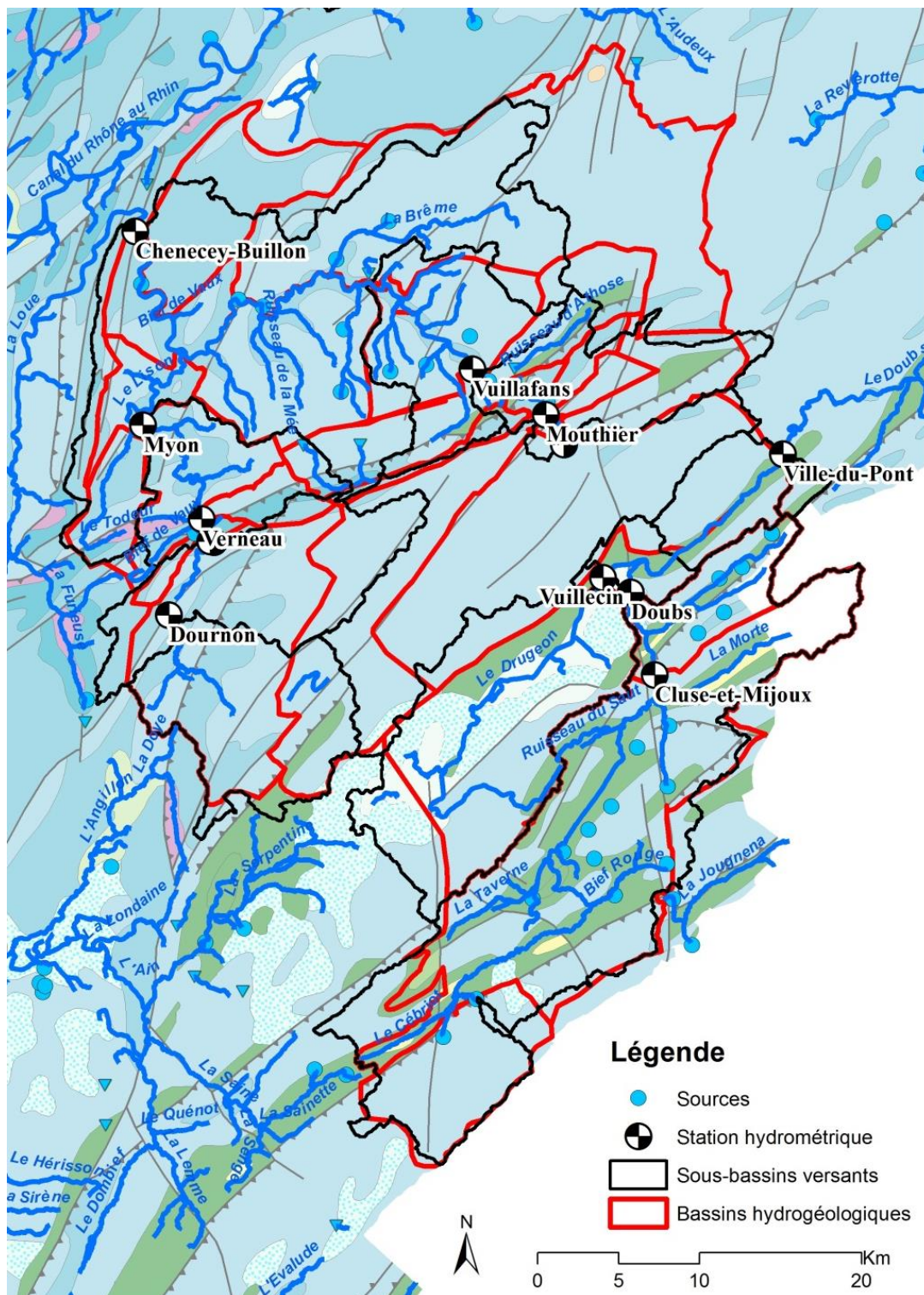


Illustration 18. Bassins hydro(géo)logiques vs. bassins topographiques sur fond géologique (BRGM 1/1 000 000) (Fonds Géologiques 1/1 000 000 Brgm ©).

4.1.4. Unités hydro(géo)logiques et tronçons

L'étape finale du découpage de l'espace est de définir les Unités Hydro(géo)logiques UH et les Tronçons TR au droit des stations hydrométriques. On se place donc à cette étape à l'échelle

du sous-bassin alimenté en partie par une ou plusieurs sources karstiques. Le découpage des UH se base sur le découpage des bassins hydro(géo)logiques définis préalablement. Celui des TR sur la géométrie du réseau donné par la BD Carthage. Le résultat au niveau de l'ensemble des stations est présenté sur l'illustration 19.

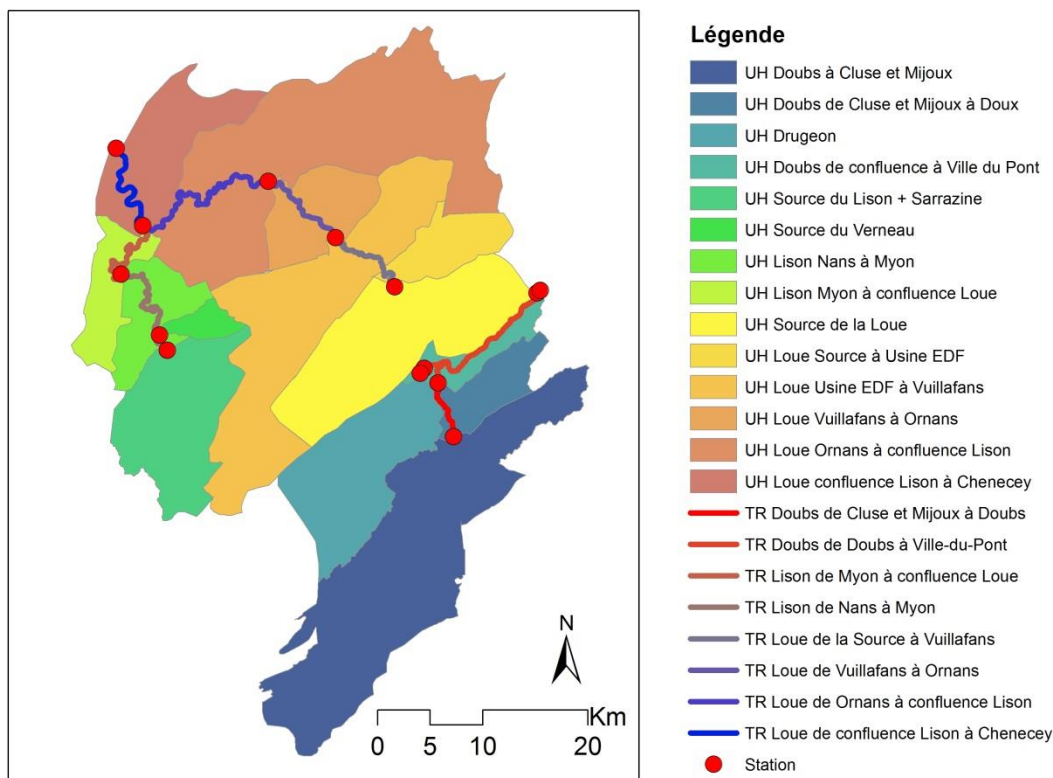


Illustration 19. Découpage du bassin Loue-Lison en Unités Hydro(géo)logiques (UH) et Tronçons (TR).

4.2. ANALYSE DE LA PLUIE SPATIALISEE

Les pluviomètres temps réels utilisés par le SPC RAS sont relativement peu nombreux sur la zone d'étude. Leur pondération pour définir une pluie moyenne sur les différents sous-bassins est donc un élément important pour une bonne prévision. De manière standard, les coefficients de Thiessen sont attribués (Dorier, 2013 ; 2104). Deux facteurs importants peuvent engendrer une mauvaise pondération des pluviomètres : l'approximation de la délimitation des sous-bassins, et la représentativité des différents postes pluviométriques dans l'espace sur un massif où la forte variabilité spatiale des pluies est principalement contrôlée par le gradient d'altitude depuis les plateaux vers la Haute-Chaine.

L'objectif de cette section est de caractériser la variabilité spatiale des pluies à partir des données temporelles par optimisation de la pondération des pluviomètres par méthode corrélatrice (voir Section 3.1 pour le détail de la méthode). Cette approche est comparée aux approches cartographiques classiques en vue d'optimiser l'estimation de la pluie de bassin.

4.2.1. Estimation de la pluie de bassin à partir des pluviomètres utilisés par le SPC en opérationnel

Dans un premier temps, le choix des pluviomètres a été guidé par ceux utilisés en opérationnel par les SPC RaS : Besançon, Epenoy, Levier, Morteau, Pontarlier. Les résultats sont présentés dans l'illustration 20.

Station hydrométrique	Alt. moyenne pondérée des postes pluviométriques (m NGF)	Pluvio Besançon (307 m)	Pluvio Levier (713 m)	Pluvio Epenoy (752 m)	Pluvio Morteau (760 m)	Pluvio Pontarlier (831 m)
Loue à Mouthier (sources de la Loue)	743	0.00	0.36	0.00	0.64	0.00
Loue à Vuillafans	738	0.00	0.47	0.00	0.53	0.00
Loue à Ornans	738	0.00	0.46	0.05	0.49	0.00
Lison à Nans (source + Sarrazine)	733	0.00	0.57	0.00	0.43	0.00
Lison à Myon	732	0.00	0.59	0.00	0.41	0.00
Loue à Chenecey (275 m)	724	0.03	0.47	0.00	0.50	0.00

Illustration 20. Pondération par méthode corrélatoire des pluviomètres utilisés en opérationnel pour les stations du bassin Loue-Lison

Deux pluviomètres sont fortement corrélés aux différentes stations de la Loue : Levier et Morteau. Pour les stations d'Ornans et de Chenecey, il y a une très légère influence des pluviomètres d'Epenoy et de Besançon (quelques pourcents), ce qui est cohérent avec leur localisation médiane et aval sur le bassin. Le fait que les poids des pluviomètres d'Epenoy et de Pontarlier soient nuls (ou quasiment nuls) montrent qu'ils sont redondants. Ceci est illustré sur l'illustration 21 qui présente les corrélogrammes croisés entre les différents pluviomètres et les débits à Chenecey. La figure montre bien que les meilleures corrélations sont obtenues avec les deux pluviomètres de Levier en jaune et de Morteau en noir, sans pour autant que les corrélations avec les autres pluviomètres soient mauvaises (les différences entre les coefficients de corrélation sont globalement faibles). **Il en ressort donc qu'une simplification de la pluie de bassin peut être opérée avec les deux seuls pluviomètres de Levier et Morteau selon les poids définis dans le Tableau de l'illustration 20.** Leur variance est suffisamment représentative du secteur d'étude pour optimiser au mieux la variance des débits de la Loue depuis la source jusqu'à Chenecey-Buillon.

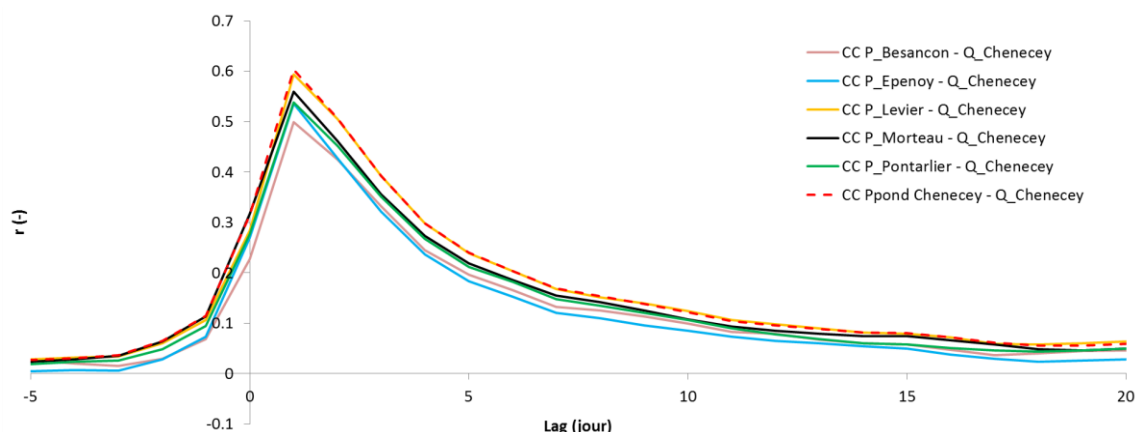


Illustration 21. Corrélogrammes croisés entre les différents pluviomètres utilisés en opérationnel et les débits à Chenecey-Buillon

4.2.2. Optimisation de la pluie de bassin par l'intégration de postes supplémentaires

Dans un second temps, l'objectif est d'optimiser la pluie moyenne de bassin en ajoutant les autres pluviomètres du bassin, non pris en compte à ce jour en opérationnel. La sélection a donc été étendue à l'ensemble des pluviomètres situés au sein du bassin : Besançon, Epenoy, Levier, Morteau, Pontarlier, Mouthe, Villeneuve Amont, et Supt.

Les résultats pour les différentes stations du bassin à partir des 8 pluviomètres sont présentés dans l'illustration 22.

Station hydrométrique	Alt. pondérée des pluviométriques (m NGF)	Pluvio Besançon (307 m)	Pluvio Levier (713 m)	Pluvio Epenoy (752 m)	Pluvio Morteau (760 m)	Pluvio Pontarlier (831 m)	Pluvio Mouthe (939 m)	Pluvio Villeneuve Amont (691 m)	Pluvio Supt (657 m)
Loue à Mouthier (sources de la Loue)	805	0.00	0.18	0.00	0.52	0.00	0.30	0.00	0.00
Loue à Vuillafans	781	0.00	0.35	0.00	0.44	0.00	0.21	0.00	0.00
Loue à Ormans	735	0.00	0.29	0.03	0.40	0.00	0.21	0.00	0.07
Lison à Nans (source + Sarrazine)	685	0.00	0.34	0.00	0.33	0.00	0.18	0.02	0.14
Lison à Myon	669	0.00	0.36	0.00	0.33	0.00	0.14	0.03	0.14
Loue à Chenecey	700	0.00	0.32	0.00	0.43	0.00	0.14	0.01	0.10

Illustration 22. Pondération par méthode corrélatrice de l'ensemble des pluviomètres disponibles pour les stations du bassin Loue-Lison

Sur ces nouveaux résultats, **le poids du pluviomètre à Mouthe au cœur de la Haute-Chaîne influence la pluie moyenne de bassin depuis la tête de bassin (30%) jusqu'à Chenecey (14%)**. Ce résultat est intéressant et peut être rattaché à deux phénomènes. Le premier, d'ordre climatique, peut s'expliquer par l'importance de la fonte de neige de la Haute-Chaîne lors des crues de printemps sur l'ensemble des stations du bassin. Le second, d'ordre hydrologique, peut s'expliquer par le lien important entre les pertes du Doubs et la source de la Loue.

Comme le pluviomètre de Mouthe a un poids important y compris pour les stations du Lison non connectées aux pertes du Doubs, l'hypothèse de l'influence de la fonte de neige - dont l'empreinte est portée par le pluviomètre de Mouthe - est privilégiée.

4.2.3. Influence orographique sur la pondération des pluviomètres

L'objectif est de comparer différentes méthodes de spatialisation des pluviomètres pour évaluer l'influence du gradient d'altitude. Pour cela, nous avons défini l'altitude moyenne de la pluie pondérée pour chaque station. Celle-ci est égale à la somme des produits de l'altitude des postes par leurs poids calculée par méthode corrélatrice. L'illustration 23 compare cette altitude moyenne pondérée avec :

- l'altitude des stations hydrométriques
- l'altitude moyenne des polygones de Thiessen effectués sur les postes du bassin hydro(géo)logique
- l'altitude moyenne des bassins hydro(géo)logiques de chaque station.

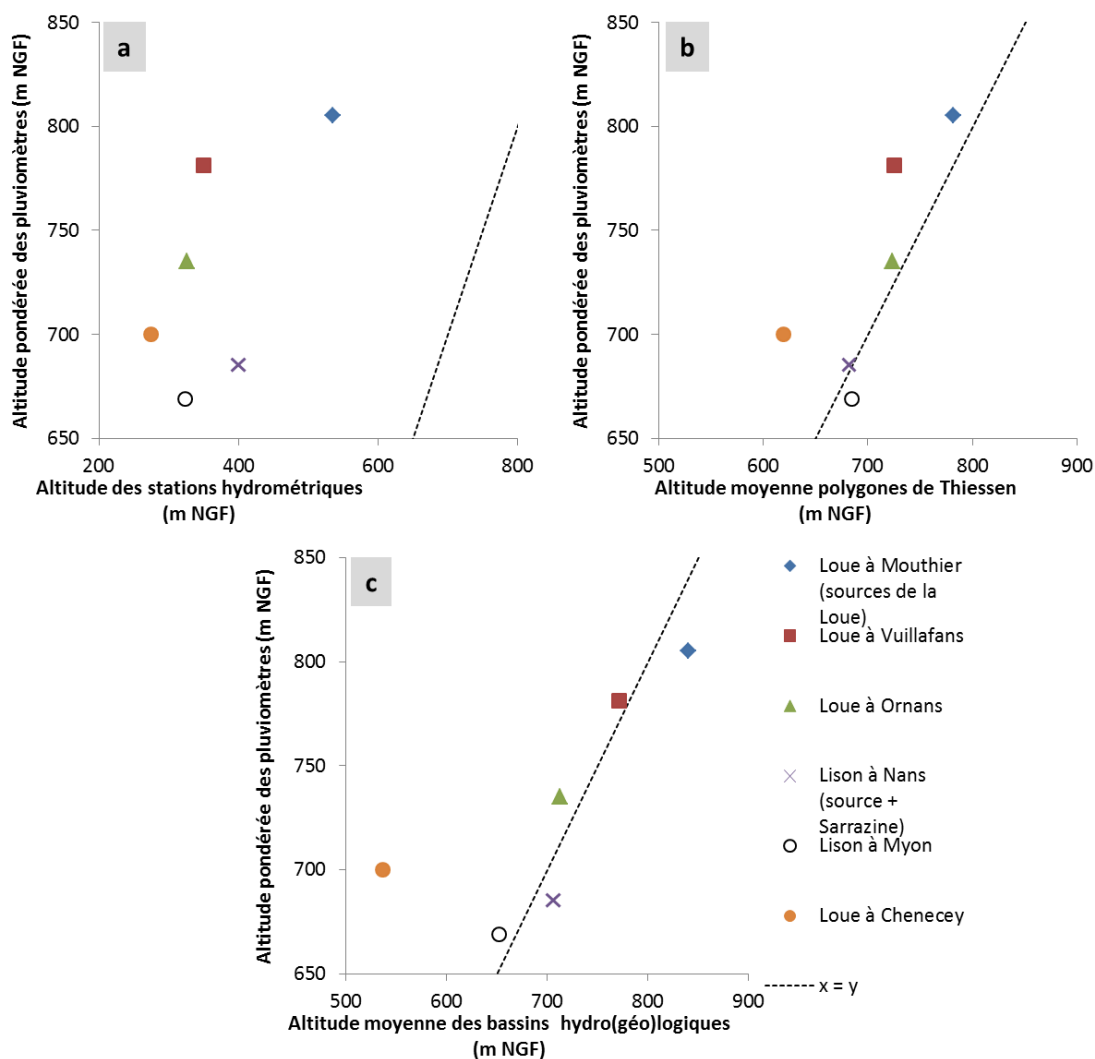


Illustration 23. Comparaison des altitudes pondérées des postes pluviométriques avec les altitudes des stations hydrométriques (a), avec les altitudes moyennes des polygones de Thiessen des postes pluviométriques du bassin (b), avec les altitudes moyennes des bassins hydro(géo)logiques (c)

L'effet du gradient d'altitude s'observe sur l'ensemble des graphiques ; cependant la dispersion des points renseigne sur certains phénomènes. Sur l'illustration 23a, l'altitude moyenne pondérée des pluviomètres est près de 2 fois plus forte que celle des stations. Ceci est à rattacher au contexte géomorphologique où les sources et les cours d'eau en fond de reculée où se situent les stations drainent des plateaux 200 à 300 m plus en altitude où se produit l'essentiel de la recharge.

Sur l'illustration 23b, les points tendent à s'aligner sur la droite $x=y$. Ceci montre que l'estimation de la variabilité des pluies le long du gradient d'altitude par la méthode cartographique standard (polygones de Thiessen) est assez proche de l'estimation par une méthode de traitement du signal des chroniques pluie-débit (méthode corrélatoire). Cependant, pour 3 stations sur 4 de la Loue, la méthode corrélatoire donne plus de poids aux pluviomètres d'altitude.

Sur l'illustration 23c, mis à part Chenecey à l'aval, tous les points s'alignent sur la droite $x=y$. Ceci montre alors que pour ces derniers, les poids des pluviomètres définis par la méthode corrélatoire sont directement corrélés à l'altitude moyenne de la zone de recharge. Autrement dit, cela illustre parfaitement l'importance du gradient altitudinal des pluies sur la réponse hydrologique des systèmes drainant les plateaux. L'écart de la station de Chenecey signifie que l'empreinte des pluies d'altitude sur le signal hydrologique se propage fortement vers l'aval.

A partir de ces résultats, une optimisation de l'estimation de la variabilité des pluies peut être réalisée en privilégiant une pluie moyenne définie par des postes répartis le long du gradient d'altitude, plutôt qu'une pluie moyenne définie par les postes répartis sur l'ensemble du bassin, à des altitudes équivalentes où le signal pluie peut-être redondant.

La conclusion de ce travail est que certains postes pluviométriques non pris en compte aujourd'hui peuvent porter une information importante, liée à la neige notamment. Ce travail montre également l'importance de la position des postes le long du gradient d'altitude pour combler les lacunes.

5. Fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques de la Loue et du Lison

Les deux plus importants systèmes karstiques du bassin de la Loue sont situés en tête de bassin et sont drainés par les deux sources principales au cœur des reculées de la Loue et du Lison. Mieux comprendre leur fonctionnement hydrogéologique va apporter un éclairage important sur la réponse globale du bassin et permettra d'évaluer leur contribution aux crues.

Bien que les deux émergences principales soient instrumentées pour des mesures de débit depuis plusieurs décennies, la configuration complexe de leurs exutoires qui comprend différentes arrivées d'eau nous a motivé à mieux caractériser les processus hydrodynamiques. En effet, les études antérieures sur le fonctionnement hydrogéologique de ces deux karsts s'avèrent rares. La thèse de Jacquemin (1984) et l'étude de la DIREN (1995) ont permis de préciser les relations entre les pertes du Doubs et les sources de la Loue, et la thèse de Tissot et Tresse (1978) a permis de caractériser le fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique du karst du Lison. Cependant, aucune de ces études n'aborde les relations Pluie-Débit, ni les processus de genèse de crue.

Ce chapitre a pour objectif de présenter un schéma de fonctionnement hydrogéologique des sources de la Loue et du Lison en se basant sur une approche de modélisation conceptuelle des principaux processus d'écoulement. Sur la base d'une évaluation critique des études antérieures, une réévaluation du débit des pertes du Doubs au profit des sources de la Loue est également proposée.

5.1. SYSTEME KARSTIQUE DES SOURCES DE LA LOUE

5.1.1. Présentation du système

a) Description des émergences et de l'instrumentation

Les sources de la Loue émergent des calcaires du Kimméridgien à Ouhans (Illustration 24). Leur localisation est donnée sur l'illustration 25. La source principale appelée « **Loue vasque** » jaillit d'un porche et est de loin l'émergence qui apporte le plus fort débit. Elle est en partie turbinée par EDF, ce qui influence les variations du niveau d'eau à la station (DIREN, 1995). La métrologie est délicate à la vasque et pose des soucis récurrents de mesures des débits, ce qui ne permet pas d'utiliser des chroniques validées par la DREAL.

Une seconde arrivée d'eau dite « **Loue canal** » existe en contrebas. D'après le rapport de la DIREN (1995), une coloration a permis de montrer que cette émergence n'était pas une dérivation d'une partie des eaux de Loue vasque. Cette étude montre également qu'une communication existe entre Loue vasque et Loue canal selon le niveau dans la vasque. Dans tous les cas, si une communication entre les deux systèmes paraît inévitable, la signature chimique légèrement plus minéralisée en basses eaux de Loue canal montre qu'elle peut être périodiquement en partie déconnectée de l'émergence Loue vasque. L'estimation des débits au canal est très fiable du fait d'un seuil bien contrôlé au sein du canal (Illustration 24).



Illustration 24. Arrivées d'eau principales des sources de la Loue (Loue Vasque à gauche et Loue Canal à droite) - clichés Brgm.

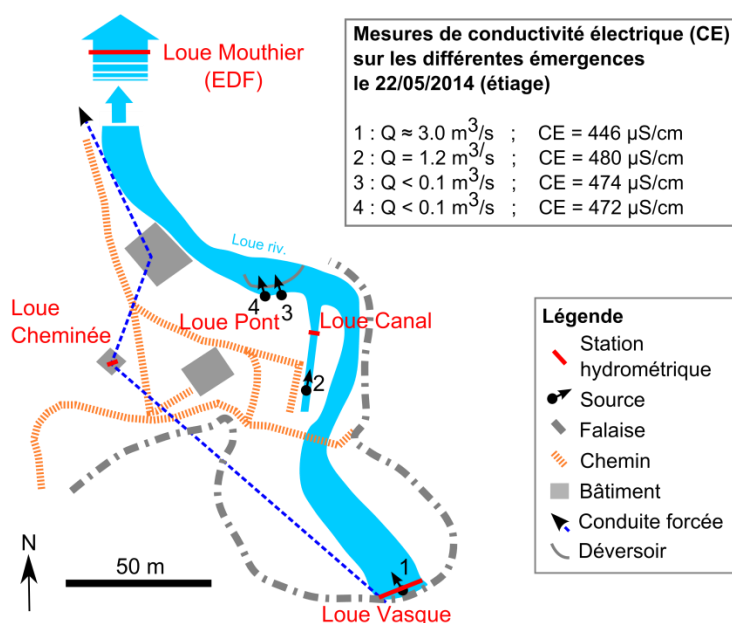


Illustration 25. Localisation des arrivées d'eau au niveau des sources de la Loue et équipement hydrologique sur les principales arrivées d'eau de Loue vasque et Loue canal, et du point intégrateur de la Loue à l'usine EDF de Mouthier.

Deux autres arrivées d'eau mineures sont observables en aval de Loue canal au niveau du Pont : « **Loue Pont** ». Instrumentées pendant un an, une corrélation parfaite (non linéaire) a montré qu'il était possible d'estimer les débits au Pont à partir des débits mesurés à Loue canal (DIREN, 1995). D'après la DIREN, la valeur de débit à Loue canal inclut les débits estimés au Pont. Les mesures des deux arrivées d'eau principales de Loue Pont montrent une minéralisation intermédiaire à Loue vasque et Loue canal.

Des estimations de débit ont également été réalisées dans la cheminée d'équilibre de la conduite EDF (station « **Loue cheminée** »). Mais les données ne sont pas validées sur ce site.

Enfin, des mesures de débit sur la Loue sont réalisées par EDF au niveau de l'usine de Mouthier à partir du turbiné et du déversé, au regard de l'évolution de la cote. Compte tenu du faible volume de la retenue, la valeur calculée de la **Loue à Mouthier** est a priori représentative du débit des sources additionné des apports latéraux avec notamment les deux sources du Pontet et du Moulin Miquet.

