Université Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud,
École des Mines de Paris
& École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts

DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie

Filière Hydrologie et Hydrogéologie Quantitatives

Impact du changement climatique sur la ressource en eau en région Languedoc-Roussillon

Chrystelle Auterives

Directeur(s) de recherche : Patrick Lachassagne, Éric Servat

BRGM, Service Eau
Unité Évaluation de la ressource - Milieux discontinus (RMD)
1039, rue de Pinville
34000 Montpellier

Septembre 2002

REMERCIEMENTS

Je remercie tout d'abord toutes les personnes qui ont contribué au bon fonctionnement de ce stage de DEA et qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce rapport.

Je pense notamment à Patrick Lachassagne pour m'avoir accueillie au sein du BRGM, pour m'avoir suivie tout au long de ce stage et surtout pour avoir trouver du temps à m'accorder même quand il n'en avait pas.

Je remercie également Éric Servat pour son accueil à la Maison des Sciences de l'Eau, pour m'avoir aidé sur les analyses statistiques, et avoir suivi mon travail même pendant ses vacances.

Je n'oublie pas non plus Hélène Niel pour ses explications sur les tests statistiques, leurs principes, leurs applications et l'interprétation de leurs résultats, et Luc Neppel pour l'acquisition des données MétéoFrance.

Je remercie aussi Bernard Ladouche pour toutes les "encore une petite question" sur *Tempo* auxquelles il a toujours répondu et Vincent Petit pour toute son aide et ses conseils sur la modélisation avec *Gardénia.*

J'adresse un grand merci également à toute l'équipe du BRGM pour leur accueil, leur aide, et leur soutien. Je n'oublie pas Évelyne, Joël, Carmen pour sa gentillesse et l'ensemble des stagiaires notamment Gwenn qui me laisseront de très bons souvenirs.

RESUME

La synthèse bibliographique a permis d'une part d'établir un état de l'art sur les méthodes permettant d'apprécier l'impact du changement climatique sur la ressource en eau. D'autre par part, elle a montré qu'à l'échelle du l'échelle du Languedoc-Roussillon les effets les plus probables étaient :

- un réchauffement du climat plus marqué que sur le reste de la France,
- un accroissement des précipitations en hiver,
- une diminution probable des pluies estivales augmentant ainsi les risques de sécheresse.

Dans le but de caractériser une éventuelle évolution du régime pluviométrique une analyse a été menée sur de longues séries chronologiques de précipitations au moyen de tests statistiques de détection de rupture dans une série. Sur les onze séries étudiées, sept d'entre elles n'ont montré aucune tendance significative quant à l'évolution du régime pluviométrique. Les quatre autres ont permis de détecter une tendance à l'accroissement des précipitations annuelles avec parfois une augmentation plus marquée sur les saisons d'hiver ou d'automne, observations qui vont dans le sens des hypothèses formulées sur l'évolution du climat.

Deux méthodologies ont été ensuite proposées afin de caractériser la sensibilité de l'hydrosystème karstique des Fontanilles, situé sur la vallée de l'Hérault, à une éventuelle modification du climat.

La première approche a été d'utiliser le logiciel *Tempo* comme outil simulateur de pluie. Ce logiciel a été élaboré dans le but de reproduire des scénarios de pluie et/ou d'ETP basé sur les caractéristiques de chroniques observées. Il n'offre pas la possibilité de modifier les scénarios dans le but de les faire évoluer selon les hypothèses du changement climatique. Le logiciel est contraint par les données d'observations il n'est donc pas possible d'influencer la simulation de façon significative. Une autre approche pourrait être alors envisager en identifiant des chroniques existantes présentant des différences climatiques par rapport à notre site d'étude allant dans le sens des hypothèses d'évolution du climat.

Cette première méthodologie n'ayant pas abouti aux résultats escomptés, une nouvelle approche a été envisagée. La modification de chroniques observées (pluie et ETP) tiendrait compte des hypothèses d'évolution du climat. Des coefficients multiplicateurs appliqués sur les données d'observations permettent de générer différents scénarios. Les séries ainsi modifiées ont été introduites dans le modèle pluie–débit *Gardénia* afin d'estimer l'influence de chaque paramètre sur la ressource en eau. Les résultats des simulations ont révélé que la source karstique serait peu sensible à une évolution du climat compte tenu du fait que les précipitations hivernales contribuent à une recharge efficace de l'aquifère. Il est même possible que l'augmentation de la recharge hivernale se traduise par un effet plutôt bénéfique sur la ressource en eau.

SOMMAIRE

Résumé 2

Sommaire 4

Introduction 5

1. Synthèse bibliographique 2

1.1 L'état du climat actuel et le rôle de l'effet de serre 2

1.2. Le système climatique : modélisation et évolution 2

1.2.1 Modélisation du climat 2

1.2.2 Évolution du climat mondial 4

1.2.3 Évolution de climat régional : France et Languedoc-Roussillon 4

1.3 Le changement climatique et la ressource en eau : Méthodologies appliquées 6

1.3.1 Scénarios d'évolution du climat 6

1.3.2 Modélisation des hydrosystèmes 7

1.3.3 Évolution de la ressource 8

1.3.4 Les conséquences indirectes du réchauffement : l'accroissement des besoins en eau 10

1.4 Conclusion 10

2. Analyse de chroniques de précipitations de stations situées en Languedoc-Roussillon 11

2.1 Introduction 11

2.2 Méthodes statistiques utilisées 11

2.2.1 Test de corrélation sur le rang [Lubes-Niel et al., 1998] 11

2.2.2 Statistique U de Buishand (Buishand 1982; Buishand 1984) 11

2.2.3 Ellipse de Bois [Lubes-Niel et al., 1994] 12

2.2.4 Test de Pettitt [Pettitt, 1979; Servat et al., 1997] 13

2.2.5 Procédure de segmentation de Hubert [Hubert, 1993; Hubert and Carbonnel, 1993] 14

2.3 Méthodologie 14

2.3.1 Choix des stations pluviométriques 14

2.3.2 Traitement des données 15

2.3.3 Méthodologie 16

2. 3.4 Résultats 16

2.4 Analyse et interprétations 16

2.4.1 Stations de la bordure méditerranéenne 16

2.4.2 Stations de l'arrière pays méditerranéen 18

2.4.3 Stations situées au nord de la région Languedoc-Roussillon 19

2.4.4 Station pyrénéenne 22

2.5 Conclusion 22

3. Application : la source karstique des Fontanilles sous un nouveau contexte climatique 23

3.1 Introduction 23

3.2 Modélisation de l'hydrosystème : Gardénia 23

3.2.1 la source karstique des Fontanilles 23

3.2.2 Présentation du logiciel *Gardénia* 23

3.2.3 Paramètres de modélisation et qualité de simulation du modèle 24

3.3 Deux méthodologies proposées 27

3.3.1 Utilisation d'un outil générateur de pluie : le logiciel Tempo 27

3.3.2 Modifications de chroniques observées 28

3.3.3 Résultats et interprétations en terme de sensibilité de l'hydrosystème aux aléas climatiques 30

3.4 Conclusion 33

Conclusion 34

Bibliographie 35

Annexes 38

Liste des Figures

Figure 1 : Mesure de la teneur en CO_2 atmosphérique depuis 1958 à l'observatoire du Mont Launa à Hawaï (source : MétéoFrance, www.meteo.fr) 2
Figure 2 : Variation de la température moyenne globale en surface 4
Figure 3 : Impact du doublement du taux de gaz carbonique sur la température pour chaque saison (source : MétéoFrance, www.meteo.fr) 5
Figure 4: Impact du doublement du taux de gaz carbonique sur les précipitations saisonnières (source : MétéoFrance, www.meteo.fr) 5
Figure 5 : En rouge, le nombre annuel de tempêtes en France au cours des 50 dernières années, en bleu est signalée la tendance sur cette période (Source : MétéoFrance, www.meteo.fr) 6
Figure 6 :L'hypothèse H_0 est acceptée aux seuils de confiance 90, 95 et 99%, l'hypothèse d'absence de rupture est validée. Exemple de la série chronologique des précipitations annuelles de la station de Montpellier. 13
Figure 7 : L'hypothèse H_0 est rejetée au seuil de confiance de 90, 95 et 99%, la série de Saint-André-De-Valborgne des pluies estivales (cumuls de juin à août) présente une rupture en 1951. 13
Figure 8 : Carte de localisation des stations en Languedoc-Roussillon 15
Figure 9 : Carte de localisation du système karstique des Fon-tanilles et des stations pluvio-métriques d'Aniane, Saint-Maurice-Navacelles et Saint-Martin-De-Londres. 23
Figure 10 : Schéma du principe de la modélisation représentant trois réservoirs se vidangeant les uns dans les autres et contrôlés par différents paramètres RUMAX, RUIPER, TG et THG. 24
Figure 11 Comparaison entre le débit observé de la source karstique des Fontanilles et le débit simulé par le modèle pluie–débit Gardénia 26
Figure 12 : Autocorrélogrammes de la pluie simulée par Tempo et de la pluie observée. 27
Figure 13 : Distribution mensuelle des précipitations de la chronique simulée et des précipitations observées. 27
Figure 14 : Histogramme de fréquence des taux d'accroissement de l'ETP mensuelle sous l'effet de la température dans l'hypothèse des scénario H_1 et H_2. 30
Figure 15 : Chronique des débits sous les hypothèses H_1 et H_2 et à partir des données observées de pluie et d'ETP 31
Figure 16 : Chroniques des débits simulés sous les hypothèses 1A, 1B et à partir des données d'observations 32
Figure 17 Graphique la simulation du débit à partir des données observées et sous les hypothèses 2A, 2B, 2C et 2D. 33
Figure 18 Débits simulés sous les hypothèses 3A, 3B et à partir des données observées de pluie et d'ETP. 33

Liste des tableaux

Tableau 1 : Valeurs critiques de la statistique U de Buishand au seuil de confiance de 90, 95 et 99 % 12
Tableau 2: Coordonnées et périodes d'enregidtrement des onze stations sélectionnées 15
Tableau 3 : Moyenne des précipitations annuelles sur les segments considérés 21
Tableau 4 : Paramètres de calage du modèle pluie–débit Gardénia 25
Tableau 5 : Récapitulatif des débits simulés sous les différentes hypothèses de variation climatique ainsi qu'à partir des données de pluie et d'ETP. Les débits sont exprimés en m^3/s. 31

Liste des annexes

ANNEXE 1 Distribution mensuelle des précipitations pour chaque station considérée 38
ANNEXE 2 Graphiques de la pluviométrie des stations météorologiques 39

INTRODUCTION

La gestion optimale de la ressource en eau, en quantité comme en qualité, est une condition essentielle du développement durable de la région Languedoc-Roussillon (LRO). Ce développement s'inscrit d'une part dans la perspective d'une croissance des besoins, associée à la forte augmentation démographique de la région LRO et à une pression touristique renforcée, et d'autre part dans celle des modifications du cycle de l'eau qui pourraient être liées aux processus de changement climatique (Global Change).

La région Languedoc-Roussillon est majoritairement soumise à un climat méditerranéen dont les évènements extrêmes (crues, sécheresses, etc), constituant une caractéristique fondamentale. Ils méritent de faire l'objet d'une caractérisation détaillée, dans leur état d'occurrence actuel et dans celui qu'ils pourraient revêtir dans le futur, sous l'effet de changements climatiques. Leur impact sur le fonctionnement des hydrosystèmes et, par voie de conséquence, sur la disponibilité de la ressource en eau pour les usages anthropiques, doit alors être étudié.

Dans cette perspective, un projet de recherche est prévu dans le cadre du Contrat de Plan État–Région 2000-2006 (CPER). Il concerne plus particulièrement la problématique des événements extrêmes de type « sécheresse » dans le cadre desquels les eaux souterraines, eaux de pluie infiltrées lors des épisodes pluvieux antérieurs et restituées aux cours d'eau par les aquifères, jouent un rôle prépondérant.

Les objectifs de ce projet sont d'apprécier la sensibilité de la ressource en eau de la région Languedoc-Roussillon face aux variations climatiques. A terme, il s'agit de fournir aux décideurs les éléments nécessaires à la mise en place de politiques de gestion de la ressource adaptées au contexte climatique et au développement de la région LRO.

Le travail de DEA entre dans un cadre plus restreint de préfaisabilité du projet.

Dans un premier temps, la synthèse bibliographique a permis de dresser un état de l'art sur le réchauffement planétaire lié à l'effet de serre, les différentes controverses quant à une modification éventuelle du climat et de caractériser les scénarios probables de son évolution. Elle a permis également de proposer une synthèse des différentes méthodologies qui peuvent être mises en œuvre pour traiter cette problématique.

Le régime pluviométrique de la région Languedoc-Roussillon a ensuite été analysé dans le but d'identifier une éventuelle évolution de celui-ci. Une analyse statistique portant sur la détection de "points de rupture" a été menée sur de longues séries chronologiques de précipitations disponibles au pas de temps mensuel.

Puis, une méthodologie a été développée dans le but d'estimer la sensibilité d'un aquifère karstique, la source des Fontanilles, à une éventuelle variation du climat. Les débits de la source ont été simulés à l'aide du modèle pluie–débit *Gardénia* sous différentes hypothèses correspondant à un nouveau contexte climatique. Pour ce faire, deux méthodologies ont été proposées :

- l'utilisation d'un outil informatique simulateur de pluie, le logiciel *Tempo*, afin de générer des scénarios de pluie et d'évapotranspiration (ETP),
- la modification d'une chronique de 12 années d'ETP et de pluie selon différents scénarios (augmentation des pluies hivernales, épisodes de sécheresses estivaux, augmentation de l'ETP, etc) .

Les résultats obtenus dans le cadre du DEA permettront de proposer des perspectives quant au déroulement du projet dans le cadre du CPER. À cet égard, une partie du stage a été consacrée au montage scientifique, technique et financier de ce projet. Le document correspondant n'est pas intégré dans le présent mémoire.

1. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

1.1 L'état du climat actuel et le rôle de l'effet de serre

Définition du climat

Le climat, qu'il soit global ou régional, résulte de la superposition de types de temps qui se succèdent en un lieu donné et se définit selon des paramètres sensibles pour l'homme [WEB : Planton, 21/03/02] comme la température, la pluie, l'ensoleillement, etc. Ces variables caractérisant l'état de l'atmosphère au moyen d'outils statistiques (moyenne, variabilité, intensité et fréquence des évènements météorologiques, etc) permettront de définir de façon précise l'état de climat pour une région donnée [WEB : Environnement Canada, 11/03/02].

L'effet de serre

Actuellement sur Terre, l'effet de serre contribue au développement de la vie telle qu'on la connaît : sans un tel processus, la température moyenne mondiale serait de –18°C au lieu des +15°C actuels [WEB : Jouzel, 20/03/02; WEB : Planton, 21/03/02]. La moindre variation des teneurs atmosphériques [WEB : Services Fédéraux pour les Affaires Environnementales, 25/03/02] en gaz à effet de serre, bien qu'en faible quantité (–1%) peut affecter le climat de façon significative [Le Treut et al., 2000]. La croissance des gaz à effet de serre liée à la révolution industrielle : + 30% de CO_2 dans l'atmosphère entre 1750 et 1990 et + 145% de CH_4 sur la même période, constitue ainsi un événement considérable et d'une rapidité sans équivalent. A l'observatoire du Mont Launa (Hawaï) la teneur en CO_2 atmosphérique y est mesurée depuis 1958, elle a augmentée de 316 à 360 ppm en 40 ans (Figure 1). Les scénarios les plus probables, compte tenu de la croissance économique, de la démographie, de l'occupation des sols et des progrès technologiques, prévoient un doublement du CO_2 atmosphérique pour le prochain siècle [WEB : Jouzel, 20/03/02], soit près de 700 ppmv atteint en 2060 contre 355 ppmv en 1990.

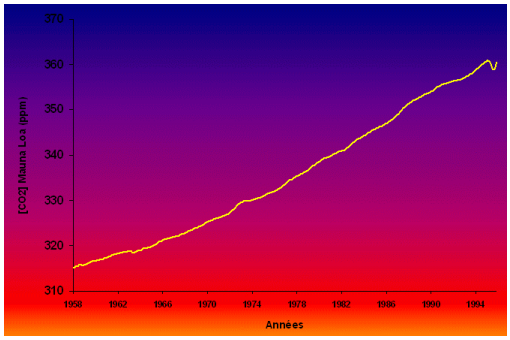


Figure 1 : Mesure de la teneur en CO_2 atmosphérique depuis 1958 à l'observatoire du Mont Launa à Hawaï (source : MétéoFrance, www.meteo.fr)

La variabilité climatique actuelle intègre une composante anthropique qui se surimpose à la variabilité naturelle du climat. Le GIEC (Groupement Intergouvernemental d'Experts du Changement Climatique) rapportent dans ses conclusions du rapport "Global Change 2001 : the scientific basis" que le réchauffement planétaire et son origine anthropique sont des faits avérés [Houghton et al., 2001]. Les tendances des températures annuelles planétaires sont estimées à +0.6 ± 0.2 °C au cours du 20ème siècle au seuil de confiance de 99% [Moisselin, 2002].

1.2. Le système climatique : modélisation et évolution

1.2.1 Modélisation du climat

Concernant l'évolution du climat trois questions se posent [Le Treut et al., 2000] :

- Quelle est, quantitativement, la réponse de la température globale à une augmentation précise de la concentration d'un gaz à effet de serre (ex : CO_2)? Ces résultats seraient à comparer aux grandes variations climatiques passées afin de relativiser l'importance du changement climatique
- Comment le réchauffement se répartit-il sur le globe terrestre ? Il est très peu probable que celui-ci soit homogène sur l'ensemble de la planète compte tenu de l'hétérogénéité actuelle des climats.
- Comment les autres composantes du climat, en particulier le cycle hydrologique, vont elles accompagner le réchauffement climatique? Dans de nombreuses régions, les activités humaines sont plus dépendantes des sécheresses et des inondations que de quelques degrés de plus ou de moins.

La modélisation mathématique du climat est le seul outil à notre disposition à ce jour pouvant permettre de répondre aux questions quant à l'importance du changement climatique et ses conséquences.

Les modèles climatiques :

Les modèles climatiques sont basés sur des équations mathématiques décrivant les mécanismes et processus climatiques (évaporation, précipitations, etc) en mettant en relation différentes variables météorologiques (température, pression, vitesse du fluide, etc) obéissant aux lois de la thermodynamique et de la mécanique des fluides [Caya et al., 1994] [Le Treut et al., 2000]

Il existe une vaste gamme de modèles [Caya et al., 1994] dont les plus complexes sont les Modèles de Ciculation Générale (MCG) représentant la structure tridimensionnelle de l'atmosphère afin de reproduire au mieux le fonctionnement du système climatique [WEB : Le Treut, 25/03/02].

Les sorties des MCG [WEB : UQAM, 25/03/02] sont des chroniques simulées des paramètres climatiques (température, précipitation, humidité du sol, etc.) aux nœuds d'un maillage de plusieurs centaines de kilomètres de côté couvrant ainsi toute la planète. En effet, on ne peut calculer ce qui va se passer dans une région en ignorant ce qui se passe autour [Le Treut et al., 2000], toutes les interactions entre les différentes parties du globe sont à prendre en considération.

Les faiblesses des MCG

Les données de sorties des MCG sont à utiliser avec précautions. Plusieurs approximations dans la modélisation du système climatique expliquent la grande incertitude des résultats et l'écart entre la simulation et le climat réel :

- Des problèmes d'échelle : la résolution spatiale des MCG, contrainte pas les capacités de calculs, est trop lâche (plusieurs centaines de kilomètres) pour modéliser certains processus tels que la formation des nuages [WEB : Le Treut, 25/03/02],
- La variabilité naturelle du système climatique n'est pas prise en compte dans les MCG, implicitement elle est constante alors que le climat a toujours changé en dehors même de toute influence anthropique,
- Les gaz à effet de serre autres que le CO_2 [Schnur, 2002] ne sont pas pris en compte alors que leur influence n'est sûrement pas négligeable,
- Les MCG n'intègrent pas non plus les composantes biologique et chimique du système [WEB : Le Treut, 25/03/02].

Même si les effets anthropiques dominent le climat [WEB : Le Treut, 26/04/2002] d'autres processus non négligeables rendent encore difficile toute estimation de la simulation du climat : rôle du refroidissement des aérosols, éruptions volcaniques, variations de l'insolation, fluctuations naturelles du système, etc. La complexité du système climatique et la résolution spatiale imposée conduisent inévitablement à une simplification et/ou une paramétrisation des processus [Le Treut et al., 2000], ce qui explique pour l'essentiel les variations des résultats d'un modèle à l'autre et les grandes incertitudes quant aux changements annoncés.

Cependant on peut accorder une certaine confiance aux modèles climatiques. L'abondance des MCG [Le Treut et al., 2000; WEB : Bruce et al., 25/03/02] développés indépendamment les uns des autres à travers le monde (GFDL[1], UKMO[2], CCC[3], CNRM, …) et la convergence de leurs résultats permet de suggérer une certaine validité des prédictions établies à l'échelle de la planète pour le prochain siècle. De plus, la température moyenne de la planète croît actuellement à un rythme compatible avec celui prédit par les modèles en réponse à un effet de serre additionnel [André and Royer, 1999].

[1] GFDL Geophysical Fluid Dynamic Lab (Etats-Unis)
[2] UKMO United Kingdom Meteorological Office (Grande Bretagne)
[3] CCC Centre Climatique Canadien (Canada)

1.2.2 Évolution du climat mondial

Pour simuler l'évolution du climat mondial, on utilise la méthode dite des scénarios [Le Treut et al., 2000] qui consiste en une intégration sur une longue période (jusqu'à un siècle) du modèle MCG en faisant des hypothèses sur l'évolution de l'atmosphère comme un accroissement de la teneur en CO_2 atmosphérique de 1% par an par exemple. Un scénario dit de contrôle simule le climat actuel, l'écart entre les deux est définit comme le biais du modèle. Dans l'hypothèse d'un biais constant, l'importance du changement climatique est définit comme l'écart entre le climat actuel simulé et le climat futur simulé sous l'hypothèse particulière de modification de l'atmosphère.

L'évolution du climat sur le dernier siècle témoigne d'une augmentation des températures de 0.6 ± 0.2°C au cours du 20ème siècle [Houghton et al., 2001]. Ce réchauffement n'a pas été uniforme ni dans le temps ni dans l'espace [Moisselin et al., 2002]. Il s'est principalement produit lors des périodes 1910-1945 concentré sur l'Atlantique Nord, et en 1976-2000 aux moyennes et hautes latitudes continentales de l'hémisphère nord. Selon les résultats des MCG, la température moyenne mondiale semblerait continuer de s'accroître de 1.4 à 5.8 °C sur la période 1990-2100 (Figure 2). Cependant cet accroissement ne serait pas homogène, l'élévation des températures semblerait plus marquée sur les zones de hautes latitudes, sur les continents et sur la saison estivale [Houghton et al., 2001].

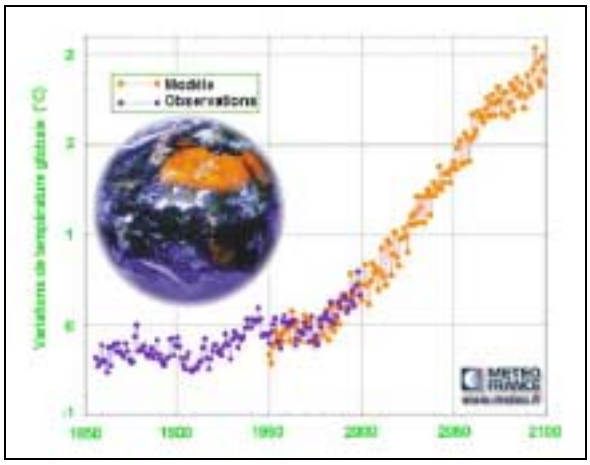


Figure 2 : Variation de la température moyenne globale en surface

(Source : MétéoFrance, www.meteo.fr)

Les précipitations des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord ont augmenté de 5 à 10 % au 20ème siècle [Moisselin et al., 2002] avec une confiance de 90 et 99%. Cette modification du régime pluviométrique serait liée à l'élévation de la température qui intensifie l'évaporation des océans contribuant ainsi à accroître les précipitations mondiales annuelles. Les projections sur le 21ème siècle des MCG prévoient des augmentations de la pluviométrie préférentiellement aux hautes et moyennes latitudes et en hiver. Le modèle Canadien quantifie ces augmentations à l'échelle mondiale à +1% d'ici 2050 et + 4% d'ici 2100 [WEB : Bruce et al., 25/03/02].

1.2.3 Évolution de climat régional : France et Languedoc-Roussillon

A une échelle plus réduite les MCG ne sont pas adaptés à une simulation du climat régional. Ont alors été développés les modèles climatiques régionaux (MRC). Ne pouvant réduire la taille des mailles compte tenu des capacités de calculs des ordinateurs, la solution a été d'utiliser des modèles emboîtés.

Les MRC ont la même base que les MCG mais offrent une meilleure résolution spatiale. Le MCG détermine les conditions aux limites de la maille considérée et les introduit dans le modèle régional qui simule le climat local. Divers centres climatiques de recherche ont développé leur propre MRC : le MRCC[4], au Canada [Caya et al., 1994]; au CNRM, MétéoFrance développe la modèle Aladin qui offre une résolution spatiale de 10 km [WEB : MétéoFrance - Prévision, 08/04/02]. La localisation précise des évènements météorologiques demeure encore impossible à l'heure actuelle en raison de la complexité du système associée à l'incertitude des modèles de simulation climatique.

[4] MRCC Modèle Climatique Régional Canadien

Plusieurs résultats ont déjà été acquis à partir des MRC afin de caractériser l'évolution climatique locale. Il semblerait qu'en France [Le Treut et al., 2000] il n'y ait pas d'appauvrissement marqué de la ressource mais des gains modestes et inégaux avec quelques fragilisations locales sur le territoire.

L'analyse de longues séries homogénéisées des températures moyennes a révélé un accroissement de 0.7 à 1°C sur le siècle dernier en France [Moisselin et al., 2002], réchauffement qui serait plus marqué au sud sur le pourtour du Golfe du Lion. L'influence maritime de la Méditerranée contribuerait à un réchauffement plus prononcé.

La région du Languedoc-Roussillon est soumise à un climat méditerranéen dont les sécheresses estivales, et hivernales dans une moindre mesure, en sont l'une des caractéristiques principales. Ces évènements de type sécheresse pourraient s'intensifier sur le pourtour méditerranéen [Mimikou et al., 2000]. L'augmentation des températures simulée par le modèle de MétéoFrance (figure 3) montre un accroissement plus marqué en été et sur la bordure méditerranéenne [Le Treut et al., 2000] que dans le reste de la France.

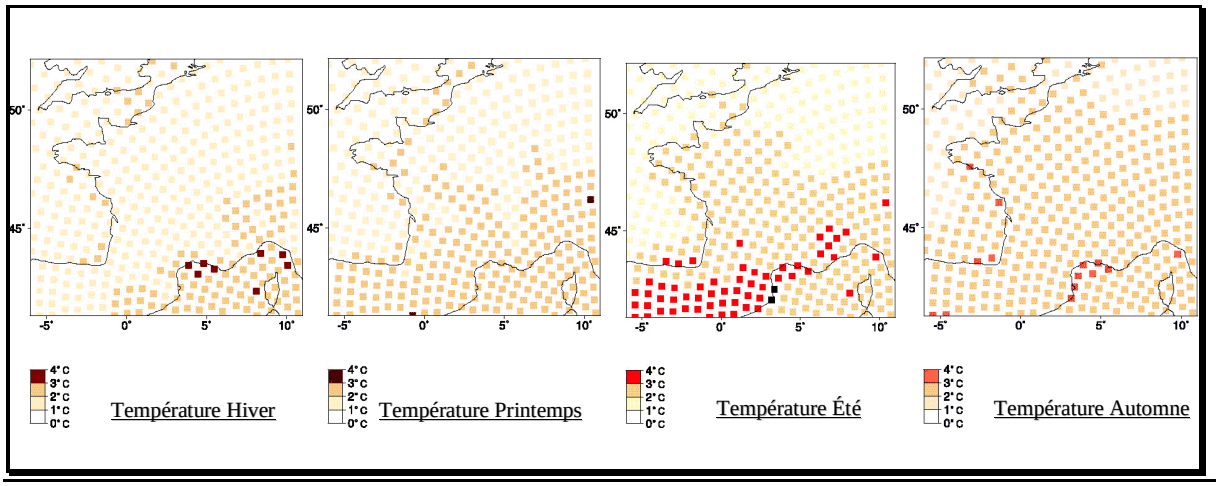


Figure 3 : Impact du doublement du taux de gaz carbonique sur la température pour chaque saison (source : MétéoFrance, www.meteo.fr)

L'évolution des précipitations serait hétérogène également : des régions de haute latitude comme la France [Muller, 2000] ou la Canada [Hofmann et al., 1997] seraient favorisées par une augmentation des précipitations contrairement à d'autres comme le Sahel [WEB : Salles, 11/03/02] menacées de sécheresses persistantes. Cette hétérogénéité se remarque à l'échelle même du territoire français. L'accroissement de pluviométrie au sud serait moins marqué qu'au nord [Moisselin et al., 2002]. Les résultats de simulation de MétéoFrance (figure 4) témoignent de ces tendances.

