



Université  
de Toulouse

# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

Discipline ou spécialité :

Hydrologie, Hydrochimie, Sols, Environnement

---

Présentée et soutenue par :

M. YOUEN GRUSSON

le lundi 25 avril 2016

Titre :

MODELISATION DE L'EVOLUTION HYDROCLIMATIQUE DES FLUX ET  
STOCKS D'EAU VERTE ET D'EAU BLEUE DU BASSIN VERSANT DE LA  
GARONNE

---

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDUEE)

Unité de recherche :

Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (ECOLAB)

Directeur(s) de Thèse :

M. JOSE-MIGUEL SANCHEZ-PEREZ

M. FRANCOIS ANCTIL

Rapporteurs :

M. BRIAN MORSE, UNIVERSITE LAVAL

M. PHILIPPE AMIOTTE SUCHET, UNIVERSITE DE BOURGOGNE

Membre(s) du jury :

Mme SABINE SAUVAGE, UNIVERSITE TOULOUSE 3, Président

M. ERIC SAUQUET, IRSTEA, Membre

M. FRANCOIS ANCTIL, UNIVERSITE LAVAL, Membre

M. JOSE-MIGUEL SANCHEZ-PEREZ, INP TOULOUSE, Membre



## Résumé

La gestion intégrée de la ressource en eau implique de distinguer les parcours de l'eau qui sont accessibles aux sociétés de ceux qui ne le sont pas. Les cheminements de l'eau sont nombreux et fortement variables d'un lieu à l'autre. Il est possible de simplifier cette question en s'attardant plutôt aux deux destinations de l'eau. L'eau bleue forme les réserves et les flux dans l'hydrosystème : cours d'eau, nappes et écoulements souterrains. L'eau verte est le flux invisible de vapeur d'eau qui rejoint l'atmosphère. Elle inclut l'eau consommée par les plantes et l'eau dans les sols. Or, un grand nombre d'études ne portent que sur un seul type d'eau bleue, en ne s'intéressant généralement qu'au devenir des débits ou, plus rarement, à la recharge des nappes. Le portrait global est alors manquant. Dans un même temps, les changements climatiques viennent impacter ce cheminement de l'eau en faisant varier de manière distincte les différents composants de cycle hydrologique.

L'étude réalisée ici utilise l'outil de modélisation SWAT afin de réaliser le suivi de toutes les composantes du cycle hydrologique et de quantifier l'impact des changements climatiques sur l'hydrosystème du bassin versant de la Garonne.

Une première partie du travail a permis d'affiner la mise en place du modèle pour répondre au mieux à la problématique posée. Un soin particulier a été apporté à l'utilisation de données météorologiques sur grille (SAFRAN) ainsi qu'à la prise en compte de la neige sur les reliefs. Le calage des paramètres du modèle a été testé dans un contexte *differential split sampling*, en calant puis validant sur des années contrastées en terme climatique afin d'appréhender la robustesse de la simulation dans un contexte de changements climatiques. Cette étape a permis une amélioration substantielle des performances sur la période de calage (2000-2010) ainsi que la mise en évidence de la stabilité du modèle face aux changements climatiques. Par suite, des simulations sur une période d'un siècle (1960-2050) ont été produites puis analysées en deux phases :

i) La période passée (1960-2000), basée sur les observations climatiques, a servi de période de validation à long terme du modèle sur la simulation des débits, avec de très bonnes performances. L'analyse des différents composants hydrologiques met en évidence un impact fort sur les flux et stocks d'eau verte, avec une diminution de la

teneur en eau des sols et une augmentation importante de l'évapotranspiration. Les composantes de l'eau bleue sont principalement perturbées au niveau du stock de neige et des débits qui présentent tous les deux une baisse substantielle.

ii) Des projections hydrologiques ont été réalisées (2010-2050) en sélectionnant une gamme de scénarios et de modèles climatiques issus d'une mise à l'échelle dynamique. L'analyse de simulation vient en bonne part confirmer les conclusions tirées de la période passée : un impact important sur l'eau verte, avec toujours une baisse de la teneur en eau des sols et une augmentation de l'évapotranspiration potentielle. Les simulations montrent que la teneur en eau des sols pendant la période estivale est telle qu'elle en vient à réduire les flux d'évapotranspiration réelle, mettant en évidence le possible déficit futur des stocks d'eau verte. En outre, si l'analyse des composantes de l'eau bleue montre toujours une diminution significative du stock de neige, les débits semblent cette fois en hausse pendant l'automne et l'hiver. Ces résultats sont un signe de l'«accélération» des composantes d'eau bleue de surface, probablement en relation avec l'augmentation des événements extrêmes de précipitation.

Ce travail a permis de réaliser une analyse des variations de la plupart des composantes du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant, confirmant l'importance de prendre en compte toutes ces composantes pour évaluer l'impact des changements climatiques et plus largement des changements environnementaux sur la ressource en eau.

## Abstract

Integrated water resource management requires distinction between water paths that are directly available for society and those which are not. Water pathways, from precipitation to the oceans or the atmosphere, are highly variable from one place to another. The complexity of water pathways can be simplified by focusing on two main categories of water resources: blue water, which is the stock and flow moving into the hydrosystem that is directly available (e.g. rivers, lakes, aquifers and groundwater flow), and green water, which is the invisible flow of water vapor leaving the hydrosphere to the atmosphere. The latter includes the water used by forests, grasslands, rain fed crops, and the water in soils. However, many hydrological studies focus only on blue water, particularly the discharge or more rarely the ground water recharge, ignoring all green water components, therefore missing the overall picture.

At the same time, climate change highlighted in recent years have been found to impact water pathway distributions by affecting different components of the hydrological cycle at the watershed scale.

The study presented here exploits the SWAT hydrological model to assess the variation of different components of a hydrosystem facing climate change. The study area is the watershed of the Garonne River, where data is available.

The first part of this work focused on refining the implementation of the model in order to better tackle the problem at hand. Particular attention has been paid to the use of gridded weather data (SAFRAN product) as well as to the simulation of snow present in the mountainous portion of the watershed. Calibration of the model parameters was tested through a *differential split sampling* method, based on calibration and validation using climatically contrasted periods, in order to test the robustness of the model. These steps led to a substantial improvement in the simulations performance over the calibration period (2000-2010) and demonstrated the robustness of the model within a climate change context.

The improved SWAT model was next used to produce simulations over a hundred-year period (1960-2050), an analysis carried out in two steps:

First, the past period (1960-2000) simulation, based on observed climatic data, was used to validate discharge simulations for which very good performance was obtained. Analysis of the different components of the hydrological cycle showed a strong impact on flows and stocks of green water, with a reduction of the water content in soil and a substantial increase in evapotranspiration. Blue water is mostly impacted in terms of snow stock and discharge flow, which both showed a substantial decrease.

Secondly, hydrological projections were performed (2010-2050) based on a selection of climate scenarios and models, submitted to dynamic downscaling. Analysis of these projections partly confirmed the conclusions drawn from the historic period: i.e. a substantial impact on green water, with a decrease of the soil water content and an increase of potential evapotranspiration. The projections also revealed that the soil water content during the summer season is such that it reduces the actual evapotranspiration, highlighting possible future deficits of green water stocks. Furthermore, if the analysis of blue water components always presented a substantial decrease in the snowpack, discharge appears to increase during autumn and winter periods. These results indicate an "acceleration" of blue surface water components which is likely related to an increase in extreme rainfall events.

In this study, an analysis of the variation of the main hydrological cycle components have been proposed at a watershed scales, confirming the importance of taking into account all these components to evaluate the climate change impact and more broadly environmental changes on water resources.

