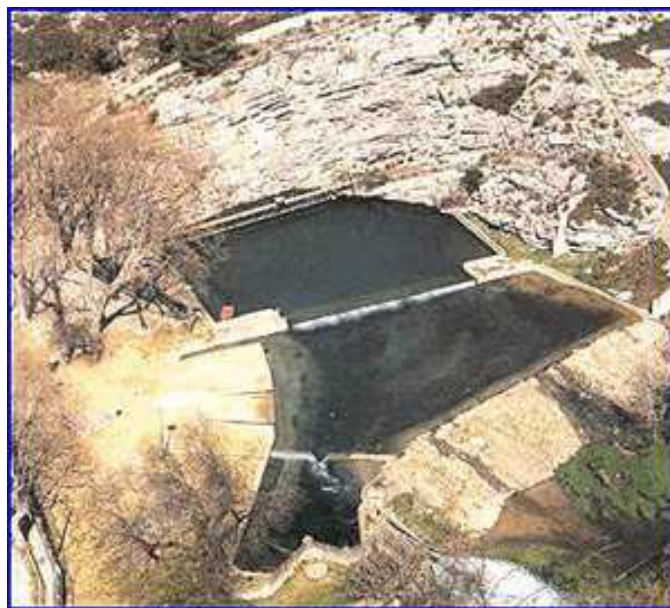


**Master 2 mention Biologie Géosciences Agroressources
Environnement
Parcours Recherche Eau et Environnement**



**Modélisation hydrologique d'un bassin
méditerranéen karstique en crue**



COUSTAU Mathieu

Mémoire de stage
Juin 2008

Maîtres de stage :
BORRELL Valérie
BOUVIER Christophe
JOURDE Hervé

REMERCIEMENTS :

Je tiens tout d'abord à remercier Eric Servat de m'avoir accueilli au sein du laboratoire d'Hydrosciences Montpellier.

Je remercie aussi et surtout mes maîtres de stage Christophe Bouvier, Valérie Borrell et Hervé Jourde pour m'avoir accordé leur confiance et m'avoir épaulé tout au long de ces 6 mois de stage. Je les remercie pour leur aide, leur disponibilité, leur dynamisme et leur gentillesse qui ont permis à ce stage de se dérouler dans les meilleures conditions. Je les remercie aussi pour leurs conseils avisés et le regard critique qu'ils ont porté sur mon travail.

Un grand merci à François-Noël Cres, Anne Crespy et Christophe Bouvier pour avoir su m'aider à résoudre les différents problèmes rencontrés lors de la manipulation du logiciel ATHYS. Un grand merci aussi à Valérie Borrell pour m'avoir patiemment initié à MATLAB et à Hervé Jourde pour m'avoir fourni un grand nombre de documents sur l'hydrosystème du Lez.

Je tiens à remercier Vincent Montel, Pierre Gullet et Anne Beaumel du SPCMO pour la mise à disposition des données de pluie « radar » et Arthur Marchandise du SCHAPI pour la mise à disposition des données d'humidité SIM

Je remercie Claire Rodier, Alain Kapfer de RHEA et Gilles Le Gac de la DIREN, pour m'avoir fourni des informations précieuses concernant les données nécessaires à la modélisation.

Merci à Alexandre NOU, stagiaire en M1, pour m'avoir fait profiter de ses connaissances sur ArcGIS et aux autres stagiaires de la salle 103 pour leur aide et leur bonne humeur.

Un merci tout particulier à Christine, « experte » de la mise en page sous Word.

Un clin d'œil à Amélie, Christine, Line, Victor et Yoann avec qui j'ai pu passer d'agréables moments tout au long de cette année.

Résumé :

Le bassin versant du Lez, dans l'Hérault, est soumis à des crues « éclair » dévastatrices provoquées par les précipitations intenses d'automne typiques du climat méditerranéen. Lors de ces crues extrêmes, les interactions sont importantes entre les réservoirs souterrains et les formations superficielles, compte tenu du caractère karstique du bassin. Ces interactions ont été étudiées à travers un modèle « pluie – débit » événementiel et distribué, visant à interpréter les mécanismes de formation de crues, et notamment la contribution des réservoirs profonds. Ce modèle s'appuie sur des données de pluie « radar » à fine résolution spatiale, pour une meilleure représentativité des pluies sur le bassin. Les simulations réalisées sur 6 crues majeures de la période 2001-2005 sont très satisfaisantes, et montrent que le niveau de l'aquifère est déterminant dans la réponse du bassin. Le modèle établi constitue la base d'un outil de prévision des crues « éclair » pour le bassin du Lez.

Abstract :

Autumn intense precipitations of mediteranean climate lead to destructive flash floods in Lez catchment (Hérault). During these floods, the karstic geology generates important interactions between superficial and underground reservoirs. These interactions have been studied through a distributed "rainfall-runoff" model in order to understand the genesis of the floods and namely the contribution of the underground reservoirs. Fine-spatial-resolution radar rains are used as input of the model, and allow a significant gain in the flood simulations. The simulations of 6 major floods occuring from 2001 to 2005 are good, using the same set of parameters for each event, except the initial condition. This condition can be related to the level of the water table at the beginning of the event, which shows that the aquifer level is a determinant factor for the response of the watershed. The proposed model can be very valuable for flash flood forecasting in Lez catchment, but needs to be tested over a larger sample of floods.

SOMMAIRE

<u>INTRODUCTION.....</u>	<u>5</u>
--------------------------	----------

PARTIE I : DESCRIPTION DU FONCTIONNEMENT DE

<u>L'HYDROSYSTEME DU LEZ.....</u>	<u>6</u>
-----------------------------------	----------

<u>1. L'aquifère du Lez dans le contexte karstique méditerranéen.....</u>	<u>6</u>
---	----------

1.1. Localisation géographique :	6
1.2 Contexte géologique :	6
1.3. Contexte climatique :	7

<u>2. Organisation de l'hydrosystème du Lez :.....</u>	<u>10</u>
--	-----------

2.1. Le bassin hydrogéologique :	11
2.1.1. <i>Structure verticale de l'aquifère</i> :	11
2.1.2. <i>Structure horizontale</i> :	13
2.2. Le bassin hydrologique :	15
2.2.1. <i>Le bassin hydrologique</i> :	15
2.2.2. <i>Le fleuve Lez</i> :	15

<u>3. Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère du Lez :</u>	<u>17</u>
---	-----------

3.1. Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère en période d'étiage :	17
3.2. Conditions de participation de l'aquifère aux crues de surface du Lez :	18
3.3. Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère lors d'une crue :	20
3.3.1. <i>La répartition spatio-temporelle de la recharge</i> :	20
3.3.2. <i>Le mécanisme de la recharge</i> :	20
3.3.3. <i>Provenance des arrivées d'eau à la source lors d'une crue</i> :	21
3.4. Influence du pompage de la source du Lez sur le fonctionnement de l'aquifère :	22
3.5. Synthèse sur le fonctionnement de l'aquifère karstique du Lez.....	23

PARTIE II : MODELISATION DU FONCTIONNEMENT DE

L'HYDROSYSTEME DU LEZ EN CRUE..... 24

4. Définition et objectifs de la modélisation : 24

4.1. Le questionnement scientifique : 24

4.2. La méthode utilisée 24

4.3. Les travaux antérieurs et leurs limites 25

4.4. Les développements envisagés pour améliorer les résultats 25

5. Les données hydro-pluviométriques 26

5.1. Présentation de quelques caractéristiques des événements étudiés : 26

5.2. Les données de pluie au sol 27

5.3. Principe de la mesure radar : 28

5.4. Les erreurs affectant l'estimation des pluies radar : 29

5.5. Les données de pluie « radar » utilisées : 30

5.5.1. *Présentation des données utilisées* : 30

5.5.2. *Contrôle de la qualité des données de pluie « radar »* : 31

5.6. Traitement appliqué aux données de pluie « radar » : 33

5.7. Les données de débit : 35

6. La modélisation « pluie-débit » sur ATHYS : 35

6.1. La fonction de production : 36

6.2. La résolution des équations régissant la fonction de production : 38

6.3. La fonction de transfert utilisée : 40

6.4. L'influence des paramètres du modèle sur l'hydrogramme de crue : 43

6.5. La procédure de calage du modèle : 44

6.6. Les résultats obtenus et leur interprétation : 45

7. Corrélations avec les indicateurs de l'état des bassins 53

7.1. Le débit de base : 54

7.2. La piézométrie : 54

7.2.1. *Présentation des données piézométriques* : 54

7.2.2. *Les corrélations avec la condition initiale du modèle* : 55

7.3. L'humidité SIM : 56

7.3.1. *Présentation du modèle SIM* : 56

7.3.2. *Les corrélations avec la condition initiale du modèle* : 57

7.3.3. *Les corrélations avec la piézométrie à 6h* : 57

7.4. Bilan 59

CONCLUSION : 61

ANNEXES 66

LISTE DES FIGURES

Figure n°1 : localisation géographique du Lez [www.geoportail.fr]	6
Figure n°2 : diagramme ombrothermique de la station de Montpellier-Fréjorgues sur la période 1951 – 2001 [PLU, édition juillet 2007]	7
Figure n°3 : Délimitation des bassins hydrologiques et hydrogéologique du Lez [Lafare, 2007].....	10
Figure n°4 : hydrogramme donnant les débits mensuels moyens interannuels [banque hydro DIREN] à la source du Lez et à Lavalette.....	16
Figure n°5 : courbe de tarage de la station de Lavalette	35
Figure n°6 : schéma représentant la nouvelle fonction de production	38
Figure n°7 : schéma illustrant le principe de fonctionnement de la fonction de transfert.....	41
Figure n°8 : Hydrogrammes observé et calculés à partir des données de pluies « sol » et « radar » pour l'épisode d'octobre 2001	46
Figure n°9 : dynamique horaire des pluies du 9 octobre 2001 de 14 h à 16h	47
Figure n°10 : Hydrogrammes observé et calculés à partir des données de pluies « sol » et « radar » pour l'épisode de septembre 2003.....	48
Figure n°11 : dynamique du début des pluies du 22 septembre 2003.....	49
Figure n°12 : Hydrogrammes observé et calculés à partir des données de pluies « sol » et « radar » pour l'épisode de septembre 2005.....	50
Figure n°13 : Carte du cumul de pluie tombée le 6 septembre 2005 entre 6 h et 11 h	51
Figures n°14 : Hydrogrammes observé et calculés à partir des données de pluies « sol » et « radar » pour les épisodes de décembre 2002 et décembre 2003	52
Figure n°15 : régression linéaire entre la condition initiale H_0 et le débit de base à Lavalette	54
Figure n°16 : régression linéaire entre la condition initiale H_0 et le piézomètre « Bois Saint-Mathieu ».....	56
Figure n°17 : régression linéaire entre la saturation initiale du réservoir dans le modèle et l'humidité moyenne SIM sur le bassin du Lez.....	57
Figure n°18 : régression linéaire entre la piézométrie à « Bois Saint-Mathieu » et l'humidité SIM moyenne calculée sur le bassin versant du Lez.....	58
Figure n°19 : régression linéaire entre la condition initiale H_0 et la piézométrie mesurée à 6 h le jour avant le début de l'épisode pluvieux.....	59

LISTE DES TABLEAUX

Tableau n°1 : Tableau donnant quelques caractéristiques des 6 épisodes de crue étudiés	18
Tableau n°2 : tableau de quelques données hydrologiques sur les crues d'octobre 2001 et septembre 2002	19
Tableau n°3 : Quelques caractéristiques des crues étudiées	26
Tableau n°4 : coordonnées des pluviographes utilisés pour la modélisation.....	27
Tableau n°5 : coefficients de corrélation des régressions linéaires entre les cumuls des pluviomètres proches du bassin versant Bv2	28
Tableau n°6 : coefficients de corrélation calculés entre les données sol et radar pour les cumuls et les chroniques	31
Tableau n°8 : Valeurs du MFB et des paramètres de la régression linéaire avant et après application du MFB pour les épisodes de début d'automne	34
Tableau n°9 : Valeurs du MFB et des paramètres de la régression linéaire avant et après application du MFB pour les épisodes de fin d'automne.....	34
Tableau n°9 : paramètres optimaux et critère de Nash associé obtenus, après la procédure de calage, avec les données de pluie au sol.....	45
Tableau n°10 : paramètres optimaux et critère de Nash associé obtenus, après la procédure de calage, avec les données de pluie « radar ».....	45
Tableau n°11 : paramètres optimaux et critère de Nash associé retenus pour les 6 épisodes..	53
Tableau n°12 : coefficients de corrélation obtenus avec chacun des piézomètres en fonctionnement (corrélation entre H_0 et la piézométrie).....	55
Tableau n°13 : humidités SIM à $t_{pic} + 1$ jour pour les 6 épisodes étudiés.....	60

INTRODUCTION :

Les bassins karstiques méditerranéens, comme celui du Lez, sont des hydrosystèmes encore mal connus qui subissent des crues « éclair » dévastatrices, responsables d'importants dégâts matériels et humains. Il est alors nécessaire de mieux comprendre leur fonctionnement pour mieux gérer la ressource en eau qu'ils possèdent et mieux prévoir (et gérer) les crues qu'ils subissent. Ce sont là les principaux objectifs du « Projet Lez » financé par l'IFR ILEE et piloté par HSM. Le sujet de stage proposé, s'inscrit dans ce vaste projet, en proposant de mettre au point, pour le bassin karstique du Lez, une modélisation hydrologique conceptuelle semi-distribuée, à pas de temps horaire, en période de crue. L'élaboration de ce modèle exige, avant tout, une bonne connaissance de l'hydrosystème et de son fonctionnement. C'est pourquoi, après avoir situé l'hydrosystème du Lez dans son contexte méditerranéen, nous allons détailler son organisation et son fonctionnement. Puis, le modèle choisi étant de type « pluie – débit », on s'intéressera ensuite aux données hydro-pluviométriques utilisées pour la modélisation, avant d'aborder l'élaboration du modèle. Les 6 événements de crues disponibles seront utilisés pour la phase de calibration du modèle. Dans une dernière partie, on confrontera les paramètres calés du modèle aux caractéristiques du bassin et des crues étudiées. On étudiera, en particulier, les corrélations entre la condition initiale du modèle et des indicateurs hydro(géo)logiques comme l'humidité des sols, le débit de base ou la piézométrie.

PARTIE I : DESCRIPTION DU FONCTIONNEMENT DE L'HYDROSISTÈME DU LEZ

1. L'aquifère du Lez dans le contexte karstique méditerranéen

1.1. Localisation géographique

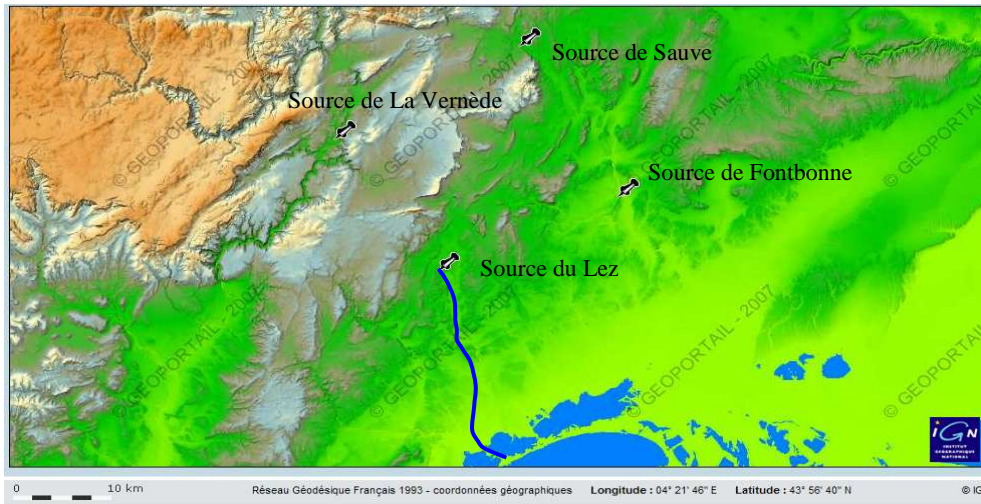


Figure n°1 : localisation géographique du Lez [www.geoportail.fr]

La source du Lez se trouve dans le département de l'Hérault au Sud de la France. Située à 65 m NGF à 15 km au Nord de Montpellier près de la commune de Prades-le-Lez, elle draine une partie d'un vaste aquifère karstique côtier constitué essentiellement de calcaires du Jurassique. Cet aquifère, s'étendant dans les garrigues nord montpelliéraines sur 850 km², est drainé par de nombreuses autres sources. En effet, il est drainé au Nord par les sources de Sauve qui alimentent le Vidourle, à l'Ouest par les sources de l'Hérault et à l'Est par la source de Fontbonne. La source du Lez constitue le principal exutoire pérenne situé au Sud (figure n°1). A cette émergence, s'ajoute dans cette région sud, la source temporaire du Lirou à 98 m NGF près de la commune des Matelles.

Cette source du Lez, donne naissance à un fleuve côtier pérenne de 26 km de long qui se jette dans la mer à Palavas-les-Flots.

1.2 Contexte géologique

D'un point de vue tectonique, il est situé entre la faille des Cévennes au Nord et à l'Ouest, la faille de Nîmes à l'Est et le pli de Montpellier au Sud (annexe n°1). Cet aquifère a subi 2 épisodes tectoniques importants qui sont la compression pyrénéenne, N 0° à N 20°, à l'Eocène et l'ouverture du golfe du Lion responsable de la distension à l'Oligocène.

La compression pyrénéenne a notamment engendré, à l'échelle régionale, la création de plis E-W comme l'anticlinal du Pic Saint-Loup et le « pli de Montpellier ». A l'échelle de l'affleurement, des stylolithes de compression, subverticaux, de direction E-W, ont pu être identifiés au captage de la source du Lez. Ces derniers ont probablement été créés lors de cette phase pyrénéenne [Marjolet et Salado, fasc III, 1975].

La distension oligocène a, quant à elle, entraîné, à l'échelle régionale, la création ou le jeu de nombreuses failles de direction NNE-SSW comme la faille de Corconne, longue de

50 km, qui traverse l'aquifère du Lez en son centre. Ces failles ont joué en failles normales, abaissant les compartiments orientaux. Elles sont ainsi à l'origine des structures en demi-graben correspondant aux bassins de Trévières, Prades-Le-Lez et Assas (annexe n°2) [Bérard, 1983]. A l'échelle de l'affleurement, cette distension a permis de créer des fentes de distension, observées sur le site du captage de la source du Lez. Celles-ci sont subverticales et plus ou moins colmatées par de la calcites [Marjolet et Salado, fasc III, 1975].

L'aquifère karstique du Lez est polygénique. Il a subi cinq phases de karstification du Crétacé moyen à aujourd'hui : le Crétacé moyen, l'Eocène, le Miocène, le Pliocène et Quaternaire ancien, et enfin le Quaternaire moyen et récent [Dubois, 1964]. Ces phases de karstification sont probablement dues à la tectonique et aux variations eustatiques de la mer Méditerranée, qu'a subi cet aquifère côtier.

Cet aquifère alimente le Lez de façon souterraine. Celui-ci s'écoule en amont sur des roches essentiellement imperméables : marnes et calcaires marneux du Crétacé inférieur et argiles à bancs de grès de l'Oligocène. Il creuse ensuite, à hauteur de Castelnau le Lez, des gorges dans les calcaires du Jurassique supérieur du « pli de Montpellier ». Il débouche, plus en aval, sur la plaine littorale constituée par les sables de Montpellier de la fin du Tertiaire, et les alluvions rhodaniennes. Son cours se poursuit enfin sur les sédiments plus récents de la plaine littorale ainsi que sur ses propres sédiments [Bousquet, 1997].

1.3. Contexte climatique

L'aquifère du Lez est sous l'influence du climat méditerranéen. Le diagramme ombrothermique de la station de Montpellier-Fréjorgues (figure n°2) va permettre de préciser les spécificités de ce climat. Il a été réalisé à partir des précipitations moyennes mensuelles interannuelles sur la période 1951 – 2001 et de la moyenne des températures maximales et minimales de chaque mois sur la période 1949 – 2001.

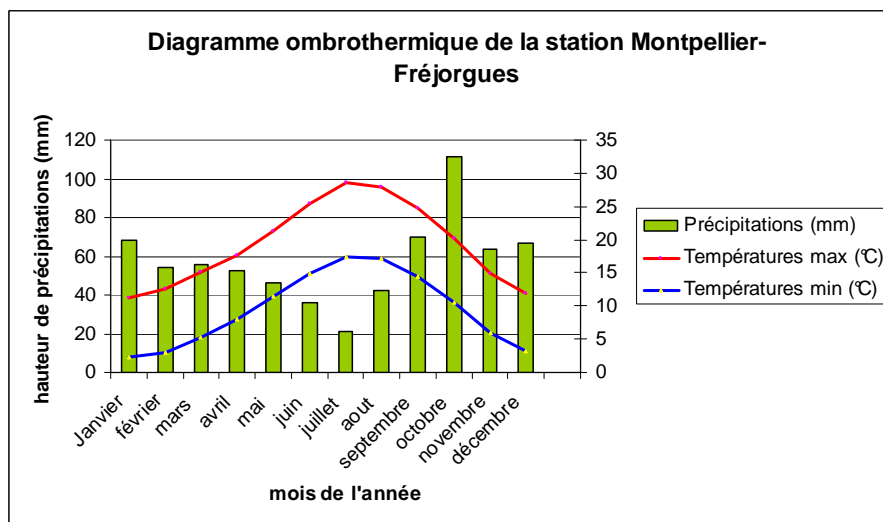


Figure n°2 : diagramme ombrothermique de la station de Montpellier-Fréjorgues sur la période 1951 – 2001 [PLU, édition juillet 2007]

Les mois les plus chauds sont les mois d'été. On remarque qu'en faisant la moyenne des températures minimales de chaque mois d'été de 1949 à 2001, on dépasse les 14°C. Les

températures moyennes maximales sur la même période dépassent quant à elles 24°C (figure n°2).

Les mois les plus froids sont ceux d'hiver. On note que les températures sont plutôt douces puisque les moyennes effectuées sur les températures minimales de chaque mois ne descendent pas sous les 2,3°C (figure n°2).

Le climat méditerranéen est plutôt sec avec un module interannuel de précipitations de 689 mm. Le régime pluviométrique est irrégulier avec seulement 60 jours de pluie par an. Ces dernières se produisent essentiellement en automne qui constitue la saison humide. Elle détient d'ailleurs la moyenne mensuelle interannuelle de pluies la plus forte avec 111,5 mm pour le mois d'octobre. L'été est la saison sèche avec un minimum en juillet de 21,2 mm (figure n°2).

Outre cette variabilité saisonnière, on constate aussi une variabilité interannuelle. Celle-ci est montrée sur la période 1979 – 2003 pour le bassin versant Bv2 dont l'exutoire est Lavalette (annexe n°3). Les cumuls de pluies annuels varient d'un peu moins de 600 mm pour les années les plus sèches (1988 et 1992) à plus de 1 200 mm pour les années humides (1995, 1996 et 2003). On a donc des variations interannuelles de ces cumuls pouvant aller du simple au double. Suivant les années, on constate aussi que le rapport entre précipitations et lame d'eau restituée à Lavalette varie fortement. Ceci est peut-être le témoin de la participation plus ou moins grande du karst selon les années.

Une carte d'isohyètes, réalisée par le BRGM [**Bérard et Thiery, 1983**], montre la répartition spatiale des précipitations moyennes interannuelles calculées sur la période 1964 – 1981 (annexe n°4), pour le bassin du Lez. On note une augmentation régulière des précipitations entre Montpellier (744 mm/an) au Sud Est, et Ganges (1280 mm/an) au Nord Ouest. Cet accroissement est à mettre en relation avec le relief plus élevé au Nord Ouest qu'au Sud Est.

La région est aussi caractérisée par des orages violents qui se produisent surtout en automne. Ils sont provoqués soit par des pluies orographiques types cévenols, soit par des pluies convectives de méso-échelle en « V ». Ce sont eux qui sont à l'origine des crues.

Les pluies cévenoles se forment de la façon suivante : à l'automne, de l'air chaud et humide venant de la Méditerranée est poussé par le vent marin (du Sud-Est) et passe sur le continent. Il défile d'abord sur la plaine côtière sans donner de précipitations. Il rencontre ensuite les causses qui constituent la première barrière topographique. L'air chaud et humide monte, se refroidit jusqu'à son point de rosée, se condense et forme des nuages. On a alors formations de précipitations de type orographique : les précipitations cévenoles (annexe n°5). Ces précipitations sont très intenses et stationnaires : elles se produisent toujours à peu près au même endroit.

Ces orages violents peuvent aussi avoir une origine convective. Ils sont alors dus à la formation de systèmes convectifs de méso-échelle. Ce sont des précipitations quasi stationnaires en forme de « V » ou de « panache » sur les images satellites (annexe n°6), qui prennent naissance dans le Golfe du Lion à l'automne. A cet endroit, on a de l'air chaud, humide et instable qui monte en altitude donnant naissance à des nuages. Ces derniers se déplacent ensuite vers le continent où ils viennent mourir. Il s'agit de nuages élevés de type cumulonimbus. Ils sont responsables de précipitations diluviennes qui touchent la région pendant 48 h sur quelques centaines de kilomètres. Ce type de perturbation est notamment à

l'origine des inondations de Vaison-la-Romaine le 22 septembre 1992 et de Nîmes le 3 octobre 1988 [www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/meteocdrom].

La région est aussi soumise à des vents [www.meteofrance.fr] comme :

- la Tramontane, vent sec du Nord-Ouest très fréquent en hiver et au printemps.
- le Grec, vent de l'Est, rare et le Marin, vent du Sud-Est. Ce dernier est un vent violent accompagné de pluies importantes comme les orages cévenols. Il peut aussi entraîner à l'embouchure du Lez une montée des eaux aggravant les effets des crues : les aires inondées sont plus importantes et la décrue plus lente.
- le Mistral, vent du Nord-Est. Il est plus fréquent dans la vallée du Rhône.

L'aquifère du Lez est donc soumis à un climat méditerranéen. Celui-ci est caractérisé par des étés chauds et des hivers doux. Les étés sont secs et les automnes humides avec des précipitations parfois violentes, orographiques ou convectives, à l'origine des crues éclairs du Lez : les « Lézades ». Le régime des précipitations présente donc une forte variabilité saisonnière. Cette variabilité est aussi interannuelle caractérisant l'irrégularité de ce climat. Sur l'aquifère du Lez, cette irrégularité est aussi spatiale avec en moyenne une partie Ouest et Nord-Ouest plus arrosée que la partie Est et Sud Est.

2. Organisation de l'hydrosystème du Lez

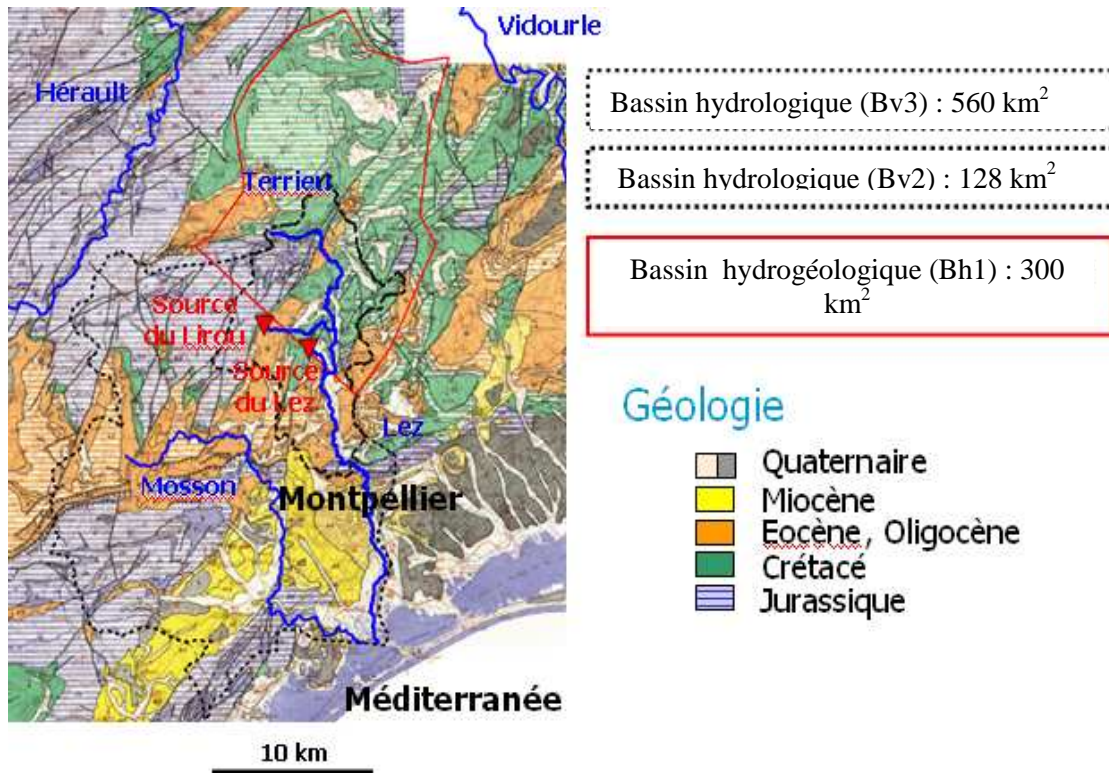


Figure n°3 : Délimitation des bassins hydrologiques et hydrogéologique du Lez [Lafare, 2007]

L'aquifère du Lez appartient à un système hydrologique (au sens large) important qui comprend un bassin hydrogéologique (Bh1) d'environ 300 km² correspondant à l'aquifère du Lez, et un bassin hydrologique, Bv3 (correspondant ici à un bassin versant topographique, appelé « Lez-Mosson »), d'environ 560 km². Ces 2 bassins contribuent de façon complémentaire à l'alimentation du Lez :

- le bassin hydrogéologique alimente le Lez de façon souterraine, dans sa partie amont, grâce notamment au Lirou et ses affluents,
- le bassin hydrologique alimente le Lez en surface, tout au long de son parcours. A l'intérieur de ce grand bassin hydrologique, on a distingué un sous bassin Bv2 de 128 km² dont l'exutoire correspond à la station de jaugeage de Lavalette (figure n°3). Il s'agit de la partie du Lez qui est encore hydrologiquement peu influencée par l'homme.

Concernant l'occupation des sols, le système hydrologique Lez-Mosson est fortement urbanisé dans sa partie sud est à hauteur de Montpellier. En 1996, les surfaces urbanisées représentaient 8,3 % de la surface du système. Le reste est soit occupé par de la garrigue ou de la forêt (48,5 % en 1996) soit par des vignes et des vergers (19,7 %) soit par les plans d'eau [SAGE Lez Mosson Etangs Palavasiens].

2.1. Le bassin hydrogéologique

2.1.1. Structure verticale de l'aquifère

D'un point de vue lithologique (annexe n°7), l'aquifère du Lez est limité à sa base par un mur de marnes noires du Lias de 150 à 400 m d'épaisseur qui affleurent à la Combe de Mortiers au Sud du Pic Saint-Loup. Lors des fortes pluies, il s'y produit un ruissellement intense.

Il est ensuite constitué par des calcaires et dolomies du Jurassique moyen, supérieur et début Crétacé [**Marjolet et Salado, fasc II, 1975**] avec :

- des roches du Aalénien supérieur (100 à 150 m) et Bajocien peu karstifiées
- des roches du Bathonien (100 à 300 m), Argovien, Rauracien (300 m) et Séquanien (60 à 100 m) constituant de bonnes roches « réservoir »
- des roches du Kimméridgien et Portlandien (150 à 200 m) étant des roches « réservoir » où la karstification est très développée
- des roches du Berriasien (50 à 100 m) également « réservoir » dans lesquelles la source du Lez émerge.

Cet ensemble de roches constitue donc l'aquifère principal de la source du Lez dont l'épaisseur peut varier de 650 à 1 100 m.

Entre le Bathonien et l'Argovien, se trouve des calcaires marneux du Callovien sur 80 à 100 m d'épaisseur, peu propices aux circulations karstiques, et des marnes bleues de l'Oxfordien sur 20 à 50 m. Ces dernières ne constituent pas une barrière hydraulique efficace en raison de leur faible épaisseur et des discontinuités tectoniques qui l'affectent [**Marjolet et Salado, fasc II, 1975**].

Lorsqu'il est captif, l'aquifère principal est limité à son sommet par un toit de marnes du Valanginien inférieur de 200 à 800 m d'épaisseur. Cette formation est faite de marnes (imperméables) mais contient aussi des niveaux plus ou moins calcaires qui peuvent avoir des propriétés aquifères.

D'autres formations aquifères peuvent se superposer à l'aquifère principal du Lez. Il s'agit des séries aquifères suivantes :

- les calcaires miroitants du Valanginien inférieur (50 à 200 m) limités à leur base par le Valanginien inférieur et à leur sommet par les marnes du Hauterivien inférieur (100 m)
- les calcaires graveleux du Hauterivien supérieur (100 m) limités par le Hauterivien inférieur et l'Eocène inférieur (50 m).
- les calcaires lacustres du Lutétien (50 à 100 m) reposant sur l'Eocène inférieur.

Les études menées sur plusieurs sites expérimentaux comme le captage de la source du Lez, le Terrieu et le site de Corconne, nous renseignent sur la structure verticale de l'aquifère principal du Lez (annexe n°8).

Les sites du Terrieu et du captage de la source du Lez sont situés au Sud de l'aquifère dans le compartiment est, dit du Lez.

Le site du captage se trouve à 500 m au Nord de la source du Lez. A cet endroit, 13 forages ont été implantés à la cote de 100 m NGF environ dans les calcaires du Berriasien. Le forage n°13 atteint la galerie qui alimente la source du Lez à 78 m de profondeur. Les 12 autres forages ont été implantés en cercle sur un rayon de 2,5 m à 8 m du forage 13 (annexe n°9).

Sur ce site les directions principales de fracturation sont N 20° pour la plus représentée, et N 90°. La galerie menant au Lez est, quant elle, Nord – Sud. La fracturation est métrique à décimétrique loin de la faille du Lez (au captage) et centimétrique près de la faille.

Une étude des microstructures dans les forages du captage a révélé l'existence de plusieurs zones : une zone non saturée de 0 à -40 m de profondeur et une zone saturée à partir de -40 m de profondeur (annexe n°10) [Marjolet et Salado, fasc III, 1975].

La zone non saturée peut se séparer en 2 zones bien distinctes.

Une zone superficielle de 0 à -15 m de profondeur contenant de nombreuses petites cavités permettant une circulation d'eau importante. Cette zone correspond à l'épikarst qui lors des pluies importantes va collecter les eaux de surface (météoriques et de ruissellement) avant qu'elles ne s'infiltrent dans la zone saturée. Il peut ainsi se former une nappe perchée dans la zone non saturée. Ce scénario est renforcé par l'observation de la piézométrie des forages du site puisque le forage n°7 possède un niveau piézométrique bien supérieur ($-7 \text{ m} < h_7 < -16 \text{ m}$) à celui des autres ($-32 \text{ m} < h < -40 \text{ m}$).

Une zone très peu perméable de -15 à -40 m de profondeur où les circulations tant verticales que horizontales sont difficiles. Les circulations se font par des trajets longs en baïonnettes à travers les fentes de distension N 20°, subverticales, plus ou moins colmatées par de la calcite et décalées par des ripages banc sur banc. Dans cette zone seule une cavité de 60 cm de diamètre a été mise en évidence à -38 m environ dans le forage n°9. Elle semble en relation avec la galerie située à -78 m dans la zone noyée, grâce à une diaclase subverticale importante. Il se pourrait donc qu'il existe d'autres diaclases de ce type à une échelle décimétrique qui permettent la communication entre la zone superficielle et la zone noyée.

Dans la zone saturée, on a aussi 2 zones distinctes.

Une zone entre -40 et -65 m de profondeur contenant des fentes de distension N 20°, subverticales, plus ou moins colmatées par de la calcite (datant de l'Oligocène) et des stylolithes de compression N 90°, subverticaux (probablement dus à la compression pyrénéenne). Ces structures sont néanmoins peu propices à la circulation d'eau. En revanche, des ripages banc sur banc ont pu être observés à hauteur des joints de stratification. Ceux-ci ont permis la création d'ouvertures d'autant plus grandes que les bancs calcaires sont compétents. La circulation d'eau se ferait donc dans les plans contenant les joints de stratification. Ceci est d'autant plus probable qu'une karstification préférentielle suivant les joints de stratification a été identifiée dans une petite carrière au Sud de la source de Restinclières. Dans ces plans-là, on aurait une direction d'écoulement privilégiée N 20° qui correspondrait aux intersections « joint de stratification – fentes de distension ».

Une zone à partir de -63 m dans les calcaires plus durs du Jurassique supérieur où la circulation se fait essentiellement dans la galerie située à -78 m.

Le site du Terrieu est à 4,6 km au Nord de la source du Lez. A cet endroit, 20 forages ont été faits dans les calcaires du Berriasien sur 500 m², atteignant tous la zone saturée (annexe n°11). Des relevés de fracturation effectués sur le site montrent une direction préférentielle N 20° semblable à celle du Lez qui ressort à la fois sur les analyses par photographie aérienne et à l'affleurement. Une autre direction N 110°, moins importante, ressort uniquement sur les analyses à l'affleurement (annexe n°12). Des pompages d'essais réalisés sur le site, ont mis en évidence deux directions d'écoulement préférentiel quasi-perpendiculaires, proches des directions de fracturation préférentielle (annexe n°13) [Drogue et Grillot, 1976]. De plus, on retrouve comme au site du captage du Lez, les mêmes microstructures (fentes de distension et stylolithes de compression) et un développement dans la zone saturée, des zones cavernueuses dans les joints de stratification.

Le site de Corconne est situé plus au Nord de l'aquifère dans les calcaires du Berriasien, à l'Ouest de la faille de Corconne, près des villages de Claret et Corconne. Il comprend 46 forages de 10 à 12 m de profondeur et un forage plus profond de 45 m répartis

sur 1 300 m² (annexe n°14). Une étude de la fracturation du site [**Gouisset, 1981**] montre, à l'échelle de la photographie aérienne, une direction prépondérante de fractures N 20° à N 30° et une direction secondaire N 60° à N 90°. A l'échelle de l'affleurement, trois directions apparaissent avec, dans l'ordre d'importance : N 160° à N 180°, N 60° à N 90° et enfin N 10° à N 30° (annexe n°15). On a donc des fractures longues (> 3 m) orientées essentiellement N 20° à N 30° et des fractures courtes orientées surtout N160° à N180° ou N 60° à N 90°. Des sondages électriques réalisés en profondeur montrent des fractures orientées essentiellement N 120° à N 150° (annexe n°15) [**Le Masne, 1979**]. Ces dernières correspondraient à des fractures karstifiées [**Botton, 1984**]. Celles-ci pourraient engendrer des écoulements préférentiels N 120°. Dans ce cas la direction de fracturation en surface semble donc différente de celle des écoulements souterrains.

Grâce à l'analyse de la piézométrie dans les forages, un épikarst de presque 4 m de profondeur a été identifié. Il se découpe en deux zones distinctes [**Gouisset, 1981**] :

- une zone de 0 à -1,70 m de profondeur très altérée et très karstifiée d'une perméabilité moyenne de 12 cm/s, très variable selon les endroits et un coefficient de vide de l'ordre de 10%. Elle peut présenter un sol de plusieurs dizaines de centimètres par endroit, puis un lapiaz d'un mètre d'épaisseur.
- une zone de -1,70 à -3,70 m de profondeur moins fissurée mais encore bien distincte du calcaire compact sous-jacent. Sa perméabilité moyenne de 2,5 cm/s et son coefficient de vide de 2% sont plus faibles que ceux de la zone sus-jacente.

Cet épikarst, dû à un relâchement de la contrainte lithostatique en surface, est limité par un « plan basal ». Celui-ci correspond à une zone de karstification maximale qui s'est développée en raison de la forte différence de perméabilité entre l'épikarst altéré et les calcaires sous-jacents plus compacts. Sous cet épikarst bien différencié, on constate que les fractures karstifiées diminuent mais sont encore nombreuses jusqu'à 10 m de profondeur (annexe n°16) [**Gouisset, 1981**]. C'est l'ensemble de cette zone qui a dû être assimilée à l'épikarst dans l'étude de la structure verticale du site du captage de la source du Lez.

L'étude de la décrue des forages du site a permis par ailleurs de mettre en évidence des drains verticaux qui permettent d'évacuer l'eau contenue dans l'épikarst vers les zones profondes. En effet, les forages à crue et décrue rapides (n°6, 28 et 32) sont recoupés par des drains verticaux alors que les forages à réponse plus lentes (n° 8 et 36) sont situés dans des zones à faible perméabilité. L'existence de tels drains majeurs a été aussi supposée au site du captage de la source du Lez (grâce à la diaclase reliant la cavité à -38 m et la galerie à -78 m).

2.1.2. Structure horizontale

L'aquifère du Lez a une épaisseur de 650 à 1 100 m pour une superficie d'environ 300 km². Celle-ci a été déterminée approximativement par des traçages et des observations piézométriques. Elle correspond essentiellement à des crêtes piézométriques sans rapport avec des discontinuités géologiques [**Marjolet et Salado, fasc III, 1975**]. Sur cet aquifère, l'urbanisation est très faible.

Du fait de la succession de plusieurs épisodes tectoniques intenses, cet aquifère est entrecoupé de failles plus ou moins importantes qui en font un aquifère compartimenté. Cette séparation en plusieurs blocs est due notamment au jeu, à l'Oligocène, de failles normales NNE-SSW comme celle des Matelles, du Lez ou de Restinclières qui ont, par ailleurs, mis en contact des terrains perméables avec des terrains imperméables. Elles forment ainsi des karsts barrés donnant naissance à des sources de débordement. C'est le cas aux Matelles où la faille met en contact des terrains calcaires perméables du Jurassique du Causse de Viols-le-Fort avec les terrains marneux imperméables du Valanginien inférieur. Ce karst barré a entraîné la création de la source du Lirou. C'est le cas également à la source du Lez où l'existence de la

source est due à la mise en contact par la faille du Lez, de terrains calcaires perméables du Berriasien inférieur et de terrains imperméables marneux du Valanginien inférieur (annexe n°17). Cette géométrie de karst barré et la présence d'un réseau karstique important sous la source du Lez, en font un aquifère karstique vaclusien possédant une ressource en eau permanente non négligeable.

L'aquifère du Lez est par ailleurs un aquifère mixte puisqu'il est libre à certains endroits et captif à d'autres.

Il est libre dans sa partie sud ouest, sur le causse de Viols-le-Fort, et dans sa partie nord correspondant au Sud du massif de Coutach. Ensuite il affleure en quelques endroits isolés, à l'Est de la faille de Corconne : on retrouve ces affleurements au centre de l'aquifère et tout à l'Est, au bois de Paris. Ces terrains sont très fracturés et karstifiés. Ils sont propices à une infiltration rapide et importante de l'eau de pluie.

Le reste de l'aquifère est captif. Il est dissimulé sous une couche imperméable de marnes du Valanginien inférieur. C'est le cas de la partie nord ouest de l'aquifère ainsi que la majorité de la partie à l'Est de la faille de Corconne. Dans ces zones captives, on peut trouver au-dessus du toit du Valanginien inférieur d'autres aquifères secondaires. On a, par exemple, au Nord Ouest, l'aquifère du Valanginien supérieur du causse de l'Hortus. Toujours au Nord mais à l'Est de la faille de Corconne, on a l'aquifère calcaire « de Sauteyrargues » du Hauterivien supérieur. Celui-ci ne semble en relation avec l'aquifère du Lez qu'en période de crue [**Avias et Legrand, 1989**]. Enfin au Sud, on a des aquifères calcaires du Lutétien contenus dans les bassins d'effondrement de Trévières, Prades-Le-Lez et Assas. Ces derniers sont essentiellement captifs, recouverts par un toit de marnes et conglomérats de l'Oligocène (annexe n°2).

L'aquifère est donc alimenté de deux façons différentes.

Lorsque l'aquifère est libre, il est alimenté de façon directe par les précipitations qui tombent et s'infiltrent dans la zone non saturée des calcaires affleurants (infiltration diffuse).

Lorsque l'aquifère est captif, il est alimenté de façon indirecte par de nombreuses pertes qui permettent l'infiltration concentrée des écoulements de surface. Ces pertes se situent en général sur des accidents tectoniques et/ou au contact entre des formations imperméables et perméables. On peut citer en particulier (du Nord au Sud), les pertes du Mas de Vedel (au Sud du massif de Coutach), de Valflaunès, du Mas de Pont situées sur la faille des Matelles ou la perte du Triadou au Nord de la source du Lez [**Bérard, 1983**].

L'alimentation par les pertes est néanmoins négligeable comparée à l'alimentation par la pluie sur les zones libres où le coefficient d'infiltration peut atteindre 50 % [**Drogue, 1964**].

2.2. Le bassin hydrologique

2.2.1. Le bassin hydrologique

Le bassin hydrologique Lez-Mosson a une superficie d'environ 560 km². Les études récentes (Lafare, 2007 ; Deleau 2007) se font sur un sous bassin versant, Bv2, de 128 km² (figure n°3) qui alimente le Lez en amont. Son exutoire est situé à la station de jaugeage de Lavalette. Le débit peut être évalué à 3 stations de jaugeage : la source du Lez Gh1, Lavalette Gv2 et Garigliano Gv3 (annexe n°18). Ce bassin versant est drainé par la partie amont du Lez entre la source et Lavalette, ainsi que par le Lirou (15,5 km) et ses affluents comme le Terrieu (15,3 km) et le Yorgues. Ces derniers sont des cours d'eau temporaires qui ne coulent qu'en période de crue.

Le Yorgues prend sa source à 193 m NGF dans la combe de Mortières. Il est alimenté par un bassin versant imperméable de 1,65 km² et subit des pertes évaluées à moins de 100 L/s à la traversée du Jurassique et de la faille de Corconne [**Drogue, 1964**].

Le Lirou prend sa source à 98 m NGF près de la commune des Matelles. Cette source est l'exutoire temporaire principal du causse de Viols-le-Fort en période de crue. Il peut évacuer jusqu'à 15 m³/s en hautes eaux. Le suivi des débits du 1/05/1962 au 13/05/1963, après la confluence « Lirou – Déri dière » en amont du village des Matelles, a permis de calculer une courbe de concentration moyenne de 0,59 m³/s/h, soit 17 h pour passer d'un débit nul à un débit de 10 m³/s. La décrue est rapide (4 jours pour passer de 10 m³/s à 3 m³/s) et le tarissement total aussi : 20 jours pour passer de 3,5 m³/s à 0 m³/s. En appliquant la loi de maillet, on a la relation suivante : $Q(t) = Q_0 e^{-\alpha t}$ avec $Q_0 = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ et $\alpha = 1,86 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Cette vidange rapide de la source indique qu'il s'agit d'une source de trop plein [**Drogue, 1964**]. Ce cours d'eau subit aussi des pertes près de la faille de Corconne.