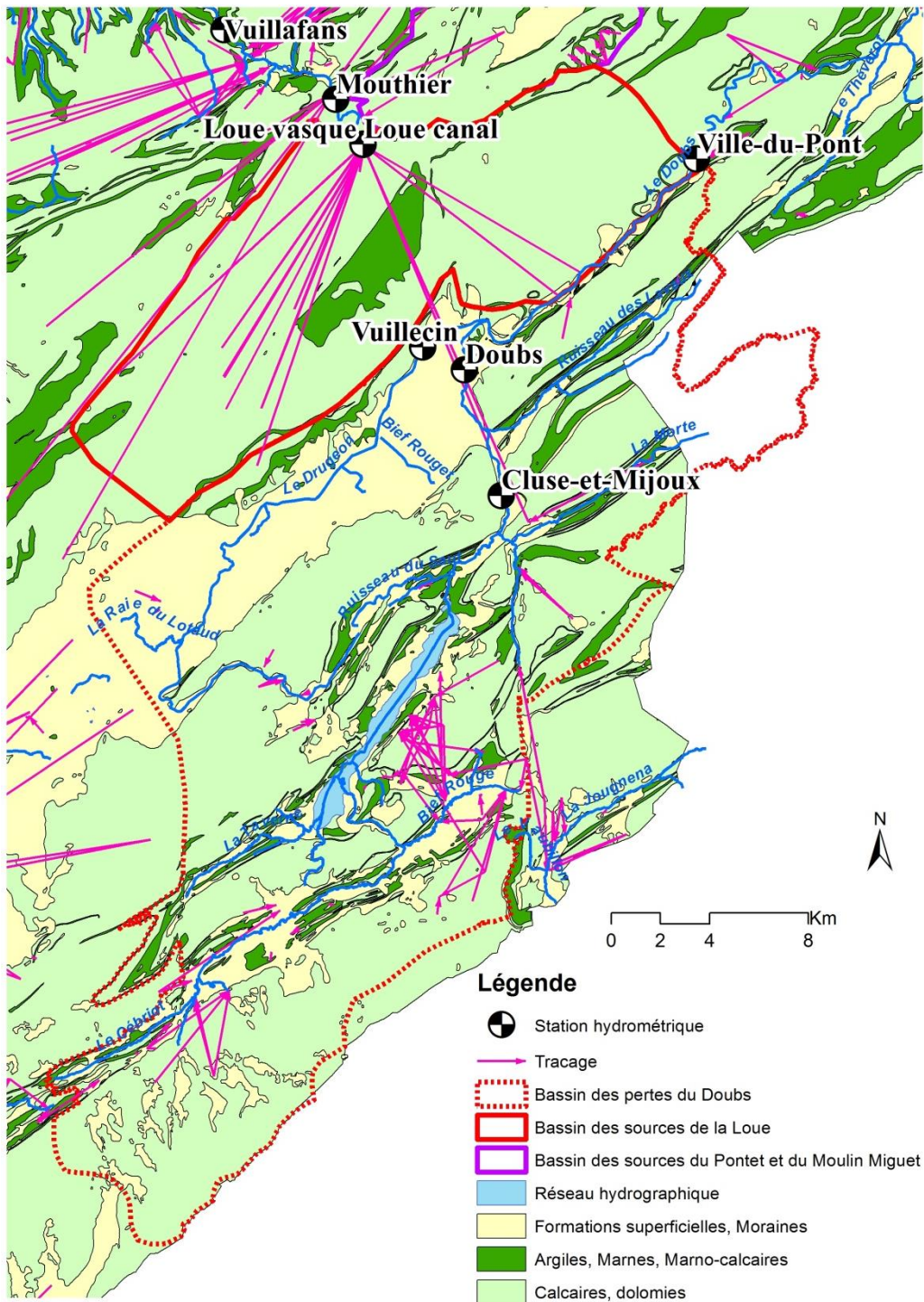
b) Le bassin hydrogéologique des sources

Le système des sources de la Loue est un système binaire comprenant une part de recharge dite diffuse sur un bassin hydrogéologique délimité sur une surface de 196 km², et une part de recharge localisée issue de l'infiltration des eaux du Doubs au sein d'une zone de pertes située entre Pontarlier et Ville-du-Pont (Illustration 28).

Les résultats des différents traçages artificiels montrent que la source « Loue canal » draine seule la gouttière synclinale du val de Goux-les-Usiers depuis le sud (Reilé, 2010).

La question de savoir si les pertes ont un unique exutoire à la vasque n'est pas totalement tranchée, étant donné que les traçages réalisés n'ont pas tous intégré un suivi différencié entre Loue vasque et Loue canal.

La caractérisation fine des sous-bassins des deux émergences principales nécessiterait des études plus poussées, et par souci de simplification, nous regrouperons l'ensemble des zones de recharge des éventuels sous-bassins en un seul bassin hydrogéologique des sources de la Loue. En se fiant aux données actuelles des traçages bancarisées par la DREAL, les pertes du Doubs ressortiraient principalement (voire uniquement d'après certains traçages) à la vasque. L'alimentation des sources de la Loue par les pertes du Doubs entre Pontarlier et Ville-du-Pont impose d'étendre le bassin d'alimentation des sources à celui du Doubs à Ville-du-Pont.



*Illustration 26. Bassin hydrogéologique des sources de la Loue et bassin versant des pertes du Doubs
(d'après Carte Géologique Harmonisée 1/50 000 BRGM ©)*

c) Le bassin versant des pertes du Doubs

Le lien entre les pertes du Doubs en aval de Pontarlier - principalement vers Arçon - et les sources de la Loue est connu depuis l'incendie des usines Pernod de Pontarlier en 1901 lors

duquel près de 1000 m³ d'absinthe se sont déversés dans le lit du Doubs et dans un puits perdu, réapparaissant le surlendemain à la source (Berthelot, 1901 ; Fournier, 1901). « ... l'odeur s'est répandue le long du cours de la Loue, à Mouthier. Elle était aussi forte que celle d'un verre d'absinthe pris sur la table d'un café » (Berthelot, 1901). Les analyses des échantillons prélevés à la source n'ont laissé aucun doute sur l'origine de l'odeur et de la coloration verte : « *Aucun corps de ce genre ne saurait préexister dans une eau potable.* » (Berthelot, 1901). La connexion entre Doubs et Loue fut validée dix ans plus tard lors d'un traçage à l'aide de 100 kg de fluorescéine qui colora la Loue jusqu'à Chenecey-Buillon (Fournier, 1913). Les circulations souterraines entre les pertes du Doubs et la source sont rendues possibles grâce au décrochement de Pontarlier qui interrompt la continuité des marnes liasiques en profondeur (Illustration 27) (Chauve et al., 1986a ; Chauve, 2006).

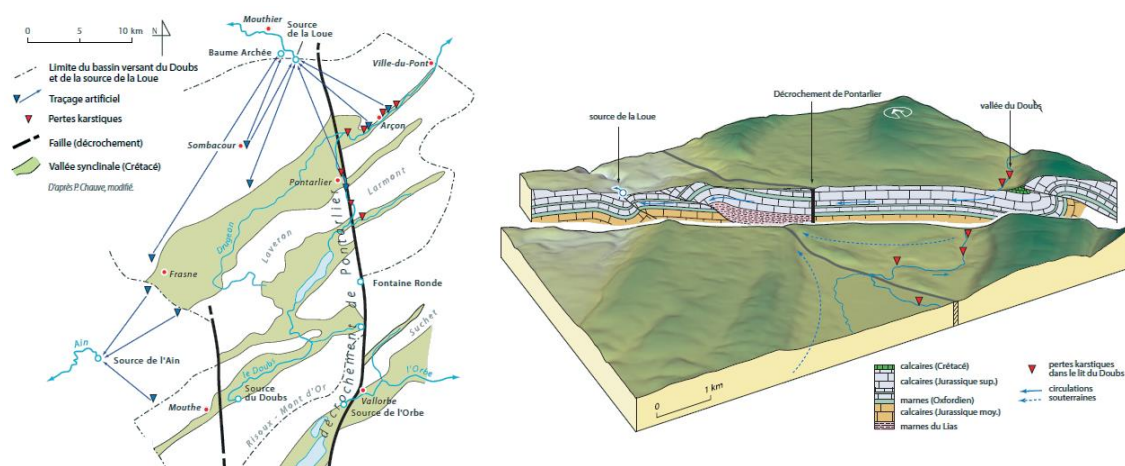


Illustration 27. Contexte géologique des pertes du Doubs et de la source de la Loue (Bichet et Campy, 2008 modifié d'après Chauve (2006))

Les pertes du Doubs en aval de sa confluence avec le Dugeon au profit de la Loue se traduit par un déficit d'écoulement du bassin du Dugeon (gouffre de Jardel) et une augmentation de la zone de recharge de la Loue vers la Haute-Chaîne de 10 à 30% (Chauve et al., 1986a). L'approche isotopique menée par Blavoux et al. (1979) montre que l'altitude moyenne de recharge des eaux de la Loue en période de crue de fonte de neige correspond à des altitudes de la haute-chaîne (1300 m). Le bassin hydrogéologique (hors bassin des pertes) étant à une altitude moyenne de 850 m, cela illustre l'influence des pertes du Doubs (qui draine la Haute-Chaîne) dans la recharge du système en moyennes et hautes eaux. Une première quantification de l'influence des apports issus des pertes sur les crues de la Loue a été réalisée à l'aide d'un modèle de transfert (Dörfliger et al., 2004). Elle montre une contribution potentielle élevée qui traduit surtout la prédominance de transferts rapides au sein du réseau de drainage, comparé aux apports diffus plus différés. L'illustration 26 présente les limites du bassin hydrographique du Doubs à Ville-du-Pont dont la surface est de 550 km².

d) Le bassin hydrogéologique de la Loue à Mouthier

La Loue à l'usine hydro-électrique EDF de Mouthier draine les sources de la Loue ainsi que les deux sources du Pontet et du Moulin Miguet, dont le bassin hydrogéologique est estimé à 49 km² (Illustration 28). Le bassin hydrogéologique total de la Loue à Mouthier hors pertes du Doubs est de 245 km².

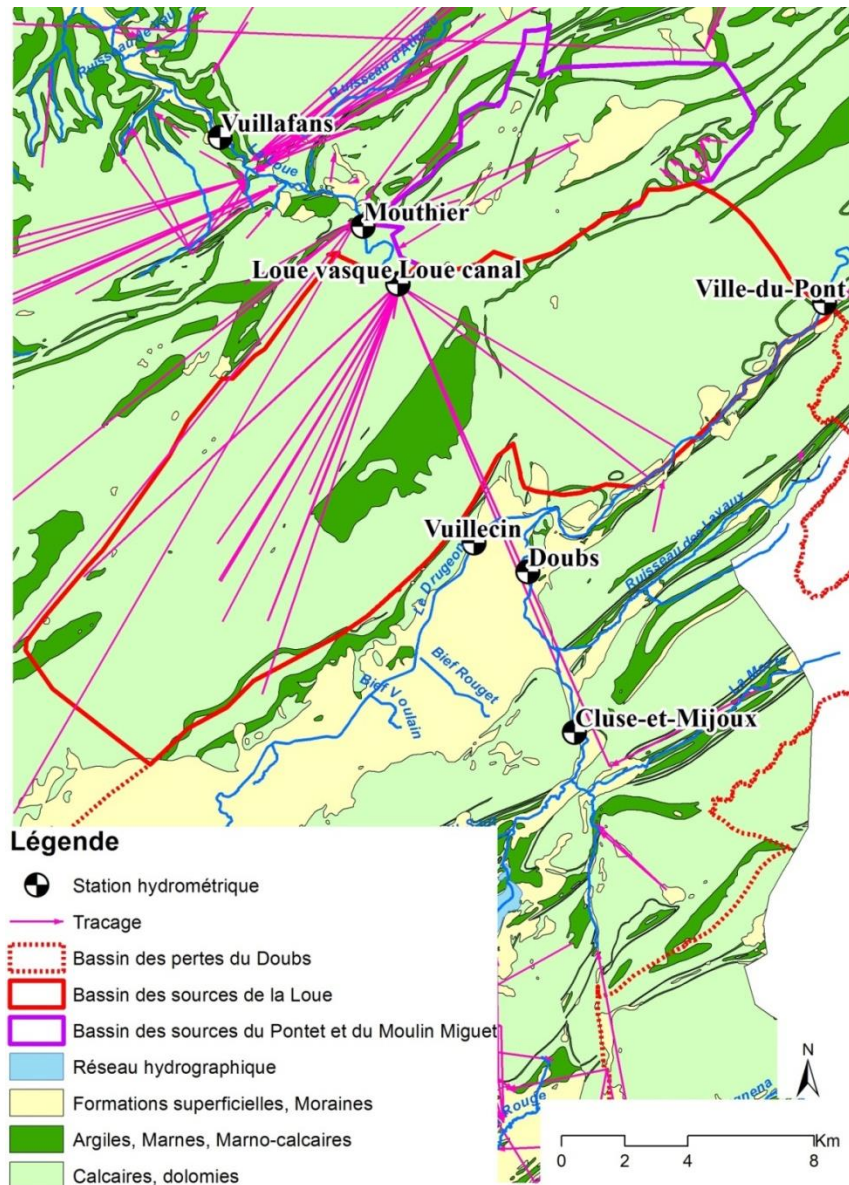


Illustration 28. Bassin hydrogéologique des sources de la Loue et de la Loue à Mouthier (d'après Carte Géologique Harmonisée 1/50 000 BRGM ©)

5.1.2. Relations entre pertes du Doubs et sources de la Loue

a) Situation de la zone de pertes

La zone de capture du Doubs connecté aux sources de la Loue se situe principalement entre Cluse-et-Mijoux sur le Doubs, Vuillecin sur le Drugeon à la confluence avec le Doubs, et Ville-du-Pont sur le Doubs à l'aval. Des jaugeages différentiels en basses et moyennes eaux ont été réalisés en 1979 (Chauve et al., 1980a), en 1983 (Jacquemin, 1984), et en 1994 (DIREN, 1995). L'illustration 29 présente les variations spatiales et temporelles des débits sur la zone de capture (Chauve 2006).

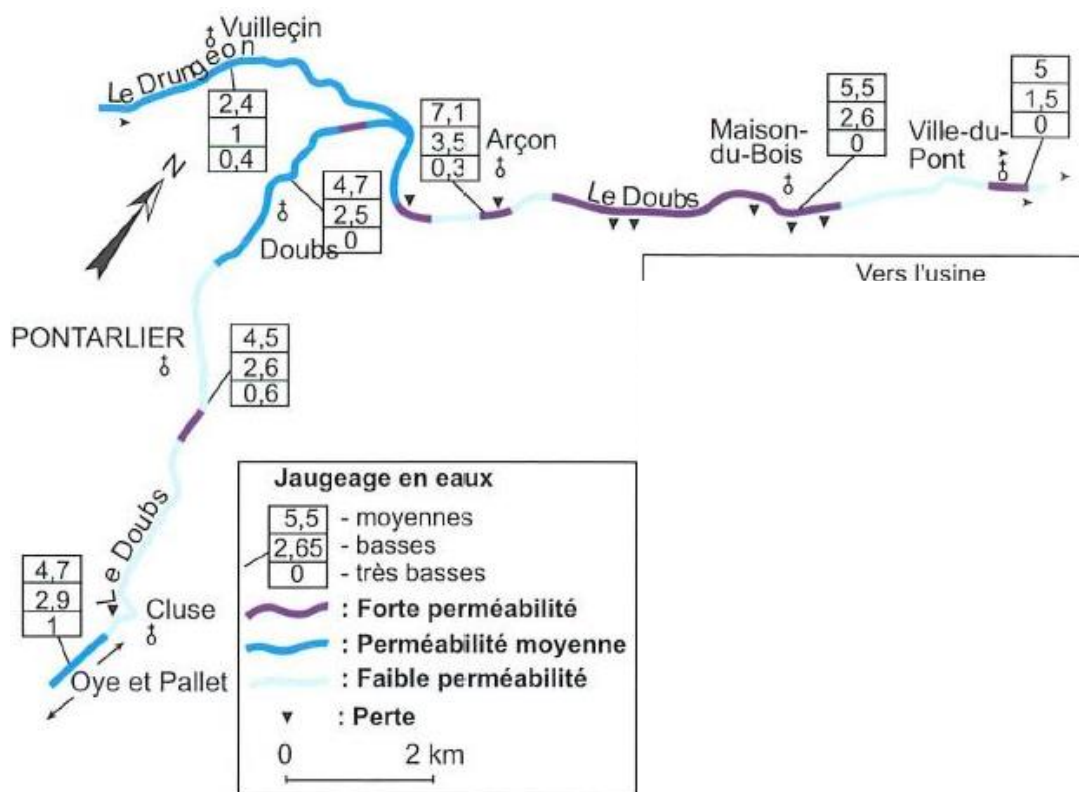


Illustration 29. Jaugeages différentiels le long du Doubs au niveau de la zone de capture connectée aux sources de la Loue (d'après Chauve, 2006)

La zone de capture principale se situe en aval de la confluence jusqu'à Maison-du-Bois sur environ 5 km. Deux autres zones de capture de plus faible importance se situent à proximité de Pontarlier et entre Maison-du-Bois et Ville-du-Pont.

b) Modèles existants d'estimation du débit des pertes du Doubs

• Méthode de Jacquemin (1984)

Les relations entre les pertes du Doubs et la source de la Loue ont été étudiées dans la thèse de Jacquemin (1984) qui présente une relation pour calculer le débit des pertes du Doubs à partir des débits du Doubs en amont de la zone de pertes. Les données disponibles proviennent des jaugages différentiels réalisés par le SRAE de Franche-Comté (Chauve et al., 1980a, cité par Jacquemin, 1984) en 1979 et lors de la thèse de Jacquemin (1984) en 1983. Le débit des pertes est exprimé en fonction du débit à la confluence du Drugeon et du Doubs (Illustration 30).

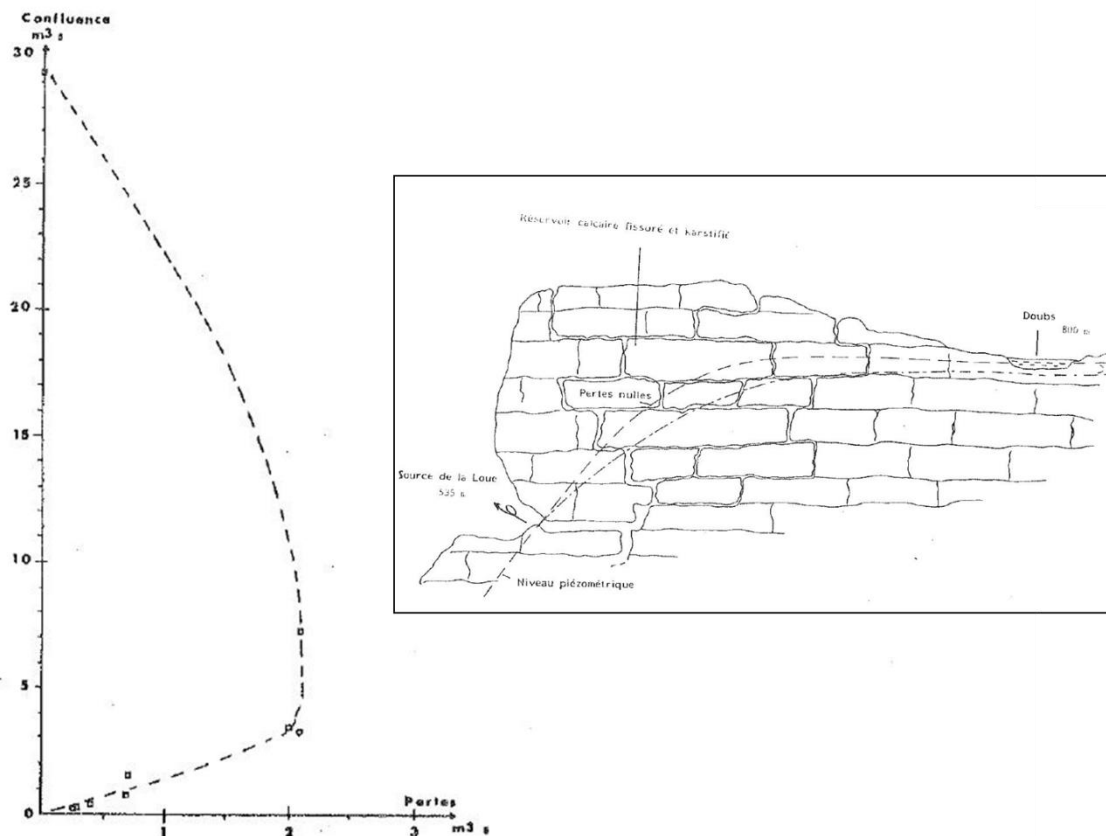


Illustration 30. Relations entre débit du Doubs en amont des pertes (confluence) et le débit des pertes mesurées par jaugeage, et interprétation hydrogéologique du déficit d'écoulement (Jacquemin, 1984)

L'allure de la relation obtenue sur l'illustration 30 montre un débit de pertes proportionnel aux écoulements à la confluence pour des débits à la confluence inférieurs à 3,5 m³/s. Pour des débits supérieurs, le débit des pertes est plafonné à environ 2 m³/s puis décroît avec une augmentation des débits à la confluence jusqu'à devenir nul. L'interprétation de cette courbe est un refus à l'infiltration qui apparaît du fait d'une saturation du karst dans la zone de capture.

Des critiques peuvent être émises sur la méthode :

- cette méthode intègre un débit de pertes entre la confluence et Ville-du-Pont dans la zone la plus filtrante mais tend à négliger les pertes entre Pontarlier (station amont de Cluse-et-Mijoux) et la confluence ;
- elle estime le débit des pertes à différents régimes hydrologiques sur la base d'une relation établie en basses eaux ;
- elle considère un refus à l'infiltration du fait de l'impossibilité d'estimer les pertes lors des périodes de hautes eaux durant lesquelles les apports latéraux peuvent être plus conséquents.

• Méthode de la DIREN (1995)

La méthode proposée par la DIREN (1995) est basée sur une analyse différentielle des débits journaliers entre Pontarlier et Ville-du-Pont. Elle montre qu'une courbe enveloppe peut être estimée pour le débit total des pertes. Cette enveloppe correspond à la droite des pertes totales pour des débits amont (Pontarlier + Vuillecin) inférieurs à 3 m³/s et par un plafonnement autour de 3 m³/s pour des débits amont supérieurs.

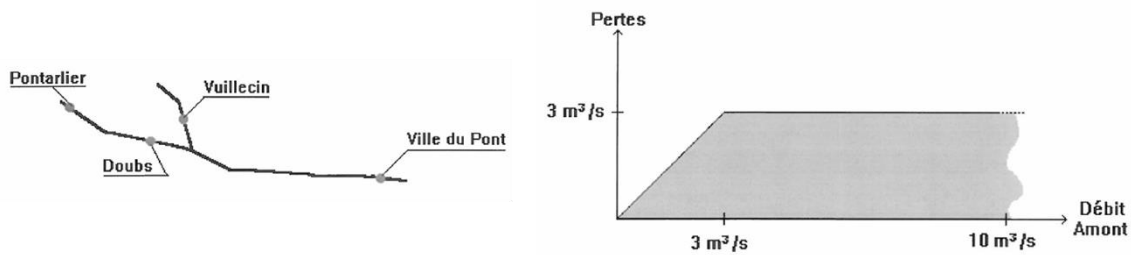


Illustration 31. Courbe enveloppe du débit total des pertes en fonction du débit amont (DIREN, 1995)

Il faut avoir à l'esprit que la dispersion des points à l'intérieur de cette courbe enveloppe peut être grande et que certains points se situent au-dessus lors des crues.

Cette méthode propose, contrairement à celle de Jacquemin (1984), un plafonnement des débits avec l'augmentation des débits amont. Dans ce cas, la saturation du karst impose un débit d'infiltration maximal plutôt qu'un refus à l'infiltration.

La critique principale de cette méthode est celle d'utiliser un pas de temps journalier trop intégrateur des variations de débit sur le Doubs (propagation de l'onde de crue en quelques heures). Ceci n'est pas préjudiciable pour les périodes de basses eaux, mais peut engendrer lors des crues une sous-estimation du débit instantané des pertes.

c) Nouvelle méthode d'estimation des pertes à l'aide d'un modèle de propagation avec écoulements latéraux

• Principe

Au vu des critiques formalisées sur les méthodes actuelles, il convient alors de proposer un nouveau modèle de calcul des pertes. Le principe proposé par la DIREN (1995) d'estimer les pertes à partir des chroniques de débits aux différentes stations plutôt qu'à partir des mesures de jaugeages réalisées en étiage nous semble la meilleure option pour déterminer la gamme de variation des pertes durant les différentes conditions hydrologiques. Cependant, dans cette nouvelle méthode, nous nous proposons d'utiliser un modèle de propagation de l'onde de crue qui tienne compte des écoulements latéraux (Moussa, 1996) sur les données de débit horaires.

Ce modèle présenté Section 3.4 permet de simuler les écoulements latéraux uniformément répartis sur un cours d'eau entre 2 stations par modélisation inverse (les débits amont et aval sont connus). Les écoulements simulés sont donc une somme des apports et des pertes concomitantes qui se produisent le long du tronçon. Le modèle est appliqué sur les deux tronçons Cluse-et-Mijoux -> Doubs et Confluence (Doubs+Vuillecin) -> Ville-du-Pont présentés sur l'illustration 32. Le débit simulé des pertes $Q_{\text{pertes sim}}$ est estimé à partir du débit latéral simulé q :

$$Q_{\text{pertes sim}} = \begin{cases} 0 & \text{si } q \geq 0 \\ q & \text{si } q < 0 \end{cases}$$

Nous avons considéré que les pertes étaient négligeables devant les apports latéraux lorsque q est positif. De la même manière, nous avons considéré que les apports étaient négligeables devant les pertes lorsque q est négatif. Ces hypothèses amènent à une possible sous-

estimation des pertes lors des crues du Doubs du fait des apports latéraux non quantifiés sur le tronçon. L'incertitude sur les débits des pertes est discutée en fin de Section.

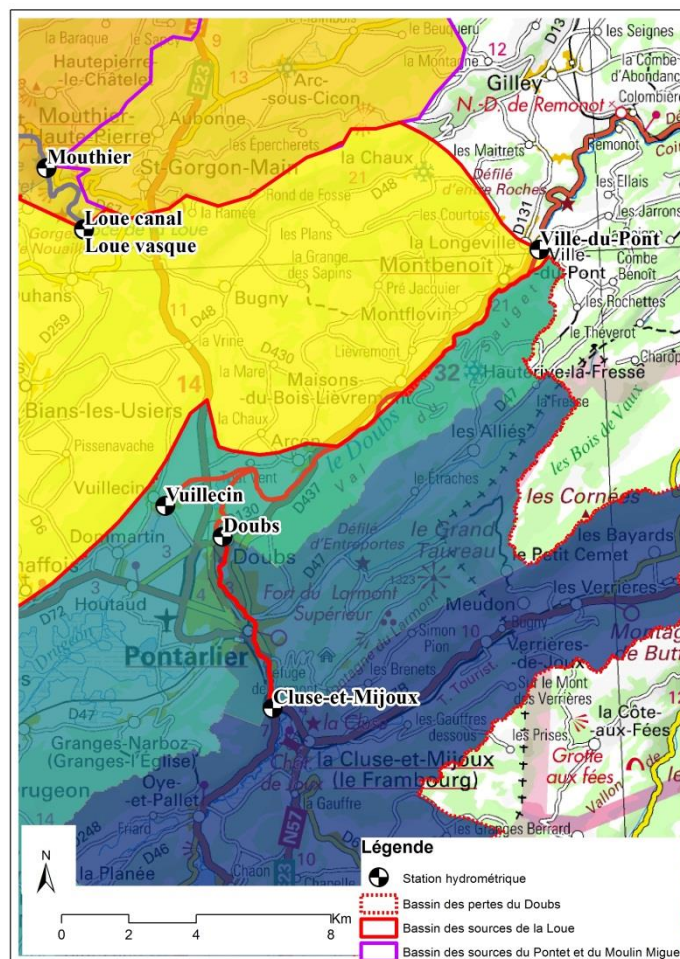


Illustration 32. Tronçons et sous-bassins de la zone de pertes du Doubs en connexion avec les sources de la Loue.