# Sommaire

<u>Liste des figures</u> .....	x
<u>Liste des tableaux</u> .....	xv
<u>Liste des abréviations</u> .....	xvii
<u>Remerciements</u> .....	xviii
<u>Avant-Propos</u> .....	xx
<u>Introduction</u> .....	1

## **I Contexte et objectifs**

1. Concept eau verte — eau bleue .....	9
1.1. Historique.....	9
1.2. Utilisation du concept .....	11
2. Les changements climatiques.....	12
2.1. Projections climatiques et scénarios.....	13
2.2. Les changements climatiques dans le sud-ouest de la France.....	15
3. La modélisation hydrologique .....	32
3.1. Historique et généralités.....	32
3.2. Les approches en modélisation hydrologique .....	32
3.3. Modélisation du bassin versant de la Garonne.....	35
3.4. Le modèle SWAT .....	36
3.5. SWAT et les changements climatiques .....	39
3.6. SWAT et le concept eau verte   eau bleue .....	42
4. Objectifs.....	44

## **II Méthodologie**

<b>Chapitre 1 : Le bassin versant de la Garonne</b> .....	<b>49</b>
1. Description physique .....	51
1.1. Présentation générale.....	51
1.2. Occupation des sols .....	53
1.3. Pédologie .....	54
1.4. Contexte météorologique .....	55
1.5. Hydrologie.....	57
2. Les activités anthropiques .....	61
2.1. Ouvrages hydrauliques .....	62
2.2. Prélèvement des ressources en eaux.....	65
2.3. Impact de l’anthropisation sur les débits.....	68
3. Les données disponibles .....	70
3.1. Topographie .....	70
3.2. Occupation des sols .....	70
3.3. Sols .....	70
3.4. Climat .....	71
3.5. Nivologie .....	72
3.6. Hydrologie.....	73
3.7. Changements climatiques .....	73
<b>Chapitre 2 : le modèle SWAT</b> .....	<b>75</b>
1. Description générale.....	77
2. Description des principaux modules et des principes physiques .....	78
2.1. Module hydrologique.....	79
<b>Chapitre 3 : Approche de modélisation</b> .....	<b>97</b>

1.	Caractéristique du modèle mis en place .....	99
1.1.	Définition des sous-bassins versants .....	99
1.2.	Définition des Unités de Réponse Hydrologiques (HRU) .....	100
1.3.	Bandes d'altitudes pour la neige.....	101
1.4.	Prise en compte de l'anthropisation .....	102
2.	Paramétrisation du modèle .....	103
2.1.	Les stations hydrologiques.....	103
2.2.	Analyse de sensibilité et calibration.....	104
2.3.	Outils statistiques pour l'évaluation des résultats .....	108

### III Refining the model implementation

#### **Chapter 4: Assessing the capability of the SWAT model to simulate snow, snow melt and streamflow dynamics over an alpine watershed ..... 115**

1.	Résumé en Français .....	117
2.	Abstract .....	118
3.	Introduction .....	119
4.	Materials and methods.....	122
4.1.	Study Area .....	122
4.2.	SWAT model.....	124
4.3.	Model setup .....	127
4.4.	Model sensitivity analysis and calibration .....	129
4.5.	Validation of snow simulation.....	131
5.	Results .....	132
5.1.	Model performance .....	132
5.2.	Snow simulation .....	134
6.	Discussion .....	138
6.1.	Model sensitivity analysis and calibration .....	138
6.2.	Validation of snow simulation.....	139
6.3.	Impact on the hydrological cycle .....	140
7.	Conclusion .....	144
	Acknowledgements.....	146

#### **Chapter 5: Testing the SWAT model with gridded weather data of different spatial resolutions..... 147**

1.	Résumé en français.....	149
2.	Abstract .....	149
3.	Introduction .....	150
4.	Materials and methods.....	151
4.1.	Study site.....	151
4.2.	The SWAT model.....	152
4.3.	Data availability.....	153
4.4.	Watershed discretisation .....	154
4.5.	Aggregation of the SAFRAN product.....	155
4.6.	Sensitivity analysis and calibration process .....	155
5.	Results and discussion .....	156
5.1.	Watershed discretisation .....	156
5.2.	Climate data of different resolutions.....	157
5.3.	Hydrological performance .....	160
6.	Conclusions.....	163
	Acknowledgements.....	165

#### **Chapter 6: Assessing the temporal transposability of the SWAT model across a large contrasted watershed ..... 167**

1.	Résumé en français.....	169
----	-------------------------	-----



2.	Abstract .....	170
3.	Introduction .....	171
4.	Materials and methods.....	172
4.1.	Study area .....	172
4.2.	SWAT model.....	175
4.3.	Data availability.....	175
4.4.	Differential split sampling test and model setup .....	176
4.5.	Sensitivity analysis and calibration procedure .....	180
5.	Results .....	182
5.1.	Robustness for climatic transposability .....	182
5.2.	Robustness for land use transposability .....	183
6.	Discussion .....	185
6.1.	Impact of a non-stationary climate .....	185
6.2.	Impact of land use changes.....	187
7.	Conclusions.....	188
	Acknowledgements.....	189
<b>IV Résultats</b>		
<b>Chapitre 7 : Validation et tendances sur les 50 dernières années .....</b>		<b>193</b>
1.	Rappel sur la calibration et les versions du modèle utilisées .....	195
2.	Calibration et Validation : Performances.....	195
2.1.	Analyse générale .....	195
2.2.	Analyse des hydrogrammes .....	199
3.	Bilan annuel et tendances sur la période 1962 – 2010.....	201
3.1.	Bilan global et comparaison avec SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU).....	201
3.2.	Bilan détaillé des flux et stocks d'eau verte   bleue .....	206
3.3.	Conclusion du bilan détaillé sur la période 1962-2010 .....	213
4.	Variation saisonnière spatialisée 1962-1972 Vs. 2000-2010 .....	214
4.1.	Eau verte .....	214
4.2.	Eau bleue.....	218
5.	Conclusion .....	231
<b>Chapitre 8 : Projections hydrologiques des flux et stocks d'eau verte et d'eau bleue .....</b>		<b>235</b>
1.	Comparaison sur la période de contrôle .....	237
2.	Projections hydrologiques .....	246
2.1.	Comparaison des deux scénarios .....	246
2.2.	Tendances sur la période 2010-2050 .....	248
2.3.	Variation saisonnière spatialisée 2000-2010 Vs. 2040-2050 .....	251
3.	Conclusion .....	266
<b>Discussion .....</b>		<b>269</b>
<b>V Conclusion générale et perspectives</b>		
<b>Bibliographie .....</b>		<b>285</b>
<b>VI Annexes</b>		
<b>Annexes 1 : Valeur des paramètres calibrés .....</b>		<b>308</b>
<b>Annexes 2 : Hydrogrammes des stations calibrés .....</b>		<b>316</b>
<b>Annexes 3: On the use of hydrological models and satellite data to study the water budget of river basins affected by human activities: examples from the Garonne basin of France (Martin et al. 2016) .....</b>		<b>322</b>