Les pertes situées sur la faille de Corconne peuvent aussi fonctionner en résurgences lors de fortes crues.

L'autre partie du bassin hydrologique Lez Mosson n'est pas étudiée car elle est drainée essentiellement par la Mosson, affluent important (35 km de long) du Lez mais situé très en aval (6 km avant l'exutoire en mer) et par la partie artificialisée du Lez.

On peut remarquer sur une carte (figure n°3) que les bassins versants hydrogéologique Bh1 et hydrologique Bv2 se chevauchent : dans cette zone de superposition, il y aura donc des interactions possibles entre l'aquifère souterrain et le bassin versant en surface. Ces interactions ne se feront que si le sol en surface et les formations géologiques en profondeur sont perméables. Il est alors intéressant de les étudier notamment en période de crue.

2.2.2. Le fleuve Lez

Le Lez est un cours d'eau pérenne de 26 km de long. Celui-ci peut être séparé en deux masses d'eau [**SAGE Lez Mosson Etangs Palavasiens**] :

- une masse d'eau amont allant de la source à Castelnau-le-Lez (Garigliano) : sur ce tronçon, le cours d'eau est plutôt naturel et parcourt des terrains essentiellement agricoles. Sa pente est d'environ 3 ‰ et sa largeur d'environ 10 à 15 m. La ripisylve y est étroite, continue et dense. A hauteur de quelques tronçons comme à Lavalette, elle peut s'élargir sur plusieurs dizaines de mètres.
- une masse d'eau aval de Castelnau-le-Lez à la mer : sur ce tronçon, le cours du Lez est très artificialisé. Le Lez est recalibré du Sud de Montpellier jusqu'à la mer. De

plus, les aménagements se font beaucoup plus nombreux sur cette portion qu'en amont. Sur cette zone, la pente est inférieure à 1 ‰ et la largeur du fleuve atteint les 25 m. Les berges ne sont plus recouvertes que par une végétation basse de roseaux.

Le Lez possède 4 affluents principaux (annexe n°18) qui sont, d'amont en aval :

- le Lirou qui rejoint le fleuve 2 à 3 km après la source du Lez, sur la rive gauche,
- la Lironde, plus en aval sur la rive droite à hauteur de Montferrier-sur-Lez,
- le Verdanson, sur la rive droite, à hauteur de Garigliano
- la Mosson, toute en aval sur la rive droite, qui prend sa source à Montarnaud et parcourt 35 km jusqu'à la confluence avec le Lez

Parmi ces affluents, le Lirou et la Lironde ont un écoulement temporaire tandis que le Verdanson et la Mosson ont un écoulement pérenne.

Le Lez est surveillé depuis une vingtaine d'années par 2 stations DIREN, dans le bassin versant Bv2. L'une se situe à la source du Lez et l'autre est à Lavalette, exutoire de Bv2. Ces stations ont permis de quantifier les débits du Lez. La DIREN a calculé des débits mensuels moyens interannuels sur la période 1975 – 2007 à la source du Lez et sur la période 1987 – 2007 à Lavalette. La comparaison de ces débits (figure n°4) va permettre de dégager une première tendance générale du comportement du Lez.

Remarque : la comparaison n'est pas faite sur la même période d'observation.

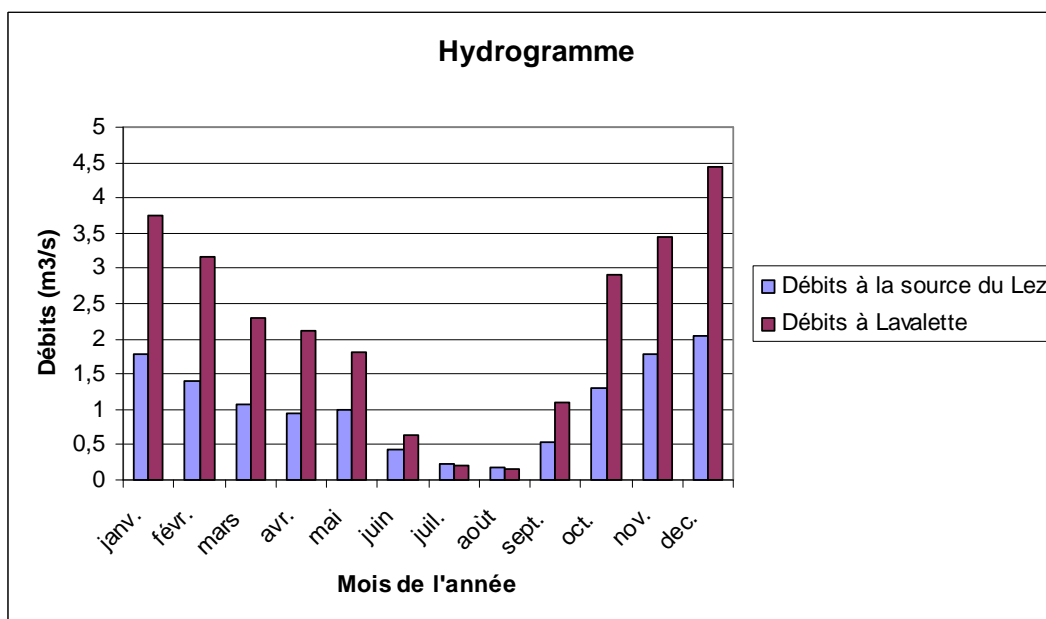


Figure n°4 : hydrogramme donnant les débits mensuels moyens interannuels [banque hydro DIREN] à la source du Lez et à Lavalette

L'hydrogramme (figure n°4) montre que pendant 9 mois de l'année, le débit du Lez à Lavalette (en aval) est environ 2 fois plus important qu'à la source du Lez (en amont). En revanche, pendant les 3 mois de l'été (juin, juillet et août) les débits aux 2 stations sont plus proches. En juillet et août la tendance s'inverse même : le débit à la source est plus important qu'à Lavalette. Ceci peut s'expliquer par une surexploitation du Lez et de sa nappe d'accompagnement pendant cette période. En effet, le fleuve subit de nombreux prélèvements tout au long de son parcours (annexe n°19).

On dénombre plus d'une trentaine de prélèvements sur la portion Source – Lavalette. Ils sont essentiellement dus à l'irrigation ou à l'alimentation en eau potable. En 1994, ils atteignaient les 65 L/s (10 L/s pour le prélèvement AEP de Montferrier-sur-Lez et 55 L/s pour les prélèvements agricoles), sachant qu'en été le débit du Lez est proche de 160 L/s, valeur du débit réservé [**SAGE Lez Mosson Etangs Palavasiens**].

Le Lez a également subi de nombreux aménagements. Il compte aujourd'hui depuis sa source jusqu'à la mer 23 ouvrages (moulins, seuils, barrages). Les aménagements réalisés visent pour la plupart à protéger la population montpelliéraine croissante des crues violentes du fleuve. En effet, les crues historiques de ce fleuve ne datent pas d'hier et ont provoqué de nombreux dégâts matériels et humains. Depuis le XVII^{ème} siècle, on a pu recensé plusieurs crues dévastatrices (annexe n°20). Lors de ces crues violentes, le débit du fleuve est décuplé : les débits maxima instantanés mesurés sont de 27,70 m³/s à la source, le 3 décembre 2003 et 519 m³/s à Lavalette [**banque hydro DIREN**]. Le fleuve déborde aussi de son lit mineur et inonde notamment la plaine en aval où se trouve la ville de Lattes (annexe n°21).

3. Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère du Lez

3.1. Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère en période d'étiage

Des expériences de traçages artificiels et des relevés piézométriques ont permis de distinguer les principales zones d'alimentation de la source du Lez et la direction préférentielle des écoulements souterrains qui s'y déroulent. On trouve :

- la zone de Pompignan au Nord – Ouest de la faille de Corconne. Un traceur injecté dans une perte du ruisseau d'Artigues près de Pompignan s'est retrouvé à la source du Lez (19,7 km plus au Sud) 122 jours plus tard [**Drogue, 1964**]. On peut supposer que, dans cette zone, les écoulements prédominants sont NW – SE jusqu'à la faille de Corconne. En effet, les sondages électriques effectués sur le site montrent une direction de fracturation préférentielle N 120° à N 150° en profondeur [**Le Masne, 1979**].
- la zone du causse de Viols-le-Fort au Sud – Ouest de la faille de Corconne. Un traceur injecté dans une perte du ruisseau d'Yorgues sur la faille de Corconne s'est retrouvé à la source du Lez (à 4 km) 58 jours plus tard. Dans ce compartiment, les eaux circulent de façon diffuse à travers toutes les fissures [**Drogue, 1964**]. L'écoulement souterrain apparent semble se faire préférentiellement dans la direction NW – SE. Ceci s'appuie sur un traçage effectué de l'aven de la Fausse-monnaie vers les sources du Lirou et du Lez [**Bérard, 1983**] et la mise en évidence d'un drain NW – SE par les données piézométriques (annexe n°22) [**Avias et Legrand, 1989**]. Dans ce compartiment, en période d'étiage, un équilibre piézométrique s'établit avec le compartiment du Lez, à l'Est de la faille de Corconne [**Avias, 1988**]. La communication entre les 2 compartiments existe donc mais elle est difficile puisque lors de fortes précipitations la source du Lirou déborde.
- la zone du compartiment du Lez à l'Est de la faille de Corconne. Dans ce compartiment, les écoulements prédominants sont NNE – SSW (annexe n°22). Ils se font à travers le réseau de failles NNE – SSW comme la faille de Corconne, dans les joints de stratification, et dans des galeries importantes notamment près de la source [**Marjolet et Salado, fasc III, 1975**]. Il existe néanmoins des écoulements NW – SE

comme l'a montré un essai de pompage sur le site du Terrieu [Drogué et Grillot, 1976].

La grande faille de Corconne a une importance capitale dans le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère. Elle joue le rôle de drain pour les écoulements NNE-SSW : en étiage, les piézomètres de Claret Brissac, Mas de Vedel et Bois de Saint-Mathieu ont une piézométrie qui suit les rabattements au Lez [Avias et Legrand, 1989]. Elle permet aussi d'amener au Lez les eaux du Sud du massif de Coutach sur lequel se perd le Brestalou de Claret, affluent du Vidourle. Cette même faille est par ailleurs responsable d'une communication difficile entre les compartiments de Viols-le-Fort et du Lez. Elle ralentit les écoulements NW-SE. Cet effet de barrière se voit en période de crue, puisque toute l'eau contenue dans le causse de Viols-le-Fort ne se retrouve pas en totalité à la source du Lez. Des émergences temporaires très importantes apparaissent alors sur la faille des Matelles. Il s'agit des Boulidous de Saint Jean ou de la source du Lirou.

3.2. Conditions de participation de l'aquifère aux crues de surface du Lez

Lors des fortes précipitations de l'automne, le Lez réagit violemment provoquant des crues qui peuvent être dévastatrices. L'étude de 6 épisodes de crue [Lafare, 2007] a permis de distinguer 3 comportements distincts de l'aquifère qui sont fonctions de la localisation du maximum d'intensité pluvieuse et de l'état initial de l'aquifère.

Date de la crue	Septembre 2003	Septembre 2002	Septembre 2005	Octobre 2001	Décembre 2002	Décembre 2003
Localisation de la pluie	Extrême Sud	Nord Est de Bh1	Ensemble de Bv2	Centre de Bv2	Nord Ouest et centre de Bv2	Ensemble de Bh1 et Bv2
Piézométrie initiale de l'aquifère (m)	$h_{NW} = 80$ $h_{SE} = 50$	$h_{NW} = 80$ $h_{SE} = 50$	$h_{NW} = 80$ $h_{SE} = 50$	$h_{NW} > 100$ $h_{SE} = 65$	$h_{NW} > 100$ $h_{SE} = 65$	$h_{NW} > 100$ $h_{SE} = 65$
QGh1 (m ³ /s)	3	8	?	24	20	28
QGv2 (m ³ /s)	100	120	487	292	387	440
QGv3 (m ³ /s)	200					
Rôle du karst sur la crue de surface	Très faible	Amortissement	Amortissement	Contribution	Contribution	Contribution

Tableau n°1 : Tableau donnant quelques caractéristiques des 6 épisodes de crue étudiés

Si le maximum d'intensité pluvieuse est localisé dans l'extrême Sud de l'aquifère et du Bv2, l'eau tombe sur une partie imperméable de l'aquifère : elle ne s'infiltré donc pas et ruisselle. On a alors une crue uniquement de surface. L'aquifère ne participe pas ou très peu à la crue du Lez. C'est le cas de la crue du 22 septembre 2003 où le maximum d'intensité pluvieuse a touché la région située entre la source Gh1 et Lavalette Gv2 (150 à 200 mm/j) et la région située entre Lavalette et Garigliano Gv3 (200 à 250 mm/j). La faible participation de l'aquifère est alors marquée par le faible débit à la source (3 m³/s) comparé aux 2 autres stations (100 m³/s et 200 m³/s pour Gv2 et Gv3) (tableau n°1) et la hausse de piézométrie retardée de l'aquifère par rapport au pic de crue (6 h de décalage).

Si la pluie touche une autre région de l'aquifère que cette partie de l'extrême Sud (et notamment la partie ouest ou sud ouest de l'aquifère ou la partie nord), l'aquifère pourra alors participer à la crue de surface (il s'agit là des 5 autres événements étudiés). Cette contribution de l'aquifère dépendra alors de son état piézométrique initial.

Si l'étiage a été sévère, l'aquifère est très déprimé. La charge initiale est de l'ordre de 80 m NGF au niveau du causse de Viols-le-Fort et de 50 m NGF au niveau de la source du Lez (tableau n°1). De plus, cette dépression est accrue par le pompage effectué à la source du Lez. Dans ce cas-là, l'aquifère pourra stocker un volume d'eau important qui permettra d'amortir l'effet de la crue de surface. C'est le cas des événements de septembre 2002, septembre 2005.

Si l'étiage a été moins sévère, entrecoupé par des périodes de recharges au printemps par exemple, l'aquifère présente un niveau piézométrique initial plus élevé. La charge est alors supérieure à 100 m NGF à hauteur du causse de Viols-le-Fort et de l'ordre de 65 m NGF à la source (tableau n°1). La capacité de stockage de l'aquifère est, dans ce cas-là, moindre comparée au cas précédent. L'aquifère ne pourra donc pas stocker un volume d'eau important et augmentera l'effet de la crue de surface. C'est le cas des événements d'octobre 2001 et décembre 2003.

	Octobre 2001	Septembre 2002
Volume précipité sur Bv2 (m ³)	13.10 ⁶	14.10 ⁶
Volume précipité sur Bv2+Bh1 (m ³)	34.10 ⁶	57.10 ⁶
Débit Q en Gh1 (m ³ /s)	24	8
Débit Q en Gv2 (m ³ /s)	292	120
Piézométrie initiale de l'aquifère (m)	h _{NW} > 100 ; h _{SE} = 65	h _{NW} = 80 ; h _{SE} = 50

Tableau n°2 : tableau de quelques données hydrologiques sur les crues d'octobre 2001 et septembre 2002

Pour illustrer cette influence de l'état piézométrique initial de l'aquifère sur la crue de surface, on peut comparer les événements d'octobre 2001 et septembre 2002 (tableau n°2). Lors de ces 2 événements la quantité de pluie qui tombe sur le bassin versant Bv2 est quasiment identique : 13 x 10⁶ m³ pour octobre 2001 et 14 x 10⁶ m³ pour septembre 2002. La différence vient essentiellement de l'état initial de l'aquifère : aquifère déjà rechargé en octobre 2001 (h > 100 m pour le compartiment ouest) et très déprimé en septembre 2002 (h = 80 m pour le compartiment ouest). Les débits de pointe qui ont été mesurés sont alors complètement différents :

- pour octobre 2001 (aquifère rechargé), le débit à la source du Lez QGh1 = 24 m³/s. Celui de Lavalette est de QGv2 = 292 m³/s.
- pour septembre 2002 (aquifère déprimé), le débit à la source du Lez QGh1 = 8 m³/s. Celui de Lavalette est de QGv2 = 120 m³/s.

On voit donc ici qu'entre un aquifère initialement déprimé et un aquifère déjà rechargé, le débit de pointe est 3 fois plus important pour l'aquifère rechargé à la source du Lez et plus de 2 fois plus important à Lavalette. Ceci a été observé pour une même lame d'eau précipitée sur Bv2. Sur l'ensemble Bh1 (aquifère) et Bv2, il a même bien plus plu en septembre 2002 (57 x 10⁶ m³) lorsque l'aquifère était déprimé qu'en octobre 2001 (34.10⁶ m³).

3.3. Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère lors d'une crue

Des études piézométriques, thermiques et hydrochimiques ont permis de mieux comprendre le comportement de l'aquifère karstique en période de crue.

3.3.1. La répartition spatio-temporelle de la recharge :

La recharge de l'aquifère du Lez se fait surtout dans les parties libres situées à l'Ouest de la faille de Corconne. L'observation de la piézométrie au forage F2 du Suquet, situé sur le causse de Viols-le-Fort (annexe n°23), en relation avec la pluviométrie va permettre de caractériser la réponse de l'aquifère dans les parties libres, où se fait l'essentiel de la recharge.

Le piézomètre du Suquet présente un niveau de base de 58,5 m NGF (annexe n°24). Celui-ci est atteint pendant l'été (juin, juillet, août 2006 et août 2007). Après un étiage de 3 mois, la réponse à une pluie de 107,6 mm/j le 12/09/2006 et 20,2 mm/j le 13/09/2006 est brutale (+ 40 m en 2 jours). Elle se produit 2 jours après la première pluie.

La décrue qui suit est assez rapide 13 à 14 m en 8 jours (soit 1,6 à 1,8 m/j). Elle est interrompue par un deuxième épisode pluvieux étalé sur 3 jours avec un maximum le 23/09/2006 de 80,6 mm/j. La réponse est toujours rapide (elle survient un jour après la fin de l'épisode pluvieux) et brutale (20 m en 2 jours). La décrue qui suit est plus lente que la première : 9 m en 14 jours soit 0,6 m/j.

La piézométrie répond donc rapidement à la pluie (1 ou 2 jours) et de façon brutale (plusieurs dizaines de mètres en quelques jours) surtout pour la première pluie d'automne suivant un fort étiage. Concernant les décrues, la première est plus rapide que la deuxième. Ceci peut, peut-être, s'expliquer par le fait que le premier épisode pluvieux a surtout servi à remplir les blocs microfissurés du karst qui avaient un niveau très bas après l'étiage prolongé de l'été. Lors de la deuxième pluie les blocs sont rechargés et peuvent à nouveau soutenir la décrue.

3.3.2. Le mécanisme de la recharge

Des études piézométriques et thermiques [**Lacas, 1976**] au captage du Lez, ont permis de mettre en évidence le mécanisme de recharge de l'aquifère karstique.

Cette étude a notamment porté sur le forage n°13 du captage du Lez c'est-à-dire celui qui recoupe, à 78 m de profondeur, la galerie conduisant à la source du Lez et sur le forage n°12, situé dans le massif microfissuré en relation avec la galerie. Il s'est avéré que lors d'une crue, la piézométrie augmente très vite dans la galerie transmissive. Cette brusque augmentation est due à une importante arrivée d'eau froide (due à une infiltration rapide) dans la galerie puisqu'elle est accompagnée d'une chute brutale de la température dans le forage n°13 (annexe n°25). Dans le forage n°12, la chute de température intervient plus doucement (annexe n°26). Ceci est dû à une inversion des gradients de charge. La galerie, recevant plus d'eaux d'infiltration rapide que le bloc microfissuré, se met plus rapidement en charge. Sa charge devient rapidement supérieure à celle du bloc microfissuré : elle injecte alors de l'eau froide dans le bloc.

Cette chute progressive de la température dans le forage n°12 (bloc) se poursuit pendant 20 jours environ de décrue. Au bout de 20 jours, alors que la piézométrie dans la galerie tend à se stabiliser, la température se met à augmenter brusquement (annexe n°26). Ceci s'explique par le fait que la piézométrie dans la galerie redevient inférieure à celle du bloc. Le bloc injecte alors à nouveau son eau chaude (ayant séjourné plus longtemps dans l'aquifère) dans le drain.

3.3.3. Provenance des arrivées d'eau à la source lors d'une crue

Des études hydrochimiques effectuées sur la source du Lez ont permis de révéler l'existence de plusieurs arrivées d'eaux correspondant à plusieurs processus d'infiltration.

Une étude hydrochimique réalisée en 2007 à la source du Lez [Lafare, 2007] a révélé, à l'échelle du cycle hydrologique, un processus d'infiltration lente en période d'étiage, marqué par une légère augmentation de la conductivité électrique et de la température. Les crues se produisant en automne doivent mettre en jeu des processus d'infiltration plus rapide car elles sont marquées par une brusque diminution de la conductivité électrique due probablement à l'arrivée en masse d'eaux superficielles peu chargées (annexe n°27). Ces infiltrations rapides ont été mises en évidence par un suivi, à un pas de temps de 3 h, de la conductivité au Lez lors d'une crue de septembre 2005 (annexe n°28). Quelques heures après les premières pluies importantes, un pic de conductivité (baisse puis hausse) de l'ordre de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, accompagné d'un pic de turbidité marque une infiltration rapide à travers des drains habituellement peu empruntés. Le pic passé, la conductivité revient à sa valeur initiale avant de rechuter de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à nouveau mais de façon plus progressive. Cette deuxième chute intervient 2 jours après la crue et doit être due à des eaux peu minéralisées d'infiltration retardée ayant pu séjourner temporairement dans la zone épikarstique (décrite au captage du Lez par exemple).

Le même type d'étude réalisée en 1976 à la source du Lez [Marjolet et Salado, fasc II, 1975], avait également montré un pic de chlorure associé à des eaux d'infiltration rapide (annexe n°29). Dans cette étude le pic était d'abord fait d'une hausse puis d'une baisse (c'est donc l'inverse de ce qui se passe dans l'étude de la crue de 2005, pour la conductivité). Cela correspondrait à des eaux de ruissellement (fortement minéralisées car lessivant les ions du sol, puis faiblement minéralisées une fois le sol lessivé) qui s'infiltreraient rapidement dans la zone noyée. Des infiltrations retardées ont aussi été identifiées. De plus, on constate 20 jours après un deuxième pic de concentration en chlorure. Celui-ci intervient au même moment que la hausse de température observée dans l'aquifère dans les forages du captage du Lez (voir 3.3.2.) et doit correspondre à l'inversion des gradients de charge entre les blocs et le drain. Lors de ce deuxième pic, les blocs doivent en fait relarguer dans la galerie les eaux fortement minéralisées qu'ils ont reçues en début de crue lors de l'infiltration rapide.

L'analyse de traceurs naturels comme le carbone organique total (COT), le rapport Mg/Ca, le CO_2 dissout et l'indice de saturation par rapport à la calcite, a permis de différencier les eaux des sources du Lez à l'étiage et du Lirou (annexe n°30) [Lafare, 2007].

La source du Lez est alimentée en étiage par des eaux de la zone noyée provenant de l'infiltration lente. Elle présente donc une faible concentration en COT, en CO_2 dissout et une forte saturation et un fort rapport Mg/Ca. Ceci est confirmé par une température et une conductivité plus élevée qu'à la source du Lirou. Cette source présente néanmoins des concentrations en éléments secondaires anormalement élevées pour une source karstique (Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- et K^+) qui pourraient s'expliquer par un phénomène de drainance de l'eau fortement minéralisée contenue dans les quelques bancs aquifères du toit marno-calcaire valanginien du synclinal de Saint-Gély-du-Fesc (voir 2.1.1.) vers les calcaires berriasien de la source du Lez [Marjolet et Salado, fasc II, 1975].

La source du Lirou est alimentée par des eaux d'infiltration rapide. Elle présente en effet, une forte concentration en COT, en CO_2 dissout et une faible saturation et un faible rapport Mg/Ca. Ceci est aussi confirmé par une température moyenne plus faible qu'au Lez

(14,5°C au Lirou contre 16,3°C au Lez) et une conductivité aussi plus faible (570 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au Lirou contre 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au Lez) [Lafare, 2007].

Ces études hydrochimiques ont donc :

- révélé l'existence de trois processus d'infiltration qui se déroulent dans l'aquifère : un processus d'infiltration lente qui se déroule tout au long de la période d'étiage, un processus d'infiltration rapide et directe qui se produit dès les premières heures de la crue et un processus d'infiltration retardée se produisant quelques jours après le maximum de la crue. Ces processus d'infiltration ont aussi été révélés par l'analyse des éléments majeurs Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- , à la source du Lez pour septembre 2006.
- confirmé le phénomène de l'inversion du gradient de charge révélée par l'étude des températures des forages du site du captage du Lez
- permis de distinguer les eaux d'étiage de la source du Lez, venant de l'infiltration lente et de la zone noyée de l'aquifère, de celles de la source du Lirou venant d'infiltrations rapides.

3.4. Influence du pompage de la source du Lez sur le fonctionnement de l'aquifère

Le griffon de la source du Lez est situé aux pieds d'une paroi rocheuse de calcaires massifs du Berriasien à 65 m d'altitude. Ces derniers ont un plongement moyen de 25° NW et constituent le flanc est du synclinal de Saint-Gély-du-Fesc.

Grâce à une faille, les calcaires berriasiens sont mis en contact avec les marnes valanginiennes imperméables. Cette dernière formation provoque un véritable barrage imperméable pour les eaux de l'aquifère : on parle donc d'aquifère de type « barré ».

Une partie de la nappe est donc située au-dessous de l'exutoire et constitue donc une réserve permanente d'eau qui peut être importante. C'est pour cette raison que la source du Lez est exploitée pour l'alimentation en eau potable de la ville de Montpellier.

Cette exploitation a commencé au XIX^{ème} siècle avec une gestion « passive ». Celle-ci permettait de prélever des débits allant de 25 L/s à 600 L/s de manière gravitaire. L'eau de la vasque de la source était acheminée à Montpellier par un aqueduc (aqueduc Pitot). Cette gestion ne permettait de récolter que la ressource renouvelable de l'aquifère qui s'écoule gravitairement au cours de l'année. Par la suite, la demande en eau de la ville se faisant croissante, l'exploitation est passée à une gestion « active » à partir de 1968 avec pompage dans la vasque d'émergence de la source jusqu'à 6 m de profondeur. Ceci permettait de capter des débits allant jusqu'à 800 L/s. Puis, en 1981, la déclaration d'utilité publique (DUP) autorise un prélèvement de 1 700 L/s. Pour cela, un captage par forages profonds pompe directement dans les réserves permanentes de l'aquifère, à -48 m par rapport au niveau de la vasque. Ceci assure à la ville de Montpellier une AEP en toute saison. Cette gestion est dite active car elle est fondée sur la compensation saisonnière des réserves permanentes de l'aquifère. Pendant la saison sèche (été), l'aquifère est surexploité puisqu'en puisant dans les réserves permanentes, on pompe à un débit supérieur au débit naturel. Puis lors des premières crues d'automne, le karst se remplit à nouveau compensant ainsi la surexploitation de l'été. Sur l'année le karst n'est donc pas surexploité et fournit en moyenne 1 200 L/s [Avias et Legrand, 1989]. Ceci permet de se rapprocher du débit annuel moyen de 2,2 m^3/s [Avias et Legrand, 1989].

Cette surexploitation estivale permet, en s'ajoutant à un étiage sévère, d'accroître le rôle « écrêteur de crue » de l'aquifère karstique. On voit par exemple que ces 2 phénomènes

associés permettent un stockage non négligeable d'eau pouvant atteindre $19 \times 10^6 \text{ m}^3$ en septembre 2005, diminuant ainsi l'effet de cette première crue d'automne en surface [Lafare, 2007].

3.5. Synthèse sur le fonctionnement de l'aquifère karstique du Lez

L'aquifère du Lez est un aquifère karstique compartimenté à l'organisation et au fonctionnement complexe. Les écoulements souterrains se font selon des directions préférentielles qui sont NW – SE à l'Ouest de la faille de Corconne et NNE – SSE à l'Est. La circulation semble se faire de façon diffuse à l'Ouest à travers toutes les fissures du massif et de façon plus concentrée à l'Est, près de la source, avec des chenaux importants notamment au captage du Lez.

Sa recharge se fait surtout dans les parties libres à l'Ouest de la faille de Corconne, où les précipitations sont en moyenne plus abondantes et le coefficient d'infiltration des terrains est important. Du fait de sa nature karstique, sa réponse aux fortes précipitations est rapide et de forte amplitude. Sa recharge se fait donc généralement en automne, lors des précipitations importantes. Le climat méditerranéen étant très irrégulier, cette recharge peut varier dans l'année et d'une année sur l'autre.

Sa forte interaction avec le bassin hydrologique nous oblige à prendre en compte sa participation dans les crues importantes de surface. Celle-ci dépend de l'état initial de l'aquifère et de la localisation des précipitations importantes. En effet, si la pluie tombe au Sud du bassin hydrologique Bv2, alors le karst ne semble pas participer à la crue du Lez. Dans le cas contraire, le karst a une influence sur la crue de surface. S'il est très déprimé, les pluies qui tombent et s'infiltrent servent surtout à recharger les blocs microfissurés de l'aquifère. Les drains assurant la communication « surface – souterrain » fonctionnent alors en pertes. Dans l'aquifère, on aura bien sûr, une réponse brutale, dues à la nature karstique du réservoir mais surtout une décrue rapide. L'aquifère semble donc ici amortir la crue de surface. Si l'aquifère est déjà bien rechargé, alors les pluies importantes qui tombent saturent le karst très rapidement. Les sources temporaires comme celle du Lirou débordent avec des débits pouvant atteindre $10 \text{ m}^3/\text{s}$ et les pertes assurant la communication « surface – souterrain » notamment sur la faille de Corconne fonctionnent alors en résurgences. Tout ceci vient alimenter les cours d'eau en surface. Le karst contribue alors à la crue de surface de façon importante. Lors de cette contribution, l'organisation verticale du karst va alors entrer en jeu. Les drains verticaux faisant la liaison entre la surface et les chenaux de la zone noyée, vont permettre une infiltration rapide qui pourrait contribuer à l'augmentation du débit de pointe. La zone superficielle plus fracturée mise en évidence au captage du Lez et sur le site de Corconne, va permettre la création d'une nappe perchée qui aurait plutôt un effet tampon et tendrait à atténuer le pic de crue en permettant une infiltration retardée.

PARTIE II : MODELISATION DU FONCTIONNEMENT DE L'HYDROSYSTEME DU LEZ EN CRUE

4. Définition et objectifs de la modélisation

4.1. Le questionnement scientifique

Les crues « éclair » (ou « flash floods ») sont des crues soudaines qui se produisent en général sur des bassins versants de taille modérée. Elles sont caractérisées par un temps de montée rapide (quelques heures), un débit spécifique important et sont difficilement prévisibles. De plus, les processus qui génèrent ces crues sont encore mal connus [Gaume, 2003]. Elles peuvent être provoquées par un ruissellement de surface important et/ou des écoulements souterrains rapides, faisant suite à des pluies intenses. Le ruissellement peut être provoqué par un dépassement de la capacité d'infiltration, ou de la capacité de stockage des sols. La contribution des écoulements souterrains peut se faire par vidange des nappes par les sources et les résurgences, ou par saturation des réservoirs profonds.

Le pourtour méditerranéen réunit les conditions nécessaires à l'apparition de ces crues « éclair » [Marchandise, 2007]. La proximité de la mer Méditerranée et des Cévennes permet l'apparition à l'automne de pluies intenses de type convectif ou orographique. Dans la région, l'absence de sol ou des sols à faible capacité d'infiltration favorisent un ruissellement de surface important. De plus, les bassins versants situés au Sud des Cévennes comme ceux de l'Hérault, du Vidourle ou du Lez sont en liaison étroite avec un vaste aquifère calcaire karstique du Jurassique. Celui-ci peut, par sa réponse rapide à des pluies intenses et les écoulements souterrains rapides (de l'ordre du m/s) qu'il génère, participer aux crues « éclair ». C'est dans ce contexte que s'inscrit l'étude des 6 crues « éclair » récentes du Lez. Ce fleuve côtier méditerranéen a été sujet entre 2001 et 2005 à des crues extrêmes se produisant en début ou fin d'automne. Des études hydrauliques [Quentin, 2007], hydrologiques [Boronkay, 2006 et Deleau, 2007], hydrogéologiques [Mouchart, 2005], [Roesch et Jourde, 2006], [Perriquet, 2006], [Conroux, 2007] et hydrochimiques [Lafare, 2007] ont alors été menés pour mieux comprendre le fonctionnement de son hydrosystème en crue. Ces dernières ont permis de faire ressortir notamment le rôle important joué par le karst dans ces crues extrêmes. Le présent travail fait suite à ces études. Il va essayer d'apporter des éléments de réponse concernant un certain nombre de questions.

Quels facteurs principaux expliquent la formation des crues sur ce bassin ? En particulier, quelle est l'influence de la distribution des précipitations ou des conditions initiales de saturation des formations superficielles et des réservoirs profonds ? Peut-on prévoir, à partir d'hypothèses de fonctionnement simples sur l'hydrosystème du Lez, les débits des crues ?

4.2. La méthode utilisée

Ces questions seront abordées à l'aide d'une modélisation des crues du Lez. Le bassin choisi est celui du Lez à Lavalette, dont la superficie est de 128 km² (figure n°3, bassin versant Bv2). A ce niveau, le bassin est en forte interaction avec l'aquifère karstique. De plus il est peu urbanisé : l'influence de la ville de Montpellier est donc faible. L'étude s'appuie sur un modèle « pluie – débit », conceptuel, distribué et événementiel. Dans ce modèle, l'un des paramètres assimile la condition initiale au niveau de remplissage d'un réservoir, et on cherchera à relier ce paramètre à divers indicateurs de l'état hydrique des bassins. On choisira par exemple un indicateur hydrologique comme l'humidité des sols pour caractériser l'état

hydrique du bassin topographique et des indicateurs hydrogéologiques comme le débit de base ou la piézométrie pour caractériser l'état de remplissage de l'aquifère karstique.

Cette approche vient en complément études hydrogéologiques déjà menées sur l'hydrosystème du Lez et permettra de confirmer ou d'infirmer les hypothèses qui ont été faites sur le rôle de l'aquifère karstique en crue. De plus, si les corrélations entre la condition initiale du modèle et un des indicateurs sont satisfaisantes, le modèle pourra constituer la base d'un outil de prévision des crues « éclair » sur le bassin versant du Lez.

4.3. Les travaux antérieurs et leurs limites

Des travaux de modélisation « pluie – débit » sur les crues récentes du Lez ont déjà été menés [Boronkay, 2006 et Deleau, 2007]. Ils ont également été réalisés sur le bassin « Bv2 » du Lez à Lavalette. Les données de pluie utilisées en entrée du modèle viennent de 4 pluviographes (Prades, Mauguio, Saint-Martin-de-Londres et Montpellier ENSAM) et les données de débits sont celles de la station DIREN de Lavalette.

Il se dégage des résultats obtenus une tendance générale : les épisodes suivant une longue période de sécheresse se distinguent de ceux faisant suite aux premières pluies importantes de l'automne. Cette tendance suit celle de l'état hydrique des bassins hydrologique et hydrogéologique. En effet, après une période sèche, l'aquifère est déprimé et les sols sont secs alors qu'après les pluies de l'automne, l'aquifère s'est rempli et les sols sont plus humides. Une corrélation entre une condition initiale du modèle et un indicateur de l'état hydrique des bassins peut donc s'avérer satisfaisante.

D'un point de vue quantitatif, cette relation est relativement médiocre dans les études précédentes et mise en défaut pour 2 des 6 crues modélisées (septembre 2003 et septembre 2005), pour lesquelles l'hydrogramme simulé est assez différent de l'hydrogramme observé [Deleau, 2007]. Ces calages médiocres peuvent venir de la qualité des données en entrée du modèle. En effet, on note que pour les 2 événements mal calés, au moins un des 4 pluviographes utilisés n'a pas fonctionné. On peut alors se demander si la pluie utilisée en entrée du modèle, pour ces 2 événements, est représentative de la pluie tombée sur l'ensemble du bassin versant. D'autre part, la fonction de production utilisée associe la condition initiale à la capacité d'un réservoir, et non à un niveau initial, ce qui peut venir fausser les valeurs des paramètres de vidange du modèle et donc les hydrogrammes calculés en sortie. On peut alors penser que l'utilisation d'une autre fonction de production, dépourvue de ce biais, améliorerait les simulations de ces 2 épisodes.

4.4. Les développements envisagés pour améliorer les résultats

Nous avons donc cherché à améliorer les résultats obtenus dans les études précédentes. Cette amélioration passe par un travail de contrôle de la qualité des données d'entrée et de sortie du modèle. Combien de pluviographes ont fonctionné pour chaque épisode ? Etaient-ils représentatifs de la pluie tombée sur le bassin ? Celle-ci était-elle répartie de façon homogène ? L'introduction de pluies « radar », mieux réparties dans l'espace, en entrée du modèle permettra-t-elle d'améliorer les simulations ? La courbe de tarage de Lavalette est-elle fiable ? Quel est le débit maximum jaugé ? Quel type d'extrapolation est réalisé ?

L'introduction d'une nouvelle fonction de production s'avère aussi nécessaire pour améliorer les simulations et mieux interpréter les paramètres associés à la condition initiale. La fonction de production sera donc modifiée en conséquence, par l'introduction d'un niveau initial dans le réservoir qui permettra d'éliminer le biais sur la vidange.

On cherchera dans un premier temps à obtenir des simulations satisfaisantes, avec des paramètres identiques pour chaque événement, à l'exception de celui ou de ceux qui traduisent les conditions initiales de saturation du système. Pour ce ou ces paramètres, on étudiera ensuite les corrélations avec divers indicateurs des teneurs en eau des sols ou du niveau des nappes souterraines. Ces corrélations pourront apporter des informations précieuses sur le fonctionnement de l'hydrosystème du Lez. La corrélation avec un indicateur hydrogéologique permettra de confirmer ou de rejeter les hypothèses de fonctionnement du karst en crue. Des corrélations « paramètre du modèle – indicateur hydrologique » et « paramètre du modèle – indicateur hydrogéologique » de qualité différente pourront nous permettre de distinguer le rôle du karst du rôle du bassin versant. On pourra ainsi comparer l'importance du rôle du karst par rapport à celui du bassin versant. Si les corrélations s'avèrent satisfaisantes avec l'un ou l'autre des indicateurs, le modèle pourra alors servir de base à la constitution d'un outil de prévision des crues du Lez.

On abordera donc 3 points essentiels dans la suite de ce rapport. Tout d'abord, on analysera les données hydro-pluviométriques utilisées dans le modèle. Puis, on se focalisera sur la structure du modèle et les simulations optimales retenues. Enfin, on s'intéressera aux relations entre la condition initiale du modèle et les indicateurs de l'état hydrique des bassins.

5. Les données hydro-pluviométriques

Cette partie traite des données de pluie et de débit utilisées ultérieurement pour la modélisation « pluie – débit ». Après une brève présentation des événements et des données de pluie au sol, on s'intéressera essentiellement aux données de pluie « radar ». On décrira le principe de la mesure « radar » et ses sources d'erreurs possibles avant de présenter les données utilisées, contrôler leur qualité et exposer le traitement qu'on leur a appliqué. Enfin, une dernière partie concernera les données de débits et la description de la courbe de tarage utilisée.

5.1. Présentation de quelques caractéristiques des événements étudiés

	Temps de réponse tr (h)	Débit de pointe (m ³ /s)	Coefficient de ruissellement Cr1	Coefficient de ruissellement Cr2	Intensité horaire maximale (mm/h)
Octobre 2001	3	274	0,36	0,55	68
Septembre 2002	5	111	0,34	0,31	36
Décembre 2002	2	381	0,74	1,17	37
Septembre 2003	3	94	0,14	0,18	62
Décembre 2003	5	434	0,62	0,89	39
Septembre 2005	3	480	0,39	< 0,58	58

Tableau n°3 : Quelques caractéristiques des crues étudiées

Pour les 6 événements étudiés, le bassin versant du Lez présente des temps de réponse de quelques heures qui font suite à des pluies intenses, avec des intensités maximales horaires supérieures à 35 mm/h (tableau n°3). On retrouve là 2 caractéristiques essentielles des crues « éclair ». On a ensuite des coefficients de ruissellement et des débits de pointe variables qui nous permettent d'avoir un échantillon de crues de types assez différents. Au regard des « coefficients de ruissellement » calculés, on remarque que les 2 épisodes de décembre se distinguent des autres avec des valeurs bien plus élevées (tableau n°3).

Remarque :

Les coefficients de ruissellement estimé ici ne proviennent pas de la décomposition de l'hydrogramme de crue.

Le premier coefficient, Cr1, a été estimé par ATHYS. Celui-ci reproduit la décroissance exponentielle du débit de base du Lez pendant le pic de crue en prenant comme débit initial Q_0 la valeur du débit au début du pic de crue.

Pour le deuxième coefficient, Cr2, le volume ruisselé est estimé en soustrayant le volume écoulé à la source du Lez pendant l'épisode, à celui de Lavalette.

Les temps de réponse correspondent à la durée qui sépare le pic de pluie du pic de débit. Lorsque les pluies ou les débits possédaient 2 pics, c'est le premier pic qui a été choisi.

5.2. Les données de pluie au sol

Nous avons utilisé des données de pluie au sol fournies par 4 pluviographes, gérés par Météo-France, situés sur ou à proximité du bassin versant « Bv2 » du Lez à Lavalette. Il s'agit des pluviographes de Prades-le-Lez, situé au centre du bassin versant, Montpellier-ENSAM et Montpellier-Mauguio, plus au Sud, et Saint-Martin-de-Londres, situé au Nord-Ouest (annexe n°31 b). Leur localisation géographique est donnée par le tableau suivant (tableau n°4) :

Pluviographe	Prades	Mauguio	Saint-Martin	ENSAM
Code pluviographe	34217001	34154001	34274001	34172001
Coordonnées Lambert II étendu X (m)	722 700	731 600	712 500	723 000
Coordonnées Lambert II étendu Y (m)	1 858 500	1 843 100	1 865 800	1 847 500

Tableau n°4 : coordonnées des pluviographes utilisés pour la modélisation

Ces pluviographes vont fournir les données d'entrée du modèle pour les 6 épisodes de crue modélisés. Il faut donc qu'ils soient représentatifs de la pluie tombée sur l'ensemble du bassin versant. Afin de voir si les données de pluie des 4 pluviographes suffisent à bien représenter la pluie sur le bassin versant, on va corrélérer, pour les 6 épisodes, les cumuls des pluviomètres les plus proches du bassin Bv2 (tableau n°5).

	Mauguio	Montarnaud	ENSAM	Prades	S ^t - Drézery	S ^t - Martin	Valflaunès
Mauguio	1	0,14	0,45	0,00	0,45	0,00	0,01
Montarnaud	0,14	1	0,69	0,66	0,60	0,62	0,73
ENSAM	0,45	0,69	1	0,43	0,26	0,16	0,31
Prades	0,00	0,66	0,43	1	0,00	0,52	0,86
S ^t -Drézery	0,45	0,60	0,26	0,00	1	0,14	0,29
S ^t -Martin	0,00	0,62	0,16	0,52	0,14	1	0,79
Valflaunès	0,01	0,73	0,31	0,86	0,29	0,79	1

Tableau n°5 : coefficients de corrélation des régressions linéaires entre les cumuls des pluviomètres proches du bassin versant Bv2

On s'aperçoit que les pluviomètres, excepté celui de Montarnaud, sont assez mal corrélés entre eux : le coefficient de corrélation dépasse rarement les 0,5. Les cumuls de pluies qui tombent sur le bassin sont donc hétérogènes et très localisés dans l'espace. Les pluviographes utilisés, surtout s'ils ne sont pas tous en fonctionnement (comme c'est le cas pour 4 des 6 épisodes), peuvent donc mal représenter la pluie sur le bassin versant et être à l'origine de simulations médiocres. Il faudrait donc une donnée pluviométrique mieux répartie dans l'espace. L'utilisation de données de pluies « radar », à fine résolution spatiale (maille de 1 km²), peut permettre de résoudre ce problème de représentativité spatiale des pluies. Néanmoins, le caractère indirect de la mesure rend l'estimation des intensités de pluie « radar » délicate, car prédisposée à de nombreuses sources d'erreurs.

5.3. Les données de pluie « radar » :

5.3.1. Principe de la mesure radar

Le radar météorologique permet une mesure indirecte des précipitations grâce à la forte influence des hydrométéores (gouttes de pluie, grêlons, flocons de neige, ...) sur la propagation des ondes électromagnétiques de faible longueur d'onde (entre 2 et 20 cm). Le principe de la mesure est le suivant : l'antenne radar émet une onde électromagnétique puissante (100 à 1000 kW), impulsionnelle (quelques μs) et aussi ponctuelle que possible (faisceau de 1 à 2°). Cette émission est suivie d'un temps d'écoute beaucoup plus long (de l'ordre de 1000 μs). L'onde émise se propage dans l'atmosphère à la vitesse de la lumière. Elle est alors absorbée, diffusée ou réfléchiée par les cibles qu'elle rencontre. La partie réfléchiée du signal, appelée signal rétrodiffusé, va revenir à l'antenne où son énergie va être mesurée, amplifiée et traitée.

Connaissant ensuite la direction de l'antenne (azimuth et angle de site) et le temps écoulé entre l'émission et la réception du signal, on peut en déduire la localisation de la mesure. L'intensité de pluie est ensuite obtenue en appliquant une relation de type « loi puissance » qui relie la réflectivité Z à l'intensité de pluie R [Chapon, 2006]. Il s'agit de la relation de Marshall et Palmer (1948) telle que :

$$Z = a * R^b$$

Avec :

a et *b* : les coefficients dépendant des caractéristiques de la pluie (en général *a* = 200 et *b* = 1,6)

Z : le facteur de réflectivité radar équivalent, appelé réflectivité Z par abus de langage (mm⁶*m⁻³)

R : l'intensité de pluie (mm/h)

Remarque : Cette relation Z-R est rendue possible grâce à la loi de Rayleigh. Celle-ci permet d'exprimer la réflectivité Z en fonction du diamètre à la puissance 6 des hydrométéores. L'intensité de pluie pouvant elle aussi s'exprimer en fonction du diamètre au cube des hydrométéores, on peut relier la réflectivité Z et l'intensité de pluie R par une relation de type loi puissance : la relation Z-R de Marshall-Palmer [**Chapon, 2006**].