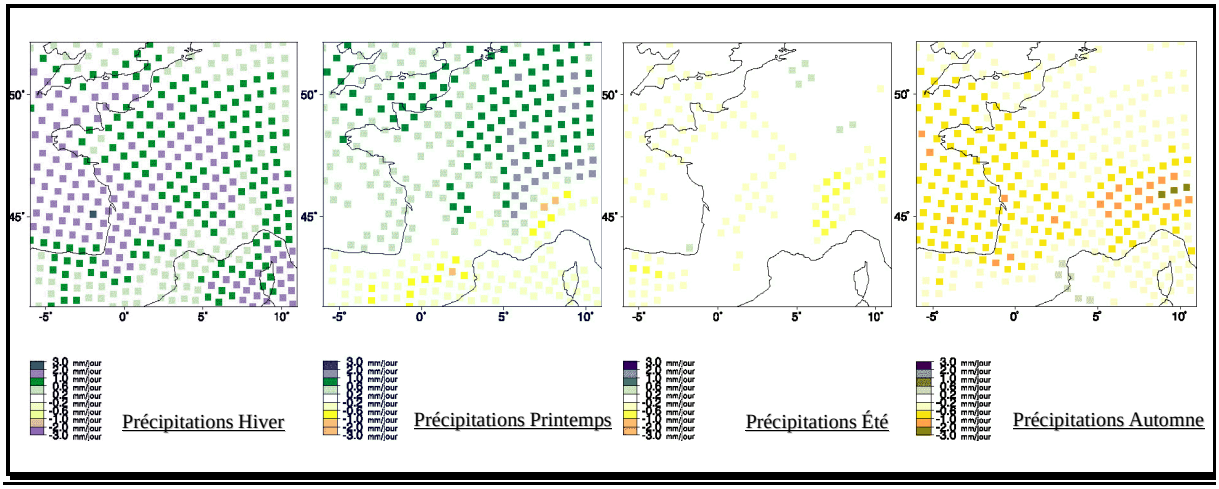


Figure 4: Impact du doublement du taux de gaz carbonique sur les précipitations saisonnières (source : MétéoFrance, www.meteo.fr)

Le régime pluviométrique évoluerait vers une accentuation des contrastes saisonniers [Loaiciga et al., 1996]. Les étés seraient plus secs sur le pourtour méditerranéen [Mimikou et al., 2000] accentuant ainsi les risques d'incendie et de sécheresse [Moisselin et al., 2002].

Entre sécheresse et humidification, le climat français tendrait à évoluer dans deux directions selon les régions considérées : au nord, l'accroissement des précipitations favoriserait une humidification du climat, au sud, les faibles augmentations du régime pluviométrique et des températures plus élevées intensifieraient les épisodes de sécheresse estivale.

L'ensemble des modèles s'accordent à prévoir une augmentation en fréquence et en intensité des "évènements extrêmes" [Hofmann et al., 1997] : inondation, sécheresse, forte chaleur, vents élevés, etc. Les observations actuelles ne confirment pas ces changements. Bien que certains événements récents comme la tempête de décembre 1999 en France aient marqué les consciences et que la presse ne cesse d'argumenter sur un dérèglement catastrophique du climat, rien ne vient corroborer ces dires. Il ne s'agit pas d'anomalies (figure 5) échappant aux statistiques [Hubert et al., *in press*] [WEB : MétéoFrance, 01/09/02]. À l'heure actuelle de tels processus [Planton and Bessemoulin, 2000] ne sont pas prédictibles compte tenu de l'échelle de résolution spatiale des modèles.

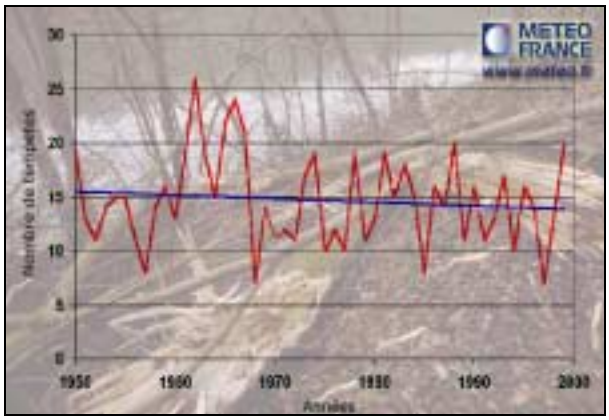


Figure 5 : En rouge, le nombre annuel de tempêtes en France au cours des 50 dernières années, en bleu est signalée la tendance sur cette période (Source : MétéoFrance, www.meteo.fr)

Tous les systèmes d'étude du changement climatique conduisent à un réchauffement de la planète, ils ne sont pas exempts d'incertitude mais permettent de mettre en évidence la réalité des risques liés aux modifications du climat : une accentuation des contrastes climatiques entre les saisons (Loaiciga, Valdes et al. 1996) et des disparités régionales plus marquées.

1.3 Le changement climatique et la ressource en eau : Méthodologies appliquées

L'ensemble des études menées sur le changement climatique et ses conséquences suivent globalement toujours le même protocole mais à chaque étape des méthodologies différentes ont été développées :

- Proposition de scénarios de température et/ou de précipitations d'évolution du climat basés sur des observations et/ou des modélisations,
- Modélisation du/des hydrosystème(s) étudié(s) en déterminant la fonction de transfert pluie–débit,
- Analyse de la réponse de l'hydrosystème aux nouvelles conditions climatiques qui lui ont été appliquées,
- Conclusion sur la sensibilité de l'hydrosystème à une évolution éventuelle du climat.

1.3.1 Scénarios d'évolution du climat

L'approche la plus simple consiste à utiliser des scénarios–type tels qu'un accroissement constant des températures ou des précipitations : augmentation de 4°C [Avila et al., 1996], variation des précipitations de 20% [Arnell and Reynard, 1996] en précisant toutefois s'il s'agir de 20% de jours de pluie ou de 20% de pluie en plus sur les journées pluvieuses [Le Treut et al., 2000], etc.

Bien que comportant encore de nombreuses incertitudes les résultats des MCG sont souvent utilisés comme données d'entrées des hydrosystèmes. Les échelles de résolution spatiale ne sont pas adaptées à celle des bassins versants étudiés, plusieurs approches sont envisagées pour désagréger les données aux pas de temps et aux échelles des hydrosystèmes.

Aucun résultat de MCG ne donne de meilleures valeurs qu'un autre, une première approche est de moyenner les simulations des différents modèles [Chabart, 1996] dont les résultats ont ensuite été adaptés à une échelle locale en considérant la répartition statistique des précipitations observées dans la région étudiée. Le changement d'échelle entre la simulation du MCG et l'hydrosystème peut se réaliser par une simple interpolation [Mimikou et al., 2000] des données de sortie d'une maille de MCG à une maille plus réduite. Un modèle de désagrégation spatiale et temporelle des données des MCG en cascade multifractale [Biaou, 2000] a été mis au point dans le cadre d'une étude des aménagements hydrauliques d'EDF. D'autres méthodes sont basées sur l'analyse statistique de données observées (température, précipitations, etc) permettant ainsi de mettre en évidence l'évolution actuelle du climat et dans quelles proportions [Moisselin et al., 2002; Yu et al., 2002], ou d'éventuels points de ruptures [Mahe et al., 2000; Paturel et al., 1997]. Ces tendances permettent de suggérer l'évolution du climat dans l'hypothèse d'une continuité des processus engagés. Une approche combinée a été envisagée : les données d'observations sont modifiées selon des coefficients multiplicateurs déterminés par les simulations des MCG [Loaiciga et al., 2000] $P_{CO_2-Scénario} = \frac{P_{1\times CO_2-Simulé}}{P_{2\times CO_2-Simulé}} . P_{Historique}$

où P correspond aux précipitations. Le choix de scénarios climatiques visant à augmenter l'intensité des précipitations de 20% pour les pluies d'octobre à mars et de diminuer celles d'avril à septembre de 15% [Le Treut et al., 2000] revient à multiplier les chroniques par un coefficient variable en fonction de la saison tout en conservant le même nombre de jours de pluie dans l'année.

1.3.2 Modélisation des hydrosystèmes

La réponse hydrologique d'un bassin versant [Berger and Enthekhabi, 2001] est autant contrôlée par le climat auquel il est soumis que par les caractéristiques des aquifères qui s'y trouvent. Les aquifères ont en effet un rôle de régulateur des évènements météorologiques. Leur inertie et leur capacité de stockage prédéterminent la réponse du bassin versant aux événements météorologiques. Arnell & Reynard [Arnell and Reynard, 1996] ont montré la variabilité des réponses hydrologiques de 21 bassins versants au même scénario climatique. Il semble évident qu'un aquifère de grande capacité de stockage avec une forte inertie sera beaucoup moins sensible à une période de sécheresse qu'un aquifère de petite capacité aux temps de transferts très courts. Les modèles pluie–débit sont utilisés pour simuler la réponse hydrologique (débit de cours d'eau) et/ou hydrogéologique (variabilité des réserves souterraines des aquifères) du bassin versant.

La compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes a pour but de mettre en relation les précipitations du bassin versant et la réponse hydrologique de celui-ci (débits des cours d'eau, fluctuation des niveaux piézométriques d'aquifères), les modèles pluie–débit permettent de simuler cette réponse du bassin versant au régime pluviométrique

Il existe deux types de modèles pluie–débit : les modèles généraux – globaux ou distribués – spatialisés.

Les modèles globaux considèrent le bassin versant comme une seule entité. Le paramètre d'entrée, notamment les précipitations, est la seule variable du système. Sur le bassin de Kao Pen Creek dans le sud de Taiwan [Yu et al., 2002], le modèle hydrologique continu pluie-débit appliqué permet de modéliser l'écoulement de surface à partir de l'humidité du sol qui a été définie à partir des précipitations. D'autres modèles conceptuels établis sur des bases physiques font intervenir de nombreux paramètres et plusieurs réservoirs en cascade et sont utilisés pour modéliser la réponse d'un bassin versant à une pluie [Mimikou et al., 2000; Sefton and Howarth, 1998; WEB : Aimwater, 21/05/02] . Ils permettent de définir des unités hydrographiques, de séparer les hydrogrammes (écoulement lent et rapide), d'expliciter le fonctionnement de l'hydrosystème, etc. Les modèles conceptuels considérant le bassin versant comme une seule entité ont pour intérêt qu'ils nécessitent peu de données pour simuler les débits, cependant les paramètres du modèle considéré ne sont pas toujours en relation avec les paramètres physiques ou hydrologiques du système étudié.

Les modèles distribués ou spatialisés découpent le bassin versant en mailles de taille régulière [Berger and Enthekhabi, 2001; Loaiciga et al., 2000], nécessitant ainsi que chaque paramètre considéré (perméabilité, occupation des sols, etc) soit défini sur chaque maille du réseau. On les utilise généralement pour le suivi de la propagation d'événement de crue ou la progression de polluant. Ce

type de modèle nécessite une grande quantité d'informations et de données mais considère les processus internes aux bassins versants.

La problématique de notre sujet est essentiellement ciblée sur la ressource en eau ce qui implique qu'au cours de la modélisation une attention toute particulière sera faite sur la simulation des débits d'étiage. C'est à cette période de basses eaux que la composante souterraine est la plus forte, il est donc important de l'introduire dans les modèles de simulation ce qui contraint à une connaissance et une caractérisation de la structure et du fonctionnement de l'aquifère associé au bassin versant considéré.

Plusieurs approches ont été envisagées :

L'analyse des débits d'étiages [Durand, 2001] a permis de mettre en évidence le lien entre la structure géologique de l'aquifère et la réponse hydrologique du bassin versant. L'étude des courbes de récession des hydrogrammes permet de caractériser la géométrie des aquifères et ses propriétés hydrodynamiques par l'intermédiaire des équations de Boussinesq et de Maillet [Dewandel et al., 2002]. Au Mali, les relevés piézométriques [Mahe et al., 2000] ont permis d'estimer la capacité de stockage de l'aquifère du bassin de la rivière de Bani (affluent du Niger). Enfin, le suivi des sources de Comal et de San Marcos [Loaiciga et al., 2000] a conduit à l'estimation de l'état de vidange de l'aquifère karstique d'Edwards Balcones au Texas.

Une fois l'hydrosystème modélisé et la fonction de transfert établie entre les précipitations et les écoulements de surface ou l'état de recharge de la nappe, le modèle est prêt pour qu'y soit introduit les composantes du climat modifié.

1.3.3 Évolution de la ressource

L'incertitude des modèles climatiques ne permet pas de présenter des résultats en terme de prévision. Il est important de considérer les résultats obtenus comme une approche sur l'évolution la ressource en terme de risques sous des hypothèses particulières de changement de climat.

Les précipitations à leur arrivée au sol se déclinent en trois composantes [Le Treut et al., 2000] : l'évapotranspiration (ETP), , l'infiltration qui contribue à la recharge des aquifères, et le ruissellement. L'évolution des précipitations et des températures sous l'effet du changement climatique décrite précédemment va influencer l'ensemble du cycle de l'eau :

1.3.3.1 L'évapotranspiration : les pertes vers l'atmosphère

L'évapotranspiration est directement liée à l'accroissement des températures. Sous un scénario de réchauffement du climat où la température s'accroît de 1,6°C et les précipitations augmentent aussi, l'évaporation annuelle s'élèverait de près de 50% [Hofmann et al., 1997]; soit 35 mm en plus par degré Celsius sur la température moyenne annuelle de l'air. En Inde, Chattopadhyay et Hulme [Chattopadhyay and Hulme, 1997] montrent une augmentation de l'évaporation et de l'ETP sur les trente dernières années, accroissement qu'ils attribuent au réchauffement récent du climat et qui risque de s'intensifier. En Suède, l'étude menée par Gärdenäs et Jannson mettent en évidence l'accroissement du stress hydrique des pins écossais [Gärdenäs and Jannson, 1995] face au simple réchauffement climatique. En augmentant la pluviométrie, parallèlement à la température dans la simulation, la demande évaporatoire a été estimée telle que la transpiration des végétaux serait accrue de 30 à 50%.

Les augmentations de l'évaporation et de l'évapotranspiration pourraient s'accroître à tel point que les pertes en eau vers l'atmosphère [WEB : Bruce et al., 25/03/02] pourront compenser l'accroissement des précipitations dans certaines régions. Ce phénomène pouvant ainsi limiter la recharge des aquifères et affecter la ressource en eau souterraine.

1.3.3.2 Les eaux de surface

Les débits des cours d'eau associent une composante souterraine et une composante météorologique, cette dernière étant responsable de la variabilité interannuelle des débits des cours d'eau.

Il apparaît que la variabilité des débits moyens mensuels sera beaucoup plus marquée que la variabilité des débits moyens annuels [Arnell and Reynard, 1996]. Les débits dans les rivières en hiver seront fortement augmentés, conséquence de l'accroissement des précipitations neigeuses. La fonte des neiges plus précoce contribuerait à intensifier le débit des cours d'eau au début de printemps alors que les débits estivaux seraient diminués. Plusieurs études ont mis en évidence cet accroissement de la

variabilité interannuelle des débits [Loaiciga et al., 1996; Mimikou et al., 2000; Westmacott and Burn, 1997]. Au Canada (Ontario), le suivi de 41 stations hydrométriques sur une période d'au moins 30 ans s'achevant en 1990 [Hofmann et al., 1997], a mis en évidence : 1) sur plus de 50% des stations hydrométriques, le débit moyen mensuel a augmenté sur la période septembre – janvier; 2) sur 25% des stations, le débit moyen mensuel a diminué sur la période avril – septembre; 3) les débits d'étiages en été ont diminué; 4) les débits d'étiages en hiver et les débits moyens annuels ont augmenté; et 5- l'écart interannuel des débits s'accentue. En Inde, en ne considérant que la modification du régime pluviométrique, a été mise en évidence la sensibilité d'un grand bassin versant tropical aux régimes des pluies entre deux scénarios : une diminution de 10% des pluies à la saison sèche entraîne une réduction des écoulements de surface de 5% et une augmentation de 10% des précipitations annuelles accroît l'écoulement de 17%.

La variabilité des débits mensuels risque de fortement s'accroître [Wilk and Hughes, 2002] compte tenu des modifications annoncées des précipitations en LRO : des hivers pluvieux avec des évènements plus intenses et des sécheresses estivales plus marquées.

Les réserves de surface (lacs et barrages) vont être également influencées par cette modification des précipitations et de la demande évaporatoire. Le dimensionnement des ouvrages hydrauliques [Servat and Sakho, 1995] pourraient ne plus être adapté au régime des précipitations . le système des Grands Lacs canadiens [Hofmann et al., 1997] seraient menacer. Bien que les infrastructures telles que les barrages et les centrales hydroélectriques ne soient pas particulièrement développées il est possible que leurs modes de gestion et de fonctionnement se doivent d'être modifiés sous les nouvelles conditions des régimes hydrologiques.

1.3.3.3 Les eaux souterraines : la réponse des aquifères au changement climatique

Il est important de signaler que toutes les nappes [Le Treut, 1997] ne sont pas tributaires des conditions météorologiques ni également soumises aux aléas du climat. Les nappes dites superficielles sont directement alimentées par les eaux infiltrées et donc beaucoup plus sensibles au climat alors que les nappes profondes en sont indépendantes.

Les aquifères peuvent supporter une sécheresse ponctuelle en se rechargeant les années suivantes. Cependant, il s'avère que plusieurs années sèches consécutives peuvent conduire à une vidange de l'aquifère [Mahe et al., 2000]. La réponse d'un aquifère à un climat est propre à son fonctionnement. L'analyse de sensibilité au climat du bassin de Sacramento [Risbey and Entekhabi, 1996] montre que pendant les années humides la réponse du bassin est linéaire (corrélation des débits avec les précipitations). Par contre, durant les années sèches, les débits s'amenuisent d'année en année. La recharge de l'aquifère est insuffisante, plusieurs années pluvieuses seraient nécessaires pour retrouver son état hydrologique initial, dans l'hypothèse où les paramètres hydrogéologiques de l'aquifère resteraient inchangés. Une diminution de 20 % des pluies efficaces sur la source karstique de Bagnara en Italie [Cambi and Dragoni, 2000] se traduit par des débits à la source diminués de 26%.

Les scénarios climatiques de ($2\times CO_2$) appliqués sur l'aquifère karstique d'Edwards Balcones [Loaiciga et al., 2000] au Texas, simulent les débits de deux sources San Marcos et Comal, qui rendrent compte de l'état de l'aquifère. Il apparaît que les débits simulés sont fréquemment inférieurs à la limite de préservation de l'écosystème. La diminution des précipitations et l'accroissement de l'évapotranspiration vont limiter la recharge des aquifères. Une diminution de 20% de la pluie efficace sur l'aquifère du Roussillon [Chabart, 1996] sans modification des prélèvements actuels, influencerait la recharge à tel point que l'on pourrait observer un abaissement piézométrique de l'ordre de 1 à 3m sur la nappe de la Salanque et 2 à 3 m sur la nappe alluviale et celle du Pliocène.

Plusieurs processus vont pouvoir influencer le fonctionnement des aquifères :

- L'accroissement des pluies hivernales augmenterait la recharge des aquifères mais pas de façon proportionnelle car la part de ruissellement risque d'augmenter face à une intensité plus forte des évènements pluvieux
- L'augmentation des températures diminuerait la période d'efficacité des pluies
- Le niveau moyen des nappes les plus étendues (plus grande inertie) devraient monter et le débit des sources associées, de ce fait, devrait grossir. Par contre, l'irrégularité accentuée des apports entre les

saisons et les années se répercuterait sur le régime des nappes locales à faible réserve (exemple des système karstiques).

Dans l'ensemble, il n'y aurait pas d'appauvrissement marqué de la ressource mais des gains modestes et inégaux avec quelques fragilisations locales sur le continent français [Le Treut et al., 2000]. Cependant l'accroissement des besoins en eau (population, irrigation) serait plus préjudiciable à la ressource que l'influence directe du réchauffement climatique.

Il est important d'avoir mis en évidence les éventuels impacts du climat sur la ressource en eau à l'échelle des bassins. Cependant l'ensemble des résultats obtenus à une échelle locale ne sont en aucun cas extrapolables compte tenu des particularités de chaque bassin (géologie, perméabilité, pente du terrain, inertie de l'aquifère, capacité de stockage, etc). Concernant le Languedoc-Roussillon, soumis à un climat méditerranéen où les pluies hivernales devraient s'accroître selon des évènements météorologiques plus intenses alors que les épisodes de sécheresse estivale devraient s'intensifier, que va t-il en être de la recharge des aquifères ? Les précipitations hivernales accrues suffiront-elles à compenser des sécheresses estivales plus intenses ?

1.3.4 Les conséquences indirectes du réchauffement : l'accroissement des besoins en eau

L'ensemble des études abordées jusqu'à maintenant témoigne de l'influence directe du climat sur la ressource en eau, cependant il faut prendre en compte l'action anthropique qui est loin d'être négligeable.

Au Niger [Favreau, 2000] l'homme a influencé son environnement à tel point que même en période de sécheresse le niveau des nappes augmente (diminution de l'évapotranspiration liée à la déforestation). Par contre, au Texas, la surexploitation de l'aquifère de Edwards Balcones combiné au réchauffement climatique [Loaiciga et al., 2000] entraînera un tarissement de la ressource beaucoup plus rapide. Sur l'aquifère multicouche du Roussillon, il a été montré qu'une modification du climat combiné à un accroissement des prélèvements engendrerait un abaissement piézométrique de l'ordre de 5m sous le niveau de la mer pour la nappe de la Salanque et jusqu'à -10m pour certains secteurs de la nappe du Pliocène, conduisant ainsi à des risques de salinisation de la ressource souterraine.

Le problème majeur est que le réchauffement climatique pourrait rendre la ressource en eau moins abondante mais que parallèlement les besoins des populations vont augmenter notamment concernant l'agriculture.

L'évolution du climat influencerait donc chaque composante du cycle hydrologique. On a remarqué les hétérogénéités temporelles et spatiales de l'évolution des pluies et des températures. Concernant le Languedoc-Roussillon seule une étude localisée pourra informer sur l'état de sa ressource et sa sensibilité à de nouveaux paramètres climatiques. En effet, l'ensemble des résultats des études déjà menées ne sont en aucun cas extrapolables, ni géographiquement ni géologiquement [Le Treut et al., 2000]. Dans l'ensemble de ces études l'aspect quantitatif est prépondérant, cependant il ne faudra sûrement pas négliger l'aspect qualitatif [Mimikou et al., 2000] de la ressource qui pourrait devenir préoccupant. La réduction des débits va diminuer les coefficients de dilution des polluants notamment concernant les rejets urbains et industriels. Les eaux de surface plus chaudes et moins oxygénées vont contribuer au développement des algues et des bactéries et les risques d'eutrophisation vont s'accroître.

1.4 Conclusion

Cette approche bibliographique a permis de mettre en évidence les conséquences probables de l'effet de serre sur l'évolution du climat. Il semblerait qu'à l'échelle du Languedoc-Roussillon, le climat se réchaufferait de façon plus marqué que dans le reste de la France. Un accroissement des précipitations serait favorisé sur la saison hivernale alors que les pluies d'été pourraient être sensiblement amenuisées avec une augmentation des risques de sécheresse. Même si ces évolutions climatiques sont controversées compte tenu de l'incertitude des modèles climatiques, ils pourront servir de base pour l'élaboration de scénarios probables d'évolution du climat afin de tester la sensibilité des hydrosystèmes à une modification du contexte climatique en terme d'ETP et de précipitations.

2. ANALYSE DE CHRONIQUES DE PRECIPITATIONS DE STATIONS SITUEES EN LANGUEDOC-ROUSSILLON

2.1 Introduction

Le but de cette première approche est de caractériser d'éventuelles fluctuations d'ordre climatique en Languedoc-Roussillon. Pour ce faire, une analyse statistique de longues séries chronologiques de données de pluies au pas de temps annuel, saisonnier ou de plusieurs mois de différentes stations en Languedoc-Roussillon a été réalisée. L'analyse sera ponctuelle "par site" avant d'envisager une approche régionale.

Le logiciel *Khronostats* utilisé a été élaboré par l'IRD - Institut de Recherche pour le Développement [Boyer et al., 1998] dans le cadre d'une étude sur la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne pour l'analyse de séries hydrométéorologiques. L'étude de séries temporelles consiste principalement à isoler et analyser séparément chacune des composantes constitutives de la série (tendance, périodicité, autocorrélation ou effet de mémoire, composante aléatoire). Ici, il s'agira de tester d'abord le caractère aléatoire de la série. Dans l'hypothèse où la série serait déclarée non-aléatoire, des tests seront appliqués pour tenter de caractériser la nature "non aléatoire" présente dans la série (détection de point de rupture, segmentation).

2.2 Méthodes statistiques utilisées

2.2.1 Test de corrélation sur le rang [Lubes-Niel et al., 1998]

Le test de corrélation sur le rang est utilisé pour tester l'indépendance des éléments consécutifs d'une série. L'hypothèse nulle H_0 est "la série des X_i, i=1,N, est aléatoire" où X_i désigne les réalisations de la variable X observées à des pas de temps successifs égaux. L'hypothèse alternative H_1 de ce test est celle d'une tendance dans la série d'observations.

Ce test est basé sur le calcul du nombre P de paires (X_i, X_j) pour lequel $X_i > X_j$ ($j > i$, i = 1, N-1). Sous l'hypothèse nulle (H_0) de stationnarité de la série, la variable τ est définie par :

$$\tau = 1 - \frac{4Q}{N(N-1)} \text{ avec } Q = \frac{N(N-1)}{2} - P$$

τ suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance égale à :

$$\sigma_\tau^2 = \frac{2(2N+5)}{9N(N-1)}$$

Il en résulte que si l'hypothèse nulle H_0 est vraie, la variable $U = \tau / \sigma_\tau$ est une variable normale réduite. Pour un risque α de première espèce donné, la région d'acceptation de l'hypothèse nulle est comprise entre $-U_{1-\alpha/2}.\sigma_\tau$ et $U_{1-\alpha/2}.\sigma_\tau$ où $U_{1-\alpha/2}$ désigne la valeur de la variable normale réduite de probabilité de non-dépassement $(1-\alpha/2)$.

Aucune condition d'application n'est requise pour ce test. Le test de corrélation sur le rang est puissant lorsque la non-stationnarité relève d'une tendance ou d'une rupture de la moyenne mais il n'est pas sensible à un changement brutal de l'écart-type.

Les autres procédures statistiques retenues pour analyser les séries chronologiques de précipitations sont des méthodes de détection de rupture, afin de caractériser la nature "non aléatoire" de la série.

2.2.2 Statistique U de Buishand [Buishand, 1982; Buishand, 1984]

La statistique U de Buishand est de nature bayésienne et fait référence au modèle simple qui suppose un changement de moyenne dans la série :

$$X_i \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, m \\ \mu + \varepsilon_i + \Delta & i = m+1, N \end{cases}$$

Les ε_i sont des variables aléatoires normales de moyenne nulle et de variance commune inconnue σ^2. Le point de rupture m et les paramètres μ et Δ sont aussi inconnus. Soit la variable :

$S_0^* = 0,\ S_k^* = \sum_{i=1}^{k} (X_i - \overline{X})$ pour $k = 1, N$ où $\overline{X}$ est la moyenne des X_i tel que $\overline{X} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} X_i$

avec :

$E[S_k^*] = -k(N-m)N^{-1}.\Delta \quad k = 0, \ldots, m$

$E[S_k^*] = -m(N-k)N^{-1}.\Delta \quad k = m+1, N$

$\mathrm{var}[S_k^*] = k(N-k)N^{-1}.\sigma^2 \quad k = 0, \ldots, N$

Sous l'hypothèse nulle H_0 (absence de rupture, homogénéité de la série), la variable S_k^* suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance $k(N-k)N^{-1}.\sigma^2$, $k = 0$, N. σ^2 est inconnue et remplacée par son estimateur à partir de la série étudiée $\hat{\sigma}^2$. Il en résulte que la variable S_k^* suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance approximative :

$k(N-k)(N-1)^{-1}.D_X^2$ avec $k = 0, N$ et $D_X^2 = N^{-1}.\sum_{i=1}^{N} (X_i - \overline{X})^2$.

En supposant une distribution *a priori* uniforme pour la position du point de rupture *m*, on définit la statistique *U* par :

$U = \left[N(N+1)\right]^{-1}.\sum_{k=1}^{N-1} (S_k^* / D_X)^2$

Des valeurs critiques de la statistique *U* (Tableau 1) sont données par Buishand [Buishand, 1982] à partir d'une méthode de Monte Carlo.

N	*90%*	*95%*	*99%*
10	0.336	0.414	0.575
20	0.343	0.447	0.662
30	0.344	0.444	0.691
40	0.341	0.448	0.693
50	0.342	0.452	0.718
100	0.341	0.457	0.712
∞	0.347	0.461	0.743

Tableau 1 : Valeurs critiques de la statistique U de Buishand au seuil de confiance de 90, 95 et 99 %

La statistique *U* s'avère performante pour tout changement de moyenne survenant au milieu de la série cependant le test de Buishand est un test paramétrique faisant l'hypothèse d'une distribution normale des variables de la série. *Khronostats* nous permet de vérifier la normalité de la série étudiée et dans le cas où celle-ci ne serait pas validée la série est alors transformée (Racine carrée, Logarithme, Box et Cox) pour que les données transformées suivent une distribution normale.

Le test de Buishand [Lubes-Niel et al., 1998] s'avère puissant même sur des ruptures de la moyenne d'amplitude modérée lors de l'analyse de sensibilité du test (40% des séries présentant une rupture de la moyenne ont été identifiées comme telle pour un taux de rupture de 50% de la valeur de l'écart-type, et 80% sont détectées pour un taux de rupture de 100% de l'écart-type).