• Modélisation des écoulements latéraux

Un exemple des simulations est donné sur l'illustration 33 qui présente de haut en bas la pluie, les débits amont et aval observés et simulés sur les tronçons, et les débits de pertes déterminés.

On observe globalement un comportement complexe des processus d'écoulements latéraux respectivement en vert et bleu sur les tronçons Cluse->Confluence et Confluence->Ville-du-Pont. Sur le premier tronçon, les pertes ne sont simulées qu'en hautes eaux aussi bien sur les décrues que sur les étiages. Sur le second tronçon Confluence->Ville-du-Pont, on observe un comportement plus « classique » avec des pertes simulées de l'ordre de 2 à 3 m³/s en étiage au début de la chronique, puis des pertes plus importantes de l'ordre de 10 à 15 m³/s en débit instantané lors des crues de reprise automnale en novembre et décembre 2009, et enfin une inversion des échanges avec des apports lors des hautes eaux hivernales.

Sur le graphique du bas de l'illustration 33 qui présente le débit des pertes, on observe nettement de plus fortes pertes sur le second tronçon de la confluence à Ville-du-Pont avec des valeurs de débit instantané atteignant près de $15 \text{ m}^3/\text{s}$ contre $5 \text{ m}^3/\text{s}$ sur le premier tronçon. Rapporté au linéaire du tronçon des pertes, cela correspond respectivement à des débits instantanés de l'ordre de 1.2 et $0.9 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. Ce débit de pertes lors des crues est conséquent et dépasse largement les estimations données jusqu'ici. Cependant, ces valeurs restent cohérentes avec la littérature. Des débits instantanés de pertes de plus de $5,0 \text{ m}^3/\text{s}$ ont été estimés sur le Verdoube et l'Agly dans les Corbières, soit un débit de perte de $1,4 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$ sur le linéaire des pertes (Ladouche et al. 2004). De même des débits instantanés maximaux de $2,8 \text{ m}^3/\text{s}$, soit $1,2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$ ont été observés sur la Buèges dans l'Hérault (Ladouche et al., 2002).

Le fonctionnement illustre la forte variabilité temporelle du débit des pertes et surtout la complexité de les estimer du fait d'apports latéraux qui peuvent être conséquents sur les tronçons. Cela nous amène à étudier les relations débit des pertes vs. débit amont.

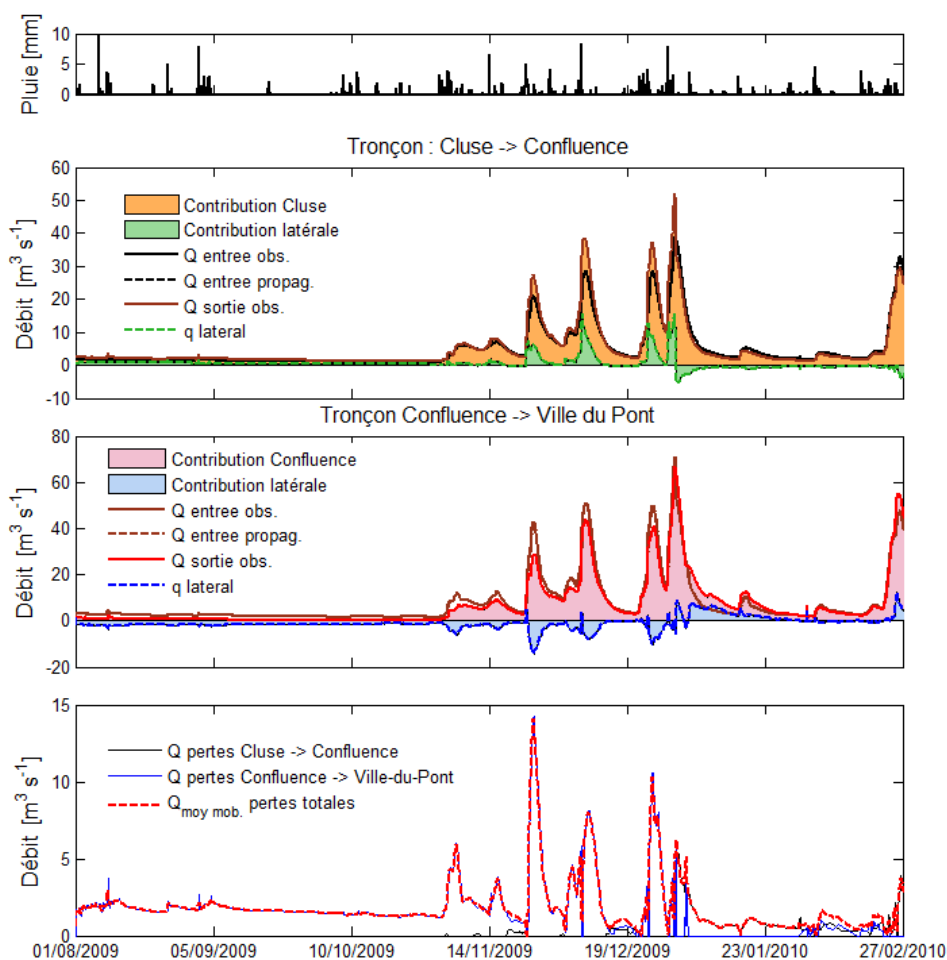


Illustration 33. Modélisation des écoulements latéraux sur les deux tronçons des pertes du Doubs entre Pontarlier et la confluence avec le Drugeon, et entre la confluence et Ville-du-Pont

• Relations débit des pertes vs. débit amont

Les relations débit des pertes vs. débit amont permettent d'illustrer la variabilité du débit des pertes en fonction des conditions hydrologiques (Illustration 34). Le nuage de point rend compte

de la variabilité temporelle des processus de crue, ce qui nous amène à considérer une courbe enveloppe correspondant aux pertes maximales simulées pour un débit amont donné. Ces courbes permettent de donner les valeurs les plus proches du potentiel de capture des pertes en fonction des débits amont. Cela ne signifie pas que le débit des pertes est systématiquement égal à ce modèle, mais il permet de donner la gamme du potentiel de pertes pour un débit amont observé, c'est-à-dire lorsque les apports sont susceptibles de masquer les pertes qui ont été observées pour un même débit amont durant un autre épisode. Sur les données brutes, l'utilisation du modèle de propagation montre des débits instantanés maximum de pertes de l'ordre de 20 m³/s si l'on cumule les valeurs des deux tronçons.

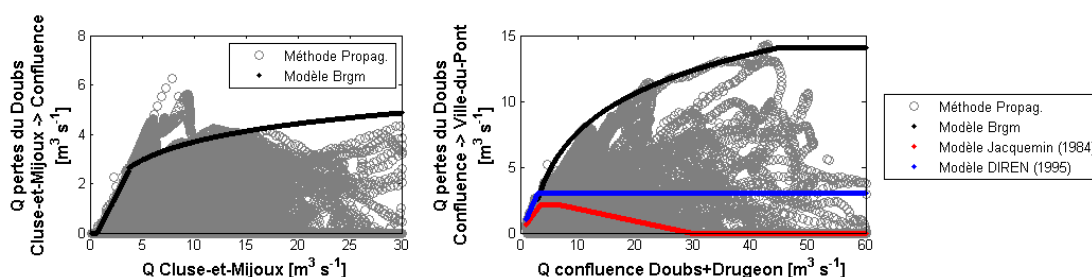


Illustration 34. Modèle d'estimation des pertes du Doubs en fonction des débits amonts sur les deux tronçons de la zone de capture du Doubs (période du 01/07/2004 au 01/03/2012) - comparaison avec les modèles existants

Si l'allure de la courbe enveloppe est bien contrainte pour les débits les plus faibles, deux hypothèses peuvent être avancées pour les débits les plus forts. La première porte sur une diminution du débit des pertes avec l'augmentation des débits amont, traduisant un refus à l'infiltration lors de la saturation de l'ensemble de la zone d'infiltration du karst. La seconde porte sur un plafonnement des débits des pertes au-delà d'un certain seuil de débit amont, masqué pour les plus forts débits par les apports latéraux (les écoulements latéraux sont la somme des pertes et apports concomitants sur le tronçon). Cela traduit un refus à l'infiltration dû à une capacité d'infiltration limitée de la zone non saturée. Ces deux hypothèses sont très proches des concepts proposés respectivement par Jacquemin (1984) et par la DIREN (1995) mais pour des gammes de valeurs de débit beaucoup plus élevées. Pour aider au choix du modèle le plus adapté, il est indispensable de suivre les niveaux d'eau à proximité du Doubs dans la zone des pertes. En l'absence de point de suivi, nous avons privilégié la seconde hypothèse. Ce choix est guidé par le fait que la zone non saturée du karst dans la zone de capture des débits du Doubs est très épaisse, ce qui rend la saturation complète de la zone d'infiltration peu probable.

Nous avons tout d'abord défini une courbe enveloppe pour chaque tronçon selon un modèle de débit de pertes plafonné pour les débits les plus élevés. Ensuite, pour discuter de l'incertitude de ces résultats liée aux imprécisions des courbes de tarage, nous avons réalisé le même protocole avec une erreur de 10% sur les débits : soit une erreur de -10% sur les débits amont et de +10% sur les débits aval pour minimiser l'estimation des pertes. Les résultats sont présentés Illustration 35 et montrent comme attendu une estimation à la baisse du débit des pertes mais avec des valeurs tout de même près de 3 fois supérieures aux estimations de la DIREN (1995).

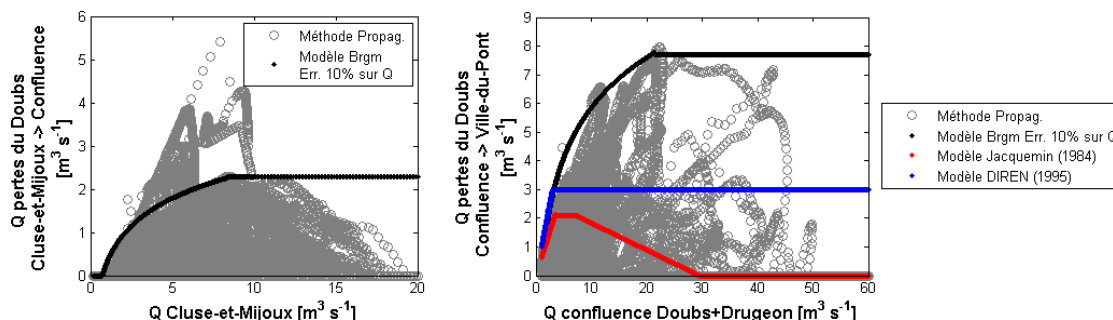


Illustration 35. Modèle d'estimation des pertes du Doubs en fonction des débits amonts sur les deux tronçons de la zone de capture du Doubs (période du 01/07/2004 au 01/03/2012) - comparaison avec les modèles existants

A partir de ces courbes enveloppes, le débit instantané potentiel des pertes du Doubs est donc ré-estimé à la hausse avec des débits instantanés totalisant entre 10 et 20 m³/s (selon la précision des données). Si l'on trace les 2 modèles de pertes existants pour comparaison (Illustration 36), on s'aperçoit qu'à partir de cette nouvelle approche sur des données horaires (modèle Brgm), l'estimation des pertes lors des périodes d'étiage est sans surprise similaire à l'estimation donnée par la DIREN (1995) à partir des données journalières, soit dans une gamme de 0 à 3 m³/s. Par contre, l'estimation en périodes de crues est bien supérieure avec des valeurs de débit instantané de pertes totales qui posent des questions sur leur rôle potentiel dans la genèse des crues de la source de la Loue qui collecte ces pertes.

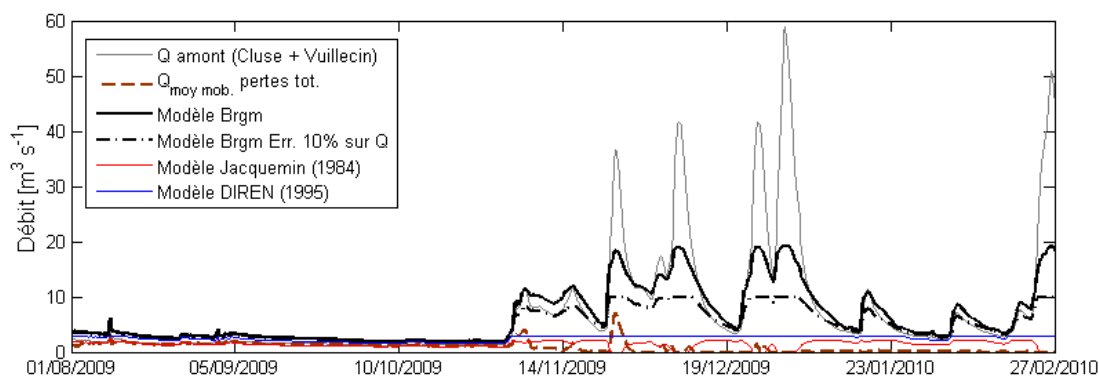


Illustration 36. Modèle d'estimation des pertes du Doubs en fonction des débits amonts sur les deux tronçons de la zone de capture du Doubs (période du 01/07/2004 au 01/03/2012) - comparaison avec les modèles existants

5.1.3. Modèle conceptuel du karst des sources de la Loue à Ouhans

a) Exemples d'hydrogrammes

Les différents hydrogrammes des stations des sources de la Loue et des pertes du Doubs (considérant une erreur de 10 % sur les Q) sont présentés sur l'illustration 37 pour la période de février à juin 2006.

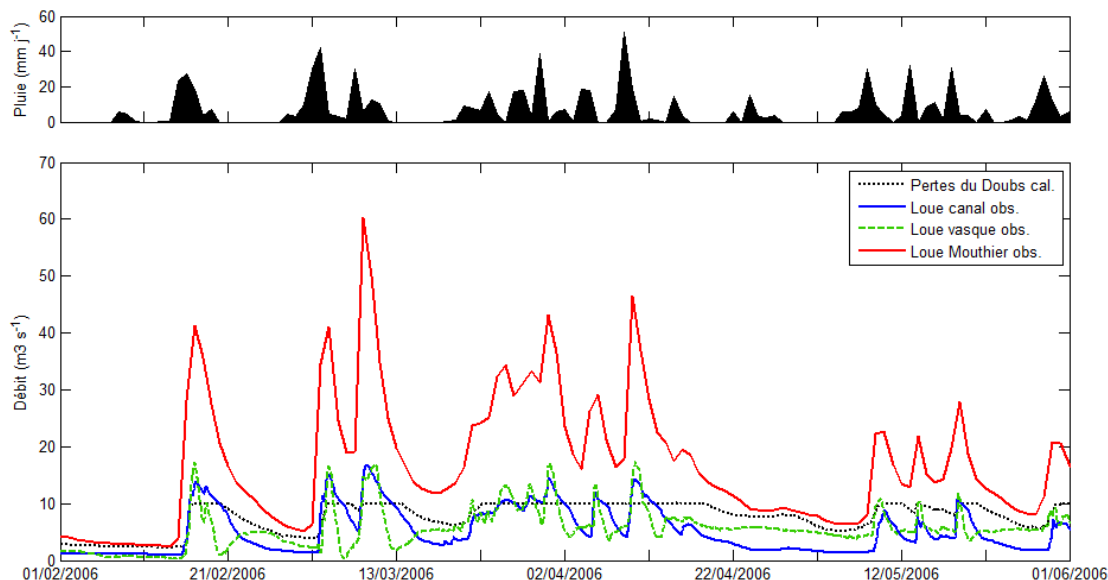


Illustration 37. Hydrogrammes des stations des sources de la Loue ; l'hydrogramme des pertes du Doubs correspond à la simulation avec 10% d'erreur sur les débits du Doubs

On observe :

- l'importance des pertes du Doubs (estimées à partir des débits du Doubs en considérant une erreur de 10%) comparée aux écoulements aux sources. En étiage le débit des pertes correspond plus ou moins au débit total d'étiage des sources. En crues, il correspond entre 1/3 et 1/6 des débits de pointe ;
- l'incertitude sur la donnée Loue-vasque qui montre des variations drastiques des débits (assèchements sur la chronique qui ne sont pas réellement observés) ;
- des débits journaliers de la Loue à Mouthier - qui est le point le plus intégrateur des sources - très bien corrélés aux débits horaires à Loue canal. Une relation entre ces deux stations permettrait de construire une chronique horaire du débit total des sources.

b) Structure du modèle

A partir des informations collectées sur le système karstique des sources de la Loue, il est possible de définir un premier schéma conceptuel (Illustration 38). Un modèle numérique basé sur ce schéma sera testé pour valider ou non les hypothèses de fonctionnement.

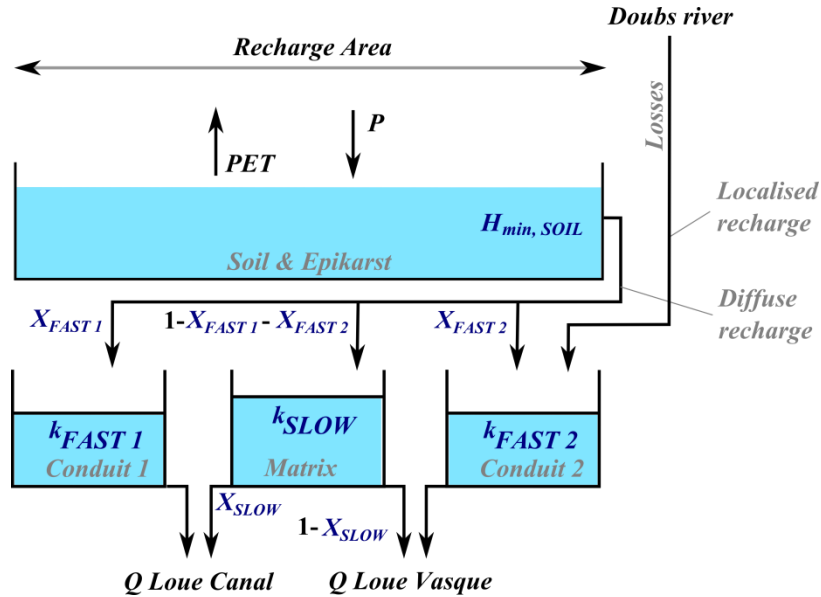


Illustration 38. Modèle conceptuel du karst des sources de la Loue à Ouhans

Ce schéma conceptuel comprend une zone de recharge diffuse sur le bassin hydrogéologique de 196 km² présenté à l'illustration 28. La pluie qui tombe sur ce bassin recharge un premier compartiment superficiel correspondant principalement à l'épikarst. La part infiltrée est partagée en 3 composantes : une composante rapide drainée par le réseau de conduits à Loue canal, une autre composante rapide drainée par Loue vasque, et une composante lente illustrant le rôle du massif fissuré connecté aux deux réseaux de Loue canal et Loue vasque. Une autre zone de recharge provenant des pertes du Doubs alimente directement le réseau de drainage de Loue vasque. Nous avons différencié deux réseaux distincts pour les deux sources car les traçages semblent montrer une connexion des pertes du Doubs uniquement pour Loue vasque, Loue canal drainant le compartiment sud-ouest du bassin.

c) Calage et validation du modèle numérique sur « Loue canal » et évaluation de la mesure à « Loue vasque »

Cette section présente l'application numérique du modèle conceptuel défini dans la section précédente. La description du modèle et de sa paramétrisation sont données dans la Section 3.1. Le modèle est calé au pas de temps journalier uniquement sur les débits à Loue Canal qui est la seule mesure fiable. L'idée est d'évaluer la validité de la mesure à Loue Vasque en comparant les débits qui y sont simulés, sachant que les flux sont contraints par les coefficients de partage entre réservoirs et la surface totale de l'impluvium (196 km²).

Les résultats de la paramétrisation sont donnés dans l'illustration 39.

Paramètre	Signification	Calage sur « Loue Canal » (1993-1995)	Fixé ou Optimisé
Recharge Area	Surface du bassin hydrogéologique (km ²)	196	Fixé
H _{min, SOIL}	Hauteur seuil pour permettre la percolation vers la zone saturée du karst (i.e. paramètre qui contrôle la recharge) (mm)	55,1	Optimisé
X _{FAST 1}	Pourcentage de la recharge diffuse vers le réservoir Conduit 1 (%)	56,14	Optimisé
X _{FAST 2}	Pourcentage de la recharge diffuse vers le réservoir Conduit 2 (%)	24,90	Optimisé

X_{SLOW}	Pourcentage des écoulements lents du réservoir Matrix vers la source Loue canal (%)	100	Optimisé
k_{SLOW}	Coef. de tarissement du réservoir Matrix (j^{-1})	0,005	Fixé sur les courbes de récession
$k_{FAST\ 1}$	Coef. de tarissement réservoir Conduit 1 (j^{-1})	0,3	Fixé sur les décrues
$k_{FAST\ 2}$	Coef. de tarissement réservoir Conduit 2 (j^{-1})	0,3	égal à $k_{FAST\ 1}$ car pas de calage possible sur les données de Loue vasque

Illustration 39. Paramétrisation du modèle réservoir des sources de la Loue à Ouhans par calage sur la période 11/1993-05/1995 au pas de temps journalier

La paramétrisation illustre le fonctionnement suivant :

- plus de la moitié de la recharge diffuse alimente les transferts rapides dans les drains à Loue canal, ce qui est 2 fois plus élevé que la part qui alimente les transferts rapides à Loue vasque ;
- seulement $\frac{1}{4}$ de la recharge diffuse va constituer des réserves (transferts lents) dans le réservoir matriciel ;
- les vitesses de vidange dans les drains sont très élevées en comparaison à la paramétrisation de modèles similaires sur des données journalières d'autres systèmes karstiques ($k_{FAST\ 1}=0,3\ j^{-1}$ sur la Loue contre 0,06 à Fontaine de Vaucluse (Fleury et al., 2007), 0.18 au Durzon (Trizt et al., 2011, Mazzilli et al., 2012), ou encore 0,2 au Lez (Fleury et al., 2009). Ceci montre que le réseau de drainage est très développé du fait d'un niveau de karstification élevé ;
- aucun flux du réservoir matriciel n'est drainé par Loue vasque, ce qui va dans le sens d'un soutien des étiages de cette source uniquement par les pertes du Doubs.

Les résultats du calage sur les données 1993-1995 sont présentés sur l'illustration 40. De haut en bas sont présentées i) les données d'entrée (Pluie et recharge localisée exprimée en mm par rapport à la surface du bassin hydrogéologique) et la recharge diffuse calculée, ii) la simulation des débits à Loue vasque, iii) et la simulation des débits à Loue canal. Le calage sur Loue canal donne de bons résultats avec un Nash de $\sqrt{Q}$ de 0,84. L'allure des pics est bien reproduite comme les étiages.

Sur cette période, la simulation de Loue vasque ne peut être discutée du fait de mesure incohérentes (débits nuls).

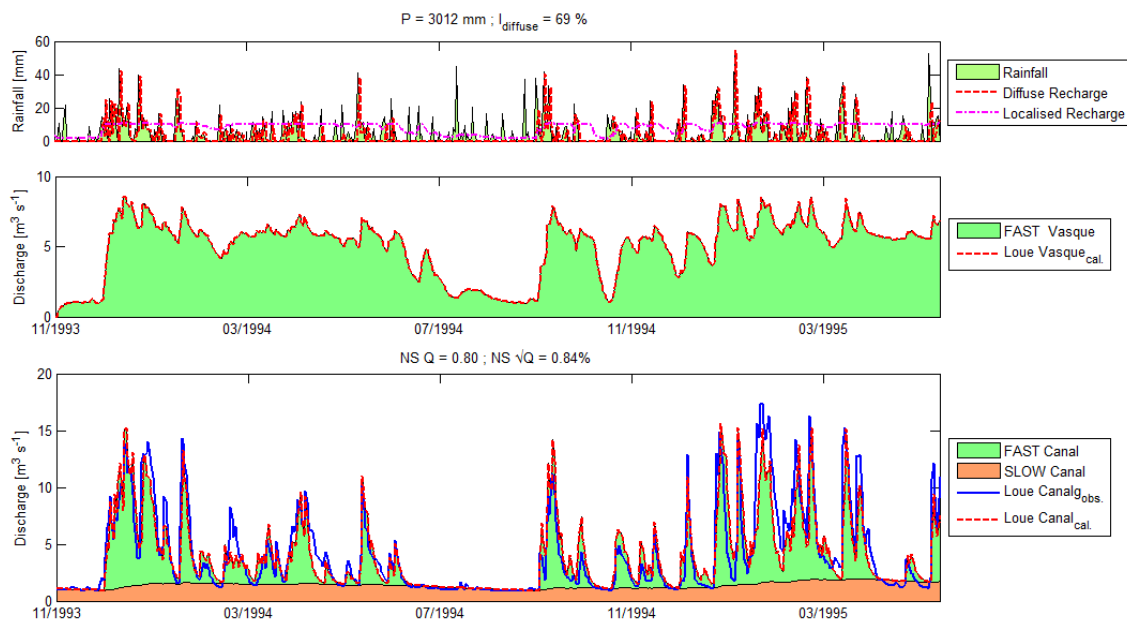


Illustration 40. Calage du modèle du karst de la Loue sur la mesure à « Loue Canal » (en bas) sur la période 11/1993-05/1995

La validation du modèle est réalisée sur la période 2003-2007 (Illustration 41), et montre globalement des résultats satisfaisant sur Loue canal avec un Nash de $\sqrt{Q}$ de 0,72. Certains pics ne sont pas correctement simulés notamment en hiver et printemps au moment de la fonte de neige. Ce processus n'a pas été pris en compte dans la modélisation du fait de la complexité des processus régissant la variation de stock du manteau neigeux (fonte, sublimation) et car aucune donnée n'existe sur le secteur pour contraindre ce type de modélisation. Par ailleurs, les pics observés en été et les étiages sont correctement simulés.

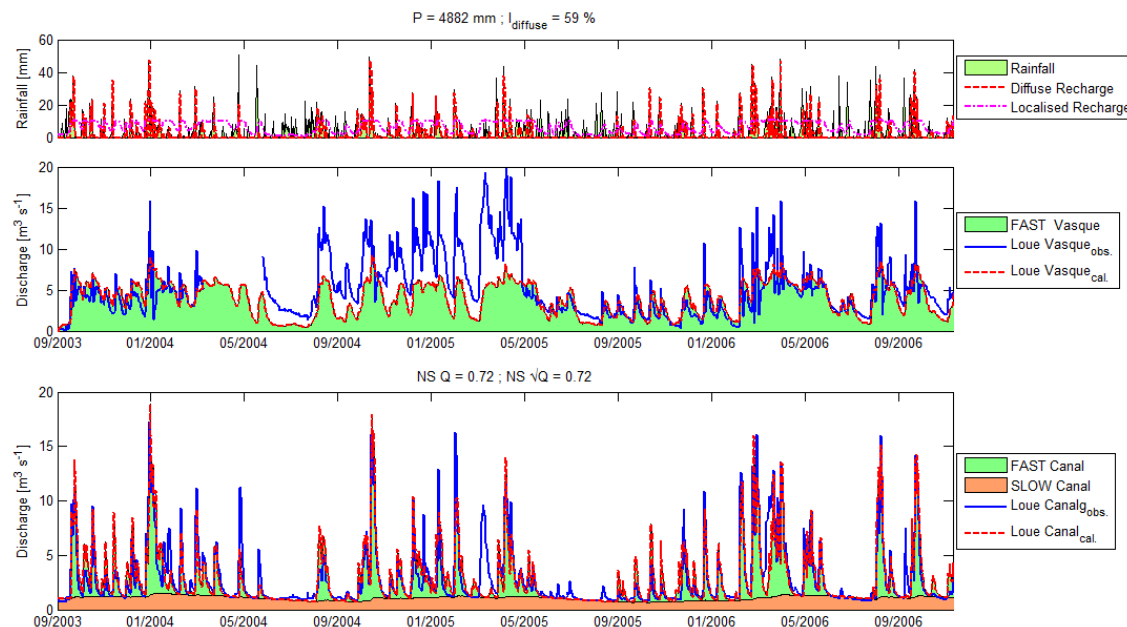


Illustration 41. Validation du modèle du karst de la Loue sur la mesure à « Loue Canal » (en bas) sur la période 09/2003-11/2006

Sur cette chronique, bien que la mesure à Loue vasque ne soit pas validée, l'allure des hydrogrammes semble cohérente en regard de la pluie (pas de variations erratiques des Q). L'analyse des simulations sur cette période permet d'émettre certaines hypothèses de fonctionnement sur cette source :

- comme il n'y a pas de contribution du réservoir karstique (réservoir « matrix »), le drain est uniquement alimenté par les pertes du Doubs en étiage (et en complément par de la recharge diffuse en période de pluie) ;
- l'allure du débit simulé à Loue vasque montre que les pertes du Doubs expliqueraient les débits d'étiage qui se montent à des valeurs de 5 m³/s en hautes eaux ;
- la simulation des écoulements à Loue vasque semble retranscrire la dynamique basse fréquence du signal mesuré. D'après les observations, il manque la simulation d'un signal hautes fréquences pour modéliser les variations de débit supérieures à 5 m³/s.