Pour un angle de site donné, l'antenne tourne sur son axe en émettant un grand nombre d'impulsions, effectuant ainsi un grand nombre de mesures par angle de site. Cette opération est répétée pour plusieurs angles de site et permet ainsi de balayer un large volume de l'atmosphère. En France, Météo-France dispose d'un réseau, baptisé ARAMIS, de 20 radars météorologiques répartis sur tout le territoire métropolitain (annexe n°32). Ces radars émettent des ondes dont la longueur d'onde est comprise entre 5 et 10 cm (10 cm en Méditerranée, pour que le faisceau radar ne soit pas trop atténué par les précipitations automnales intenses). Ils localisent les précipitations dans un rayon de 200 km et évaluent leur intensité dans une zone comprise entre 80 et 120 km autour du radar. Le signal reçu par chaque radar est d'abord traité sur place par un ordinateur qui établit une image des précipitations toutes les 5 minutes avant de la transmettre au centre de Toulouse. Celui-ci recueille ensuite les images des 20 radars du réseau et reconstitue une image composite, appelée mosaïque, des précipitations sur le territoire français [**www.meteofrance.com**].

5.3.2. Les erreurs affectant l'estimation des pluies radar

La localisation et l'évaluation de l'intensité des précipitations à partir des mesures de réflectivité radar reposent sur certaines hypothèses qui ne sont pas toujours respectées. On suppose notamment que :

- les ondes se propagent dans une atmosphère standard, c'est-à-dire une atmosphère où la température diminue linéairement avec l'altitude ($-6,6^{\circ}\text{C}/\text{km}$)
- le volume de résolution est rempli de manière homogène, d'hydrométéores de même type
- l'atténuation est faible
- la loi de Rayleigh est respectée.

De nombreux phénomènes peuvent entraîner le non respect de ces hypothèses et fausser la mesure radar des précipitations.

On peut avoir une variation brutale des profils verticaux de pression et/ou de température qui entraîne un changement des indices de réfraction de l'air. Le trajet du faisceau est alors différent de ce qu'il aurait été dans une atmosphère standard. Ce phénomène, dit de propagation anormale, se produit notamment lors des précipitations cycloniques (de front chaud ou froid). La mesure de réflectivité est alors mal localisée.

L'onde émise par le radar peut aussi être réfléchiée par des obstacles fixes situés près du radar, comme des bâtiments, ou plus loin, comme des montagnes. Leurs échos faussent la mesure d'intensité radar. Ces obstacles ont aussi pour effet de masquer la zone située derrière eux dans le prolongement du faisceau radar. On aura alors une sous-estimation des intensités de pluies situées dans la zone masquée. Ces 2 sources d'erreurs ont l'avantage d'être bien localisées. Elles sont donc facilement détectables et des traitements permettent de les filtrer.

Il y a également des problèmes liés à l'estimation du Profil Vertical de Réflectivité (PVR). Ce dernier correspond à l'évolution de la réflectivité en fonction de l'altitude. Il est reconstitué à partir des mesures radar effectuées à différents angles de site et permet ainsi d'estimer la réflectivité et donc l'intensité de pluie au sol. Un premier problème est le phénomène de bande brillante dû à la traversée de l'isotherme 0°C. Celui-ci matérialise la limite pluie-neige et pose un véritable problème lorsqu'il est bas. Quand on est au-dessus, les précipitations sont sous forme de neige et la réflectivité est faible : les intensités sont alors sous-estimées. En dessous, les précipitations sont sous forme de pluie et la réflectivité est normale. A 0°C, on a une zone avec des « flocons fondus » à forte réflectivité responsables de la bande brillante : les intensités sont alors surestimées [Chapon, 2006].

Les erreurs des mesures « radar » peuvent aussi venir de l'échantillonnage. Le radar mesure les précipitations en altitude et non au sol. Or, les précipitations peuvent subir d'importants changements entre l'altitude de détection et l'arrivée au sol. Elles peuvent par exemple être déviées par le vent : pour des pluies convectives on peut observer 2 à 5 km de déplacement par kilomètre de chute [Kirstetter, 200?]. Un autre problème est lié à l'augmentation du volume de résolution avec la distance au radar. Ce phénomène fait que le PVR estimé est de moins en moins précis lorsqu'on s'éloigne du radar ce qui rend l'évaluation de l'intensité de pluie moins fiable. De plus, plus le volume de résolution est grand et moins il a de chance d'être entièrement rempli d'hydrométéores. On peut alors avoir un remplissage partiel du volume résolution qui entraîne une sous-estimation des intensités de pluie.

Une autre source d'erreur est le problème de la relation Z-R. En effet, il existe plusieurs types de relations Z-R selon le type de pluie [Vieux et Bedient, 2004]. Si on identifie mal le type de pluie, on choisit la mauvaise relation Z-R et les intensités calculées sont donc fausses. De plus, cette relation repose sur la loi de Rayleigh qui est valable lorsque le diamètre D des hydrométéores est au moins 10 fois inférieur à la longueur d'onde λ du faisceau radar émis : $D \ll \lambda$. Si les précipitations tombent sous forme de grêle ($D = 5$ cm), la condition pour laquelle la loi de Rayleigh s'applique n'est plus respectée et la relation Z-R n'est plus valable [Chapon, 2006].

Une source d'erreur importante est enfin l'atténuation du faisceau radar émis. L'énergie du faisceau radar peut être fortement atténué lorsqu'il traverse une zone de forte précipitation. Cela entraîne alors une sous-estimation des intensités pluvieuses situées derrière cette zone, dans le prolongement du faisceau radar.

5.3.3. Les données de pluie « radar » utilisées

Présentation des données utilisées

Ces données de pluie radar nous ont été fournies par le Service de Prévision des Crues (SPC) de Carcassonne. Il s'agit d'images d'intensités de pluie au sol (en dixième de mm/h) prises toutes les 5 minutes et obtenues à partir du radar de Météo-France situé à Opoul (annexe n°32). Nous avons utilisé les images de la zone Z0 de 256 km par 256 km d'extension et de 1 km de résolution. La zone est géoréférencée en Lambert III et repérée par son coin inférieur gauche (SW). Les images de cette zone ont subi les traitements suivants (d'après A. Kapfer de RHEA) :

- un traitement des zones masquées sur image polaire
- une conversion en image cartésienne et une transformation des réflectivités en intensités de pluie par la relation de Marshall et Palmer : $Z = 200 * R^{1,6}$
- un traitement des échos de sol
- l'application d'un facteur de calibration imposé à 1,5 aux intensités de pluie calculées à partir de la relation de Marshall-Palmer : $R_{\text{calibrée}} = 1,5 * R_{\text{Marshall-Palmer}}$.

Les épisodes qui concernent les données « radar » sont ceux d'octobre 2001, décembre 2002 et 2003 et septembre 2003 et 2005. L'épisode de septembre 2002 n'a pas été fourni.

Nous avons aussi sélectionné 26 pluviomètres situés sur le bassin versant du Lez ou à proximité (annexes n°31). Ces derniers donnent des cumuls journaliers de pluie. Parmi ces 26 pluviomètres, nous en avons gardé 20 qui ont fonctionné pour tous les épisodes. Nous avons donc un échantillon commun de 20 pluviomètres qui servira à la comparaison des données « radar » et « sol ».

Contrôle de la qualité des données de pluie « radar »

Pour contrôler la qualité des données « radar », plusieurs opérations ont été réalisées.

Nous avons tout d'abord comparé les cumuls « radar » et « sol » sur tout l'épisode pluvieux. Pour cela, nous avons calculé un cumul de pluie pixel à pixel des images radar pour chaque épisode. Puis nous avons corrélié les cumuls « radar » (moyennés sur 9 pixels autour du pixel correspondant au pluviomètre) aux cumuls donnés par les pluviomètres au sol (annexe n°33). Les corrélations se sont faites avec l'échantillon commun des 20 pluviomètres.

Des chroniques « radar » horaires ont ensuite été calculées et corréliées aux chroniques des pluviographes ayant fonctionné pendant l'épisode (annexe n°34). Pour ne pas fausser les corrélations, on a enlevé les heures où les précipitations étaient nulles.

Enfin, des cartes de cumuls journaliers ont été calculées sur le bassin versant du Lez et ont été comparées, lorsque cela était possible, aux cartes de Météo-France reconstituées à partir des pluviomètres au sol [**CETE Méditerranée, 2007**] (annexe n°35).

Les corrélations entre les cumuls et les chroniques « radar » et « sol » donnent les résultats suivants :

Episode	Octobre 2001	Décembre 2002	Septembre 2003	Décembre 2003	Septembre 2005
R ² cumul	0,90	0,12	0,83	0,12	0,87
R ² chronique	1,00	0,40	0,85	0,32	0,88

R² : coefficient de corrélation de la régression linéaire effectuée entre les données « sol » et les données « radar ».

Tableau n°6 : coefficients de corrélation calculés entre les données sol et radar pour les cumuls et les chroniques¹

Il s'avère que les données « radar » sont bien corrélées aux données de pluies au sol (concernant les cumuls et les chroniques) pour les épisodes de début d'automne, à savoir octobre 2001, septembre 2003 et septembre 2005. Les coefficients de corrélation sont compris entre 0,8 et 1 (tableau n°6 et annexes n°33 et 34 graphes a, c et e). En revanche, la corrélation est mauvaise, tant pour les cumuls que pour les chroniques, pour les 2 épisodes de décembre

¹ Remarques :

- le R²chronique est celui calculé pour la régression linéaire effectuée entre les chroniques des données « radar » et du pluviographe de Mauguio
- en comparant les chroniques radar et les chroniques de pluie, on s'aperçoit que pour les épisodes de début d'automne les chroniques radar et sol sont décalées d'1h telles que : t_{pluvio} = t_{radar} - 1h. Pour les corrélations et l'entrée des données dans le modèle, les pluies radar ont été avancées d'1 heure pour se « caler » par rapport aux données au sol. Les données sol et radar étant en heure TU, on ne connaît pas la cause de ce décalage.

(2002 et 2003) avec des coefficients de corrélation de l'ordre de 0,1 à 0,4 (tableau n°6 et annexes n°33 et 34 graphes b et d). Les données « radar » semblent donc de bonne qualité pour les 3 épisodes de début d'automne et de qualité médiocre pour les 2 épisodes de décembre.

De plus si on compare les coefficients directeurs « a » des courbes de tendance $y = ax + b$, on constate qu'ils sont toujours inférieurs à 1 (annexe n°33). Ceci signifie que les pluies ont tendance à être sous-estimées par le radar. Cette sous-estimation est bien plus importante pour les épisodes de décembre (tableau n°7 : coefficients de l'ordre de 0,2) que pour les épisodes de début d'automne (tableau n°7 : coefficients de l'ordre de 0,8 à 0,9).

Epiodes	Octobre 2001	Décembre 2002	Septembre 2003	Décembre 2003	Septembre 2005
Coefficient directeur « a »	0,9	0,2	0,8	0,2	0,8

Tableau n°7 : Coefficients directeurs « a » des courbes de tendance $y = ax + b$ avant la correction avec le MFB

Enfin, si on compare les cumuls journaliers « radar » avec ceux que Météo-France a reconstitué à partir de son réseau de pluviomètres au sol (annexe n°35), on s'aperçoit que les cumuls sont comparables pour les épisodes de début d'automne mais ne le sont pas pour les 2 épisodes de décembre.

Cette différence dans la qualité des données radar entre les épisodes de début et de fin d'automne peut s'expliquer par des pluies aux caractéristiques différentes. En effet, il y a 2 différences essentielles entre les événements de début d'automne et ceux de décembre :

- tout d'abord, l'extension verticale du nuage est souvent moins importante en décembre qu'en septembre ou octobre.
- ensuite, l'altitude de l'isotherme 0°C est bien plus basse en décembre qu'en début d'automne

Ces 2 particularités des épisodes de décembre, à savoir une faible extension verticale du nuage et un isotherme 0°C bas, rendent la mesure de pluie par le radar difficile.

Si l'extension verticale du nuage est faible, le faisceau du radar risque de passer à côté de la pluie ou de n'en mesurer qu'une partie. S'il vise trop haut, le taux de précipitations est faible voire nul et les précipitations calculées sont alors fortement sous-estimées.

Si l'altitude de l'isotherme 0°C est basse, le radar risque de faire sa mesure au-dessus de l'isotherme 0°C, à l'endroit où les précipitations sont sous forme de solide (neige) ou à hauteur de l'isotherme 0°C là où les précipitations sont mixtes (neige fondue). Dans ce cas-là, les propriétés optiques des hydrométéores sont différentes de celles des gouttes de pluie et conduisent à des réflectivités qui peuvent être très différentes. Si les hydrométéores sont des flocons de neige la réflectivité mesurée sera faible et la pluie sera alors sous-estimée. Si les hydrométéores sont des flocons fondus, la réflectivité sera forte et la pluie sera surestimée : c'est le phénomène de bande brillante.

Ces difficultés de mesure peuvent expliquer la qualité médiocre des données « radar » de décembre 2002 et 2003 et la forte sous-estimation des intensités de pluie. Il se peut aussi que si on avait utilisé les zones d'extension réduite Z7, Z8 et Z9 calées sur le réseau de pluviomètres par Météo-France, les résultats auraient été meilleurs. Il faut rappeler que la zone Z0 a subi un traitement « basique ». Elle n'est d'ailleurs utilisée en principe que pour observer la dynamique des pluies.

5.3.4. Traitement appliqué aux données de pluie « radar »

Les traitements réalisés préalablement sur les données « radar » permettent déjà de corriger un certain nombre d'erreurs liées notamment aux échos fixes ou aux zones masquées. Néanmoins, ces traitements sont réalisés à partir d'autres images radar qui localisent par exemple les zones d'échos fixes et les zones masquées. Pour compléter le traitement des données « radar » et améliorer leur qualité, on a l'habitude de s'appuyer sur les données de pluie au sol pour corriger les mesures d'intensité de pluie « radar ». Ce traitement permettra de bénéficier à la fois de la bonne résolution spatio-temporelle du radar et de la plus grande fiabilité des mesures d'intensité de pluie des pluviomètres au sol. L'une des méthodes consiste à calculer un coefficient de correction moyen, le Mean Field Bias (MFB), qui correspond au rapport du cumul moyen des pluviomètres sur le cumul moyen des pixels « radar » correspondants, soit pour un pixel i donné :

$$MFB = \frac{\frac{1}{n} * \sum Gi}{\frac{1}{n} * \sum Ri}$$

Avec : Gi : cumul journalier du pluviomètre i

Ri : cumul journalier des 9 pixels « radar » sur et autour du pluviomètre i

Ce coefficient permet de corriger l'image radar de l'erreur systématique commise sur la mesure d'intensité de pluie, en considérant les mesures des pluviomètres au sol comme pluie de référence [Vieux et Bedient, 2004].

Si le MFB est supérieur à 1, cela signifie que les cumuls des pluviomètres sont supérieurs aux cumuls « radar ». Le radar a donc systématiquement sous-estimé la pluie. Pour un MFB de 1,17, comme celui obtenu en septembre 2003, on a une sous-estimation systématique de la pluie de - 17 %. Cette sous-estimation vient de la relation Z-R et des traitements (fondés uniquement sur des mesures radar) appliqués sur les mesures de réflectivité [Borga, 2002]. A l'inverse, si le MFB est inférieur à 1, le radar surestime de façon systématique la pluie. Une fois calculé, ce coefficient est appliqué sur les valeurs d'intensité de tous les pixels de chaque image radar. Pour un pixel i donné, on a donc une intensité de pluie corrigée de :

$$R_i^* = MFB * R_i$$

R_i^* : intensité de pluie radar corrigée

MFB : « Mean Field Bias » coefficient de correction uniforme

R_i : intensité de pluie radar non corrigée par le MFB

Dans notre cas, le MFB va être calculé et appliqué de façon différente pour les épisodes de début et de fin d'automne.

Pour les épisodes de début d'automne, autrement dit octobre 2001, septembre 2003 et 2005, les corrélations entre les données « sol » et « radar » étant satisfaisantes, le MFB va être calculé à partir de l'échantillon commun des 20 pluviomètres ayant servi à la corrélation. On obtient alors les résultats suivants :

Episodes	Octobre 2001	Septembre 2003	Septembre 2005
MFB	1,03	1,17	1,00
Pente « a » avant application du MFB	0,92	0,80	0,82
Pente « a » après application du MFB	0,95	0,93	0,82
Ordonnée à l'origine « b »	2,08	5,75	27,51

avant application du MFB			
Ordonnée à l'origine « b » après application du MFB	2,15	6,70	27,64

Tableau n°8 : Valeurs du MFB et des paramètres de la régression linéaire $y = ax + b$ avant et après application du MFB pour les épisodes de début d'automne

Ces résultats montrent que le radar a tendance à légèrement sous-estimer les intensités de pluie des épisodes de début d'automne ($MFB \geq 1$). Cette sous-estimation systématique est nulle pour septembre 2005, de -3% pour octobre 2001 et -17% pour septembre 2003. L'application de ce coefficient aux intensités de pluie « radar » leur permet de se rapprocher des intensités de pluie au sol : les coefficients « a » des régressions linéaires entre les cumuls de pluie au sol et les cumuls « radar » se rapprochent de 1 après correction (tableau n°8). Sur le graphique, les pentes des droites de régression se rapprochent des pentes de la droite $y = x$, droite pour laquelle les cumuls au sol correspondraient exactement aux cumuls « radar » (annexe n°33 graphes a', c' et e'). Les ordonnées à l'origine, « b », sont par ailleurs proches de 0. Lorsque les cumuls « sol » sont nuls, les cumuls « radar » ont aussi tendance à être nuls.

Pour les épisodes de décembre, les corrélations entre les 20 couples « pluviomètre–pixel radar » sont mauvaises. On a donc établi une carte des rapports des cumuls « radar/pluviomètre » afin de voir si l'erreur du radar sur la mesure d'intensité de pluie était organisée dans l'espace (annexe n°36). Suite à ces cartes, on a sélectionné un nouvel échantillon commun aux 2 épisodes de décembre. Ce dernier est constitué des 9 pluviomètres les plus proches du bassin versant du Lez. De nouvelles corrélations « cumul sol – cumul radar » ont été réalisées et un nouveau MFB a été calculé. On obtient les résultats suivants :

Episodes	Décembre 2002	Décembre 2003
R_{20}^2	0,12	0,12
R_9^2	0,17	0,001
MFB_{20}	1,62	1,29
MFB_9	1,63	1,28
Pente « a » avant MFB_9	0,23	0,03
Pente « a » après MFB_9	0,37	0,04
Coefficient « b » avant MFB_9	96,20	188,76
Coefficient « b » après MFB_9	156,65	241,76

Tableau n°9 : Valeurs du MFB et des paramètres de la régression linéaire avant et après application du MFB pour les épisodes de fin d'automne

Pour les couples « pluviomètre – pixel radar » sur ou à proximité du bassin versant du Lez, les corrélations entre les cumuls au sol et les cumuls « radar » sont peu différentes voire pires que les corrélations de départ. Pour l'épisode de décembre 2003, sur le bassin du Lez, il n'y a pas de corrélation entre la pluie et la donnée « radar » (tableau n°9).

Pour les 2 épisodes de décembre, les pentes des régressions linéaires sont nettement inférieures à 1 et les ordonnées à l'origine sont très élevées (tableau n°9). Cela signifie que d'une part le radar sous-estimerait fortement la pluie (coefficient $a \ll 1$) et que d'autre part le radar détecte des pluies au sol qui n'existent pas ($b \gg 0$).

On constate que le MFB calculé à partir des 20 couples ou des 9 couples « pluviomètre – pixel « radar » » varie peu. Les pluies qui nous intéressent étant celles tombées sur le bassin versant du Lez, on gardera les pluies corrigées avec le MFB₉.

Ces images radar, corrigées de l'erreur systématique, vont ensuite être utilisées comme entrée du modèle « pluie – débit ».

5.4. Les données de débit

Les débits servant à évaluer la qualité de l'hydrogramme calculé sont ceux de la station DIREN de Lavalette, qui contrôle un bassin versant de 128 km². Il est donc important de s'intéresser à l'élaboration de la courbe de tarage qui permet de transformer les hauteurs d'eau mesurées en débit (figure n°5). Le dossier de station n'étant pas disponible, les informations disponibles sur cette station sont limitées. On ne peut émettre que des hypothèses sur l'élaboration de la courbe de tarage [CETE Méditerranée, 2007].

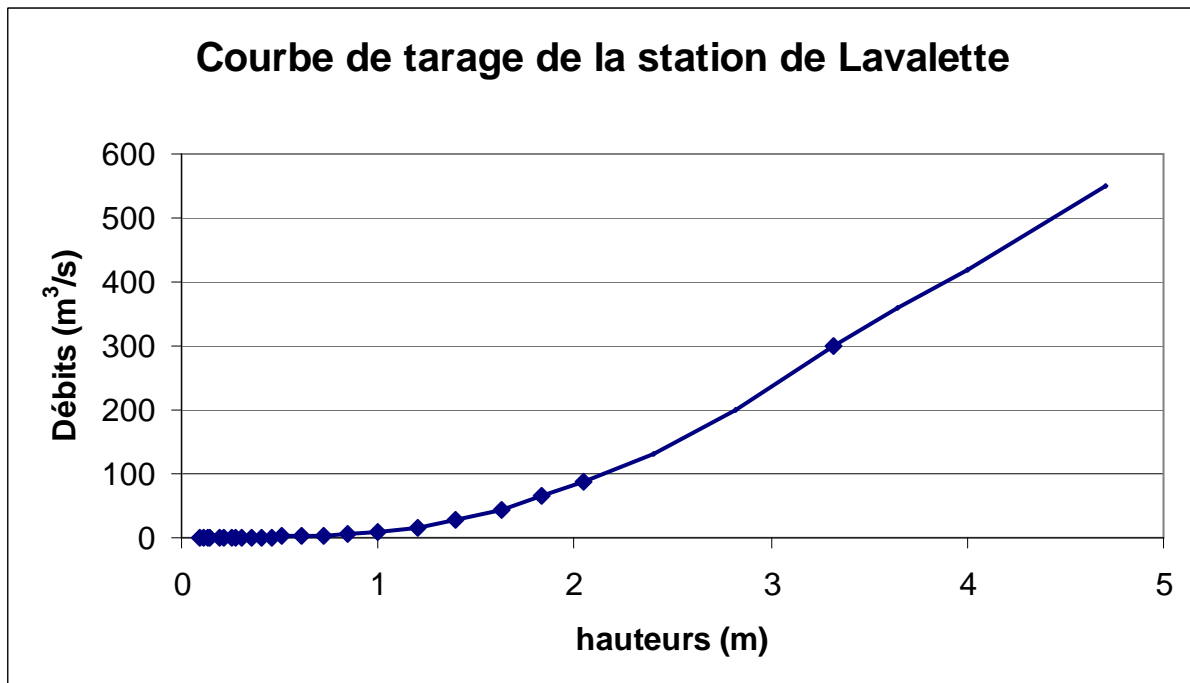


Figure n°5 : courbe de tarage de la station de Lavalette

Pour les débits inférieurs à 100 m³/s, de nombreux jaugeages ont servi à l'élaboration de la courbe. On peut alors penser que les données de débit sont fiables. Au-dessus de 100 m³/s, la courbe de tarage est essentiellement fondée sur un jaugeage à 300 m³/s. Il s'agit d'un jaugeage chimique, réalisé lors de la crue de 1976. Ce point permet déjà de couvrir les débits de pointes de la moitié des crues étudiées (à savoir septembre 2002 et 2003 ainsi qu'octobre 2001). Au-dessus de 300 m³/s, l'extrapolation de la courbe de tarage s'est faite par extrapolation des vitesses.

6. La modélisation « pluie-débit » de l'hydroystème

Cette partie aborde l'élaboration du modèle « pluie – débit » sous ATHYS. Après une brève présentation du logiciel ATHYS, on décrira la structure des fonctions de production et de transfert et les effets de leurs paramètres sur l'hydrogramme de crue. Puis, on exposera la

procédure de calage utilisée avant discuter les résultats des simulations « optimales » obtenues.

Le logiciel ATHYS (Atelier Hydrologique Spatialisé) a été développé par l'IRD et HSM. Il est constitué d'une chaîne de traitement complète qui permet de réaliser, à partir de données brutes (un MNT et des chroniques de pluies et de débits), des simulations « pluie-débit ». Il peut donc servir à de nombreuses applications comme l'étude d'événements extrêmes [www.athys-soft.org].

6.1. La fonction de production

Dans les travaux précédents [**Boronkay, 2006 et Deleau, 2007**], la fonction de production utilisée était dérivée du modèle original du SCS-CN. Elle comportait 3 paramètres S , capacité maximale du réservoir sol, α , coefficient de vidange exponentielle du réservoir et ω , fraction de la vidange qui participe au ruissellement de surface.

L'inconvénient est, qu'au départ, le réservoir sol était à sec. Il n'y avait donc pas de niveau initial à ajuster. On ajustait alors le paramètre S , en principe fixe, d'un événement à l'autre. Celui-ci devenait la condition initiale du modèle en représentant une sorte de hauteur d'eau initialement disponible dans le réservoir.

L'autre inconvénient est que la vidange, proportionnelle au niveau dans le réservoir, était faussée. Dans le cas d'un réservoir à sec, la vidange est nulle. Elle est donc sous-estimée par rapport à un réservoir présentant au départ un niveau non nul. Le paramètre α peut alors être artificiellement augmenté pour pallier à cette sous-estimation.

A coefficient α fixe, si la capacité du réservoir sol S varie, la vidange ne se comporte plus de la même façon pour les 6 épisodes. Plus le réservoir sol est petit et plus la vidange maximale possible est petite. Pour compenser cette faible vidange, le paramètre ω peut alors être artificiellement augmenté.

La nouvelle fonction de production est aussi une adaptation du modèle original du SCS-CN. Elle comporte comme la précédente, les 3 paramètres S , α , et ω . L'avantage de cette fonction est qu'elle possède un quatrième paramètre H_0 qui est la hauteur d'eau initiale dans le réservoir sol. Ce nouveau paramètre sera la condition initiale du modèle. Cela aura 3 conséquences essentielles sur le modèle :

- Si H_0 est la condition initiale du modèle, le paramètre S , de capacité maximale du réservoir sol, peut alors rester fixe pour les 6 épisodes. S sera donc bien un paramètre intrinsèque au bassin versant.
- En introduisant un niveau initial qui peut être non nul, la vidange peut être non nulle en début d'épisode. Elle n'est plus sous-estimée. Il n'y a donc plus besoin de surestimer le paramètre α pour rétablir une vidange correcte.
- Le paramètre S restant fixe, la vidange, proportionnelle au niveau dans le réservoir, n'est plus biaisée. Un paramètre ω fixe permettra alors à la vidange du réservoir de se comporter de manière identique pour les 6 épisodes. Par ailleurs, le paramètre ω , lié à la vidange, ne servira plus à compenser une vidange biaisée. Ces variations éventuelles de α pourraient avoir une origine physique.

Cette fonction est fondée sur les 2 équations suivantes :

- L'équation permettant de calculer la pluie totale ruisselée à partir de l'intensité de pluie nette et de la vidange du réservoir :

$$R_{Total} = R(t) + \omega * vid(t) \quad [1]$$

Avec :

- R_{Total} : intensité de pluie totale ruisselée
- $R(t)$: intensité de pluie nette

$$\begin{cases} R(t) = \frac{\partial Q}{\partial t} = C(t) * i(t), & \text{si } P > Ia = 0,2 (S - H_0) \\ R(t) = 0, & \text{sinon} \end{cases}$$

S : capacité maximale du réservoir sol

H_0 : niveau initial dans le réservoir sol

P : cumul de pluie brute

Q : cumul de pluie nette

$C(t)$: coefficient de ruissellement instantané :

$$C(t) = \frac{(P - 0,2 \cdot (S - H_0))}{(P + 0,8 \cdot (S - H_0))} * \left[2 - \frac{(P - 0,2 \cdot (S - H_0))}{(P + 0,8 \cdot (S - H_0))} \right]$$

$i(t)$: intensité de pluie brute

- $\omega * vid(t)$: partie de la vidange contribuant au ruissellement de surface

- L'équation de conservation de la masse qui permet de déterminer le niveau d'eau dans le réservoir :

$$\frac{dH}{dt} = f(t) - vid(t) \quad [2]$$

Avec :

$\frac{dH}{dt}$: variation du niveau d'eau dans le réservoir

$f(t) = i(t) - R(t)$: taux d'infiltration entrant dans le réservoir à l'instant t

$vid(t)$: vidange du réservoir à l'instant t

Cette fonction de production se représente donc par un réservoir sol de capacité maximale S avec un certain niveau d'eau initial H_0 au début de l'événement (figure n°6). Ce réservoir se remplit de $f(t) = i(t) - R(t)$ à chaque instant et se vide de $vid(t)$. Une partie de cette vidange, $\omega * vid(t)$ participe à l'hydrogramme de crue à l'exutoire. Le ruissellement de surface $R(t)$ commence lorsque le niveau d'eau $H(t)$ dans le réservoir dépasse le seuil de $Ia = 0,2 (S - H_0)$. Celui-ci correspond à des pertes initiales qui varient d'un événement à l'autre de la façon suivante : plus le niveau initial H_0 dans le réservoir est élevé plus les pertes initiales Ia sont faibles.

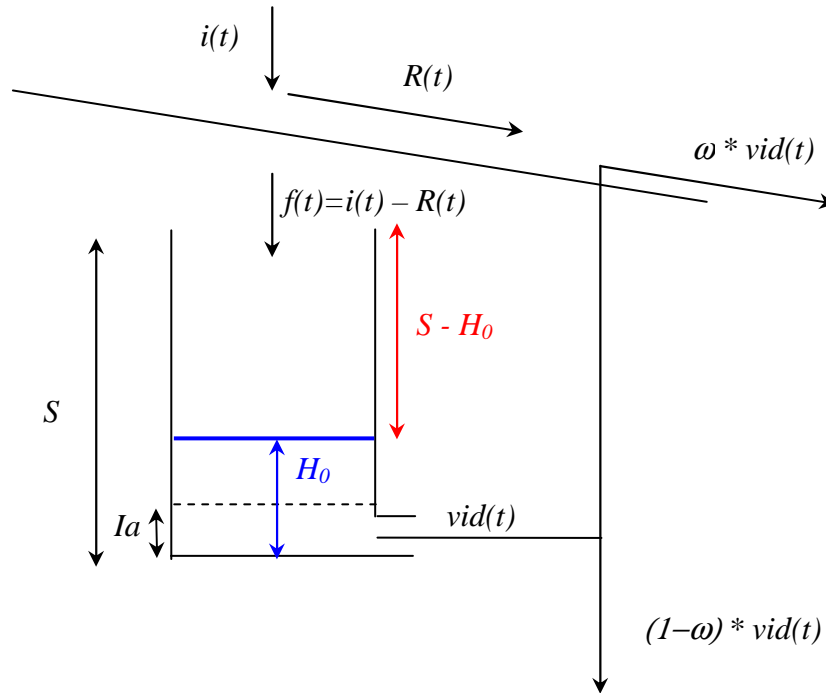


Figure n°6 : schéma représentant la nouvelle fonction de production

Remarque : la fonction de production retenue vient d'un compromis entre la fonction SCS utilisée dans ATHYS par défaut et la fonction SMA [Michel, Andréassian et Perrin, 2005]. Elle tire avantage des 2 fonctions de production en prenant en compte, comme le SMA, un niveau initial dans le réservoir et en ayant systématiquement des pertes en début d'épisode, comme le SCS d'ATHYS.

Cette fonction de production permet une représentation de l'hydrosystème du Lez à l'échelle du bassin versant.

Elle est constituée d'un réservoir de capacité maximale S qui peut correspondre à l'ensemble « Sol + Karst ». Ce réservoir possède un certain niveau d'eau initial H_0 qui peut être associé au degré de saturation de l'hydrosystème en début d'événement.

Au cours de l'événement, lorsqu'il pleut une quantité $i(t)$, ce réservoir se remplit par infiltration $f(t)$ et se vidange d'une certaine quantité $vid(t)$ comme le ferait l'hydrosystème. Une partie de cette vidange, $(1 - \omega) * vid(t)$, percole en profondeur tandis qu'une autre partie $\omega * vid(t)$ participe de façon retardée aux écoulements de surface. Ces écoulements retardés générés par le modèle peuvent correspondre soit aux écoulements hypodermiques qui se déroulent dans les sols, soit à la vidange des sources karstiques. Ce réservoir est aussi muni d'un seuil de ruissellement, I_a , fixé à $1/5$ de $S - H_0$, capacité initialement disponible dans le réservoir, qui permet, lorsqu'il est dépassé de générer des écoulements rapides de surface $R(t)$.

6.2. La résolution des équations régissant la fonction de production

On rappelle que la fonction de production décrite précédemment repose sur 2 équations principales qui sont :

L'équation qui permet de déterminer la pluie totale ruisselée :

$$R_{Total} = R(t) + \omega * vid(t) \quad [1]$$

$$\text{où } R(t) = \frac{\partial Q}{\partial t} = C(t) * i(t)$$

L'équation de conservation de la masse qui permet de déterminer le niveau dans le réservoir :

$$\frac{dH}{dt} = f(t) - vid(t)$$

$$\frac{dH}{dt} = i(t) - R(t) - vid(t) \quad [2]$$

L'équation [1] est résolue de façon explicite en calculant la différence entre la valeur de Q , cumul de pluie nette, à la fin du pas de temps, à $t+\Delta t$, et au début du pas de temps, à t . Cette résolution suppose donc que l'intensité de pluie brute qui tombe pendant le pas de temps Δt est constante. Ceci n'est en général valable que pour des petits pas de temps.

On a donc :

Calcul du cumul de pluie nette au début du pas de temps, $Q(t)$, à partir du cumul de plus brute $P(t)$:

$$Q(t) = \frac{[P(t) - 0,2 \cdot (S - H_0)]^2}{P(t) + 0,8 S}$$

Calcul du cumul de pluie brute à la fin du pas de temps, $P(t+\Delta t)$

$$P(t+\Delta t) = P(t) + i(t)$$

Calcul du cumul de pluie nette à la fin du pas de temps à partir de $P(t+\Delta t)$:

$$Q(t + \Delta t) = \frac{[P(t + \Delta t) - 0,2 \cdot (S - H_0)]^2}{P(t + \Delta t) + 0,8 S}$$

Calcul de la lame d'eau ruisselée pendant le pas de temps Δt :

$$R(t) = \frac{\partial Q}{\partial t} = Q(t + \Delta t) - Q(t)$$

L'équation [2] est aussi résolue de façon explicite :

$$\frac{dH}{dt} = H(t + \Delta t) - H(t)$$

$$\text{D'où } H(t + \Delta t) = H(t) + \frac{dH}{dt}$$

$$H(t + \Delta t) = H(t) + i(t) - R(t) - vid(t)$$

Cette résolution est approximative puisqu'elle suppose que le niveau dans le réservoir est constant pendant le pas de temps alors qu'en réalité il varie au cours du temps du fait de l'infiltration et la vidange. Là aussi cette approximation est valable uniquement pour les petits pas de temps. Afin de minimiser l'erreur commise par cette approximation, l'équation est résolue en 2 temps.

Tout d'abord, on ajoute au niveau initial la pluie qui s'infiltré pendant le pas de temps autrement dit la différence entre la pluie brute et la pluie nette tombées pendant ce pas de temps. On obtient un nouveau niveau dans le réservoir que l'on appellera H_{int} .

$$H_{int} = H(t) + i(t) - R(t)$$

Ensuite, on enlève au niveau H_{int} du réservoir la vidange s'effectuant pendant le pas de temps et calculée à partir d'un niveau moyen entre le niveau $H(t)$ au début du pas de temps et le niveau H_{int} après infiltration. Ce niveau moyen est introduit pour minimiser l'erreur commise lors du calcul de la vidange pendant le pas de temps. Il est de la forme :

$$H_{moy} = \frac{H(t) + H_{int}}{2}$$

Le volume vidangé est alors de :

$$vid(t) = \frac{H(t) + H_{int}}{2} * (1 - \exp(-\alpha * \Delta t))$$

Cette vidange est ensuite soustraite au niveau H_{int} du réservoir pour donner le niveau dans le réservoir à la fin du pas de temps $H(t+\Delta t)$.

$$H(t+\Delta t) = H_{int} - vid(t) \quad [2]$$

L'équation [2] est ainsi résolue et permet d'obtenir le niveau dans le réservoir à la fin du pas de temps.

Une fois le volume vidangé calculé, la partie de la vidange contribuant à l'hydrogramme de crue à l'exutoire est ajoutée au ruissellement direct.

$$R_{Total} = R(t) + \omega * vid(t) \quad [1]$$

6.3. La fonction de transfert utilisée

Après avoir transformé la pluie brute en pluie nette avec la fonction de production, il faut encore acheminer la pluie nette jusqu'à l'exutoire du bassin. C'est le rôle de la fonction de transfert. MERCEDES dispose de 2 grands types de fonctions de transfert :

- le transfert en mode mailles interactives où l'eau s'écoule maille à maille jusqu'à l'exutoire. Pour chaque maille, on tient compte dans ce cas des apports des mailles « amont » et des pertes possibles dans certaines mailles. Il s'agit là du modèle de l'onde cinématique, modèle à base physique mais demandant un grand nombre de données sur la géométrie et la rugosité du bassin versant.
- le transfert en mode mailles indépendantes où la pluie nette qui est produite sur la maille est transférée directement à l'exutoire sans s'écouler maille à maille.

Le principe des mailles indépendantes est que chaque maille produit à chaque pas de temps un hydrogramme élémentaire à l'exutoire. Ce dernier est obtenu en décalant dans le temps la pluie nette produite par la maille, par une fonction de translation, et en l'amortissant par une fonction de stockage. La somme de tous les hydrogrammes élémentaires donne l'hydrogramme complet de la crue.

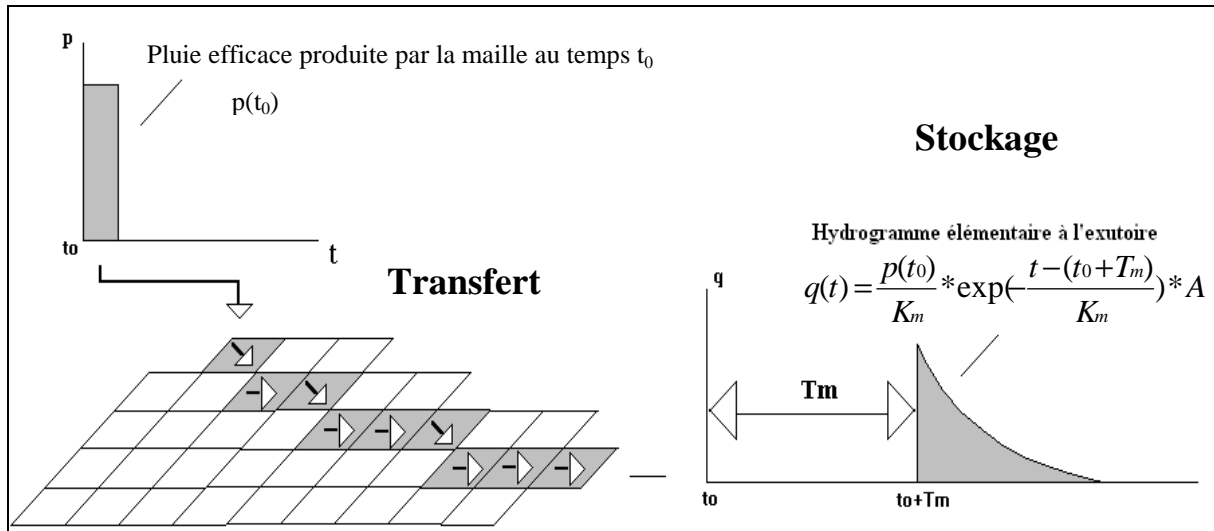


Figure n°7 : schéma illustrant le principe de fonctionnement de la fonction de transfert

La translation se fait par T_m qui est un temps de propagation jusqu'à l'exutoire de la pluie nette produite par la maille. Le principe est le suivant : grâce au fichier de drainage, MERCEDES calcule le chemin que doit parcourir l'eau d'une maille jusqu'à l'exutoire (figure n°7). Ce chemin est la somme des l_k distances parcourues par l'eau dans chaque maille. En fixant ensuite une vitesse V_k de parcours de l'eau pour chaque maille, on obtient un temps de parcours de l'eau dans chaque maille $t_k = \frac{l_k}{V_k}$. La somme de ces temps de parcours donne le temps T_m qui s'exprime :

$$T_m = \sum_k \frac{l_k}{V_k}$$

L'amortissement se fait par l'intermédiaire d'une fonction de stockage (figure n°7) qui s'écrit :

$$q(t) = 0, \text{ si } t < t_0 + T_m$$

$$q(t) = \frac{p(t_0)}{K_m} * \exp\left(-\frac{t - (t_0 + T_m)}{K_m}\right) * A, \text{ si } t > t_0 + T_m$$

$q(t)$ représente le débit spécifique produit par la maille d'aire A .

$p(\Delta t)$ représente la pluie nette produite par la maille au cours du pas de temps Δt

$t_0 + T_m$ représente le temps à partir duquel commence l'hydrogramme élémentaire à l'exutoire

K_m est proportionnel au temps de propagation T_m et s'exprime par : $K_m = K_0 * T_m$

Ce terme K_m contrôle l'amortissement de la pluie. Il pondère l'amplitude de départ des hydrogrammes élémentaires à l'exutoire, $\frac{p(t_0)}{K_m}$, ainsi que leur décroissance exponentielle, $\exp\left(-\frac{t - (t_0 + T_m)}{K_m}\right)$. Etant par ailleurs proportionnel au temps de propagation on en déduit que :

- Plus la maille est située loin de l'exutoire, plus K_m sera grand donc plus l'amplitude de départ et la décroissance de l'hydrogramme à l'exutoire seront faibles.

- A l'inverse plus la maille est proche de l'exutoire, plus K_m sera petit donc plus l'amplitude de départ et la décroissance de l'hydrogramme à l'exutoire seront fortes.

Le terme K_0 est le terme que l'on fixe dans la modélisation. Il s'agit du coefficient de proportionnalité qui relie K_m à T_m . Plus ce K_0 sera fort et plus l'effet de T_m sur l'amortissement de l'hydrogramme à l'exutoire sera important.

Dans les études précédentes et dans celle-ci, c'est une fonction de transfert en mode mailles indépendantes qui a été choisie. Il s'agit de la fonction « Lag et Route simple » qui comprend 2 paramètres K_0 et V_0 . Cette fonction suppose que la vitesse de propagation de l'eau dans chaque maille est constante : $V_0=V_k=\text{constante}$. Elle a été choisie car elle nécessite peu de données concernant les versants et le lit du Lez. Par ailleurs, l'influence de V_0 et K_0 sur l'hydrogramme de crue calculé est bien identifiée :

- V_0 , vitesse de propagation de l'eau en surface, agit sur la translation
- K_0 , paramètre d'amortissement, agit sur l'atténuation.

6.4. L'influence des paramètres du modèle sur l'hydrogramme de crue

Le modèle « pluie-débit » est donc constitué :

- d'une fonction de production à 4 paramètres :
 - S : capacité maximale du réservoir sol (mm)
 - H_0 : niveau d'eau initial dans le réservoir sol (mm)
 - α : coefficient de vidange exponentielle du réservoir (j^{-1})
 - ω : partie de la vidange qui contribue à l'hydrogramme de crue à l'exutoire sous forme d'exfiltration (adimensionnel)
- d'une fonction de transfert constituée de 2 paramètres :
 - V : vitesse maximale atteinte à l'exutoire lors de l'événement (m/s)
 - K_0 : paramètre d'amortissement (adimensionnel)

Maintenant que le modèle a été constitué, nous allons voir l'influence essentielle de chaque paramètre sur l'hydrogramme de crue calculé à l'exutoire.

Les paramètres H_0 , V et K_0 vont essentiellement influencer le pic de crue donc les écoulements rapides tandis que les paramètres α et ω vont surtout influencer la fin de l'hydrogramme c'est-à-dire les écoulements retardés et lents.

Le paramètre V va jouer sur le décalage en temps du pic de crue. Plus la vitesse V sera grande et plus le pic de crue arrivera tôt. Inversement, plus la vitesse V sera faible et plus le pic arrivera tard. Ce paramètre sera donc utilisé pour caler le pic de crue en temps.

Le paramètre K_0 va, quant à lui, jouer sur les pentes du pic de crue c'est-à-dire la courbe de montée et la courbe de décrue. Plus le facteur d'amortissement K_0 sera fort et plus les pentes du pic de crue seront douces. Inversement, plus K_0 sera faible et plus les pentes du pic de crue seront raides. Ce paramètre sera donc utilisé pour caler les pentes des courbes de montée et de décrue.

Le paramètre H_0 va jouer sur la hauteur du pic de crue. Plus la hauteur d'eau initiale H_0 dans le réservoir est élevée, plus le pic sera grand. Inversement, plus H_0 est faible, plus le pic est petit. Ce paramètre sera donc utilisé pour caler le pic de crue par rapport à la valeur du débit de pointe.

Le paramètre α va jouer sur la pente de la courbe de tarissement et sur la montée du deuxième pic de crue lorsque l'on a des crues à double pic. Plus le coefficient de vidange du réservoir α sera grand, plus la pente de la courbe de tarissement sera raide et plus le deuxième pic de crue (lorsqu'il existe) sera atténué. Inversement, plus α sera petit, plus la pente de la courbe de tarissement sera douce et plus le deuxième pic de crue arrivera tôt. Ce paramètre sera donc calé avec les crues à double pic c'est-à-dire celles de décembre 2002 et septembre 2005. Ce paramètre a une double influence : il permet la vidange au cours de l'épisode pluvieux en jouant sur le temps d'arrivée du deuxième pic et il permet aussi la vidange en fin d'épisode en jouant sur la pente de la courbe de tarissement. Il représente donc à la fois la vidange des sols en surface, vidange rapide au cours d'une accalmie dans l'épisode pluvieux, et la vidange des réservoirs souterrains (karst et épikarst), vidange plus lente visible en fin d'épisode pluvieux.

Le paramètre ω va jouer sur la « hauteur » de la courbe de tarissement. Plus la fraction de la vidange ω participant au ruissellement sera importante, plus la courbe de tarissement sera « haute ». Inversement, plus ω sera faible, plus la courbe de tarissement sera « basse ». Ce paramètre sera donc utilisé pour caler la courbe de tarissement en hauteur.

6.5. La procédure de calage du modèle

Une fois l'influence de chacun des paramètres bien identifiée, on a pu caler les hydrogrammes de crue calculés aux hydrogrammes de crue observés. Le calage des hydrogrammes s'est fait de façon manuelle en essayant de faire correspondre pour chaque épisode, le pic de crue calculé au pic de crue observé (correspondance en temps et en valeur). Ce calage a été réalisé en essayant de garder les paramètres constants d'un épisode à l'autre, à l'exception du niveau initial dans le réservoir, H_0 . La qualité du calage a été estimée grâce au critère de Nash :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2}$$

Dans cette formule, les X_i désignent les N valeurs calculées, les Y_i désignent les N valeurs observées et \bar{Y} correspond à la moyenne des N valeurs observées. Etant donné que l'on travaille sur des crues, donc des valeurs de débits élevées, les écarts entre débits observés et débits calculés sont en général plus importants qu'en étiage.