2.2.3 Ellipse de Bois [Lubes-Niel et al., 1994]

Sous l'hypothèse nulle H_0, il est possible de définir une région de confiance contenant, pour un seuil de confiance donné, la série des S_k^*. Pour un seuil de confiance $1-\alpha/2$, la région de confiance est définie par $\pm \frac{U_{1-\frac{\alpha}{2}} \cdot \sqrt{k(N-k)}}{\sqrt{(N-1)}} D_x$. Cette région de confiance est appelée ellipse de contrôle, lorsque les valeurs S_k^* sortent de cette ellipse l'hypothèse H_0 est rejetée au seuil de confiance $1-\alpha/2$ soit un risque de 1ère espèce α.

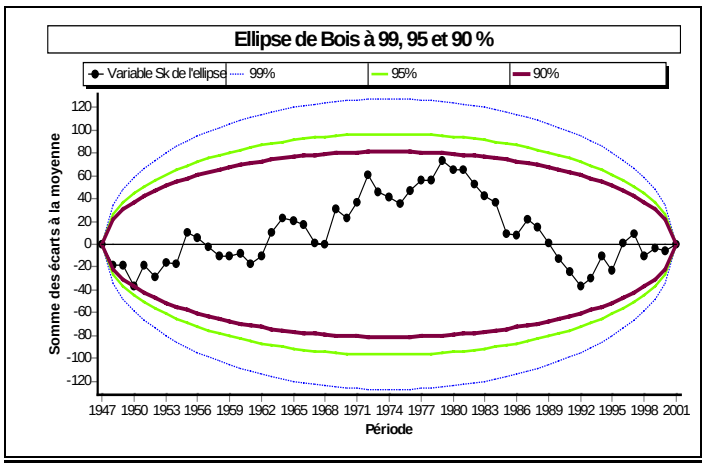


Figure 6 : L'hypothèse H_0 est acceptée aux seuils de confiance 90, 95 et 99%, l'hypothèse d'absence de rupture est validée. Exemple de la série chronologique des précipitations annuelles de la station de Montpellier.

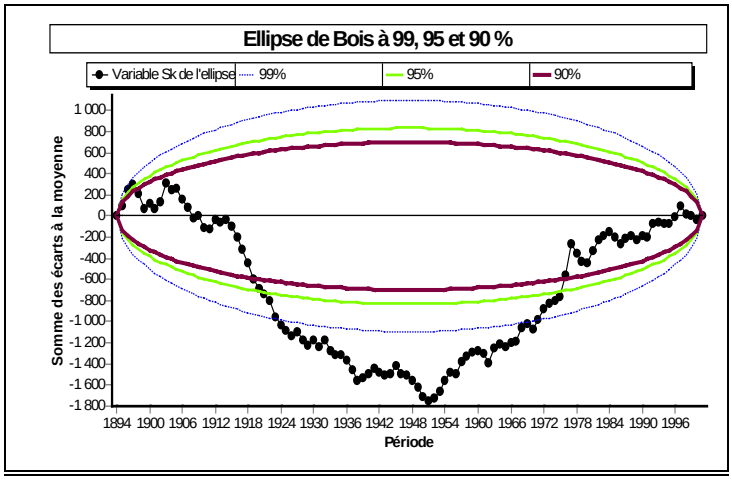


Figure 7 : L'hypothèse H_0 est rejetée au seuil de confiance de 90, 95 et 99%, la série de Saint-André-De-Valborgne des pluies estivales (cumuls de juin à août) présente une rupture en 1951.

2.2.4 Test de Pettitt [Pettitt, 1979; Servat et al., 1997]

Le test de Pettitt est une approche non-paramétrique dérivée du test de Mann & Withney permettant d'identifier un point de rupture dans une séquence de variables aléatoires indépendantes X_i, $i = 1, N$.

On se propose de tester l'hypothèse H_0 « Absence de rupture dans la série » face à l'hypothèse alternative H_a « Présence d'une rupture dans la séquence ».

Pour cela on définit la variable :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^{t} \sum_{j=t+1}^{N} D_{ij} \quad \text{où } D_{ij} = \operatorname{sgn}(X_i - X_j) \text{ tel que } \begin{vmatrix} \operatorname{sgn}(X) = 1 \\ \operatorname{sgn}(X) = 0 \\ \operatorname{sgn}(X) = -1 \end{vmatrix} \text{ pour } \begin{vmatrix} X > 0 \\ X = 0 \\ X < 0 \end{vmatrix}$$

La variable U permet de comparer l'appartenance de deux échantillons X_1, X_t et X_{t+1}, X_N à la même population. La statistique $U_{t,N}$ est considérée pour l'ensemble des valeurs de t tel que $1 \le t \le N$. On utilise alors la variable K_N pour tester H_0 telle que $K_N = \max|U_{t,N}|$.

Si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle H_0, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par :

$$\Pr(K_N > k) \approx 2.\exp(-6k^2/(N^3 + N^2))$$

Pour un risque α de première espèce donné, H_0 est rejetée si cette probabilité est inférieure à α. Dans ce cas, la série présente une rupture au temps t définissant ainsi K_N.

La faiblesse du test a pu être mise en évidence [Lubes-Niel et al., 1998] sur les ruptures dans une série chronologique portant sur l'écart-type. Concernant un changement brutal de la moyenne, la rupture est bien identifiée : 60% des séries présentant une rupture de la moyenne de 100% de l'écart-type ont été identifiées comme telles. Pour des taux de ruptures inférieures à 100% de l'écart-type, le rejet de l'hypothèse de stationnarité H_0 et l'estimation correcte de la date de rupture restent faibles : pour un taux de rupture de 75 % seuls 37% des ruptures sont bien identifiées, ce taux diminue à 16% pour un taux de rupture de 50% dans la moyenne.

2.2.5 Procédure de segmentation de Hubert [Hubert, 1993; Hubert and Carbonnel, 1993]

La procédure de segmentation de séries chronologiques est appropriée dans le cas de ruptures multiples dans les séquences, contrairement au test de Pettitt qui identifie la rupture la plus marquée de la série. Le principe de cette procédure est de "découper" la série en *m* segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée soit significativement différente de la moyenne du (des) segment(s) voisin(s).

Soit une série chronologique X_i, $i = 1, N$. Toute série X_i pour $i = i_1, i_2$ telle que $i_1 \geq 1$, $i_2 \leq N$ et $i_1 < i_2$ constitue un segment de la série initiale. Toute partition de la série initiale en *m* segments constitue une segmentation d'ordre *m* de cette série.

Soit une segmentation d'ordre *m* particulière, on définit i_k avec $k = 1, \ldots, m$ le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du $k^{ième}$ segment avec par convention $i_0 = 0$, et $N_k = i_k - i_{k-1}$ la longueur du $k^{ième}$ segment avec $\overline{x}_k$ sa moyenne telle que $\overline{x}_k = \frac{1}{N_k}\left(\sum_{i=1+i_{k-1}}^{i=i_k} x_i\right)$.

L'écart quadratique D_m entre la série et la segmentation considérée d'ordre *m* permet d'apprécier la proximité de la série et de la segmentation appliquée telle que :

$$D_m = \sum_{k=1}^{k=m} d_k \text{ avec } \quad d_k = \sum_{i=1+i_{k+1}}^{i=i_k} (x_i - \overline{x}_k)^2$$

Pour déterminer la meilleure segmentation d'une série hydrométéorologique, il s'agit de minimiser le critère d'écart D_m . Cette condition est nécessaire mais insuffisante, le critère d'écart D_m diminue lorsque l'ordre de la segmentation augmente et s'annule pour une segmentation d'ordre *n* (la série segmentée présente autant de segments que de valeurs dans la série initiale). Pour limiter l'ordre de la segmentation, les moyennes de deux segments contigus devront être significativement différentes telle que $\overline{X}_k \neq \overline{X}_{k+1} \quad \forall k = 1, m-1$. Cette contrainte est satisfaite par l'application du test de Scheffé qui compare l'écart entre les moyennes à une ou deux valeurs critiques (test unilatéral ou bilatéral) pour déclarer si les moyennes sont significativement différentes ou non selon un risque de première espèce α (ici α est pris égal à 1%).

Ce test peut être considéré comme un test de stationnarité [Lubes-Niel et al., 1998] où H_0 est l'hypothèse nulle « la série est stationnaire ». La procédure de segmentation de Hubert est puissante : 60% des séries présentant une rupture dans la moyenne (taux de rupture égal à 100% de l'écart-type) sont déclarées non-stationnaires pour un niveau de signification du test de Scheffé de 1% et seules 6% des séries stationnaires sont segmentées au même niveau de signification.

2.3 Méthodologie

2.3.1 Choix des stations pluviométriques

Les stations météorologiques ont été sélectionnées en fonction de la longueur des enregistrements pluviométriques disponibles et de leurs positions géographiques afin de couvrir au mieux l'ensemble de la région Languedoc-Roussillon et les différentes influences climatiques (méditerranéenne, de l'arrière pays et pyrénéenne).

Onze stations ont été sélectionnées sur la région Languedoc-Roussillon (Figure 8 - Tableau 2) dans les cinq départements qui la constituent : Le Gard (30), Les Pyrénées Orientales (66), L'Hérault (34), La Lozère (48) et L'Aude (11).

Départe-ment	Station	Coordonnées en Lambert II étendue			Période d'enregistrement		
		Alt. (m)	X (km)	Y (km)	Début	Fin	Durée (année)
11	Narbonne	13	655.1	1798.2	01/1933	02/1994	61
11	Port-la-Nouvelle	5	658.0	1779.3	06/1923	05/2002	79
11	Quillian	282	587.2	1763.5	01/1928	05/2002	74
30	Nîmes	59	766.5	1874.9	01/1945	05/2002	57
30	Saint-André-de-Valborgne	450	707.7	1907.1	06/1895	05/2002	107
30	Malon & Elze	803	732.6	1937.8	11/1941	05/2002	61
34	Montpellier	45	723.0	1847.5	01/1946	06/2002	56
34	Saint-Pons-de-Thomières	332	634.0	1831.9	01/1916	05/2002	86
48	Meyrueis	706	687.1	1909.3	01/1917	05/2002	85
48	Ispagnac	1046	696.3	1935.9	01/1917	06/1995	78
66	Valcebollère	1420	575.0	1709.3	05/1950	05/2002	52

Tableau 2: Coordonnées et périodes d'enregidtrement des onze stations sélectionnées

:

Figure 8 : Carte de localisation des stations en Languedoc-Roussillon

2.3.2 Traitement des données

Les chroniques de précipitations ont été recueillies auprès de MétéoFrance au pas de temps mensuel. Elles ont ensuite été traitées compte tenu du fait que certaines comportaient des lacunes :

Quand certaines années complètes manquaient elles ont été supprimées de la série. Ce cas ne s'est présenté que pour deux stations : l'année 1947 pour St-Pons-De-Thomières et l'année 1957 pour Valcébollère. Les résultats fournis par la procédure de segmentation pour ces deux stations devront être pris avec précaution car celle-ci n'accepte pas les lacunes dans la chronique étudiée.

Dans la plupart des séries, exception faite de Nîmes, des données mensuelles ponctuelles étaient manquantes. On a alors complété la série de telle sorte que les lacunes ont été comblées par la moyenne des précipitations enregistrées sur le mois considéré. Le taux de correction n'excédant pas 5% ces modifications ne devraient pas interférer avec l'application des tests statistiques et l'interprétation des résultats.

Pour les séries où les lacunes étaient trop importantes au début de l'enregistrement les chroniques ont été écourtées par rapport aux séries initiales recueillies auprès de MétéoFrance (Malon & Elze 01–1949 à 05–2002, Montpellier 01–1948 à 05–2002).

2.3.3 Méthodologie

Trois axes ont été empruntés pour l'analyse de ces longues séries chronologiques de précipitations mensuelles.

Dans un premier temps, l'analyse statistique a été réalisée sur les précipitations annuelles de chaque station afin d'identifier ou non d'éventuelles tendances dans la série. Ensuite une approche saisonnière classique a été envisagée en travaillant sur les cumuls saisonniers des précipitations suivants :
Décembre, Janvier, Février / Mars, Avril, Mai / Juin, Juillet, Août / Septembre, Octobre, Novembre.

Cette approche a été envisagée dans le but d'identifier d'éventuelles variations interannuelles de la pluviométrie. Dans le cas où une tendance aurait été identifiée sur les précipitations annuelles, cette évolution de la pluviométrie serait-elle homogène ou concernerait-elle préférentiellement une saison particulière ? Dans l'autre cas où la série de pluviométrie annuelle ne présenterait aucun changement mais plutôt une homogénéité du climat sur la chronique étudiée, se pourrait-il qu'une modification du régime pluviométrique intervienne à l'échelle saisonnière sans observer de modification à l'échelle annuelle ?

Enfin à l'examen des graphiques des cumuls mensuels des précipitations sur l'ensemble des périodes d'enregistrement pour chaque station (Annexe 1 : Graphique 1–1 à 1–11) il apparaît qu'un autre découpage de l'année se proposait en fonction du régime pluviométrique observé. Pour toutes les stations, à l'exception de Valcébollère, on peut proposer trois périodes : une première période moyennement pluvieuse allant de janvier à mai inclus, une période sèche de juin à août et enfin une période beaucoup plus arrosée allant de septembre à décembre. Pour la station pluviométrique pyrénéenne de Valcébollère, le graphique 1-11 suggère un autre découpage interannuel avec deux périodes l'une pluvieuse de avril à décembre l'autre plus sèche de janvier à mars.

2. 3.4 Résultats

En plus des résultats statistiques issus de *Khronostats* a été réalisé un histogramme de la pluviométrie observée où a été représentée la moyenne mobile des précipitations pour un pas de 15 ans. L'ensemble des graphiques sont réunis dans l'annexe 2.

2.4 Analyse et interprétation

2.4.1 Stations de la bordure méditerranéenne

Narbonne

Sur la série chronologique des précipitations annuelles, aucune rupture n'a été détectée par les tests statistiques de détection de rupture sur une série chronologique. L'évolution moyenne des précipitations annuelles sur le graphique 2–1 illustre une relative constance du régime pluviométrique oscillant entre 500 et 600 mm de pluie par an. Une légère remontée de la moyenne des précipitations annuelles calculées sur 15 ans est observable à la fin de la chronique mais ceci est lié à deux années pluvieuses successives qui ont également perturbé la procédure de segmentation. Aucune évolution des précipitations annuelles n'est donc détectable sur cette chronique.

Concernant les analyses du cumul des précipitations sur plusieurs mois :

De janvier à mai

Les tests s'accordent sur une rupture de la chronique en 1976. La procédure de segmentation propose le découpage de la série 1933–1976 et 1977–1993 où la moyenne des précipitations s'accroît de 35% entre les deux segments. La moyenne glissante représentée sur le graphique 2–2 montre une légère tendance à l'accroissement.

De juin à août :

Le test de Pettitt met en évidence au seuil de confiance de 90% l'année 1969 comme point de rupture dans la série. La procédure de segmentation ne donne pas de résultats pertinents. Le découpage proposé 1933–1988, 1989–1989 et 1990–1993 n'est pas significatif. Il faut préciser que cette procédure est basée sur une différence significative de la moyenne. Aucune contrainte n'étant appliquée quant à la longueur des segments elle peut isoler une année majoritairement pluvieuse ou sèche comme c'est le cas ici pour l'année 1989. Le graphique 2–3 montre un accroissement de la moyenne de 70 à 100 mm soit une augmentation de 40 %.

De septembre décembre, de décembre à février, de mars à mai et de septembre à novembre :

Aucune rupture n'est mise en évidence à l'issue des tests statistiques. Les graphiques 2–5 (décembre–février) et 2–6 (mars–mai) ne montrent aucune évolution particulière de la moyenne mobile. Les graphiques 2–4 (septembre–décembre) et 2–7 (septembre–novembre) témoignent d'un profil similaire indiquant une période plus pluvieuse dans les années 60 et une pluviométrie plus faible de part et d'autre.

Cette chronique a mis en évidence une légère tendance à l'accroissement des précipitations sur les périodes janvier-mai et juin-août mais qui ne se détecte pas au pas de temps annuel. La légère décroissance de la moyenne mobile de septembre-décembre et septembre-novembre observable sur les graphiques 2-4 et 2-7 pourrait compenser cette augmentation et expliquer le fait qu'elle ne soit pas détectée sur la série pluviométrique annuelle. Cependant compte tenu des amplitudes de variations il n'est pas possible de conclure quant à une modification dans le régime pluviométrique. La légère croissance des précipitations détectée demanderait à être confirmée à l'avenir.

Port-La-Nouvelle

Sur la série chronologique des précipitations annuelles, l'analyse statistique a révélé l'année 1975 comme un point de rupture dans la série avec un accroissement de la moyenne de l'ordre de 49% entre les segments 1924–1975 et 1976–2001. Le graphique 3–1 de la pluviométrie annuelle à Port-La-Nouvelle permet d'apprécier cette évolution dans la moyenne des précipitations qui se produirait aux alentours des années 70.

Concernant le découpage saisonnier classique on observe :

De décembre à février :

Les tests statistiques mettent en évidence l'année 1975 au seuil de confiance de 99% pour le test de Buishand et au seuil de 95% pour le test de Pettitt. La procédure de segmentation est perturbée par l'hiver pluvieux de 1982 (déc. 1981 à fév. 1982). Le graphique 3-5 montre deux paliers à 100 et 170 mm avec un décrochement de la moyenne glissante, de l'ordre de 65%, situé entre le début et le milieu des années 70.

De mars à mai :

L'ensemble des tests concluent à une homogénéité de la série, aucune série n'est identifiée. Le graphique 3-6 semble décrire une variation de la moyenne glissante avec une période humide en début en en fin de chronique (de l'ordre de 120 et 140 mm), et une séquence plus sèche séparant ces deux dernières (environ 80 à 100 mm). Ces fluctuations ne sont pas assez significatives pour être interprétables en terme d'évolution du régime pluviométrique.

De juin à août :

Une rupture est identifiée en 1971 par le test de Pettitt au seuil de confiance de 95% et de 90% par le test de Buishand. La procédure de segmentation corrobore ces résultats en proposant deux segments 1924–1971 et 1972–2001 entre lesquels la moyenne s'accroît de 30%. Le graphique 3–3 suggère l'existence de deux paliers à 60 et 80 mm soulignant un accroissement de la moyenne de 35% entre les deux.

De septembre à novembre :

L'année 1983 est mise en évidence par le test de Buishand et de Pettitt au seuil de confiance de 95%. La procédure de segmentation ne propose pas de découpage significatif. Le graphique 3–7 montre une constance relative de la moyenne sur la première partie de la chronique avec des valeurs entre 100 et 150 mm. L'augmentation de la moyenne en fin de chronique est liée à six années pluvieuses de 1992 à 1997.

Concernant le découpage de la série sur plusieurs mois :

De janvier à mai :

Le test de Pettitt et de Buishand marquent une rupture dans la série en 1973. La procédure de segmentation propose cinq segments 1924–1929, 1930–1930, 1931–1976, 1977–1982 et 1983–2001. Ce découpage n'est pas significatif on retiendra deux segments 1924–1976 et 1977–2001. Le graphique 3–2 corrobore ce découpage de la série avec une pluviométrie accentuée après 1976 environ de l'ordre de 60% (de 150 à près de 250mm).

De septembre à décembre :

L'année 1983 est identifiée comme un point de rupture dans la série au seuil de confiance de 90% par le test de Pettitt. Les années pluvieuses de 1992 à 1997 perturbent la procédure de segmentation comme on a pu le remarquer également sur la chronique de septembre à novembre. Le graphique 3-4 signale ces années pluvieuses mais auparavant la moyenne mobile signale une constance relative entre 150 et 200 mm. Il semblerait donc qu'aux termes de ces observations l'accroissement des pluies annuelles se serait manifesté principalement par une augmentation des pluies hivernales à partir des années 70. Les autres périodes considérées ont peut-être vu leur précipitations augmenter mais de façon moins marquée car les variations sont de moins grande ampleur et donc plus difficilement mise en évidence par les tests ou l'analyse graphique.

Nîmes

Sur cette chronique, quelle que soit la période considérée (précipitations annuelles ou saisonnières) aucune évolution significative de la pluviométrie n'a pu être mise en évidence. L'ensemble des tests accepte l'hypothèse H_0 de "série chronologique aléatoire" ou "d'absence de rupture dans la série" et la procédure de segmentation ne propose aucun découpage de la chronique. Sur le graphique 4–1, la moyenne des précipitations annuelles calculées sur 15 ans ne met pas en évidence de tendance significative qui pourrait témoigner d'une éventuelle évolution du climat en terme de précipitations, ni même les autres séries basées sur les cumuls saisonniers. Aucune évolution dans le régime pluviométrique n'est donc détectée sur cette chronique.

Montpellier

Aucun des tests sur l'ensemble des périodes considérées (annuelles, saisonnières, etc) n'a mis en évidence des points de rupture dans les chroniques ou d'éventuelles tendance dans l'évolution des précipitations. Les différents graphiques (graphique 5–1 à 5–7) montrent des variations de la moyenne des pluies sur chaque période considérée mais aucune évolution significative ne peut être caractérisée sur cette chronique concluant ainsi à l'absence de modification dans le régime pluviométrique.

Sur ces quatre stations de la bordure méditerranéenne, Nîmes et Montpellier n'ont montré aucune évolution ou modification de leur régime de précipitations. Les deux autres, Narbonne et Port-La-Nouvelle, présentent un accroissement de leurs précipitations principalement sur les pluies d'automne ou d'hiver. A partir de ces observations, il est difficile de pouvoir confirmer ou infirmer les hypothèses émises sur la variabilité climatique et son influence sur le régime pluviométrique.

2.4.2 Stations de l'arrière pays méditerranéen

Meyrueis

La série chronologique de Meyrueis, couvrant la période 1917–2001, ne présente pas de rupture aux vues des tests statistiques réalisés sur la chronique des pluies annuelles et des cumuls saisonniers. Les variations de la moyenne observées sur les graphiques 6–1 à 6–7 ne montrent pas d'évolution particulière de la moyenne pluviométrique. Aucune évolution significative des pluies n'ayant été mise en évidence on peut donc conclure à une constance du régime pluviométrique de cette station aux vues des observations actuelles.

Saint-Pons-De-Thomières

Les tests statistiques ne mettent pas en évidence de rupture sur la chronique des précipitations annuelles. La procédure de segmentation propose un découpage de la série en trois segments, décrivant ainsi l'alternance entre deux périodes plus sèches 1916–1927 et 1942–2001 ayant respectivement 860 et 1097 mm de moyenne pluviométrique et une troisième période centrale pluvieuse 1928–1941 avec 1379 mm de pluie en moyenne. Ces fluctuations de la moyenne des précipitations peuvent s'observer sur le graphique 7–1. Cette alternance de périodes pluriannuelles sèches/humides peut s'observer sur les séries de janvier–mai (graphique 7–2), septembre–décembre (graphique 7–4), décembre–février (graphique 7–5), mars–mai (graphique 7–6) et septembre–novembre (graphique 7–7). La seule exception à ces alternances est la séquence des pluies de juin–août dont la moyenne est relativement constante tout au long de la chronique (graphique 7–3).

La procédure de segmentation ne propose pas de découpage des différentes séries probablement en raison de la faible amplitude de variation de la moyenne sur les chroniques saisonnières.

Compte tenu de l'ensemble de ces observations, aucune évolution des précipitations n'ayant été mise en évidence, on peut conclure à l'absence de modification dans le régime pluviométrique de Saint-Pons-De-Thomières.

Quillian

Sur la chronique des précipitations annuelles de la station de Quillian, les tests sont concordants sur l'hypothèse d'une rupture dans la série en 1958. La procédure de segmentation propose un découpage d'un ordre supérieur avec 3 segments : 1928–1942, 1943–1958 et 1959–2001. Ces derniers, d'après le graphique 8–1, décrivent l'alternance d'une séquence moins arrosée (1943–1958 avec 679 mm de pluie en moyenne), et deux séquences avec des pluies plus importantes (1928–1942 et 1959–2000 avec respectivement 883 et 887 mm en moyenne). On ne peut parler de tendance ou d'évolution dans le régime pluviométrique compte tenu du fait que de part et d'autre du segment central la moyenne des pluies est la même. On met tout de même en évidence la succession de périodes humides et sèches.

Concernant l'analyse des séries saisonnières et plurimensuelles :

Les séries des pluies cumulées septembre–décembre, décembre–février, septembre–novembre et juin–août ne présentent pas de rupture à l'issue des résultats des tests statistiques. Les graphiques 8–3 des pluies de juin–août et 8–5 des pluies de décembre–février ne montrent aucune évolution particulière. Les graphiques 8–4 des précipitations de septembre–décembre et 8–7 des pluies cumulées de septembre–novembre montrent deux périodes moins pluvieuses : 1928 au début des années 60's et de la fin des années 70's à 2001, en alternance avec une période plus arrosée (50 à 100 mm de pluie en plus) allant du début des années 60's à la fin des années 70's.

La chronique de janvier–mai est marquée par une rupture en 1967 à l'issue du test de Pettitt et de Buishand. La procédure de segmentation propose un découpage concordant 1926–1967 et 1968–2001 avec un accroissement de la moyenne de l'ordre de 30%. Le graphique 8–2 des cumuls des pluies sur cette période témoignent d'une pluviométrie plus élevée en fin de chronique.

Le test de Pettitt et de Buishand mettent en évidence l'année 1967 sur la série mars–mai comme précédemment. La procédure de segmentation propose un découpage d'un ordre supérieur avec trois segments 1928–1942, 1943–1956 et 1957–2001. La période 1943–1956 est de plus faible pluviométrie (environ 150 mm) encadrée par deux périodes de même moyenne pluviométrique (environ 250 mm). Ces alternances peuvent s'identifier sur le graphique 8–6 avec l'évolution de la moyenne glissante.

La série présente une série d'alternances de périodes sèches et humides ce qui ne vient pas contredire pour autant la stationnarité de la série. Aucune tendance n'a pu être mise en évidence. Il faut ajouter également que la période en cours ne correspond pas nécessairement à une tendance de fond qui modifierait durablement les caractéristiques pluviométriques mais plutôt à une période aux caractéristiques actuelles observées qui pourrait être suivie, comme cela le fût par le passé, par une période aux caractéristiques différentes.

Sur l'ensemble de ces trois stations de l'arrière pays méditerranéen, aucune ne met en évidence une évolution du climat selon le paramètre des précipitations. Le seul phénomène détecté est une alternance de séquences sèches et humides pluriannuelles sur la chronique de Quillian.

2.4.3 Stations situées au nord de la région Languedoc-Roussillon

Malon & Elze

Les tests statistiques ne détectent pas de rupture sur la chronique des précipitations annuelles ni sur les séries des pluies cumulées sur les différentes périodes considérées. Les graphiques de la pluviométrie de janvier–mai (graphique 9–2), juin–août (graphique 9–3), décembre–février (graphique 9–5) et mars–mai (graphique 9–6) ne montrent pas de variations significatives de la moyenne. Sur les précipitations de septembre–décembre (graphique 9–4), septembre–novembre (graphique 9–7) et annuelles (graphique 9–1), on identifie une diminution de la moyenne dans la

première partie de la chronique qui augmente ensuite vers une valeur inférieure à celle enregistrée en début de chronique mais qui pourrait continuer de s'accroître au cours des années futures.

Le régime pluvieux de Malon & Elze semble homogène sur la période observée témoignant ainsi d'une constance du climat du point de vue des précipitations.

Ispagnac

Les tests statistiques de détection de rupture appliqués à la chronique des précipitations annuelles de la station d'Ispagnac mettent en évidence l'année 1950 avec un accroissement de la moyenne de près de 37% entre les segments 1917–1950 et 1951–1994. Sur le graphique 10–1, la moyenne des précipitations varie entre 600 et 1000 mm en décrivant deux séquences séparées par une période plus sèche s'étendant du début à la fin des années 40.

Les autres chroniques témoignent également de cet accroissement des précipitations sur la station d'Ispagnac :

L'analyse statistique de détection de rupture de la série des précipitations de janvier–mai identifie l'année 1955 avec un accroissement de la moyenne des deux segments 1917–1955 et 1956–1994 d'environ 39%. Cette augmentation peut s'observer sur le graphique 10–2 où la moyenne s'accroît progressivement de 300 mm à 500 mm.

La rupture sur les pluies de mars à mai est identifiée sur la même année, 1955, mais avec un accroissement qui semble plus modéré (augmentation de la moyenne de 30%). Sur le graphique 10–6, on observe cette tendance générale de la moyenne à s'accroître jusqu'à un maximum de 287 mm.

Sur la chronique des précipitations estivales l'année 1953 marque l'année de rupture identifiée par l'analyse statistique, la moyenne s'accroît de 47% entre les deux segments considérés, 1917–1953 et 1954–1994. Le graphique 10–3 montre un décrochement au début des années 50's, la moyenne augmentant de 130 à 200 mm environ, confirmant ainsi les résultats de l'analyse statistique.

Le graphique 10–4 illustre un décrochement dans l'évolution de la moyenne des pluies de septembre–décembre autour de la fin des années 40's et le début des années 50's avec là encore une tendance générale à la hausse. L'analyse statistique pointe l'année de rupture sur 1948 avec un accroissement de la moyenne d'environ 37% entre les deux sections considérées.

Le graphique 10–7 et les résultats de la procédure de segmentation permettent de décrire la série septembre–novembre selon trois segments : deux périodes humides 1917–1933 et 1949–1994 (moyenne d'environ 300 mm); une séquence moins pluvieuse de 1934 à 1948 avec 160 mm de précipitations en moyenne. Compte tenu de l'homogénéité des moyennes de part et d'autre du segment de plus faible pluviosité il n'est pas envisageable de parler d'évolution des précipitations mais on a pu mettre en évidence une certaine alternance de périodes sèches et humides.