## Liste des figures

<b>Figure I.1:</b> Conceptualisation de l'approche eau verte — eau bleue, élargie à la planification et à la gestion des ressources en eau. La ressource d'eau douce indifférenciée (Précipitation) est partitionnée en une ressource d'eau verte sous forme d'humidité dans la zone non saturée et en une ressource bleue dans les aquifères, lacs, zones humides et bassins de retenue. Ces ressources génèrent des flux : les flux d'eau verte issus du système de production de biomasse terrestre (cultures, forêts, prairies) et le flux d'eau bleue présent dans les rivières et le débit de base des eaux souterraines. (Falkenmark and Rockström, 2006) .....	10
<b>Figure I.2 :</b> schéma du principe de descente d'échelles appliqué à la modélisation du climat (Viner and Hulme, 1997) .....	15
<b>Figure I.3 :</b> Changement de la température de l'air (moyenne de l'ensemble CMIP5 par rapport à la période 1986 - 2005) pour les périodes estivales (juin - août) et hivernales (décembre – février) pour chacun des 4 scénarios RCP. (Adaptée d'AR5-WGI-annexe1 IPCC (2013)).....	20
<b>Figure I.4 :</b> Écart des températures hivernales et estivales, relatives à la période 1976 – 2005 pour les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 aux horizons 2021-2050 et 2071-2100. Les figures illustrent les 25e et 75e percentiles de l'ensemble Euro-Cordex. (Adaptée d'Ouzeau et al. (2014)).....	21
<b>Figure I.5 :</b> Écarts de la précipitation saisonnière (moyenne de l'ensemble CMIP5 par rapport à la période 1986 - 2005) pour les périodes estivales (avril – septembre) et hivernales (octobre - mars) pour chacun des 4 scénarios RCP. (Adaptée d'AR5-WGI-annexe1 IPCC (2013)).....	22
<b>Figure I.6 :</b> Écarts des précipitations hivernale et estivale, relatives à la période 1976 – 2005 pour les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 aux horizons 2021-2050 et 2071-2100. Les figures illustrent les 25e et 75e percentiles de l'ensemble Euro-Cordex. (Adaptée d'Ouzeau et al. (2014) ).....	23
<b>Figure I.7:</b> Évolution (en %) du débit moyen annuel entre 1961-1990 et 2045-2065 ( <i>d'après MEED (2012c)</i> ).....	26
<b>Figure I.8 :</b> Schéma de l'histoire du développement de SWAT incluant quelques adaptations sélectionnées (Gassman et al. 2007) .....	37
<b>Figure I.9 :</b> schéma du module hydrologique de SWAT .....	38
<b>Figure II.1 :</b> Situation géographique du bassin versant de la Garonne, principaux affluents et agglomérations.....	51
<b>Figure II.2 :</b> Topographie du bassin versant de la Garonne à Tonneins, découpé en grandes zones homogènes .....	52
<b>Figure II.3:</b> occupation des sols du bassin versant de la Garonne (source : Corine Land Cover 2006)...	54
<b>Figure II.4 :</b> Carte des sols du bassin versant de la Garonne (ESDB, 2006).....	55
<b>Figure II.5 :</b> HyétoGramme mensuel et température moyenne mensuelle pour 10 stations météo sur la période 1980-2010. ....	56
<b>Figure II.6 :</b> Débits mensuels moyens de la Garonne à Tonneins entre 1913 et 2003 (Données : <a href="http://www.hydro.eaufrance.fr">www.hydro.eaufrance.fr</a> .) .....	58
<b>Figure II.7 :</b> Moyenne mensuelle interannuelle (1970-2012) des débits des principaux cours d'eau du bassin versant de la Garonne. (Données : <a href="http://www.hydro.eaufrance.fr">www.hydro.eaufrance.fr</a> .) .....	58
<b>Figure II.8 :</b> Histogramme de répartition des débits moyens annuels pour les cours d'eau du bassin versant de la Garonne. Adapté de Probst (1983).....	59
<b>Figure II.9 :</b> Carte simplifiée des entités hydrogéologiques du bassin versant de la Garonne. (D'après la base de données du référentiel hydrogéologique français - BDRHF-v1).....	61
<b>Figure II.10 :</b> principaux barrages du bassin versant de la Garonne (Volume stockage >15Mm3).....	63
<b>Figure II.11 :</b> Représentation schématique des dérivations majeures au sein du bassin versant de la Garonne : Canal latéral à la Garonne, Canal du midi, anal de St Martory et Système Neste.....	64
<b>Figure II.12 :</b> Prélèvement annuel d'eau en fonction des usages sur le bassin versant de la Garonne en 2014. (D'après les données de redevance de l'agence de l'eau Adour-Garonne).....	66

<b>Figure II.13</b> : grandes cultures de la région Midi-Pyrénées (Chambre régionales d'agriculture Midi-Pyrénées, 2015).....	67
<b>Figure II.14</b> Comparaison des débits influencés et des débits naturalisés. Naturalisation des débits et hydrogrammes d'après Sauquet et al. (2010) ( et principaux barrages du bassin versant de la Garonne : Volume stockage >15Mm3) .....	69
<b>Figure II.15</b> : Situation géographique des différents jeux de données météorologiques .....	71
<b>Figure II.16</b> : Emplacement des stations nivologiques utilisées dans l'étude.....	72
<b>Figure II.17</b> : Description de la discrétisation spatiale de SWAT.....	78
<b>Figure II.18</b> : Représentation schématique du Module hydrologique de SWAT.....	79
<b>Figure II.19</b> : Découpage du bassin versant en 150 sous-bassins versants .....	99
<b>Figure II.20</b> : Sous-Bassins versants sélectionnés pour l'introduction de bandes d'altitude. ....	101
<b>Figure II.21</b> : Localisation des stations hydrologiques utilisées.....	103
<b>Figure II.22</b> : Illustration de la procédure en cascade utilisée pour l'analyse de sensibilité et la calibration des paramètres du modèle sur le bassin versant.....	105
<b>Figure III.1</b> : Geographic situation of the headwater Garonne watershed.....	124
<b>Figure III.2</b> : Snow comparison. A) 10 February 2005 B) 10 May 2005 .....	135
<b>Figure III.3</b> : Temporal snow comparison. Solid black line represents the daily percentage of snow cover detected by MODIS at subbasin scale, while grey surface is SWAT snow equivalent.....	136
<b>Figure III.4</b> : Snow water equivalent comparison between SWAT and a range of possible values calculated from observations. ....	137
<b>Figure III.5</b> : Monthly mean values of snow dominated subwatershed over 2000-2010 .....	143
<b>Figure III.6</b> : Hydrographs for the 6 gauging stations.....	144
<b>Figure III.7</b> : Location and elevation of the Garonne River watershed at Tonneins, with a 150-subwatershed areal discretisation monitored by 21 gauging stations and several types of ground-based climate stations. ....	152
<b>Figure III.8</b> : Average performance of the 21 gauging stations for different subwatershed definitions.....	157
<b>Figure III.9</b> : Ranges of the spatial variance of daily precipitation for the seven climate datasets. The box represents the 25th and 75th percentiles of the distribution, the line is the median and the whiskers extend to the most extreme values. ....	158
<b>Figure III.10</b> : Weather data used by the SWAT model when fed with each different dataset. 143 / 872 indicates the number of grid points used by the model out of the grid points located over the watershed (a higher first number indicates that the model used a grid point located outside the watershed). ....	159
<b>Figure III.11</b> : Nash-Sutcliffe criterion of the SWAT model calibrated with the weather stations and run with several SAFRAN grid resolutions.....	160
<b>Figure III.12</b> : Nash-Sutcliffe criterion calculated on square root discharge value of the SWAT model calibrated with the weather stations and run with several SAFRAN grid resolutions. ....	161
<b>Figure III.13</b> : Nash-Sutcliffe criterion of the SWAT model calibrated with the weather stations, the native SAFRAN grid and the 32-km SAFRAN grid.....	162
<b>Figure III.14</b> : Nash-Sutcliffe criterion calculated on square root discharge value calibrated with the weather stations, the native SAFRAN grid and the 32-km SAFRAN grid .....	163
<b>Figure III.15</b> : Location and elevation of the Garonne River watershed at Tonneins, with an areal discretisation of 150 subwatersheds monitored by 20 gauging stations.....	173
<b>Figure III.16</b> . Land use definition (CLC, 2006) and soil definition (map from the European Soil Portal - eusoils.jrc.ec.europa.eu) in the Garonne River watershed .....	174
<b>Figure III.17</b> . Mean daily temperature and annual precipitation for all available five-year periods .....	177
<b>Figure III.18</b> . Land use changes from 1990 to 2006 in hectares (ha) .....	178