Le critère de Nash a donc été préféré à l'Ecart Arithmétique Moyen (EAM), aussi disponible dans ATHYS. En effet, comparé à l'EAM qui donne le même poids aux faibles écarts qu'aux forts écarts, le critère de Nash accentue les forts écarts en élevant la différence $(X_i - Y_i)$ au carré.

Un Nash égal à 1 indique une simulation optimale. Cela signifie que les valeurs calculées X_i sont égales aux valeurs observées Y_i . On considère en général que la simulation est satisfaisante à partir d'un coefficient de Nash égal à 0,7.

Un Nash égal à 0 signifie que la modélisation n'est pas meilleure que si on avait comparé les débits observés à leur moyenne. En dessous de 0, le critère de Nash indique une mauvaise simulation.

Le premier travail a donc consisté à trouver pour les 6 épisodes étudiés, un jeu de paramètre « V, K_0, S, α et ω » constant pour caler au mieux le pic de crue en temps (pour V) en « pentes » (pour K_0) et la courbe de tarissement en hauteur (pour ω) et en « pente » (pour α). S a été définie de façon à ce que le réservoir ne soit pas plein ($S = H_0$) au début de chacun des 6 épisodes. Sa valeur a été fixée à 400 mm.

Le second travail a été d'ajuster le paramètre H_0 pour chacun des 6 épisodes afin de caler le pic de crue calculé à la valeur du débit de pointe observé.

Cette procédure a été appliquée avec les données de pluie au sol (c'est-à-dire les données des pluviographes de Prades-le-Lez, Mauguio, Saint-Martin-de-Londres et Montpellier ENSAM) et avec les données de pluie radar. La qualité des simulations obtenues a été évaluée avec le critère de Nash appliqué sur la période commune aux données de pluie au sol et aux données de pluie « radar ».

6.6. Les résultats obtenus et leur interprétation

Après simulation au pas de temps horaire et application de la procédure de calage, on a obtenu les résultats suivants (tableaux n°10 et n°11) :

Episodes	Octobre 2001	Septembre 2002	Décembre 2002	Septembre 2003	Décembre 2003	Septembre 2005
H_0 (mm)	237	148	337	1	230	354
Nash	0,73	0,82	0,87	-1,21	0,88	0,46

Pour les autres paramètres :

$S = 400$ mm ; $\alpha = 0,15$ j⁻¹ ; $\omega = 0,4$; $V = 1,6$ m/s ; $K_0 = 0,3$ pour tous les épisodes

Tableau n°10 : paramètres optimaux et critère de Nash associé obtenus, après la procédure de calage, avec les données de pluie au sol

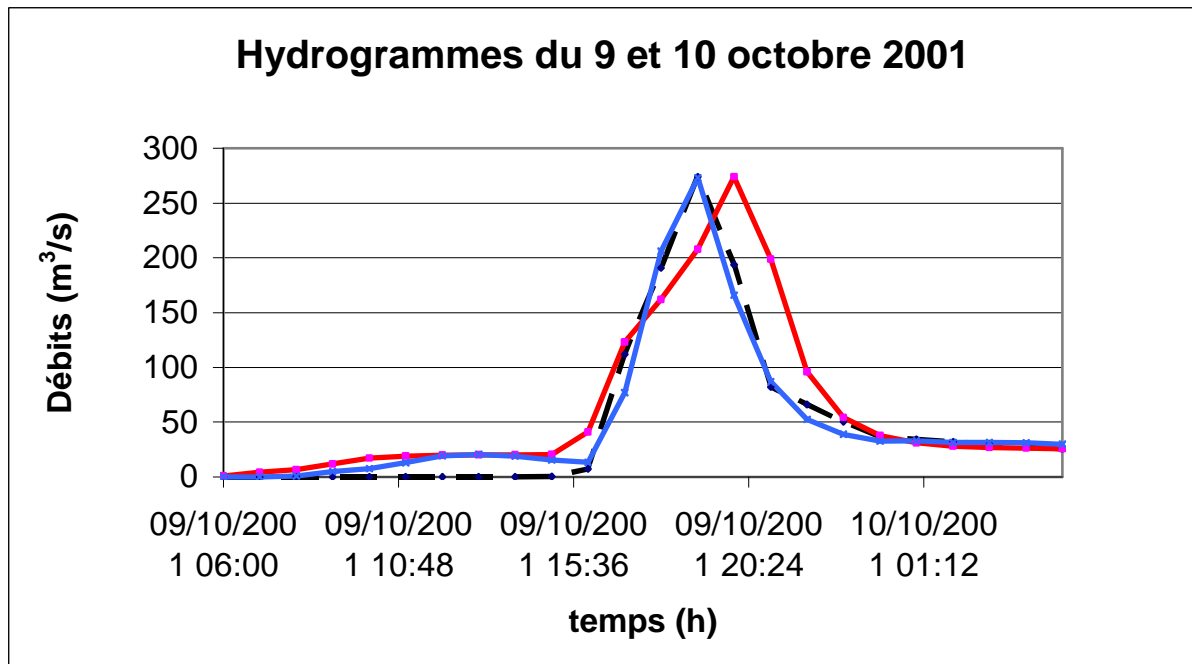
épisodes	Octobre 2001	Septembre 2002	Décembre 2002	Septembre 2003	Décembre 2003	Septembre 2005
H_0 (mm)	264	Pas de données « radar »	120	99	275	185
Nash	0,95		0,74	0,91	0,86	0,75

Pour les autres paramètres :

$S = 400$ mm ; $\alpha = 0,15$ j⁻¹ ; $\omega = 0,4$; $V = 1,6$ m/s ; $K_0 = 0,3$ pour tous les épisodes

Tableau n°11 : paramètres optimaux et critère de Nash associé obtenus, après la procédure de calage, avec les données de pluie « radar »

Au regard des résultats, on constate que les pluies « radar » améliorent de façon significative la qualité de la modélisation pour les épisodes de début d'automne (octobre 2001, septembre 2003 et septembre 2005). Ce sont en fait les épisodes pour lesquels les pluies « radar » présentaient une bonne corrélation avec les pluies au sol. En effet, si le radar arrive à bien évaluer les intensités de pluie au sol, l'avantage est que l'on possède ensuite une meilleure répartition spatiale de la pluie qu'avec les quelques pluviographes au sol. Dans notre cas, on avait simplement 2 pluviomètres qui avait fonctionné pour les épisodes d'octobre 2001 (Prades et Mauguio) et septembre 2005 (Saint-Martin-de-Londres et Mauguio) et 3 pluviomètres (Mauguio, Saint-Martin-de-Londres et Montpellier ENSAM) pour l'épisode de septembre 2003. L'information sur la pluie était donc limitée. Les pluviomètres n'étaient pas forcément représentatifs de la pluie tombée sur le bassin versant.



- - - - Hydrogramme observé
- Hydrogramme calculé à partir des données de pluie « sol »
- Hydrogramme calculé à partir des données de pluie « radar »

Figure n°8 : Hydrogrammes observé et calculés à partir des données de pluies « sol » et « radar » pour l'épisode d'octobre 2001

Pour l'épisode d'octobre 2001, on remarque que le pic de crue arrive trop tard lorsqu'on utilise les pluies au sol. En revanche, le pic est bien calé en temps lorsqu'on utilise les pluies « radar » (figure n°8).

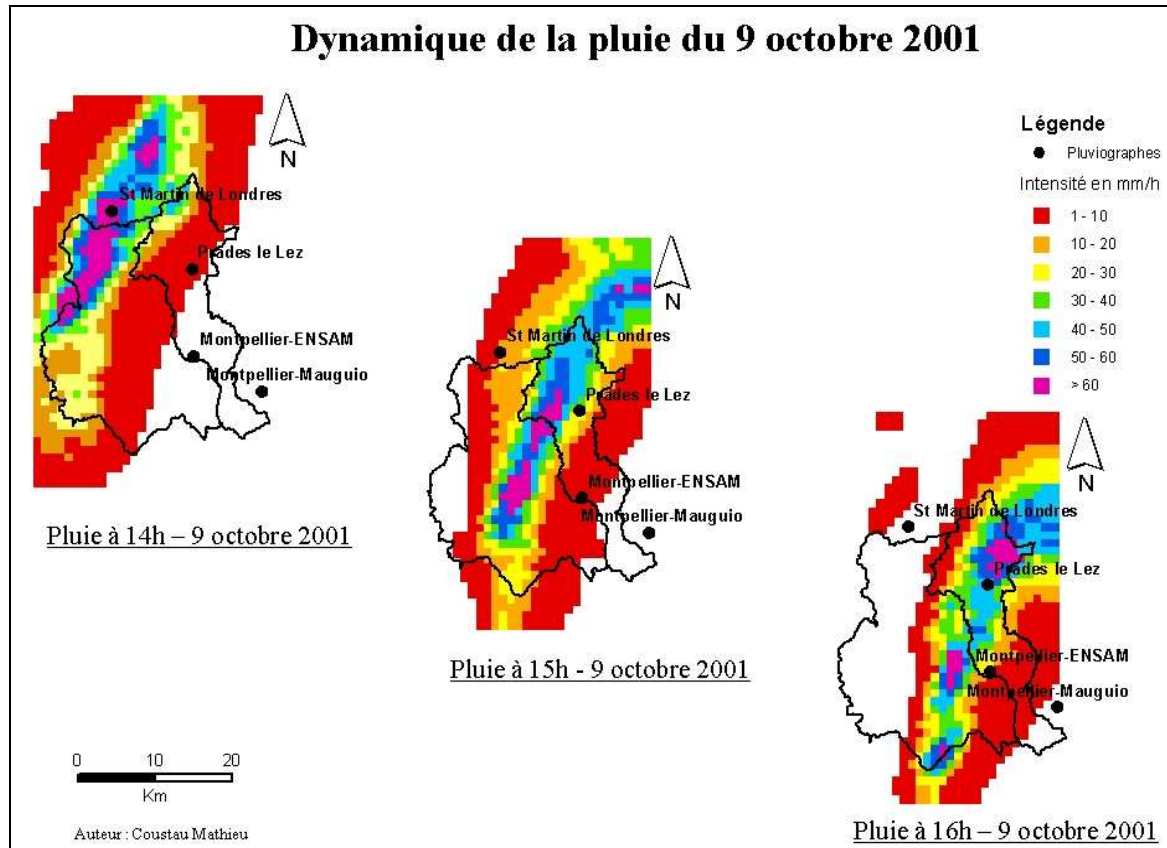
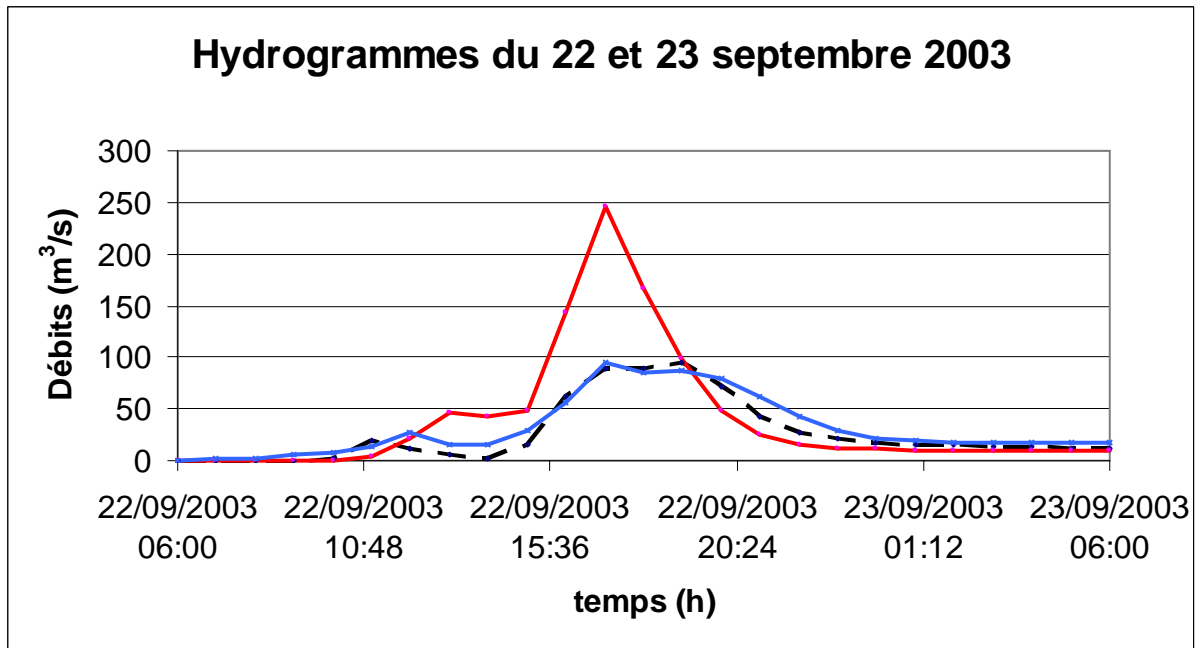


Figure n°9 : dynamique horaire des pluies du 9 octobre 2001 de 14 h à 16h

Ceci vient peut-être du fait que la pluie a d'abord commencé au Nord du bassin (vers 14 h) avant de se déplacer vers le Sud (vers 15 h et 16 h). En effet, si on regarde les cartes de cumuls « radar » horaires calculés sur le bassin versant du Lez (figure n°9), on s'aperçoit que vers 14 h, il est tombé de l'ordre de 60 mm uniquement au Nord-ouest du bassin alors que vers 15 h et 16 h, les cumuls les plus importants sont tombés plus à l'Est et au Sud du bassin versant : 60 mm vers 15 h au Nord-ouest ; vers 16h : 60 mm à l'Est et 40 mm au Sud. Les 2 pluviographes alors en fonctionnement (Prades et Mauguio), étant situés plus au Sud, n'ont alors pas pu détecter la pluie de 14 h et 15 h tombée au Nord-ouest du bassin versant. Ils n'ont donc pas été représentatifs de la pluie tombée sur le bassin versant en début d'épisode. La pluie au sol entrée dans le modèle et appliquée au bassin versant est en très grande partie celle de Prades, pluviographe situé sur le bassin étudié. Elle est donc sous-évaluée en début d'épisode et surévaluée en fin d'épisode. Ceci a engendré un décalage en temps du pic de crue.



- Hydrogramme observé
- Hydrogramme calculé à partir des données de pluie « sol »
- Hydrogramme calculé à partir des données de pluie « radar »

Figure n°10 : Hydrogrammes observé et calculés à partir des données de pluies « sol » et « radar » pour l'épisode de septembre 2003

Pour l'épisode de septembre 2003, l'hydrogramme calculé à partir des pluies au sol ne correspond absolument pas à l'hydrogramme observé (figure n°10). Le critère de Nash de -1,21 indique d'ailleurs une mauvaise simulation. De plus, la hauteur initiale dans le réservoir $H_0 = 1$ mm, est un niveau anormalement bas comparé aux autres simulations.

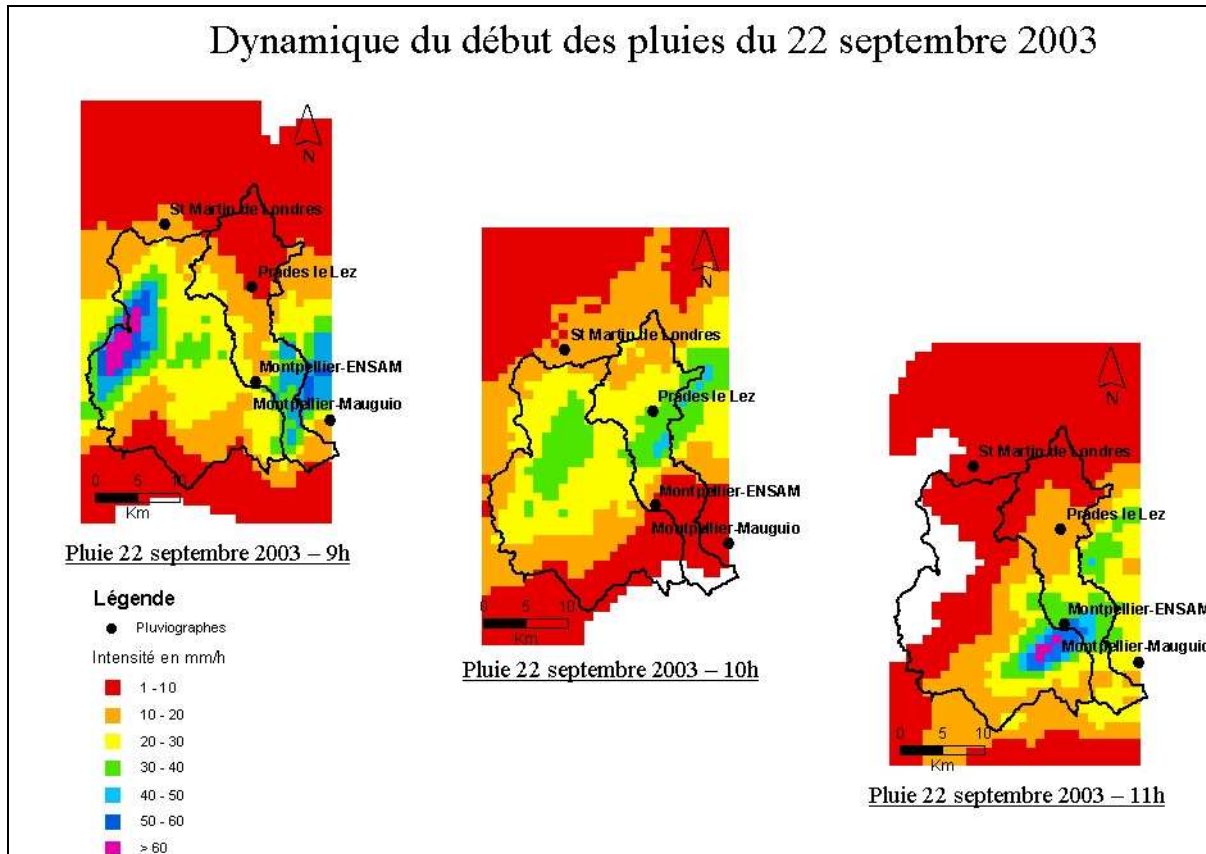


Figure n°11 : dynamique du début des pluies du 22 septembre 2003

Cette simulation médiocre s'explique par l'hétérogénéité spatiale de la pluie de septembre 2003. Les pluviomètres en fonctionnement sont Montpellier ENSAM et Mauguio situés au Sud et Saint-Martin-Londres situé à l'Ouest. Lorsqu'on regarde les cartes de pluie radar toutes les heures, on constate que la pluie est tombée au Sud du bassin à 9 h et 11 h avec une intensité bien supérieure à celle de l'ensemble du bassin versant (figure n°11). Les pluviographes utilisés pour la modélisation étant situés au Sud dans la zone de forte précipitation, la pluie a donc été surestimée en début d'épisode permettant, dans la simulation, un déclenchement rapide du ruissellement de surface. Pour pallier à ce ruissellement précoce, le niveau dans le réservoir a dû être abaissé. La dynamique des pluies sur le bassin n'étant pas bien représentée, l'hydrogramme calculé ne correspond pas à l'hydrogramme observé.

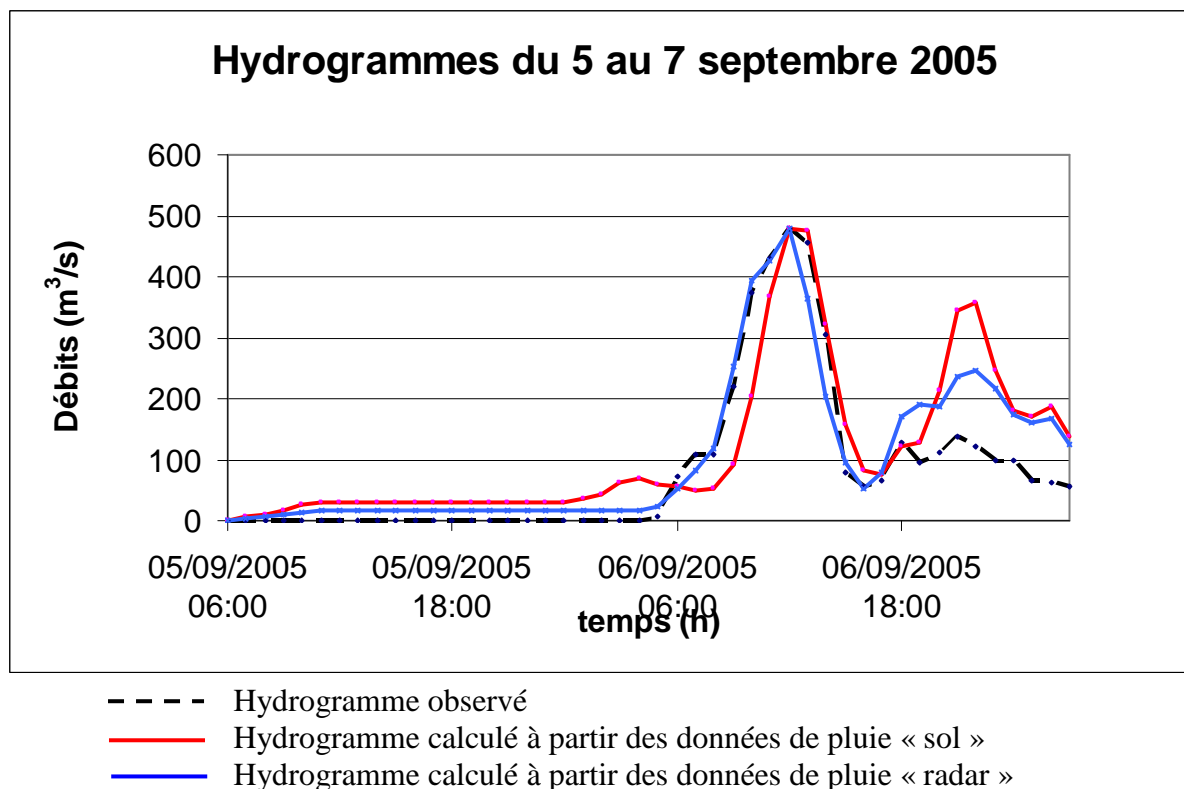


Figure n°12 : Hydrogrammes observé et calculés à partir des données de pluies « sol » et « radar » pour l'épisode de septembre 2005

Pour l'épisode de septembre 2005, on note un deuxième pic de crue surestimé (figure n°12) et une hauteur d'eau initiale dans le réservoir anormalement élevée.

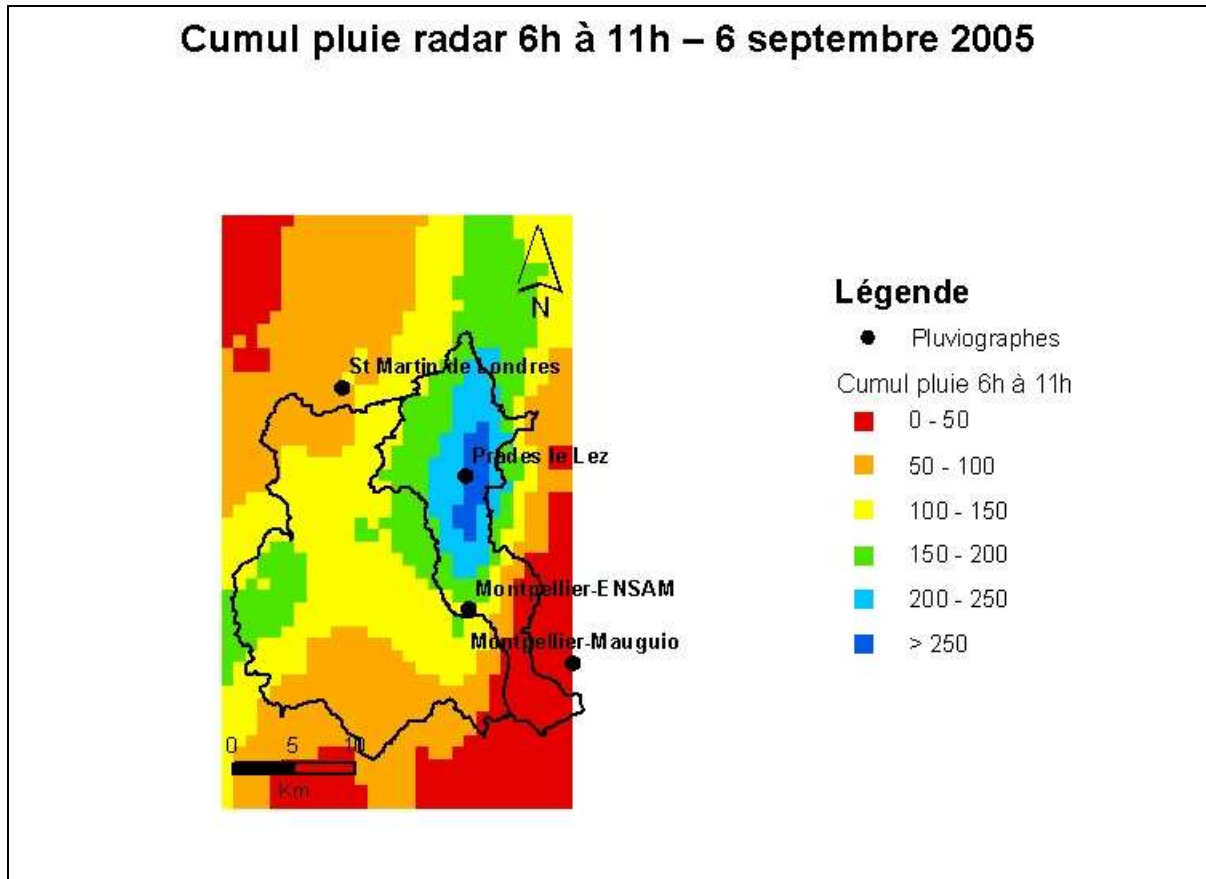
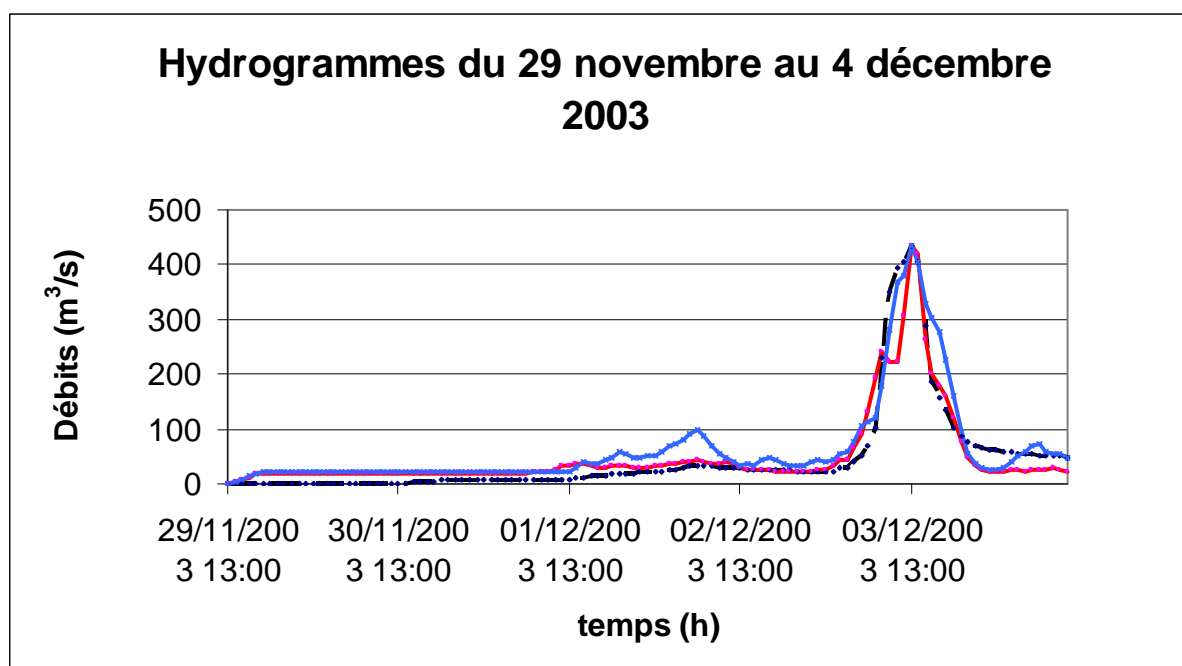
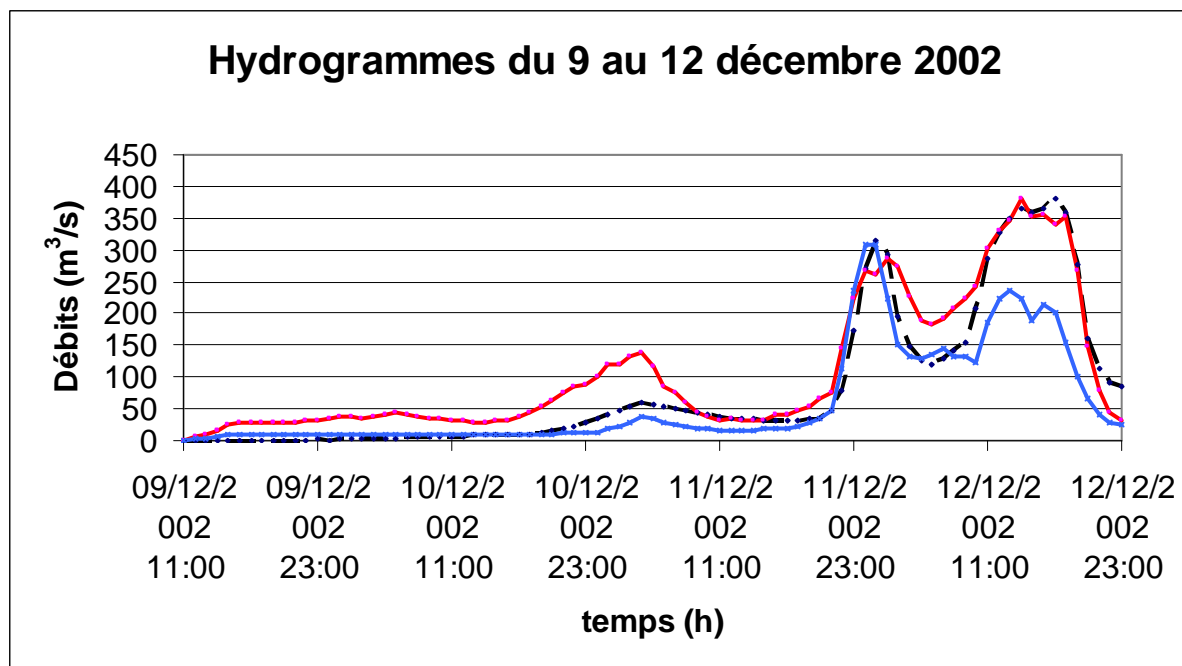


Figure n°13 : Carte du cumul de pluie tombée le 6 septembre 2005 entre 6 h et 11 h

Ce problème s'explique par le fait que les 2 pluviographes qui ont fonctionné sont Mauguio au Sud et Saint-Martin-de-Londres à l'Ouest. Sur la carte de cumul de pluie sur tout l'épisode, on s'aperçoit que les 2 pluviographes ont manqué le maximum de pluie situé au centre et à l'Est du bassin versant ([annexe n°38](#)). Le cumul sur le bassin versant, calculé à partir des pluies au sol (201 mm), est donc sous-évalué par rapport à ce qu'il est réellement tombé (270 mm pour le cumul radar). Dans le modèle, le niveau dans le réservoir a donc été remonté pour déclencher le ruissellement plus tôt. La majorité des pluies tombées à l'Est est tombée entre 6h et 11h le 06/09/2005 ([figure n°13](#)) : 250 mm entre 6h et 11h contre 270 mm pour tout l'épisode. Il s'agit du premier pic de pluie observé sur le hyétogramme qui engendre le premier pic de crue de l'hydrogramme. On a donc, avec les données au sol, une sous-estimation du premier pic de la pluie moyenne tombée sur le bassin. On se retrouve alors avec un hyétogramme présentant 2 pics de pluie d'intensité équivalente. Il s'ensuit que les 2 pics de crue modélisés à partir de ce hyétogramme de pluies au sol sont d'intensité équivalente. Pour la pluie radar, ce premier pic est bien pris en compte ce qui permet ensuite d'obtenir un premier pic de crue plus important que le deuxième.



- - - - Hydrogramme observé
- Hydrogramme calculé à partir des données de pluie « sol »
- Hydrogramme calculé à partir des données de pluie « radar »

Figures n°14 : Hydrogrammes observé et calculés à partir des données de pluies « sol » et « radar » pour les épisodes de décembre 2002 et décembre 2003

Pour l'épisode de décembre 2002, la simulation est moins satisfaisante avec les pluies radar qu'avec les données au sol (figure n°14). Ceci peut s'expliquer par la qualité médiocre des intensités de pluie radar pour les épisodes de décembre. En revanche pour l'épisode de décembre 2003 (figure n°14), malgré les mauvaises corrélations entre les cumuls « sol » et « radar » la simulation présente un bon critère de Nash et une hauteur dans le réservoir conforme aux épisodes de décembre.

Compte tenu du peu de fiabilité des données radar des épisodes de décembre, on va donc utiliser pour ces 2 événements les pluies au sol. En revanche, pour les 3 épisodes de début d'automne, on préférera les pluies « radar ». On a donc le jeu de paramètre suivant :

épisodes	Octobre 2001	Septembre 2002	Décembre 2002	Septembre 2003	Décembre 2003	Septembre 2005
H_0 (mm)	264	148	337	99	230	185
Nash	0,95	0,82	0,87	0,91	0,88	0,75

Pour les autres paramètres :

$S = 400$ mm ; $\alpha = 0,15 \text{ j}^{-1}$; $\omega = 0,4$; $V = 1,6$ m/s ; $K_0 = 0,3$ pour tous les épisodes

Tableau n°12 : paramètres optimaux et critère de Nash associé retenus pour les 6 épisodes

L'ensemble des simulations est satisfaisant avec un critère de Nash compris entre 0,75 et 0,95 (tableau n°12). La variation de la hauteur d'eau dans le réservoir, H_0 , permet de regrouper les épisodes en 2 groupes :

- les événements pour lesquels le niveau dans le réservoir est bas ($H_0 < 200$ mm) : il s'agit des épisodes de septembre 2002, 2003 et 2005.
- les événements pour lesquels le niveau dans le réservoir est haut ($H_0 > 200$ mm) : il s'agit des épisodes d'octobre 2001 et de décembre 2002 et 2003.

On s'aperçoit donc que le niveau dans le réservoir est faible pour les épisodes de septembre qui surviennent juste après la sécheresse prolongée de l'été. En revanche, le niveau du réservoir est plutôt élevé pour les épisodes de décembre qui surviennent après les fortes pluies d'automne. Ceci suggère un lien entre la condition initiale du modèle et l'état d'humidité du bassin versant ou de remplissage de l'aquifère. C'est pour cette raison qu'on va regarder les corrélations qui existent entre le niveau dans le réservoir, condition initiale du modèle, et des indicateurs hydrologique et hydrogéologique caractéristiques de l'état hydrique de l'hydrosystème.

7. L'influence de l'état de saturation initiale des bassins

La transformation de la pluie nette en pluie brute est souvent largement influencée par l'état hydrique des sols. Cette influence se répercute ensuite sur les valeurs de débits à l'exutoire du bassin. Une étude hydrologique menée sur un bassin versant de Grande-Bretagne a mis en évidence l'impact de l'humidité des sols sur la réponse du bassin versant. Plus l'humidité des sols est forte, plus l'aire du bassin versant contribuant aux débits à l'exutoire est importante et plus les débits sont forts [Meyles et al., 2003]. L'humidité des sols est donc une variable clé dans la modélisation hydrologique et la prévision des crues. Elle peut par exemple être couplée à un paramètre du modèle hydrologique et permettre ainsi la

prévision des débits. Elle sert alors d'indicateur [Aubert et al., 2003]. Dans le cas du bassin versant du Lez, outre l'état hydrique des sols, l'état de remplissage du karst semble aussi influencer la valeur des débits à l'exutoire [Roesch et Jourde, 2006].

Dans cette partie, nous allons étudier les corrélations entre la condition initiale du modèle (H_0) et des indicateurs hydrologique comme l'humidité du sol ou hydrogéologique comme la piézométrie ou le débit de base. Des corrélations satisfaisantes entre indicateurs et condition initiale nous permettront ainsi de prendre en compte l'état du bassin hydrologique ou hydrogéologique dans la modélisation « pluie – débit » et de prévoir la réponse du bassin à l'exutoire.

7.1. Le débit de base

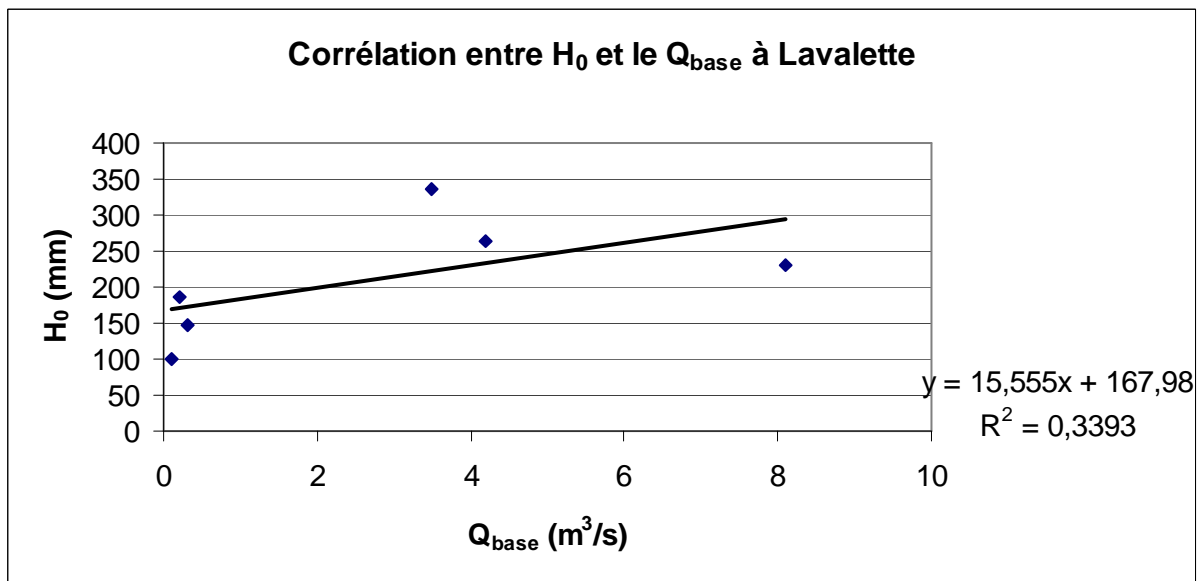


Figure n°15 : régression linéaire entre la condition initiale H_0 et le débit de base à Lavalette

Nous avons regardé les corrélations qui existent entre le débit de base du Lez à Lavalette 2 h avant les premières pluies et la hauteur d'eau initiale dans le réservoir sol (figure n°15). Il s'agit ici d'un indicateur de type plutôt hydrogéologique qui caractérise l'état de l'aquifère karstique. Il s'est avéré que les corrélations étaient relativement mauvaises : le coefficient de corrélation de la régression linéaire est de $R^2 = 0,34$. Ceci peut s'expliquer par le fait que les débits de base pour les épisodes de septembre sont faibles (de l'ordre de 0,2 à 0,3 m^3/s). Or, comme on l'a vu précédemment, la source du Lez subit un pompage important (surtout pendant l'été) ce qui a tendance à faire diminuer le débit de base. De plus, un débit réservé de 160 L/s (soit 0,16 m^3/s) est maintenu en période estivale pour pallier au pompage important effectué à la source. Le débit de base mesuré est donc artificiel et ne reflète pas les variations naturelles du débit du Lez.

7.2. La piézométrie :

7.2.1. Présentation des données piézométriques :

Les corrélations avec le débit de base n'étant pas satisfaisantes, nous avons regardé les corrélations de la condition initiale du modèle avec un autre indicateur hydrogéologique : la piézométrie. Nous avons pris pour cela les données piézométriques horaires des 15 piézomètres en fonctionnement sur l'aquifère du Lez [Roesch et Jourde, 2006] (annexe

n°37). Tous les piézomètres ne se comportent pas de la même manière. Ils ont été classés en 4 classes en fonction de leur relation avec la source du Lez [Karam, 1989]. On a ainsi :

- les piézomètres de classe A qui ne présentent pas de relation avec la source du Lez
- les piézomètres de classe B qui présentent une bonne relation avec la source du Lez et sont à l'amont hydraulique. Ils ont un niveau piézométrique toujours supérieur à celui de la source du Lez
- les piézomètres de classe C qui présentent aussi une bonne relation avec la source du Lez et un niveau piézométrique assez proche.
- les piézomètres de classe D qui présentent une bonne connectivité mais sont parfois décalés.

Cette classification nous permet d'identifier les piézomètres en relation avec la source du Lez, donc appartenant à son aquifère. Les corrélations avec les piézomètres de classe A, sans relation avec la source, seront donc à prendre avec précaution.

7.2.2. Les corrélations avec la condition initiale du modèle :

Comme les données de débits, nous avons corrélié la condition initiale du modèle avec la piézométrie horaire 2 h avant les premières pluies. On obtient les corrélations suivantes :

Nom du piézomètre	Numéro	R ²	Nombres d'épisodes	Classe du piézomètre
Source du Lez	1	0,59	6	
Saint Clément	2	0,34	6	A
Sainte Croix	3	0,74	6	D
Bois de Rosiers	4	0,68	6	C
Mas de Martin	5	0,77	6	D
Les Matelles	6	0,75	5	B
Laudou	7	0,63	6	B
Gour Noir	8	0,63	6	D
Fontanès	9	0,69	6	C
Bois des Avants	10	0,90	5	D
Carnas	11	0,73	4	A
Claret Brissac	12	0,75	5	C
Coutach	13	0,78	6	B
Saint-Gély-du-Fesc	14	0,70	6	C
Bois Saint-Mathieu	15	0,79	6	D

Tableau n°13 : coefficients de corrélation obtenus avec chacun des piézomètres en fonctionnement (corrélation entre H_0 et la piézométrie)

On constate que pour la plupart des piézomètres, les coefficients de corrélation des régressions linéaires sont compris entre 0,63 et 0,79 (tableau n°13). Le piézomètre de « Bois des Avants » présente un coefficient de corrélation à 0,90 mais la régression linéaire n'est fondée que sur 5 points. Le piézomètre de la source du Lez a un coefficient de corrélation plus faible ce qui peut s'expliquer par un phénomène d'artésianisme : pour les épisodes de décembre la hauteur d'eau dans le réservoir de la fonction de production augmente alors que la piézométrie a tendance à stagner à 65 ou 66 m NGF. Comme on pouvait s'y attendre, les piézomètres de la classe A, sans relation avec la source du Lez, présentent des coefficients de corrélation faibles : le piézomètres de Saint-Clément a un R² égal à 0,34. Celui de Carnas a un R² de 0,73 mais la corrélation ne porte que sur 4 points : 3 épisodes à faible piézométrie et 1

épisode à forte piézométrie. Les points sont donc inégalement répartis sur la droite ce qui donne un coefficient de corrélation élevé.

Les corrélations sont dans l'ensemble satisfaisantes. On pourra donc prendre la piézométrie comme indicateur hydrogéologique permettant de déterminer la condition initiale H_0 du modèle « pluie-débit ». Pour cela, on peut prendre les piézomètres de classe D « Bois Saint-Mathieu » (figure n°16) ou « Mas de Martin », ou le piézomètre de « Coutach » de classe B. Ce sont eux qui présentent les meilleurs coefficients de corrélation (entre 0,77 et 0,79) parmi les piézomètres pour lesquels la corrélation s'est faite sur les 6 épisodes. Ces bonnes corrélations semblent aussi indiquer une influence non négligeable de l'état de remplissage du karst dans les crues de surface.

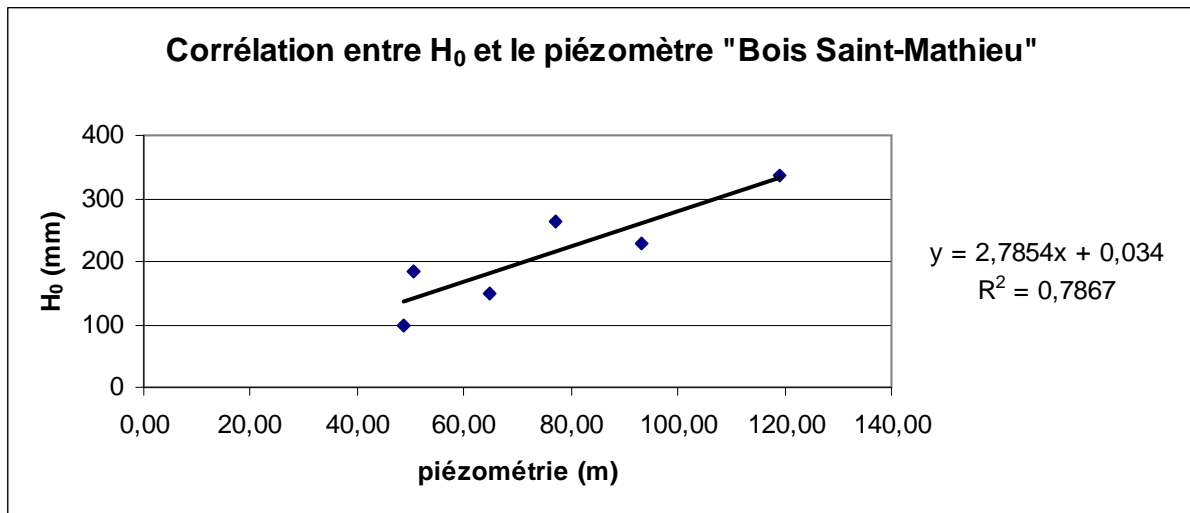


Figure n°16 : régression linéaire entre la condition initiale H_0 et le piézomètre « Bois Saint-Mathieu »

7.3. L'humidité SIM :

7.3.1. Présentation du modèle SIM :

Le modèle SIM a été développé par les chercheurs du Centre National de Recherches Météorologiques. Il s'agit d'un couplage entre 3 modèles : SAFRAN, ISBA et MODCOU. Ce couplage permet de simuler, à l'échelle de la France, les bilans hydriques et énergétiques pour des mailles de 8 km par 8 km ainsi que les débits des principaux fleuves français.

SAFRAN est utilisée pour estimer les variables météorologiques près de la surface comme la température, le vent, l'humidité relative de l'air, les précipitations et les rayonnements solaire et infrarouge. Ces variables vont ensuite être utilisées dans ISBA [www.meteofrance.com].