En conclusion, ces résultats permettent de valider les principales hypothèses du schéma de fonctionnement établi pour les sources de la Loue à partir des données validées disponibles.

5.1.4. Modèle conceptuel de la Loue à Mouthier

Pour pallier aux problèmes de métrologie à la source Loue vasque qui ne permettent pas de contraindre les écoulements aux deux exutoires principaux des sources, un modèle conceptuel est également proposé pour la Loue à Mouthier. Cette station intègre les sources de la Loue ainsi que les arrivées d'eau latérales en rive droite notamment des sources du Pontet et du Moulin Miguet.

a) Structure du modèle

La structure est basée sur celle construite pour les deux sources à Ouhans (Illustration 38). Cependant, à partir des résultats des simulations précédentes, des simplifications sont apportées par soucis de parcimonie :

- bien que leur alimentation soit différente, il n'a pas été possible de différencier les caractéristiques de vidanges des réservoirs Conduits de Loue Vasque et Loue Canal. Dans le but de réduire le nombre de paramètres sur ce modèle, l'ensemble du réseau de drainage rapide des différentes arrivées d'eau est simulé par le même réservoir alimenté en partie par les pertes du Doubs ;
- ce modèle ne différencie pas les différentes arrivées d'eau des sources de la Loue avec celles du Pontet et du Moulin Miguet. Leur contribution est mineure (sans être négligeable) car leur bassin d'alimentation représente 20% du bassin hydrogéologique de la Loue à Mouthier. Cependant, sans instrumentation supplémentaire, il n'est pas possible de déconvoluer l'hydrogramme de la Loue à Mouthier, ce qui justifie l'approche globale à ce stade.

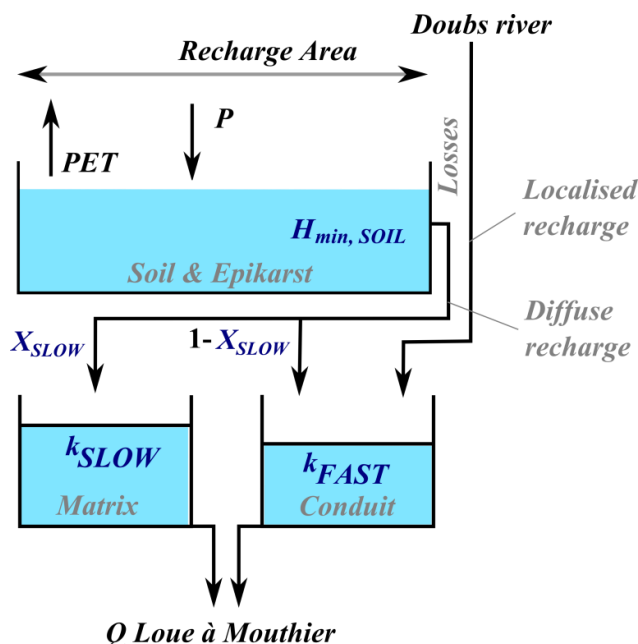


Illustration 42. Modèle conceptuel du karst des sources de la Loue à Ouhans

b) Calage et validation du modèle numérique

Les résultats du calage du modèle sur la Loue à Mouthier (Aire de recharge de 245 km²) pour la période 1998-2000 sont présentés dans l'illustration 43 :

Paramètre	Signification	Calage sur « Loue Mouthier » (1998-2000)	Fixé ou Optimisé
Recharge Area	Surface du bassin hydrogéologique (km ²)	245	Fixé
$H_{min, SOIL}$	Hauteur seuil pour permettre la percolation vers la zone saturée du karst (i.e. paramètre qui contrôle la recharge) (mm)	52,5	Optimisé
X_{SLOW}	Pourcentage (du total de recharge diffuse) des écoulements lents (réservoir Matrix) vers la source Loue canal (%)	38,59	Optimisé
k_{SLOW}	Coef. de tarissement du réservoir Matrix (j ⁻¹)	0,05	Fixé sur les courbes de récession
k_{FAST}	Coef. de tarissement réservoir Conduit 1 (j ⁻¹)	0,3	Fixé sur les décrues

Illustration 43. Paramétrisation du modèle réservoir des sources de la Loue à Mouthier par calage sur la période 1998-2000 au pas de temps journalier

Les résultats de la paramétrisation illustrent le fonctionnement suivant :

- plus de 60% de la recharge diffuse alimentent les transferts rapides à Mouthier, ce qui est légèrement inférieur à la paramétrisation obtenue aux sources à Ouhans (environ 80%) ;
- la dynamique de crue est la même qu'à Ouhans aux sources, ce qui se traduit par une paramétrisation équivalente du coefficient de tarissement des drains (0,3 j⁻¹).

Les résultats du calage sur les données 1993-1995 sont présentés sur l'illustration 45 et montrent de relativement bonnes performances du modèle avec un Nash de $\sqrt{Q}$ de 0,74. Les pics apparaissent notamment sous-estimés, ce qui nous oriente vers un déficit des flux de recharge localisés. Soit par l'utilisation de la chronique des pertes du Doubs qui inclut une

erreur de 10% des débits minimisant ces mêmes pertes de près de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ en débit instantané. Soit par une sous-estimation du bassin hydrogéologique. On observe un soutien d'étiage (08/1999) par des écoulements rapides du réservoir Conduit (en vert sur la figure). D'après le modèle, ce soutien est dû aux pertes du Doubs qui contribuent à environ 1/3 du débit de base de la Loue à Mouthier.

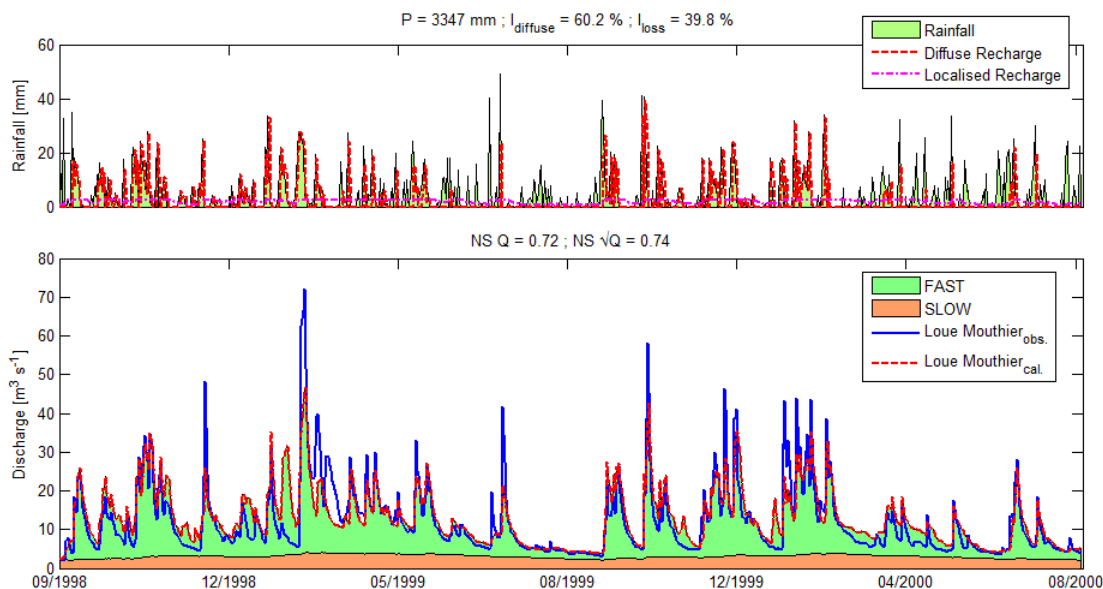


Illustration 44. Calage du modèle sur la Loue à Mouthier sur la période 09/1998-08/2000

La validation du modèle est faite sur la période 2000-2012 (Illustration 45) et donne des résultats équivalents qui permettent de valider les principales hypothèses de fonctionnement.

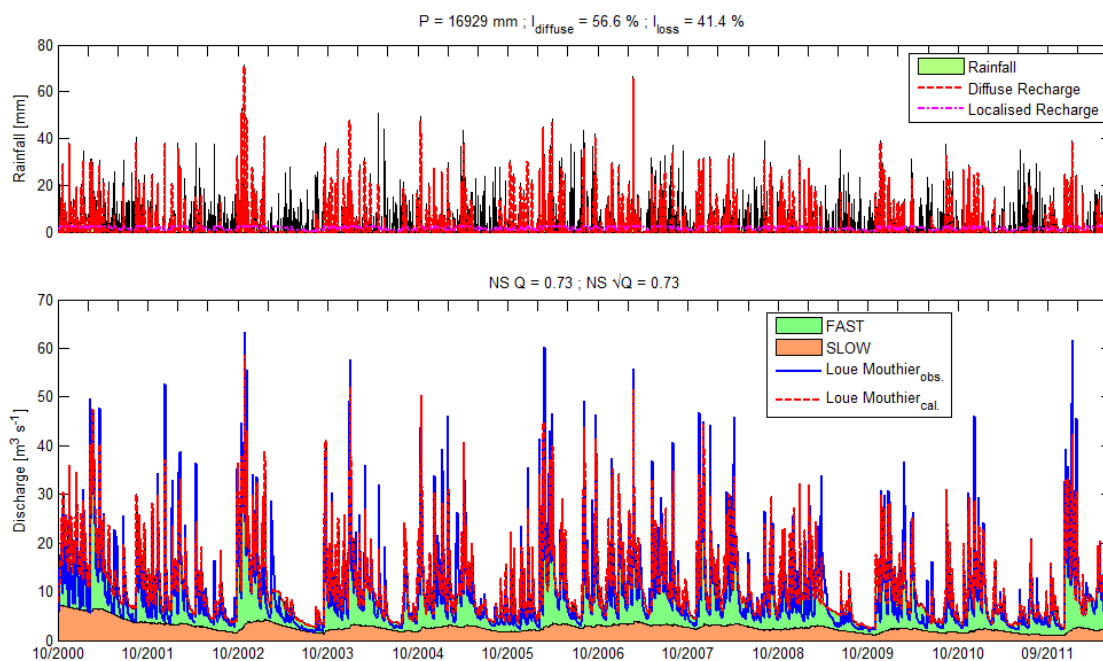


Illustration 45. Validation du modèle Loue Mouthier sur la période 10/2000-09/2012

5.1.5. Définition d'une relation entre « Loue Canal » et « Loue Mouthier »

La relation au pas de temps journalier entre « Loue Canal » qui est la station fiable aux sources de la Loue et « Loue Mouthier » qui est la station intégratrice des sources va être utilisée pour définir une chronique au pas de temps horaire des débits totaux des sources de la Loue.

La relation est présentée Illustration 46 sur les données journalières moyennes. Pour évaluer l'incertitude liée à la variabilité infra-journalière des débits à Loue canal, nous avons superposé les Q moyen journaliers avec +/- l'écart type des variations horaires. Globalement, la dispersion des points est acceptable car la moyenne des écarts types horaires sur 24h représente 6% de la moyenne journalière, diminuant son importance avec l'augmentation des débits. Une loi polynomiale d'ordre 3 peut être ajustée pour caler finement la courbe qui montre des ruptures de pente.

Cette relation sera utilisée pour définir une chronique horaire du débit total des sources de la Loue à partir de la chronique de Loue canal.

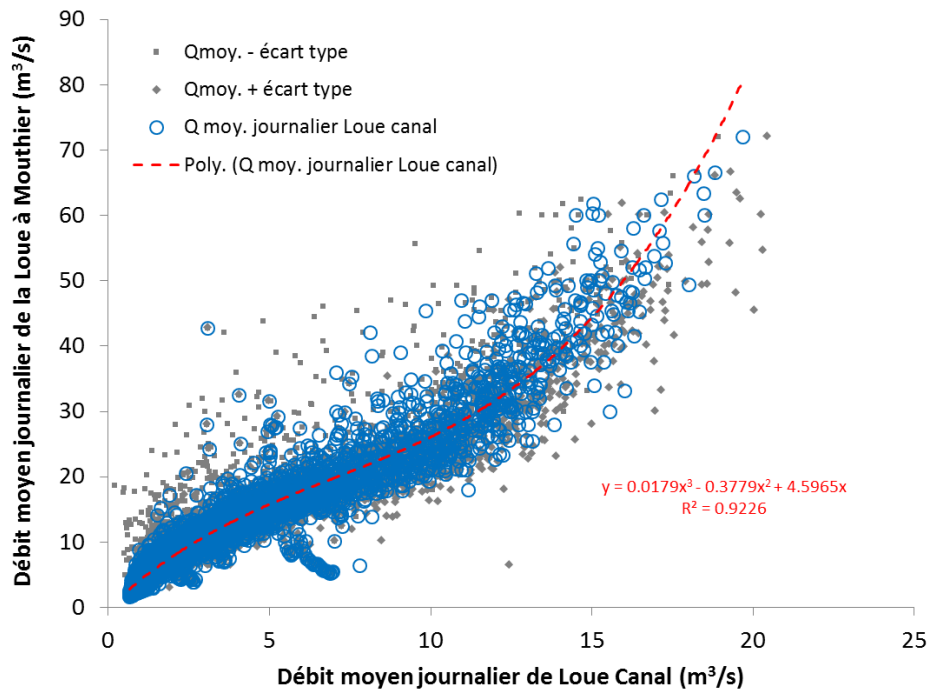


Illustration 46. Loue Canal vs. Loue à Mouthier sur les débits moyens journaliers

5.1.6. Schéma de fonctionnement et implication pour la prévision des crues

La synthèse des résultats de modélisation obtenus pour les sources de la Loue permet de définir le schéma de fonctionnement ci-dessous :

- la **recharge localisée des pertes du Doubs est importante**, contribuant a priori à l'essentiel des écoulements rapides à Loue Vasque (environ 80% estimés), les 18% restant provenant de la recharge sur l'impluvium ;

- le débit de base ($< 7 \text{ m}^3/\text{s}$) à Loue Vasque semble totalement contrôlé par les pertes du Doubs ;
- les transferts rapides via les conduits karstiques représentent plus des 2/3 des flux de recharge sur l'impluvium ;
- les transferts (montée, décrue, paramètres de vidange) via les conduits karstiques sont très rapides comparés à la littérature. Ceci montre un degré de karstification très élevé, ce qui engendre des décrues quasiment aussi rapides que la montée de crue avec les débits de pointe atteignant près de $80 \text{ m}^3/\text{s}$.

Ce fonctionnement implique les observations suivantes pour la prévision des crues :

- la forte composante de recharge localisée engendre des flux souterrains provenant du karst potentiellement très élevés lors des crues de la Loue ;
- les transferts très rapides dans les drains favorisent des pics resserrés de forte amplitude dont la dynamique peut se rapprocher de celle du ruissellement de surface ;
- l'importance de la recharge localisée va limiter l'effet retard de la fonte de neige ;
- la possibilité de reconstituer les Débits totaux de la source de la Loue à partir de la chronique « Loue canal » ;
- concernant les indicateurs karst, Loue Vasque apparaît comme un mauvais indicateur de l'état de saturation du karst du fait de son alimentation continue par les pertes du Doubs, contrairement à Loue Canal qui est un indicateur Karst potentiel intéressant.

5.2. SYSTEME KARSTIQUE DE LA SOURCE DU LISON

5.2.1. Présentation du système

a) Description des émergences et de l'instrumentation

La **source du Lison** jaillit des calcaires du Jurassique moyen au niveau du faisceau salinois à Nans-sous-Saint-Anne. La source principale forme une vasque au cœur de la reculée (Illustration 47). La station de jaugeage est localisée directement à la vasque (Illustration 48) et fournit une chronique historique depuis la fin des années 1970.



Illustration 47. Source du Lison (vasque instrumentée) et grotte Sarrazine à sec – clichés Brgm

A 300 m au nord-est, la **grotte Sarrazine** (Illustration 48) est une résurgence intermittente qui est un trop-plein du système karstique. D'après Tissot et Tresse (1978), il existe un décalage de 3 h entre la restitution des traceurs (injectés sur le plateau) à la source du Lison et à la grotte Sarrazine, ainsi qu'un déphasage des montées et décrues. Cette arrivée d'eau a été instrumentée en amont de sa confluence avec le Lison uniquement durant quelques années fin 1970-début 1980.

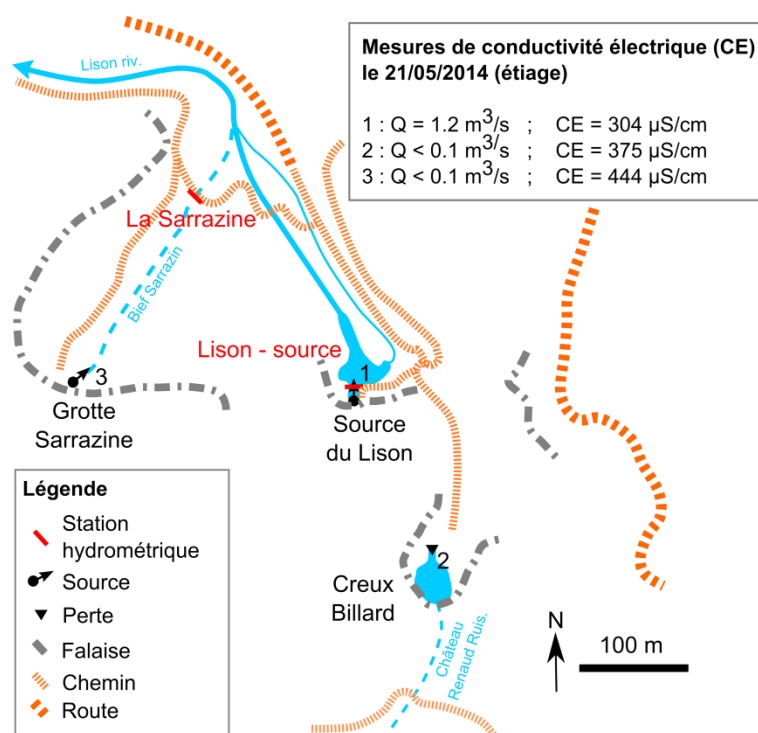


Illustration 48. Résurgence du Lison et instrumentation

b) Le bassin hydrogéologique de la source

L'impluvium de 138 km² se situe sur le faisceau salinois et le Plateau de Levier qui est morcelé en compartiments orientés nord-est sud-ouest, et au sein desquels les circulations souterraines coïncident avec les points bas structuraux (Tissot et Tresse, 1978 ; Chauve et al., 1986b).

L'impluvium se caractérise par une forte proportion de terrains marneux (Illustration 49), notamment des formations oxfordiennes qui favorisent le développement d'un réseau de surface suffisamment rare sur les plateaux jurassiens pour être mentionné. Deux bassins fermés collectent les ruisseaux du Muy et de la Reculée pour se perdre à Dournon. Le ruisseau de Château Renaud se jette dans le Creux Billard (autre extrémité de la reculée du Lison) à 200 m au sud de la source du Lison. Le Creux billard restitue ses eaux en souterrain à la source principale via un réseau de siphon.

La source du Lison est donc un système binaire avec une forte composante de recharge issue d'une infiltration localisée par la ré-infiltration des cours d'eau plus ou moins pérennes. On peut donc supposer que l'ensemble des eaux de recharge du karst du Lison est drainé par les deux exutoires de la source principale et de la Sarrazine. Il convient alors de mieux connaître les débits totaux du Lison et de la Sarrazine qui n'est malheureusement plus instrumentée.

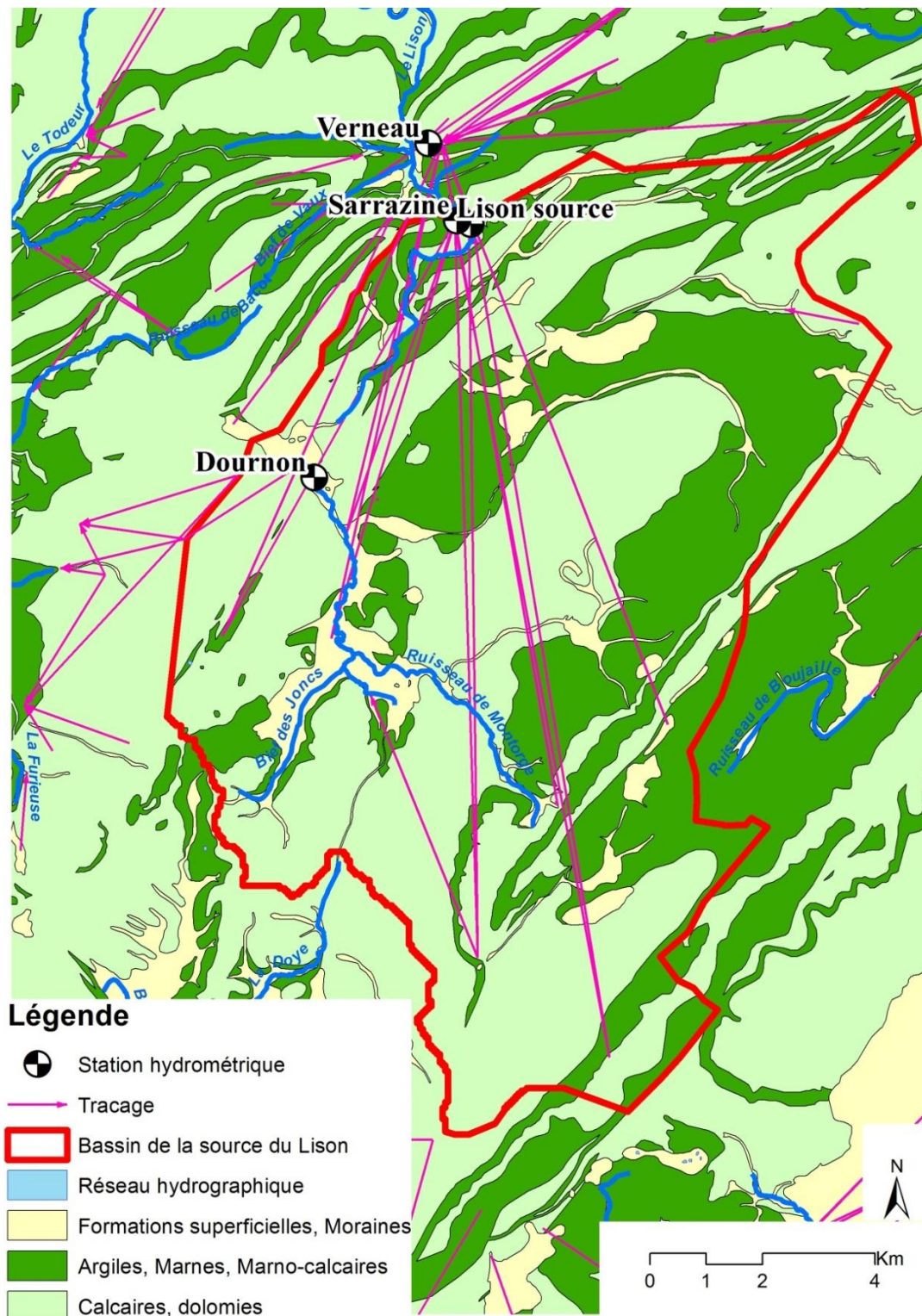


Illustration 49. Bassin de la source du Lison et de la Sarrazine (d'après Carte Géologique Harmonisée 1/50 000 BRGM ©)

5.2.2. Relation entre la source du Lison et le trop-plein de la Sarrazine

Les données de la Sarrazine ne sont disponibles que sur la période 1976-1980 lors de la thèse de Tissot et Tresse (1978). Au vu des débits de pointe importants mesurés à la Sarrazine – de l'ordre de 10 à 15 m³/s – il apparaît alors important de pouvoir reconstituer une chronique continue pour la période 1980 à aujourd'hui en vue de calculer un débit total du karst du Lison. Comme la Sarrazine est un trop-plein de la source, nous allons étudier la relation entre la source du Lison (Q_{Lison}) et le trop-plein de la Sarrazine ($Q_{\text{Sarrazine}}$) au pas de temps horaire.

Sur la période 1976-1980, les chroniques de débit à la source principale comme à la Sarrazine présentent de nombreuses lacunes, donc nous nous focalisons sur la période 1979-1980.

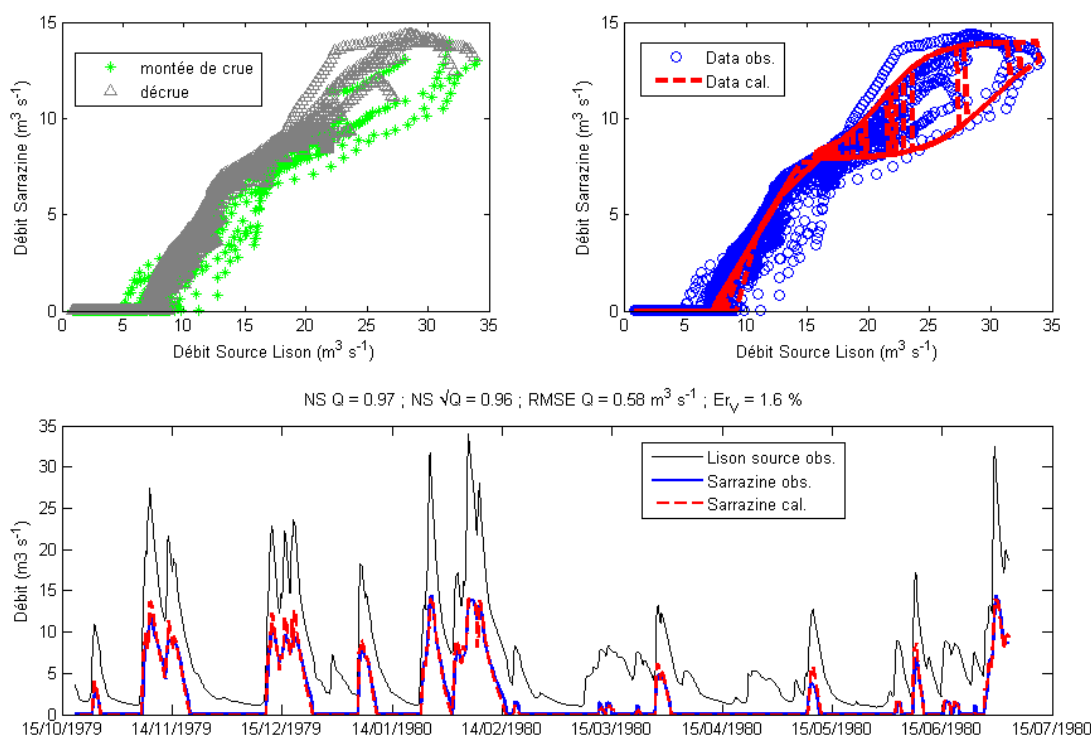


Illustration 50. Source du Lison vs. Trop-plein de la Sarrazine (1979-1980) ; Modélisation de la courbe hystérésis au pas de temps horaire.