Enfin, la chronique de décembre–février, marque une rupture en 1949 d'après l'analyse statistique avec un accroissement de la moyenne de 65%. Le graphique 10–5 montre une augmentation de la moyenne tout au long de l'enregistrement sauf sur la fin de la chronique aux alentours des années 80's. La procédure de segmentation propose quatre segments 1915–1927, 1928–1965, 1966–1979 où la moyenne croît de 85 à 205 puis 328 mm pour ensuite diminuer sur le dernier segment 1980–1994 jusqu'à 214 mm en raison de 5 années successives de faible pluviométrie hivernale. (entre 100 et 150 mm).

L'analyse de ces séries a permis de mettre en évidence l'alternance de périodes humides et plus sèches. Sur l'ensemble des chroniques a été identifiée une rupture autour du début des années 50 marquant un accroissement de la moyenne des précipitations. Manifeste au pas de temps annuel et saisonnier, l'augmentation de la moyenne pluviométrique se serait manifestée sur toute l'année privilégiant la saison hivernale avec un taux d'accroissement estimé à 65%.

Saint-André-De-Valborgne

Aux vues du graphique 11–1, des résultats de la procédure de segmentation bien que perturbée par les années pluvieuses successives de 1976 et 1977 et de la rupture détectée en 1950 par le test de Pettitt, on peut proposer le découpage de la série des précipitations annuelles en séquences (tableau 3). On constate l'alternance de périodes de forte pluviométrie avec des séquences de plus faibles précipitations mais également que les périodes de plus faibles précipitations le sont de moins en moins (1915–1925 : 535 mm, 1944–1952 : 887 mm et 1978–1992 : 1237 mm) et les séquences les plus

arrosées le sont de plus en plus (1896–1914 : 1017 mm, 1926–1943 : 1296 mm, 1953–1977 : 1552 mm et 1993–2001 : 1611 mm).

Période	Moyenne Pluviométrique
1896-1914	1017 mm
1915-1925	535 mm
1926-1943	1296 mm
1944-1952	887 mm
1953-1977	1552 mm
1978-1992	1237 mm
1993-2002	1611 mm

Tableau 3 : Moyenne des précipitations annuelles sur les segments considérés

En analysant les différents résultats statistiques et graphiques des séries de pluies cumulées par période on observe :

Sur la chronique des pluies de janvier–mai (graphique 11–1) on retrouve l'alternance décrite précédemment avec une tendance générale à la hausse. Les tests statistiques ne mettent pas en valeur chaque séquence sèche ou humide mais identifient l'année 1953 comme point de rupture principal dans la série avec une moyenne accrue de 50% entre les deux segments.

Sur la chronique de décembre–février, le point de rupture est également identifié sur l'an 1953 avec un accroissement de la moyenne de l'ordre de 70%. Le graphique 11–5 illustre les alternances de séquences plus ou moins pluvieuses avec une tendance générale de la moyenne à s'accroître.

Les précipitations estivales sont scindées en deux segments limités par l'année 1951 selon l'approche statistique avec une augmentation de la moyenne des pluies de 50%. Le graphique 11–3 ne montre pas le phénomène d'alternance observé sur les autres chroniques mais on constate cependant une augmentation générale de la moyenne des précipitations tout au long de la chronique à partir du début du 19ème siècle, auparavant les pluies sont quelques peu plus élevées. En fin de chronique la moyenne semble se stabiliser autour d'un palier ou amorcer une décroissance, seules les années futures pourront confirmer l'une ou l'autre hypothèse.

Les pluies de septembre–décembre, septembre–novembre et mars–mai marquent une rupture autour des années 1924–1926 d'après les résultats de l'approche statistique avec des accroissements de la moyenne compris entre 40 et 60%. Les trois graphiques 11–4, 11–7 et 11–6 des pluies de septembre–décembre, septembre–novembre et mars–mai marquent des oscillations de la moyenne avec les périodes sèches identifiables aux alentours des années 1925 et 1950. La moyenne semble se stabiliser sur la fin de la chronique pour les trois graphiques. Une tendance générale à l'accroissement des précipitations est tout de même identifiable compte tenu de l'évolution de la moyenne.

L'ensemble de la chronique peut être décrit par une alternance de période sèche et humide avec une tendance générale à la hausse des précipitations. Identifié à chaque saison, l'accroissement des pluies semble être homogène tout au long de l'année, peut être plus marqué en hiver avec une augmentation de la moyenne estimée à 70% sur la série décembre–février entre 1896-1953 et 1954–2001. On peut tout de même conclure à une modification de la pluviométrie de la station de Saint-André-De-Valborgne selon un accroissement général des précipitations tout en conservant l'alternance de séquences plus sèches et plus humides pluriannuelles détectée sur la chronique.

Sur ces chroniques de stations du nord du Languedoc-Roussillon, il apparaît que la station de Malon & Elze ne témoigne d'aucun changement dans son régime pluviométrique. Les stations d'Ispagnac et de Saint-André-De-Valborgne, par contre, montrent un accroissement de la pluviométrie annuelle qui est également identifiable aux pas de temps saisonnier et périodique. L'accroissement des précipitations se manifesterait donc à toutes les périodes de l'année mais de façon modérée sur la séquence estivale (juin à août) et plus importante sur les pluies d'automne ou d'hiver (octobre à février).

2.4.4 Station pyrénéenne

Valcébollère

Sur la chronique des précipitations annuelles, une rupture est identifiée sur l'année 1958 par le test de Pettitt. La procédure de segmentation corrobore ces résultats en proposant deux segments 1951−1957 et 1958−2001 entre lesquels la moyenne des précipitations s'accroît de 57% environ. Le graphique 12-1 de la pluviométrie annuelle met en évidence une séquence sèche en début de chronique, et une pluviométrie plus importante après 1959.

Les précipitations d'avril−décembre témoignent également d'une séquence de pluviosité plus faible en début de chronique (graphique 12−3). La rupture est détectée à la fin des années 50's avec un accroissement de la moyenne pluviométrique de près de 58% entre les segments 1951−1957 et 1958−2001. Par contre, les précipitations de janvier−mars ne marquent pas d'évolution particulière, les tests ne détectent pas de rupture et le graphique 12−2 ne met pas en évidence de période de plus faible pluviométrie en début de chronique. Il semblerait que la séquence plus sèche identifiée sur les autres chroniques n'ait pas été enregistrée sur cette période là de l'année.

Les précipitations de décembre−février et juin−août ne marquent pas de rupture particulière d'après les tests statistiques. Les graphiques 12−4 et 12−6 témoignent d'une évolution constante de la moyenne des précipitations.

Les précipitations de mars−mai sont marquées par une rupture identifiée en 1955 liée à cinq années peu pluvieuses en début de chronique, là encore (graphique 12−5).

Dans l'ensemble, sur cette chronique on a pu observer une séquence peu pluvieuse en début de chronique sur les années 50's mettant en évidence un accroissement de la pluviométrie. Cependant cette augmentation est à prendre en compte avec précautions compte tenu du fait que cette période plus sèche est relativement courte. Il est possible que ce soit une période de transition moins pluvieuse entre deux séquences plus arrosées comme on a pu l'observer sur d'autres chroniques plus longues. Cette tendance à l'augmentation de la pluviométrie est donc à prendre avec précautions.

La station de Valcébollère est la seule représentante du climat pyrénéen dans notre étude et la longueur de la chronique étudiée est relativement courte. De ce fait aucune conclusion affirmative n'est possible. Le cas d'accroissement des précipitations est envisageable dans cette chronique mais cette observation ponctuelle pourrait faire partie de variations naturelles des pluies à une plus grande échelle temporelle.

2.5 Conclusion

Au terme de ces analyses il n'est pas possible de réaliser de synthèse générale convaincante à l'échelle du Languedoc-Roussillon, d'une part compte tenu du faible nombre de stations étudiées et, d'autre part, du fait des différentes influences climatiques identifiées pour cette région. Ce qui ressort néanmoins est que sur les onze stations étudiées, sept (Nimes, Montpellier, Quillian, Malon & Elze, Saint-Pons-de-Thomières, Meyrueis et Valcébollère) n'ont pas mis en évidence d'évolution significative de la pluviométrie sur la période d'observation. Les quatre autres (Narbonne, Port-La-Nouvelle, Saint-André-de-Valborgne et Ispagnac) ont montré une certaine tendance à l'accroissement de leurs précipitations. Cette évolution se manifeste parfois de façon plus prononcée durant les saisons automnales ou hivernales. Cependant, ces résultats sont insuffisants pour valider l'hypothèse d'une modification du régime pluviométrique. Il est possible que les évolutions localement identifiées entrent dans le cadre de variations naturelles de plus grande amplitude temporelle.

Les études réalisées l'ont été à partir de séries de données mensuelles. Il est possible, également, que ce pas de temps, retenu pour des raisons pratiques (dont l'accessibilité des données auprès de Météo France), ne soit pas idéal. On peut en effet imaginer, et ce serait en accord avec certaines hypothèses émises quant à l'évolution du climat, que, dans cette région, les précipitations varient peu à l'échelle annuelle ou saisonnière alors que d'autres paramètres, qu'il n'a pas été possible d'explorer (nombre de jours de pluie, nature des averses, fréquence des évènements extrêmes, etc.), seraient porteurs d'une variabilité plus importante.

3. APPLICATION : LA SOURCE KARSTIQUE DES FONTANILLES SOUS UN NOUVEAU CONTEXTE CLIMATIQUE

3.1 Introduction

La région Languedoc-Roussillon est soumise à un climat typiquement méditerranéen présentant des étés secs et chauds et des hivers doux et pluvieux [Boydak and Dogru, 1997]. La région est marquée par des extrêmes climatiques : des épisodes de plusieurs mois sans précipitations et à l'opposé des pluies diluviennes de très fortes intensités pouvant atteindre plus de 100 mm en quelques heures. Le régime hydrologique de l'écosystème méditerranéen en est d'autant plus contrasté. Le Languedoc-Roussillon est une région plus arrosée que la plupart des régions situées au nord de la France avec des moyennes pluviométriques annuelles de 550 à 2200 mm /an. Cependant le nombre de jours de pluie y est nettement inférieur : le littoral montpelliérain reçoit l'essentiel de ses pluies en une soixantaine de journées. La ressource en eau en Languedoc-Roussillon est relativement abondante mais très contrastée, les forts épisodes pluvieux et les sécheresses estivales donnent aux cours d'eau un régime irrégulier [Claudet and Langon, 2000].

3.2 Modélisation de l'hydrosystème : *Gardénia*

3.2.1 La source karstique des Fontanilles

Le système karstique des Fontanilles [Aquilina et al., 1999] a été particulièrement étudié par le BRGM dans le cadre d'un large programme d'étude et de recherche sur le fonctionnement et la gestion des aquifères karstiques.

L'aquifère karstique étudié (Figure 9), de type unaire, est limité au nord par le cours d'eau du Lamalou, à l'ouest par l'Hérault, à l'est par le bassin de Saint-Martin-de-Londres et le causse de l'Hortus et au sud par les structures du Pic-Saint-Loup et l'anticlinal de Viols-Le-Fort [Aquilina et al., 1999]. La région ainsi définie forme un triangle d'une vingtaine de kilomètres de côté et d'une largeur maximale de 10 kilomètres englobant massifs ou parties de massifs calcaires. La source karstique des Fontanilles, qui draine l'ensemble de cet aquifère, est une émergence située sur la rive gauche de l'Hérault sur la commune de Puéchabon.

Figure 9 : Carte de localisation du système karstique des Fontanilles et des stations pluviométriques d'Aniane, Saint-Maurice-Navacelles et Saint-Martin-De-Londres.

3.2.2 Présentation du logiciel *Gardénia*

On se propose de modéliser le système karstique des Fontanilles avec le modèle à réservoirs *Gardénia* (modèle Global A Réservoirs pour la simulation des Débits et des NIveaux Aquifères) développé au BRGM [Boisson and Thierry, 1991]. *Gardénia* est un modèle hydrologique global qui simule par une succession de réservoirs les principaux mécanismes du cycle de l'eau dans un bassin

versant (pluie, évapotranspiration, infiltration, écoulement). Le modèle est dit "global" car il considère une entrée "globale" : la lame d'eau (les précipitations), l'évapotranspiration potentielle ou ETP et une "sortie" unique : le débit d'un cours d'eau ou d'une source (ou le niveau piézométrique).

3.2.3 Paramètres de modélisation et qualité de simulation du modèle

Le système karstique des Fontanilles a été modélisé selon un schéma à 3 réservoirs (figure 10) :

- Le réservoir "sol" correspondant aux premiers décimètres du sol, zone d'influence des racines et de la végétation, où se produit l'évapotranspiration.
- Le réservoir de la zone "non-saturée", assimilable à l'épikarst dans notre application, correspondant à la zone intermédiaire de l'écoulement rapide.
- Enfin le réservoir de la "zone noyée" produisant l'écoulement souterrain.

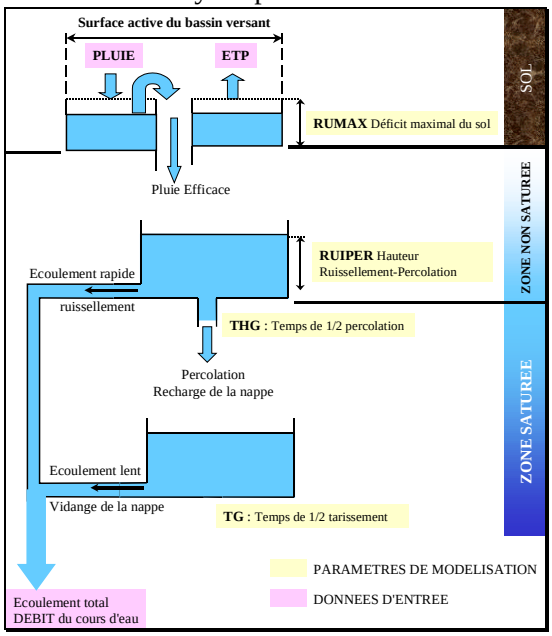


Figure 10 : Schéma du principe de la modélisation représentant trois réservoirs se vidangeant les uns dans les autres et contrôlés par différents paramètres RUMAX, RUIPER, TG et THG.

Les données :

Le système karstique des Fontanilles a été étudié par le BRGM dans le but de mettre en valeur la ressource en eau disponible sur ce système. Il a déjà fait l'objet de plusieurs modélisations. D'après les études déjà menées [Ladouche et al., *in press*], il a été établi que les précipitations les plus représentatives du bassin des Fontanilles étaient la composante de trois stations pluviométriques situées autour de bassin versant : Aniane (3%), Saint-Maurice-Navacelles (44%) et Saint-Martin-de-Londres (53%). Cette chronique composite entre ces trois stations, au pas de temps journalier sur la période de 01/01/1990 au 30/04/2001, servira de données d'entrée au modèle.

Les données d'évapotranspiration potentielle (ETP) proviennent de la station météorologique la plus proche, Montpellier–Fréjorgues, et couvrent la période du 01/01/1990 au 29/09/2001 au pas de temps journalier.

Les mesures du débit de la source karstique des Fontanilles ont été réalisées sur la période du 20/11/1996 au 26/07/2001 soit plus de quatre années de chroniques avec quelques discontinuités (26-30 décembre 1997, 6-13 janvier 1998, 27 mai au 3 juin 1999 et 13-26 juin 1999).

Le logiciel *Gardénia* nécessite des chroniques ininterrompues de précipitations et d'ETP, la chronique des débits peut comporter certaines lacunes. Les données d'ETP et de précipitations disponibles couvrent une plus large période que la chronique de débit, cela permet d'utiliser les premières années de données comme années de démarrage compte tenu du fait que les premiers débits dépendent des précipitations antérieures.

Calage du modèle :

Le calage du modèle se fait par l'intermédiaire de quatre paramètres :

- RUMAX représente la réserve maximum d'eau disponible dans le réservoir "sol" pour l'évapotranspiration

- RUIPER correspond à la hauteur d'eau pour laquelle, dans le réservoir de la zone non-saturée, il y a une répartition égale entre l'écoulement rapide contribuant au débit de la source et la percolation.
- THG est le temps de demi–montée du réservoir de la zone non saturée ($^1/_2$ montée percolation) caractérisant la vitesse de réponse entre une pluie efficace et un accroissement du débit souterrain.
- TG est le temps de demi-tarissement de la composante souterraine correspondant au temps au bout duquel, en l'absence de recharge, le débit de ce réservoir est divisé par deux.

Il est possible de corriger par deux coefficients distincts les données d'ETP et de pluie permettant d'ajuster au mieux le modèle. En effet, les mesures disponibles aux stations sont ponctuelles et peuvent différer des moyennes réelles du bassin versant.

Le logiciel *Gardénia* dispose d'une fonction d'optimisation pour chacun des paramètres, permettant de réaliser le meilleur calage d'un point de vue mathématique. Cependant, cette fonction peut conduire à des valeurs n'ayant pas de signification physique. Il est possible d'introduire un coefficient de pondération donnant plus de poids aux évènements de crue ou d'étiage afin de mieux les modéliser. Nous intéressant principalement à la ressource en eau, il nous a semblé préférable de privilégier la qualité de simulation des étiages. Une fois les paramètres déterminés et reproduisant au mieux les débits observés, la qualité des étiages était très satisfaisante. Par contre, le débit moyen simulé était encore éloigné des valeurs observées. En n'utilisant pas cette fonction de pondération et en réajustant quelque peu les paramètres, on aboutit à une simulation de meilleure qualité. Les paramètres obtenus au terme du calage sont décrits dans le tableau 4.

Coefficient de correction des pluies	-4.4%
Capacité de la réserve superficielle (RUMAX)	48 mm
Coefficient de correction de l'ETP	-20%
Hauteur de répartition ruissellement - percolation (RUIPER)	19 mm
Temps de ½ montée percolation (THG)	1.6 mois
Temps de demi–tarissement souterrain (TG)	3.3 mois
Superficie du bassin versant	17.52 km²

Tableau 4 : Paramètres de calage du modèle pluie–débit *Gardénia*

Le coefficient de correction sur la pluie a été contraint compte tenu de l'étude menée par le BRGM [Ladouche et al., *in press*] montrant que la pluie composite précédemment définie. Par contre, la station météorologique de Montpellier-Fréjorgues mesurant l'ETP est située à l'extérieur du bassin et en est relativement éloignée ce qui expliquerait que le coefficient de correction de l'ETP puisse être aussi élevé, on se limite toutefois à une correction maximum de 20%.

La capacité de la réserve superficielle est un paramètre de calcul de *Gardénia*. Il n'est pas en correspondance directe avec la réserve superficielle réelle et moyenne du bassin. On peut tout de même remarquer que cette valeur semble réaliste compte tenu de la nature des sols karstiques permettant une infiltration rapide de la pluie avec peu de possibilité de reprise par évapotranspiration.

Le paramètre RUIPER sert au calcul de la répartition de l'eau entre le ruissellement et l'infiltration vers le troisième réservoir. Sa valeur est assez difficile à préciser, elle est très variable selon les sites d'études. Cependant le fait qu'elle soit inférieure (19 mm) à celle du paramètre RUMAX (48 mm) indique que le système privilégie l'infiltration par rapport au ruissellement.

Les temps de ½ montée percolation et de ½ tarissement souterrain sont respectivement de 1.6 et 3.3 mois. Les valeurs acquises semblent bien adaptées à la description du système karstique des Fontanilles [Ladouche et al., *in press*].

La surface du bassin versant a été calée sur une valeur de 17,52 km^2 par la procédure d'optimisation. La surface d'alimentation ayant été estimée par d'autres approches : géologie, traçage, etc [Ladouche et al., *in press*] à 18 km², le résultat issu de la procédure d'optimisation est validé.

Le graphique (figure 11) représentant le débit simulé par le modèle pluie–débit *Gardénia* et le débit mesuré sur le site des Fontanilles permet d'apprécier la qualité de la simulation :

Les courbes de tarissement simulées sont plus lentes cependant on reste très proche des valeurs observées. La position des crues est bien déterminée. Chaque montée des eaux est signalée, mais on notera un certain écart sur l'intensité des évènements. La mesure des débits de crues sur la source se fait sur la résurgence principale qui est unique en période d'étiage. Par contre au moment des crues, l'accroissement significatif des débits se manifeste conjointement avec une multiplication des sorties

d'eau, de part et d'autre de la résurgence principale, impliquant une forte sous estimation sur la mesure, de l'ordre de 20 à 25 %. Le modèle pluie–débit simule le 4 juillet 1997 un petit événement de crue avec un débit maximum de 300 l/s environ alors qu'il n' a pas été enregistré sur le débit de la source. Il peut s'expliquer par la nature orageuse et localisée des précipitations estivales dans la région. Cet événement pluvieux a été mesuré sur les trois stations environnantes mais de manière très hétérogène : 8 mm de pluie sur la station d'Aniane, 98 mm à Saint-Maurice-Navacelles et 14 mm à Saint-Martin-De-Londres le 2/07/1997 exprimant ainsi la variabilité des pluies dans l'espace à petite échelle. L'événement orageux n'a affecté a priori qu'une petite partie du bassin versant.

Notre problématique portant essentiellement sur la ressource en eau, nous nous intéresserons essentiellement aux périodes d'étiage, les écarts sur les débits de crues n'influenceront pas notre interprétation en terme de ressource.

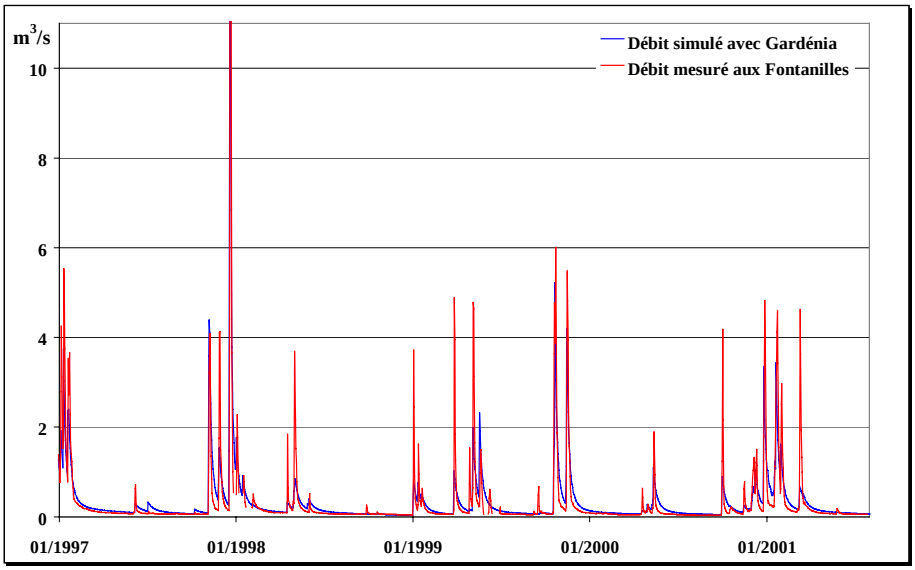


Figure 11 Comparaison entre le débit observé de la source karstique des Fontanilles et le débit simulé par le modèle pluie–débit *Gardénia*

Analyse des débits moyens annuels

Le débit moyen annuel des débits mesurés à la source des Fontanilles varie de 0.17 à 0.52 m^3/s sur quatre années d'enregistrement, avec une moyenne et un écart type de 0.33 et de 0.17 m^3/s respectivement. La série simulée sur les données observées témoigne d'un maximum plus élevé 0.96 m^3/s mais c'est sur l'année 1996 où l'on ne dispose pas de données pour comparer, mais 1996 fut une année très pluvieuse. La moyenne et l'écart type des débits moyens annuelles sont de 0.38 et 0.21 m^3/s ce qui correspond bien aux données d'observations.

Analyse des débits d'étiage

Les débits d'étiage correspondent bien avec parfois des écarts, pouvant atteindre la dizaine de litres par seconde, ($Q_{min\ simulé}$ = 0.034 m^3/s, $Q_{min\ observé}$ = 0.030 m^3/s) où le débit simulé est quelque peu supérieur au débit mesuré. Le débit minimum observé est de 29 l/s en septembre 2000 alors que sur cette période le débit simulé est de l'ordre de 45 l/s ce qui est un écart relativement important. Les étiages simulés par *Gardénia* sont plus élevés que les données observées, à quelques exceptions près notamment en octobre–novembre 1998 avec les débits simulés qui ne sont pas inférieurs aux débits observés de plus de 10 l/s. Le débit minimum simulé à partir des données de pluie et d'ETP est de 22 l/s en mai 1992 mais n'ayant pas d'observations sur cette période il est difficile de critiquer la qualité du modèle en terme de débit minimum observé surtout compte tenu des écarts relatifs sur les étiages. Globalement le graphique des débits simulés et observés (figure 11) montre tout de même une bonne reproduction de la série par le modèle pluie–débit.

3.3 Deux méthodologies proposées

3.3.1 Utilisation d'un outil générateur de pluie : le logiciel *Tempo*

Le logiciel *Tempo* [Pinault, 2001] a été utilisé comme outil de simulation de la pluie et de l'ETP. Les séquences sont simulées de manière aléatoire et satisfont un certain nombre de conditions déduites de la série observée, tant au niveau de la distribution des hauteurs de pluie que des propriétés temporelles des divers évènements. Le pas d'échantillonnage de la série simulée est le même que celui de la série observée.

Les données :

Les chroniques de pluie et d'ETP sont les mêmes que celles utilisées pour le calage du modèle pluie–débit *Gardénia*.

Qualité de simulation :

En générant des chroniques sur une période de 12 années consécutives (comparables à la série observée 1990-2001), on vérifie la qualité de la simulation des pluies et de l'ETP grâce au logiciel Tempo. Les autocorrélogrammes (Figure 12) des pluies observées et des pluies simulées sont très similaires. Les pluies d'un jour donné sont très peu corrélées avec celles des jours qui suivent, ce qui montre bien l'indépendance des évènements pluvieux entre eux. Le graphique de la distribution mensuelle (figure 13) des pluies observées et simulées par Tempo montrent que la saisonnalité des pluies est bien respectée sur la série simulée.

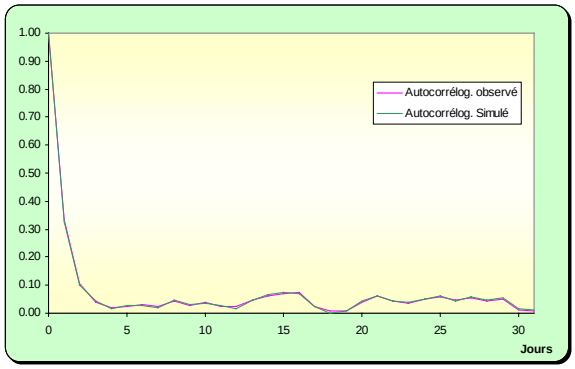


Figure 12 : Autocorrélogrammes de la pluie simulée par Tempo et de la pluie observée.

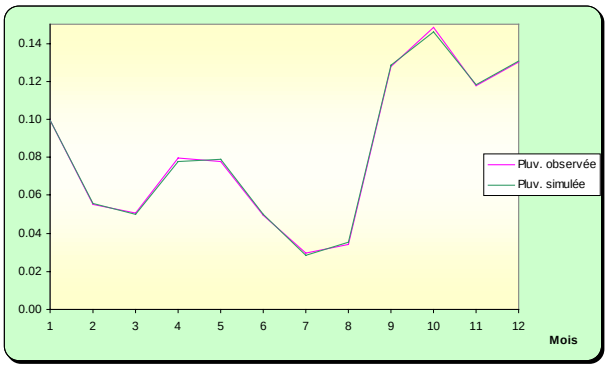


Figure 13 : Distribution mensuelle des précipitations de la chronique simulée et des précipitations observées.

Avec le logiciel Tempo, on a simulé 11 scénarios de pluie de douze années basées sur les caractéristiques de la série observée 1990-2001. La moyenne des pluies annuelles des Fontanilles sur 12 années d'enregistrements est de 1260 mm et l'écart type est de 465 mm. Sur les onze scénarios simulés, la moyenne des précipitations annuelles varie de 1177 mm à 1419 mm ce qui cadre bien avec les observations compte tenu de l'écart type.

De la même manière, on a généré 11 scénarios d'ETP basés sur les caractéristiques de la série observée 1990-2001. La moyenne des cumuls annuels des données d'ETP est de 1260 mm avec un écart type de 95 mm. Sur les 11 chroniques simulées, la moyenne annuelle varie de 1287 à 1304 mm, ce qui est supérieur à la valeur observée, cet écart entre la série simulée et la série observée n'est cependant pas significatif compte tenu de l'écart type.

Méthodologie :

L'utilisateur peut faire varier deux paramètres lors de la simulation des chroniques de pluie et d'ETP avec *Tempo* :

- Les précipitations maximales journalières,
- L'écart maximum de l'ETP à la moyenne.

Le premier paramètre a été augmenté de façon significative, de 187.5 à 250 mm, afin d'apprécier l'influence d'une intensification des précipitations. Il a permis de générer des évènements exceptionnels plus intenses. Cependant, le logiciel *Tempo* n'offre pas de possibilité quant à la

simulation de chroniques évoluant selon les hypothèses du changement climatique. En augmentant ce paramètre quelques évènements exceptionnels ont été générés (1 ou 3 tout au plus sur douze années de chroniques). La distribution des hauteurs de précipitations n'a cependant pas variée en terme de fréquence par rapport aux données d'observations. Ceci est lié au fait que le logiciel est entièrement contraint par les données d'observations. Le second paramètre, écart maximum de l'ETP par rapport à la moyenne, en le diminuant, on homogénéise la série et en l'augmentant, dans le but éventuel de simuler un réchauffement du climat, on accroît l'ETP_{max} certes mais on augmente considérablement le pourcentage de journées de faible évapotranspiration. Ces deux paramètres se révèlent donc inadaptés à nos perspectives de proposer des scénarios suivant les hypothèses du changement climatique.