ISBA est un modèle SVAT (Transfert Sol Végétation Atmosphère) qui simule les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère. L'ensemble « sol – végétation » est décrit par 2 paramètres dits primaires qui sont la texture du sol (déterminée par le pourcentage de sable et d'argile) et le type de végétation. Ces derniers permettent ensuite d'estimer, grâce à la base de données ECOCLIMAP, une série de paramètres secondaires comme la profondeur, la capacité au champ ou le point de flétrissement du sol. A partir de ces paramètres secondaires, les bilans d'eau et d'énergie peuvent être calculés [Pellenq, 2002] ce qui permet par exemple d'estimer l'humidité du sol. Dans ce modèle, le sol est représenté par 3 couches : une couche de surface de faible épaisseur, une couche de sol

dite « racinaire » et une couche profonde. Dans notre cas, nous avons pris les humidités de la couche « racinaire » supposées représenter les variations de l'humidité moyenne du sol. En effet, la couche de surface est trop influencée par les précipitations alors que la couche profonde est trop peu influencée.

MODCOU est un modèle qui simule les débits des cours d'eau et l'évolution des nappes phréatiques en utilisant les résultats issus de ISBA.

7.3.2. Les corrélations avec la condition initiale du modèle :

L'humidité SIM calculée sur le bassin versant du Lez à Lavalette est une humidité moyenne. Nous avons donc fait la moyenne des valeurs des pixels qui couvrent le bassin versant. Les humidités SIM étant données tous les jours à 6h, nous avons donc regardé la corrélation entre la saturation initiale du réservoir de la fonction de production ($H_0/S*100$) et l'humidité SIM moyenne du bassin, le jour précédant le début de l'épisode pluvieux. On a donc établi une régression linéaire à partir des 6 couples « $H_0/S*100$ – humidité SIM » (figure n°17). Celle-ci présente un coefficient de corrélation R^2 de 0,49. Cette faible corrélation peut venir de la qualité des données d'humidité SIM, du fait que la donnée d'humidité soit donnée à 6h (donc pas systématiquement 2h avant les premières pluies) et qu'elle soit moyennée sur le bassin ou du fait que le remplissage du karst joue un rôle prépondérant dans les crues de surface comparé à l'humidité du sol.

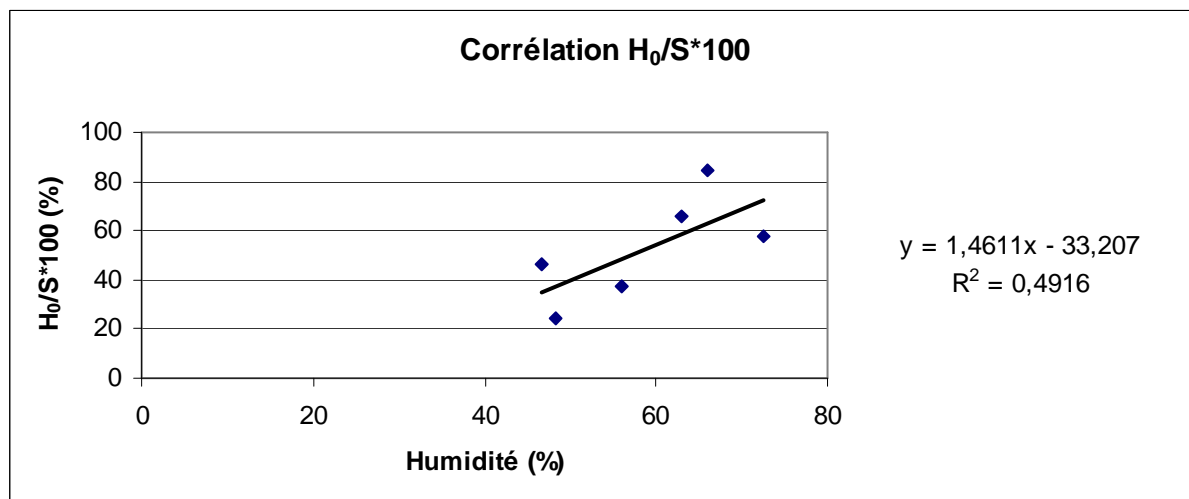


Figure n°17 : régression linéaire entre la saturation initiale du réservoir dans le modèle et l'humidité moyenne SIM sur le bassin du Lez

7.3.3. Les corrélations avec la piézométrie à 6h :

Les données d'humidité de sol ont aussi été corrélées à la piézométrie à 6h le jour précédent l'épisode pluvieux. Il s'avère que les 2 indicateurs sont plutôt bien corrélés, les coefficients de corrélation étant compris la plupart du temps entre 0,6 et 0,8. L'interprétation de cette corrélation est à prendre avec précaution puisqu'on compare une mesure volumique, l'humidité du sol, avec une mesure de hauteur, la piézométrie. Le type de courbe qu'on observe le plus souvent est une courbe en « tilde » (figure n°18). On a donc des variations marquées de la piézométrie et de l'humidité des sols pour les extrêmes, c'est-à-dire lorsqu'on a des faibles et des fortes piézométries et humidités. Entre ces 2 extrêmes, les variations d'humidités sont plus marquées que les variations de piézométrie.

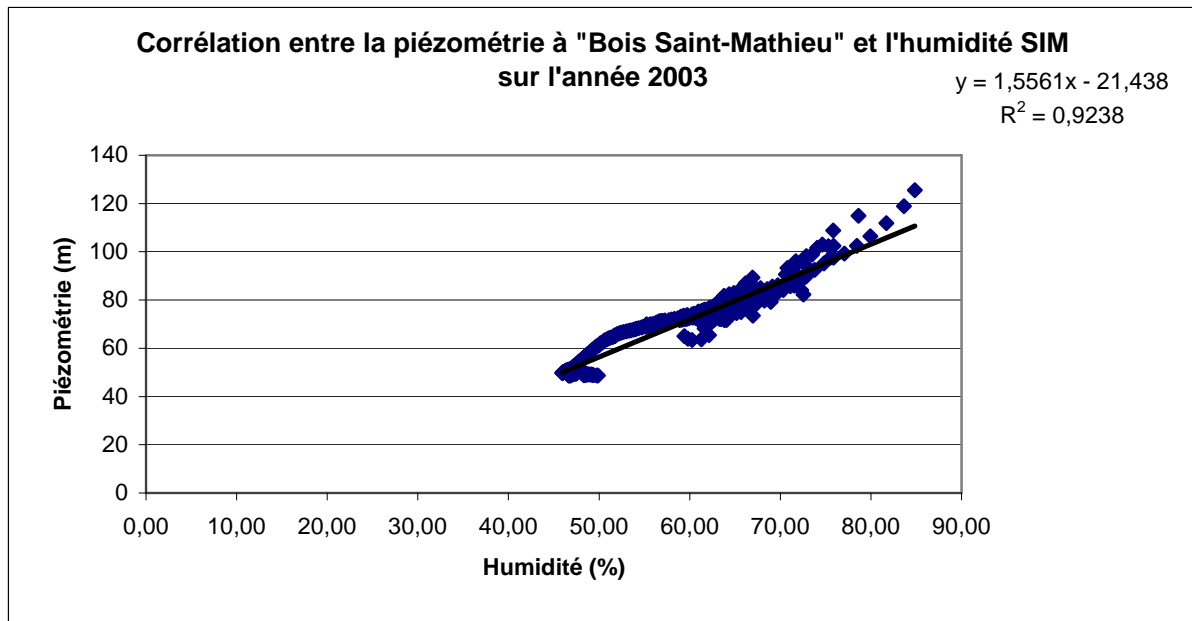


Figure n°18 : régression linéaire entre la piézométrie à « Bois Saint-Mathieu » et l'humidité SIM moyenne calculée sur le bassin versant du Lez.

Ces variations peuvent s'expliquer de plusieurs manières.

Tout d'abord, on peut penser que les remplissages du karst et du sol sont très bien corrélés.

Dans ce cas, les ruptures de pentes aux extrêmes s'expliqueraient par la géométrie d'un aquifère avec peu de vides en surface et à sa base et des vides beaucoup plus nombreux au centre. Pour une même augmentation de volume, la piézométrie augmenterait donc plus rapidement à la base de l'aquifère, lorsqu'il est déprimé et au sommet, lorsqu'il est plein. Cette explication semble néanmoins en contradiction avec la structure de l'aquifère karstique du Lez qui possède en surface une zone épikarstique de 10 m d'épaisseur où la porosité est bien plus importante qu'en profondeur.

On peut aussi penser que les humidités SIM représentent mal les humidités réelles extrêmes. Ce ne sont pas des mesures in situ, comme la piézométrie, mais des sorties de modèles. En effet, le milieu méditerranéen ayant un climat particulier, le modèle SIM a certaines difficultés à reproduire la réalité. Les caractéristiques des pluies de ce milieu, entraînent dans SAFRAN des erreurs dans l'estimation des intensités de pluie et notamment une sous-estimation des faibles et des fortes intensités [Quintana Segui, 2005]. Celles-ci se répercutent ensuite dans le modèle ISBA. Le climat étant particulièrement sec, la végétation méditerranéenne s'est adaptée : les racines des végétaux vont chercher l'eau très profondément. Cette spécificité n'est pas prise en compte dans ISBA qui sous-estime l'épaisseur de la couche racinaire [Quintana Segui, 2005]. Les erreurs commises dans SAFRAN et ISBA peuvent ainsi entraîner une mauvaise estimation de l'humidité de la couche « racinaire » du sol.

Enfin, il se peut que l'humidité prise à 6h et non 2h avant le début de l'épisode pluvieux joue sur la corrélation. Nous avons pour cela corréla la piézométrie à 6h avec la condition initiale du modèle. Les corrélations se sont avérées moins bonnes : les coefficients de corrélation sont de l'ordre de 0,4 à 0,5 (figure n°19). Ces valeurs se rapprochent de celles du R^2 entre humidité SIM et condition initiale du modèle. La mauvaise corrélation « $H_0/S*100$ – humidité SIM » pourrait donc venir de la date à laquelle est donnée l'humidité SIM.

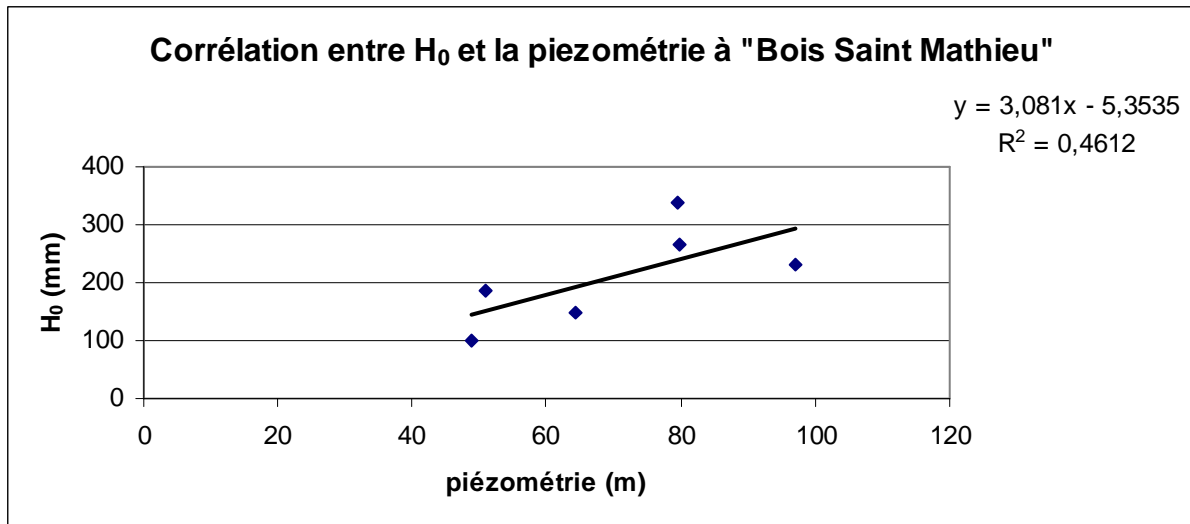


Figure n°19 : régression linéaire entre la condition initiale H_0 et la piézométrie mesurée à 6 h le jour avant le début de l'épisode pluvieux

On peut aussi penser que l'humidité SIM et la piézométrie sont comparables. Dans ce cas, les ruptures de pentes dans les extrêmes s'expliqueraient par des processus physiques. Les valeurs de faible humidité et de faible piézométrie correspondent probablement à la période estivale de sécheresse. Celle-ci est suffisamment longue pour affecter, avec le pompage important effectué à la source du Lez, les sols en surface et le niveau de l'aquifère karstique en profondeur. Au contraire, les valeurs de forte humidité et de forte piézométrie correspondent aux forts épisodes pluvieux qui engendrent les crues. Dans cette situation, les pluies sont suffisantes pour faire réagir à la fois les sols en surface et l'aquifère karstique en profondeur. Entre ces 2 cas extrêmes, les pluies (ou la période de sèche) ne sont pas suffisantes pour affecter le souterrain et ne font essentiellement varier que l'humidité du sol en surface.

7.4. Bilan et interprétation

A travers ces corrélations, on s'aperçoit que la condition initiale du modèle, H_0 , est bien corrélée à la piézométrie. L'état de remplissage du karst constitue donc un indicateur essentiel de la réponse de du bassin lors de ces périodes de crues extrêmes. En septembre, après la période sèche, l'aquifère est déprimé (piézométrie faible) et la hauteur initiale dans le réservoir, H_0 , est comprise entre 100 et 200 mm. En décembre (ou octobre), après les pluies, la piézométrie dans l'aquifère est élevée et la hauteur H_0 est supérieure à 200 mm.

La meilleure corrélation de la condition initiale du modèle avec la piézométrie (comparée à l'humidité SIM) pourrait indiquer une participation prépondérante de l'état hydrique du karst comparé à celui des sols dans les crues de surface. Cette conclusion n'est vraie que si les humidités SIM représentent fidèlement la réalité. Il se peut aussi que la date à laquelle est donnée l'humidité SIM joue sur la qualité de la corrélation avec H_0 . Il est enfin possible que le modèle SIM représente mal les humidités extrêmes. Dans ce cas, il faudrait corréler la condition initiale du modèle à des humidités mesurées in situ ou des humidités « radar ».

En plus de conforter les hypothèses sur la participation du karst, la piézométrie dans l'aquifère s'avère être un bon indicateur hydrogéologique pour la prévision des crues du Lez.

Si on prend les 3 épisodes pour lesquels la piézométrie de l'aquifère est élevée, le paramètre ω , qui représente les écoulements retardés, est fortement sous-estimé pour les 2 épisodes de décembre alors qu'il est bien estimé pour l'épisode d'octobre. Cette différence ne s'expliquerait donc pas par l'état de remplissage du karst, évalué grâce à la piézométrie. On peut, peut-être, l'expliquer par l'état hydrique des sols. On va donc relever la valeur de l'humidité du sol pour chaque épisode en fin de décrue c'est-à-dire un jour après le pic de crue, lorsque les écoulements retardés sont censés être dominants par rapport aux écoulements rapides ou lents. On obtient les résultats suivants (tableau n°14) :

Episodes	Octobre 2001	Septembre 2002	Décembre 2002	Septembre 2003	Décembre 2003	Septembre 2005
Humidité SIM à $t_{pic} +$ 1 jour (%)	67	66	82	62	85	69

Tableau n°14 : humidités SIM à $t_{pic} + 1$ jour pour les 6 épisodes étudiés

On constate que les humidités SIM sont beaucoup plus fortes pour les 2 épisodes de décembre (humidités > 80 %) que pour les autres épisodes (60 % < humidités < 70 %). Il se pourrait donc que pour les épisodes de décembre, on ait, en plus du remplissage du karst, des écoulements retardés importants dans le sol. Cette tendance se retrouve dans les valeurs des « coefficients de ruissellement » présentées précédemment (voir 5.1. tableau n°3).

CONCLUSION :

Comme de nombreux hydrosystèmes du pourtour méditerranéen, celui du Lez est soumis à des crues « éclair » dévastatrices, engendrées par des pluies intenses. Sa particularité est son caractère karstique qui implique des relations étroites entre le souterrain et la surface, et d'importantes vitesses de circulation des eaux souterraines en période de hautes eaux. Les crues « éclair » de cet hydrosystème peuvent donc être provoquées à la fois par la réponse du bassin topographique et par celle de l'aquifère karstique. Des études hydrogéologiques ont montré le rôle non négligeable joué par l'aquifère karstique dans les crues de surface. Lorsqu'il est déprimé, l'aquifère a tendance à amortir les crues alors que lorsque sa piézométrie est élevée, il a plutôt tendance à contribuer.

Ce fonctionnement a bien été mis en évidence à l'aide d'un modèle « pluie-débit » semi-distribué événementiel, dont la fonction de production simule le remplissage et la vidange d'un réservoir assimilable à l'ensemble karst/épikarst. Le niveau du réservoir, en début d'épisode est effectivement corrélé aux niveaux piézométriques, avec un coefficient de corrélation R^2 compris entre 0,6 et 0,8 calculé sur 6 crues majeures de la période 2001-2005. Avec d'autres indicateurs de saturation initiale, débits de base, indice d'humidité SIM, les corrélations sont de qualité moindre. Concernant SIM, il est possible que la fréquence d'échantillonnage (une donnée quotidienne à 6 h) et la nature des données d'humidité, sorties d'un modèle, altèrent la qualité de la corrélation.

Les autres paramètres du modèle sont globalement invariants d'un épisode à l'autre. On note toutefois que le paramètre ω a tendance à augmenter de septembre à décembre, ce qui pourrait traduire une augmentation des écoulements retardés en provenance des formations superficielles. En effet, en décembre où les humidités SIM sont fortes (> 80 %), les décrues sont plus soutenues qu'en début d'automne où les humidités SIM sont plus faibles (de l'ordre de 60 %).

Cette étude a aussi permis de mettre en avant l'influence de la qualité des données de pluie « radar » en entrée du modèle sur les débits simulés à l'exutoire du bassin. Pour les épisodes de début d'automne, les intensités de pluie « radar » ont été bien évaluées. Dans ce cas, l'introduction de ces pluies, plus représentatives de la variabilité spatiale que les pluies au sol, a permis d'améliorer nettement les simulations. En revanche, pour les épisodes de décembre, les intensités de pluie « radar » ont été moins bien estimées. Dans ce cas, les données de pluie au sol, bien que moins représentatives de la distribution spatiale de la pluie, donnent de meilleurs résultats.

Le travail réalisé sur le bassin versant karstique du Lez à Lavalette, a permis de montrer que, malgré le fonctionnement apparemment complexe de cet hydrosystème, un modèle conceptuel, « pluie – débit » et événementiel, fondé sur des hypothèses de fonctionnement simples, permettait de reproduire de façon satisfaisante les débits de crue à l'exutoire du bassin. De plus, la bonne corrélation de la condition initiale du modèle avec un indicateur hydrogéologique tel que la piézométrie permet de constituer une bonne base en vue d'établir un outil opérationnel de prévision des crues du Lez.

Les résultats obtenus sont encourageants et sans doute perfectibles. Leur amélioration peut passer par une meilleure caractérisation des données de pluie en entrée du modèle, une modification de la structure du modèle ou l'acquisition d'autres indicateurs d'humidité des

sols. L'acquisition d'autres crues, qui serviront à la validation du modèle, doit aussi être envisagée.

Une meilleure caractérisation des pluies « radar » est possible en utilisant des données d'extension plus restreinte, qui ont subi des traitements plus spécifiques et sont mieux calibrées par rapport au réseau de pluviomètres au sol. Leur utilisation permettrait une amélioration générale des simulations, notamment pour les épisodes de décembre.

Le modèle utilisé peut aussi être amélioré. L'utilisation de cartes d'occupation des sols ou de pédologie permettrait de distinguer des comportements d'infiltration ou de transfert différents sur le bassin. Cette distribution des fonctions de production et de transfert sur le bassin permettrait peut-être de mieux appréhender son fonctionnement. L'utilisation d'une nouvelle fonction de transfert, à base plus physique permettrait aussi de mieux représenter les écoulements et limiterait les incertitudes liées à une fonction de transfert plus conceptuelle. On utiliserait dans ce cas, le modèle de l'onde cinématique pour le ruissellement sur les versants et le modèle hydraulique développé par l'UMR G-EAU, pour les écoulements concentrés dans le fleuve. En effet, des solutions analytiques caractérisant les écoulements dans le Lez ont pu être établies à partir de la résolution des équations de Barré de Saint-Venant sur une description fine de la géométrie du Lez intégrant les singularités (seuils, rétrécissements, ...) qui influencent les écoulements dans le fleuve.

L'acquisition d'autres indicateurs d'humidité, à savoir des humidités ponctuelles mesurées in situ ou des humidités mesurées indirectement par radar, pourrait s'avérer intéressante. Les humidités mesurées pourraient être comparées aux humidités simulées et permettraient ainsi de contrôler la qualité des humidités SIM. L'utilisation de ces humidités mesurées pourrait aussi permettre une amélioration des corrélations entre la condition initiale du modèle et l'humidité des sols.

Enfin on pourra utiliser la crue de mai 2008. En effet, pendant cette crue, le Lirou s'est mis en eau et la nouvelle station de jaugeage de Restinclières a fonctionné. On pourra ainsi isoler la contribution des débits du Lirou, contribution essentiellement karstique, de celle du reste du bassin versant. L'utilisation de cette crue pourra alors permettre de mieux caractériser les interactions « souterrain-surface ». Le modèle devient dans ce cas un outil servant à mieux comprendre le fonctionnement de l'hydrosystème. Il peut aussi être vu comme un outil de prévision. Dans ce cas, on peut le tester sur la crue de 2008 ainsi que sur d'autres crues. Le risque est que l'essentiel de ces crues de validation, probablement de moindre importance, ne fassent pas intervenir les mêmes processus physiques que les crues « extrêmes » étudiées. Il se peut par exemple que pour ces petites crues, toute la surface du bassin versant ne participe pas à la crue.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aubert, D., Loumagne, C., Oudin, L., 2003. Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. Article. Journal of Hydrology 280 (2003), 145-161 p.

Avias, J., 1988. Rapport sur l'état des études entreprises sur la partie est du Causse de Viols-le-Fort au 31 août 1988. Montpellier, CERGA, 7 p.

Avias, J., Legrand, B., 1990. Fonctionnement hydrogéologique, vulnérabilité et protection contre la pollution de l'aquifère de la source du Lez – Rapport d'activité 1989. Montpellier, CERGA, 26 p.

Bérard, P., 1983. Captage de la source du Lez - Etudes des relations entre la source et son réservoir aquifère – rapport n°2 : définition des unités hydrogéologiques. Montpellier, BRGM 22 p.

Bérard, P., Thiery, D., avec la collaboration de Camus, A., 1983. Captage de la source du Lez. Etude de relations entre la source et son réservoir aquifère – rapport n°1 : recueil des données et établissement d'un modèle de cohérence. Montpellier, BRGM, 95 p.

Bodeur Y., Mattei J., Mattauer M., Philip H., Théron R., Paloc H., Féraud J., 1979. Carte géologique de Saint-Martin-De-Londres au 1/50000. BRGM.

Borga, M., 2002. Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. Article. Journal of hydrology 267 (2002), 26-39 p.

Boronkay, A., 2006. Modélisation pluie/débit sur le bassin versant du Lez pour la gestion des crues. Rapport de stage de deuxième année de formation ingénieur. Grenoble, INPG, 36 p.

Botton, R., 1984. Etude de certaines modalités du fonctionnement de l'aquifère karstique (zone d'infiltration et zone saturée) sur deux champs de forages nord-montpelliérains. Thèse. Montpellier, Université des sciences et techniques du Languedoc, 338 p.

CETE Méditerranée, 2007. Conférence scientifique sur l'estimation du débit centennal du Lez à Montpellier. Rapport de synthèse. Montpellier, 185 p.

Chapon, B., 2005. Etudes des pluies intenses dans la région Cévennes-Vivarais à l'aide du radar météorologique. Régionalisation des traitements radar et analyse granulométrique des pluies au sol. Thèse. Grenoble, Université Joseph Fourier, 187 p.

Conroux, Y., 2007. Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique du Lez (Hérault) à l'état naturel. Rapport de Master 2. Université d'Avignon Hydrogéologie et environnement et BRGM.

Deleau, A., 2007. Modélisation « pluie-débit » sur le bassin versant du Lez pour la prévision des crues. Rapport de stage de Master 1. Montpellier, Université de Montpellier 2, 20 p.

Droque, C., 1964. Sur l'étude hydrogéologique des principales résurgences de la région nord-montpelliéraine. Tome I, CERH, p 62 à p 121.

- Droque, C., Grillot, J.C., 1976.** Structure géologique et premières observations piézométriques à la limite du sous-système karstique du Terrieu. IIe Colloque d'hydrogéologie en pays calcaire – Besançon – 1976 – fasc.25 – 3^{ème} série.
- Dubois, P., 1964.** Les circulations souterraines dans les calcaires de la région de Montpellier. Montpellier, BRGM, Bull. 2-1964, 31 p.
- Gaume, E., 2003.** Eléments d'analyse sur les crues éclair. Thèse. Université du Québec, INRS ETE, 359 p.
- Gouisset, Y., 1981.** Le karst superficiel : genèse, hydrodynamique et caractéristiques hydrauliques – Application à un karst du Languedoc. Thèse. Montpellier, Université des sciences et techniques du Languedoc, 217 p.
- Karam, Y., 1989.** Essais de modélisation des écoulements dans un aquifère karstique. Exemple de la source du Lez (Hérault, France). Thèse. Montpellier, Université des sciences et techniques du Languedoc.
- Kirstetter, P-E., 200?.** Retour d'expérience sur l'événement du 8-9 septembre 2002 dans le Gard : Analyse détaillée des champs de pluie et réponse hydrologique. Rapport de Master 2. Grenoble, Université Joseph Fourier, 50 p.
- Lacas, J-L., 1976.** Introduction à la méthodologie d'étude et d'utilisation des champs hydrothermiques des aquifères karstiques – d'après l'exemple du site de l'exsurgence de la source du Lez (Hérault – France). Montpellier, CERGA, tome X, fasc. III, 68 p.
- Lafare, A., 2007.** Etude du comportement hydrodynamique de l'aquifère karstique de la source du Lez lors d'événements pluviométriques exceptionnels par une approche hydrologique, hydrogéologique et hydrochimique. Rapport de stage de Master 2. Montpellier, Hydrosiences Montpellier, 88 p.
- Le Masne, D., 1979.** Application des méthodes géophysiques et électromagnétiques à l'étude des milieux fissurés. Faculté de sciences de Montpellier, thèse – Science de la Terre – Géologie appliquée.
- Marchandise, A., 2007.** Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze : étude comparative des différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. Thèse. Montpellier, Université de Montpellier 2, 214 p.
- Marjolet, G., Salado, J., 1975.** Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la source du Lez (Hérault) – Etude du chimisme des eaux de la source du Lez et de son bassin. Montpellier, CERGA, tome IX, fasc. II, 101 p.
- Marjolet, G., Salado, J., 1975.** Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la source du Lez (Hérault) – Etude des écoulements d'eau dans les calcaires fissurés et karstifiés du site du futur captage des eaux de la source du Lez. Montpellier, CERGA, tome IX, fasc. III, 139 p.

Meyles, E., Williams, A., Ternan, L., Dowd, J., 2003. Runoff generation in relation to soil moisture patterns in a small Dartmoor catchment, Southwest England. Article. Hydrological processes 17 (2003), 251-264 p.

Michel, C., Andréassian, V., Perrin, C., 2005. Soil Conservation Service Curve Number method : How to mend a wrong soil moisture accounting procedure? Article. Water Resources Research, Vol. 41, W02011, 6 p.

Mouchart, X., 2006. Modélisation de l'aquifère karstique du Lez. Rapport de Master 2. Montpellier, Université de Montpellier 2, 44 p.

Pellenq, J., 2002. Couplage de la modélisation hydrologique avec la modélisation des Transfert Sol-Végétation-Atmosphère. Application à la spatialisation et à l'assimilation des données du satellite SMOS. Thèse. Toulouse, Université Paul Sabatier Toulouse III, 244 p.

Perriquet, M., 2006. Caractérisation de la structure et du fonctionnement du système karstique du Lez en gestion active. Rapport de Master 2. Avignon, Université d'Avignon Hydrogéologie et environnement et BRGM, 135 p.

Quentin, A., 2007. Modélisation numérique du Lez sous HEC-RAS. Rapport de stage de deuxième année de formation ingénieur. Grenoble, INPG.

Quintana Segui, P., 2005. Amélioration de la simulation des crues en Méditerranée à l'aide du système SIM. Rapport de Master 2. Toulouse, Université Paul Sabatier Toulouse III.

Roesch, A., Jourde, H., 2006. Incidence d'une gestion active de la ressource en eau en milieu karstique sur le risque hydrologique. Exemple du fleuve Lez (Montpellier, France), GIRE3D Conference, Marrakech, mai 2006.

Vieux, B. E., Bedient, P. B., 2004. Assessing urban hydrologic prediction accuracy through event reconstitution. Article. Journal of Hydrology 299 (2004), 217-236 p.

Adresses « internet » :

<http://infoterre.brgm.fr> (carte de localisation et données piézométriques)

<http://www.athys-soft.org>

<http://www.geoportail.fr> (carte de localisation)

<http://www.hydro.eaufrance.fr> (Données de la banque hydro DIREN)

<http://www.langudoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/eau/sage/lez/sagelez.htm>
(SAGE Lez Mosson Etangs Palavasiens)

<http://www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/meteocdrom> (Crues historiques du Lez)

<http://www.meteofrance.fr> (Climat)

http://www.montpellier.fr/uploads/Document/WEB_CHEMIN_3417_1185872094.pdf (PLU, édition juillet 2007)

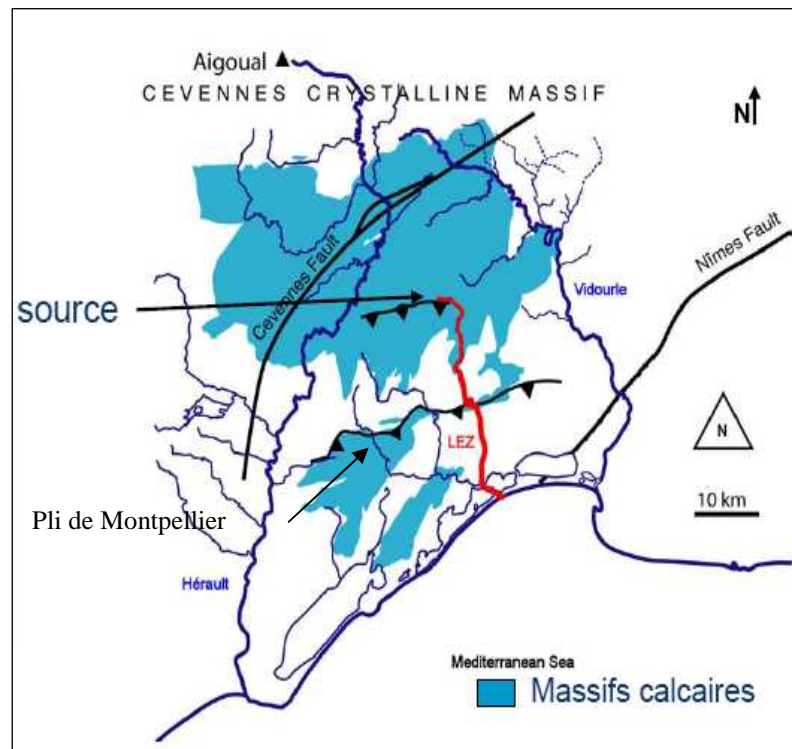
ANNEXES

TABLE DES ANNEXES

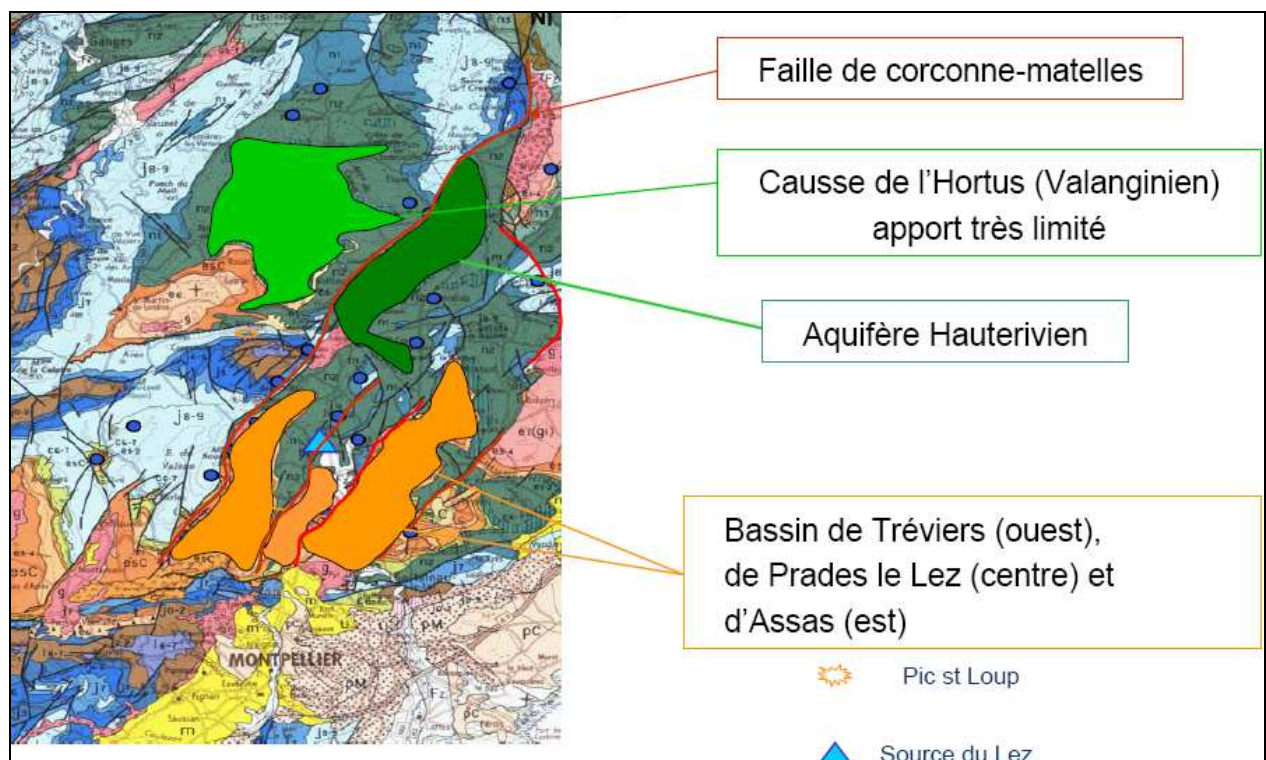
Annexe n°1 : schéma des structures tectoniques principales de la région [ILEE, modifié]	69
Annexe n°2 : Présentation des aquifères superposés à celui du Lez à partir de la carte géologique au 1/50 000 de Saint-Martin-de-Londres [Mouchard, 2006]	69
Annexe n°3 : histogramme montrant les variations interannuelles des cumuls de pluies et de la lame d'eau ruisselée sur le bassin Bv2 dont l'exutoire est Lavalette [Boronkay, 2006] .	70
Annexe n°4 : carte d'isohyètes réalisée à partir des précipitations moyennes annuelles calculées sur la période 1964 – 1981 montrant la répartition spatiale de la pluviométrie sur l'aquifère du Lez [Thiery et Bérard, 1983]	71
Annexe n°5 : schéma montrant la formation des précipitations cévenoles	72
Annexe n°6 : image satellite montrant la géométrie en « V » d'un système convectif de méso-échelle s'abattant sur les Cévennes le 22 septembre 1993 [www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/meteocdrom]	72
Annexe n°7 : Récapitulatif géologique et hydrogéologique des séries du bassin du Lez [Bérard, 1983]	73
Annexe n°8 : carte localisant les trois sites expérimentaux [Botton, 1984].....	74
Annexe n°9 : disposition des forages sur le site du captage de la source du Lez [Marjolet et Salado, fasc III, 1975]	75
Annexe n°10 : coupe schématique réalisée à l'aplomb du site du captage du Lez [Marjolet et Salado, fasc III, 1975]	75
Annexe n°11 : fracturation et disposition des forages sur le site du Terrieu [Botton, 1984]...	76
Annexe n°12 : rosaces de fracturation (en nombre de fractures) pour le site du Terrieu effectuée à partir de photographies aériennes (à gauche) et sur station microtectonique à droite [Droque et Grillot, 1976]	77
Annexe n°13 : essai de pompage sur le puits central du site du Terrieu révélant deux directions d'écoulement préférentiel proches des directions principales de fracturation [Droque et Grillot, 1976].....	77
Annexe n°14 : fracturation et disposition des forages sur le site de Corconne [Gouisset, 1981]	78
Annexe n°15 : diagrammes synthétisant les principaux résultats de l'étude de la fracturation sur le site de Corconne [Botton, 1984].....	79
Annexe n°16 : coupe schématique de l'épikarst du site de Corconne [Botton, 1984].....	80
Annexe n°17 : Bloc 3D montrant la géométrie de karst barré au Lirou et au Lez et les écoulements souterrains dans la partie sud de l'aquifère du Lez [Bousquet, 1997]	80
Annexe n°18 : localisation des principaux affluents du Lez [SAGE Lez Mosson Etangs Palavasiens].....	81

Annexe n°19 : extrait de la carte du SAGE « Lez Mosson Etangs palavasiens » montrant les principaux prélèvements effectués sur le Lez entre la source et Lavalette [SAGE Lez Mosson Etangs Palavasiens]	82
Annexe n°20 : Quelques crues historiques du Lez [www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/meteocdrom]	83
Annexe n°21 : carte du SAGE montrant l'extension du lit majeur du Lez [SAGE Lez Mosson Etangs Palavasiens]	84
Annexe n°22 : carte schématique de la piézométrie de l'étiage 1988 mettant en évidence un drain dans la partie est du causse de Viols-le-Fort et les directions des drains dans le compartiment du Lez [Avias et Legrand, 1989]	85
Annexe n°23 : localisation du forage F2 du Suquet [infoterre.brgm.fr]	86
Annexe n°24 : graphique montrant les variations piézométriques du forage F2 du Suquet en relation avec les précipitations du 6/06/06 au 23/01/07 (bloc ouest : causse de Viols-le-Fort) [infoterre.brgm.fr]	87
Annexe n°25 : graphiques montrant l'évolution de la température (graphique du haut) et de la piézométrie (graphique du bas) au cours d'une crue de mai 1975 [Lacas, 1976].....	88
Annexe n°26 : graphiques qui présentent l'évolution au cours d'une crue d'octobre 1974, de la température dans le forage n°12 en parallèle avec l'évolution de la piézométrie dans le forage n°12 [Marjolet et Salado, fasc II, 1975].....	89
Annexe n°27 : piézométrie, conductivité et température à la source du Lez pour le cycle hydrologique 2005-2006 [Lafare, 2007]	90
Annexe n°28 : piézométrie, conductivité et température à la source du Lez lors de la crue du 6 septembre 2005 [Lafare, 2007]	91
Annexe n°29 : graphique récapitulant l'interprétation des variations de concentration en Cl ⁻ ou conductivité faite par Marjolet et Salado en 1976 à la source du Lez [Marjolet et Salado, fasc II, 1975]	92
Annexe n°30 : tableau donnant les compositions physico-chimiques moyennes de la source du Lez en étiage (pôles « zone noyée ») et de la source du Lirou (pôle « infiltration rapide ») [Lafare, 2007]	92
Annexe n°31 a : Coordonnées des pluviomètres.....	93
Annexe 31 b : Carte de localisation des pluviomètres	94
Annexe n°32 : Carte de localisation des radars du réseau ARAMIS de Météo-France.....	95
Annexe n°33 : Graphes de corrélation entre les cumuls « sol » et les cumuls « radar » pris sur toute la durée de l'épisode.....	96
Annexe n°33 (suite) : Graphes de corrélation entre les cumuls « sol » et les cumuls « radar » pris sur toute la durée de l'épisode.....	97
Annexe n°33 (fin) : Graphes de corrélation entre les cumuls « sol » et les cumuls « radar » pris sur toute la durée de l'épisode.....	98

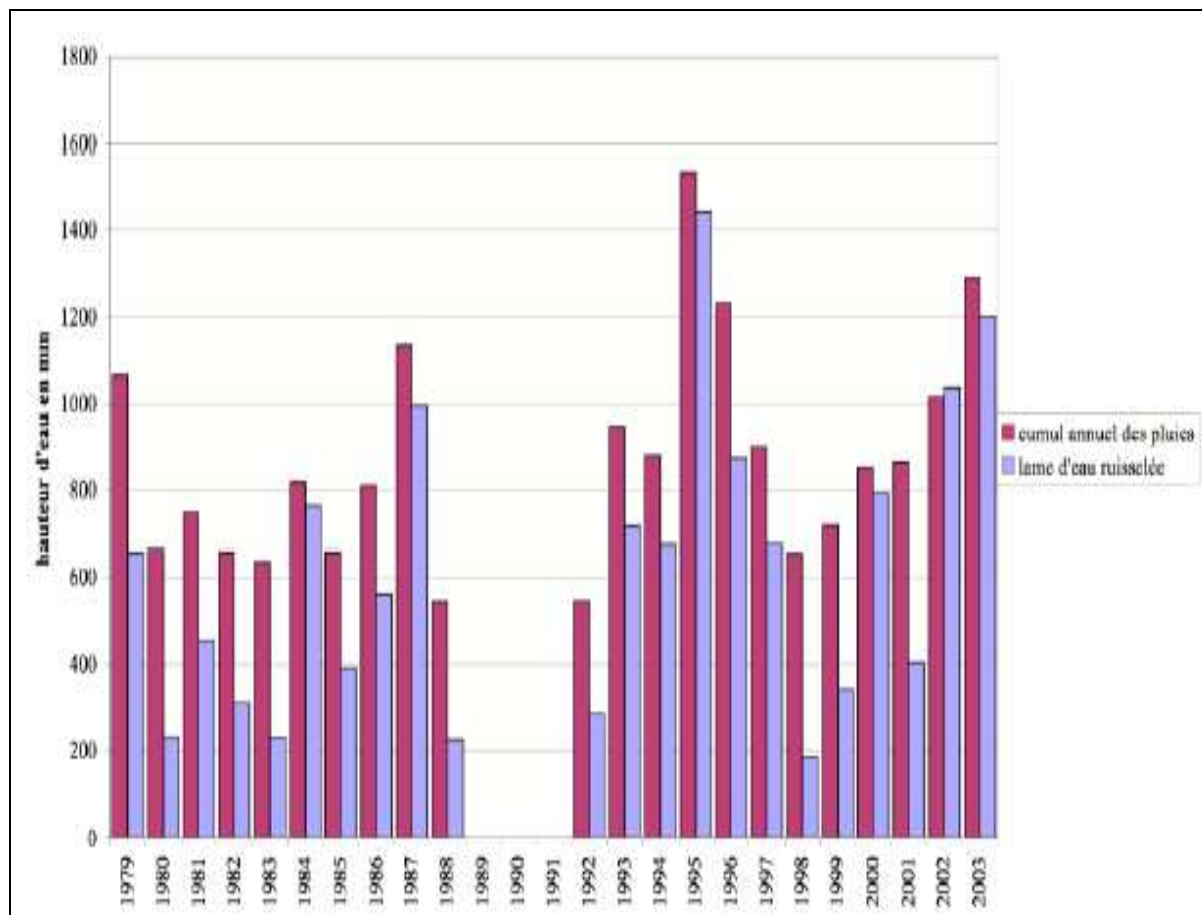
Annexe n°34 : Graphes de corrélation des chroniques horaires de pluie « sol » et « radar » (non corrigées avec le MFB) pour les épisodes d'octobre 2001 et décembre 2002.....	99
Annexe n°34 (suite) : Graphes de corrélation des chroniques horaires de pluie « sol » et « radar » (non corrigées avec le MFB) pour les épisodes de septembre 2003 et décembre 2003	100
Annexe n°34 (fin) : Graphes de corrélation des chroniques horaires de pluie « sol » et « radar » (non corrigées avec le MFB) pour l'épisode de septembre 2005	101
Annexe n°35 a : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode d'octobre 2001.....	102
Annexe n°35 b : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode de décembre 2002	103
Annexe n°35 c : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode de septembre 2003	104
Annexe n°35 d : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode de décembre 2003	105
Annexe n°35 e : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode de décembre 2003	106
Annexe n° 36 a : Carte des rapports « Cumul radar/Cumul sol » pris sur toute la durée de l'épisode pour décembre 2002	107
Annexe n° 36 b : Carte des rapports « Cumul radar/Cumul sol » pris sur toute la durée de l'épisode pour décembre 2003	108
Annexe n°37 : Carte de localisation des piézomètres	109
Annexe n°38 : Carte de cumul « radar » sur toute la durée de l'épisode de septembre 2005	110
Annexe n°39 : Hydrogrammes observé et calculé à partir des données de pluies « sol » pour l'épisode de septembre 2002	110



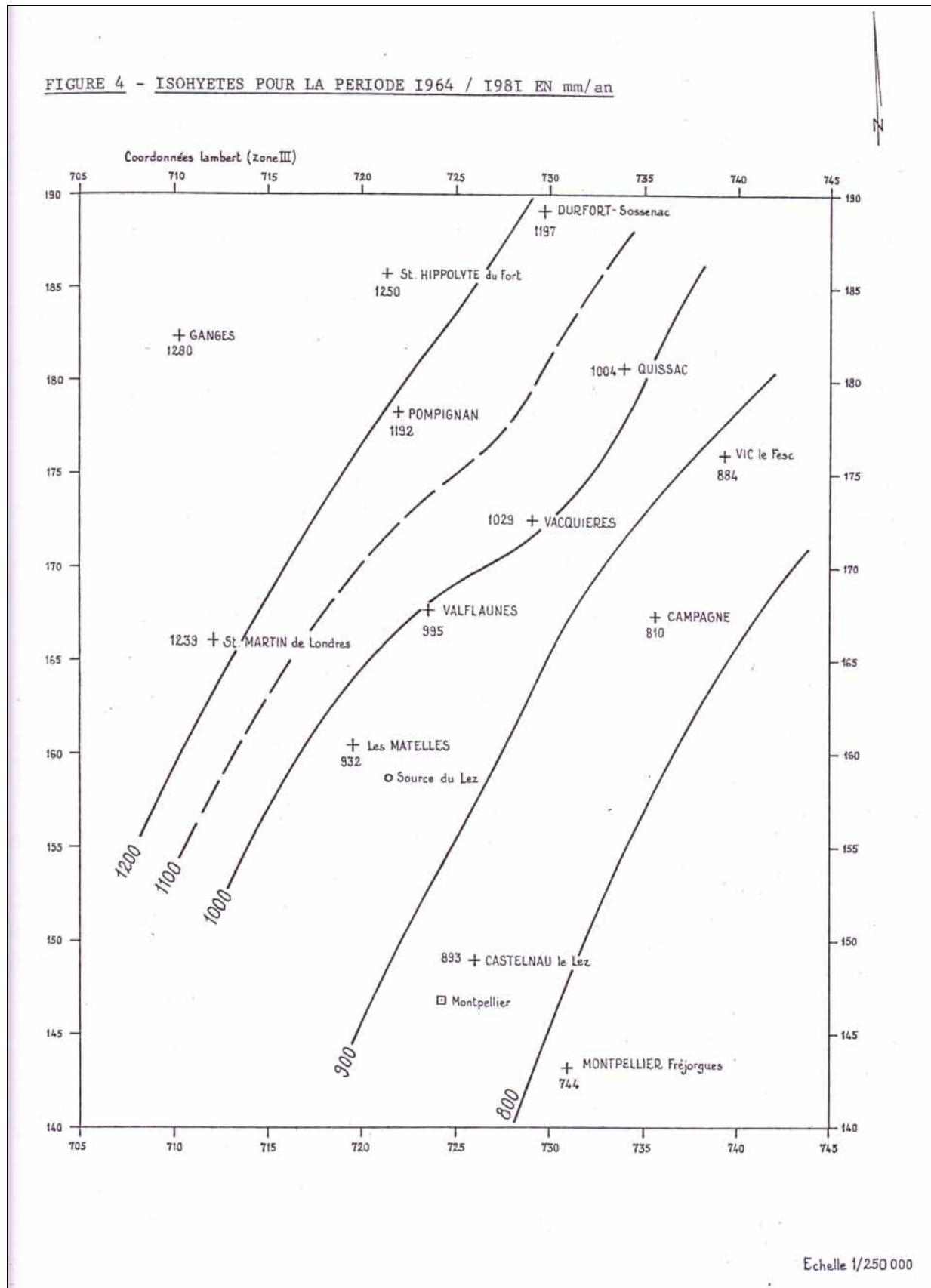
Annexe n°1 : schéma des structures tectoniques principales de la région [ILEE, modifié]