<b>Figure III.19</b> : Performance variation for: .....	183
<b>Figure III.20</b> : Performance variations for: .....	185
<b>Figure III.21</b> : Changes in flux repartition with a different set of parameters calibrated over different DW and WC periods. Mean values across the Garonne River watershed of lateral flow, runoff, percolation and evapotranspiration .....	187
<b>Figure III.22</b> : Changes in flux repartition with a different set of parameters calibrated over different DW and WC periods. Mean values across the Garonne River watershed of lateral flow, runoff, percolation and evapotranspiration .....	188
<b>Figure IV.1</b> : Performance en validation et calibration de SWAT avec l'équation de Penman Monteith-(PM) au pas de temps mensuel. (Classement selon Moriasi et al. (2007)).....	197
<b>Figure IV.2</b> : Performance en validation et calibration de SWAT avec la méthode de Hargreaves-(HG) au pas de temps mensuel. (Classement selon Moriasi et al. (2007)).....	197
<b>Figure IV.3</b> : Comparaison des hydrogrammes mensuels simulés et observés à la station de Tonneins avec la méthode PM et la méthode HG.....	199
<b>Figure IV.4</b> : Comparaison SIM-SWAT des flux hydrologiques annuels du bassin versant de la Garonne.....	202
<b>Figure IV.5</b> : contenu en eau de la neige (mm) simulée par SWAT et SIM sur le bassin versant en amont de Foix (voir figure II.21 pour localisation).....	204
<b>Figure IV.6</b> : ET et « Revap » (flux d'eau verte) simulées par SWAT sur la période 1962-2010, sur l'ensemble du bassin versant de la Garonne à Tonneins.....	207
<b>Figure IV.7</b> : Teneur en eau des sols (stock d'eau verte) simulée par SWAT sur la période 1962-2010, sur l'ensemble du bassin versant de la Garonne à Tonneins .....	207
<b>Figure IV.8</b> : Flux d'eau bleue de surface simulés par SWAT sur la période 1962-2010, sur l'ensemble du bassin versant de la Garonne à Tonneins .....	209
<b>Figure IV.9</b> : Stocks d'eau bleue simulés par SWAT sur la période 1962-2010, sur l'ensemble du bassin versant de la Garonne à Tonneins .....	210
<b>Figure IV.10</b> : Flux d'eau bleue souterrains simulés par SWAT sur la période 1962-2010, sur l'ensemble du bassin versant de la Garonne à Tonneins .....	212
<b>Figure IV.11</b> : Flux d'ET, moyennes mensuelles saisonnières, spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010 (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août).....	216
<b>Figure IV.12</b> : Humidité des sols, moyennes mensuelles saisonnières spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010. (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août) .....	217
<b>Figure IV.13</b> : Ruissellement, moyennes mensuelles saisonnières spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010. (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août).....	220
<b>Figure IV.14</b> : Infiltration, moyennes mensuelles saisonnières spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010. (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août).....	221
<b>Figure IV.15</b> : Flux de subsurface, moyennes mensuelles saisonnières spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010. (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août) .....	222
<b>Figure IV.16</b> : Débit, moyennes mensuelles saisonnières spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010. (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août).....	223
<b>Figure IV.17</b> : Stock de neige, moyennes mensuelles saisonnières spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010. (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août).....	226

<b>Figure IV.18</b> : Stock d'eau de l'aquifère peu profond, moyennes mensuelles saisonnières spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010. (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août).....	227
<b>Figure IV.19</b> : Recharge de l'aquifère, moyennes mensuelles saisonnières spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010. (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août) .....	229
<b>Figure IV.20</b> : Flux nappe-rivière, moyennes mensuelles saisonnières spatialisées sur la période 2000 - 2010 et variation entre les périodes 1962-1972 et 2000-2010. (DJF = décembre ; janvier ; février et JJA = juin ; juillet ; août) .....	230
<b>Figure IV.21</b> : Précipitation (solide et liquide) sur la période 1974-2005 et pour trois sous-périodes décennales. (A) Fonction de répartition des précipitations annuelles moyennes, sur l'ensemble de la période (B) Boite à moustaches des précipitation mensuelle moyenne pour les mois de décembre, janvier et février (DJF) et juin, juillet et août (JJA) sur l'ensemble de la période de contrôle 1974-2005 et pour trois sous-périodes décennales .....	239
<b>Figure IV.22</b> : Température journalière moyenne sur la période 1974-2005 et pour trois sous-périodes décennales. (A) Fonction de répartition des températures journalières moyennes, sur l'ensemble de la période, pour chacun des jeux de données. (B) Boite à moustache des températures journalières moyennes pour les mois de décembre, janvier et février (DJF) et juin, juillet et août (JJA) sur l'ensemble de la période de contrôle 1974-2005 et pour trois sous-périodes décennales. ....	241
<b>Figure IV.23</b> : Débits moyens annuels simulés à Tonneins (exutoire) en sortie du modèle SWAT pour chaque jeu de données météorologiques disponibles (Ensemble climatique et SAFRAN) sur la période 1974-2005 et sur trois sous-périodes décennales. ....	242
<b>Figure IV.24</b> : ET obtenue en sortie du modèle SWAT pour chaque jeu de données météorologiques disponibles (modèles climatiques et SAFRAN) sur la période 1974-2005 et sur trois sous-périodes décennales. ....	243
<b>Figure IV.25</b> : Précipitation mensuelle moyenne et température journalière moyenne (pour les mois de décembre, janvier et février (DJF) et juin, juillet et août (JJA)). Moyenne des ensembles climatiques pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 .....	247
<b>Figure IV.26</b> : .....	248
<b>Figure IV.27</b> : Flux d'ET : moyennes mensuelles saisonnières spatialisées. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre). ....	252
<b>Figure IV.28</b> : Teneur en eau des sols : moyennes mensuelles saisonnières. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = Mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre). ....	253
<b>Figure IV.29</b> : comparaison des variations mensuelles interannuelles entre les périodes 2000-2010 et 2040-2050 .....	254
<b>Figure IV.30</b> : Teneur en eau des sols : Pourcentage de variation de la teneur en eaux moyenne des sols en période estivale entre les décennies 2000-2010 et 2040-2050 .....	255
<b>Figure IV.31</b> : Ruissellement : moyennes mensuelles saisonnières. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre). ....	256
<b>Figure IV.32</b> : Infiltration : moyennes mensuelles saisonnières. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre). ....	257

<b>Figure IV.33</b> : Flux de subsurface : moyennes mensuelles saisonnières. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre).	258
<b>Figure IV.34</b> : Débit : moyennes mensuelles saisonnières spatialisées. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre).	259
<b>Figure IV.35</b> : Stock de neige : moyennes mensuelles saisonnières. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre).	262
<b>Figure IV.36</b> : Aquifère peu profond : moyennes mensuelles saisonnières. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre).	263
<b>Figure IV.37</b> : Recharge de la nappe : moyennes mensuelles saisonnières. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre).	264
<b>Figure IV.38</b> : Flux nappe-rivière : moyennes mensuelles saisonnières. Référence sur la période 2000-2010 – Moyenne SWAT-(PM) et SWAT-(HG). Évolution entre la période 2000-2010 et la période 2040-2050 – Moyenne de l'ensemble climatique et des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. (DJF = décembre ; janvier ; février, MAM = mars ; avril ; mai, JJA = juin ; juillet ; août et SON = septembre ; octobre ; novembre).	265