D'après l'illustration 50, la relation $Q_{\text{Sarrazine}}$ vs. Q_{Lison} montre plusieurs seuils ainsi qu'une hystérésis qui traduit des déphasages dans la dynamique de crue. Le premier seuil pour $Q_{\text{Lison}} = 7,5 \text{ m}^3/\text{s}$ montre que la Sarrazine reste sèche en deçà de cette valeur. L'hystérésis principale s'observe au-dessus du second seuil pour des valeurs de $Q_{\text{Lison}} > 12 \text{ m}^3/\text{s}$.

Si l'on distingue les périodes de montée et de décrue à la source du Lison, on voit nettement que les hystérésis illustrent le déphasage lié à l'amorçage de la Sarrazine en lien avec le niveau de remplissage du karst mesuré à la source principale.

Une modélisation de l'hystérésis a été réalisée au pas de temps horaire à l'aide d'une fonction sigmoïdale ajustée sur les montées de crue et une seconde sur les décrues :

$$Q_{\text{Sarrazine}} = \begin{cases} \frac{c_1}{1 + e^{-a_1(Q_{\text{Lison}} - b_1)}} & \text{si montée de crue} \\ \frac{c_2}{1 + e^{-a_2(Q_{\text{Lison}} - b_2)}} & \text{si décrue} \end{cases}$$

Montée / décrue	Paramètre	Calage (1979-1980)
Montée	a_1 (-)	0,4
	b_1 (m ³ /s)	14
	c_1 (m ³ /s)	14
Décrue	a_2 (-)	0,4
	b_2 (m ³ /s)	5
	c_2 (m ³ /s)	14

Illustration 51. Paramètres de la fonction hystérésis de la relation Trop-plein de la Sarrazine vs. Source du Lison (1979-1980) au pas de temps horaire

L'ajustement est satisfaisant, permettant de bien représenter le déphasage des deux courbes. La simulation de la chronique de la Sarrazine à partir de ce modèle donne des Nash de $\sqrt{Q}$ de 0,96 et une erreur sur le volume de moins de 2%. Cette relation va être utilisée pour reconstituer les débits à la Sarrazine sur la période 1980 à nos jours.

5.2.3. Modèle conceptuel du karst du Lison

a) Exemple d'hydrogrammes

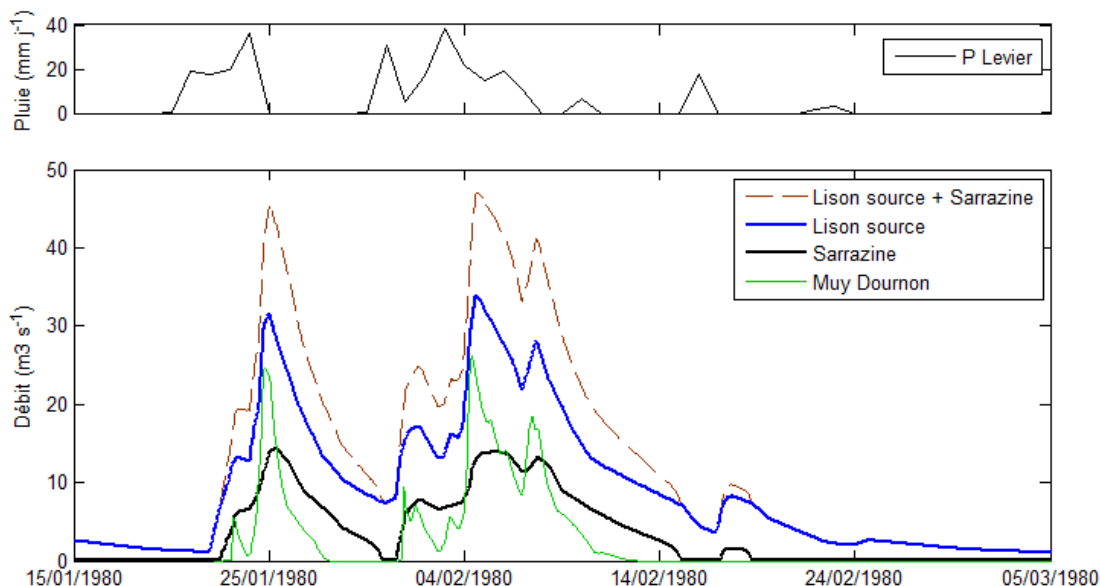


Illustration 52. Hydrogrammes des stations du karst du Lison

Les différents hydrogrammes des stations du karst du Lison sont présentés sur l'illustration 52 pour deux épisodes hivernaux (1980). On observe :

- l'importance des débits du ruissellement de surface du Muy sur l'impluvium avant ré-infiltration aux pertes de Dournon qui totalisent des débits de plus de $20 \text{ m}^3/\text{s}$ en crue ;
- l'importance des débits du trop-plein de la grotte Sarrazine dont les débits de pointe représentent près de la moitié des débits à la source principale, soit $1/3$ des débits totaux instantanés du karst du Lison.

b) Structure du modèle

A partir des informations collectées sur le système karstique du Lison, il est possible de définir un premier schéma conceptuel (Illustration 53, Illustration 38). Un modèle numérique basé sur ce schéma sera testé pour valider ou non les hypothèses de fonctionnement.

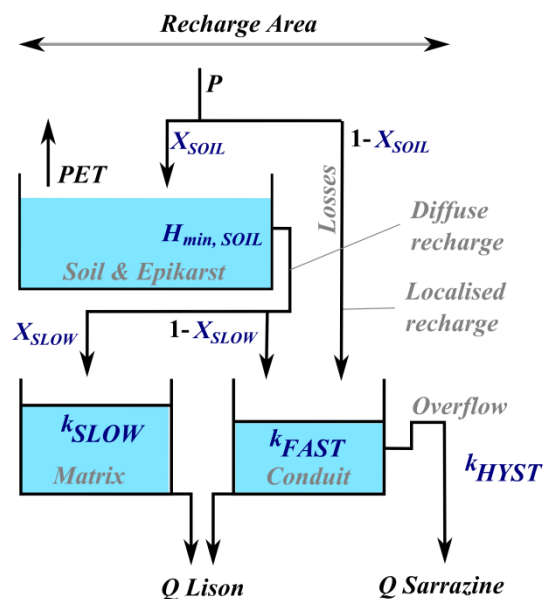


Illustration 53. Modèle conceptuel de la source du Lison et de la Sarrazine

D'après ce schéma conceptuel, la zone de recharge du bassin hydrogéologique de 138 km^2 présenté à l'illustration 28 est séparée en une zone de recharge diffuse et une zone de recharge localisée. La part de la pluie qui recharge l'aquifère de manière diffuse à travers l'épikarst est partagée en 2 composantes : une composante rapide drainée par le réseau de conduits au Lison et à la Sarrazine, et une composante lente illustrant le rôle du massif fissuré connecté au réseau. La recharge localisée via les pertes de Dournon ou du Creux Billard notamment, est directement drainée par le réseau de conduits. Comme la Sarrazine est un trop-plein du Lison qui ne fonctionne qu'en crue, nous avons considéré que son débit était principalement contrôlé par les variations du débit au Lison à partir des écoulements rapides comme le montrent la relation $Q_{\text{Sarrazine}} \text{ vs. } Q_{\text{Lison}}$.

c) Calage et validation du modèle numérique

Cette section présente l'application numérique du modèle conceptuel défini dans la section précédente. La description du modèle et de sa paramétrisation sont données dans la Section 3.1. Le modèle est calé au pas de temps journalier sur les débits à la source du Lison qui est la seule mesure disponible. Les données simulées au pas de temps journalier à la Sarrazine sont

calculées à partir de la même relation que celle établie au pas de temps horaire dans la section 5.2.2, mais avec une paramétrisation différente du fait du changement de pas de temps. La comparaison de la chronique simulée par ce modèle avec celle reconstituée n'a pas de valeur de validation, elle est donnée à titre indicatif.

Les résultats de la paramétrisation sont donnés dans l'illustration 54.

Source	Paramètre	Signification	Calage sur Lison (1993-1996)	Fixé ou Optimisé
Lison + Sarrazine	Recharge Area	Surface du bassin hydrogéologique (km ²)	138	Fixé
Lison	H _{min, SOIL}	Hauteur seuil pour permettre la percolation vers la zone saturée du karst (i.e. paramètre qui contrôle la recharge) (mm)	59,3	Optimisé
	k _{SLOW}	Coef. de tarissement du réservoir Matrix (j ⁻¹)	0,005	Fixé
	k _{FAST}	Coef. de tarissement réservoir Conduit (j ⁻¹)	0,25	Fixé
	X _{SOIL}	Pourcentage (du total de la pluie) vers la zone de recharge diffuse (%)	86,75	Optimisé
	X _{SLOW}	Pourcentage (du total de la recharge diffuse) vers le réservoir Matrix (%)	12,44	Optimisé
Sarrazine	a ₁	Paramètre de la fonction hystérésis en montée de crue (-)	0,2	Fixé
	b ₁	Paramètre de la fonction hystérésis en montée de crue (m ³ /s)	19	Fixé
	c ₁	Paramètre de la fonction hystérésis en montée de crue (m ³ /s)	10	Fixé
	a ₂	Paramètre de la fonction hystérésis en décrue (-)	0,2	Fixé
	b ₂	Paramètre de la fonction hystérésis en décrue (m ³ /s)	13	Fixé
	c ₂	Paramètre de la fonction hystérésis en décrue (m ³ /s)	10	Fixé

Illustration 54. Paramétrisation du modèle réservoir de la source du karst du Lison par calage sur la période 09/1993-05/1996 au pas de temps journalier

Les résultats de la paramétrisation au pas de temps journalier illustrent le fonctionnement suivant :

- la zone de recharge localisée représente environ 15% de la surface du bassin, ce qui est important car la pluie tombant sur cette zone recharge l'aquifère directement dans les conduits, contrairement aux pluies tombant sur la zone de recharge diffuse qui ne participent pas toutes à la recharge (reprise par ET) ;
- seulement 12% de la recharge diffuse va constituer des réserves (transferts lents) dans le réservoir matriciel. L'essentiel des écoulements transite donc rapidement vers l'exutoire lors des crues ;
- les transferts rapides dans les drains sont très élevés indiquant que le réseau de drainage est très développé du fait d'un niveau de karstification élevé.

Les résultats du calage sur les données 1993-1995 sont présentés sur l'illustration 55. De haut en bas sont présentées i) les données d'entrée (Pluie et recharge localisée exprimée en mm par rapport à la surface du bassin hydrogéologique) et la recharge diffuse calculée, ii) la simulation des débits à la source du Lison, iii) et la simulation des débits à la Sarrazine. Le calage sur la source du Lison donne de bons résultats avec un Nash de $\sqrt{Q}$ de 0,86. L'allure des pics est bien reproduite comme celle des étiages.

La simulation de la Sarrazine au pas de temps journalier montre une bonne cohérence avec la chronique reconstituée au pas de temps horaire.

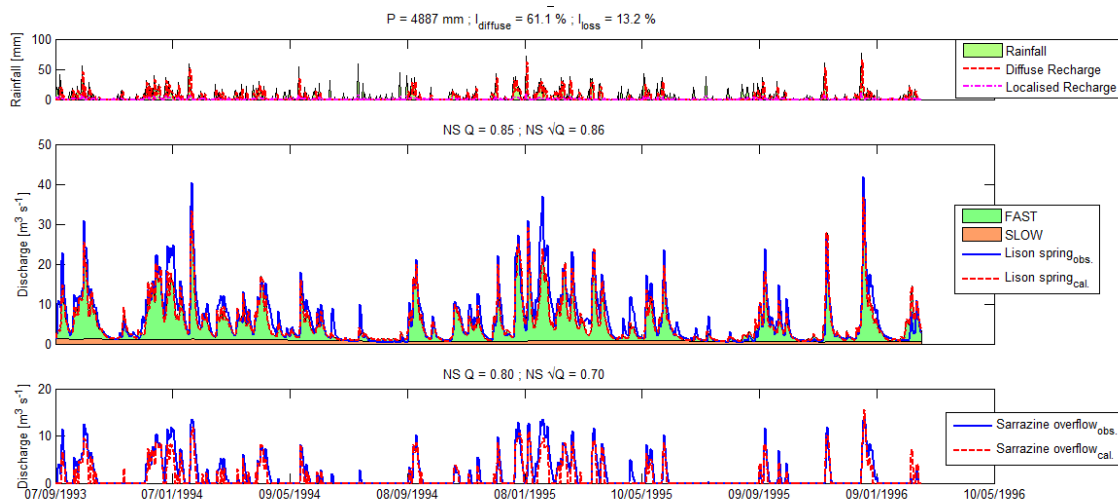


Illustration 55. Calage du modèle du karst du Lison sur la période 09/1993-05/1996

La validation du modèle est réalisée sur la période 1996-2013 (Illustration 56, Illustration 41), et montre globalement des résultats satisfaisant avec un Nash de $\sqrt{Q}$ de 0.77 sur le Lison. Une sous-estimation de certains pics hivernaux est attribuée à la fonte des neiges qui n'est pas prise en compte par le modèle.

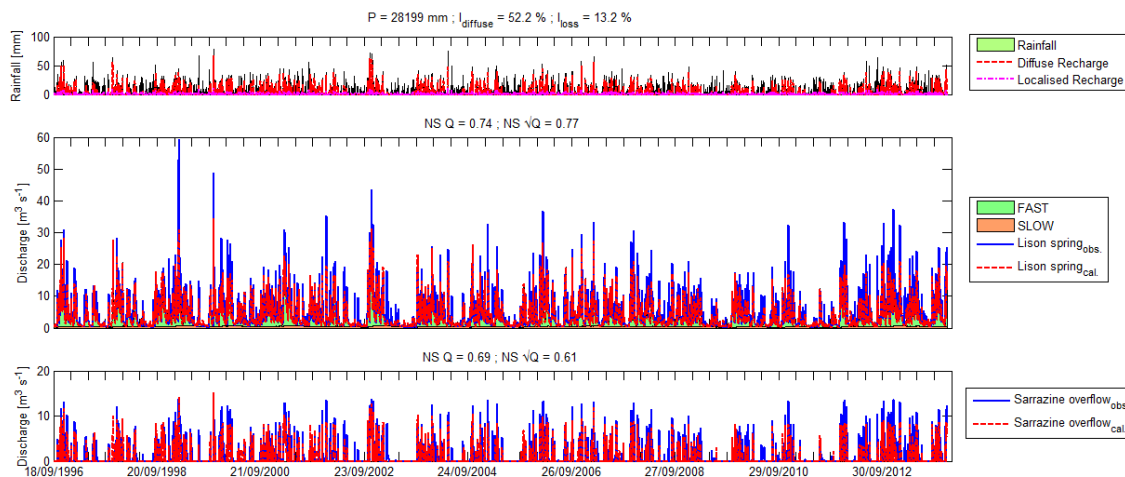


Illustration 56. Validation du modèle du karst du Lison sur la période 09/1996-12/2012

En conclusion, ces résultats permettent de valider les principales hypothèses du schéma de fonctionnement établi pour le karst du Lison à partir des données disponibles.

5.2.4. Schéma de fonctionnement et implication pour la prévision des crues

La synthèse des résultats de modélisation obtenus permet de définir le schéma de fonctionnement ci-dessous :

- la **recharge localisée correspond à 12% de la pluie** moyenne du bassin ;
- les **transferts rapides via les conduits karstiques représentent plus des 4/5^{ème} des écoulements** ;
- les transferts lents à travers la matrice fissurée sont globalement très faibles avec environ 10% de la pluie (12,5% des flux de recharge diffuse). Ceci se traduit par un débit de base très faible pour ce système très vaste de l'ordre de 0,5 à 1 m³/s ;
- les transferts (montée, décrue, paramètres de vidange) via les conduits karstiques sont très rapides. Ceci montre un degré de karstification très élevé, ce qui engendre des décrues quasiment aussi rapides que la montée de crue avec les débits de pointe atteignant près de 50 m³/s à la source du Lison ;
- les **débits de pointe de la grotte Sarrazine représentent 1/4 à 1/3 des débits de pointes du système Lison + Sarrazine**. C'est donc une composante importante à prendre en compte car les débits du karst du Lison doivent alors être majorés d'autant lors des crues. Cela génère des pics de crue totaux de près de 70 m³/s.

Ce fonctionnement implique les observations suivantes pour la prévision des crues :

- la forte composante de recharge localisée engendre des flux souterrains provenant du karst potentiellement très élevés lors des crues du Lison ;
- les transferts très rapides dans les drains favorisent des pics resserrés de forte amplitude dont la dynamique peut se rapprocher de celle du ruissellement de surface ;
- l'importance de la recharge localisée va limiter l'effet retard de la fonte de neige ;
- l'importance d'intégrer une estimation des flux de la Sarrazine à la prévision des crues du karst du Lison ;
- concernant les indicateurs karst, la source du Lison apparaît comme un indicateur potentiel de l'état de saturation du karst.

6. Contribution du karst aux crues de la Loue

L'objectif de cette section est de caractériser les contributions des différents sous-bassins karstiques aux crues de la Loue. Pour cela, la déconvolution du débit est réalisée à l'aide d'un modèle de propagation de l'onde de crue qui tient compte des écoulements latéraux. En estimant ainsi les hydrogrammes de crue des sous-bassins latéraux, il est alors possible d'interpréter les différentes contributions en termes d'influence karstique ou de ruissellement de surface si l'on se réfère au contexte géomorphologique. Il est également possible d'évaluer la contribution des principales sources karstiques en tête de bassin sur les stations les plus aval.

L'étude de l'influence du karst sur les crues est également complétée par l'évaluation d'Indicateurs Karst (IK) en vue d'évaluer leur potentiel/pertinence pour une utilisation en mode prévision. Une comparaison avec un Indicateur Sol (IS) est également proposée.

6.1. CARACTERISTIQUES DES UNITES HYDRO(GEO)LOGIQUES ET DES TRONÇONS

Sur la base de la définition des Unités Hydro(géo)logiques UH et des Tronçons TR (voir Section 4.1), le découpage final du bassin au niveau des stations hydrométriques opérationnelles aboutit aux 5 UH et 3 TR présentés Illustration 57.

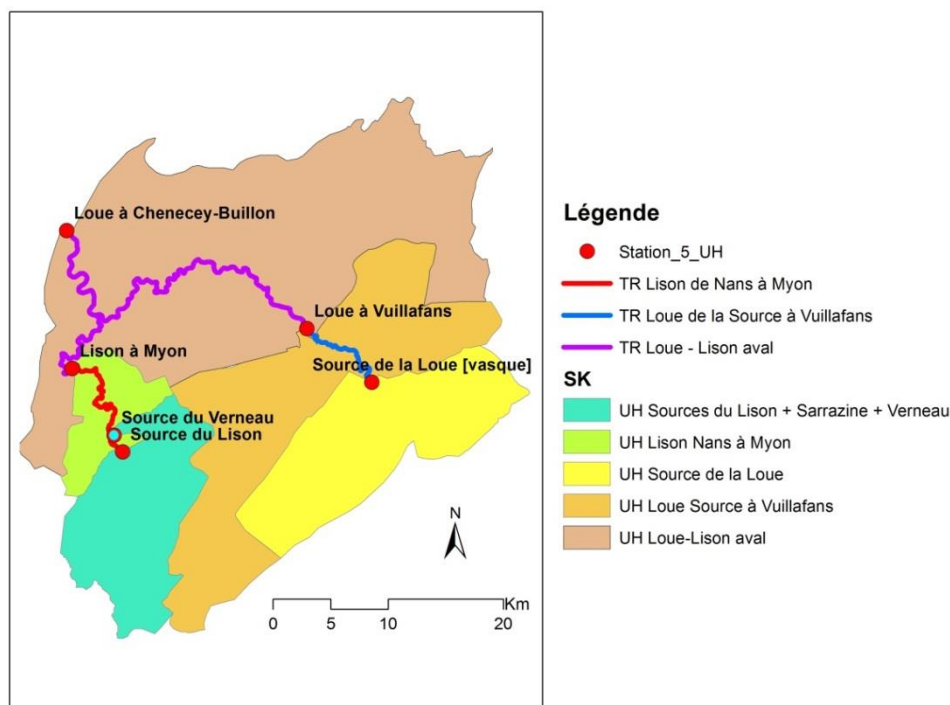


Illustration 57. Découpage du bassin en 5 Unités Hydro(géo)logiques (UH) et 3 tronçons (TR)

Ce découpage comprend :

- 2 UH situées en tête de tronçon : les deux UH des karsts des sources du Lison et de la Loue ;

- 3 UH situées en latéral : les UH entre sources de la Loue et Vuillafans, entre sources du Lison et Myon, et entre Vuillafans+Myon et Chenecey.

Pour interpréter les résultats en terme de processus hydro(géo)logiques, les caractéristiques principales des sous-bassins sur les 3 TR sont résumées dans l'illustration 58 :

Situation du sous-bassin	UH	Surface (km ²)	Impluvium	Systèmes karstiques principaux contribuant au débit	Zones de ruissellement
Tête de bassin de la Loue	Sources de la Loue	196	Plateau de Levier + Haute-Chaîne (pertes du Doubs)	Sources de la Loue	Le ruissellement contribue à la recharge allochtone du karst via les pertes entre Pontarlier et Ville-du-Pont
Tête de bassin du Lison	Lison à Nans (Source du Lison + Sarrazine + Verneau)	155	Plateau de Levier	Source du Lison + Sarrazine Source du Verneau	Le ruissellement sur les bassins marneux contribue à la recharge localisée autochtone du karst ; Le ruissellement se ré-infiltre via les pertes (Dournon, Creux Billard)
Sous-bassin latéral Haute-Loue	Entre sources de la Loue et Vuillafans	295	Plateau de Levier et d'Ornans	Sources de la Baume Archée, de la Grande Baume, du Pontet, du Grand Bief	Présence de terrains marneux du Jurassique moy. et sup. au fond des gorges
Sous-bassin latéral Haut-Lison	Lison entre Nans et Myon	61	Plateau d'Amancey et de Levier	Source du Gyps De petits systèmes karstiques du Jurassique sup. et moy. qui alimentent les ruisseaux e rive droite	Vallons marneux du Trias à Nans (Biefs de Vaux, du Four, des Pré Prin) sur quelques km ² e
Sous-bassin aval Loue-Lison	Loue entre Vuillafans + Myon et Chenecey	592	Plateaux d'Ornans, d'Amancey et de Montrond	Système Maine-Brême-Ecoutot L'ensemble des systèmes karstiques qui drainent le Jurassique supérieur et alimentent les ruisseaux en rive droite et rive gauche de la Loue	Fonds de vallées tapissés par les marnes oxfordiennes sur la partie Loue Plusieurs affluents contribuent au débit comme le Todeur en rive gauche du Lison ou la Brême en rive droite de la Loue

Illustration 58. Caractéristiques des UH du bassin Loue-Lison et des contributions potentielles des eaux karstiques et de ruissellement de surface lors des crues.

6.2. CHOIX DES INDICATEURS KARSTS DU BASSIN LOUE-LISON

6.2.1. Analyse des chroniques piézométriques disponibles et des sources identifiées comme IK potentiel

Le choix des Indicateurs Karsts IK potentiels est guidé par leur représentativité de l'état de saturation du système.

Tout d'abord, l'analyse du fonctionnement des karsts des sources de la Loue et du Lison a permis d'identifier les débits des deux sources Loue canal et du Lison comme des IK potentiels.

Ensuite, deux piézomètres ont été instrumentés sur le bassin : le Puits de la Brême et le piézomètre d'Arçon (voir localisation sur l'illustration 11). L'analyse de leur signal sur l'illustration 59 et l'illustration 60 va permettre de déterminer leur potentiel d'indicateur de l'état de saturation des systèmes karstiques. L'allure des courbes - en regard des variations

débitmétriques des deux sources du Lison et Loue canal exprimées en échelle log - montre que leur fonctionnement est bipolaire.

Concernant le piézomètre d'Arçon (Illustration 59), les niveaux d'eau sont constants durant les périodes d'étiage indiquant que le forage n'est plus connecté au massif fissuré en dessous de la cote 871 m NGF. Durant les épisodes de pluie les plus importants les variations sont brusques et semblent plafonner à un niveau de 883 m NGF ce qui traduit un niveau très perméable dans le massif ou bien la connexion à un potentiel imposé (cours d'eau) ou à une mise en charge d'un trop-plein.

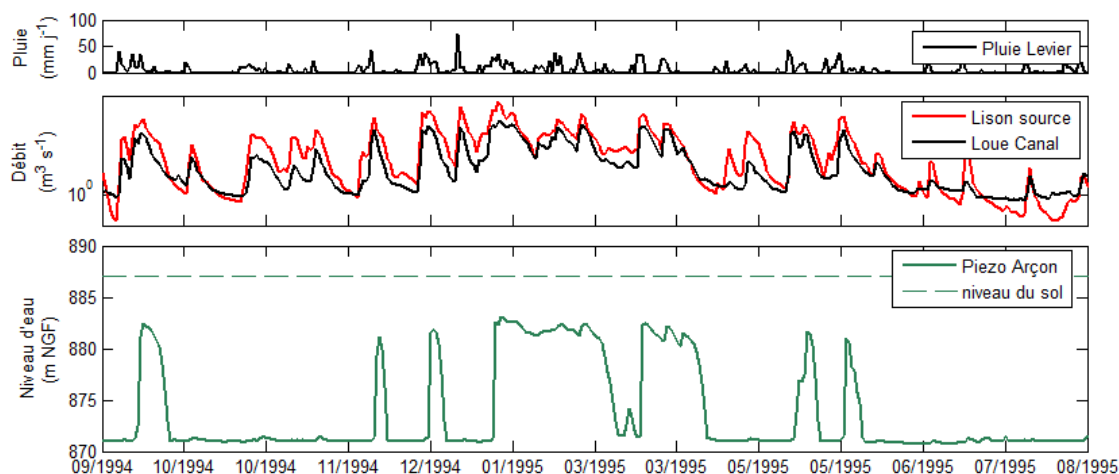


Illustration 59. Chronique d'un an du niveau d'eau du piézomètre d'Arçon et des deux sources Loue canal et du Lison

Concernant le Puits de la Brême, le fonctionnement binaire est légèrement moins prononcé mais traduit le même type de variation typique des milieux fissurés et karstiques.