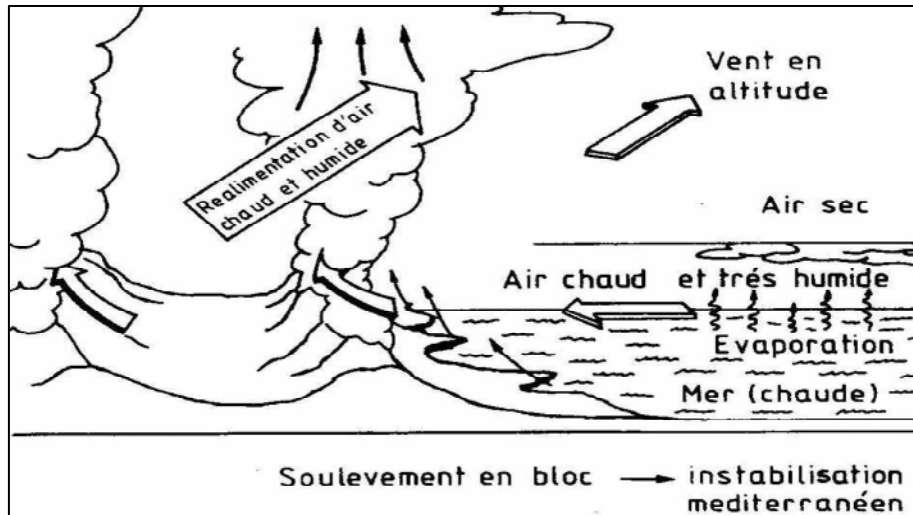
Annexe n°2 : Présentation des aquifères superposés à celui du Lez à partir de la carte géologique au 1/50 000 de Saint-Martin-de-Londres [Mouchard, 2006]



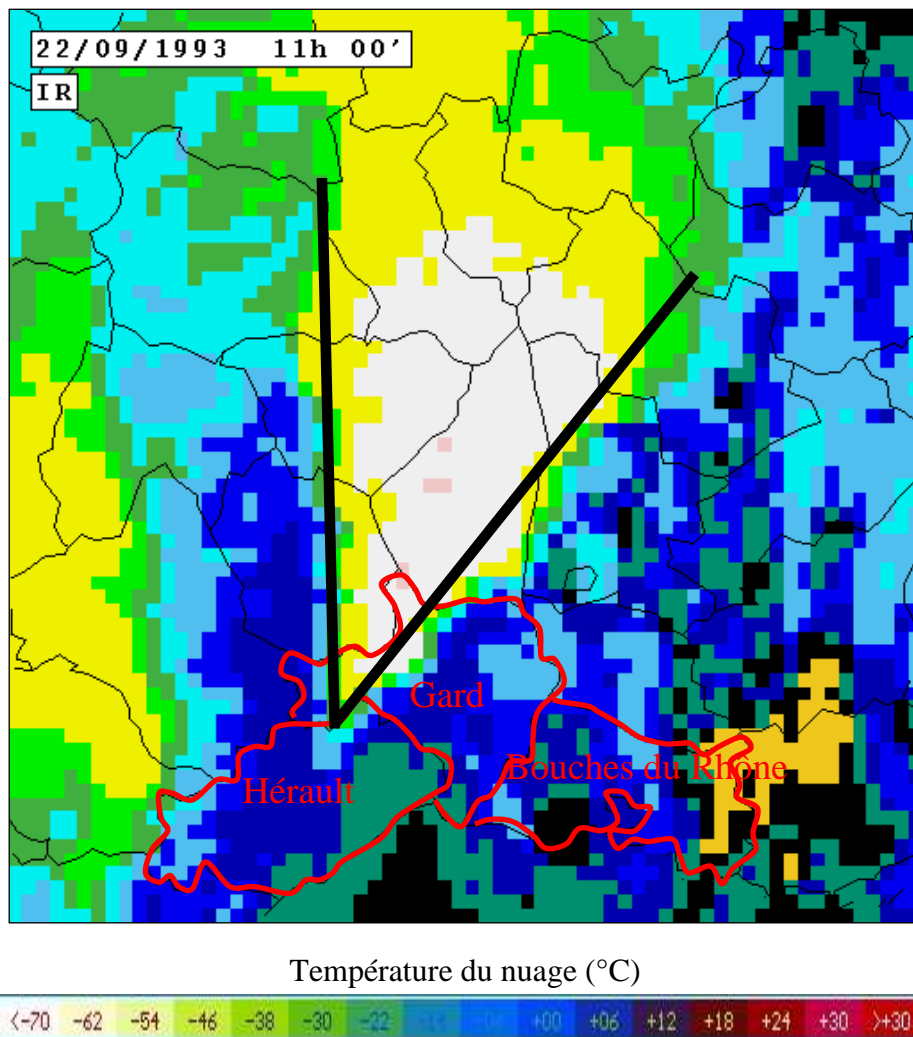
Annexe n°3 : histogramme montrant les variations interannuelles des cumuls de pluies et de la lame d'eau ruisselée sur le bassin Bv2 dont l'exutoire est Lavalette [Boronkay, 2006]



Annexe n°4 : carte d'isohyètes réalisée à partir des précipitations moyennes annuelles calculées sur la période 1964 – 1981 montrant la répartition spatiale de la pluviométrie sur l'aquifère du Lez [Thiery et Bérard, 1983]



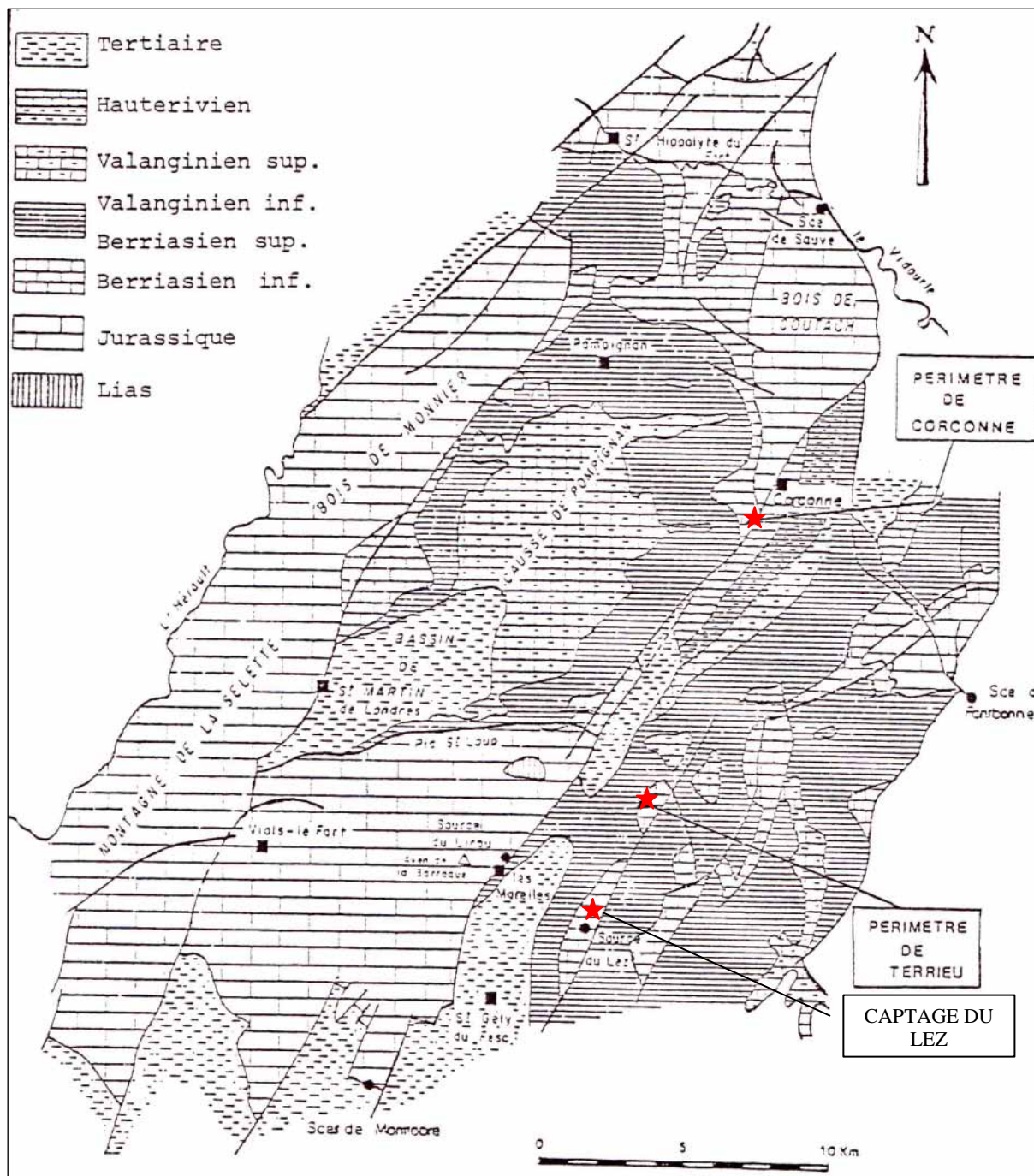
Annexe n°5 : schéma montrant la formation des précipitations cévenoles



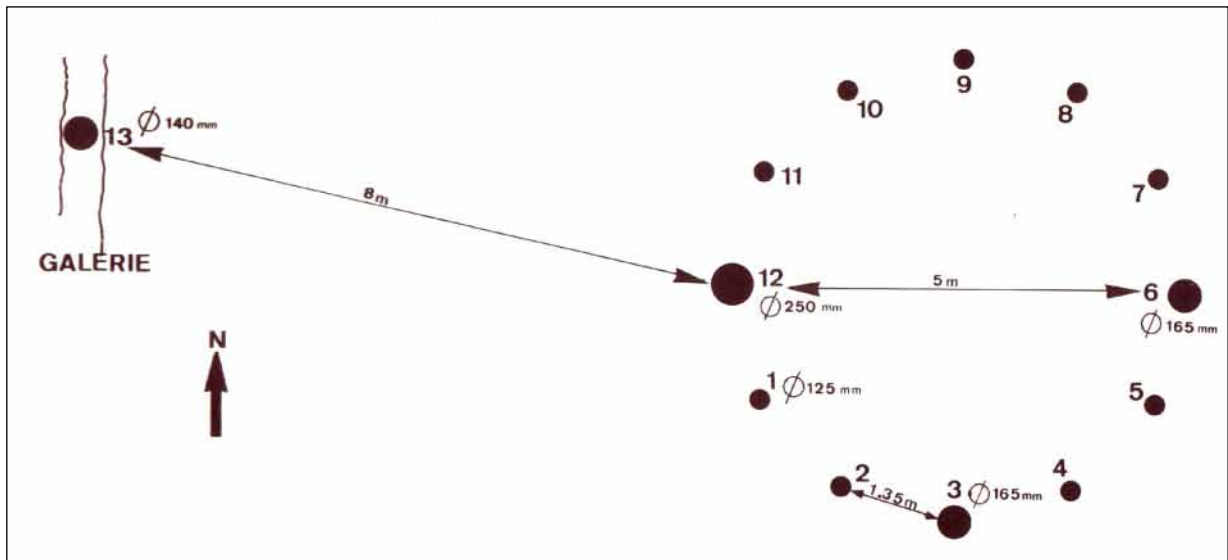
Annexe n°6 : image satellite montrant la géométrie en « V » d'un système convectif de méso-échelle s'abattant sur les Cévennes le 22 septembre 1993 [www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/meteocdrom]

Stratigraphie	Lithologie	Puissance (m)	Remarques	
Bartomien	Marnes, Conglomérats	0 à 300		Bassins
Lutétien	Calcaires lacustres	50 à 100	K	de St Gély du Fesc.
Vitrollien Rognacien	Grès – Marnes roses	0 à 50		d'Assas et de Liouc
Hauterivien sup.	Calcaire graveleux	100	K	
Hauterivien inf.	Marnes	100		
Valanginien sup.	Calcaires miroitants bioclastiques	50 à 200	K	Causse de l'Hortus
Valanginien inf. Berriasien sup.	Marno-calcaires	200 à 800		Toit de l'aquifère
Berriasien inf.	Calcaires grumeleux, fossilifères et marneux	50 à 100	K	Source du Lez Site du Terrieu
Portlandien Kimmeridgien	Calcaires sublithologiques et coralligènes massifs	150 à 200	K	Causse de Viols le Fort
Séquanien	Calcaires marneux en bancs minces	60 à 100		Et
Rauracien Argovien	Calcaires marneux en bancs	300	K	Massif du coutach
Oxfordien	Marnes bleues	20 à 50		
Callovien	Calcaires marneux, marnes glauconieuses	80 à 100		
Bathonien	Calcaires et Dolomies	100 à 300	K	
Bajocien Aalénien sup.	Calcaire à silex, marneux et oolithique	100 à 150	K	
Aalémien inf. Toarcien	Marnes noires	150		Mur de l'aquifère Combe de Mortiers

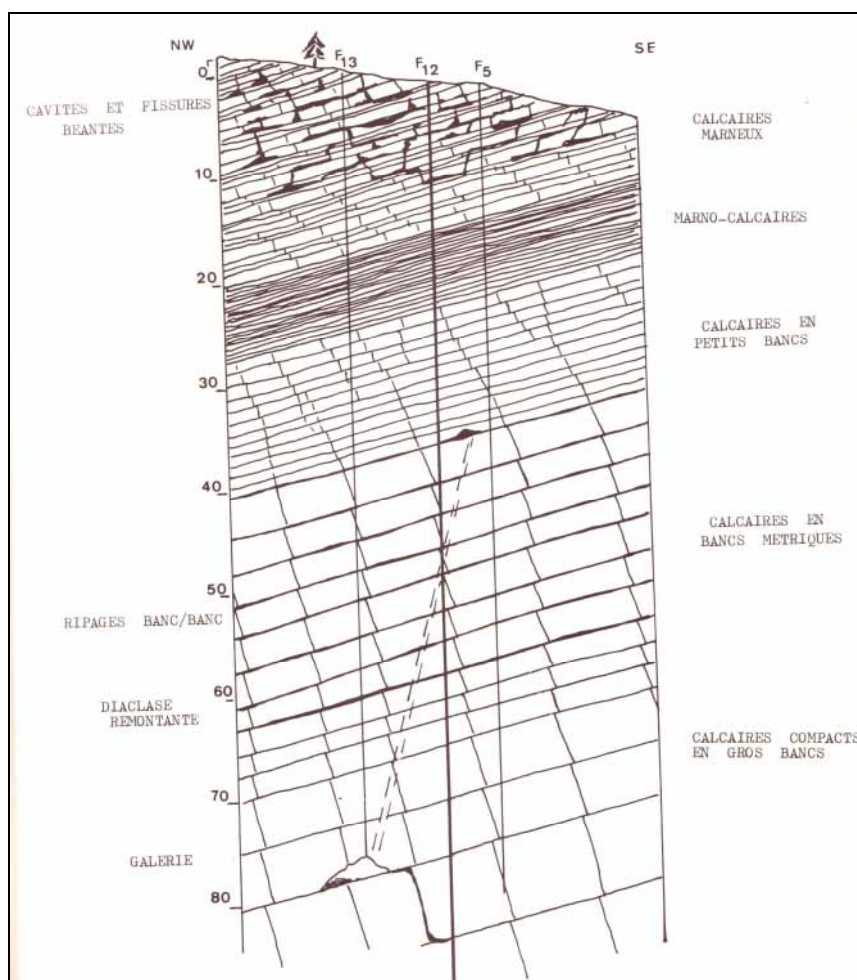
Annexe n°7 : Récapitulatif géologique et hydrogéologique des séries du bassin du Lez
[Bérard, 1983]



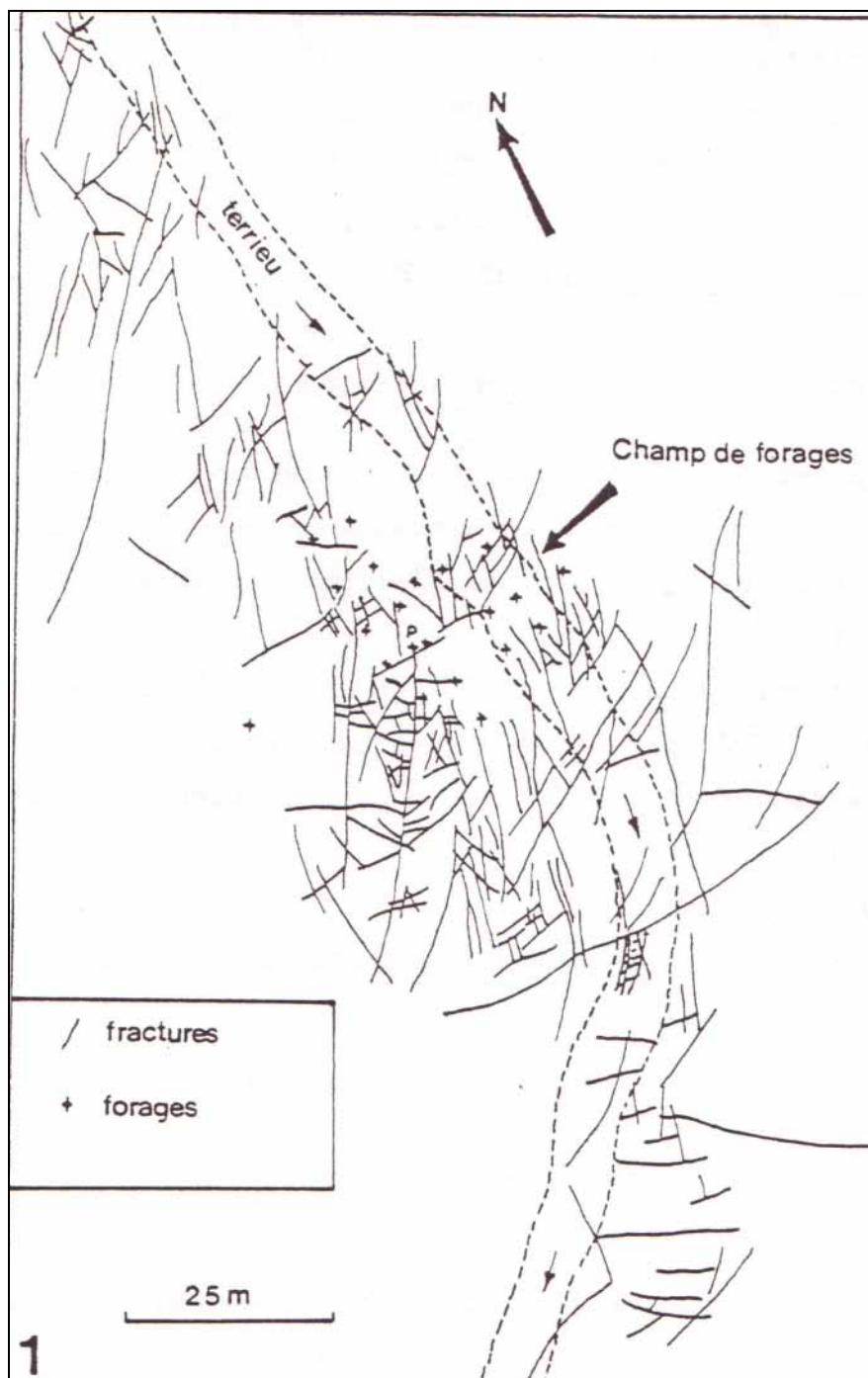
Annexe n°8 : carte localisant les trois sites expérimentaux [Botton, 1984]



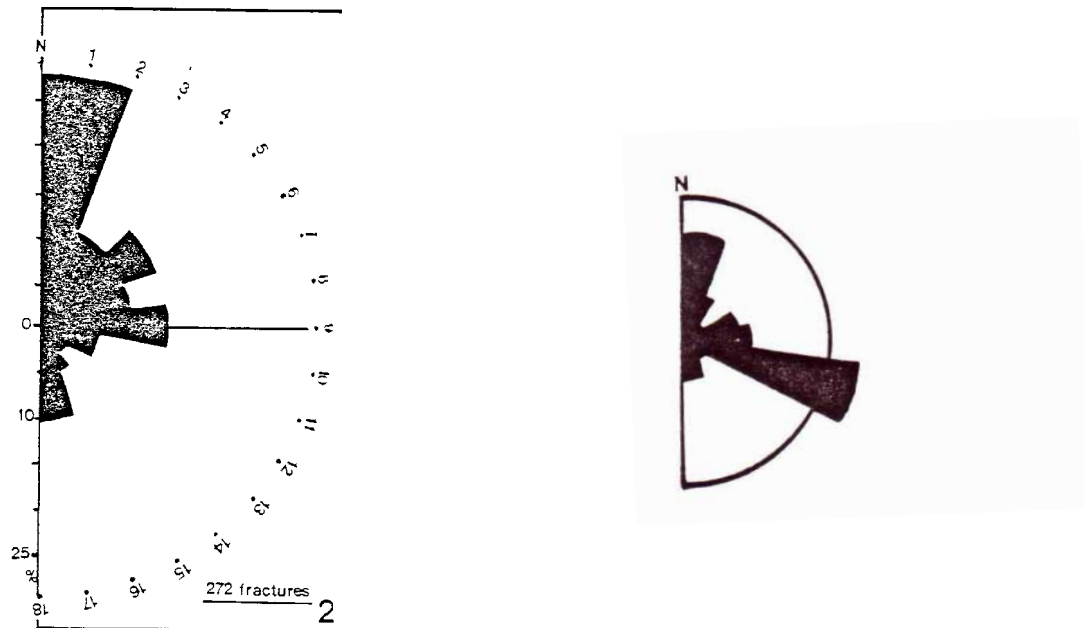
Annexe n°9 : disposition des forages sur le site du captage de la source du Lez [Marjolet et Salado, fasc III, 1975]



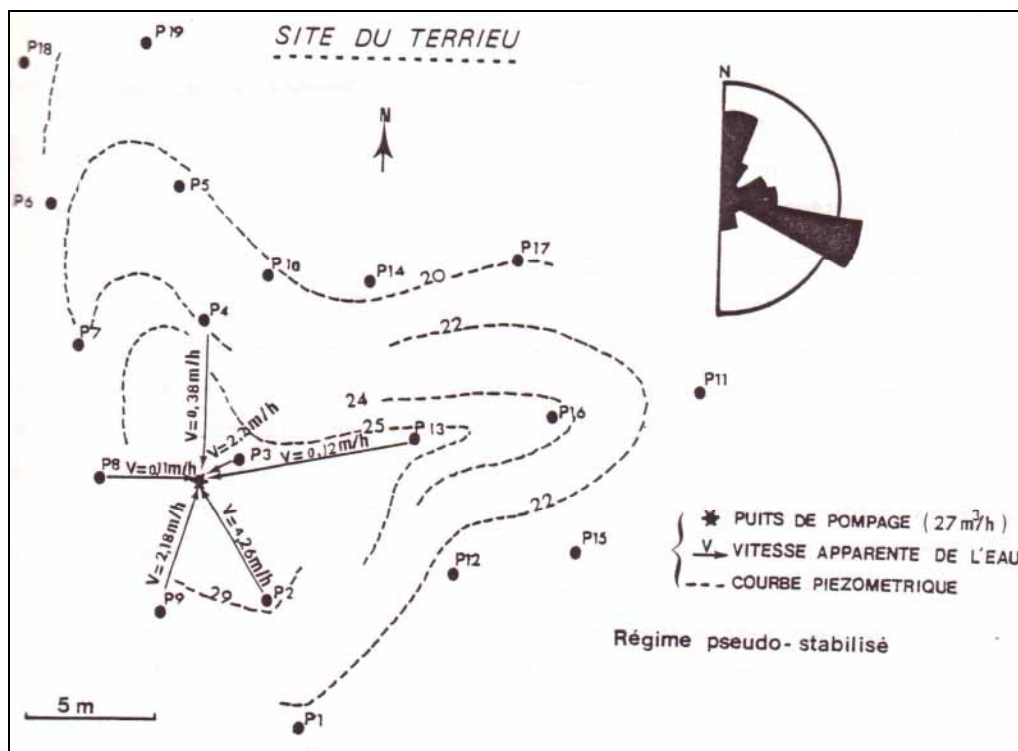
Annexe n°10 : coupe schématique réalisée à l'aplomb du site du captage du Lez [Marjolet et Salado, fasc III, 1975]



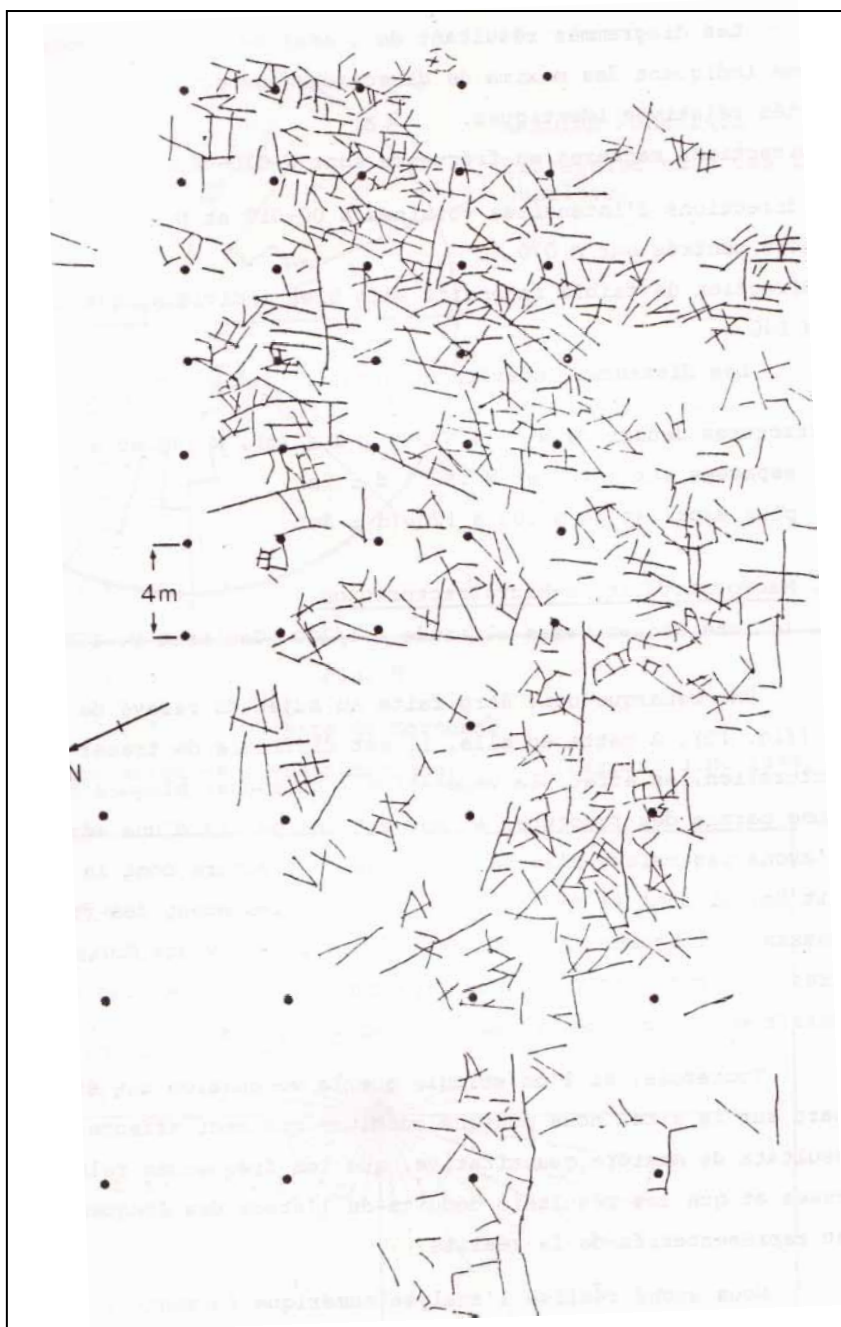
Annexe n°11 : fracturation et disposition des forages sur le site du Terrieu [Botton, 1984]



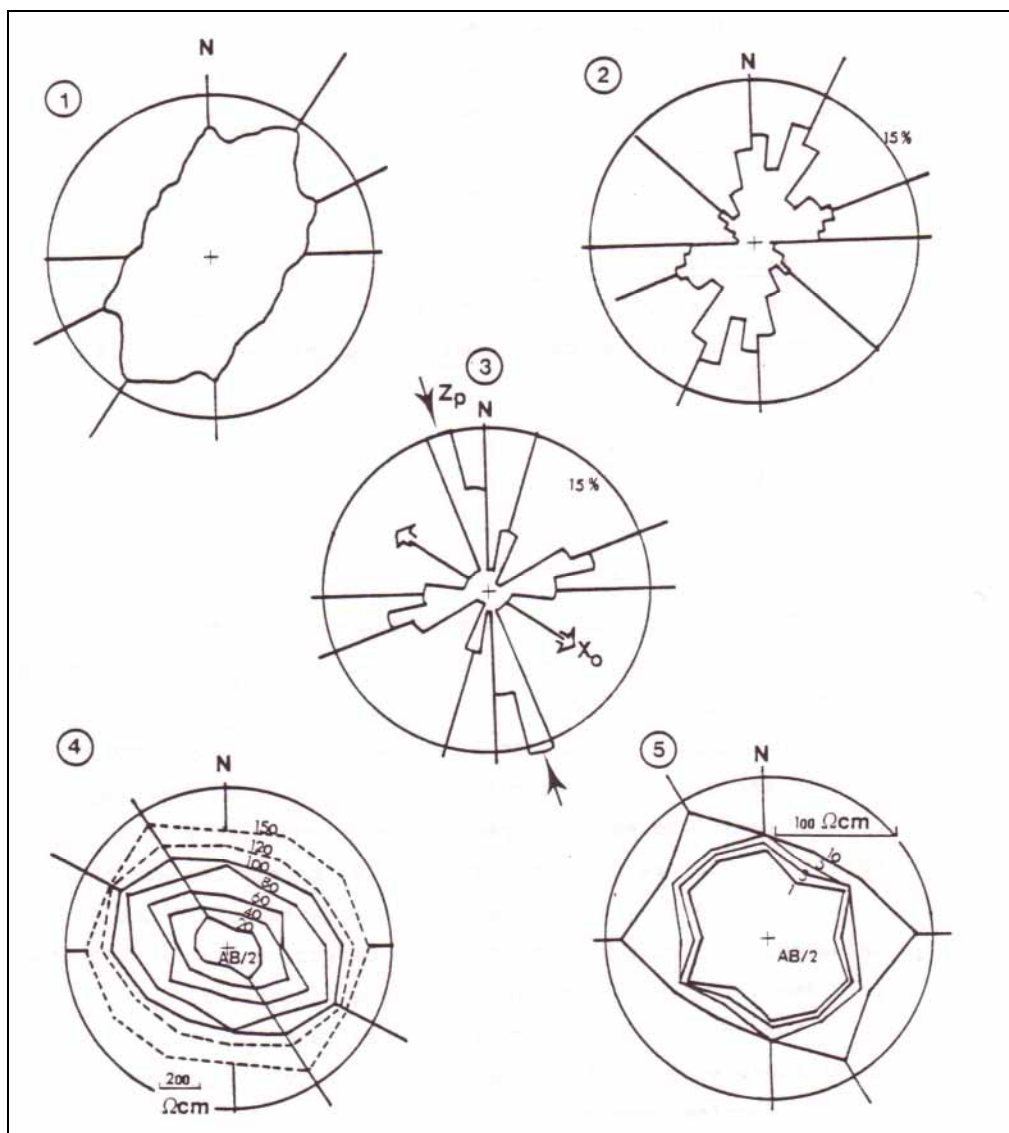
Annexe n°12 : rosaces de fracturation (en nombre de fractures) pour le site du Terrieu effectuée à partir de photographies aériennes (à gauche) et sur station microtectonique à droite [Drogué et Grillot, 1976]



Annexe n°13 : essai de pompage sur le puits central du site du Terrieu révélant deux directions d'écoulement préférentiel proches des directions principales de fracturation [Drogué et Grillot, 1976]

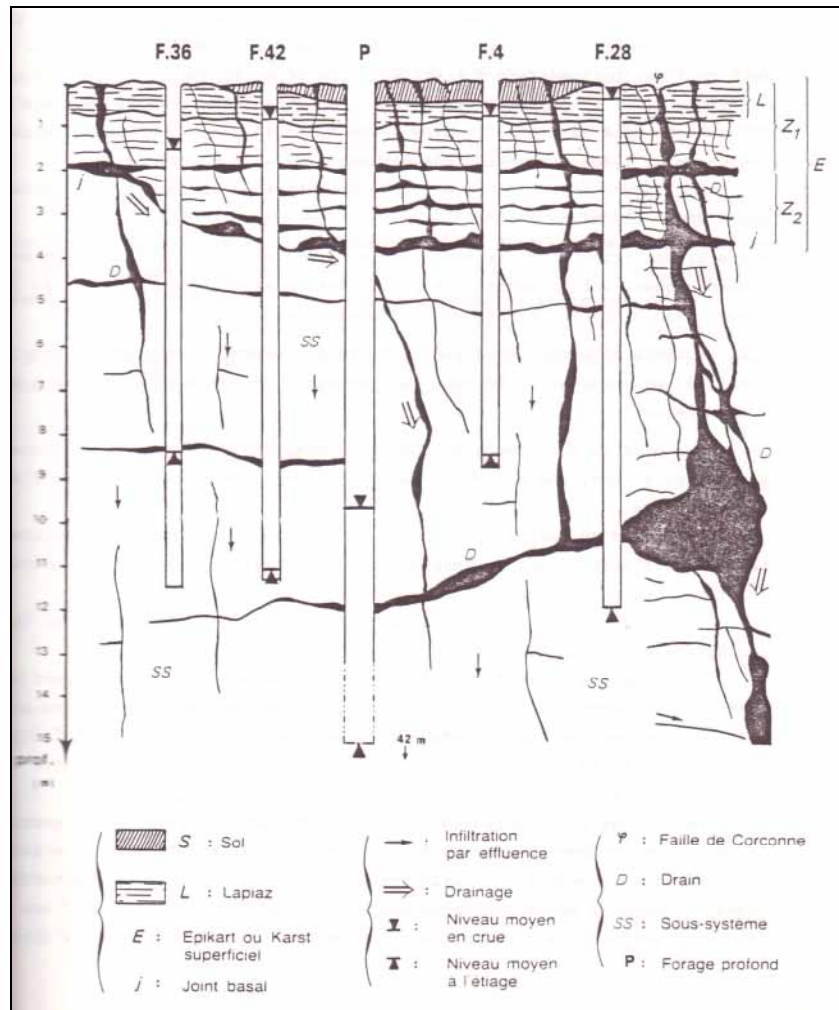


Annexe n°14 : fracturation et disposition des forages sur le site de Corconne [Gouisset, 1981]

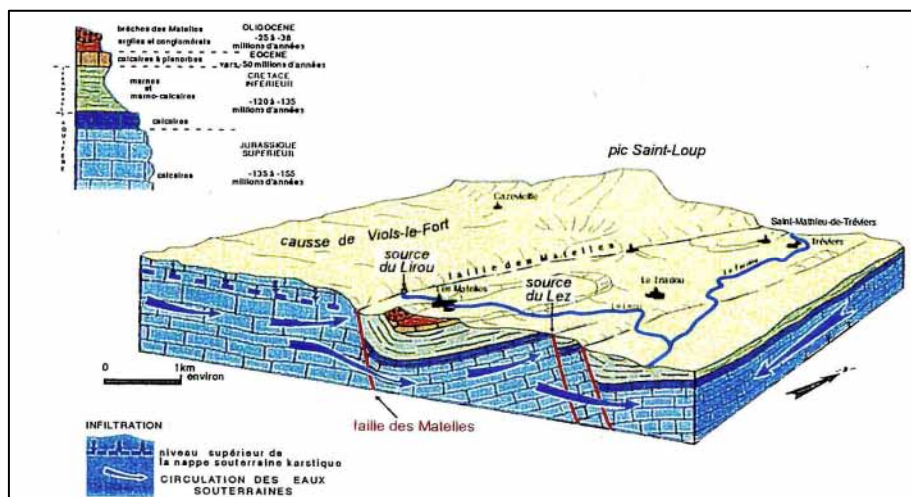


- 1) Analyse au banc optique du champ de fracture (à partir de photographies aériennes)
- 2) Analyse du champ de fracture après digitalisation par le programme Rafrac (à partir de photographies aériennes)
- 3) Synthèse des relevés de fracturation sur stations microtectoniques (cercle de Kiraly) avec les directions moyennes du raccourcissement (z_p) et de l'allongement (x_0) de deux phases tectonique successives
- 4) Sondage électrique pluridirectionnel ($AB/2 > 10$ m)
- 5) Sondage électrique pluridirectionnel ($AB/2 < 10$ m)

Annexe n°15 : diagrammes synthétisant les principaux résultats de l'étude de la fracturation sur le site de Corconne [Botton, 1984]



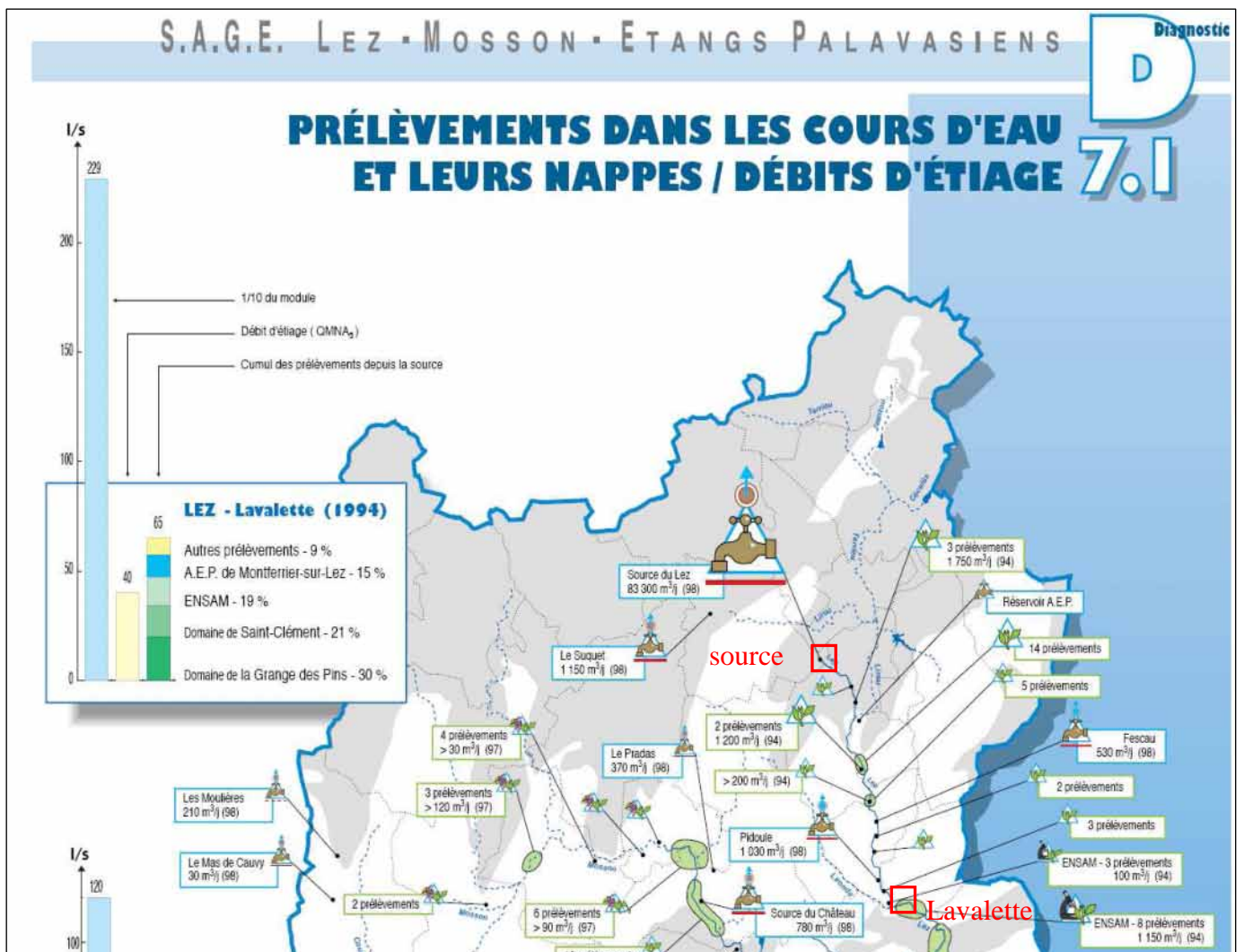
Annexe n°16 : coupe schématique de l'épikarst du site de Corconne [Botton, 1984]



Annexe n°17 : Bloc 3D montrant la géométrie de karst barré au Lirou et au Lez et les écoulements souterrains dans la partie sud de l'aquifère du Lez [Bousquet, 1997]



Annexe n°18 : localisation des principaux affluents du Lez [SAGE Lez Mosson Etangs Palavasiens]



Annexe n°19 : extrait de la carte du SAGE « Lez Mosson Etangs palavasiens » montrant les principaux prélèvements effectués sur le Lez entre la source et Lavalette [SAGE Lez Mosson Etangs Palavasiens]

Septembre 1622 : une crue du Verdanson emporte 100 lansquenets (fantassins) de Louis XIII. D'autres crues de cet affluent causeront encore la mort de plusieurs personnes comme celles de septembre 1713 (4 morts), 1715 (2 morts) et juillet 1729 (1 mort).

Septembre 1814 : plusieurs ponts du Verdanson sont détruits par une crue.

1810 : une des plus importante crue du Lez.

11 octobre 1861 : 70 mm de pluie s'abattent sur Montpellier en 45 minutes ; le Lez atteint la cote de 4.50 m au pont Juvénal et entraîne la destruction du pont Méjean et l'inondation de la plaine de Lattes

11 octobre 1862 : l'inondation des bas quartiers provoque la mort de 3 personnes.

11 octobre 1865 : l'hôpital général est inondé

12-13 octobre 1875 : des ponts sont détruits et la plaine de Lattes est inondée.

12 octobre 1891 : toutes les rivières du bassin du Terrieu et du Lirou débordent.

Automne 1907 (notamment 26 septembre, 16 octobre et 10 novembre) : inondations à Castelnaud, Lattes, Pompignane, Juvénal.

17 octobre 1920 avec 450.5 mm à Montpellier du 7 au 17 octobre : le Verdanson sort de son lit, dégâts à l'hôpital général et inondation des appartements de l'allée des Arts.

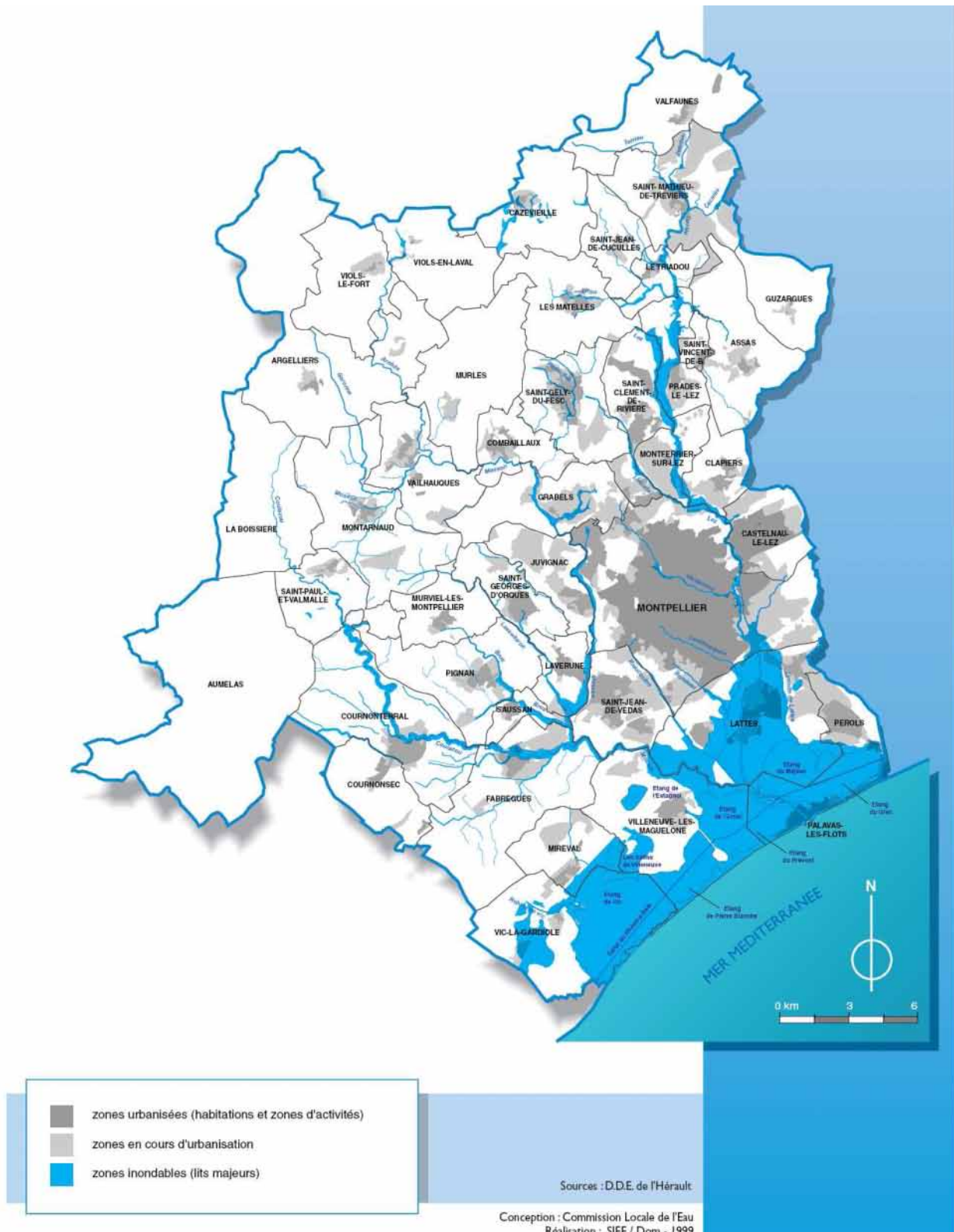
26 et 27 septembre 1933 : 2 maisons balayées avec leurs occupants avec les eaux du Lez, 9 morts.