L'utilisation du logiciel *Tempo* pour tester la sensibilité d'un hydrosystème au climat est inadaptée dans le sens où l'on ne dispose pas de paramètres de contrôle pertinents, le logiciel est contraint par les données d'observations. Il a été réalisé dans le but de simuler des chroniques de pluie et d'ETP conformes aux observations ce qui explique qu'il n'est pas possible d'agir sur les scénarios simulés. Cependant il serait intéressant d'étudier d'autres séries pluviométriques placées sur le pourtour méditerranéen et d'identifier si certaines d'entre elles sont soumis à un climat dont les caractéristiques seraient proches des hypothèses formulées sur l'évolution climatique. *Tempo* pourrait alors être utiliser pour générer plusieurs chroniques basées sur ces observations.

3.3.2 Modifications de chroniques observées

On se propose, dans cette seconde approche, de modifier la chronique observée en tenant compte des hypothèses sur l'évolution du climat et des conclusions tirées de l'analyse statistique.

3.3.2.1 Modification de la pluie

Méthodologie :

La particularité du climat méditerranéen se définit par sa sécheresse estivale. L'évolution probable du climat mise en évidence par la bibliographie est telle que les précipitations hivernales seraient accrues alors que les pluies estivales seraient sensiblement les mêmes ou alors montreraient une légère diminution. Il s'avère également que la moyenne pluviométrique n'en serait que peu modifiée.

On se propose de modifier les données observées selon ces hypothèses. L'accroissement de pluviométrie se manifesterait plutôt par une intensification des évènements que par une augmentation du nombres de journées pluvieuses. On a donc privilégié une modification des pluies saisonnières selon des coefficients multiplicateurs plutôt que par une variation additionnelle des cumuls pluviométriques.

Les stations de Montpellier et de Nîmes sont les plus proches et les plus représentatives du climat affectant le système des Fontanilles. Ces stations n'ont révélé aucune tendance particulière. Il semblerait donc que, s'il y a une évolution du régime pluviométrique ce dernier est inférieur au seuil de détection des tests. On se propose donc de faire varier les précipitations hivernales selon un taux d'accroissement de +10 et +20%, de diminuer les pluies estivales de −5 et −10% pour ne pas générer de grands bouleversements du régime pluviométrique. On prendra soin de vérifier que les précipitations annuelles ne soient pas modifiées de plus de 10% par rapport au régime pluviométrique actuel. Pour juger de l'influence d'une sécheresse persistante, on se propose de générer deux scénarios supplémentaires où les précipitations de juin à août, puis celles de juin à octobre seraient réduites à zéro.

Scénarios proposés :

Scénario 1A : +10% sur les pluies d'hiver (de décembre à février)
Scénario 1B : +20% sur les pluies d'hiver
Scénario 2A : -5% sur les pluie d'été (de juin à août)
Scénario 2B : -10% sur les pluies d'été
Scénario 2C : aucune pluie en été du 1er juin au 31 août
Scénario 2D : aucune pluie de 1er juin au 31 octobre
Scénario 3A : Réduction des pluies d'été de 5% et accroissement des pluies hivernales de 10%
Scénario 3B : Réduction des pluies d'été de 10% et accroissement des pluies hivernales de 20%

3.3.2.2 Modification de l'ETP

Les températures moyennes doivent augmenter d'ici 2060 d'après la modélisation réalisée par MétéoFrance (Figure 3). Cet accroissement risque d'influencer la composante évaporatoire du cycle hydrologique. En modifiant les données d'ETP, on se propose d'apprécier l'influence de ce paramètre sur la ressource.

Sur la base des simulations de MétéoFrance (figure 3) l'augmentation des températures sous l'hypothèse d'un doublement du dioxyde de carbone atmosphérique serait sur le Languedoc-Roussillon [Le Treut et al., 2000] variable en fonction des saisons telle que :

Printemps : 2 à + 3°C, été : 3 à + 4°C, automne : + 2 à + 4°C et hiver : + 1 à + 3°C

Sur ces considérations on va prendre en compte, deux hypothèses : l'hypothèse basse (H_1) où l'accroissement des températures est minimum et l'hypothèse haute (H_2) considérant l'augmentation la plus forte. On estime alors l'accroissement de l'ETP sous les effets de la température.

La formule empirique de Turc de calcul de l'ETP [De Marsily, 1981] adaptée au pas de temps mensuel [WEB : Beauchamps, 03/09/02] dans le cas d'un régime tempéré (l'humidité relative moyenne U_m est supérieure à 50%) s'écrit :

$$\mathrm{ETP}_{(\mathrm{mm/mois})} = k\left(\frac{T}{T+15}\right).(Rg + 50)$$

où ***T*** est la température moyenne mensuelle en °C

Rg est la radiation solaire globale avec $Rg \approx Ig_a(0.18 + 0.62\frac{h}{H})$

avec ***h*** = durée réelle d'insolation et ***H*** durée maximale d'insolation possible (durée astronomique du jour)

k est un coefficient multiplicateur valant 0.37 pour le mois de février et 0.40 pour tous les autres mois.

A chaque pas de temps mensuel, on calcule, à partir des relevés de température moyenne et des ETP mensuelles de Fréjorgues, la variable $Rg_{mensuelle}$ qui sera supposée invariante sous les effets du changement climatique pour une simplification de l'estimation. On accroît les températures selon les hypothèses H_1 et H_2, et on calcule l'ETP correspondante dans ces nouvelles considérations.

On remarque que bien que l'accroissement des températures est plus élevé en été qu'en hiver, que l'ETP est plus fortement influencée sur la période hivernale. Cela s'explique par le fait que pour des faibles températures, le rapport $T/(T+15)$ croît plus vite pour une augmentation de 1°C que pour de fortes températures : Si T varie de 2°C à 3°C, ce rapport vaut 0.1176 et 0.1667 respectivement, impliquant un accroissement de l'ETP de 42% si les autres variables sont constantes. Par contre, pour T variant de 20°C à 21°C, le rapport vaut 0.5714 et 0.5833 respectivement d'où un accroissement de l'ETP plus modéré, qui n'est que de 2%.

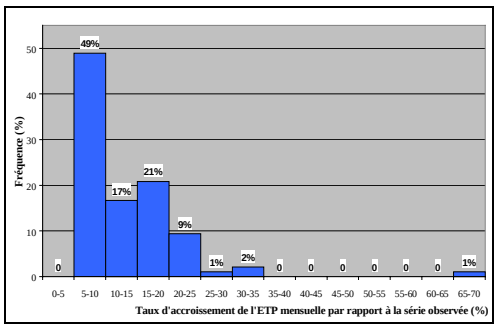
Sous les conditions de l'hypothèse H_1, le taux d'accroissement moyen de l'ETP est de 6.65%, mais varie entre 3.5 et 25%. Ce taux de 25% est une valeur exceptionnelle liée à un mois de janvier particulièrement froid (température moyenne de 3,1°C) qui engendre un accroissement très fort. Sur la figure 14, on remarque que 45% des valeurs des taux d'accroissement sont compris entre 4 et 6%. On s'accordera alors sur un accroissement moyen de l'ETP de 5% pour cette hypothèse H_1. Sous les conditions de l'hypothèse H_2, les gammes de variations du taux d'accroissement de l'ETP s'étendent de 5 à 68%. Là encore cette dernière valeur est liée au mois de janvier 1992 relativement froid par rapport à l'ensemble de la chronique. L'histogramme de la figure 14 montre que 49% des valeurs sont comprises entre 5 et 10% et 39% des valeurs entre 10 et 20% avec un taux d'accroissement moyen estimé à 12.9%. On s'accordera alors pour l'hypothèse H_2, à un taux d'accroissement moyen de 10%.

Scénarios d'ETP :

Scénario H_1 : Augmentation de 5% de l'ETP journalière

Scénario H_2 : Augmentation de 10% de l'ETP journalière

Les scénarios ainsi générés seront introduits ultérieurement dans le modèle *Gardénia* afin d'apprécier l'influence de l'ETP sur la ressource en eau.



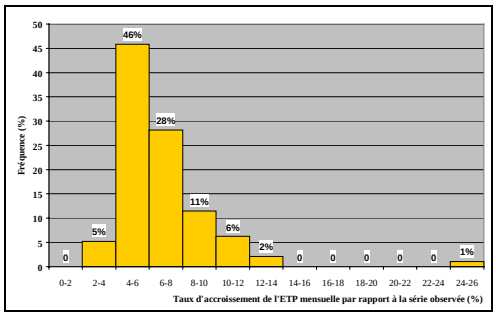


Figure 14 : Histogramme de fréquence des taux d'accroissement de l'ETP mensuelle sous l'effet de la température dans l'hypothèse des scénario H_1 et H_2.

3.3.3 Résultats et interprétations en terme de sensibilité de l'hydrosystème aux aléas climatiques

Résultats :

Les résultats analysés sont regroupés dans le tableau 5. Les différentes chroniques de débits simulées sont présentées sous forme graphique (figure 15 à 18). Les séries simulées pour différentes hypothèses d'évolution du climat pourront être confrontées à la simulation réalisée à partir des données d'ETP et de pluie observées sur la période 1990-2001 (série de référence sans changement climatique). L'axe des ordonnées représentant les débits a été représenté selon une échelle logarithmique afin de mieux apprécier les différences au niveau des débits d'étiage.

Influence de l'ETP :

En se référant au graphique de la figure 15 et aux résultats regroupés dans le tableau 5, on peut observer que la moyenne des débits moyens annuels ne varie que de 0.01 m^3/s entre la série de référence (0.38 m^3/s) et les chroniques de débits sous les hypothèses H_1 et H_2 (0.37 m^3/s). La variabilité du débit annuel sous les hypothèses H_1 et H_2 par rapport à la série de référence n'est pas non plus significative : de 0.17 à 0.96 m^3/s, de 0.17 à 0.95 m^3/s et de 0.16 à 0.94 m^3/s pour, respectivement, la série de référence, la série H_1 et H_2. Sur le graphique 15, les trois séries sont à peine distinguables les unes des autres. Les débits minimums observés sont de 0.019 et 0.016 m^3/s pour la série H_1 et H_2 contre 0.022 m^3/s pour la série de référence. Ces observations suggèrent qu'un accroissement de l'ETP pourrait amenuiser la ressource mais l'amplitude des variations observées est très faible.

Un accroissement de l'ETP journalière de 5 et 10% influence très peu le fonctionnement de l'hydrosystème. On explique ce phénomène par les propriétés karstiques de l'hydrosystème. Les eaux rapidement infiltrées au sein de l'épikarst, échappent à la reprise évaporatoire.

Ces scénarios considèrent un accroissement moyen de l'ETP journalière constant. Cette modification simpliste aurait tendance à minimiser l'évolution de l'ETP en hiver et de maximiser celle-ci en été. L'augmentation de l'ETP en été ne contribue que très peu à diminuer la pluie efficace estivale qui est déjà très faible. Ces scénarios auraient donc tendance à sous estimer l'impact de l'évolution de la température sur l'ETP. Dans le futur, il serait donc souhaitable de modifier les chroniques d'ETP journalières en considérant le taux d'accroissement estimé pour chaque mois de la chronique et non pas de réaliser une correction moyenne à l'échelle annuelle.

Influence des précipitations :

Sous les hypothèses des conditions de modifications de la pluie 1A et 1B (figure 16), la moyenne des débits moyens annuels est respectivement de 0.41 et 0.43 m^3/s contre 0.38 m^3/s pour la série de référence. Les débits moyens annuels varient de 0.18 à 1.00 m^3/s et 0.19 à 1.05 m^3/s ce qui est légèrement supérieur à ceux de la chronique de référence. Sur le graphique (figure 16) les séries 1A et 1B sont légèrement au-dessus de la série de référence pouvant ainsi suggérer un accroissement de la ressource. Cependant les écarts détectés restent néanmoins relativement faibles.

La diminution des pluies estivales n'influence absolument pas la ressource en eau. Le débit d'étiage minimum simulé, les débits moyens annuels minimum et maximums, ainsi que la moyenne des débits moyens annuels sont les mêmes entre la série de référence le scénario 2A, 2B et 2C. Le graphique de

la figure 17 montre une superposition de ces trois chroniques. Concernant les séries de débit basées sur une absence des pluies de juin à octobre témoignent d'un tarissement plus prononcé. Le débit minimum simulé est de 0.01 m^3/s contre 0.022 sur la série de référence. Le débit moyen minimum, maximum et la moyenne des débits moyens annuels est, respectivement, de 0.06, 0.80 et 0.25 m^3/s ce qui est significativement inférieur aux valeurs de la série de débit simulé à partir des données observées qui sont 0.17, 0.96 et 0.38 m^3/s.

SCENARIO : douze années de chroniques de débits simulés		Moyenne des débits moyens annuels	Débit moyen annuel		Débit d'étiage
			Minimum	Maximum	Minimum observé
A partir des données observées		0.38	0.17 (1991)	0.96 (1996)	0.022 (Mai 1992)
Scénario prenant en compte tenu de modification sur l'ETP	H_1	0.37	0.17 (1991 et 1998)	0.95 (1996)	0.019 (Mai 1992)
	H_2	0.37	0.16 (1991)	0.94 (1996)	0.016 (Mai 1992)
Scénario prenant en compte une modification du régime pluviométrique	1A	0.41	0.18 (1991 et 1998)	1.00 (1996)	0.024 (Mai 1992)
	1B	0.43	0.19 (1991 et 1998)	1.05 (1996)	0.026 (Mai 1992)
	2A	0.38	0.17 (1991)	0.96 (1996)	0.022 (Mai 1992)
	2B	0.38	0.17 (1991)	0.96 (1996)	0.022 (Mai 1992)
	2C	0.37	0.17 (1991 et 1998)	0.96 (1996)	0.022 (Mai 1992)
	2D	0.25	0.06 (1992)	0.80 (1996)	0.01 (Nov1995
	3A	0.33	0.18 (1991 et 1998)	1.00 (1996)	0.024 (Mai 1992)
	3B	0.33	0.19 (1991 et 1998)	1.05 (1996)	0.026 (Mai 1992)

Tableau 5 : Récapitulatif des débits simulés sous les différentes hypothèses de variation climatique ainsi qu'à partir des données de pluie et d'ETP. Les débits sont exprimés en m^3/s.

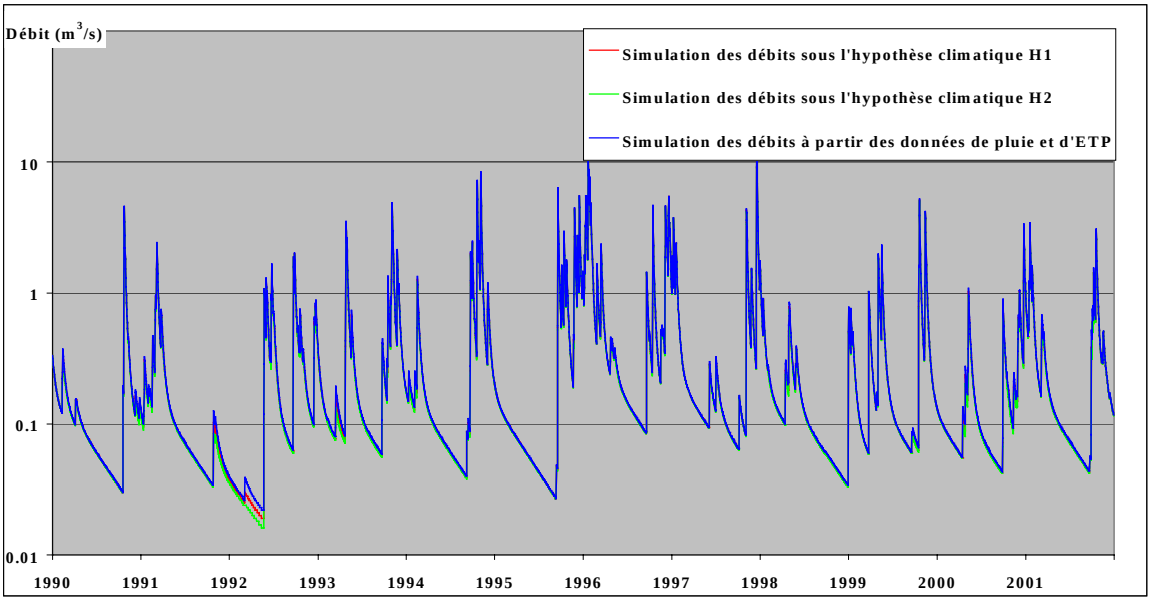


Figure 15 : Chronique des débits sous les hypothèses H_1 et H_2 et à partir des données observées de pluie et d'ETP

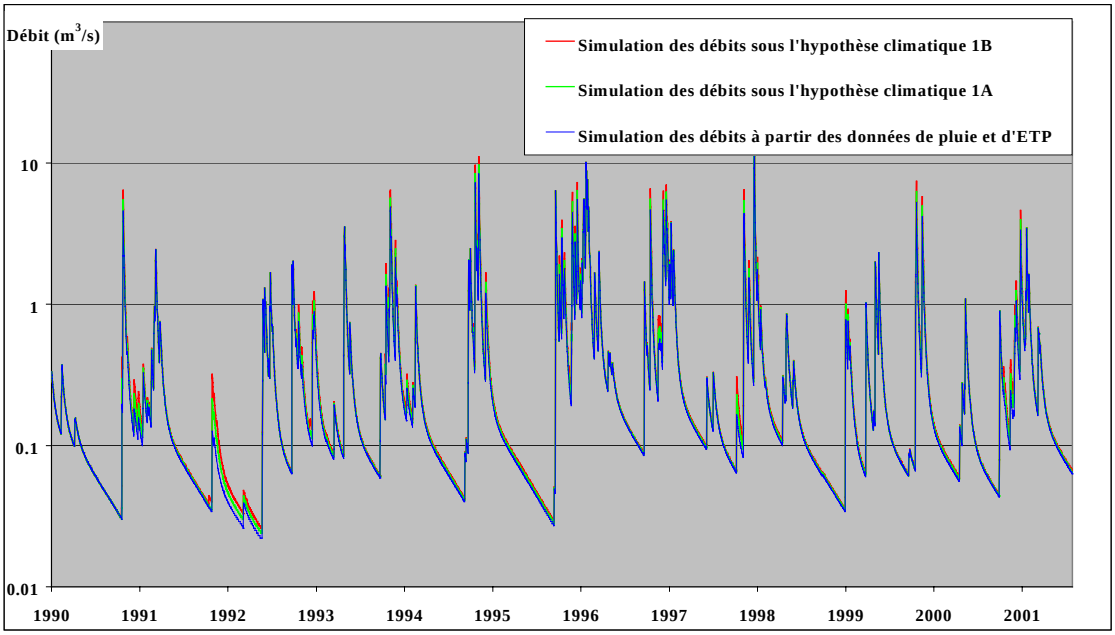


Figure 16 : Chroniques des débits simulés sous les hypothèses 1A, 1B et à partir des données d'observations

La diminution des précipitations estivales est à peine perceptible à l'échelle du graphique (figure 17). Seuls deux étiages (sept. 1992 et sept. 1997) permettent une distinction des courbes entre elles. Les précipitations estivales n'ont donc aucune influence sur la ressource en eau des Fontanilles comme indiqué plus haut, cela est assez logique dans la mesure où les pluies efficaces sont très limitées en été.

Le système karstique des Fontanilles a un fonctionnement hydrogéologique annuel : les pluies hivernales rechargent l'aquifère alors que les pluies estivales ne contribuent pas à la ressource en eau du système. Le scénario 2D est proposé dans le but d'apprécier un durcissement des sécheresses estivales. L'absence de pluies du 1er juin au 31 octobre contribue à rendre les étiages plus sévères indiquant un amenuisement de la ressource liée à une longue période sans précipitations (5 mois). Cette diminution des débits moyens semble significative compte tenu du fait que les débits simulés sont globalement inférieurs aux débits observés à la fin des périodes d'étiage et que le modèle pluie–débit aurait tendance à surestimer les débits d'étiage.

Il semblerait que la ressource en eau ne soit pas influencée par les conditions de l'année précédente mais uniquement dépendante des précipitations hivernales. Sur le graphique (figure 17), en septembre 1996 le débit simulé est de 0.027 m^3/s alors que la période sèche de juin à octobre conduit à un débit d'étiage en novembre 1996 de l'ordre de 0.010 m^3/s ce qui marque une diminution significative de la ressource en eau. L'année suivante la courbe de tarissement sous l'hypothèse 2D suit de près celle du débit simulé avec les données de pluie et d'ETP montrant ainsi que la sécheresse de l'année précédente n'a pas affecté la ressource de l'aquifère rechargé par un hiver pluvieux. L'hydrosystème karstique dépend essentiellement des précipitations hivernales, si celles-ci venaient à augmenter, elles permettraient probablement de compenser les évènements de sécheresse estivale.

Les scénarios 3A et 3B combinent les deux hypothèses précédentes (figure 18) une diminution des pluies estivales et un accroissement de la pluviométrie en hiver. Le débit moyen annuel varie de 0.18 à 1 m^3/s sous l'hypothèse 3A et, de 0.19 à 1.05 m^3/s sous l'hypothèse 3B (Tableau 5). Ces variations sont peu significatives et du même ordre de grandeur que celles observées précédemment sur les scénarios 1A et 1B, confirmant là encore la faible participation des pluies estivales à la ressource.

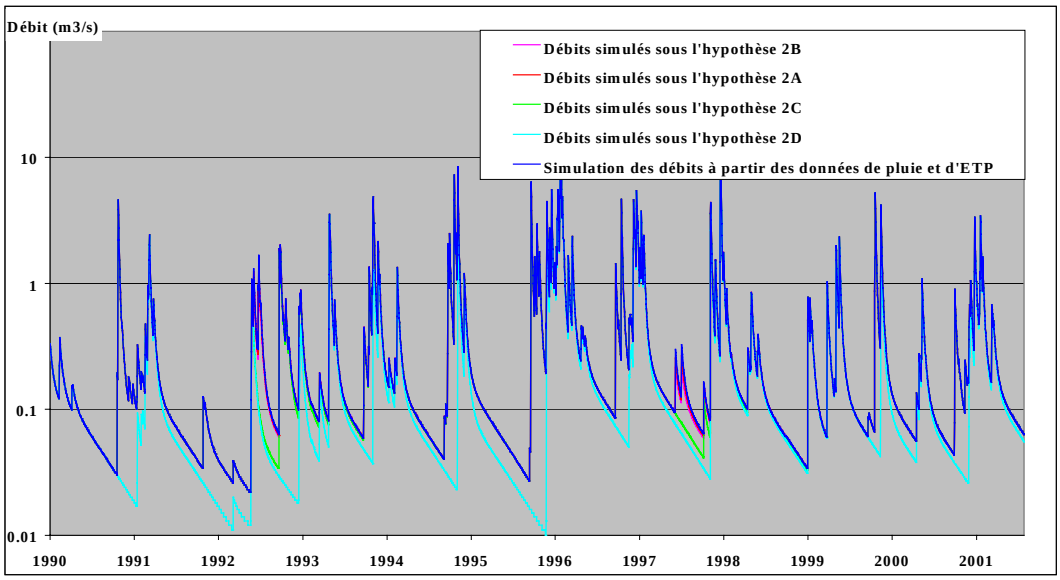


Figure 17 Graphique la simulation du débit à partir des données observées et sous les hypothèses 2A, 2B, 2C et 2D.

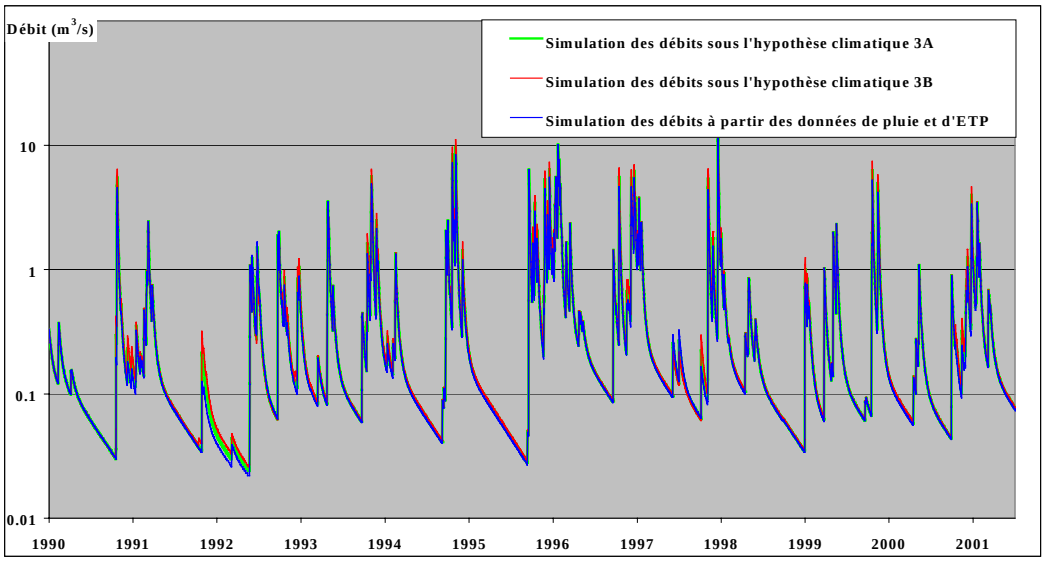


Figure 18 Débits simulés sous les hypothèses 3A, 3B et à partir des données observées de pluie et d'ETP.

3.4 Conclusion

Cette analyse de sensibilité a permis de mettre en évidence que le système karstique des Fontanilles serait peu sensible à une augmentation de la reprise évaporatoire. L'analyse de cette sensibilité demanderait cependant à être approfondie (prendre en compte les accroissements de l'ETP au pas de temps mensuel). Les transferts rapides de l'eau vers le domaine souterrain soustrait en effet celle ci rapidement aux effets de l'évapotranspiration. La diminution des pluies estivales allant jusqu'à leur réduction à zéro (1er juin au 31 août) appliquée au système confirment que les pluies d'été ne contribuent pas à la recharge de l'aquifère. Le système dépend directement des pluies hivernales. Les variations observées indiquent dans quel sens évoluerait la ressource mais compte tenu de l'incertitude du modèle pluie-débit, il n'est pas envisageable d'estimer les influences avec plus de précisions.

Dans ces considérations, il semblerait que pour ce type d'hydrosystème et pour les hypothèses de changement climatique envisagé, l'impact sur la ressource en eau serait mineur. Il est même possible que l'augmentation de la recharge hivernale se traduise par un effet plutôt bénéfique sur la ressource en eau.

CONCLUSION

Les travaux portant sur la prévision de l'évolution du changement climatique suggèrent, pour le Languedoc-roussillon :

- une augmentation des pluies hivernales,
- une raréfaction des pluies estivales qui pourrait se traduire par des étiages prolongés.

L'analyse de 11 chroniques pluviométriques de la région Languedoc-Roussillon étudiées au pas de temps annuel et saisonnier montre :

- l'absence d'évolution significative de la pluviométrie sur 7 d'entre elles,
- une certaine tendance à l'accroissement des précipitations annuelles sur les quatre autres avec parfois une augmentation des précipitations plus marquée sur les saisons d'hiver ou d'automne.

Il est possible que les évolutions localement identifiées entrent dans le cadre de variations naturelles de plus grande amplitude temporelle. L'analyse statistique réalisée au pas de temps mensuel, pour des raisons pratiques principalement liées à l'acquisition des données auprès de MétéoFrance, n'a peut être pas été la meilleure approche. Les hypothèses émises quant à l'évolution du climat dans cette région annoncent que les précipitations annuelles varieraient peu. Il serait envisageable d'étudier d'autres paramètres comme le nombre de jours de pluie, la nature des averses, la fréquence des évènements extrêmes, etc.

Les tendances mises en évidence à l'issue de la synthèse bibliographique ainsi que celles issues de l'analyse statistique ont permis de construire plusieurs scénarios d'évolution climatique (ETP et précipitations) auxquels l'aquifère karstique des Fontanilles a été soumis et a permis d'évaluer l'influence de chaque paramètre :

- un faible impact de l'ETP sur le débit de la source, qui pourrait être significatif, demande à être confirmé, la méthode mise en œuvre pouvant conduire à une sous-estimation de cet effet, en particulier en période hivernale,
- un faible impact de l'intensification des sécheresses estivales, qui pourrait même être compensé par l'augmentation de la recharge en hiver.

Il est donc possible que le changement climatique n'ait pas d'impact négatif sur la ressource, voire même un léger effet bénéfique.

Ces résultats préliminaires constituent des éléments de base pour la mise en œuvre du projet prévu dans le cadre du Contrat de Plan État–Région. Les perspectives envisagées à l'issue du DEA pourront être approfondies dans le cadre du projet et également étendues à d'autres types d'hydrosystèmes (aquifères alluviaux, poreux, etc.). Par ailleurs, la plupart des hydrosystèmes karstiques ne font l'objet, à l'heure actuelle, que d'une exploitation de type "cueillette" (captage, en étiage, de leur débit de débordement, au niveau des sources). La mise en œuvre, dans le futur, d'une surexploitation raisonnée de ces systèmes, par pompage, comme au sein des autres aquifères, permettrait de solliciter plus significativement leurs réserves en période d'étiage (au moment où les besoins sont forts), sachant que celles-ci seront reconstituées en saison hivernale; la seule conséquence étant une diminution des débits de crue en début de saison des pluies. Ces aquifères, nombreux en région LRO, pourraient donc être exploités de manière beaucoup plus efficace à l'avenir. Leur faible susceptibilité apparente aux effets du changement climatique constitue un argument supplémentaire pour les valoriser plus largement.