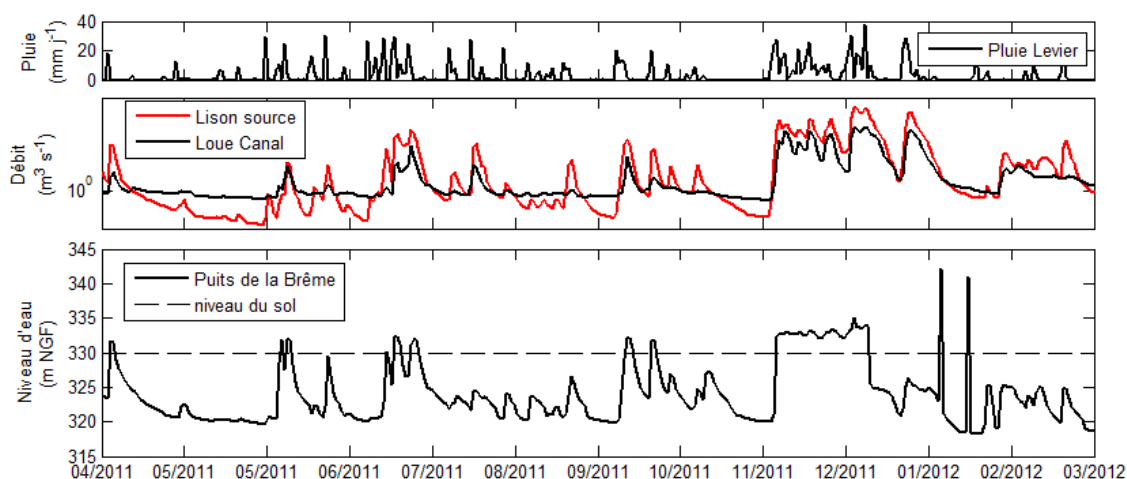


Illustration 60. Chronique d'un an du niveau d'eau du Puits de la Brême et des deux sources Loue canal et du Lison

En conclusion, seules les sources semblent suffisamment intégratrices pour générer un signal qui renseigne sur l'état de saturation du système.

a) Seuil des IK par la méthode des débits classés

Le principe général des débits classés est d'identifier des processus particuliers ou des changements de régime hydrogéologique à partir des modifications observées sur l'hydrogramme (la méthode est détaillée dans la Section 3.2). L'illustration 61 montre la distribution log normale associée aux débits journaliers des deux stations de Loue canal et de la source du Lison (sans le trop-plein source Sarrazine).

L'interprétation du graphique repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative par des ruptures de pentes. Pour les deux sources, sur l'illustration 61, on observe 3 ou 4 seuils de ruptures, avec des pentes plus fortes pour les faibles et les plus forts débits. Cela peut correspondre à l'activation de réserves pour les faibles débits (soutien des étiages), et à l'activation de trop-plein ou de stockage momentanée pour les plus forts (écrêtement des pics de crue).

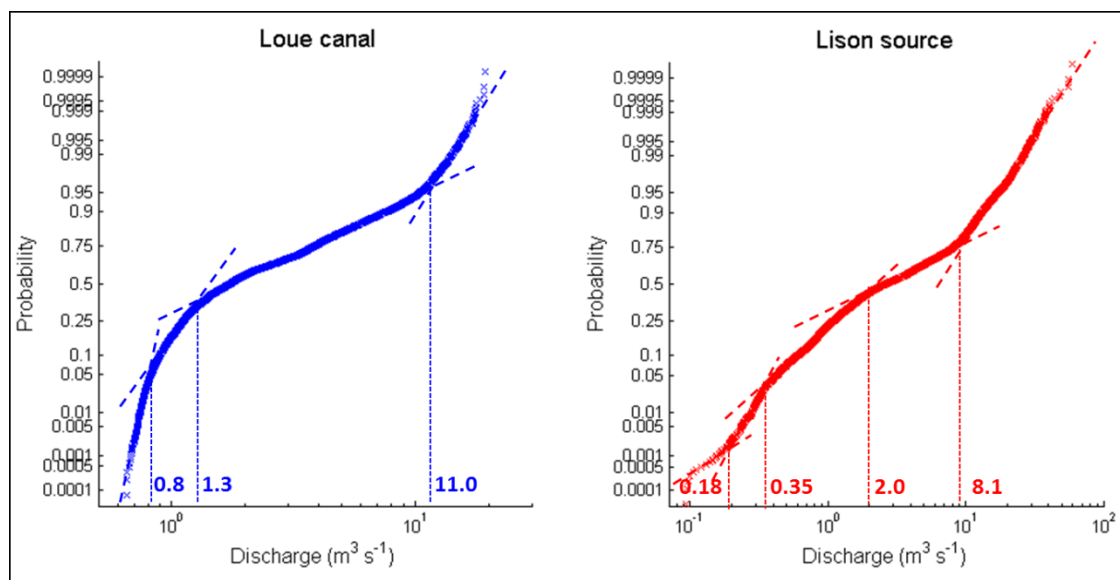


Illustration 61. Débits classés des chroniques Loue canal (à gauche en bleu) et de la source du Lison (à droite en rouge)

Dans ce cas, nous avons considéré que les seuils identifiés correspondaient à des conditions hydrologiques spécifiques renseignant sur le niveau de l'état de saturation du système. Les seuils de rupture pour les valeurs de débit de base sont utilisés pour définir les seuils d'IK pour les deux stations (on ne considère pas les seuils des plus fortes valeurs de débit qui traduisent un changement de la réponse hydrogéologique lors des crues) :

- IK Loue canal : de sec à saturé les seuils 0,8 et 1,3 m³/s ;
- IK source du Lison : de sec à saturé les seuils 0,18, 0,35, 2,0, et 8,1 m³/s.

b) Comparaison IS et IK

L'Indicateur Sol (IS) utilisé dans cette étude est l'estimateur de l'humidité du sol issu de la chaîne SIM (HU2 [%], Météo France). La relation IK vs. IS présentée sur l'illustration 62 pour les

deux sources Loue canal et du Lison ne montre pas de corrélation entre les variables, même si une tendance se dessine. Celle-ci montre simplement un lien entre les périodes de saturation du sol et les hautes eaux et les périodes de sol sec et les basses eaux du karst. Le nuage de point montre une diversité de conditions hydrologiques avec la possibilité d'observer le même jour des sols secs et un karst saturé, et inversement.

Cependant, cette relation est perturbée par les périodes de crue, et une analyse comparative des chroniques est souhaitable. L'illustration 63 présente l'évolution des deux indicateurs IS et IK pour les deux sources. La superposition des deux indicateurs montre étonnamment un lien entre le débit d'étiage des sources et l'IS. Si pour la source du Lison, les deux courbes se superposent parfaitement, on observe un écart important lors des étiages de basses eaux à Loue Canal. Ceci montre que la désaturation du karst est beaucoup moins rapide et prononcée que celle des sols du bassin.

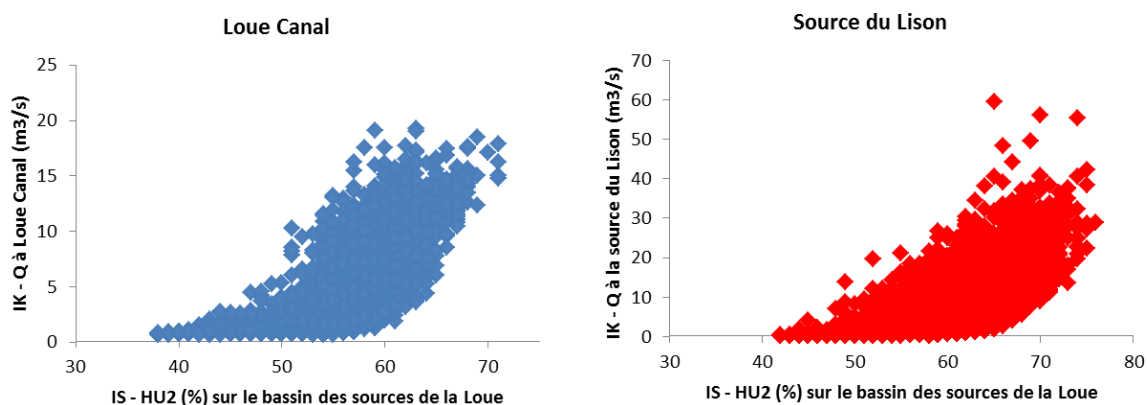


Illustration 62. IK vs. IS pour la source de la Loue (à gauche en bleu) et la source du Lison (à droite en rouge)

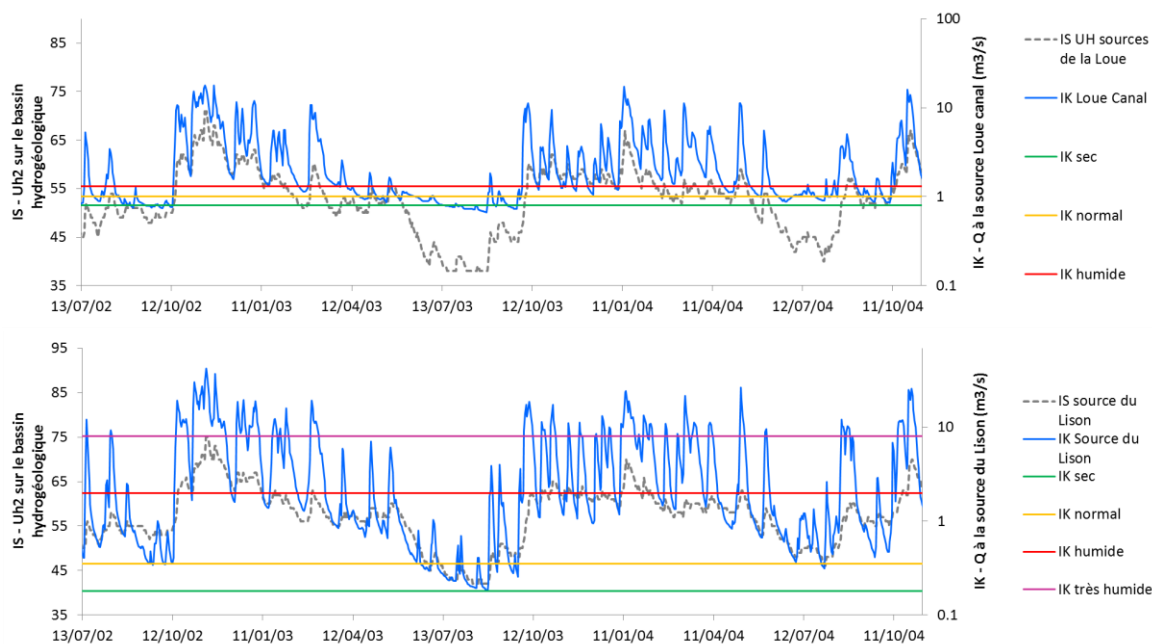


Illustration 63. Chronique IK et IS pour les sources Loue canal (en haut) et du Lison (en bas)

Cette interprétation doit être mesurée car l'IS utilisé ici est issu d'un calcul complexe d'une chaîne de modélisation hydrologique, contrairement à l'IK qui est issu de la métrologie. Cependant, dans le cas de Loue Canal, il apparaît important de tenir compte du déphasage des états de saturation des IS et IK en basses eaux, et de porter une attention particulière aux épisodes de crue pour lesquels l'IS est inférieur à 50.

Dans le cas du Lison, on peut par contre se poser la question de la pertinence de deux indicateurs ayant la même dynamique. Cependant, la superposition des deux courbes et des seuils d'IK peut tout de même apporter des informations sur une ré-estimation des seuils de l'IS pour prendre en compte une saturation de bassin dans son ensemble (sol + karst). En effet, les seuils d'IS du bassin se situent entre 53 et 59 pour un passage d'un état sec à saturé, alors que la superposition des courbes renseigne sur un contraste peut-être plus important avec des seuils variant entre 40 et 63.

6.3. ANALYSES DES EPISODES DE CRUE REMARQUABLES

Cette section a pour objectif de présenter une analyse de crues remarquables, sélectionnées pour leur ampleur sous différentes conditions hydrologiques (états hydriques des sols et des karsts sec à saturé, fonte de neige). Cette sélection a été réalisée en concertation avec le SPC RaS.

Le diagnostic des crues est détaillé au cas par cas sur les planches A3 suivantes et une synthèse sur la contribution des karsts est donnée dans l'illustration 64.

Contexte	Crue	IS	IK	Neige	Contributions du karst
Impact de la saturation du sol et du karst	08/10/2003 (Illustration 72)	Très sec à sec	Sec à saturé	Pas de neige	La crue à Chenecey est quasiment contrôlée à 100% par les karsts Près de la moitié de la crue est générée par les deux sources de la Loue et du Lison
	09/10/2012 (Illustration 71)	Normal à saturé	Saturé	Pas de neige	50% des karsts amont + les karsts aval (?)
	25/10/1999 (Illustration 66)	Saturé	Saturé	Pas de neige	45% des karsts amont + les karsts aval (?)
Impact de la fonte de neige	Crues du 07 et 22/12/2010 (Illustration 70)	Normal	Saturé	Fonte de neige généralisée	45% des karsts amont + les karsts aval (?)
	Crues du 04 et 09/03/2006 (Illustration 69)	Normal	Saturé	Fonte de neige généralisée	50% des karsts amont + les karsts aval (?)
	Crue du 20/02/1999 (Illustration 67)	Sec à normal	Saturé	Fonte de neige sur les plateaux principalement	La crue à Chenecey semble contrôlée principalement par les karsts : 50% à 60% des karsts amont + les karsts aval (?)
Crue max à Chenecey	Crue du 25/12/1995 (Illustration 66)	Saturé	Saturé	Fonte post-épisode	45% des karsts amont + les karsts aval (?)

Illustration 64. Synthèse des crues analysées

Grille de lecture des Illustration 66 à Illustration 72 :

Les 3 tronçons des sources de la Loue à Vuillafans, de Nans à Myon, et de Vuillafans+Myon à Chenecey sont présentés respectivement en 3 colonnes de gauche à droite.

Sur chaque tronçon sont affichés de haut en bas la pluie et la neige SAFRAN, le manteau neigeux et la fonte estimée, les indices Sol (IS) et Karst (IK), et enfin les chroniques débit-métriques.

Sur les chroniques débit-métriques (Illustration 65), 3 courbes sont présentées correspondant au débit mesuré à la station amont (sources de la Loue pour le premier tronçon), au débit mesuré à la station aval (Vuillafans pour le premier tronçon), au débit calculé provenant du bassin latéral (contribution latérale pour le premier tronçon). Ce dernier est estimé à l'aide du modèle de propagation inverse qui permet de simuler les écoulements uniformément répartis le long du tronçon au cours de la crue à partir des 2 hydrogrammes amont et aval. Enfin, pour rendre compte des contributions, l'hydrogramme aval est décomposé en deux composantes provenant du bassin amont (Sources de la Loue pour le premier tronçon) et du bassin latéral.

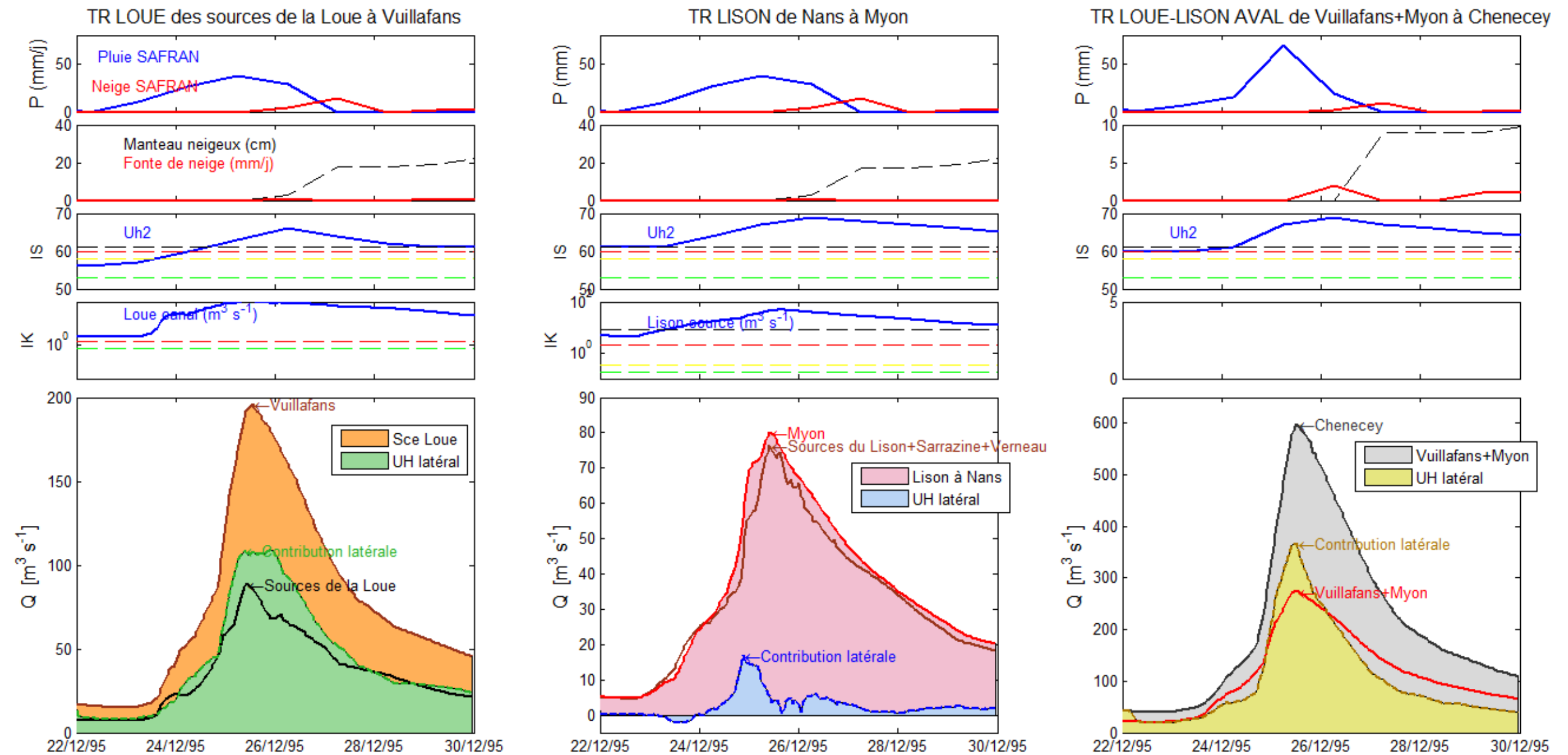
Un détail des résultats du diagnostic réalisé sur chaque tronçon est donné dans le tableau associé à chaque figure.

Note 1 : le débit aval n'est pas égal à la somme des débits amont+latéral mais à la somme des débits amont propagés (non représentés) + latéral

Note 2 : les débits négatifs calculés pour le sous-bassin latéral correspondent à des pertes au sein du réseau hydrographique

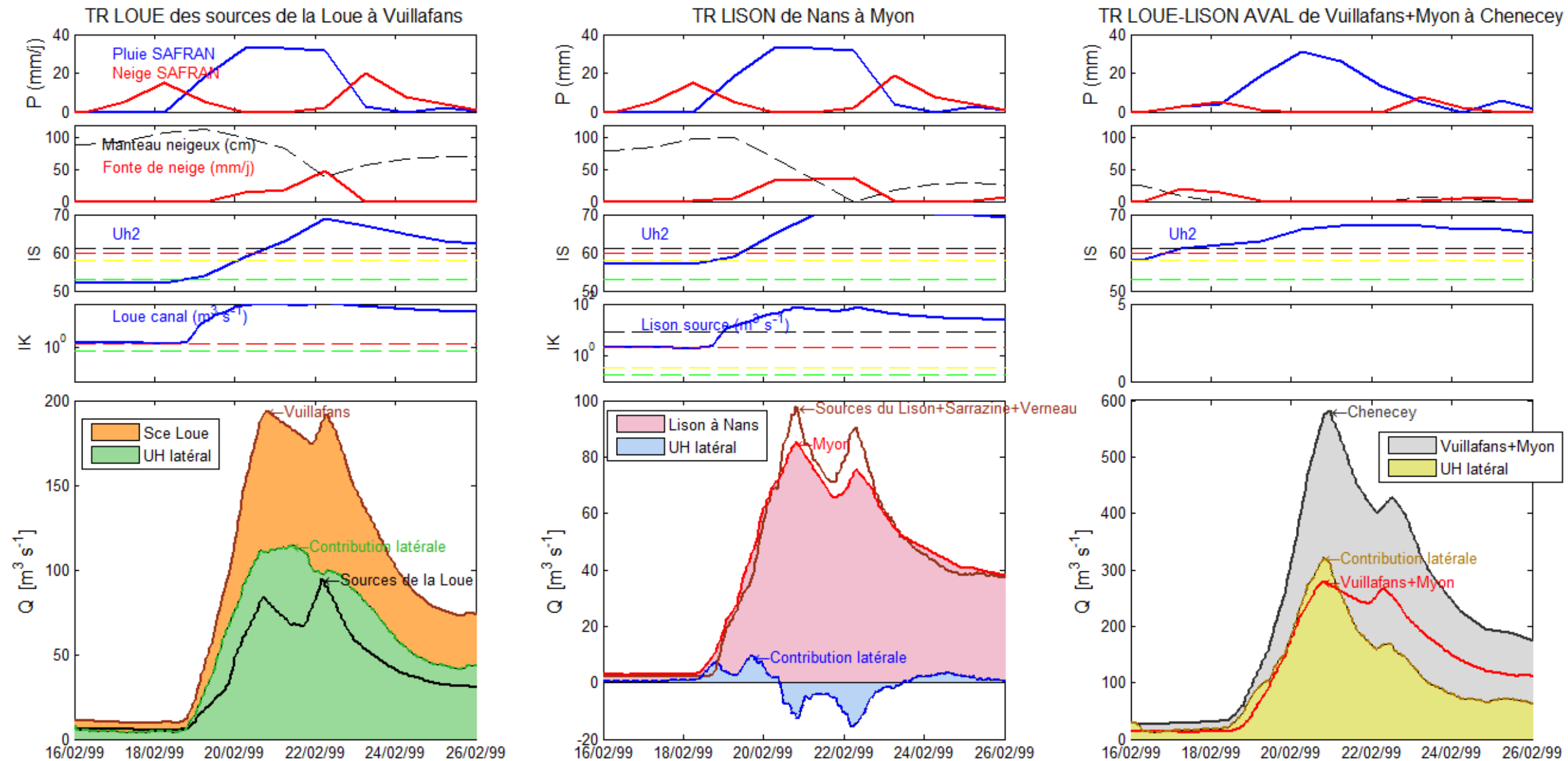
	TR sources de la Loue à Vuillafans	TR Nans à Myon	TR Vuillafans+Myon à Chenecey
<i>Hydrogramme amont mesuré</i>	Sources de la Loue	sources du Lison, de la Sarrazine	Vuillafans et Myon
<i>Hydrogramme aval mesuré</i>	Vuillafans	Myon	Chenecey Buillon
<i>Hydrogramme latéral calculé</i>	Contributions latérales	Contributions latérales	Contributions latérales
	Composante Sces de la Loue	Composante Lison à Nans	Composante Vuillafans+Myon
	Composante latérale	Composante latérale	Composante latérale

Illustration 65. Grille de lecture des hydrogrammes pour l'analyse des crues



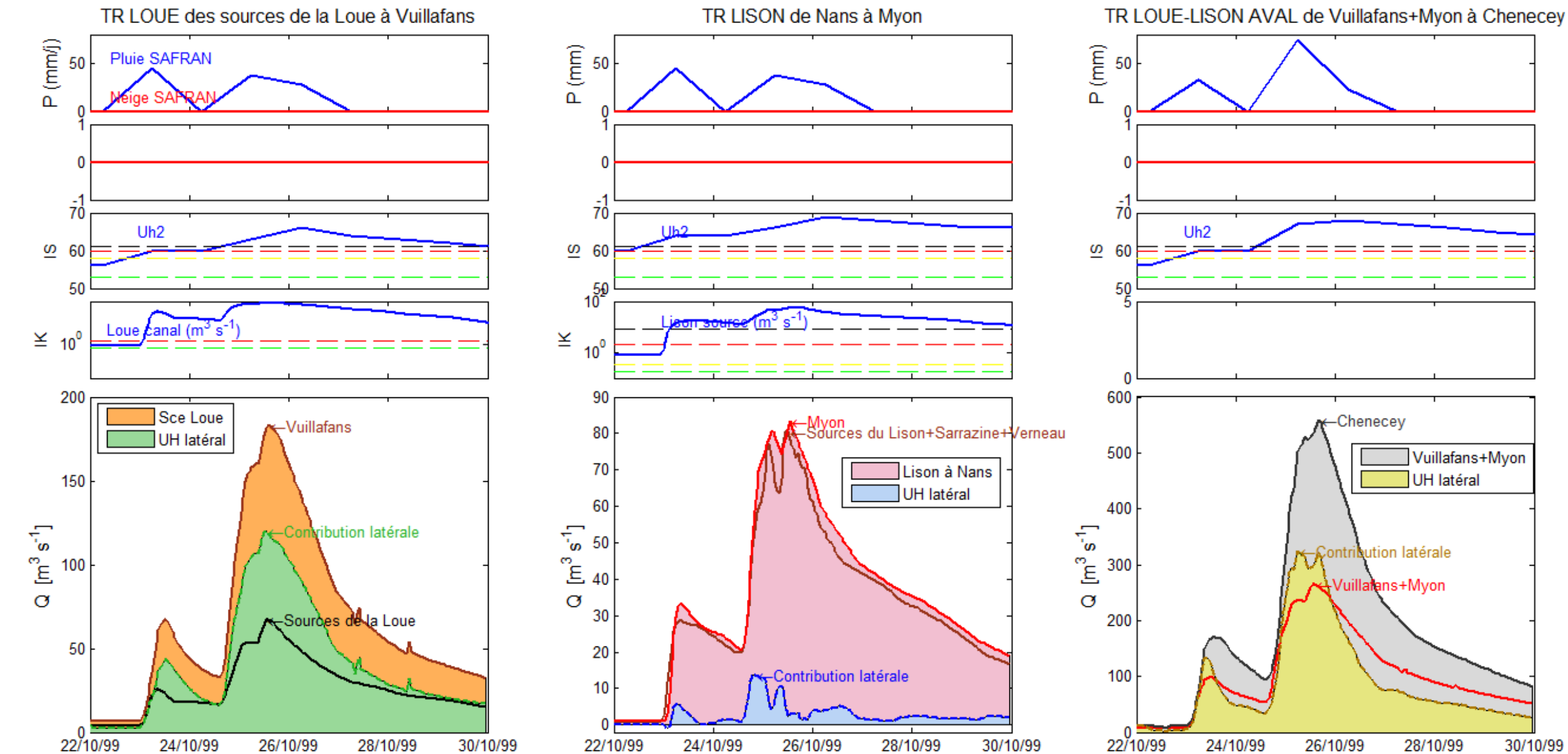
Station amont	Contribution des sources de la Loue à un pic de près de 90 m ³ /s	Pic de près de 80 m ³ /s aux sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau	Pic de près de 600 m ³ /s à Chenecey
Station aval	Pic de près de 200 m ³ /s à Vuillafans	La somme des sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau représentent la quasi-totalité des écoulements à Myon	La somme des débits de Vuillafans et Myon représentent 40% du Qmax à Chenecey
Contribution latérale	Pic de plus de près de 110 m³/s avec soutien des forts débits sur une journée	Peu d'apports latéraux (< 15 m³/s) avec pertes potentielles dans le réseau en début d'épisode	Pic de plus de 350 m³/s
Ruis. de surface sur le TR		Faible rôle	A priori forte contribution du ruissellement car la montée de crue latéral est plus forte que celle de la crue karstique Vuillafans+Myon
Karst sur le TR	La morphologie du pic de crue laisse supposer une réponse en cascade des différents systèmes karstiques	Faible rôle	Contribution a priori faible ou masquée par le ruissellement de surface
Fonte de Neige	Susceptible de créer le second pic de crue	Post-épisode	Post-épisode