30 novembre 1955 : débordement du lez. 3 morts.

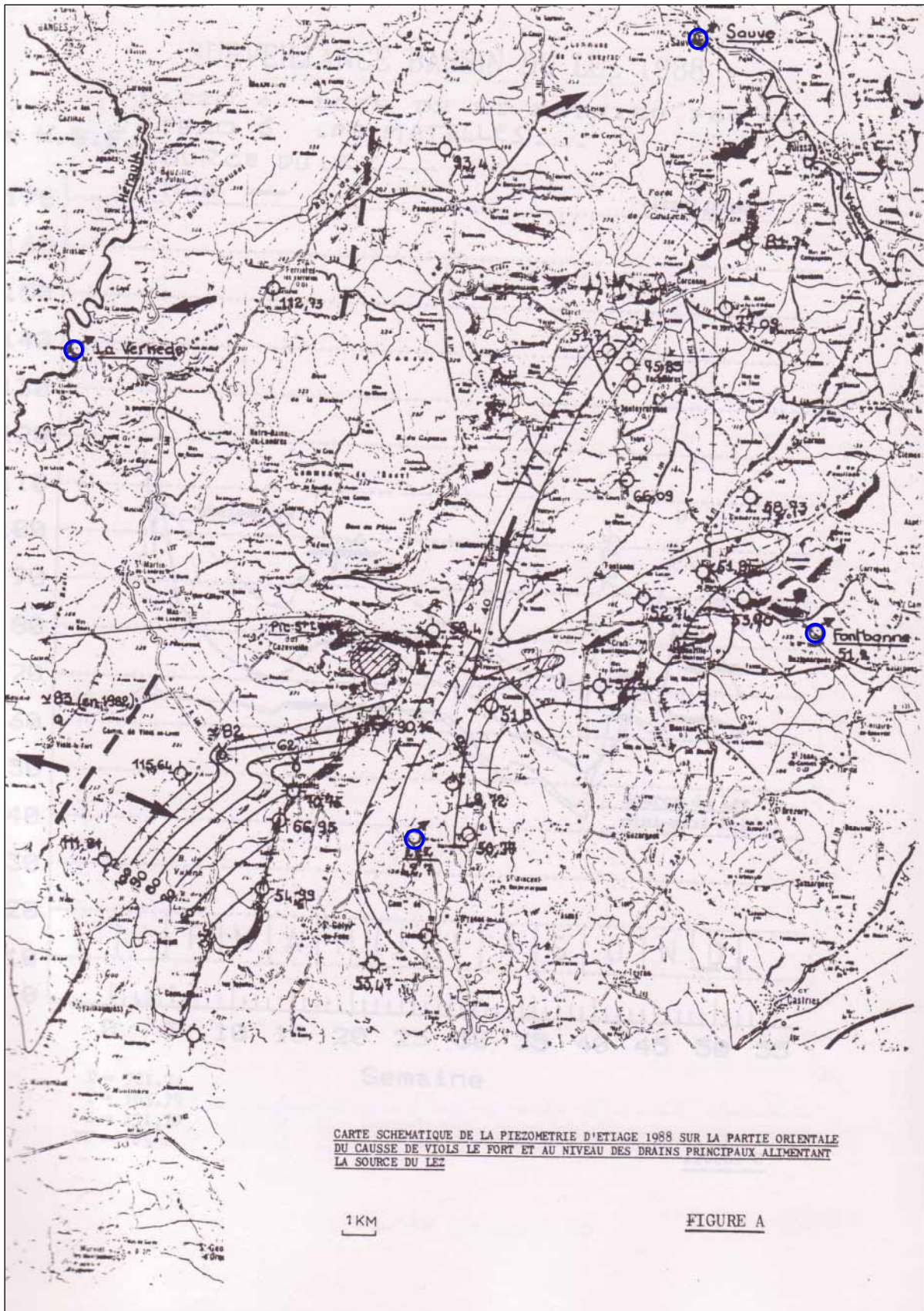
23 septembre 1976 : des précipitations locales, situées entre les Matelles et Saint-Mathieu de Trévières, et importantes se sont abattues sur la région. Il est tombé dans cette région plus de 300 mm en 24 heures alors qu'il est tombé moins de 10 mm sur Montpellier. Ces pluies ont provoqué une crue du Lez dont l'effet a été aggravé par le vent marin, qui s'est mis à soufflé à partir du 22 septembre et a engendré une montée des eaux de 20 à 40 cm à l'embouchure du Lez. A Lavalette, la montée des eaux s'est faite à raison de 1 m/heure.

D'autres crues se sont produites comme les 25 et 26 octobre 1979, ou plus récemment les 6 crues précédemment étudiées (octobre 2001 à septembre 2005)

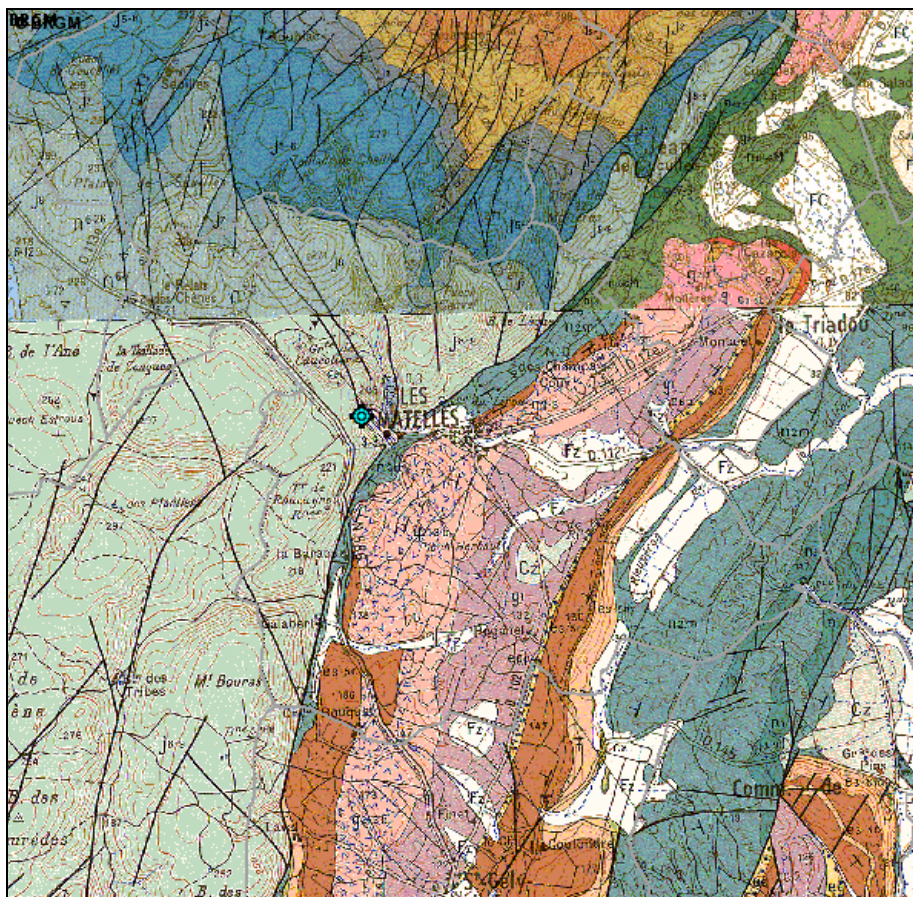
Annexe n°20 : Quelques crues historiques du Lez [www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/meteocdrom]



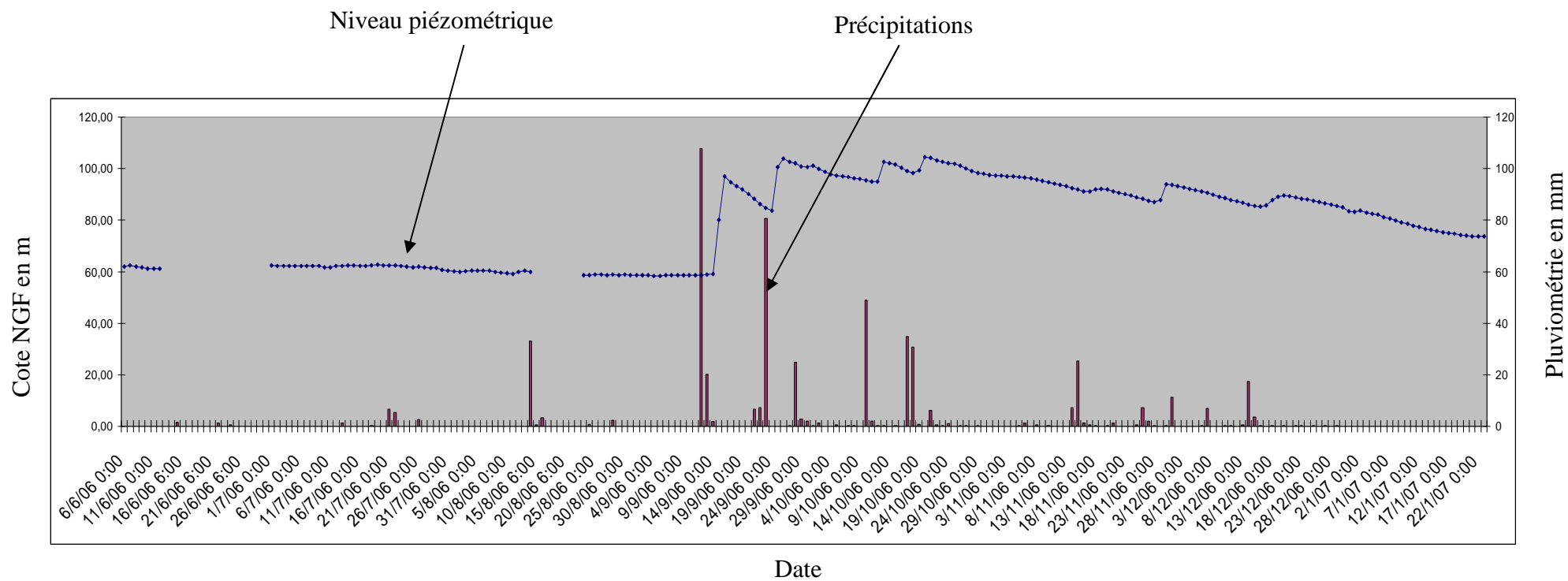
Annexe n°21 : carte du SAGE montrant l'extension du lit majeur du Lez [SAGE Lez Mosson
 Étangs Palavasiens]



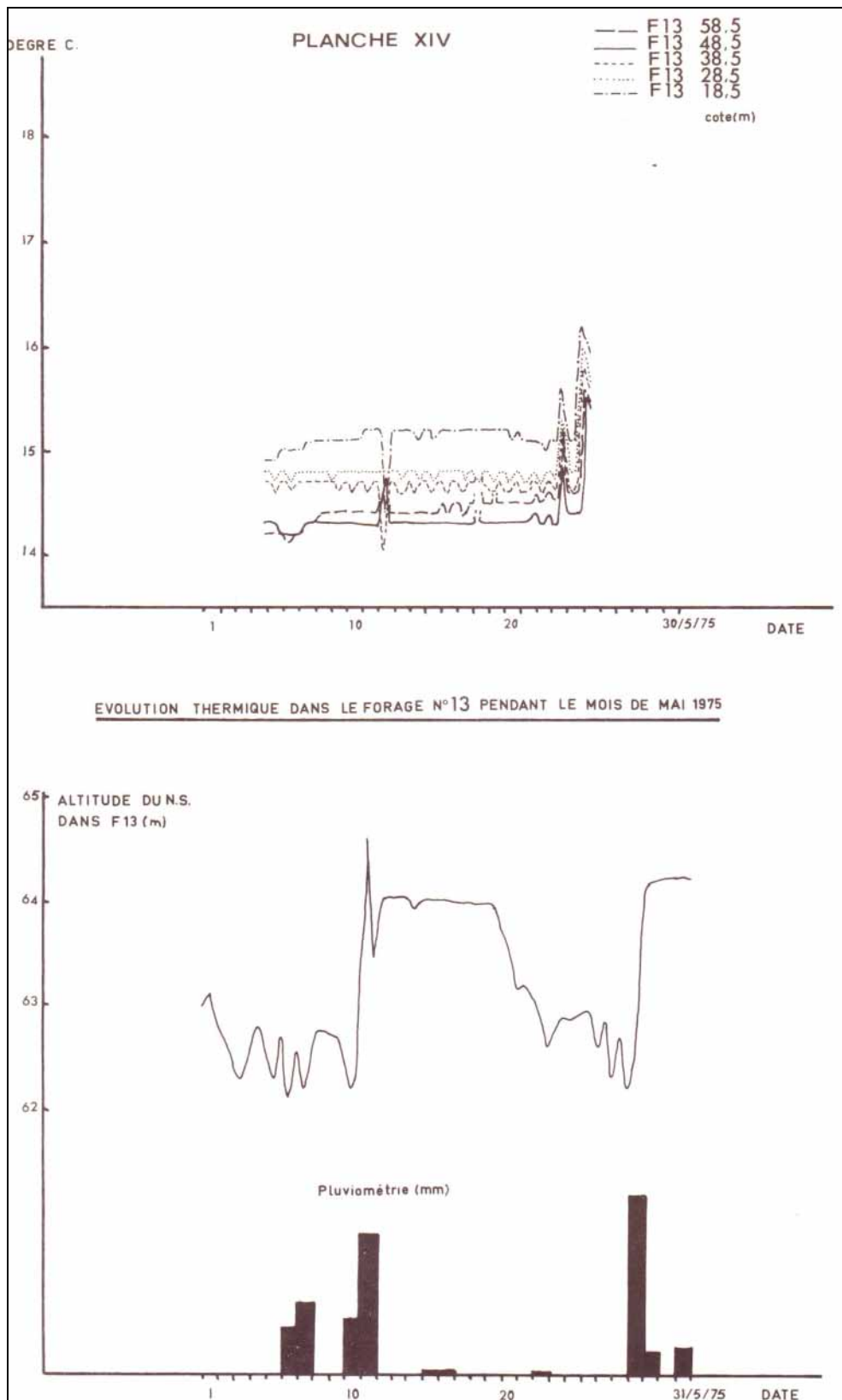
Annexe n°22 : carte schématique de la piézométrie de l'été 1988 mettant en évidence un drain dans la partie est du causse de Viols-le-Fort et les directions des drains dans le compartiment du Lez [Avias et Legrand, 1989]



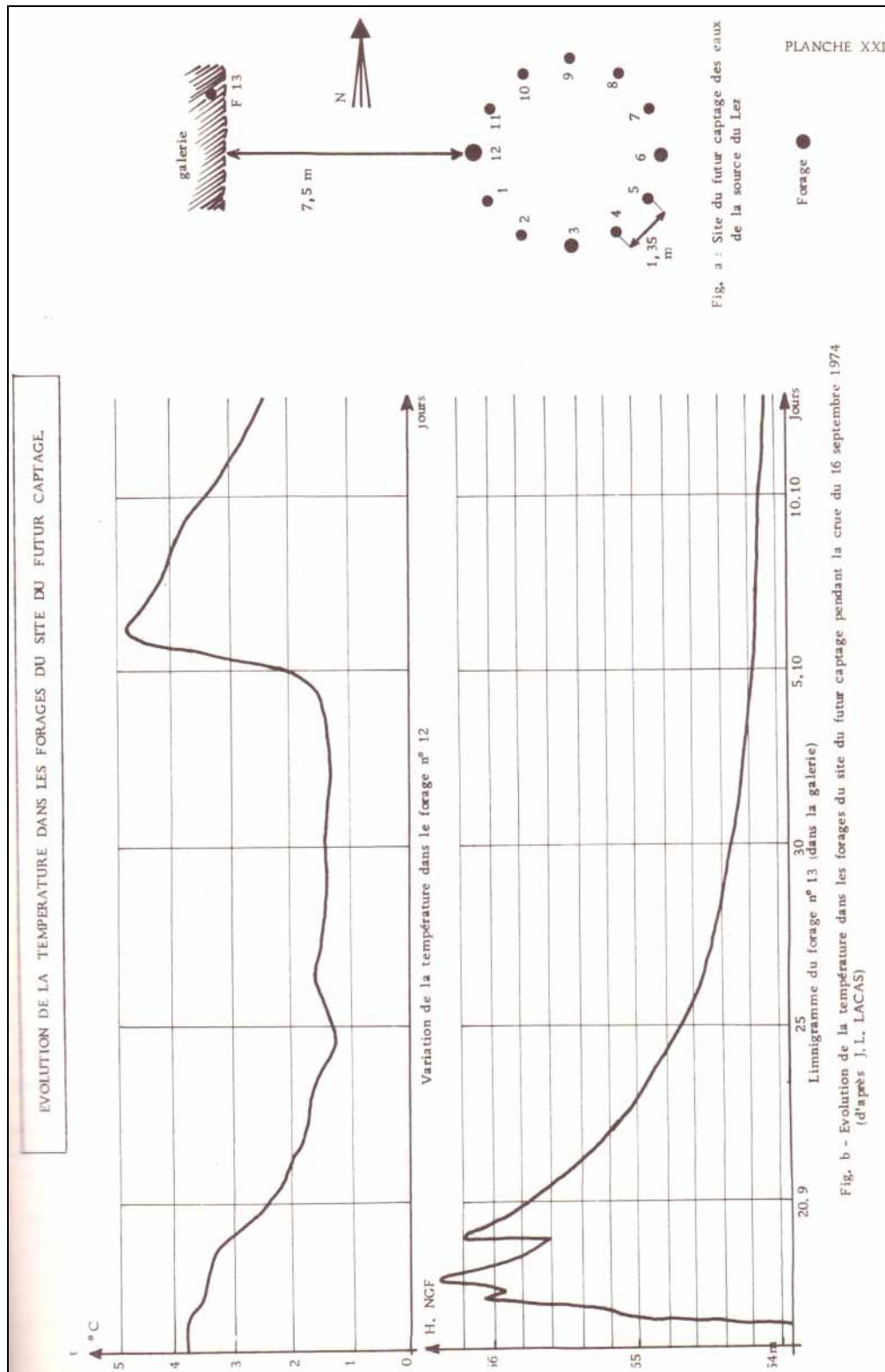
Annexe n°23 : localisation du forage F2 du Suquet [infoterre.brgm.fr]



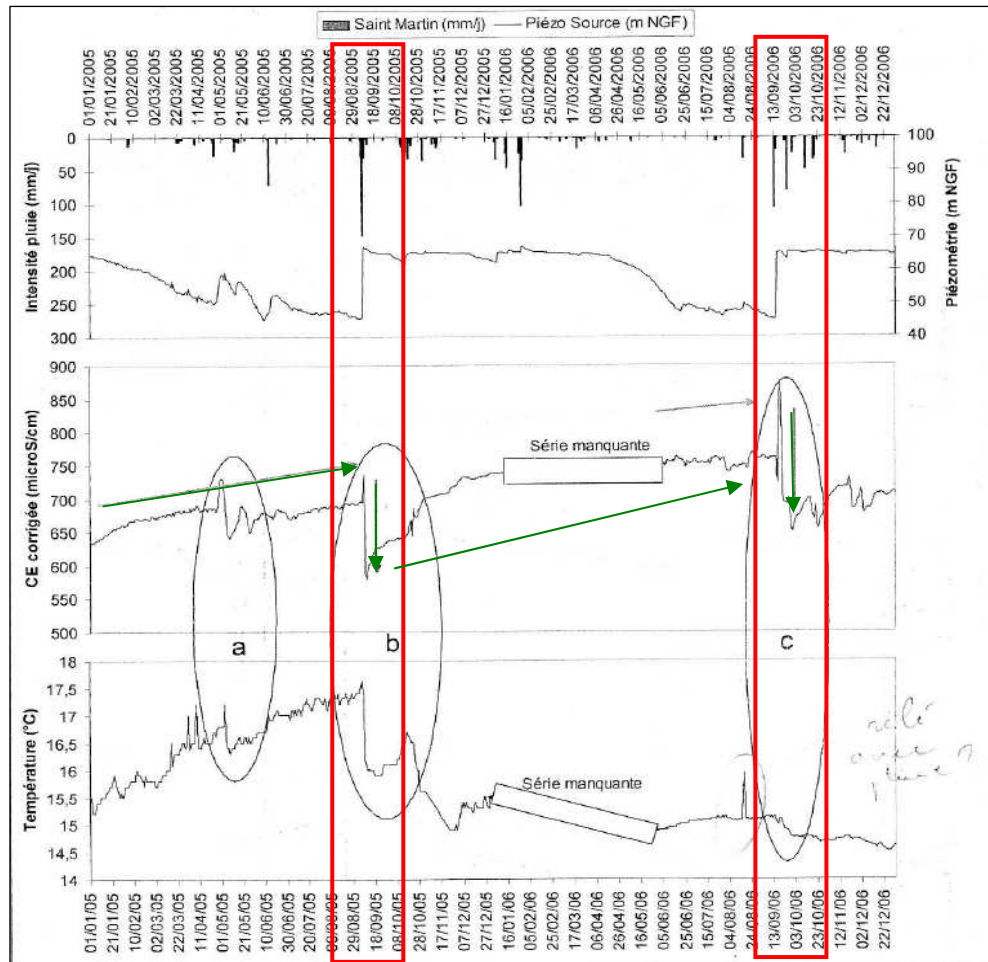
Annexe n°24 : graphique montrant les variations piézométriques du forage F2 du Suquet en relation avec les précipitations du 6/06/06 au 23/01/07 (bloc ouest : cause de Viols-le-Fort) [infoterre.brgm.fr]



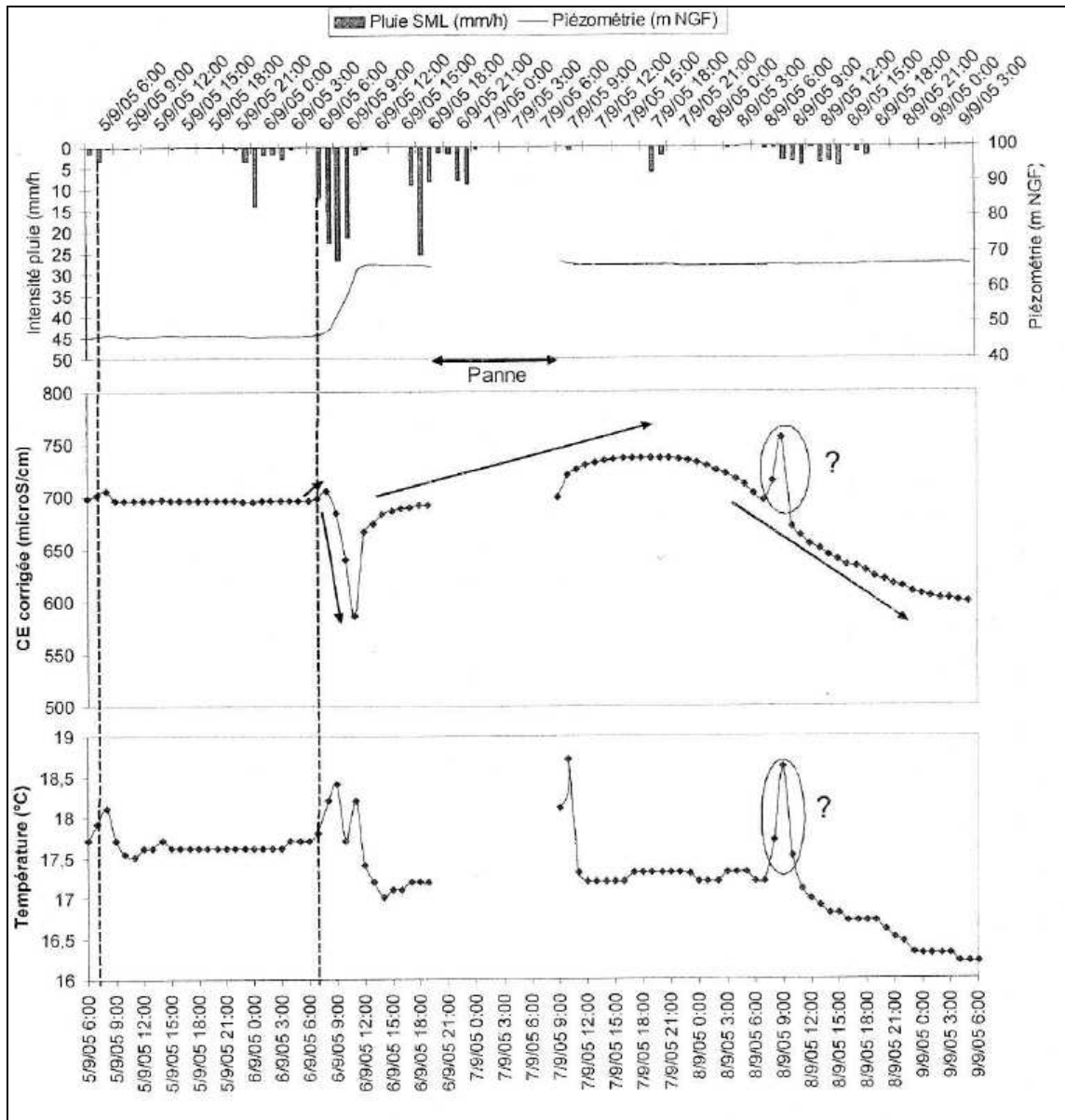
Annexe n°25 : graphiques montrant l'évolution de la température (graphique du haut) et de la piézométrie (graphique du bas) au cours d'une crue de mai 1975 [Lacas, 1976]



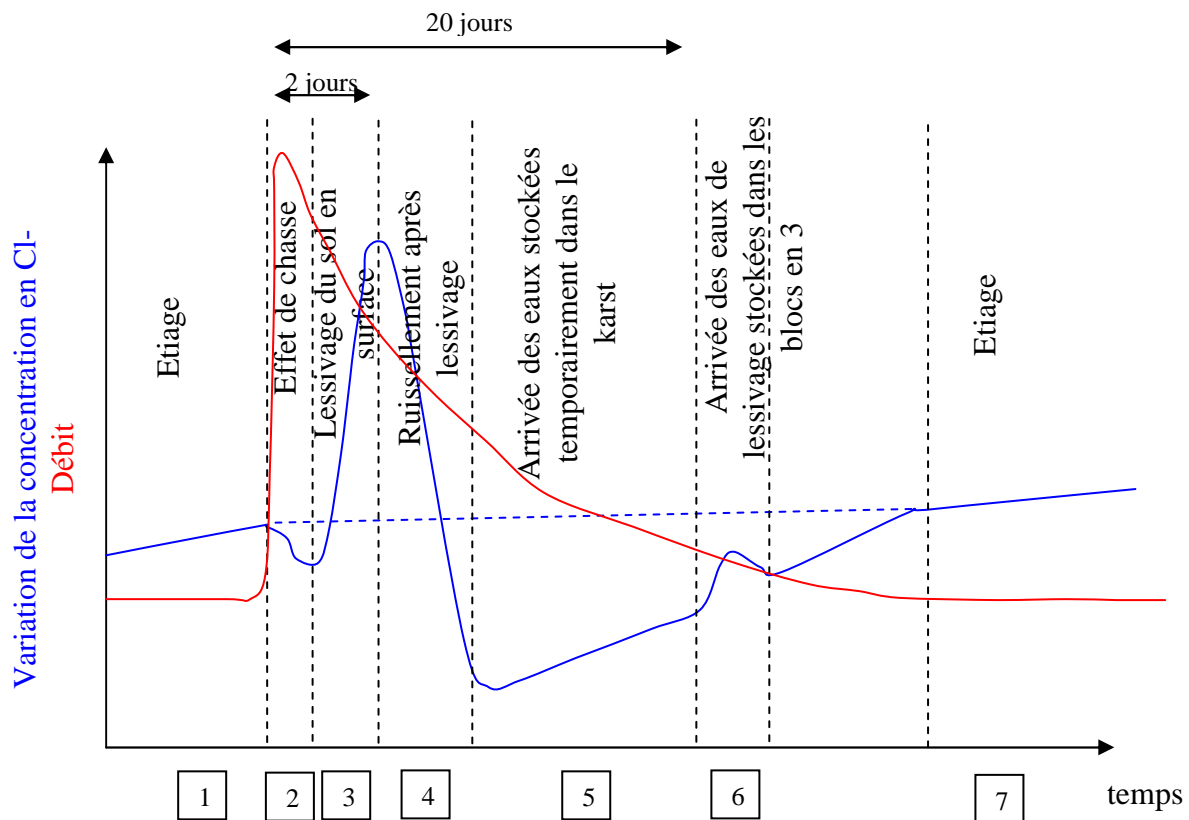
Annexe n°26 : graphiques qui présentent l'évolution au cours d'une crue d'octobre 1974, de la température dans le forage n°12 en parallèle avec l'évolution de la piézométrie dans le forage n°12 [Marjolet et Salado, fasc II, 1975]



Annexe n°27 : piézométrie, conductivité et température à la source du Lez pour le cycle hydrologique 2005-2006 [Lafare, 2007]



Annexe n°28 : piézométrie, conductivité et température à la source du Lez lors de la crue du 6 septembre 2005 [Lafare, 2007]



Annexe n°29 : graphique récapitulatif de l'interprétation des variations de concentration en Cl⁻ ou conductivité faite par Marjolet et Salado en 1976 à la source du Lez [Marjolet et Salado, fasc II, 1975]

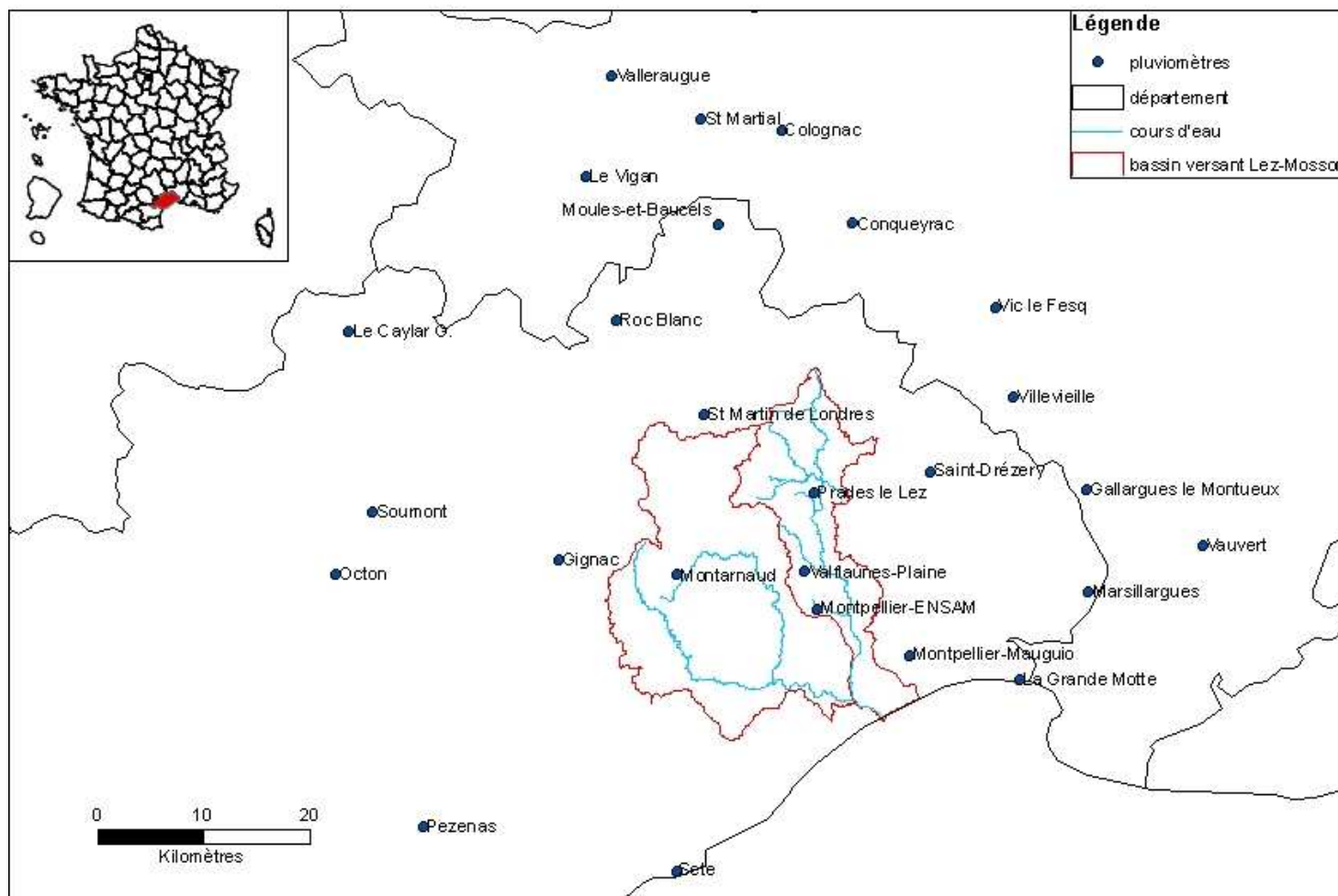
	Pôle moyen Zone Noyée	Ecart moyen	Pôle moyen Infiltration rapide	Ecart Moyen
T°C	17,20	0,10	14,38	0,14
pH	7,10	0,04	7,08	0,05
c25°C	758,00	8,33	586,00	20,67
Ca[mg/L]	117,61	1,24	124,30	9,67
Mg[mg/L]	9,35	0,76	2,48	0,13
Na[mg/L]	32,49	1,13	5,54	0,16
K[mg/L]	1,59	0,23	0,49	0,05
HCO3[mg/L]	356,79	12,58	350,19	30,70
Cl[mg/L]	48,46	1,37	8,98	0,28
SO4[mg/L]	22,40	0,34	7,86	0,20
NO3[mg/L]	3,56	0,24	6,53	2,92
IsCalcite	0,16	0,04	0,10	0,02
pCO2 éq.[atm]	0,02	0,00	0,03	0,00
COT[mg/L]	0,60	0,09	13,70	1,39
Sr[microg/L]	350,64	20,23	78,72	0,00

Annexe n°30 : tableau donnant les compositions physico-chimiques moyennes de la source du Lez en étiage (pôles « zone noyée ») et de la source du Lirou (pôle « infiltration rapide ») [Lafare, 2007]

code	nom du pluviomètre	producteur	X Lambert II étendu (m)	Y Lambert II étendu (m)	X Lambert III (m)	Y Lambert III (m)
30087002	Cognac	ONF	719 700	1 892 800	719 563	3 192 905
30093003	Conqueyrac	Hérault/CDM	726 300	1 883 900	726 147	3 184 010
30123001	Gallargues le Montueux	Hérault/CDM	748 000	1 858 800	747 794	3 158 921
30283001	St Martial	MF	712 300	1 893 800	712 172	3 193 910
30339006	Valleraugue	MF	703 900	1 897 900	703 785	3 198 012
30341003	Vauvert	ONF	758 800	1 853 400	758 573	3 153 517
30349001	Vic le Fesq	MF	739 600	1 876 000	739 423	3 176 107
30350001	Le Vigan	MF	701 500	1 888 400	701 380	3 188 525
30352002	Villevieille	MF/ONF	741 200	1 867 500	741 013	3 167 617
34064002	Le Caylar G.	MF	679 500	1 873 700	679 398	3 173 857
34114001	Gignac	MF	699 000	1 852 100	698 858	3 152 274
34115001	Roc Blanc	CDM	704 300	1 874 800	704 167	3 174 940
34151005	Marsillargues	INRA	748 200	1 849 100	747 984	3 149 235
34154001	Montpellier-Mauguio	MF	731 600	1 843 100	731 403	3 143 261
34163001	Montarnaud	MF	710 000	1 850 700	709 841	3 150 868
34172001	Montpellier-ENSAM	MF	723 000	1 847 500	722 820	3 147 662
34174002	Moules-et-Baucels	MF	713 800	1 883 800	713 662	3 183 921
34186001	Octon	MF	678 300	1 850 800	678 187	3 150 989
34199004	Pezenas	CDM	686 400	1 826 800	686 260	3 127 021
34217001	Prades le Lez	MF	722 700	1 858 500	722 530	3 158 647
34249002	Saint-Drézery	MF	733 500	1 860 500	733 317	3 160 634
34274001	St Martin de Londres	MF	712 500	1 865 800	712 350	3 165 945
34301002	Sete	MF	709 900	1 822 700	709 719	3 122 911
34306001	Soumont	CDM	681 700	1 856 600	681 585	3 156 779
34322003	Valflaunes-Plaine	MF	721 853	1 850 962	721 677	3 151 121
34344001	La Grande Motte	MF	741 700	1 840 800	741 485	3 140 954

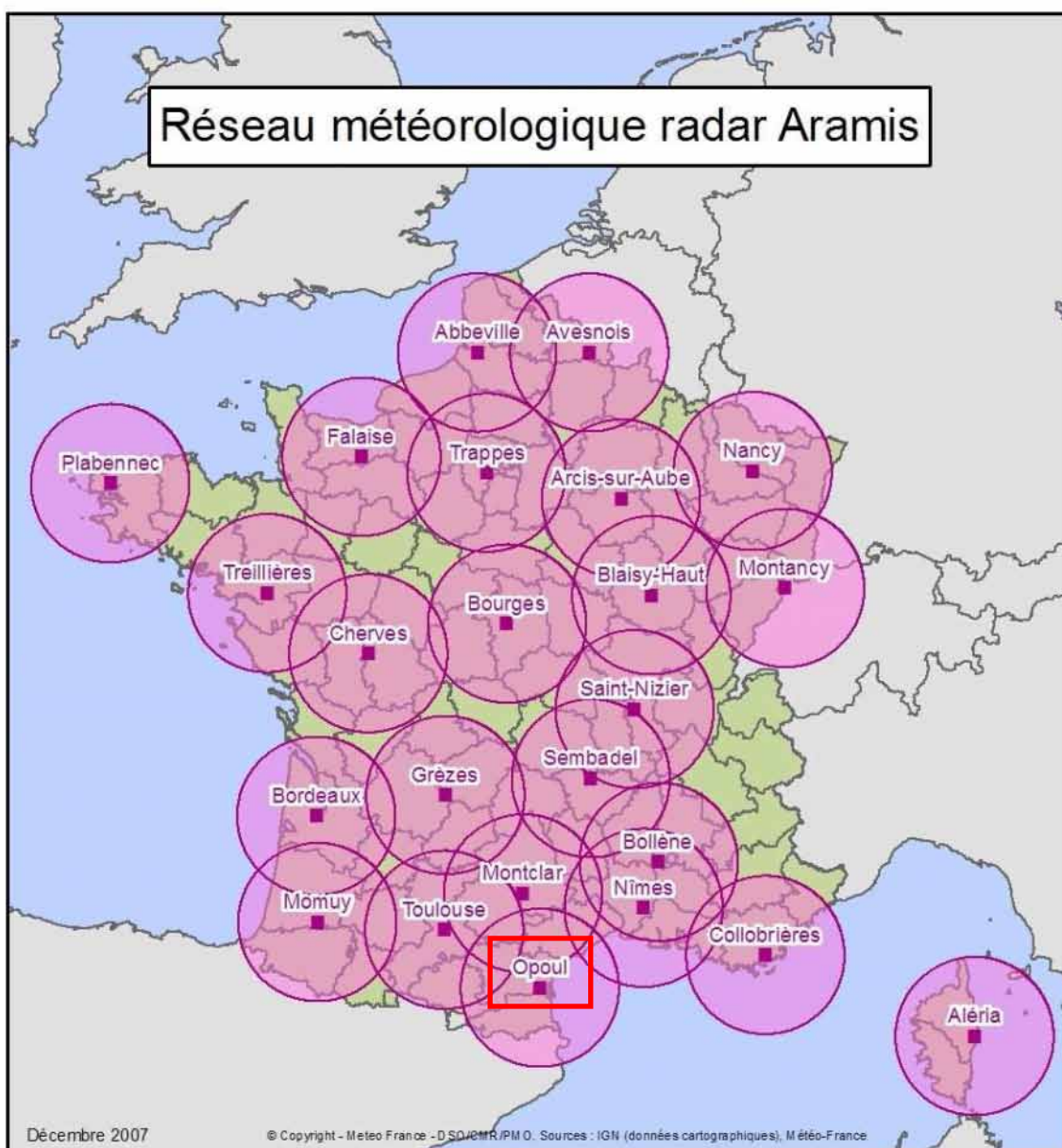
Annexe n°31 a : Coordonnées des pluviomètres

Localisation des pluviomètres

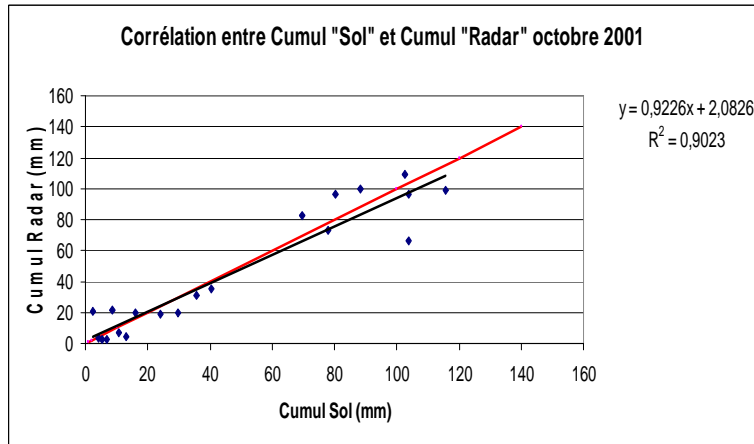


Auteur : Coustau Mathieu

Annexe 31 b : Carte de localisation des pluviomètres

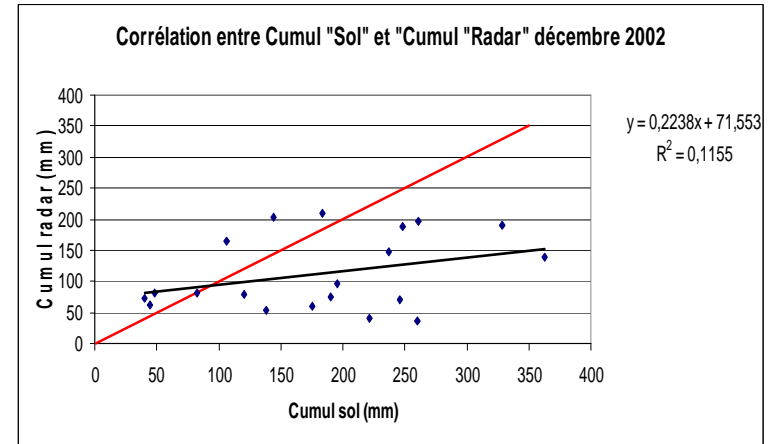


Annexe n°32 : Carte de localisation des radars du réseau ARAMIS de Météo-France

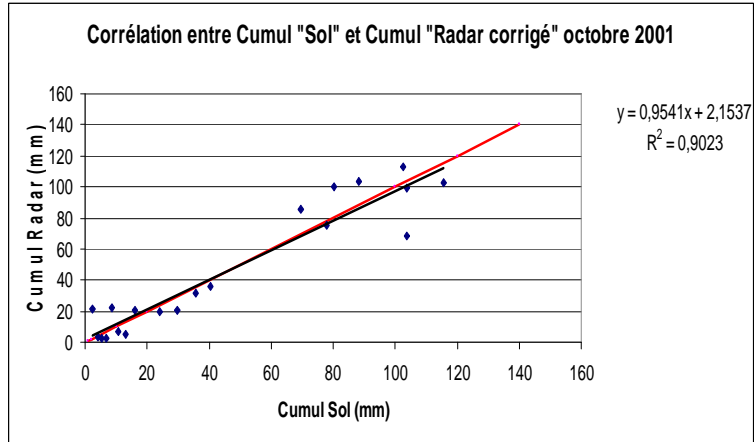


Grappe a

— $y = x$
 — régression linéaire

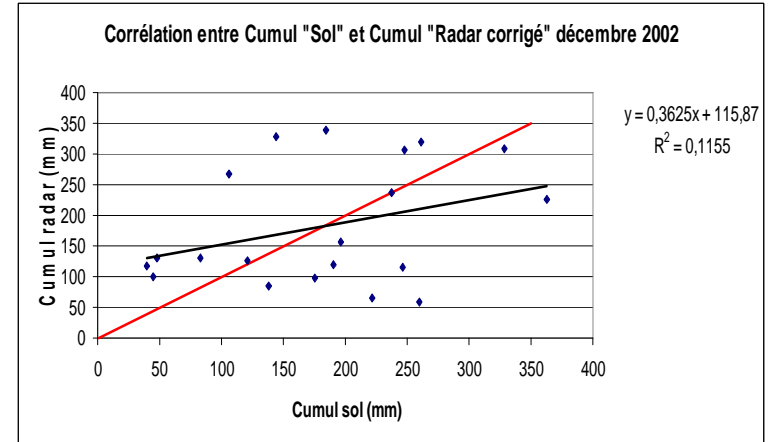


Grappe b



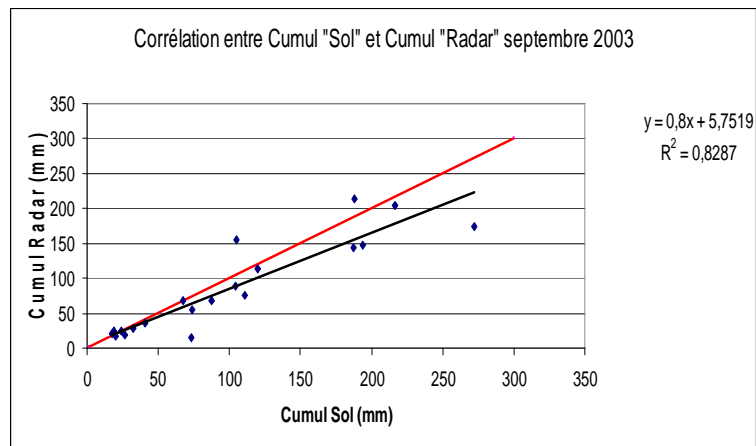
Grappe a'