## Liste des tableaux

<b>Tableau I.1</b> : synthèse des changements climatiques observés ou projetés sur le sud-ouest de la France	31
<b>Tableau II.1</b> : Modèles climatiques globaux (MCG) et régionaux (MCR) utilisés dans le projet de recherche	73
<b>Tableau II.2</b> : Chroniques disponibles pour les stations hydrologiques sélectionnées	104
<b>Tableau II.3</b> : Paramètres testés lors de l'analyse de sensibilité (voir Neitsch et al. (2011) pour les paramètres non explicités dans le Chap.2)	106
<b>Tableau III.1</b> : Modifiable snow parameters	125
<b>Tableau III.2</b> : Statistics on elevation (m), including snow dominated subbasins (grey)	126
<b>Tableau III.3</b> : Data sources	127
<b>Tableau III.4</b> : Snow monitoring information	129
<b>Tableau III.5</b> : Parameters considered for the sensitivity analysis	130
<b>Tableau III.6</b> : Influential parameters	132
<b>Tableau III.7</b> : Calibrated values for each project	133
<b>Tableau III.8</b> : Calibration performance: NS and P-bias for each gauging station at a monthly time step and for each calibration project: reference, snow parameters and elevation bands projects	134
<b>Tableau III.9</b> : Mean Annual precipitations (mm/year) for hydrologic years (from September to August) over 2000-2010 for each snow dominated subwatershed.	141
<b>Tableau III.10</b> : Water partitioning within snow-dominated subbasins.	142
<b>Tableau III.11</b> . Data sources.	153
<b>Tableau III.12</b> : parameters considered in the sensitivity analysis.	156
<b>Tableau III.13</b> : Project data used for DSST on climate data	178
<b>Tableau III.14</b> . Project data used for DSST on land use	179
<b>Tableau III.15</b> . Parameters considered in the sensitivity analysis	181
<b>Tableau III.16</b> : Performance criteria in calibration and validation for both climatic DSSTs	182
<b>Tableau III.17</b> : Performance criteria in calibration and validation for both land use DSSTs	184
<b>Tableau IV.1</b> : période de validation disponible pour chacune des stations	196
<b>Tableau IV.2</b> : Tendance en mm.an <sup>-1</sup> des flux d'entrée et de sortie du bassin versant de la Garonne sur la période 1960-2010. (Pour plus d'informations concernant les variations relevées par Martin et al.(2016))	205
<b>Tableau IV.3</b> : Résultat des tests de Mann-Kendall et pente de Sen pour les simulations annuelles et mensuelles de l'évapotranspiration et de la teneur en eau des sols sur la période 1962-2010	208
<b>Tableau IV.4</b> : Résultat des tests de Mann-Kendall et pente de Sen pour les simulations annuelles et mensuelles des flux d'eau bleue de surface, sur la période 1962-2010	210
<b>Tableau IV.5</b> : Résultat d'un test de Mann-Kendall et pente de Sen pour les simulations annuelles et mensuelles des stocks d'eau bleue, sur la période 1962-2010	211
<b>Tableau IV.6</b> : Résultat d'un test de Mann-Kendall et pente de Sen pour les simulations annuelles et mensuelles des flux d'eau bleue souterrains, sur la période 1962-2010	212
<b>Tableau IV.7</b> : Test de Mann-Kendall et pente de Sen des entrées et sorties du modèle SWAT pour chaque jeu de données météorologiques disponibles (modèles climatiques et SAFRAN) sur la période 1974-2005	245
<b>Tableau IV.8</b> : Test de Mann-Kendall et pente de Sen, réalisé sur la moyenne des ensembles hydroclimatiques de chaque scénario pour les différents flux et stocks annuels du cycle hydrologique simulés sur la période 2010-2050	249





## Liste des abréviations

AR5.....	<i>Assessment report 5</i>
BDRHF.....	Base de données du référentiel hydrogéologique français
BRGM.....	Bureau de recherches géologiques et minières
CMIP.....	<i>Coupled model intercomparison project</i>
CORDEX.....	<i>Coordinated regional climate downscaling experiment</i>
ESDB.....	<i>European soil data base</i>
ET.....	Evapotranspiration
ETP.....	Evapotranspiration potentielle
ETR.....	Evapotranspiration réelle
FAO.....	Food and agriculture organization
GES.....	Gaz à effet de serre
GIEC (IPCC).....	Groupe intergouvernementale d'études des climats
GR4J.....	Modèle du génie rural à 4 paramètres journaliers
HRU.....	Unité de réponse hydrologique
HU.....	<i>Heat unit</i> : unité de chaleur
ISBA.....	Interaction sol-biosphère-atmosphère
IWRM.....	<i>Integrated water resources management</i>
MCG.....	Modèle climatique global
MCR.....	Modèle climatique régional
MODCOU.....	Modélisation couplée
ONU.....	Organisation des nations unies
RCP.....	<i>Representative Concentration Pathway</i>
ROE.....	Révérenciel des obstacles à l'écoulement
SAFRAN.....	Système d'analyse fournissant des renseignements adaptés à la nivologie
SRES.....	Special report on emission scenarios
SWAT.....	Soil and water assessment tool

## Remerciements

À l'issue de toute cette aventure scientifique entre deux continents, je tiens en premier lieu à remercier François Anctil et José Miguel Sánchez Pérez de m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ce sujet de recherche, de m'avoir guidé, encadré et conseillé tout au long de ces années de thèse, mais surtout de m'avoir fait confiance lors de mes aller-retour entre le Québec et la France. J'aimerais également remercier Sabine Sauvage d'avoir toujours été présente pour me donner des conseils avisés au cours de la réalisation de ce travail.

Je remercie les membres du jury, Brian Morse, Éric Sauquet, Phillippe Amiotte Suchet et Sabine Sauvage d'avoir accepté d'évaluer ce travail de recherche.

Je souhaite aussi remercier toutes les personnes qui ont participé à ce travail et avec lesquels j'ai eu la chance et le plaisir de collaborer : Srinivasan Raghavan pour son accueil au Texas et pour m'avoir donné de nombreux conseils avec SWAT, Karim Abbaspour pour m'avoir guidé dans l'utilisation de SWAT-CUP, Éric Martin pour m'avoir aidé dans la prise en mains du produit SAFRAN et enfin Simon Gascoin pour m'avoir initié à l'utilisation des données de télédétection.

Je veux remercier tout particulièrement Sophia de m'avoir accompagné et aidé lors des derniers mois de cette thèse, de m'avoir apporté un soutien sans failles, sans lequel l'écriture de ce document aurait probablement été beaucoup plus difficile à mener à bien. Merci d'avoir été là pour moi.

Merci à ma famille, mes sœurs et mes parents, qui m'ont toujours soutenu, dans tous les sens du terme, au cours de mes déplacements d'un côté à l'autre de la planète. De la bibliothèque à la sortie de ma chambre aux milliers de kilomètres parcourue à travers l'Europe, ce travail n'aurait probablement jamais vu le jour sans l'envie qu'ils m'ont transmis de toujours en découvrir et en apprendre davantage.

Merci également à tous mes collègues de bureau et amis, d'un côté comme de l'autre de l'Océan sans qui toute cette aventure aurait sûrement été beaucoup moins fun : Antoine, Thibault, Esther, Silvia, Anna, Coralie, Grégory, Queralt, Catherine, Jean et Thomas à l'Ouest et Léonard, Xiaoling, Pierre-Alexis, Antoine, Théo, Cyril, Alyson, Julie, Ane, Mélodie, Joana et Grégory à l'Est. Un merci particulier à ceux qui m'ont

logé et aidé à chaque atterrissage et décollage, pour avoir stocké mes affaires et fait suivre le courrier. Ils se reconnaîtront, merci beaucoup, ça va me manquer de ne plus travailler avec vous.

Merci à mes colocataires toulousains du 62 comme du 11 avec qui j'ai adoré vivre pendant mes séjours à Toulouse : Sophie, Chachou, Nelly, Sara, Gwen, Alex, Javier, Nico et Flo. Ne changez rien, vous êtes au top.

Un immense merci à tous mes amis d'enfance qui ont toujours été présents, quoi qu'il arrive, qui savent me supporter dans les bons comme dans les mauvais moments, même après de longues absences : Lucie, Alice, Denis, Clément, Manu, Kevin, les Jérémies, Gautier, Léo, Kevin, Nico, Luc et Aymeric. Cette liste ne serait pas complète sans Ben, Adrien et Tatache qui ont eux aussi toujours été là quand il le fallait. J'espère qu'ils savent tous que ce travail n'aurait pas pu être possible sans eux.