BIBLIOGRAPHIE

André, J.C., Royer J.F. (1999).- Les fluctuations à court terme du climat et l'interprétation des observations récentes en termes d'effet de serre.- *La Météorologie*, vol. 28,décembre 1999, pp. 12-22.

Aquilina, L., Ladouche B., Bakalowicz M., Schoen R., Petelet E. (1999).- Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques nord-montpelliérains - Synthèse générale.- Rapport n° BRGM R 40746-FR.

Arnell, N.W., Reynard N.S. (1996).- The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain.- *Journal of Hydrology*, vol. 183,3-4, pp. 397-424.

Avila, A., Neal C., Terradas J. (1996).- Climate change implications for streamflow and streamwater chemistry in a Mediterranean catchment.- *Journal of hydrology*, vol. 177,1-2, pp. 99-116.

Berger, K.P., Enthekhabi D. (2001).- Basin hydrologic response relations to distibuted physiographic descriptors and climate.- *Journal of Hydrology*, vol. 247, pp.169-182.

Biaou, A. (2000).- Désagrégation spatio-temporelle des variables issues des Modèles de Circulation Générale.- DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie, Paris VI, Université Pierre & Marie Curie, EDF, Paris.

Boisson, M., Thierry D. (1991).- Logiciel *Gardénia* - Modèle global pour la simulation des débits et des niveaux aquifères - Guide d'utilisation.- Rapport n° BRGM R-32209.

Boydak, M., Dogru M. (1997).- Echange d'expériences et état de l'art sur la gestion forestière durable par écorégions : Forêts méditerranéennes, in *XI^{ème} Congrès Forestier Mondial*.-vol. Vol. 6, Thème 38.3, pp. 170-206, Antalya - Turquie.

Boyer, J.F., Lubes-Niel H., Paturel J.E., Servat E. (1998).- *Khronostats.* Logiciel de détection des fluctuations dans une série chronologique par application de tests statistiques. CD-ROM, IRD, UMR Hydrosciences.

Buishand, T.A. (1982).- Some methods for testing the homogeneity of rainfall records.- *Journal of Hydrology*, vol. 58, pp.11-27.

Buishand, T.A. (1984).- Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series.- *Journal of Hydrology*, vol. 73, pp.51-69.

Cambi, C., Dragoni W. (2000).- Groundwater yield, climatic changes and recharge variabilitty : considerations arising from the modelling of a spring in the Umbria-Marche Apenninnes.- *Hydrogéologie*, vol. 4,pp.11-25.

Caya, D., Goyette S., Laprise R. (1994).- La modélisation des climats : du global au régional.- *Découvrir : la Revue de la Recherche - ACFAS*, vol. 15,1, pp. 14-25.

Chabart, M. (1996).- La recharge de l'aquifère multicouche du Roussillon et les conséquences d'un éventuel changement climatique sur la gestion de la ressource en eau (Pyrénées Orientales).-, BRGM, Université de Paris VI, Paris.

Chattopadhyay, N., Hulme M. (1997).- Evaporation and potentiel evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change.- *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 87,1, pp. 55-74.

Claudet, R., Langon M. (2000).- Les régimes hydrologiques des cours d'eau en Languedoc-Roussillon, in *Publications de la Direction régionale de l'environnement Languedoc-Roussillon (DIREN).*-vol. août 2000.

De Marsily, G. (1981).-*Hydrogéologie quantitative*.- Collections Sciences de la Terre, 215 pp.-, Paris.

Dewandel, B., Bakalowicz M., Lachassagne P., Weng P., Al-Maki A. (2002).- Evaluation of aquifer geometry by analysing recession hydrographs.- *(soumis à) Journal of Hydrology*.

Durand, V. (2001).- Recherche de relations entre la structure des aquifères de socle et leur fonctionnement hydrogéologique à partir du signal hydrologique :Traitement de deux échelles différentes de bassins versants.- DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie, Paris VI, Université Pierre & Marie Curie, BRGM Montpellier.

Favreau, G. (2000).- Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel.-, Université de Paris Sud XI - Orsay et Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Montpellier.

Gärdenäs, A.I., Jannson P.-E. (1995).- Simulated water balance of Scots pine stands in Sweden for different climate change scenarios.- *Journal of Hydrology*, vol. 166,1-2, pp. 107-125.

Hofmann, N., Mortsch L., Donner S., Duncan K., Kreutzwiser R., Kulshreshtha S., Piggot A., Schellenberg S., Schertzer B., Slivitzky M. (1997).- Changement et variabilité climatiques : Impacts sur l'eau au Canada, in *Etude Pan-Canadienne sur l'adaptation à la variabilité et au changement climatiques*, vol. Tome VII - Chap.1, pp. 1-128.

Houghton, J.T., Cubasch U., Dai X., Ding Y., Griggs D.J., Hewitson B., Isaksen I., Karl T., McFarland M., Meleshko V.P., Mitchell J.F.B., Noguer M., Nyensi B.S., Oppenheimer M., Penner J.E., Pollonais S., Stocker T., Trenberth K.E. (2001).- Climate change 2001 : The scientific basis. Summary for Policymakers : a report of Working Group I of the IPCC (Intergouvernemental Panel Climate Change).

Hubert, P. (1993).- Change Points in Hydrometeorological Time Series, in *Applications of Time Series Analysis in Astronomy and Meteorology*, Università di Padova. Italy.

Hubert, P., Carbonnel J.P. (1993).- Segmentation des séries annuelles de débits de grands fleuves africains.- *Bulletin de liaison du CIEH*, vol. 92, pp.3-10.

Hubert, P., Schertzer D., Tchiguirinskaia I., Benjoudi H., Lovejoy S., Hallegatte S., Larcheveque M. (*in press*).- Un point de vue multifractal sur l'évolution climatique.- *La Houille Blanche*.

Ladouche, B., Dorfliger N., Pinault J.L., Pouget R., Thierry D., Petit V., Golaz C., Durand V., Cubizolles J. (*in press*).- Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques nord-montpellierains - Programme 1999-2001.- Rapport n° BRGM/RP - 51584 - FR.

Le Treut, H. (1997).- Climat : Pourquoi les modèles n'ont pas tort?- *La Recherche*, vol. 298, pp.68-73.

Le Treut, H., Paskoff R., Petit M., Martin E., Leblois E., Margat J., Robert M., Delecolle R., Jayet P.A., Soussana J.F., Aussenac G., Guehl J.M., Hoff C., Rambal S., Tessier L., Ceron J.P., Besancenot J.P., Rhodain F. (2000).- Impacts Potentiels du changement climatique en France au XXI^{ème} siècle.- Rapport Mission Interministérielle de l'Effet de Serre (MIES)

Loaiciga, H.A., Maidment D.R., Valdes J.B. (2000).- Climate-change impacts in a regional karst aquifer, Texas, USA.- *Journal oh Hydrology*, vol. 227173-194.

Loaiciga, H.A., Valdes J.B., Vogel R., Garvey J., Schwarz H. (1996).- Global warming and the hydrological cycle.- *Journal of Hydrology*, vol. 174,1-2, pp. 83-127.

Lubes-Niel, H., Masson J.M., Paturel J.E., Servat E. (1998).- Variabilité climatique et statistique. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques.- *Revue des Sciences de l'Eau*, vol. 11,3, pp. 383-408.

Lubes-Niel, H., Masson J.M., Servat E., Paturel J.E., Kouame B., Boyer J.F. (1994).- Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques : Etude bibliographique.- Rapport interne ICCARE n°3, ORSTOM - Hydrologie.

Mahe, G., Olivry J.C., Dessouassi R., Orange D., Bamba F., Servat E. (2000).- Relations eaux de surfaces - eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali.- *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, série IIa : Earth Planetary and Sciences*, vol. 330, pp.689-692.

Mimikou, M.A., Baltas E., Varanou E., Pantazis K. (2000).- Regional impact of climate change on water resources quantity and quality indicators.- *Journal of Hydrology*, vol. 23495-109.

Moisselin, J.M. (2002).- Les précipitations en France au XX^{ème}siècle.- *Lettre PIGB-PMRC-France : Changement Global*, vol. 13, pp.57-62.

Moisselin, J.M., Schneider M., Canellas C., Mestre O. (2002).- Les changements climatiques en France au XX^{ème} : Etude de longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations.- *La Météorologie*, vol. 38,août 2002, pp. 45-56.

Muller, M. (2000).- Gestion et Impacts du changement climatique: Avancement des recherches actuellement menées en France, in *Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement : Recherche - Environnement.*-vol. 6, pp. 1-3.

Paturel, J.E., Servat E., Kouame B., Lubes H., Ouedraogo M., Masson J.M. (1997).- Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part II: an integrated regional approach.- *Journal of Hydrology*, vol. 191, pp.16-36.

Pettitt, A.N. (1979).- A non-parametric approach to the change-point problem.- *Appl.Statist.*, vol. 28,2, pp. 126-135.

Pinault, J.L. (2001).- Manuel utilisateur Tempo - Logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en géochimie.- Rapport n° BRGM/RP-51459-FR.

Planton, S., Bessemoulin P. (2000).- Le climat s'emballe t-il?- *La Recherche*, vol. 335, pp.46-49.

Risbey, J.S., Entekhabi D. (1996).- Observed Sacramento Basin streamflow response to precipitation and temperature changes and its relevance to climate impacts studies.- *Journal of Hydrology*, vol. 184,3-4, pp. 209-223.

Schnur, R. (2002).- The investment forecast.- *Nature*, vol. 415, pp.483-484.

Sefton, C.E.M., Howarth S.M. (1998).- Relationships between dynamic response characteristics and physical descriptors of catchments in England and Wales.- *Journal of Hydrology*, vol. 211,1-4, pp. 1-16.

Servat, E., Paturel J.E., Kouame B., Lubes-Niel H., Ouedraogo M., Masson J.M. (1997).- Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part I: Detailed analysis of the phenomenon in Côte d'Ivoire.- *Journal of Hydrology*, vol. 191, pp.1-15.

Servat, E., Sakho M. (1995).- Instability of water resources and management of a planned water system in non-sahelian West Africa.- *Journal des Sciences Hydrologiques*, vol. 40,2, pp. 217-230.

WEB : Aimwater (21/05/02).- IHACRES model : Identification of unit Hydrographs and Component flows from Rainfalls, Evaporation and Streamflow data, http://dataserv.cetp.ipsl.fr/AIMWATER/hydromodels/IHACRES.html

WEB : Beauchamps, J. (03/09/02).- L'eau et le sol,

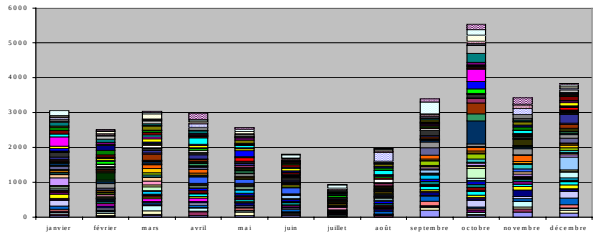
http://u-picardie.fr/~beaucham/cours-du/du-6.htm.
WEB : Bruce, J., Burton I., Martin H. (25/03/02).- Vulnérabilité et adaptation aux changements climatiques, http://gcsi.ca/downloads/français.pdf.
WEB : Environnement Canada (11/03/02).- Vulnérabilité de l'eau au changement climatique, http://www.ec.gc.ca/water/fr/info/pubs/fs/f_FSA9.htm.
WEB : Jouzel, J. (20/03/02).- Evolution du climat : du passé vers le futur, http://www.ens-lyon.fr/Planet-Terre/Infosciences/Climats/Historique/Cours-Climat/paleoclimat.htm.
WEB : Le Treut, H. (25/03/02).- La modélisation numérique du climat : un outil en pleine évolution, http://www.sic.epfl.ch/SA/publications/FI98/fi-sp-98/sp-98-page103.html.
WEB : Le Treut, H. (26/04/2002).- La recherche française sur le climat : Le défi de la modélisation du climat, http://www.cnrs.fr/dossiers/dosclim/rechfran/4theme/pagsuiv5S.htm.
WEB : MétéoFrance (01/09/02).- Les humeurs de la machine climatique, www.meteo.fr/meteonet/actu/archives/dossiers/machine_climatique/dos.htm.
WEB : MétéoFrance - Prévision (08/04/02).- Modélisation et Prévision Numérique, http://www.cnrm.meteo.fr/curieux/previnum/previnum.htm.
WEB : Planton, S. (21/03/02).- Le climat du futur,causes et effets d'un changement annoncé, http://smf.asso.fr/conf01_plant.html - http://www.culturediff.org/sciences3.htm.
WEB : Salles, J.-M. (11/03/02).- Dans la perpective d'un changement du climat global, http://www.solagral.org/publications/cdp/cdp24/24_a1.htm.
WEB : Services Fédéraux pour les Affaires Environnementales (25/03/02).- Changement climatique et introduction à l'effet de serre, http://www.environment.fgov.be/Root/tasks/atmosphere/klim/intro_fr.htm.
WEB : UQAM, U.d.Q.à.M. (25/03/02).- Modèle régional canadien du climat, http://www.mrcc.uqam.ca/V_f/Introduction_MRCC/intro_origines.html.
Westmacott, J.R., Burn D.H. (1997).- Climate change effects on the hydrologic regime within the Churchill-Nelson River Basin.- *Journal of Hydrology*, vol. 202,1-4, pp. 263-279.
Wilk, J., Hughes D.A. (2002).- Simulating the impacts of land-use and climate change on water resource availability for a large south Indian catchment.- *Journal des Sciences Hydrologiques*, vol. 47,1, pp. 19-30.
Yu, P.S., Yang T.C., Wu C.K. (2002).- Impact of climate change on water resources in southern Taiwan.- *Journal of Hydrology*, vol. 260, pp.161-175.

ANNEXES

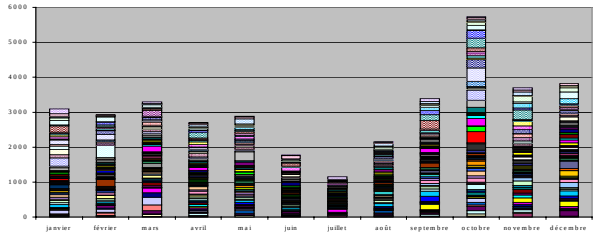
ANNEXE 1 Distribution mensuelle des précipitations pour chaque station considérée

Cumul des précipitations mensuelles sur la période d'enregistrement de chaque station météorologique (les précipitations sont exprimées en mm)

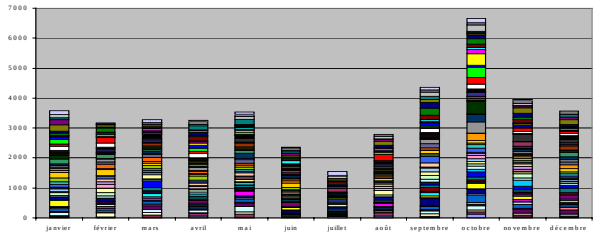
Graphique 1-1 : Narbonne 1933-1993



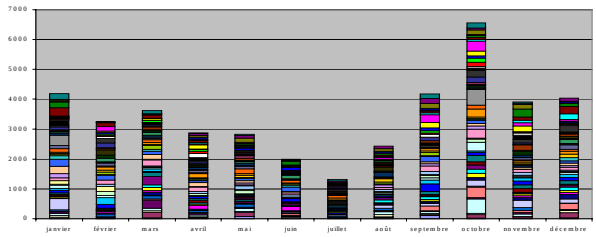
Graphique 1-2 : Port La Nouvelle 1924-2001



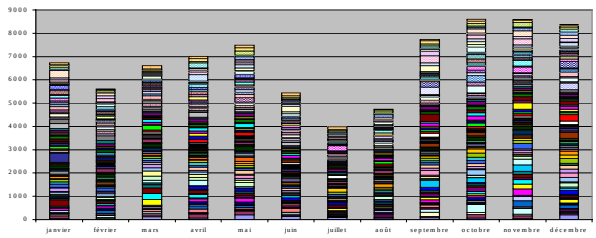
Graphique 1-3 : Nîmes 1945-2001



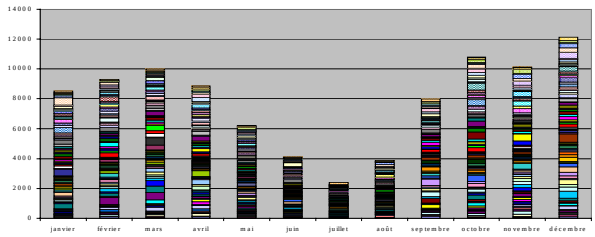
Graphique 1-4 : Montpellier 1948-2001



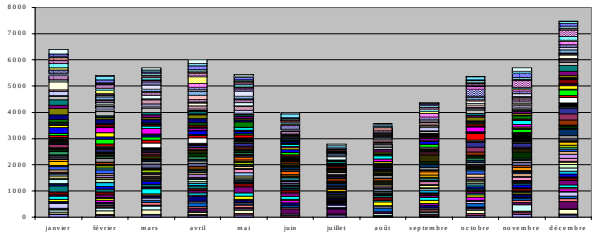
Graphique 1-5 : Meyrueis 1917-2002



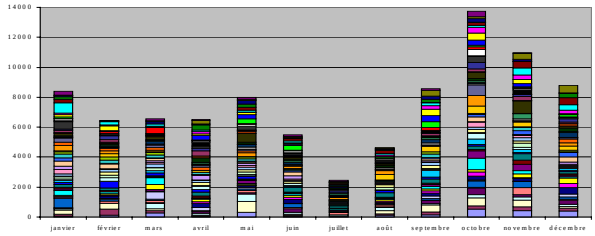
Graphique 1-6 : St Pons De Thomières 1916-2001



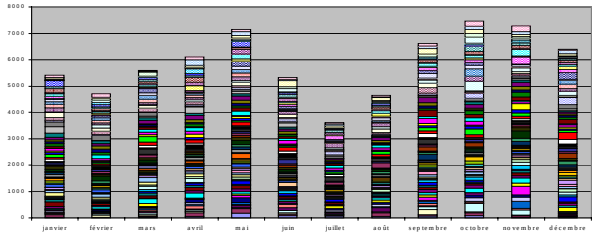
Graphique 1-7 : Quillian 1928-2001



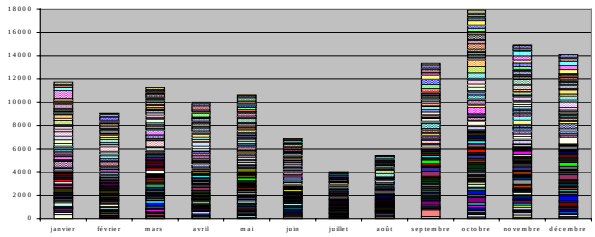
Graphique 1-8 : Malon & Elze 1949-2001



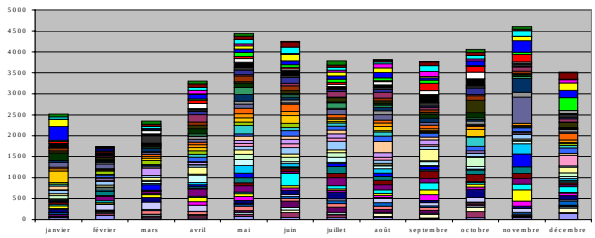
Graphique 1-9 : Ispagnac 1917-1994



Graphique 1-10 : St André De Valborgne 1896-2001



Graphique 1-11 : Valcébollère 1951-2001

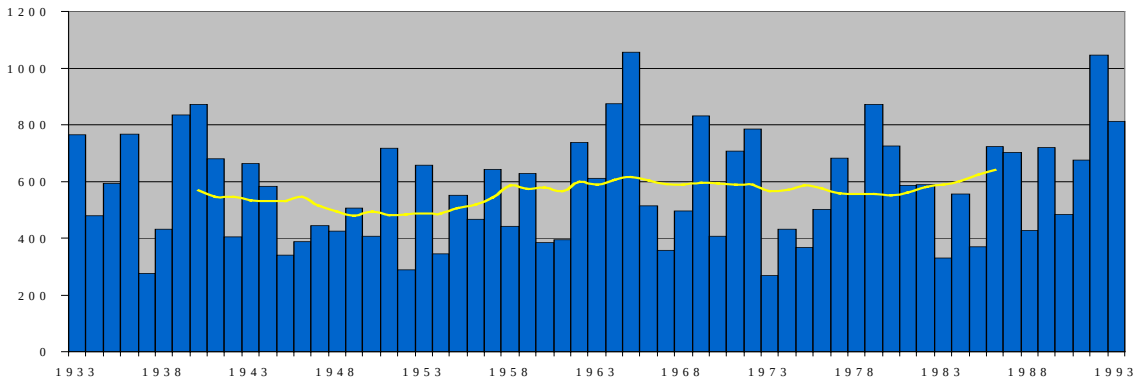


ANNEXE 2 Graphiques de la pluviométrie des stations météorologiques

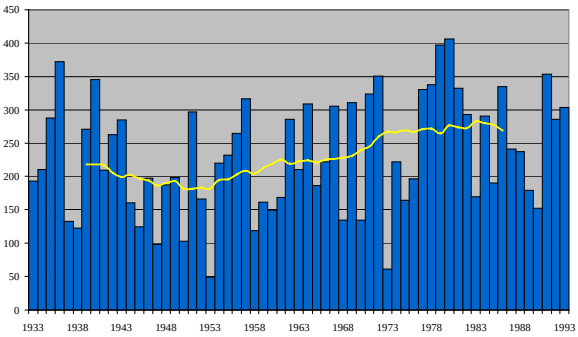
Les précipitations cumulées sont représentées sous forme d'histogrammes au pas de temps annuel, saisonnier et périodique. La moyenne des pluies enregistrées est calculée sur une durée de 15 ans et représentée à la date centrale de cette période. L'ensemble des précipitations sont toutes exprimées en mm.