Illustration 66. Crue du 25/12/1995



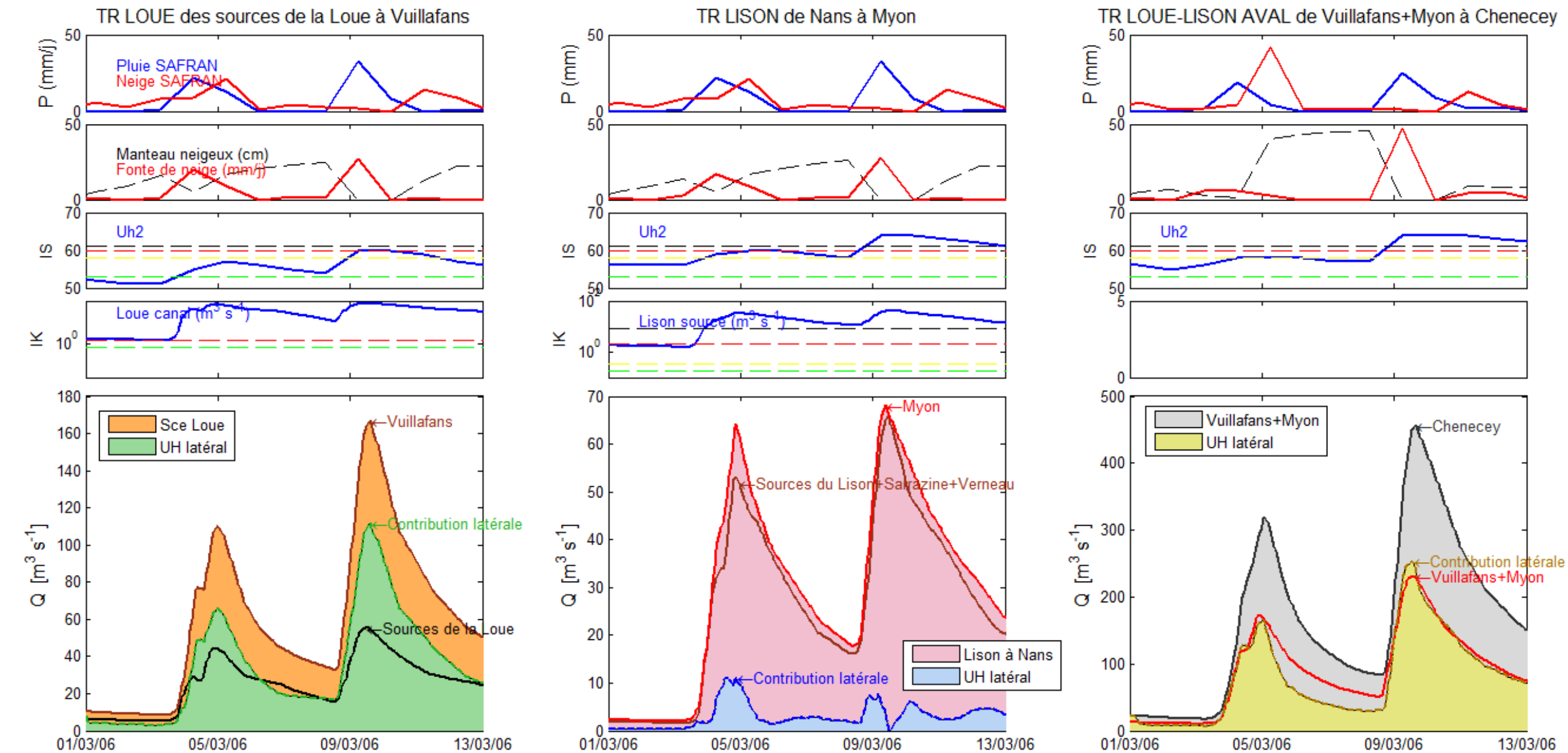
Station amont	Contribution des sources de la Loue de plus de 90 m3/s sur un double pic	Pic de près de 100 m3/s aux sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau	La somme des débits de Vuillafans et Myon représentent près de 50% du Qmax du premier pic et plus de 60% du Qmax du second pic à Chenecey.
Station aval	Pic de près de 200 m3/s à Vuillafans	La somme des sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau dépasse les écoulements à Myon	Pic de 580 m3/s à Chenecey. Le second pic est constitué par les stations amont de Vuillafans et Myon
Contribution latérale	Pic de plus de plus de 110 m3/s avec soutien des forts débits sur plusieurs jours	Peu/pas d'apports latéraux. Les pertes potentielles estimées durant d'épisode sont probablement dues à l'incertitude sur les courbes de tarage durant cet épisode majeur	Pic de plus de 300 m3/s
Ruis. de surface sur le TR		Faible rôle	Contribution a priori faible ou masquée par les écoulements karstiques
Karst sur le TR	La morphologie du pic de crue laisse supposer une réponse en cascade des différents systèmes karstiques	Faible rôle	Contribution du karst forte car la montée de crue latéral est identique à celle de la crue karstique Vuillafans+Myon . L'allure de l' hydrogramme latéral est cohérente avec celle observée sur les karsts. La réponse rapide des karsts peut être due à une fonte de neige les deux jours précédents le pic de pluie
Fonte de Neige	Forte contribution supposée, notamment pour le soutien des forts débits et/ou pour le second pic de crue	Forte contribution supposée, notamment pour le second pic de crue	Faible contribution sur le tronçon aval mais forte contribution de la fonte de neige sur les plateaux à travers la contribution des karsts en tête de bassin

Illustration 67. Crue du 20/02/1999



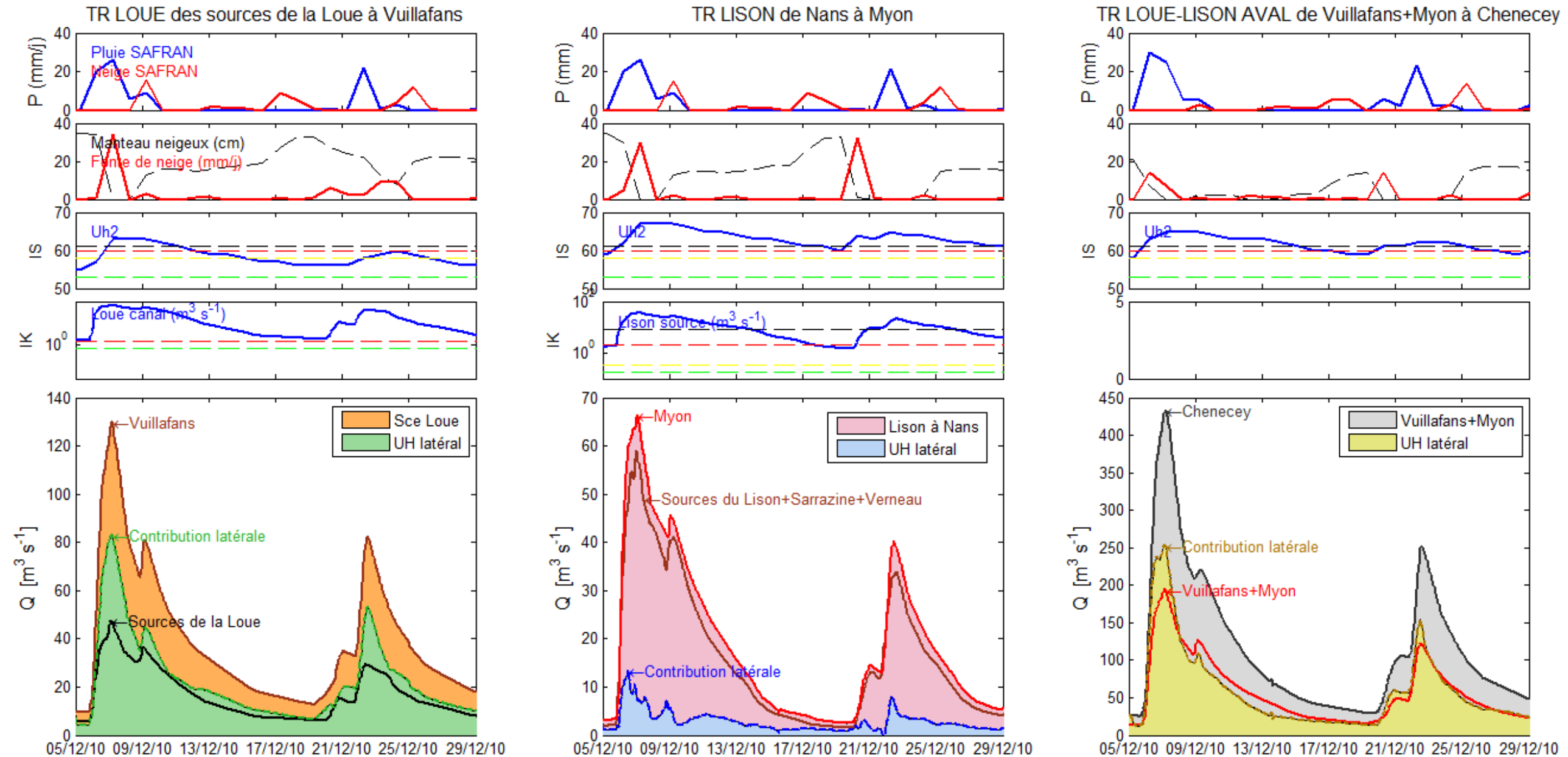
Station amont	Contribution des sources de la Loue de près de 70 m³/s	Pic de 80 m³/s aux sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau	La somme des débits de Vuillafans et Myon représentent 45% du Qmax à Chenecey.
Station aval	Pic de plus de 180 m³/s à Vuillafans	La somme des sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau représentent la quasi-totalité des écoulements à Myon	Pic de 560 m³/s à Chenecey.
Contribution latérale	Pic de plus de près de 120 m³/s	Peu d'apports latéraux (< 15 m³/s) en début d'épisode	Pic de 320 m³/s
Ruis. de surface sur le TR		Faible rôle	A priori forte contribution du ruissellement car le pic de crue latéral est plus resserré que celui de la crue karstique Vuillafans+Myon
Karst sur le TR	Les karsts latéraux contribuent aux 2/3 du Qmax à Vuillafans	Faible rôle	Contribution a priori faible ou masquée par le ruissellement de surface
Fonte de Neige	Pas de neige	Pas de neige	Pas de neige

Illustration 68. Crue du 25/10/1999



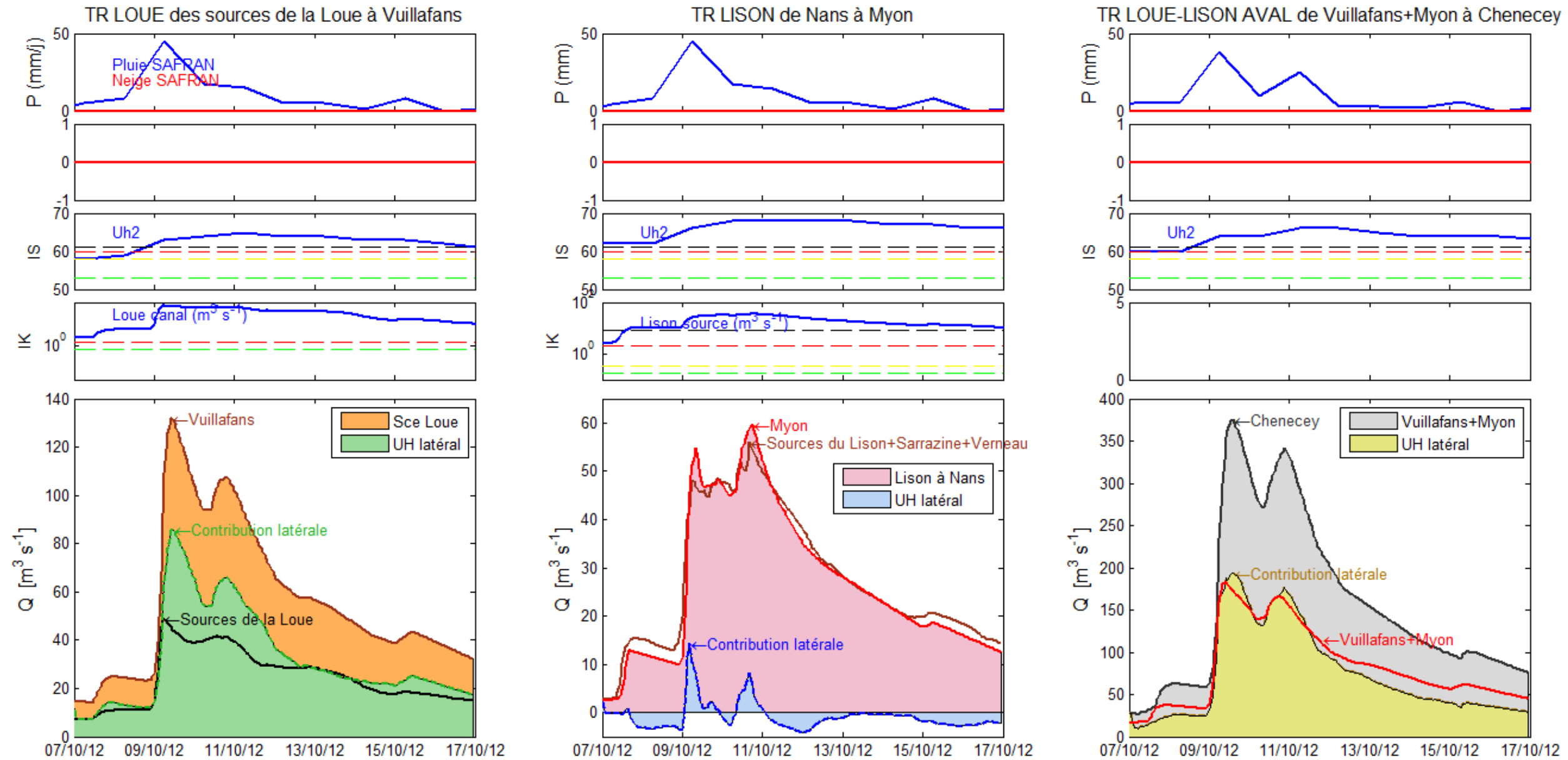
Station amont	Pics des sources de la Loue de 45 et 55 m ³ /s sur le double pic	Pics de 52 et 65 m ³ /s aux sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau	La somme des débits de Vuillafans et Myon représentent 50% du Q _{max} à Chenecey sur les deux pics.
Station aval	Pics de 110 et 165 m ³ /s à Vuillafans	La somme des sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau représentent la quasi-totalité des écoulements à Myon	Pics de 320 et 460 m ³ /s à Chenecey.
Contribution latérale	Pic de 65 et 110 m³/s	Peu d'apports latéraux (< 15 m³/s) en début d'épisode	Pic de 320 m³/s
Ruis. de surface sur le TR		Faible rôle	Contribution a priori faible ou masquée par les écoulements karstiques sur le second pic principal. Une contribution non négligeable sur le premier pic qui est plus resserré est possible.
Karst sur le TR	Les karsts latéraux contribuent aux 2/3 du Q _{max} à Vuillafans	Faible rôle	Contribution du karst forte car les hydrogrammes latéraux sont cohérents avec ceux observée sur les karsts amont .
Fonte de Neige	Rôle important car la fonte de neige estimée est équivalente à celle de la pluie	Rôle important car la fonte de neige estimée est équivalente à celle de la pluie	Rôle important car la fonte de neige estimée est plus importante que la pluie sur le second pic

Illustration 69. Crues du 04 et 09/03/2006



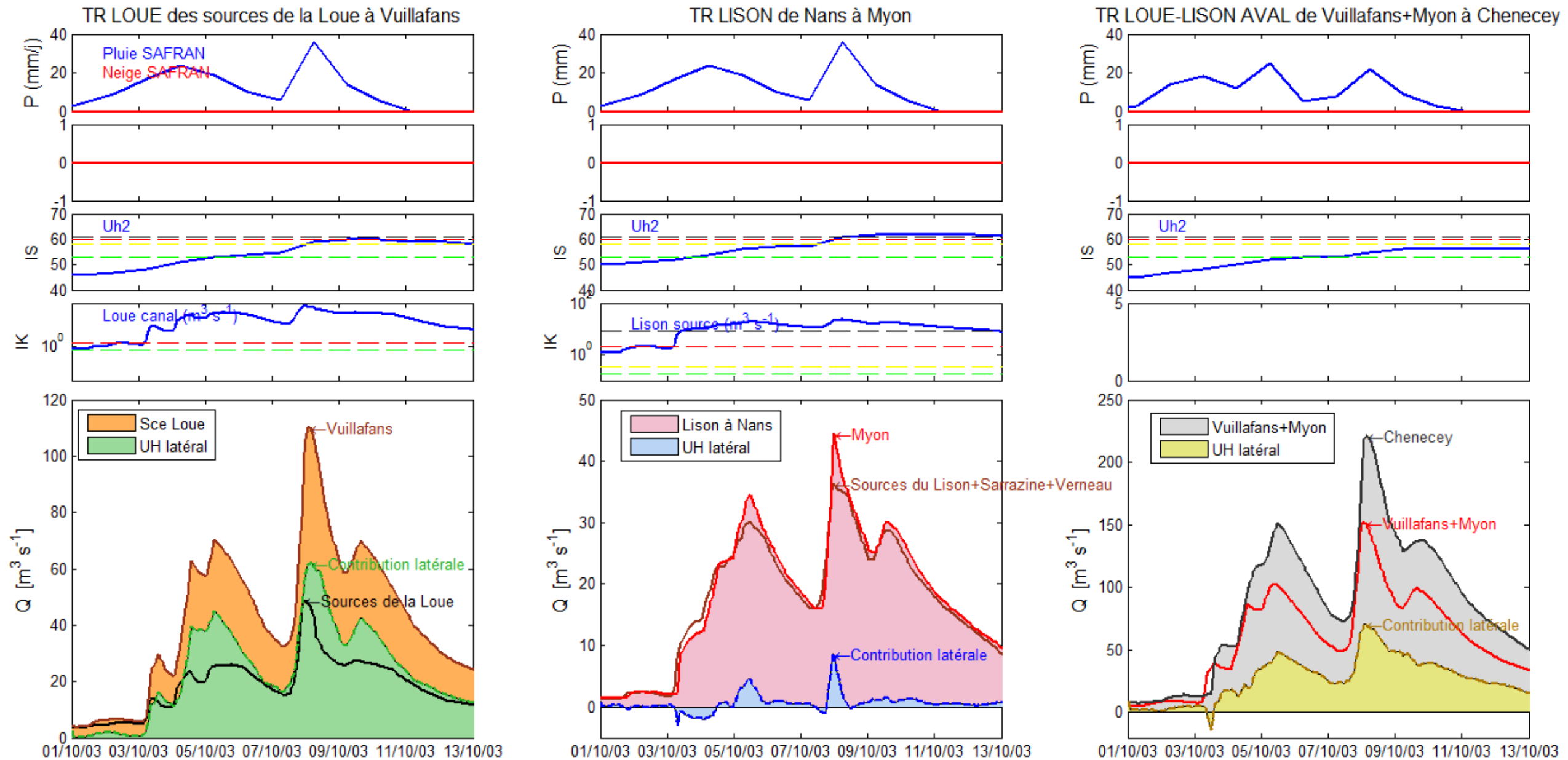
Station amont	Pics des sources de la Loue de 45 et 30 m³/s sur le double pic	Pics de 60 et 30 m³/s aux sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau	La somme des débits de Vuillafans et Myon représentent 45% du Qmax à Chenecey sur les deux pics.
Station aval	Pics de 130 et 80 m³/s à Vuillafans	La somme des sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau représentent la quasi-totalité des écoulements à Myon	Pics de 430 et 250 m³/s à Chenecey.
Contribution latérale	Pics de 80 et 50 m³/s	Peu d'apports latéraux (< 15 m³/s) en début d'épisode	Pics de 250 et 150 m³/s
Ruis. de surface sur le TR		Faible rôle	Une contribution non négligeable sur le premier pic qui est plus resserré que l'hydrogramme des karsts amont . Contribution faible ou masqué par les écoulements karstiques sur le second pic.
Karst sur le TR	Les karsts latéraux contribuent aux 2/3 du Qmax à Vuillafans	Faible rôle	Contribution du karst forte car les hydrogrammes latéraux sont cohérents avec ceux observée sur les karsts amont .
Fonte de Neige	Rôle important de la fonte de neige sur les deux épisodes	Rôle important de la fonte de neige sur les deux épisodes et en début du second	Rôle important de la fonte de neige en début d'épisode notamment

Illustration 70. Crues du 07 et 22/12/2010



Station amont	Pics des sources de la Loue de 48 m3/s	Pics de 55 m3/s aux sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau	La somme des débits de Vuillafans et Myon représentent 50% du Qmax à Chenecey sur les deux pics.
Station aval	Pics de 130 m3/s à Vuillafans	La somme des sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau représentent la quasi-totalité des écoulements à Myon	Pics de 375 et 340 m3/s à Chenecey.
Contribution latérale	Pics de 85 m3/s	Peu/pas d'apports latéraux. Les pertes potentielles estimées de quelques m3/s durant l'épisode peuvent être également dues à l'incertitude sur les courbes de tarage	Pics de 200 et 180 m3/s
Ruis. de surface sur le TR		Faible rôle	Contribution a priori faible ou masquée par les écoulements karstiques. La montée de crue rapide généralement associée au ruis. de surface semble s'expliquer dans ce cas par la réponse rapide des karsts
Karst sur le TR	Les karsts latéraux contribuent aux 2/3 du Qmax à Vuillafans	Faible rôle	Contribution du karst forte sur les deux pics à Chenecey avec soutien lors de la décrue
Fonte de Neige	Pas de neige	Pas de neige	Pas de neige

Illustration 71. Crue du 09/10/2012



Station amont	Pics des sources de la Loue de 25 et 50 m³/s	Pics de 30 et 35 m³/s aux sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau	La somme des débits de Vuillafans et Myon représentent 2/3 du Qmax à Chenecey sur les deux pics. Près de la moitié de la crue est contrôlée par les deux sources de la Loue et du Lison à elles seules
Station aval	Pics de 70 et 110 m³/s à Vuillafans	La somme des sources du Lison, de la Sarrazine et du Verneau représentent la quasi-totalité des écoulements à Myon	Pics de 375 et 340 m³/s à Chenecey.
Contribution latérale	Pics de 45 et 60 m³/s	Peu d'apports latéraux (< 10 m³/s en début de second pic). Les pertes potentielles estimées de quelques m³/s en début d'épisode peuvent être également dues à l'incertitude sur les courbes de tarage	Pics de 50 et 70 m³/s
Ruis. de surface sur le TR		Faible rôle	Contribution a priori faible ou masquée par les écoulements karstiques sur le second pic principal.
Karst sur le TR	Les karsts latéraux contribuent aux 2/3 du Qmax du premier pic à Vuillafans et à 55% du second	Faible rôle	Contribution du karst forte car les hydrogrammes latéraux sont cohérents avec ceux observée sur les karsts amont . Les pertes potentielles estimées de quelques m³/s en début d'épisode peuvent être également dues à l'incertitude sur les courbes de tarage
Fonte de Neige	Pas de neige	Pas de neige	Pas de neige

Illustration 72. Crue du 08/10/2003

6.4. FONCTIONNEMENT DU BASSIN LORS DES CRUES

A partir de l'analyse des crues sous différentes conditions hydro(géo)logiques, il est possible de caractériser le fonctionnement du bassin lors des crues. Une spatialisation des contributions principales des karsts et du ruissellement de surface est schématisée sur l'illustration 73. Les grands processus mis en évidence sont :

- les deux têtes de bassin que sont **les deux sources de la Loue et du Lison peuvent totaliser à elles deux plus de 150 m³/s en débit instantané**, ce qui est considérable. Du fait d'un niveau de karstification élevé, la réponse hydrogéologique rapide mise en évidence par la modélisation des débits dans le Chapitre 5 influence fortement les crues. Elles peuvent alors contribuer à 1/3 du pic des crues les plus fortes à Chenecey, voir à la moitié pour les crues de reprise automnales plus modestes. Du fait de débits de pertes du Doubs vers la Loue ré-estimées à la hausse avec des valeurs approchant potentiellement 20 m³/s (voir Section 5.1.2), les sources de la Loue sont en effet un contributeur important des crues de reprise à l'aval du bassin lorsque les sols sont secs ;
- le **karst contribue à quasiment 100% des crues les plus fortes à Vuillafans**. A cette station, la contribution des sources de la Loue au pic de crue diminue de 50 à 35 % avec une saturation des karsts. La contribution majeure provient des systèmes karstiques latéraux qui drainent également les plateaux de Levier et d'Ornans. Sur ce tronçon, aucun signe de ruissellement de surface conséquent n'est observé sur les hydrogrammes ;
- **les débits à Myon sont principalement générés par les sources du Lison et de la Sarrazine additionné de la source du Verneau à Nans**. Sur ce tronçon, des pertes de quelques m³/s sont possibles et les apports restent très limités. Il n'est pas possible de différencier les apports des petits systèmes karstiques de ceux du ruissellement issu des vallons marneux ;
- **les débits à Chenecey-Buillon sont fortement contrôlés par les deux stations de Vuillafans et Myon** qui génèrent entre 45 et 60% du pic de crue, ce qui dénote la forte contribution des écoulements karstiques à la crue à Chenecey. En plus de ces contributions amont, les systèmes karstiques situés à l'aval du bassin peuvent contribuer fortement sans pour autant qu'il soit possible de distinguer de manière systématique leur contribution de celle du ruissellement de surface sur les marnes. Ce type de fonctionnement nous amène dans certains cas à considérer des crues à Chenecey 100% karstiques lorsque les sols sont très secs (lors des crues de reprise automnale comme celle du 08/10/2003 par exemple). L'augmentation de la saturation du bassin va donc augmenter la contribution des écoulements superficiels, sans pour autant qu'ils deviennent majoritaires a priori même dans le cas des plus fortes crues ;
- la fonte du manteau neigeux est un processus fondamental pour comprendre les crues les plus importantes. L'analyse des crues montre que les karsts restituent très rapidement cette recharge nivale en raison du haut degré de karstification des systèmes étudiés. **Les épisodes de fonte semblent amplifier le rôle du karst aux crues**, notamment dans le cas où le stock de neige est localisé sur les plateaux. L'analyse des crues n'a pas permis de mettre en évidence un rôle particulier des pertes du Doubs vers les sources de la Loue sur l'amplification des crues par la fonte nivale étant donné que le bassin latéral entre les sources et Vuillafans draine lui aussi les plateaux de Levier et d'Ornans. Cependant, du fait de débits de pertes importants dans le Doubs, une crue de ce dernier notamment lors de la

fonte de neige localisé sur les reliefs les plus élevés pourrait influencer la réponse hydrologique de la Loue par un soutien accru du débit de base de la source.