Enfin, je remercie tous mes amis d'université : l'équipe des BITU à Grenoble et des EPGM à Chambéry. C'est grâce à leur compagnie et que j'ai su prendre goût aux études et que j'ai passé 10 ans à manger au RU. Merci beaucoup.

Une pensée pour Léa, qui a aussi été une personne importante dans toute cette aventure.

Une pensée également pour Anaïs et Judith sans qui je n'aurais peut-être jamais eu de master, et donc pas fait de doctorat. Elles comprendront.

Merci à tous.

## Avant-Propos

Cette thèse reprend plusieurs articles publiés ou en cour de publication dans lesquels le candidat au diplôme de doctorat a pris part dans la réalisation, en collaboration avec d'autres auteurs :

- Article 1: “*Assessing the capability of the SWAT model to simulate snow, snow melt and streamflow dynamics over an alpine watershed*”, constitue le **chapitre 4 de ce document**. Cet article a été **publié** en 2015 dans la revue *Journal of Hydrology*. Le candidat est l’auteur principal de ce manuscrit qui est une retranscription du travail effectué pendant la réalisation de la thèse de doctorat. Outre les Auteurs François ANCTIL et José Miguel SANCHEZ PEREZ qui ont supervisé l’ensemble des recherches présentées en tant que directeurs de thèse, cette publication a été réalisée en collaboration avec Xiaoling Sun, Sabine SAUVAGE et Srinivasan RAGHAVAN qui ont aidé à la mise en place du modèle utilisé, et de Simon GASCOIN qui a participé à l’obtention et au traitement de données de télédétection.(<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.070>)
- Article 2: “*Testing the SWAT model with gridded weather data of different spatial resolutions*” constitue le **chapitre 5 de ce document**. Cet article a été **soumis** en décembre 2015 à **Journal of Hydrologic Engineering (ASCE)** et est actuellement en révision. Le candidat est l’auteur principal de ce manuscrit qui est une retranscription du travail effectué pendant la réalisation de la thèse de doctorat. Outre les Auteurs François ANCTIL et José Miguel SANCHEZ PEREZ qui ont supervisé l’ensemble des recherches présenté en tant que directeurs de thèse, cette publication a été réalisée en collaboration avec Sabine SAUVAGE (ingénieur de recherche CNRS) qui a aidé à la mise en place du modèle utilisée.
- Article 3: “*Assessing the temporal transposability of the SWAT model across a large contrasted watershed*” constitue le **chapitre 6 de ce document**. Cet article a été **soumis** en janvier 2015 à **Journal of Hydrologic Engineering (ASCE)** et est actuellement en révision. Le candidat est l’auteur principal de ce manuscrit qui est une retranscription du travail effectué pendant la réalisation de la thèse de doctorat. Outre les Auteurs François ANCTIL et José Miguel SANCHEZ PEREZ qui ont

supervisé l'ensemble des recherches présenté en tant que directeurs de thèse, cette publication a été réalisée en collaboration avec Sabine SAUVAGE (ingénieur de recherche CNRS) qui a aidé à la mise en place du modèle utilisée.

Article 4: “**On the use of hydrological models and satellite data to study the water budget of river basins affected by human activities: examples from the Garonne basin of France**” est placé en **Annexe 3 de ce document**. Cet article a été **publié** en 2016 dans la revue *Surveys in Geophysics*. Le candidat n'est pas le premier auteur de cette publication. La publication est le fruit d'une collaboration au sein du projet **REGARD** regroupant de nombreux laboratoires. De ce fait il serait long de décrire ici le rôle pris par chaque auteur (14) dans la publication. Cette publication a été portée par Éric MARTIN, directeur de recherche à l'IRSTEA. Cet article constitue une comparaison de plusieurs outils de modélisation, l'apport du candidat a été de réaliser une comparaison entre son outil de modélisation et l'outil de modélisation SIM de Météo-France (section 1 de l'article). Cette comparaison est par ailleurs présentée (hors article) dans ce document au chapitre 7. (<http://dx.doi.org/10.1007/s10712-016-9366-2>)



# Introduction





De toutes les ressources renouvelables, l'eau est la plus essentielle à l'homme. Elle peut paraître abondante au premier abord, mais la réalité est plus complexe. Si l'eau est l'élément constitutif le plus important à la surface de la Terre, environ 97 % de celle-ci est contenue dans les océans, dont la salinité limite son utilité en tant que telle pour les sociétés humaines. D'autres parts, 2% de l'eau est stockée sous forme de glace au niveau des pôles et des zones de hautes altitudes. Ainsi, seulement 1% de l'eau du globe est de l'eau douce liquide. Cette ressource est donc relativement limitée et subit une forte pression dans beaucoup d'endroits sur la planète.

Historiquement, la gestion de la ressource en eau douce continentale se concentre principalement sur certaines parties du cycle hydrologique, notamment sur les débits des cours d'eau ou les réservoirs d'eau souterraine. Cette manière d'aborder les choses est guidée à la fois par la facilité d'obtention des données de terrain, mais également par le fait que ces deux composantes du cycle sont les ressources en eau qui peuvent être directement mobilisables et donc utilisées par les sociétés.

Cependant, si cette approche permet de gérer les stocks disponibles, elle ne permet pas d'appréhender l'ensemble des processus qui en régissent le fonctionnement, notamment les flux d'entrée et de sortie du système, afin d'en avoir une vision globale et à long terme.

Depuis une quinzaine d'années, la prise de conscience grandissante des problématiques liées à l'eau douce a mené plusieurs grandes institutions internationales, telles que l'Union européenne et l'ONU, à se saisir de cette problématique. Cela a permis de faire apparaître la nécessité de développer de nouvelles formes de réflexion sur la gestion de cette ressource, basées sur des approches intégrées dans le temps et dans l'espace, s'intéressant à l'ensemble du cycle hydrologique à l'échelle régionale.

Conjointement à cette prise de conscience, une autre thématique a mobilisé une partie de la communauté scientifique internationale : celui des changements climatiques. Ces changements se sont révélés au cours des années comme ayant des impacts directs sur les sociétés humaines. Pour étudier ces impacts, un groupe d'étude intergouvernemental sur le climat a été créé (GIEC), permettant une collaboration mondiale sur le sujet. Leurs conclusions portent sur un large panel d'impact, mais les préoccupations relatives aux impacts induits par les changements du climat sur les

ressources en eau ont très tôt fait partie des axes de réflexions mis en avant par le GIEC (IPCC, 1990). D'après ce groupement de travail, ces changements globaux constituent un risque de « modification de la fréquence, de l'intensité, de la répartition géographique, de la durée, de la saisonnalité du climat et des événements extrêmes »<sup>1</sup>.

Ces variations du climat seraient donc susceptibles d'influencer aussi bien les équilibres hydrologiques globaux que les événements hydrologiques extrêmes, qui sont directement liés aux variables climatiques. La répartition de l'eau en termes de flux et de stockage au sein du cycle hydrologique s'en trouvera alors modifiée. Depuis 1990, les collectes de données ont permis de venir confirmer que cet impact est bien réel et que le cycle des eaux continentales avait déjà commencé à être modifié par les changements au sein de l'atmosphère.

En outre, si la connaissance des relations entre les différentes composantes de l'hydrosystème permet dans un premier temps une gestion de la ressource en termes de quantité, elle est dans un second temps également indispensable à la compréhension et à l'étude des processus qui régissent la qualité de la ressource et des fonctions écologique dans les zones tampons.

De fait, les deux sujets de préoccupations évoqués ici se rejoignent sur un axe transversal où la possibilité d'avoir une vision complète à long terme des systèmes hydrologiques permettrait une gestion plus efficace de la ressource en eau. Il est pour cela nécessaire de disposer d'outils nous permettant de comprendre et de prévoir l'influence des régimes climatiques sur le comportement de chaque stock et flux qui compose le cycle hydrologique au sein d'un bassin versant.