– Narbonne –

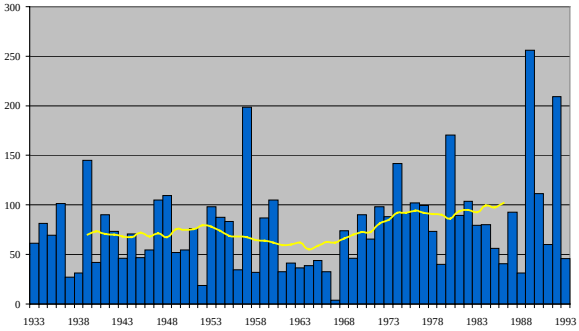
Graphique 2-1 : Annuel



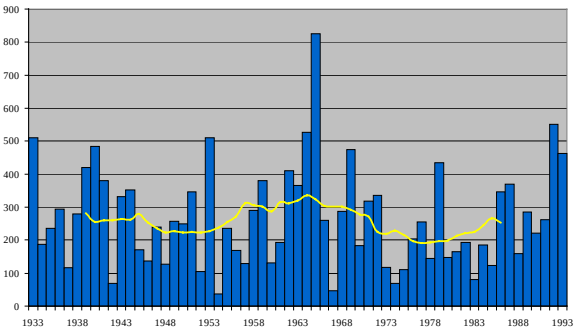
Graphique 2-2 : Janvier -mai



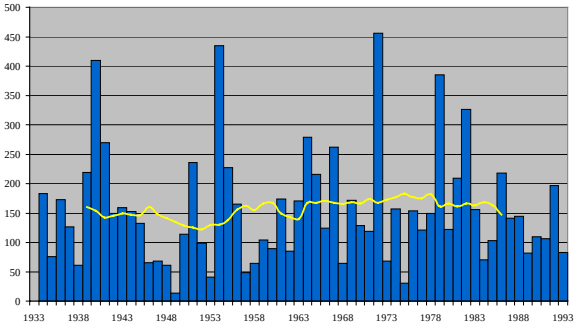
Graphique 2-3 : Juin - août



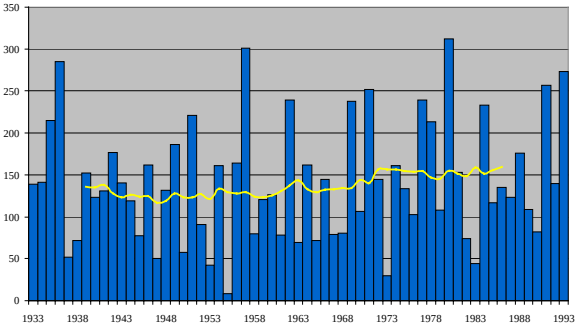
Graphique 2-4 : Septembre - Décembre



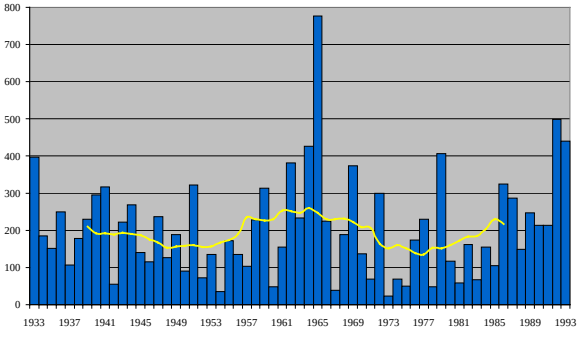
Graphique 2-5 : Décembre - février



Graphique 2-6 : Mars - mai

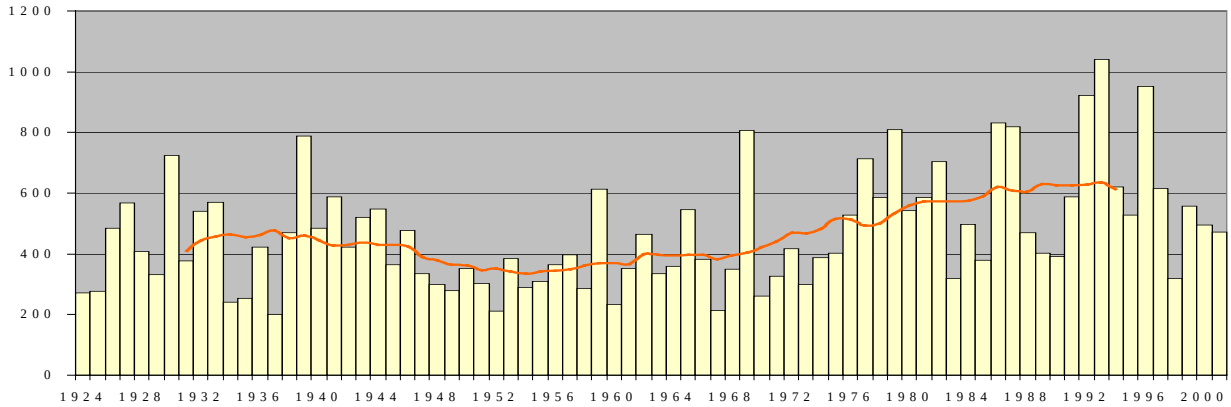


Graphique 2-7 : Septembre - Novembre

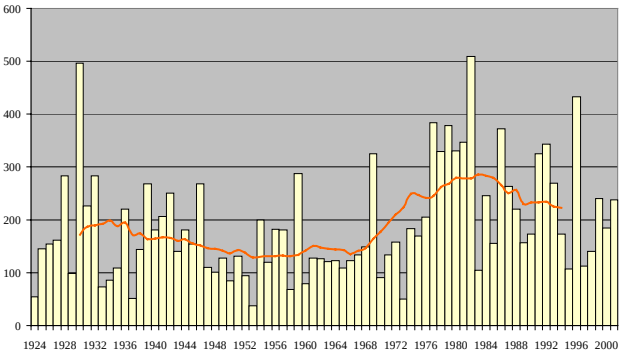


– Port La Nouvelle –

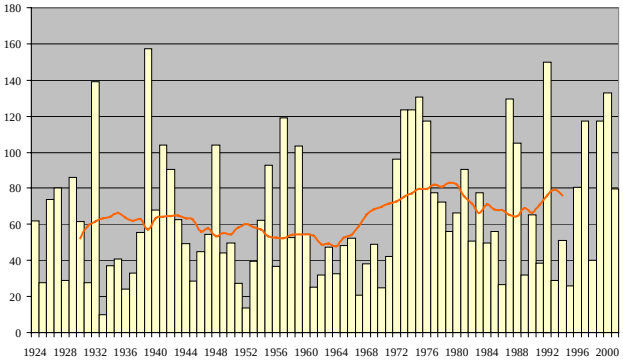
Graphique 3-1 : Annuel



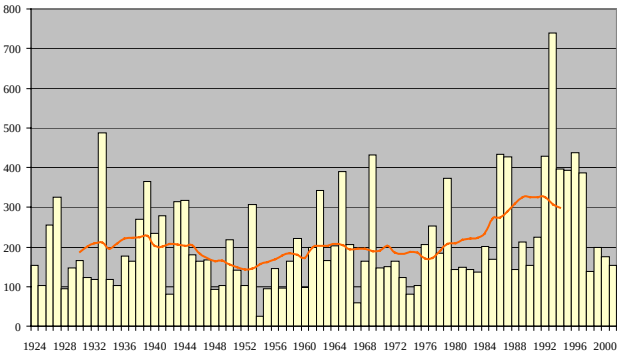
Graphique 3-2 : Janvier - mai



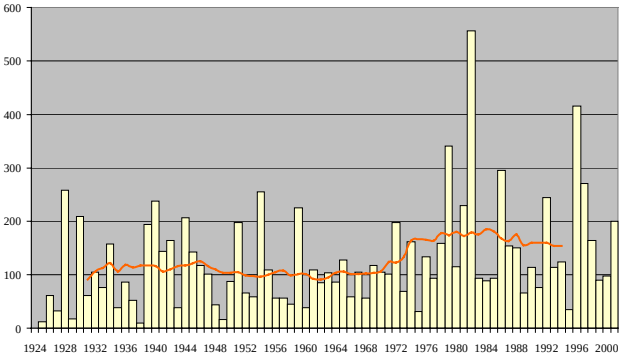
Graphique 3-3 : Juin - août



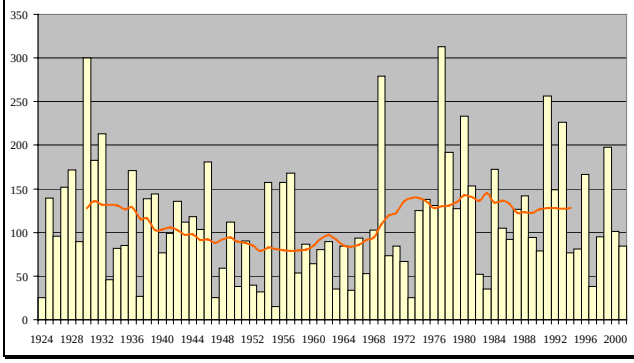
Graphique 3-4 : Septembre - décembre



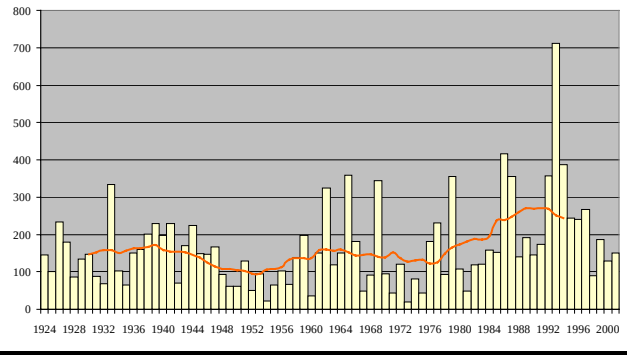
Graphique 3-5 : Décembre - février



Graphique 3-6 : Mars - mai

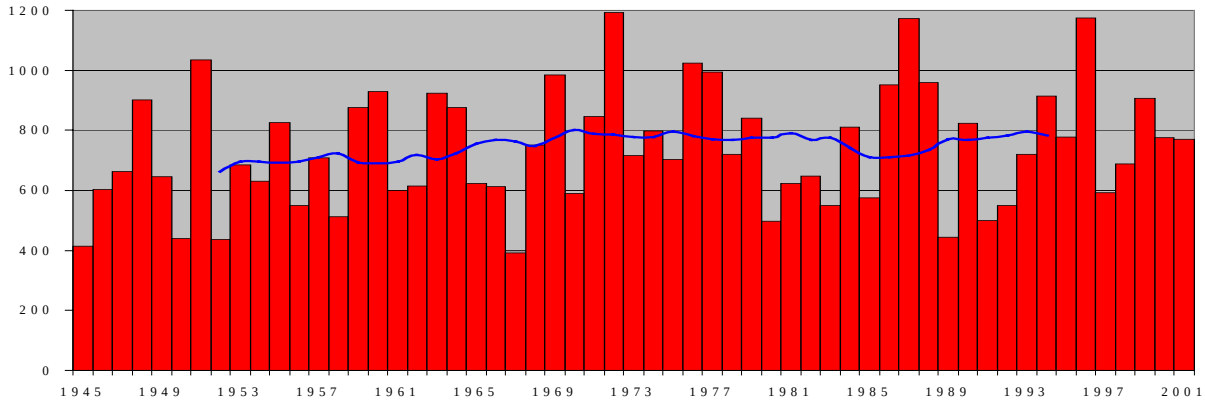


Graphique 3-7 : Septembre - novembre

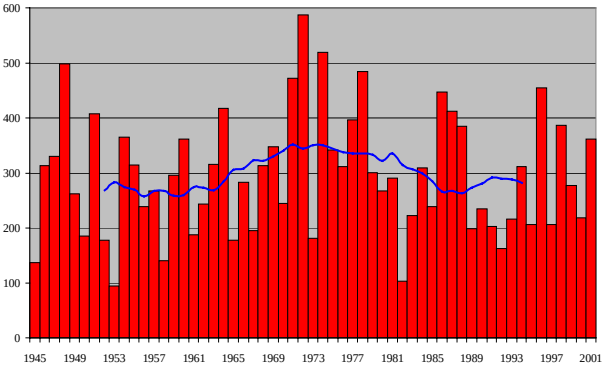


– Nîmes –

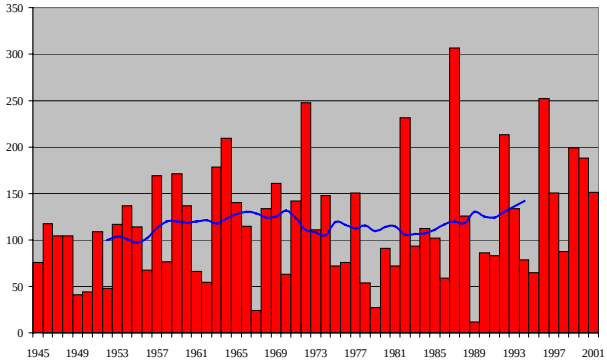
Graphique 4-1 : Annuel



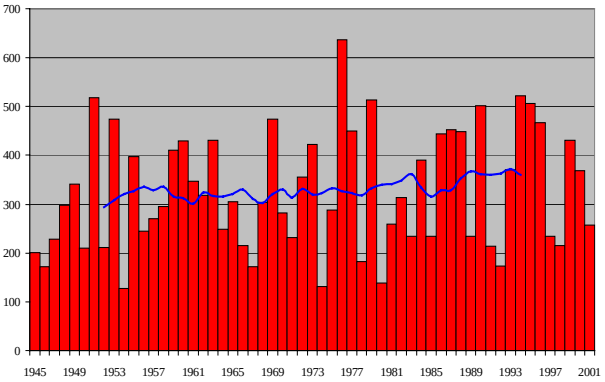
Graphique 4-2 : Janvier - mai



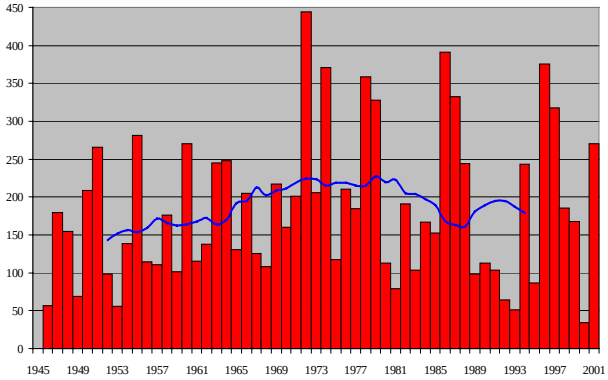
Graphique 4-3 : Juin - août



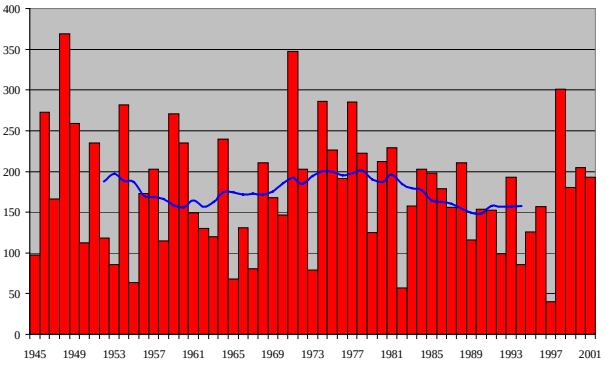
Graphique 4-4 : Septembre-décembre



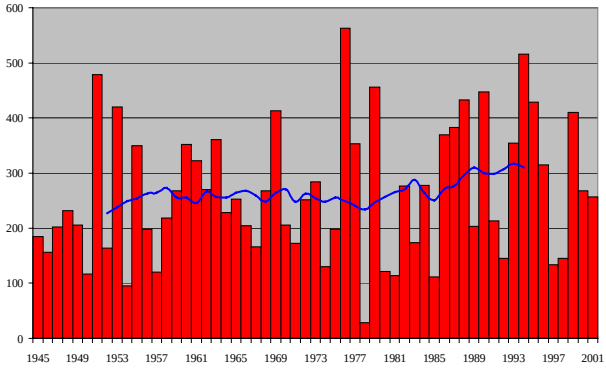
Graphique 4-5 : Décembre - février



Graphique 4-6 : Mars - mai

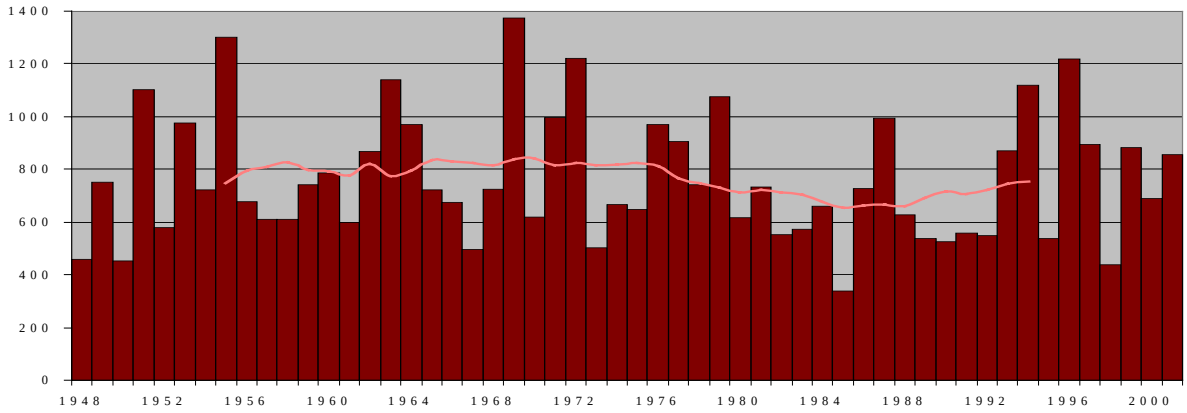


Graphique 4-7 : Septembre - Novembre

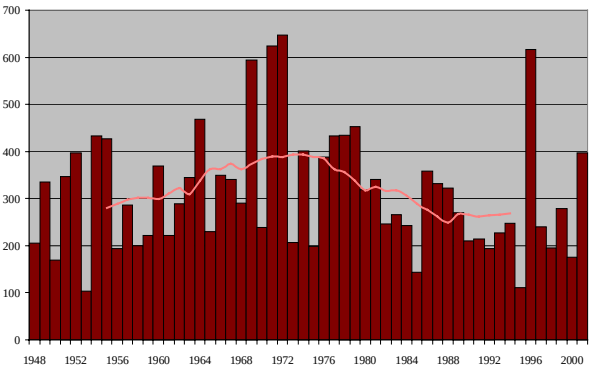


– Montpellier –

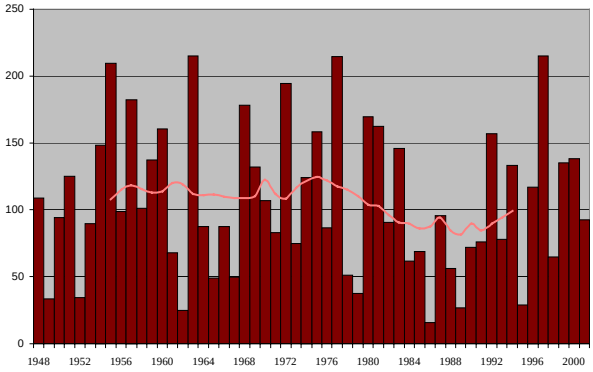
Graphique 5-1 : Annuel



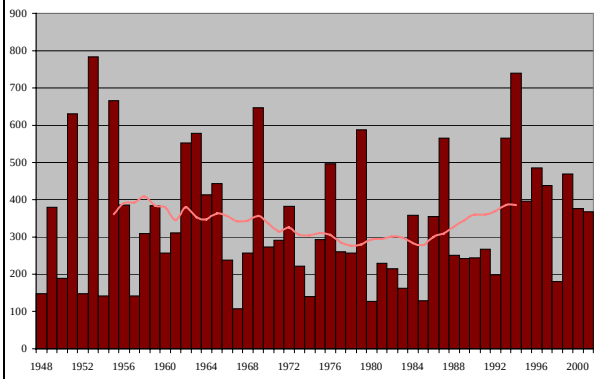
Graphique 5-2 : Janvier - mai



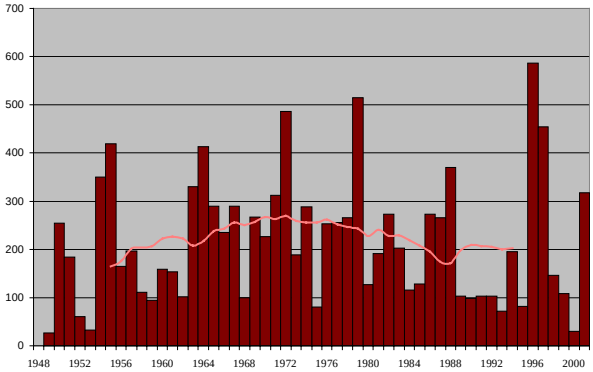
Graphique 5-3 : Juin-août



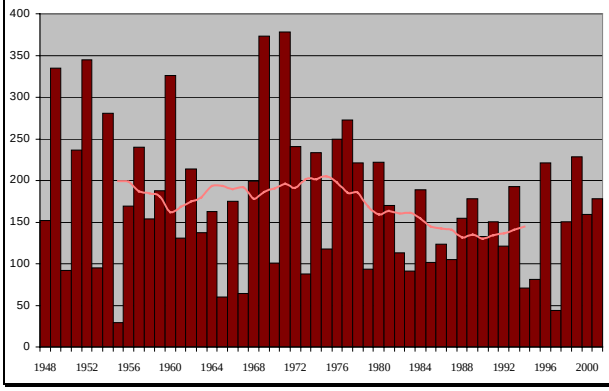
Graphique 5-4 : Septembre-décembre



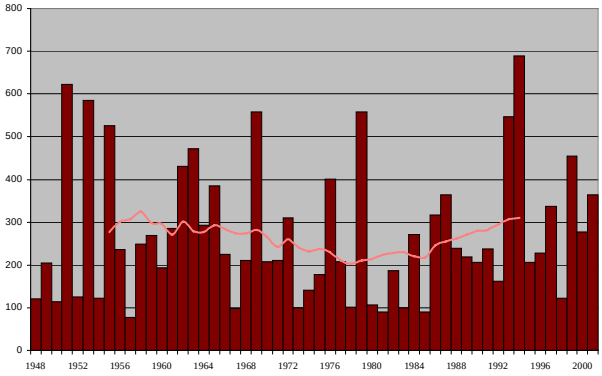
Graphique 5-5 : Décembre - février



Graphique 5-6 : Mars - mai

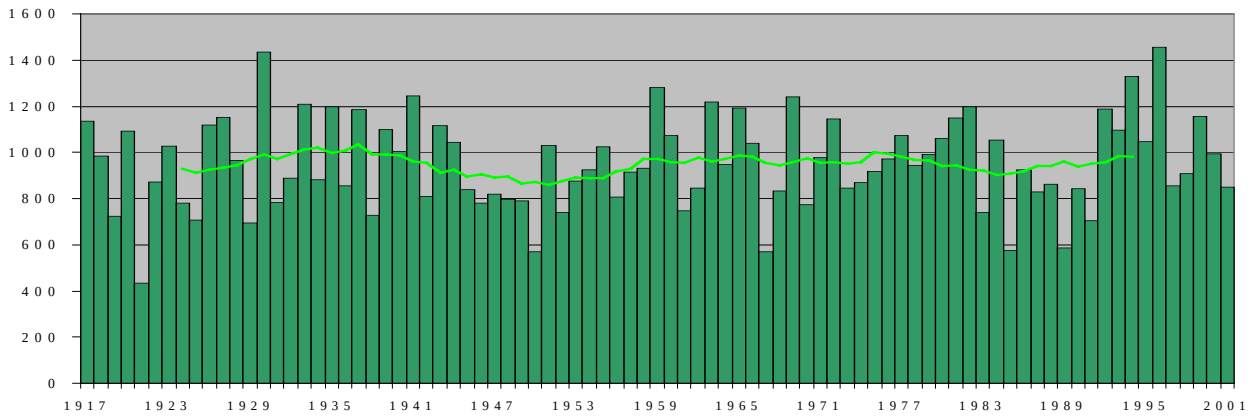


Graphique 5-7 : Septembre - Novembre

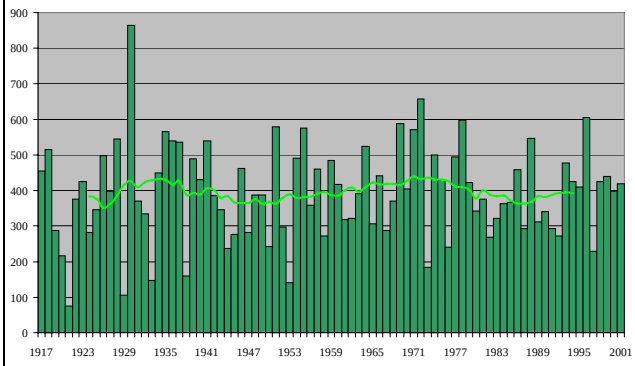


– Meyrueis –

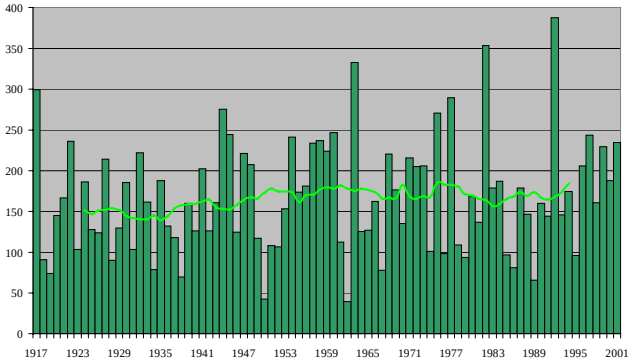
Graphique 6-1 : Annuel



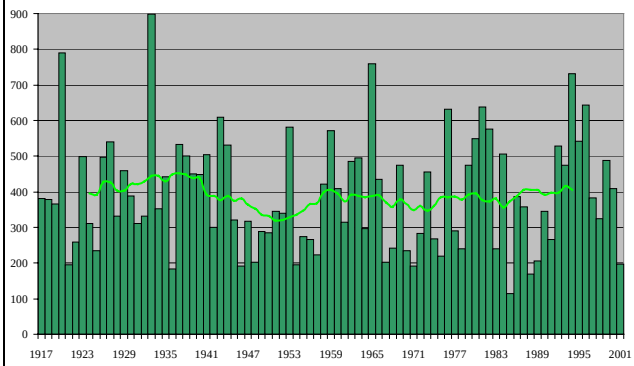
Graphique 6-2 : Janvier - Mai



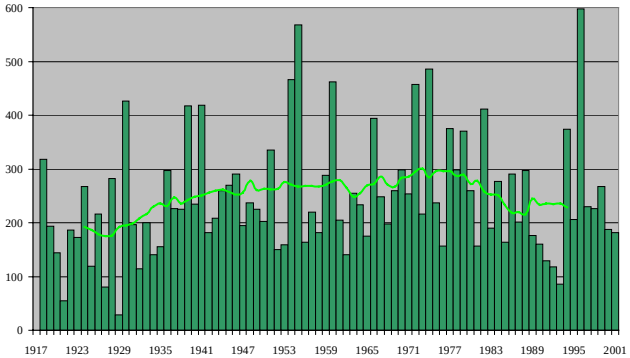
Graphique 6-3 : Juin - août



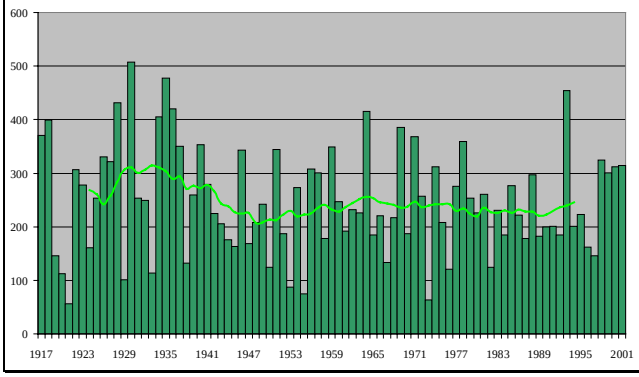
Graphique 6-4 : Septembre - décembre



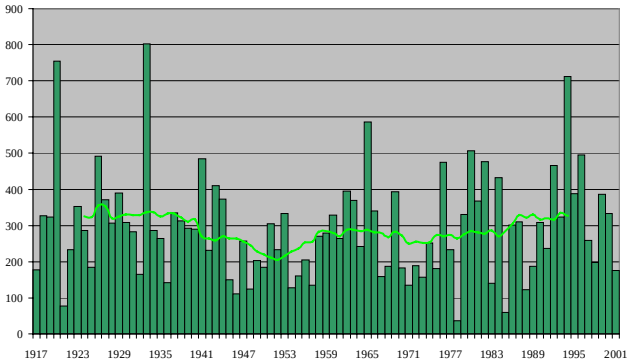
Graphique 6-5 : Décembre - février



Graphique 6-6 : Mars - mai

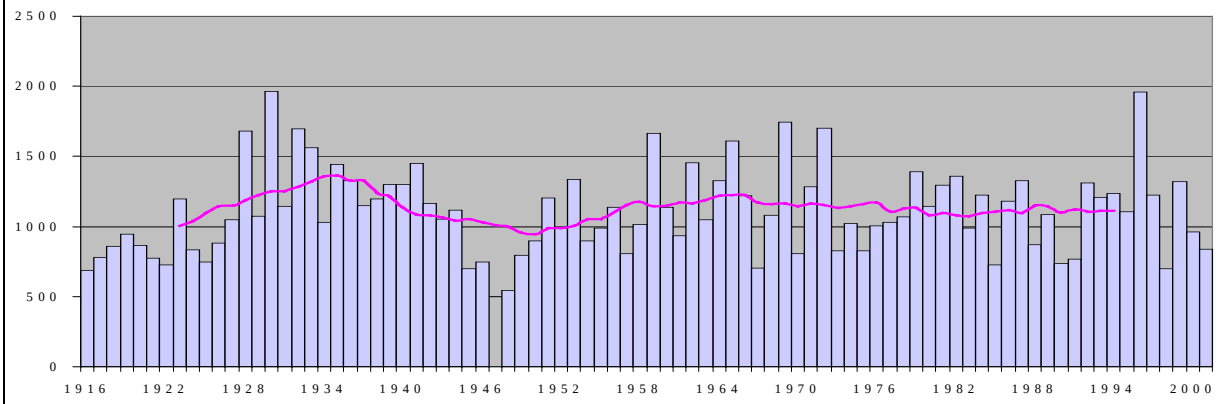


Graphique 6-7 : Septembre - novembre

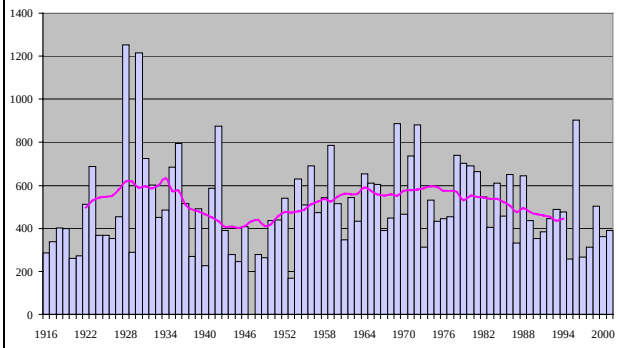


– Saint Pons De Thomières –

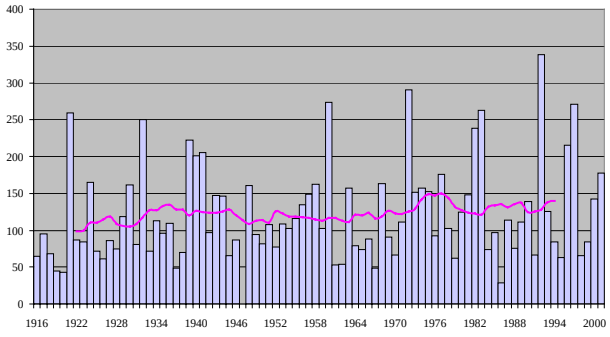
Graphique 7-1 : Annuel



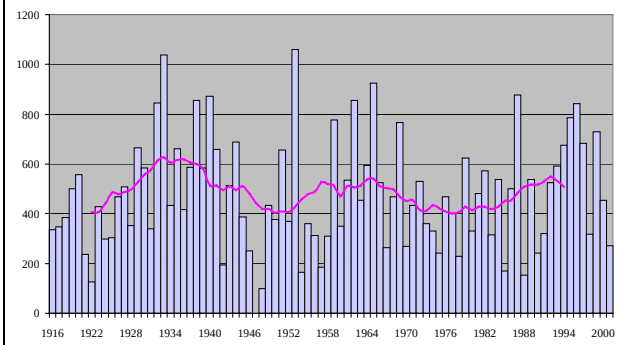
Graphique 7-2 : Janvier - mai



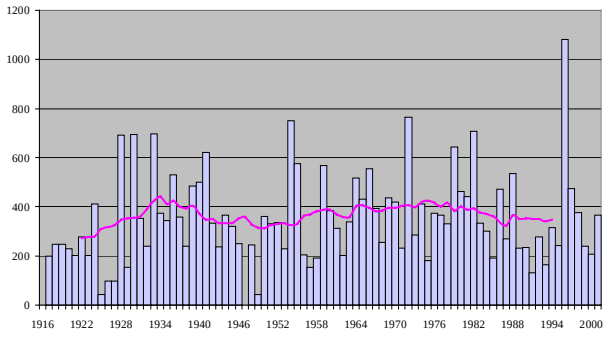
Graphique 7-3 : Juin - août