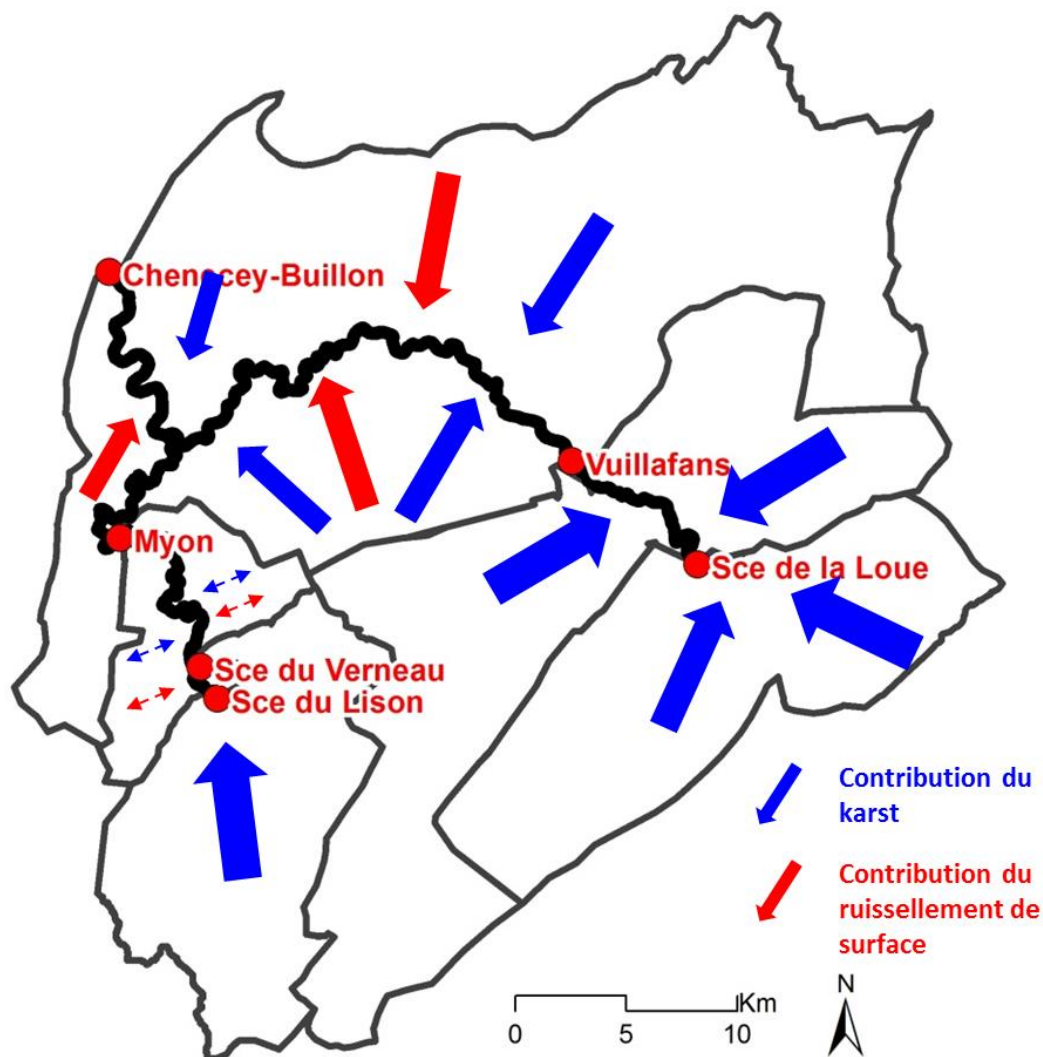


Illustration 73. Schéma de fonctionnement des crues de la Loue indiquant les contributions potentielles du karst et du ruissellement de surface pour chaque UH

6.5. PRECONISATIONS POUR AMELIORER LA PREVISION

Cette étude a montré que le karst contribuait de façon majeure aux crues les plus fortes de la Loue à Chenecey-Buillon. Les préconisations qui découlent de notre étude en vue d'améliorer la prévision des crues sur le bassin Loue-Lison sont :

- 1) **optimiser les données d'entrée des stations hydrométriques** par une utilisation du découpage de l'espace en Unités hydro(géo)ogiques qui délimite les principaux bassins karstiques. Une méthode alternative pour notamment combler les données manquantes de

pluie est la pondération des postes pluviométriques par méthode corrélatoire avec le débit de la station considérée ;

- 2) **réaliser un suivi temps réel de certaines sources karstiques potentiellement bon indicateur comme la source du Lison et Loue canal.** Une relation a été établie à partir de Loue canal pour recalculer le débit total des sources de la Loue. De même que l'étude de la relation entre la source du Lison et la Sarrazine a permis de mieux déterminer les fortes contributions de cette dernière lors des crues ;
- 3) **intégrer l'état de saturation des karsts dans l'analyse prétraitement de l'état de saturation du bassin.** Ceci est important notamment pour les crues de reprise, suite à une longue période d'étiage, car la saturation des karsts semble se réaliser plus rapidement que celle estimée des sols (indice Uh2). Ceci engendre des conditions initiales de sols secs et de karst saturé ou proche de la saturation par exemple ;
- 4) **prendre en compte les propriétés très transmissives des systèmes karstiques du bassin.** Le haut degré de karstification mis en évidence sur les deux plus gros systèmes semble expliquer des transferts très rapides engendrant des pics globalement resserrés à tel point qu'il est difficile de différencier les crues karstiques des crues superficielles sur l'aval du bassin. Ceci implique également de considérer le rôle fondamental des karsts pour restituer rapidement les crues de fonte de neige stockées sur les plateaux.

7. Conclusion

L'objectif de cette étude était d'améliorer la compréhension du rôle des karsts sur la genèse des crues de la Loue à Chenecey-Buillon en vue d'améliorer les modèles de prévision de crue. Ce bassin karstique situé au cœur des plateaux du Jura draine de nombreuses sources dont les deux plus spectaculaires sont celles de la Loue et du Lison. Le climat montagnard marqué sur l'amont du bassin pose également la question du rôle des karsts lors des crues de fonte de neige.

Une première étape a consisté à redéfinir les données d'entrée du bassin : la délimitation des sous-bassins et la pluie moyenne correspondante. Tout d'abord, l'ensemble des données cartographiques pour découper l'espace au droit des stations hydrométriques en unités hydro(géo)logiques ont été compilées. En effet, du fait d'infiltrations prépondérantes sur les plateaux, le découpage topographique n'a pas de signification hydrologique sur ce bassin. Le découpage a été réalisé à partir de la délimitation des bassins hydrogéologiques des principales sources et à partir des bassins hydrologiques des cours d'eau contrôlés par la géométrie des bassins hydrogéologiques des systèmes en amont. Ce nouveau découpage est à privilégier pour une modélisation des flux, et pour tenir compte de la variabilité spatiale de la pluie.

Ensuite, une analyse de la spatialisation de la pluie de bassin par une méthode corrélatoire (pluie-débit) a été comparée aux méthodes cartographiques standards. Il en ressort qu'une simplification de la pluie de bassin utilisée en opérationnel peut être opérée avec les deux seuls pluviomètres de Levier et Morteau. Leur variance est suffisamment représentative de l'ensemble du secteur d'étude pour optimiser au mieux la variance des débits de la Loue. Les résultats montrent que certains postes pluviométriques non pris en compte aujourd'hui par le SPC peuvent porter une information importante, liée à la neige notamment. Il montre également l'importance de la position des postes le long du gradient d'altitude pour combler les lacunes.

La deuxième étape de ce travail a consisté à construire un schéma de fonctionnement hydrogéologique des sources principales de la Loue et du Lison en se basant sur une approche de modélisation conceptuelle des principaux processus d'écoulements. Du fait d'une configuration complexe des différents exutoires en regard des stations hydrométriques fonctionnelles, cette étude a nécessité une réévaluation du débit total de ces deux principales émergences.

Concernant le karst des sources de la Loue, une nouvelle estimation des débits provenant des pertes du Doubs a été réalisée à l'aide d'un modèle de propagation avec écoulements latéraux. Les résultats renvoient fortement à la hausse le débit instantané des pertes qui pourraient contribuer à près de 20 m³/s à la recharge du karst lors des crues du Doubs. Au niveau des sources, une relation entre la station Loue canal (qui est la seule station opérationnelle à l'heure actuelle) et les données EDF de Mouthier (qui intègrent l'ensemble des arrivées d'eau) a permis de déterminer une chronique horaire du débit total des sources de la Loue. Un modèle conceptuel du karst des sources de la Loue a été proposé et validé numériquement à l'aide d'un modèle global à réservoir qui permet de reproduire les flux à pas de temps journalier. Ce modèle montre globalement que 2/3 des flux s'écoulent à Loue vasque contre 1/3 à Loue canal. La recharge localisée des pertes du Doubs est importante, contribuant a priori à la totalité du débit de base (< 7 m³/s) à la Loue Vasque et à la majorité des écoulements lors des crues.

Concernant le karst du Lison, une chronique des débits horaires du trop-plein de la Sarrazine a été calée sur les seules données historiques (1976-1980) à l'aide d'un modèle original à

hystérésis qui rend compte du déphasage des pics entre la source et le trop-plein. Le schéma de fonctionnement, validé également numériquement, montre que la recharge localisée représente plus de 10% de la pluie moyenne du bassin. Les débits de la Sarrazine représentent $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{3}$ des débits de pointes du système Lison + Sarrazine, ce qui n'était pas pris en compte jusqu'alors.

Pour ces deux sources, les transferts rapides via les conduits karstiques représentent entre $\frac{2}{3}$ et $\frac{4}{5}$ des flux de recharge sur l'impluvium, ce qui est considérable. Ceci montre un degré de karstification très élevé, ce qui engendre des décrues quasiment aussi rapides que la montée de crue avec les débits de pointe atteignant environ $80 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les débits totaux des deux systèmes.

La troisième étape de ce travail a permis de caractériser les contributions des différents sous-bassins karstiques aux crues de la Loue. Pour cela, la déconvolution du débit a été réalisée à l'aide d'un modèle de propagation de l'onde de crue qui tient compte des écoulements latéraux. Les résultats de la modélisation effectuée sur des crues remarquables a permis de préciser le rôle des deux sources de la Loue et du Lison qui peuvent totaliser à elles deux plus de $150 \text{ m}^3/\text{s}$ en débit instantané, soit $\frac{1}{4}$ du débit de pointe à Chenecey-Buillon. Leur contribution est encore plus élevée lors des crues de reprise automnale quand les sols sont secs.

A la station de Vuillafans qui est la station amont du tronçon réglementaire, le karst contribue à quasiment 100% des crues. La contribution des sources de la Loue au pic de crue diminue de 50 à 35 % avec une augmentation de la saturation des karsts. Elles ne sont donc pas le principal contributeur comme cela est généralement supposé, même si l'essentiel des écoulements est d'origine karstique. Par contre, à la station de Myon, les débits sont principalement générés par les sources du Lison et de la Sarrazine additionnés de la source du Verneau à Nans-sous-Ste-Anne, ce qui signifie que dans ce secteur, les contributions latérales sont mineures.

Les débits à Chenecey-Buillon sont fortement contrôlés par les deux stations de Vuillafans et Myon qui génèrent entre 45 et 60% du pic de crue ce qui dénote la forte participation des écoulements d'origines karstique aux crues de la Loue à Chenecey. En plus de ces contributions amont, les systèmes karstiques de l'aval du bassin peuvent contribuer fortement sans pour autant qu'il soit possible de distinguer de manière systématique leur contribution de celle du ruissellement de surface. Ce type de fonctionnement nous amène dans certains cas à considérer des crues à Chenecey 100% karstiques lors des crues de reprise automnale. L'augmentation de la saturation du bassin va donc augmenter la contribution des écoulements superficiels, sans pour autant qu'ils deviennent majoritaires a priori même dans le cas des plus fortes crues.

La fonte du manteau neigeux est un processus fondamental pour comprendre les crues les plus importantes. Les résultats montrent que les karsts restituent très rapidement la recharge nivale, et qu'aucun retard à l'écoulement n'est observé. Les épisodes de fonte semblent même amplifier le rôle du karst aux crues, notamment dans le cas où le stock de neige est localisé sur les plateaux.

On observe donc globalement des crues générées quasiment à 100% par les écoulements karstiques sur les deux têtes de bassin aux stations de Vuillafans sur la Loue et de Myon sur le Lison. La contribution du karst diminue vers l'aval, car les écoulements superficiels sont favorisés sur les terrains marneux, mais tout en restant une composante majoritaire lors des crues les plus fortes.

Suite à ces résultats importants qui ont montré que le karst contribuait de façon majeure aux crues les plus fortes de la Loue à Chenecey-Buillon, **des préconisations sont faites en vue d'améliorer la prévision des crues**, i) sur la base d'une optimisation des données d'entrée, ii) d'un suivi temps réel de certaines sources karstiques potentiellement bon indicateur, iii) en intégrant l'état de saturation des karsts dans l'analyse prétraitement de l'état de saturation du bassin, et iv) en prenant en compte les propriétés très transmissives des systèmes karstiques du bassin qui favorisent des pics resserrés et la restitution rapide de la fonte de neige stockée sur les plateaux.

8. Bibliographie

Berthelot A., 1901. Sur les origines de la source de la Loue. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, 133: 394-397 (disponible sur <http://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k3089k>)

Bichet V. et Campy M. 2008. Montagnes du Jura – Géologie et paysages, NEO Editions, 293 pages + Annexes.

Blavoux B., Burger A., Chauve. P., and Mudry J. 1979. Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaîne karstique du Jura, Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique, 21(4): 295-306.

Cabinet Reilé Pascal, 1999 - Etude des affluents de la Loue.

Cabinet Reilé Pascal, 2002. Etude du Lison – Hydrologie, Hydrogéologie, Qualité. Protection des zones habitées contre les inondations. Stabilité des ouvrages et des berges.

Cabinet Reilé Pascal, 2005. Bassin versant du Lison – Périmètre de protection des captages Nans-sous-Saint-Anne.

Charlier, J.-B., Bailly-Comte, V., Desprats, J.-F. (2012). Appui au SCHAPI 2012 - Module 1: Mise en place d'un indicateur d'aide à la décision pour la prévision de crue en milieu karstique: le bassin du Tarn à Millau. Rapport BRGM/RP-61816-FR, 88p

Charlier J.-B., C. Bertrand, and J. Mudry, 2012. Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. Journal of Hydrology, 460-461:52–64, DOI 10.1016/j.jhydrol.2012.06.043.

Charlier, J.-B., R. Moussa, V. Bailly-Comte, J.-F. Desprats, B. Ladouche, 2015. How karst areas amplify or attenuate river flood peaks? A response using a diffusive wave model with lateral flows. In Andreo B. et al. (Eds), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer Berlin Heidelberg, p 293-301. DOI 10.1007/978-3-642-17435-3_33.

Chauve P. 2006. Chapitre IX. Jura, in: Aquifères et Eaux souterraines en France. Roux, J.Cl., (Ed.), AIH-IAH, BRGM Editions, Tome 2, pp 561-590.

Chauve, P., Charles, G, Leonetti A. 1980a. Etude des pertes du Doubs. Rapport interne L.G.A., Besançon, 30 p.

Chauve, P., Jeanblanc, A, Tissot, G., Truche, C. 1980b. Etude de la vulnérabilité des sources de la Haute vallée de la Loue. 12p + annexes

Chauve P., P Jacquemin, and J Mania. 1986a. Représentation des écoulements en milieu karstique de zone plissée : exemple des hauts bassins du Doubs et de la Loue. Bulletin de la Société Géologique de France, II(2): 645-652

Chauve P., J. Mudry, P. Rosenthal, G. Tissot, and P. Tresse. 1986b. Rôle des abaissements d'axe dans les circulations karstiques du Jura. Bulletin de la Société Géologique de France, II(2): 329-336

Cholet C., M Steinmann, J.-B. Charlier, S Denimal, 2015. Comparative study of the physicochemical response of two karst systems during contrasting flood events in the French Jura mountains. In Andreo B. et al. (Eds), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p 1-9, DOI 10.1007/978-3-642-17435-3_1.

DIREN, 1995 - Étude du système hydrologique Doubs-Loue (pertes du Doubs – sources de la Loue). Rapport, 63p.

Dörfliger N., Pinault J.-L., Petit V., Jauffret D., 2004. Systèmes karstiques et crues du Doubs. Méthodologie de détermination de la contribution des systèmes karstiques aux écoulements de surface, lors de crues et des étiages. BRGM/RP-53063-FR, 182p.

Dorier, E., 2013. Bassin versant de la Loue – Etude Pluie / Débit. Rapport SPR/H-PC, 28p.

Dorier, E., 2014. Vigilance hydrologique – Tronçon de la Loue : définition d'une relation pluie/hauteur à la station d'Ornans prenant en compte l'indice d'humidité des sols (SIM). Rapport SPR/H-PC, 23p.

Fleury, P., Plagnes, V., Bakalowicz, M., 2007. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: application to Fontaine de Vaucluse (South of France). J. Hydrol. 345 (1–2), 38–49.

Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., Jourde, H., Dörfliger, N., 2009. Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – the Lez spring. J. Hydrol. 365, 235–243.

Fleury, P., Raymond, M., Ayral, P.A. (2010). Intégration de la composante "eaux souterraines karstiques" dans le système d'alerte crue de la Ville de Nîmes. Rapport BRGM/RP-58286-FR.

Fleury, P., Charlier, J.-B., Borrell, V., Coustau, M. (2011). Appui au SCHAPI 2011 - Module 1: Mise en place d'un indicateur d'aide à la décision pour la prévision de crue en milieu karstique: les bassins versants du Lez et de la Tardoire. Rapport BRGM RP-60380-FR, 78p.

Fournier, E. 1901. Les phénomènes de capture des cours d'eau superficiels par les cours d'eau souterrains, dans les régions calcaires. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, 133: 961-963 (disponible sur <http://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k3089k>)

Fournier E., 1913. Pertes du Doubs avec la Loue – Expérience de coloration de 1910. Notice historique et descriptive. Jacques et Demontrond, Besançon, 24p

Hayami, S. (1951). On the propagation of flood waves. Disaster Prevention Research Institute Bulletin 1–16.

Jacquemin Ph., 1984. Réponses hydrodynamiques des hauts bassins du Doubs et de la Loue. Thèse de l'Université de Franche-Comté, Besançon, 164p + Annexes.

Ladouche B., Dörfliger N., Pouget R., Petit V., Thiery D., Golaz C., Bakalowicz M., Lachassagne P., Pinault J.L., Durand V., Cubizolles J., 2002- Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques nord-montpelliérains - Rapport du Programme Buèges 1999-2001. BRGM/RP-51584-FR

Ladouche B., Dörfliger N., Izac J.L., Cubizolles J., Le Strat P., Du Couedic C., Aunay B., Thomson P., (2004) - Evaluation des ressources en eau des Corbières. Phase 1 : Synthèse de

la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières Orientales. . Vol. 2 - Caractérisation géologique et hydrogéologique du système karstique du "synclinal du Bas-Agly" Rapport final. BRGM/RP-52919-FR

Mangin A., 1971. Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Ann. Speleol., 26(2) : 283-329.

Marsaud B., 1996 Structure et fonctionnement de la zone noyée des karst à partir de résultats expérimentaux, Thèse de doctorat, Univ. Paris XI Orsay, 305p.

Mazzilli N., Guinot V., and Jourde H. (2012). Sensitivity analysis of conceptual model calibration to initialisation bias. Application to karst spring discharge models. Advances in Water Resources 42: 1–16.

Mettetal J.-P., 1985: Etudes préalables à la définition des périmètres de protection en milieu karstique. Exemple de la source d'Arcier, Hydrogéologie, 4: 235-242.

Mettetal J.-P., 1986: Etude hydrogéologique de la vallée de la Loue. Rapport DIREN.

Moussa, R. (1996). Analytical Hayami solution for the diffusive wave flood routing problem with lateral inflow. Hydrological Processes:10, 1209–1227.

Moussa, R., Bocquillon, C. (1996). Algorithms for solving the diffusive wave flood routing equation. Hydrological Processes :10, 105–123.

Pinault, J.-L., and D. Allier, 2007. Regionalization of rainfall for broad-scale modeling: An inverse approach, Water Resour. Res., 43, W09422, doi:10.1029/2006WR005642.

Reilé P., 2007. Le Puits de la Brême – Vallée de la Loue. Un géotope du massif Jurassien. Ligue régionale de Spéléologie de Franche-Comté. Intervention club Karstic, Ornans (disponible sur http://www.ligue-speleo-fc.com/fc_sout/co_env/Breme.pdf)

Reilé P., 2010. Le Karst franc-comtois du massif du Jura. Vallée de la Loue, Communes de Saules. Ligue régionale de Spéléologie de Franche-Comté. Intervention club Karstic, Ornans (disponible sur www.ligue-speleo-fc.com/fc_sout/co_env/saules.pdf)

Robinson J., and Rahmat-Samii Y., 2004. Particle swarm optimization in electromagnetics, IEEE Trans. on Ant. and Prop., 52(2): 397-407.

Tissot G., and Tresse Ph., 1978. Etude du système karstique du Lison et du Verneau. Thèse de l'Université de Franche-Comté, Besançon, 134p.

Todini E., 1986. The ARNO rainfall-runoff model. Journal of Hydrology, 175 : 339-382.

Tritz S, Guinot V, Jourde H. 2011. Modelling the behaviour of a karst system catchment using non linear hysteretic conceptual model. J. Hydrol., 397(3–4):250–62.

Annexe 1

Réseau hydrographique et sources du bassin de la Loue

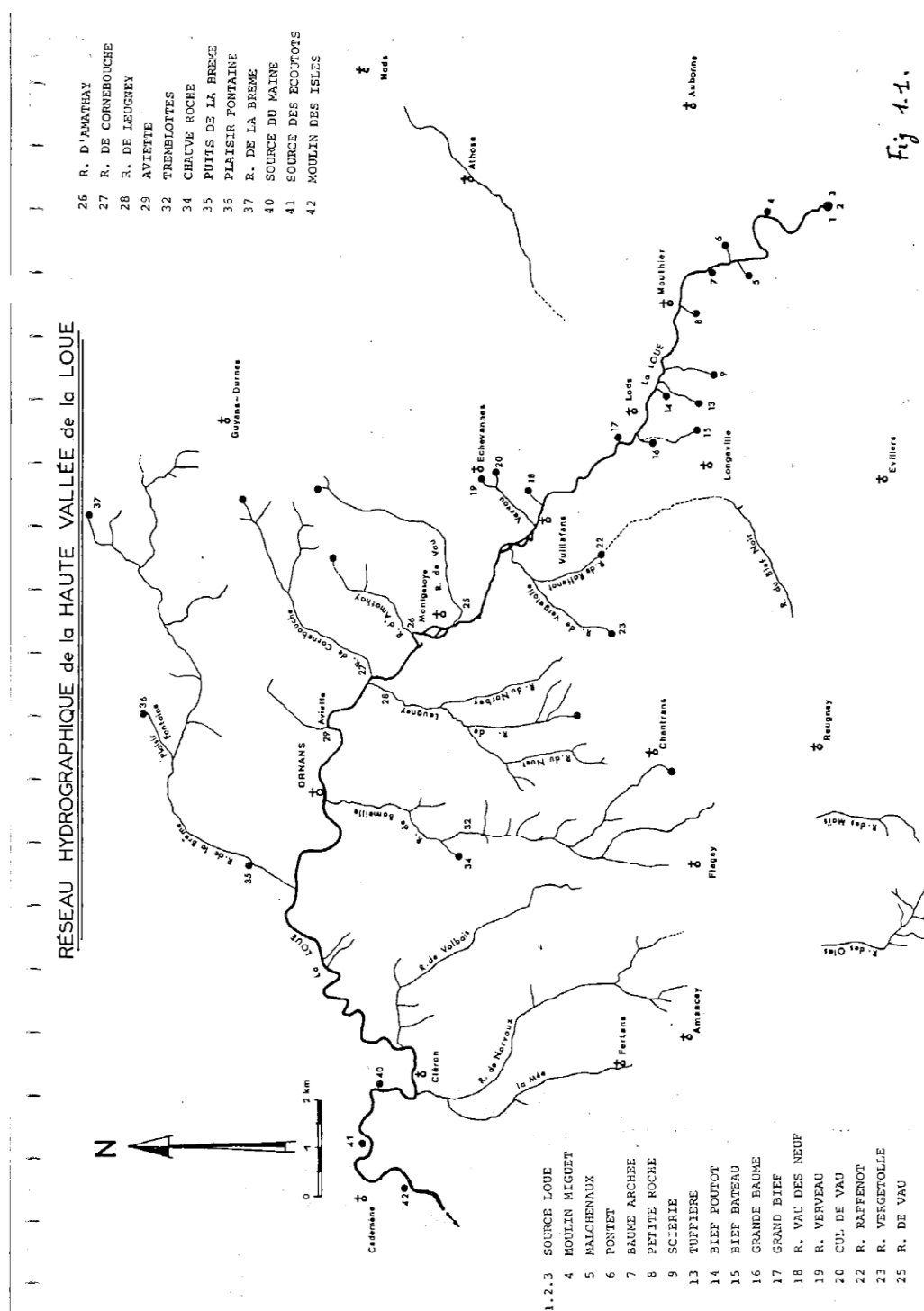


Illustration 74. Réseau hydrographique de la Loue en amont de sa confluence avec le Lison (Chauve et al., 1980)

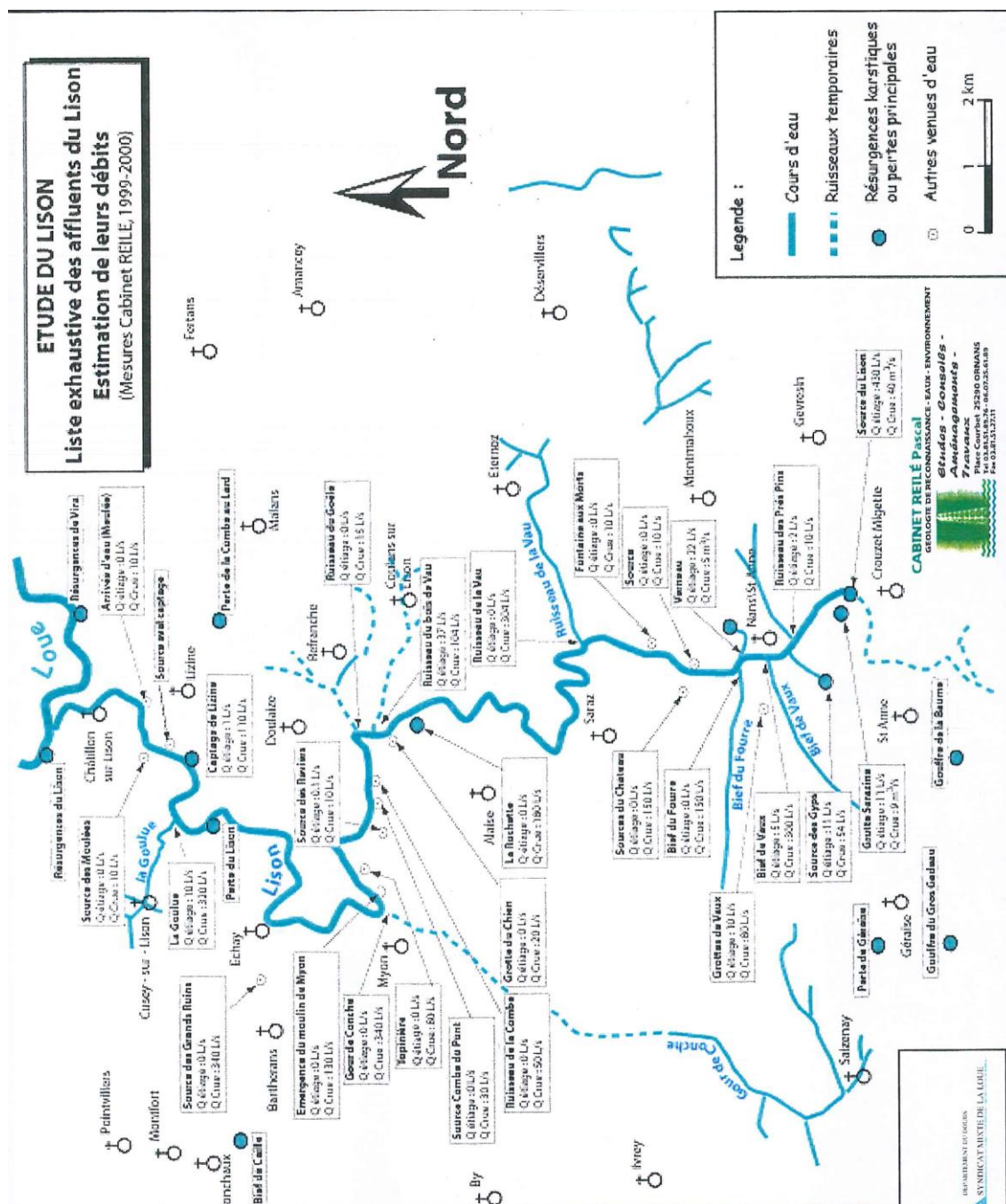


Illustration 75. Réseau hydrographique du Lison (Cabinet Reilé Pascal, 2005)



Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemain
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Service géologique régional Languedoc-Roussillon
1039 rue de Pinville
34000 – Montpellier - France
Tél. : 04 67 15 79 80