Une analyse de l'ensemble de ces processus, qui se baserait uniquement sur des mesures de terrain, est presque impossible à réaliser si l'on veut étudier chaque compartiment hydrologique à un pas de temps réduit sur de grandes périodes. L'utilisation d'outils de modélisations est par conséquent ici indispensable.

---

<sup>1</sup> Field et al. (2012): *IPCC : Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, p108

L'étude présentée dans ce document tente donc de répondre aux deux grands objectifs décrits ci-dessus par une étude à l'échelle d'un bassin versant. Le cas d'étude choisi est le bassin versant de la Garonne, localisé dans le sud-ouest de la France. Cela passe alors par :

Représenter, à l'aide d'un outil de modélisation, les différents compartiments de stockage d'un bassin versant (neige, teneur en eau des sols et aquifère) et les flux qui les relie (évapotranspiration, ruissellement, infiltration, écoulement de subsurface, remontée capillaire, recharge et écoulement nappe-rivière) afin de dresser un tableau complet du système hydrologique. Ces différents compartiments sont également considérés selon une classification hydrologique séparant le cycle en deux types de composantes : l'eau bleue et l'eau verte. Cette division, comme nous le verrons dans la suite de ce document, permet une analyse plus précise des impacts engendrés par les variations du cycle hydrologique sur la ressource en eau disponible pour les sociétés humaines.

Dans un second temps, la représentation du système hydrologique de la Garonne est étudiée au travers d'une analyse temporelle à long terme portant à la fois sur des périodes passées ou futures. Cela permet de mettre en relation les variations du climat avec les variations du cycle hydrologique sur du long terme et d'en comprendre l'évolution.

La première partie de cette étude consiste en une synthèse bibliographique permettant de mettre le travail réalisé en contexte avec les différents concepts scientifiques utilisés, les études déjà existantes sur le bassin versant ainsi que celles relatives à la modélisation hydrologique, afin de mieux définir la problématique et les objectifs qui ont guidé ce travail de recherche.

La seconde partie s'applique à expliquer la méthode et les données qui ont été utilisées pour atteindre les objectifs décrits précédemment, détaillant entre autres le fonctionnement de l'outil de modélisation choisi et sa mise en place initiale sur le bassin versant de la Garonne.

La troisième partie de cette étude s'attache à expliquer comment cette mise en place de l'outil de modélisation a été adaptée, en termes de calibration et de validation pour permettre une approche multicompartiment de l'hydrosystème.

La dernière partie de ce document présente les résultats obtenus et les analyse en deux phases : l'une sur une période passée et l'autre sur une période future.

# I Contexte et objectifs

---

*« Dans cette théorie, l'eau, élevée par le soleil, et retombée en pluie, s'amasse sous la terre, d'où elle s'écoule comme d'un grand réservoir qui est, soit unique pour toutes les rivières, soit particulier à chacune d'elles. Aucune eau ne s'engendre: c'est l'eau, qui rassemblée dans des réceptacles de ce genre forme le grand débit des rivières. De là vient aussi que les rivières coulent plus abondamment en hiver qu'en été, et que certaines sont intarissables et d'autres intermittentes »*

**Aristote** -334 Av. J.-C. *Les météorologiques* (Trad. : Tricot 1955)



## 1. Concept eau verte — eau bleue

### 1.1. Historique

Le terme de *green water* fut introduit pour la première fois dans une optique de réflexion sur l'efficacité de l'utilisation de la ressource en eau, menée dans le cadre du travail de la *Food and Agriculture Organisation (FAO)* (Falkenmark, 1995). Ce terme était, dans le document original, défini comme la fraction des précipitations infiltrées dans la zone racinaire et utilisée pour le développement de biomasse. Il fut introduit accompagné de son terme complémentaire, *Blue water*, représentant le reste de la ressource.

L'idée alors proposée alors par Falkenmark est que la gestion de la ressource en eau ne doit pas se limiter à la réflexion sur le prélèvement des ressources dans le milieu naturel par et pour les activités humaines. Elle doit également prendre en compte l'eau nécessaire au développement de la biomasse qu'elle soit d'origine naturelle ou issue de l'agriculture. Cette eau verte n'est habituellement pas prise en compte dans les plans de gestion parce qu'elle n'est pas directement utilisable par nos sociétés sous la forme de ressource hydrique, mais est pourtant effectivement utilisée en partie au travers de l'agriculture.

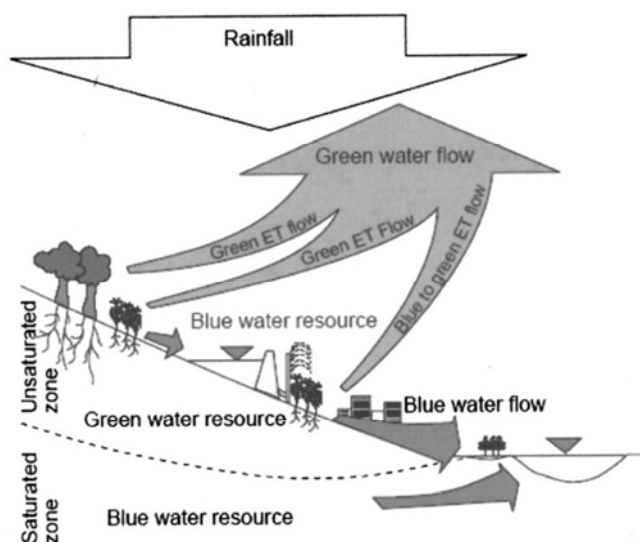
L'idée est développée par Rockström (1997, 1999). Elle est basée sur les deux séparations majeures que subissent les précipitations : la première division survient au niveau de la surface du sol : l'eau entrant dans le système (pluie ou irrigation) est séparée entre ruissellement et infiltration. La seconde division s'opère au niveau de la zone racinaire, séparation entre le surplus s'infiltrant dans l'aquifère et l'eau disponible pour les végétaux.

- L'eau bleue est alors définie comme l'ensemble des stocks et des écoulements exploitables.
- L'eau verte est la différence entre les précipitations et l'eau bleue quittant le bassin versant. En d'autres termes, c'est l'eau retournant à l'atmosphère, notamment par transpiration au travers de la biomasse. Elle inclut également l'eau dans la zone racinaire.

Très vite, il sera proposé de considérer l'eau verte de deux façons : l'eau verte *productive*, c'est-à-dire celle utilisée pour le développement de la biomasse (la transpiration) et l'eau verte *non productive* (évaporation). Cela modifie la définition

originale (Falkenmark, 1995) qui ne considérait que la partie productive. De cette définition, deux points restent délicats à appréhender.

Le premier point, qui est abordé lors de la définition même du concept (Rockström, 1999), c'est la complexité d'un concept simple en apparence, notamment à cause du cas spécial de l'irrigation qui utilise de l'eau considérée comme bleue pour la réinjecter dans le système et la rendre potentiellement verte. De même, l'eau de ruissellement, qui est une part de l'eau bleue, peut s'infiltrer tout au long de son trajet dans le bassin versant à cause d'un changement de pente ou d'usage des sols par exemple peut donc potentiellement devenir de l'eau verte. Dans le cadre du travail de la FAO, il a été proposé de limiter le concept à l'étude de zones agricoles non irriguées (Savenije, 1999) et l'eau bleue, pour des raisons pratiques, définie comme la mesure des flux d'eaux de surface à la sortie du bassin considéré.