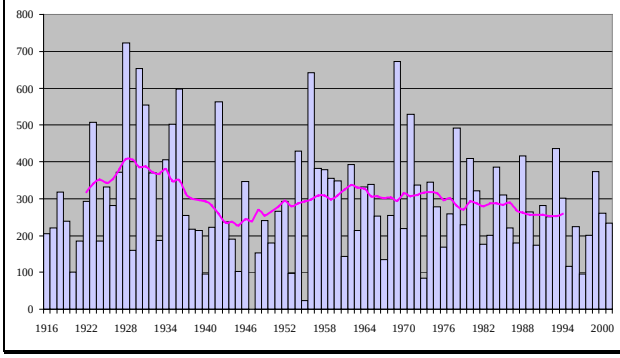
Graphique 7-4 : Septembre - décembre



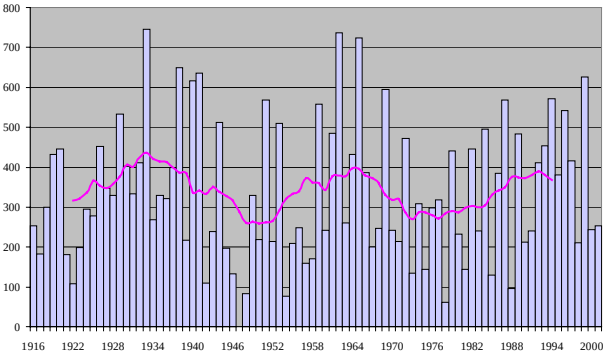
Graphique 7-5 : Décembre - février



Graphique 7-6 : Mars - mai

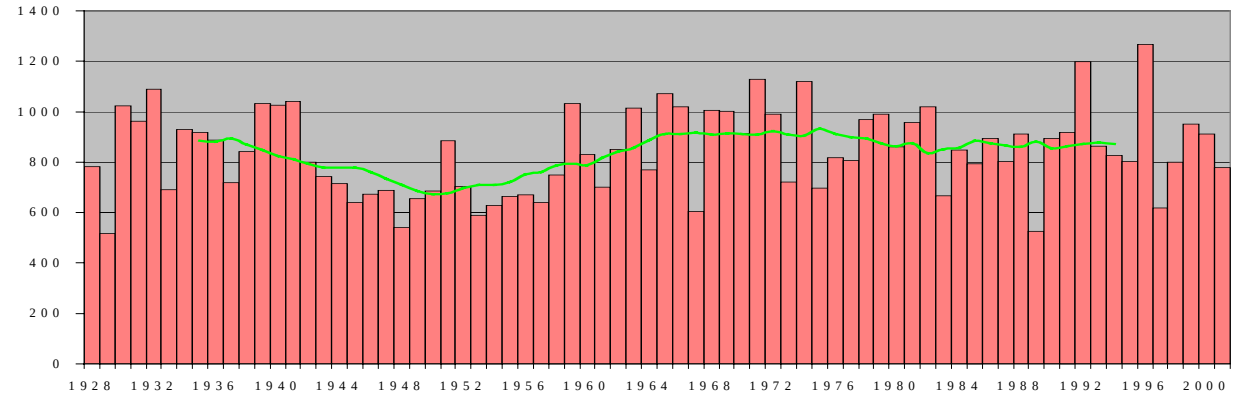


Graphique 7-7 : Septembre - novembre

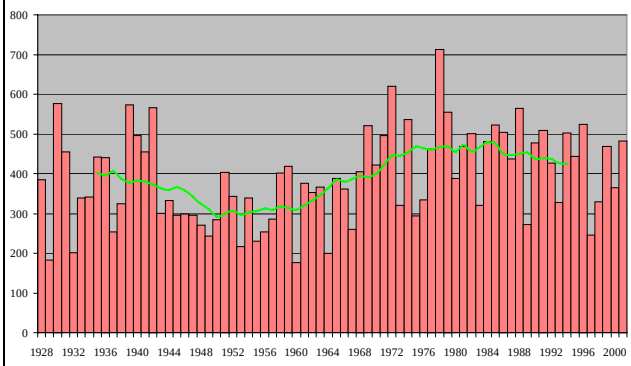


–Quillian –

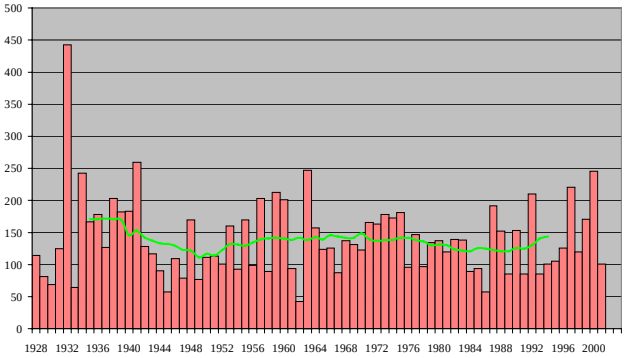
Graphique 8-1 : Annuel



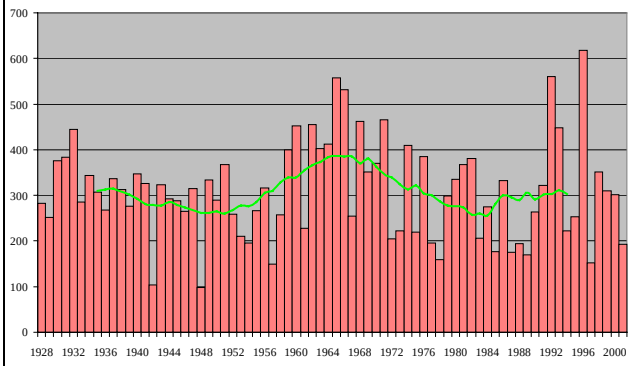
Graphique 8-2 : Janvier - mai



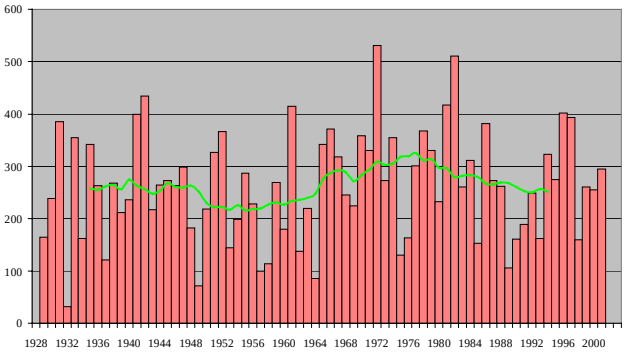
Graphique 8-3 : Juin-août



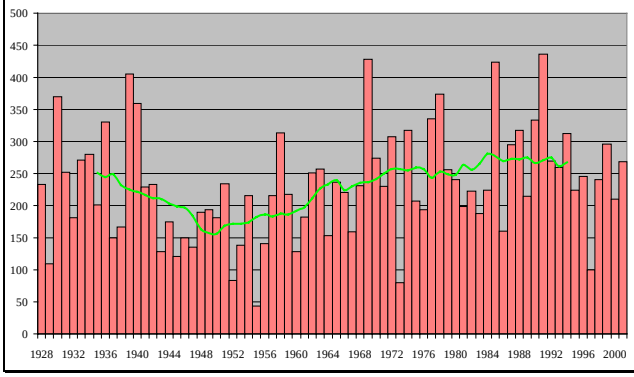
Graphique 8-4 : Septembre - décembre



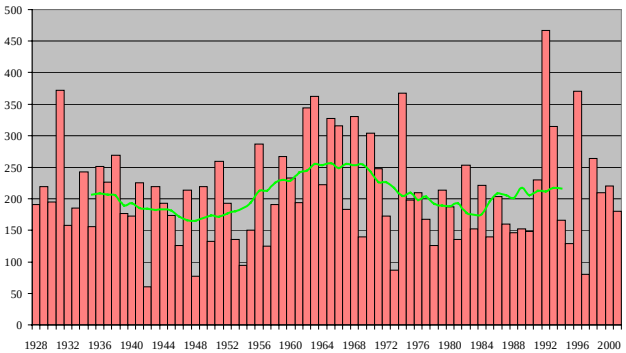
Graphique 8-5 : Décembre - février



Graphique 8-6 : Mars - mai

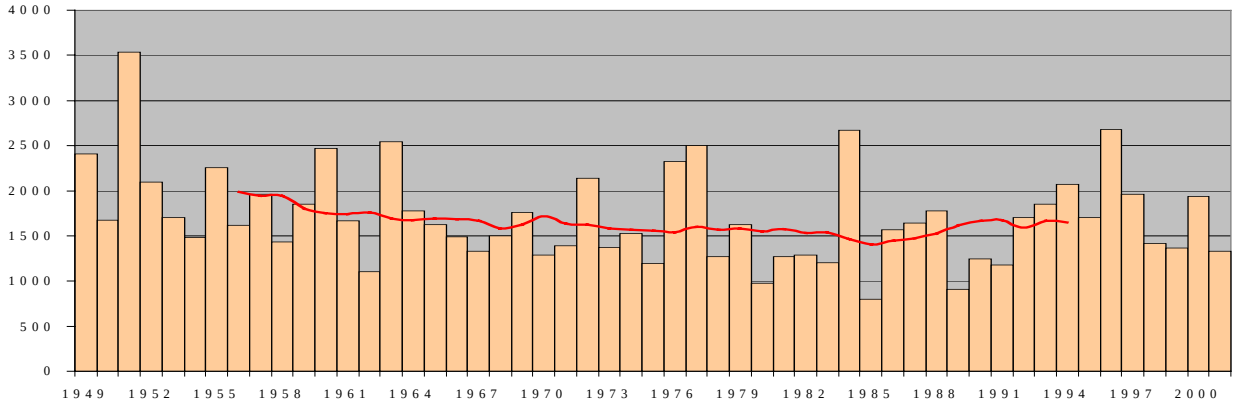


Graphique 8-7 : Septembre - novembre

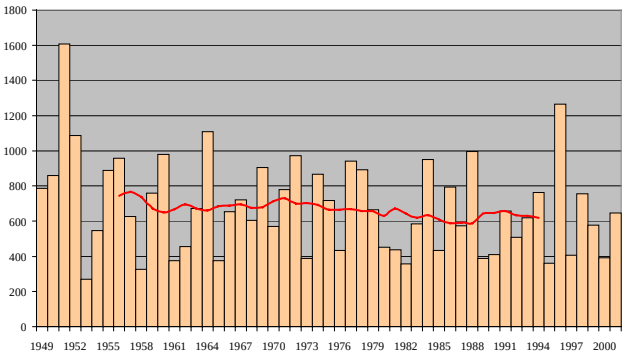


– Malon & Elze –

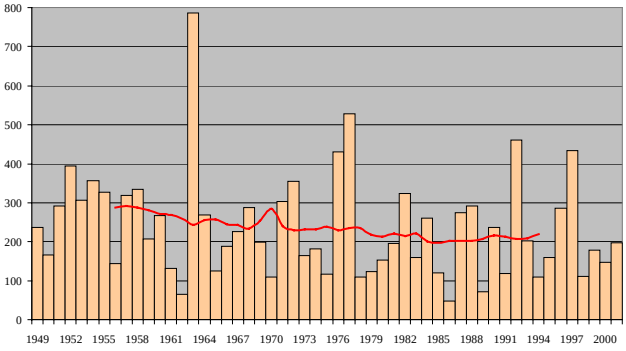
Graphique 9-1 : Annuel



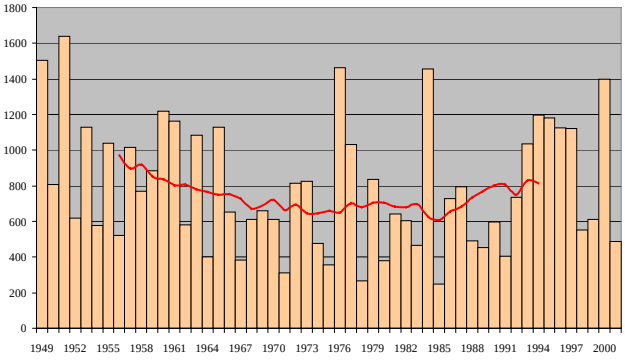
Graphique 9-2 : Janvier - mai



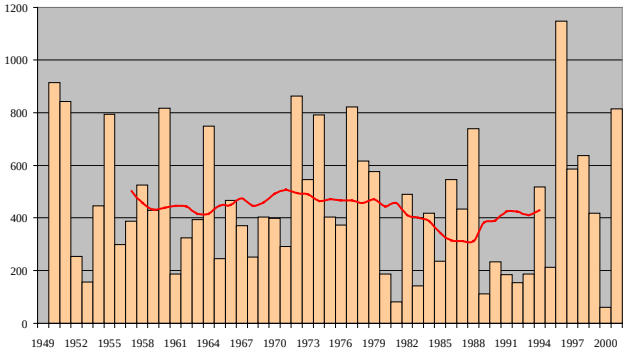
Graphique 9-3 : Juin - août



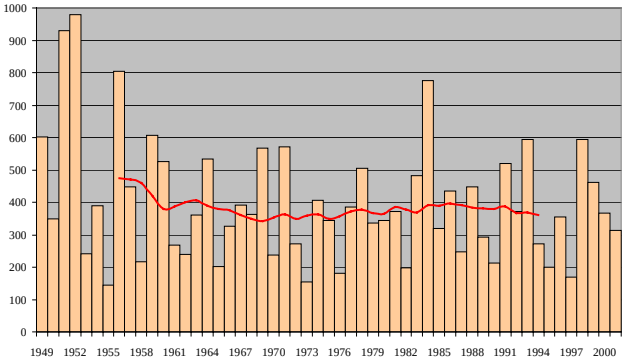
Graphique 9-4 : Septembre - décembre



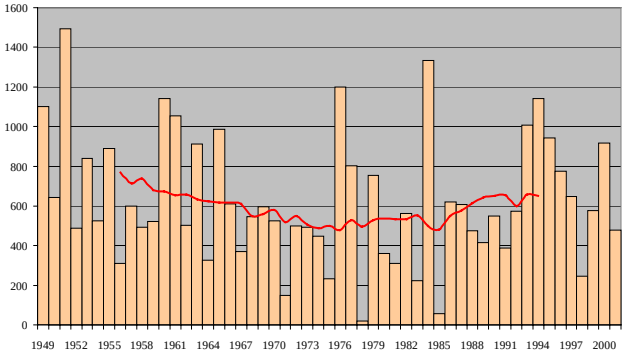
Graphique 9-5 : Décembre - février



Graphique 9-6 : Mars - mai

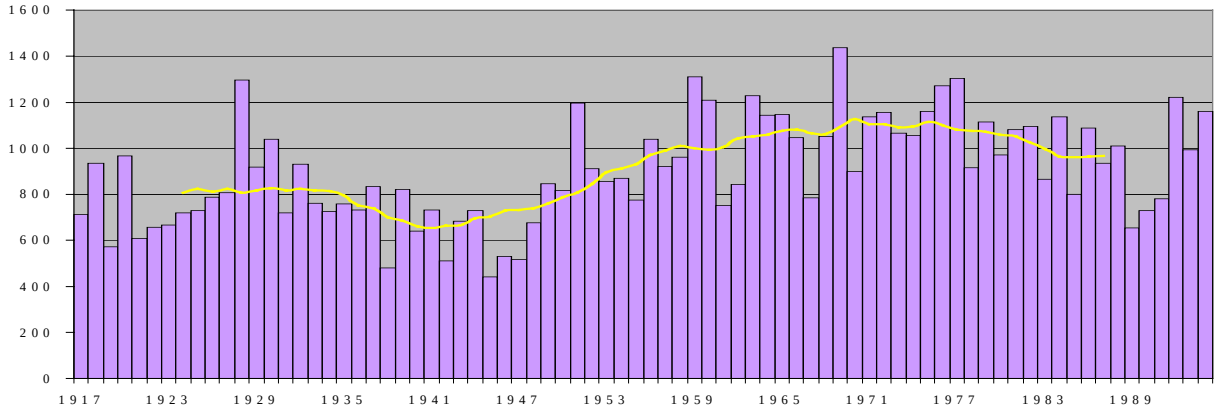


Graphique 9-7 : Septembre - novembre

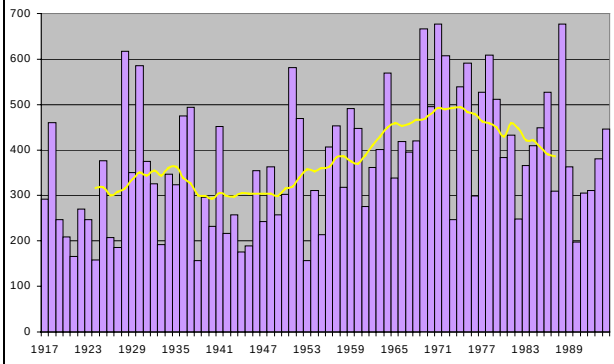


– Ispagnac –

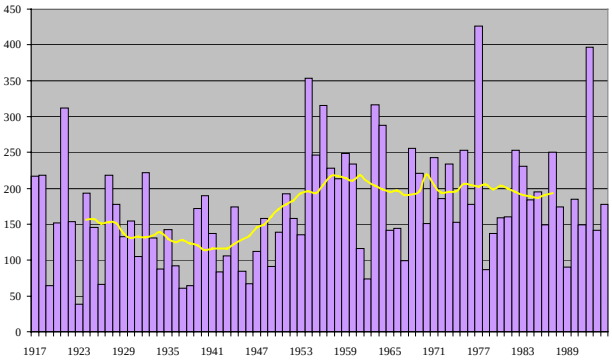
Graphique 10-1 : Annuel



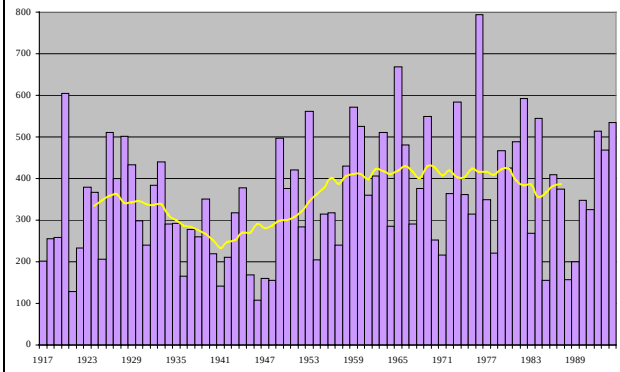
Graphique 10-2 : Janvier - mai



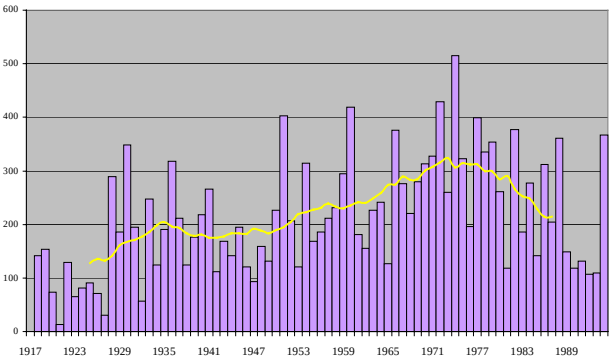
Graphique 10-3 : Juin - août



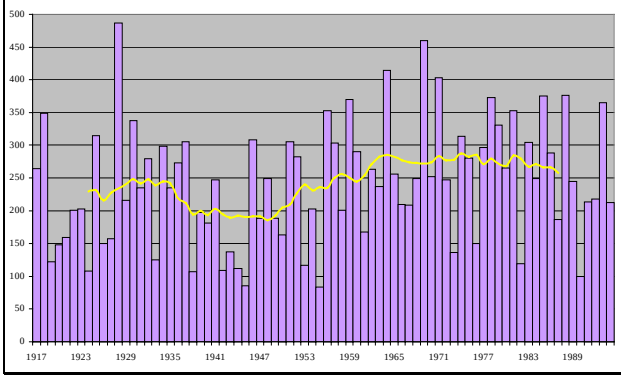
Graphique 10-4 : Septembre - décembre



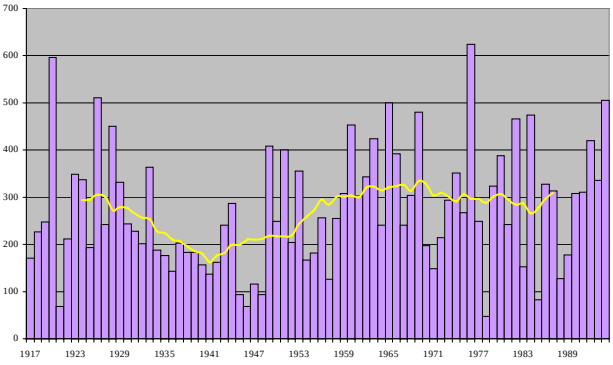
Graphique 10-5 : Décembre - février



Graphique 10-6 : Mars - mai

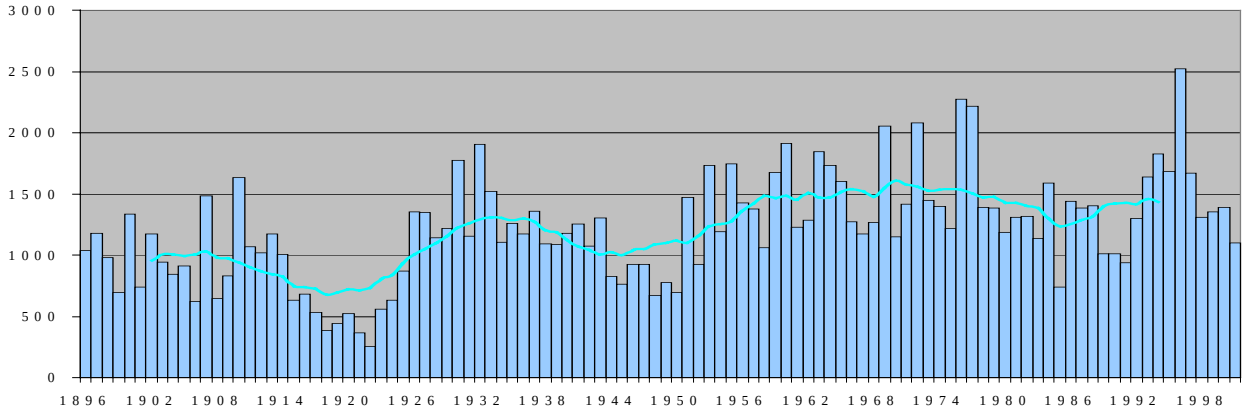


Graphique 10-7 : Septembre - novembre

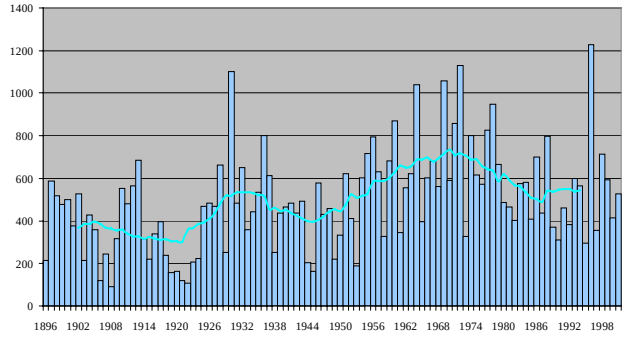


– Saint André De Valborgne –

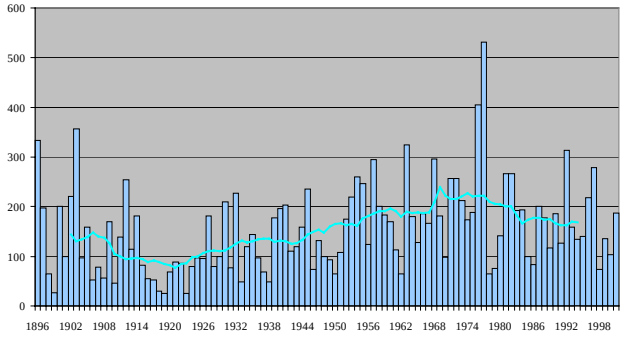
Graphique 11-1 : Annuel



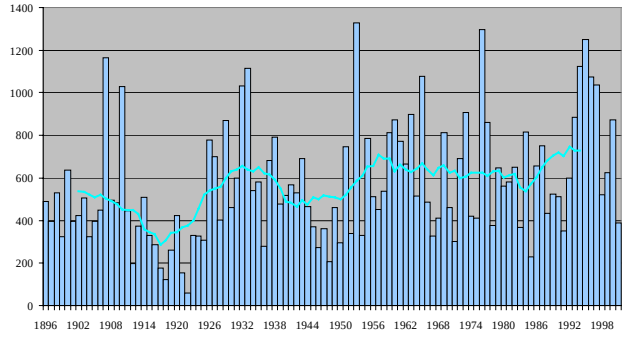
Graphique 11-2 : Janvier - mai



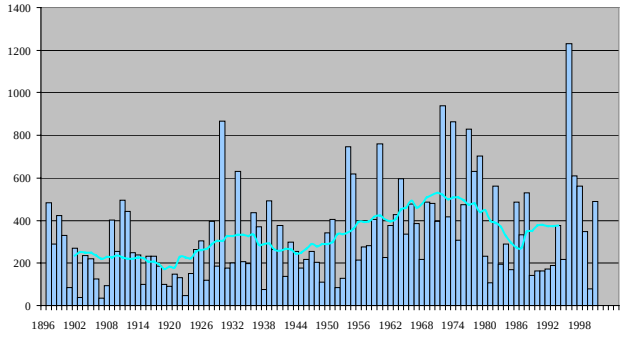
Graphique 11-3 : Juin - août



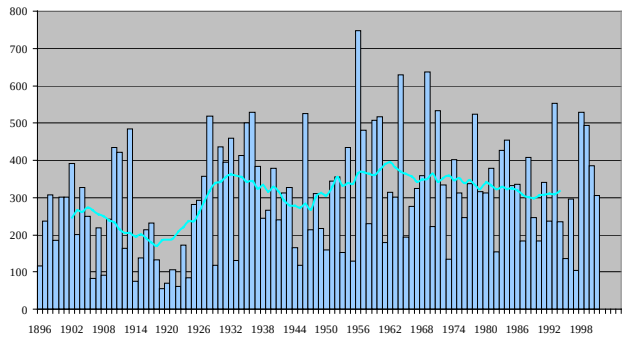
Graphique 11-4 : Septembre - décembre



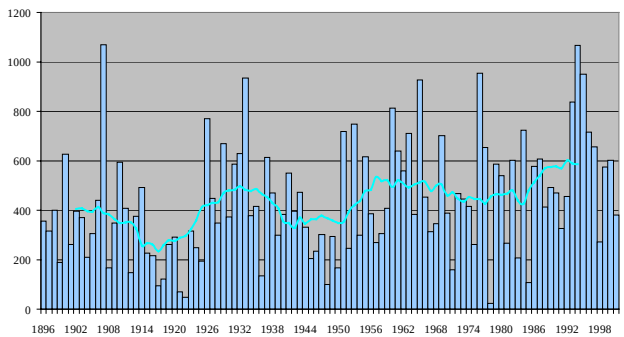
Graphique 11-5 : Décembre - février



Graphique 11-6 : Mars - mai

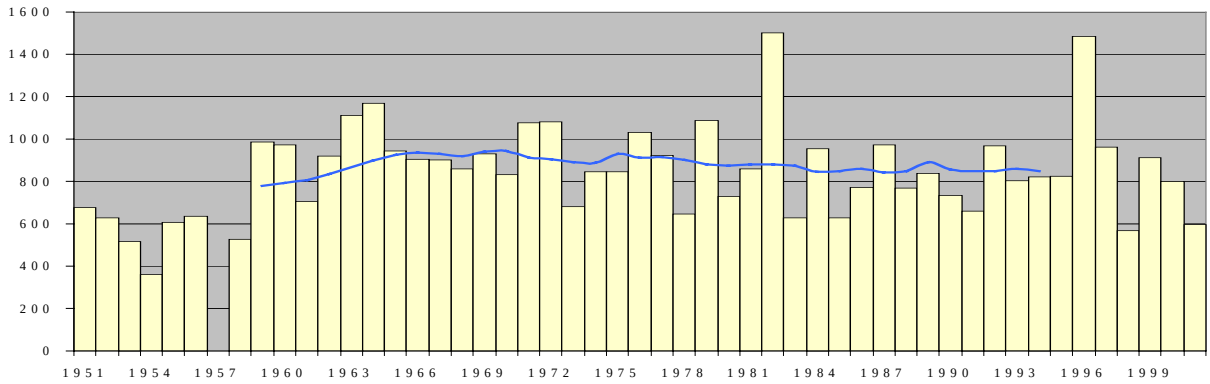


Graphique 11-7 : Septembre - novembre

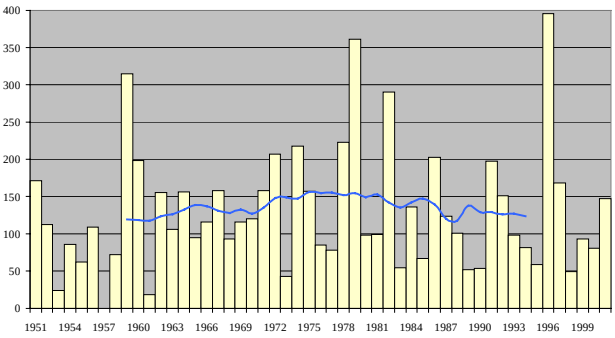


– Valcébollère –

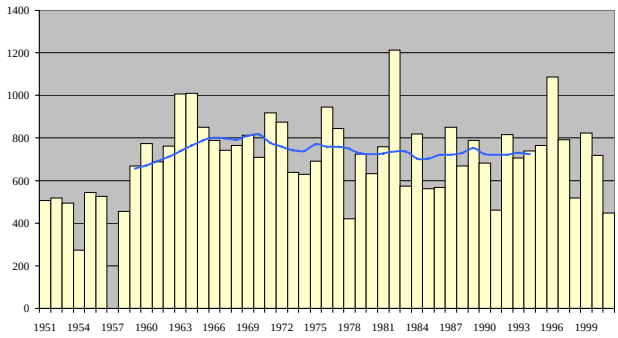
Graphique 12-1 : Annuel



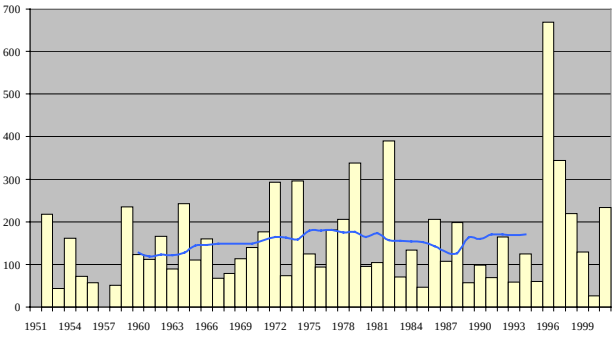
Graphique 12-2 : Janvier - mars



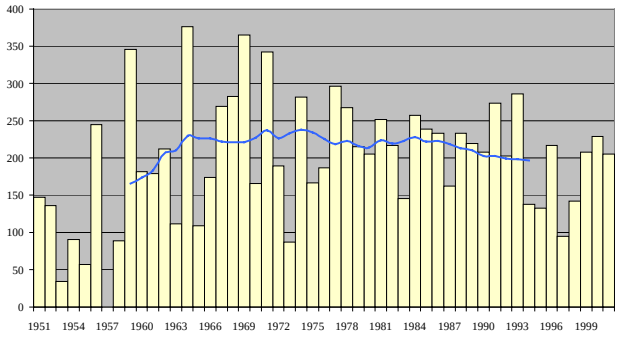
Graphique 12-3 : Avril - décembre



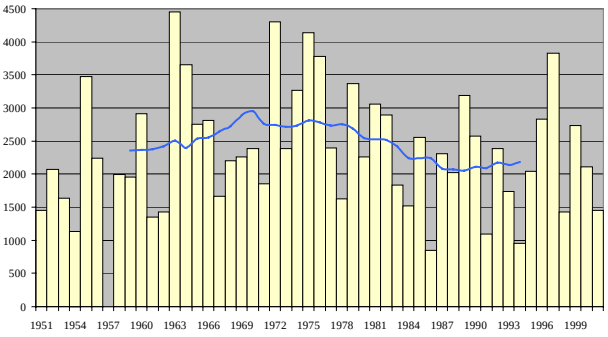
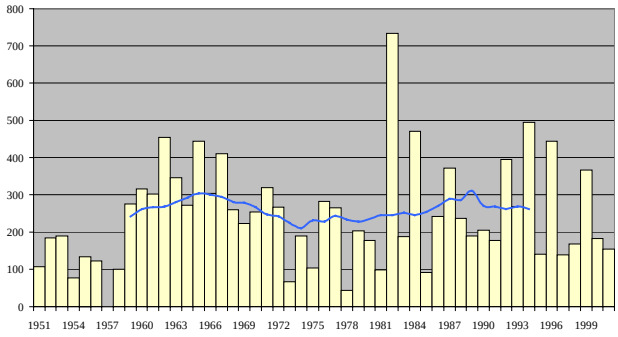
Graphique 12-4 : Décembre - février



Graphique 12-5 : Mars - mai



Graphique 12-6 : Juin - août



Graphique 12-7 : Septembre - novembre