— $y = x$
 — régression linéaire

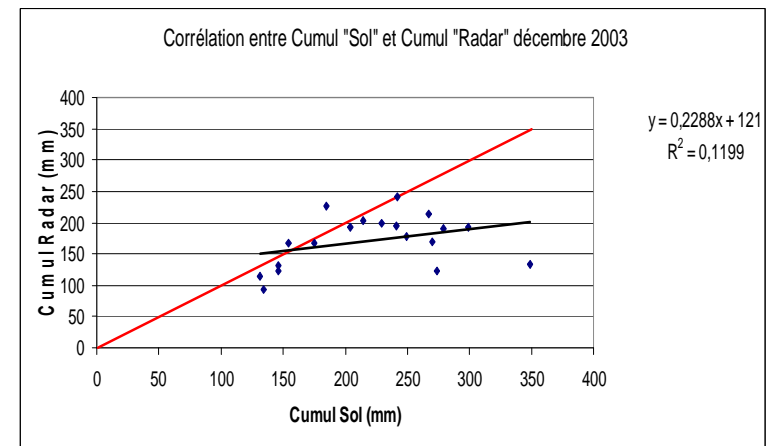


Grappe b'

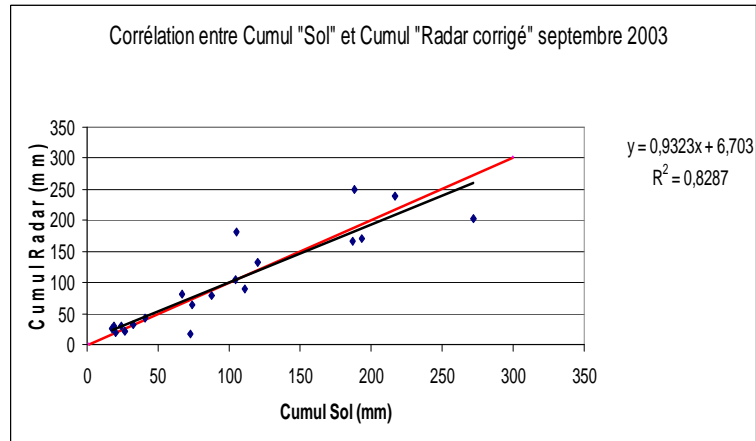
Annexe n°33 : Graphes de corrélation entre les cumuls « sol » et les cumuls « radar » pris sur toute la durée de l'épisode



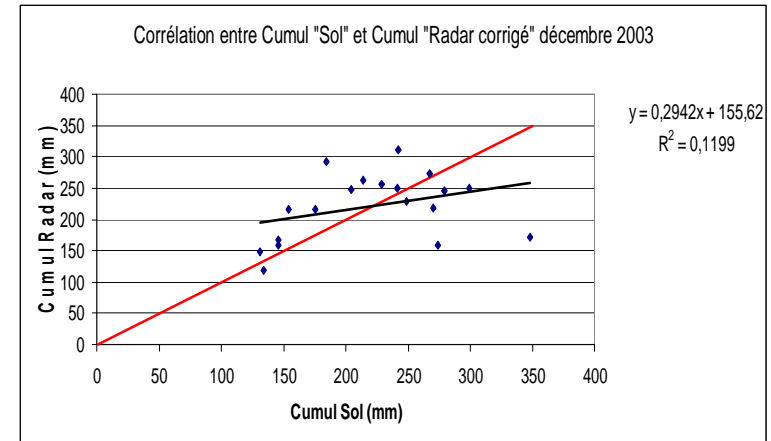
Graphe c



Graphe d

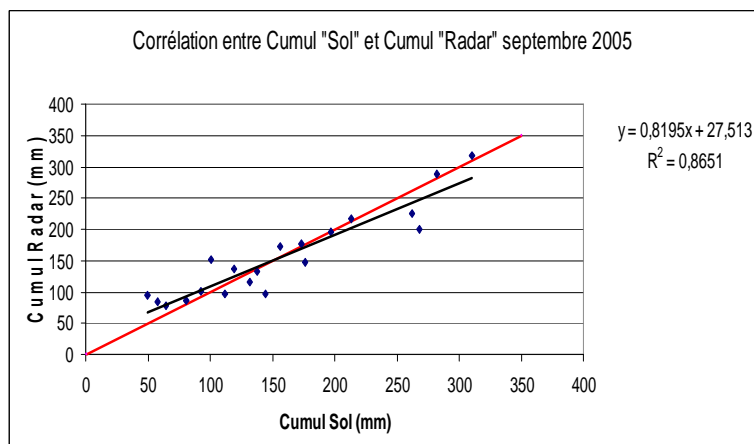
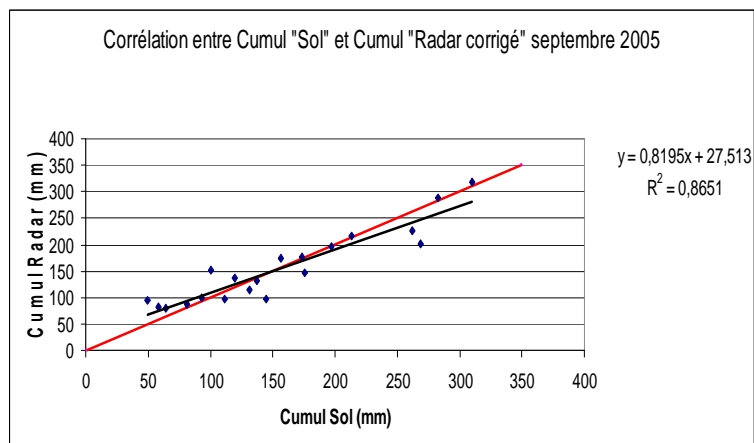


Graphe c'



Graphe d'

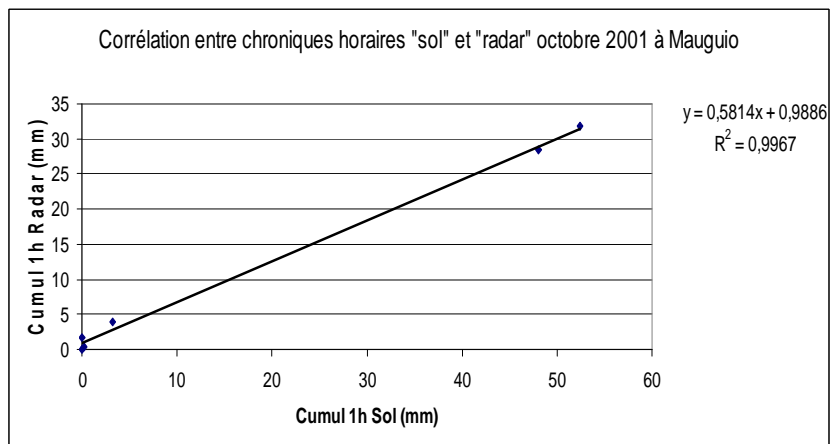
Annexe n°33 (suite) : Graphes de corrélation entre les cumuls « sol » et les cumuls « radar » pris sur toute la durée de l'épisode

Graphe eGraphe e'

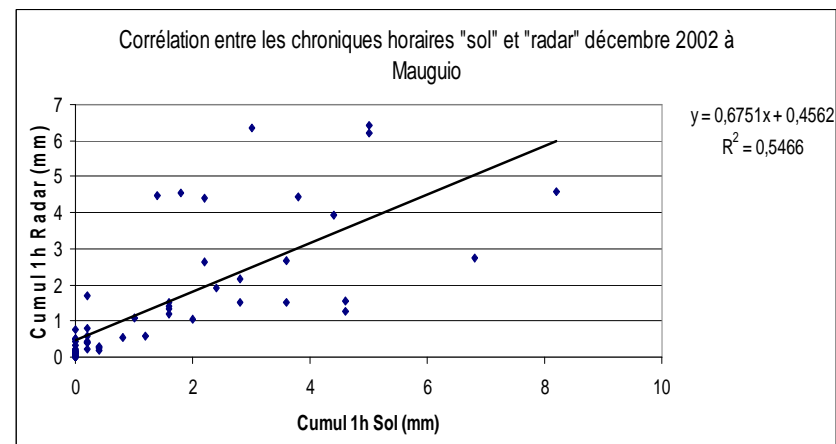
— $y = x$

— régression
linéaire

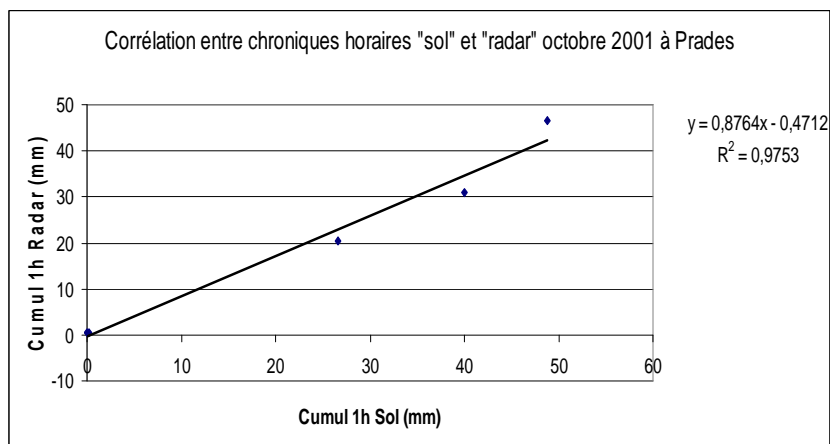
Annexe n°33 (fin) : Graphes de corrélation entre les cumuls « sol » et les cumuls « radar »
pris sur toute la durée de l'épisode



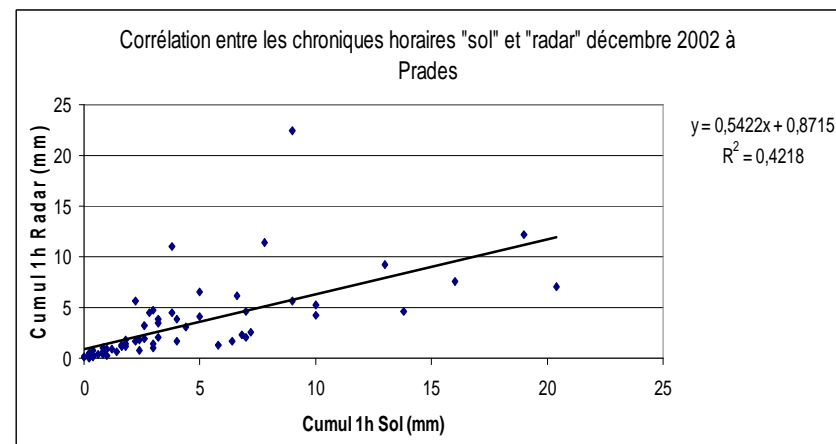
Graphe a (Mauguio)



Graphe b (Mauguio)

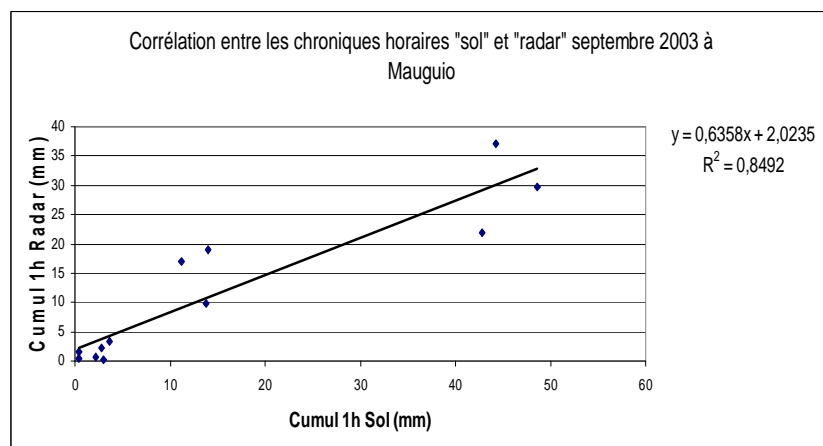


Graphe a (Prades)

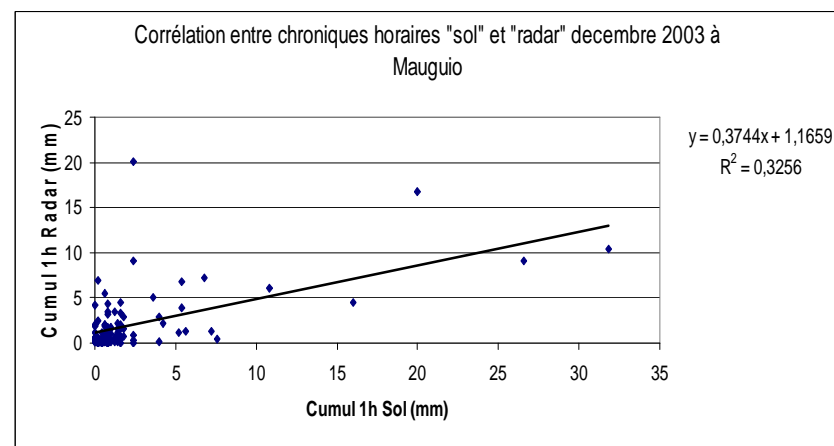


Graphe b (Prades)

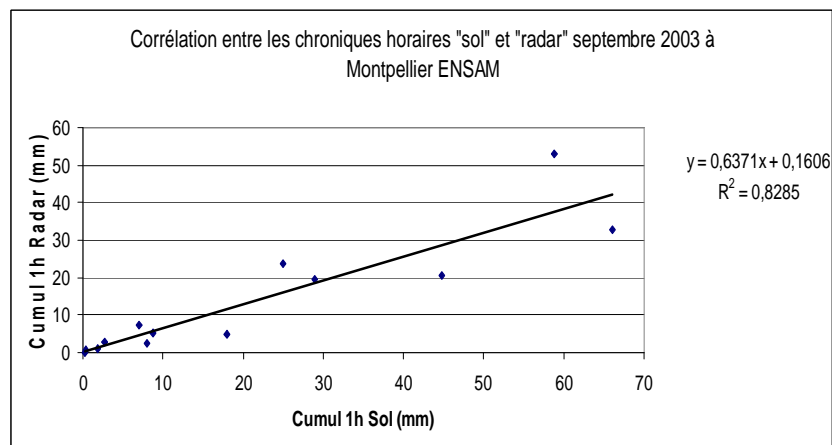
Annexe n°34 : Graphes de corrélation des chroniques horaires de pluie « sol » et « radar » (non corrigées avec le MFB) pour les épisodes d'octobre 2001 et décembre 2002



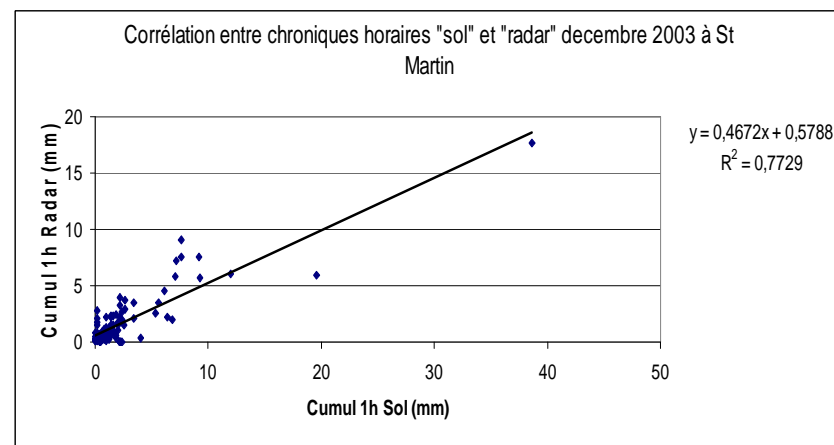
Graphe c (Mauguio)



Graphe d (Mauguio)

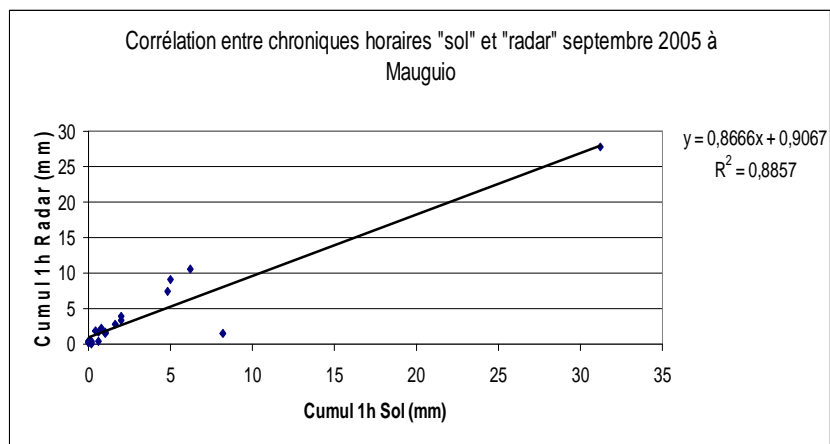


Graphe c (ENSAM)

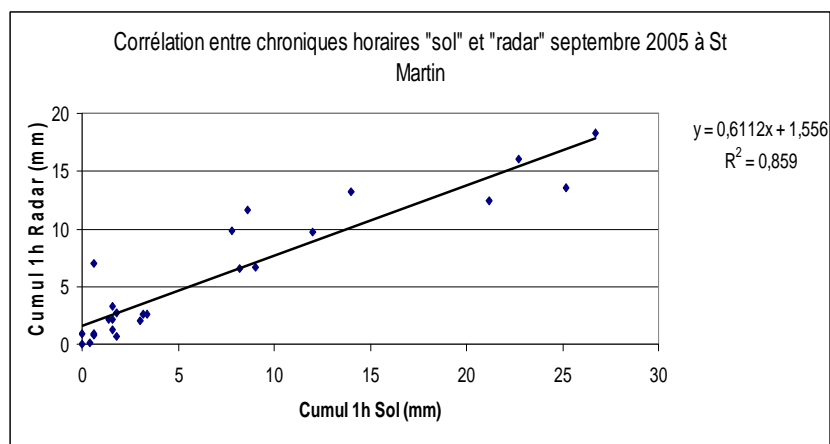


Graphe d (Saint Martin)

Annexe n°34 (suite) : Graphes de corrélation des chroniques horaires de pluie « sol » et « radar » (non corrigées avec le MFB) pour les épisodes de septembre 2003 et décembre 2003

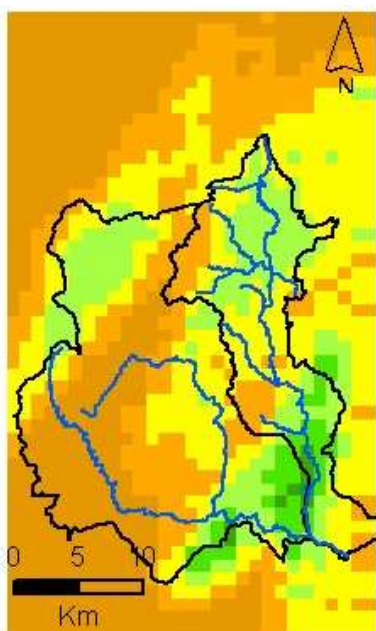


Grphe e (Mauguio)

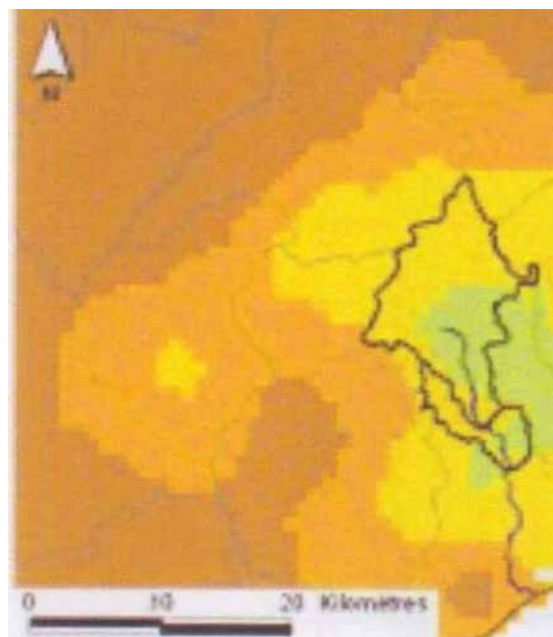


Grphe e (Saint Martin)

Annexe n°34 (fin) : Graphes de corrélation des chroniques horaires de pluie « sol » et « radar » (non corrigées avec le MFB) pour l'épisode de septembre 2005



Pluie « radar » le 9/10/2001



Pluie au sol le 9/10/2001

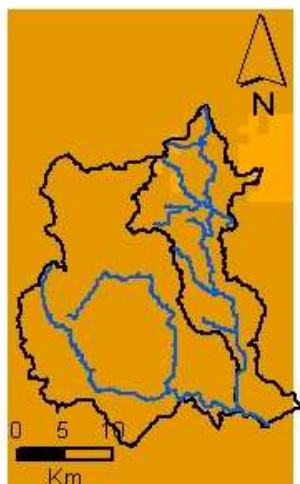
Légende

Pluie radar journalière (mm)

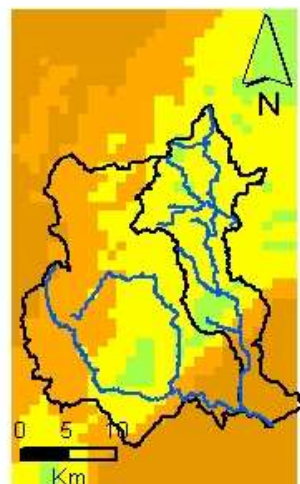
- 0 - 50
- 50 - 75
- 75 - 100
- 100 - 125
- 125 - 150
- 150 - 175
- 175 - 200
- > 200

Cours d'eau

Annexe n°35 a : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode d'octobre 2001



Pluie « radar »
le 10/12/2002



Pluie « radar »
le 11/12/2002



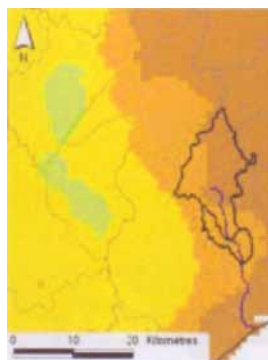
Pluie « radar »
le 12/12/2002

Légende

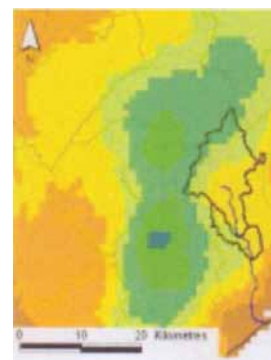
Pluie radar journalière (mm)

- 0 - 50
- 50 - 75
- 75 - 100
- 100 - 125
- 125 - 150
- 150 - 175
- 175 - 200
- > 200

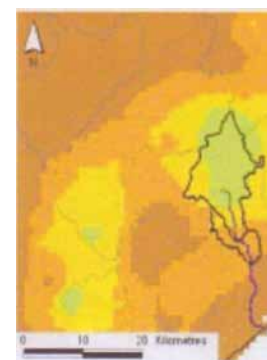
— Cours d'eau



Pluie au sol
le 10/12/2002

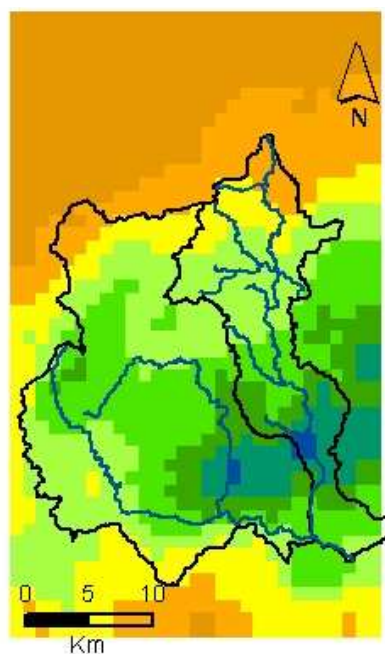


Pluie au sol
le 11/12/2002

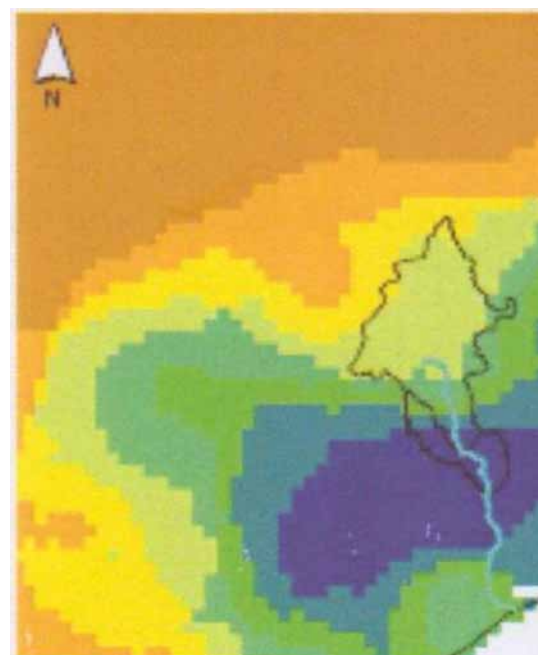


Pluie au sol
le 12/12/2002

Annexe n°35 b : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode de décembre 2002



Pluie « radar » le 22/09/2003



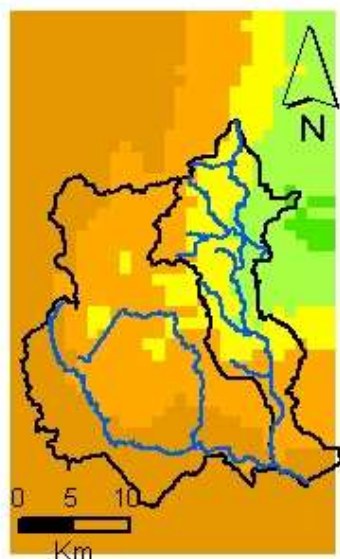
Pluie au sol le 22/09/2003

Légende

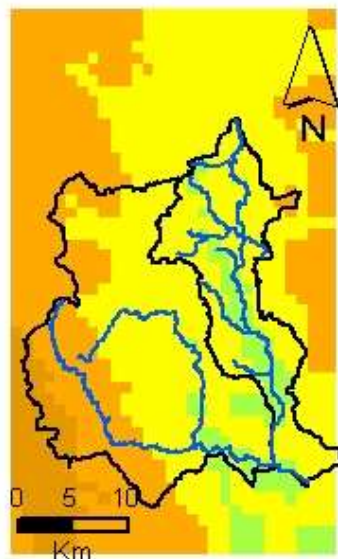
Pluie radar journalière (mm)

- 0 - 50
 - 50 - 75
 - 75 - 100
 - 100 - 125
 - 125 - 150
 - 150 - 175
 - 175 - 200
 - > 200
- Cours d'eau

Annexe n°35 c : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode de septembre 2003



Pluie « radar » le 2/12/2003



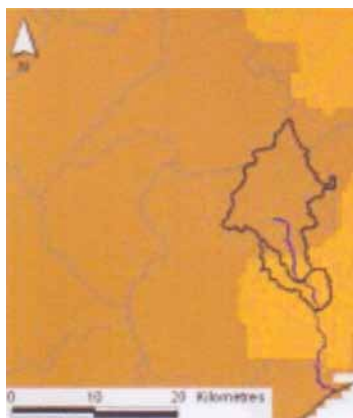
Pluie « radar » le 3/12/2003

Légende

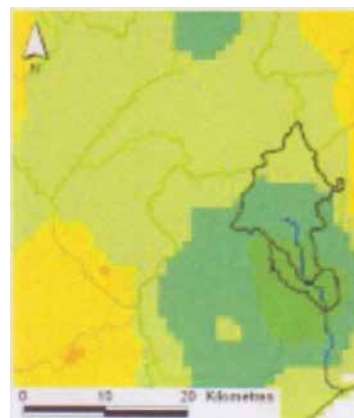
Pluie radar journalière (mm)

- 0 - 50
- 50 - 75
- 75 - 100
- 100 - 125
- 125 - 150
- 150 - 175
- 175 - 200
- > 200

— Cours d'eau

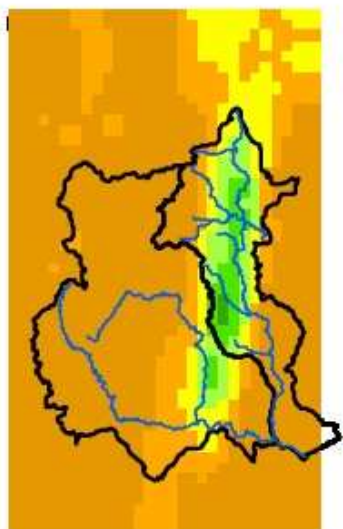


Pluie au sol le 2/12/2003

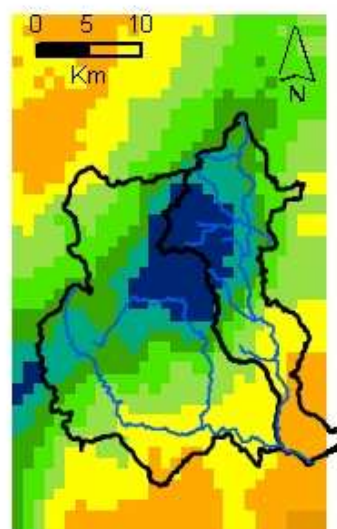


Pluie au sol le 3/12/2003

Annexe n°35 d : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode de décembre 2003



Pluie « radar » le 5/09/2005



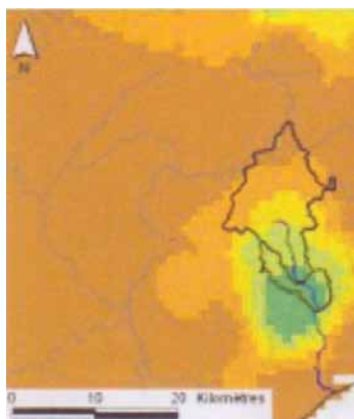
Pluie au sol le 6/09/2005

Légende

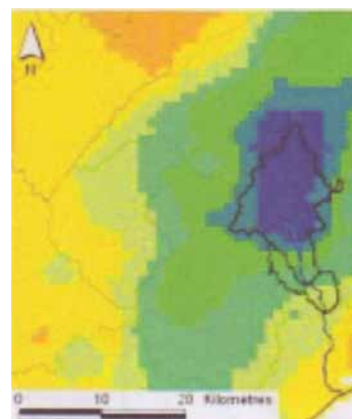
Pluie radar journalière (mm)

- 0 - 50
- 50 - 75
- 75 - 100
- 100 - 125
- 125 - 150
- 150 - 175
- 175 - 200
- > 200

— Cours d'eau

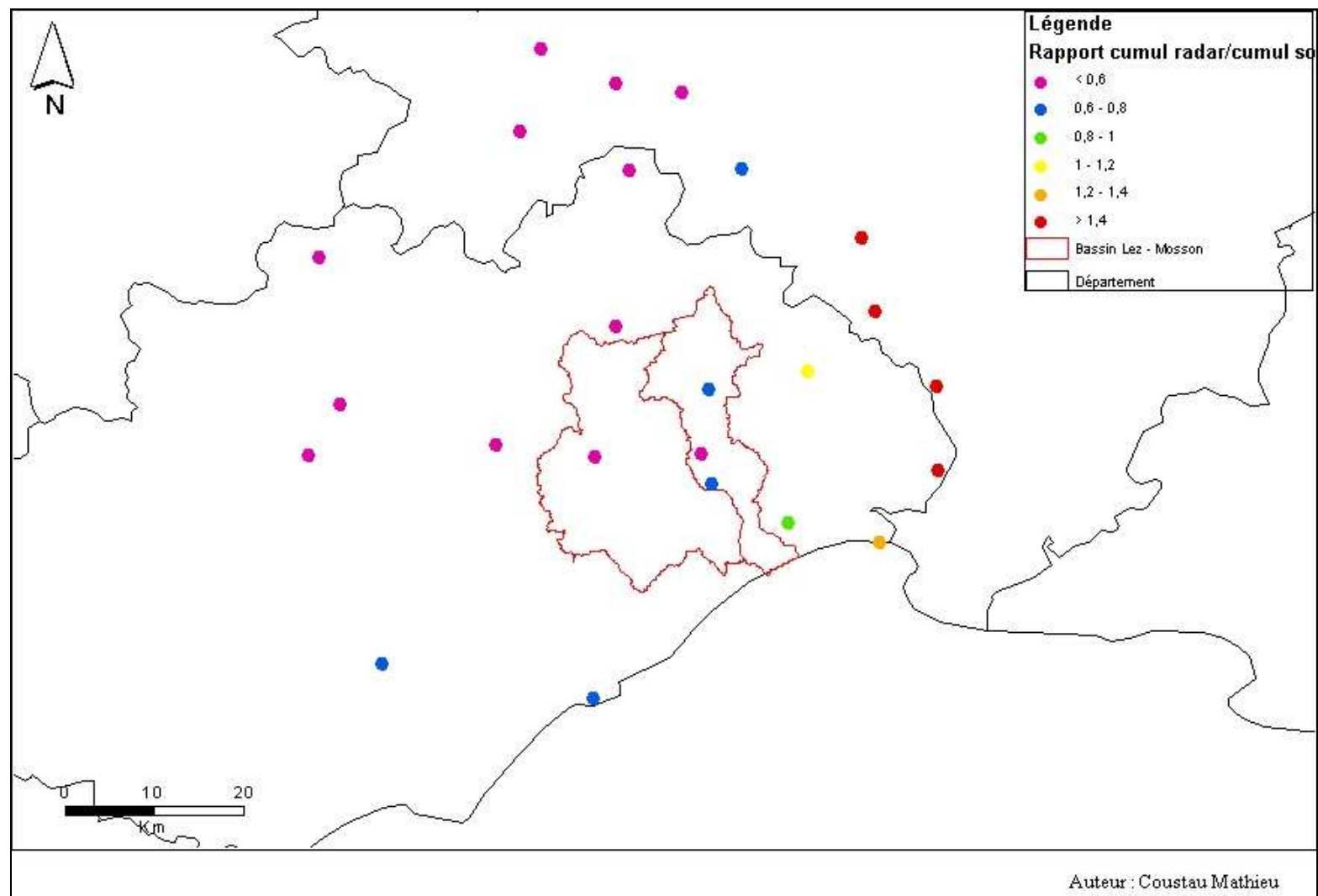


Pluie au sol le 5/09/2005

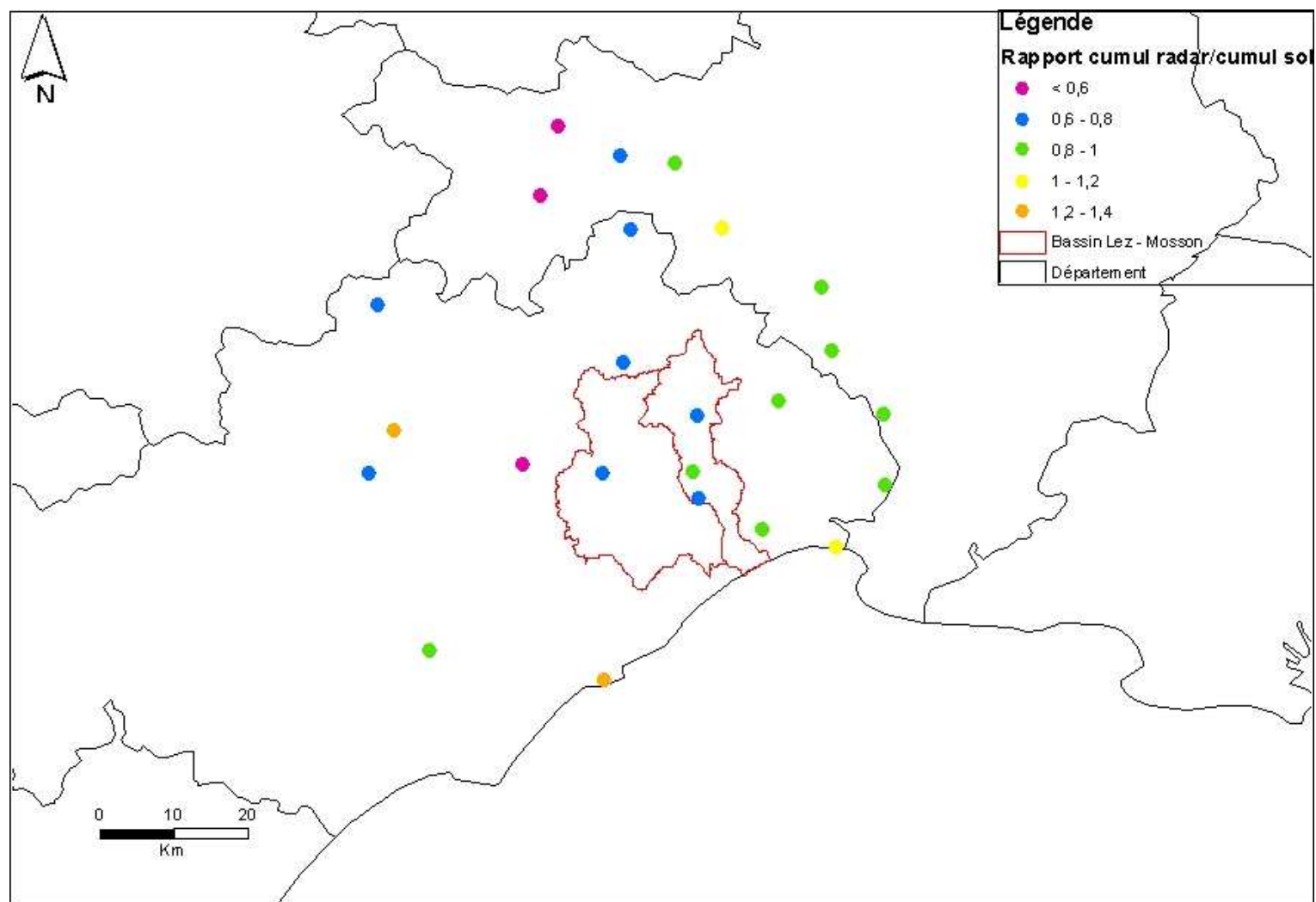


Pluie au sol le 6/09/2005

Annexe n°35 e : comparaison des cumuls de pluie journaliers (8h/8h) donnés par le radar et reconstitué à partir du réseau de pluviomètres au sol de Météo-France pour l'épisode de décembre 2003

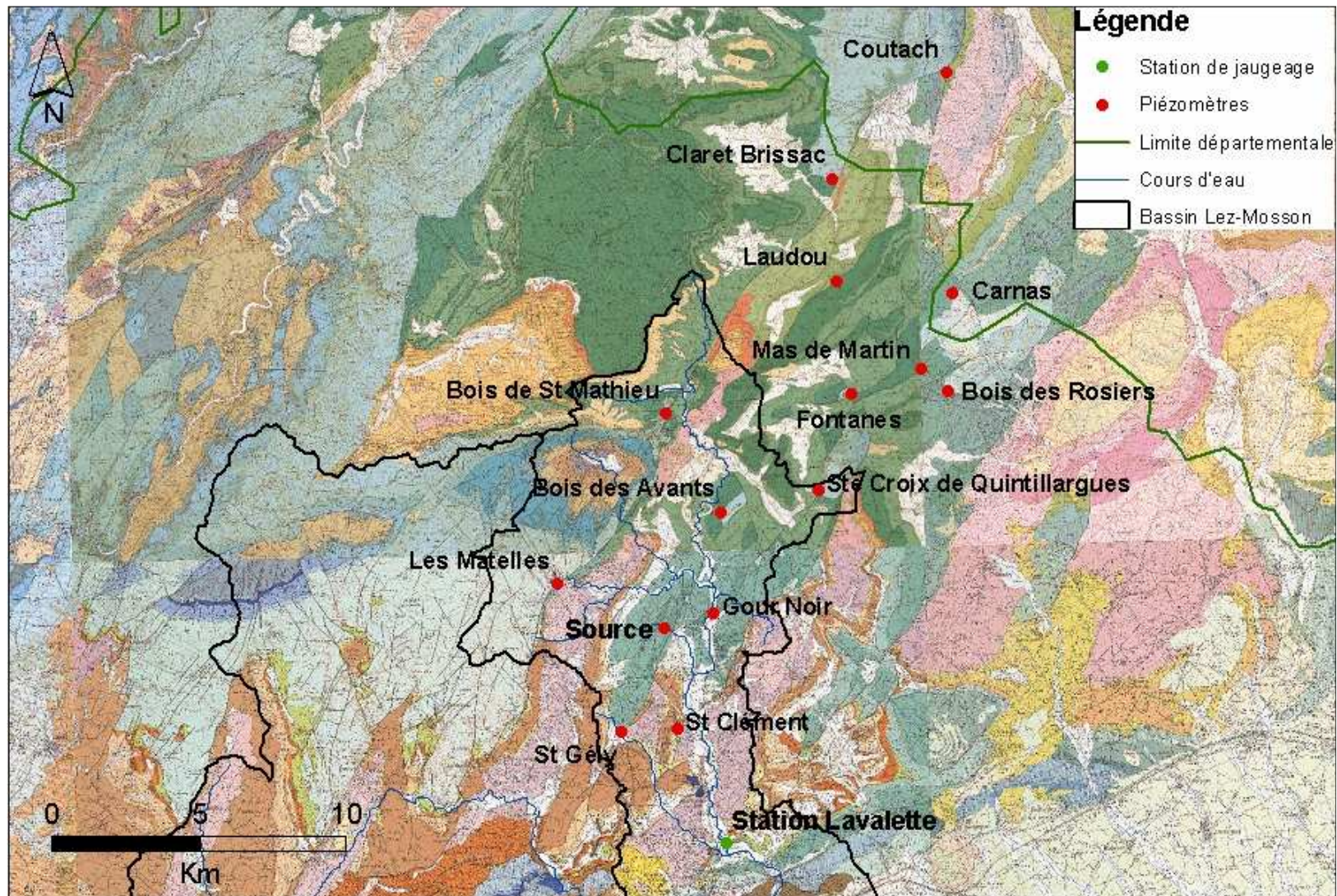


Annexe n° 36 a : Carte des rapports « Cumul radar/Cumul sol » pris sur toute la durée de l'épisode pour décembre 2002

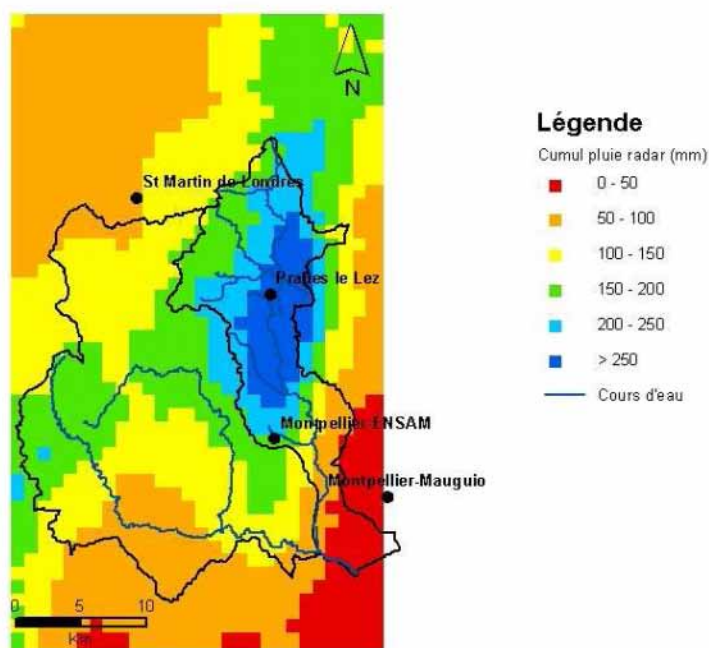


Auteur : Coustau Mathieu

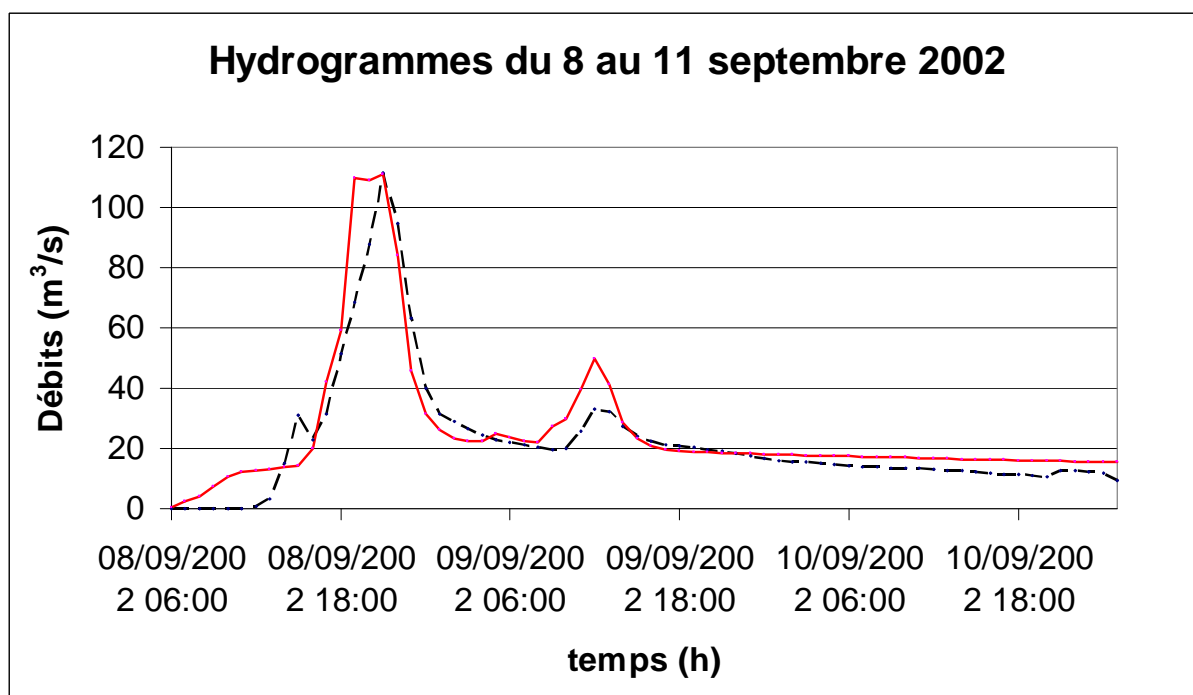
Annexe n° 36 b : Carte des rapports « Cumul radar/Cumul sol » pris sur toute la durée de l'épisode pour décembre 2003



Annexe n°37 : Carte de localisation des piézomètres



Annexe n°38 : Carte de cumul « radar » sur toute la durée de l'épisode de septembre 2005



- Hydrogramme observé
- Hydrogramme calculé à partir des pluies au sol

Annexe n°39 : Hydrogrammes observé et calculé à partir des données de pluies « sol » pour l'épisode de septembre 2002