**Figure I.1:** Conceptualisation de l'approche eau verte — eau bleue, élargie à la planification et à la gestion des ressources en eau. La ressource d'eau douce indifférenciée (Précipitation) est partitionnée en une ressource d'eau verte sous forme d'humidité dans la zone non saturée et en une ressource bleue dans les aquifères, lacs, zones humides et bassins de retenue. Ces ressources génèrent des flux : les flux d'eau verte issus du système de production de biomasse terrestre (cultures, forêts, prairies) et le flux d'eau bleue présent dans les rivières et le débit de base des eaux souterraines. (Falkenmark and Rockström, 2006)

Le second point est que l'eau verte n'inclut que l'eau des sols subissant l'évapotranspiration, mais ne considère alors pas l'évaporation des eaux de surface ni l'évaporation des eaux interceptées par la végétation. Un nouveau terme apparaît alors : celui d'*eau blanche*, (Savenije, 2004) pour désigner l'eau qui retourne directement dans l'atmosphère par sublimation des précipitations solides, évaporation de l'eau



interceptée et des eaux de surface. Peu d'études continueront à utiliser cette distinction, préférant l'incorporer de fait dans la part de l'eau verte non productive.

Quelques années plus tard est introduite une nouvelle distinction : la séparation de l'eau en deux nouvelles sous-classes : le flux et la ressource ou stockage (Falkenmark and Rockström (2006) et Figure I.1).

## **1.2. Utilisation du concept**

Les travaux de base, ayant amené à cette nouvelle considération des ressources hydriques en plusieurs classes distinctes, ont été réalisés, pour la FAO, dans le cadre de la lutte pour la sécurité alimentaire dans les zones arides et semi-arides où domine l'agriculture non irriguée (Falkenmark, 1997; Rockström, 1997, 1999; Savenije, 1999; Rockstrom and Falkenmark, 2000). Ces articles majeurs sont les bases de la création et de la justification de ce concept pour l'étude de ces zones géographiques. L'utilisation de cette nouvelle vision du cycle hydrologique et son application à l'agriculture est alors souvent accompagnée d'un indice : *Water Use Efficiency* (*WUE* - Rockström (1997)) représentant la quantité de biomasses produite par rapport à la quantité d'eau entrante dans le système. Cet indice pouvant être substantiellement amélioré par une gestion améliorée de l'eau verte.

Même si cette distinction eau verte|eau bleue faisait initialement partie d'un raisonnement sur l'amélioration de l'efficacité agricole des régions arides, elle est très rapidement devenue un concept à part entière, car son utilisation pourrait apporter une vision nouvelle dans beaucoup d'autres domaines de l'hydrologie.

Pour cette raison, au-delà de l'utilisation purement agricole, elle commence à être utilisée à plus grande échelle : celle notamment de la gestion globale de la ressource. On en fait usage en premier lieu dans le cadre de la gestion intégrée des ressources en eaux (IWRM) (Falkenmark and Rockström, 2004, 2005, 2006, 2010; Hoff et al., 2010; Sulser et al., 2010).

Pour permettre son utilisation dans les plans de gestion intégrée, il devient alors inévitable de confronter ce concept à toutes les facettes de ce type de gestion. C'est à cette fin que des études sont réalisées sur l'importance de différents facteurs dans les processus de séparation des eaux au sein d'un bassin versant notamment de différents types d'occupation des sols et leurs influences sur les quantités d'eau verte et d'eau

bleue. (Liu et al., 2009; Glavan et al., 2013). Pour les mêmes raisons, cette nouvelle approche commence à être incorporée aux études sur les coûts/bénéfices fournis par les services écosystémiques (Rockstrom and Gordon, 2001; Willaarts et al., 2012) ou encore à celles traitant du commerce de l'eau et qui utilisent la notion d'eau « virtuelle » (Chahed et al., 2008; Fader et al., 2010; Hanasaki et al., 2010; Konar et al., 2012).

Le concept est récent, mais de plus en plus utilisé par la communauté scientifique en ce qui concerne toutes les approches de la gestion de la ressource. Les études citées ici sont celles se réclamant directement du concept d'eau verte et d'eau bleue. Il est évident qu'il existe, outre ce concept, un grand nombre d'études antérieures ou contemporaines traitant de l'influence du climat, de l'occupation des sols, de la pente ou d'autres facteurs sur les différents processus que sont le ruissellement, l'infiltration et l'évapotranspiration. Ces études peuvent et sont utilisées dans le travail de détermination des deux classes d'eau. Certaines difficultés de l'utilisation du concept sont abordées dans Jewitt (2006), notamment pour une utilisation dans les plans de gestion intégrée, telle que la difficulté d'appréhension spatiale et temporelle permettant d'avoir des données séparées, de l'évaporation et de la transpiration.

## **2. Les changements climatiques**

En une vingtaine d'années, les changements climatiques sont devenus un sujet majeur de préoccupations pour les sociétés contemporaines, dans un premier temps à cause des débats qui ont eu lieu sur l'occurrence ou non de ce phénomène, et dans un second temps sur la manière de mettre en place des politiques destinées à prévenir et à s'adapter aux impacts environnementaux, sociaux et économiques induits.

Ces changements sont sujets d'études par la communauté scientifique depuis maintenant une trentaine d'années et font aujourd'hui l'objet d'un consensus. L'ensemble des travaux scientifiques réalisés sur le sujet est régulièrement analysé et compilé par un large groupe intergouvernemental d'experts pour le climat (GIEC) lui-même constitué de trois groupes de travail : le *Groupe 1* travaillant sur les principes physiques du changement climatique et les modélisations climatiques, le *Groupe 2* travaillant sur les impacts, la vulnérabilité des territoires et l'adaptation aux changements climatiques et le *Groupe 3* travaillant sur les moyens d'atténuer et de

prévenir ces impacts sur nos sociétés. Les travaux de chaque groupe sont publiés de manière régulière depuis 1990 dont la dernière publication (AR5) remonte à 2013 et 2014 : (IPCC, 2013, 2014a, b, c).

## 2.1. Projections climatiques et scénarios

La première étape de l'étude de la variation des climats et de la prévision des tendances climatiques est l'utilisation de modèle de circulation climatique, ou modèle de circulation globale (MCG). Ce sont des modèles en trois dimensions, ayant des composantes atmosphérique (AMCG) et océanique (OMCG). Leurs utilisations permettent de reproduire la physique et la dynamique du système climatique à l'échelle du globe. En revanche, ces modèles ne sont pas capables d'anticiper par eux même certaines évolutions, telles que le relargage anthropique de gaz à effet de serre (GES), et ont besoin d'indication sur l'évolution de leur concentration dans l'atmosphère.

Cette information est transcrite au travers du forçage radiatif, exprimé en  $W/m^2$ , qui est le changement du bilan radiatif (rayonnement descendant moins rayonnement montant) au sommet de la troposphère. Ce bilan radiatif représente l'effet de serre de la planète : plus cet effet est important plus le bilan radiatif sera élevé.

L'évolution du bilan radiatif est fonction de la concentration en gaz à effet de serre dans l'atmosphère, lui-même fonction d'un grand nombre de paramètres socio-économiques et environnementaux.

Dans le cadre du GIEC des scénarios sont construits, permettant de représenter plusieurs évolutions possibles de ce bilan radiatif afin d'être utilisé dans les modèles climatiques. Ces scénarios et la manière de les construire ont connu plusieurs évolutions au fil des années (IPCC, 1992, 2000, 2008). Pour l'AR5, la communauté scientifique a défini un jeu de quatre scénarios dits RCP pour «*Representative Concentration Pathway*» (IPCC, 2008; Moss et al., 2010). Ces scénarios remplacent les précédents scénarios dits SRES (Special Report on Emission Scenario (IPCC, 2000)).

### Representative Concentration Pathway :

Chacun des quatre scénarios RCP est identifié par le forçage radiatif approximatif de l'année 2100 par rapport à l'année 1850 :

Le scénario **RCP8.5** décrit une augmentation constante jusqu'en 2100 du forçage radiatif pour atteindre  $8.5 \text{ W.m}^{-2}$  ( $\sim 1370 \text{ ppm CO}_2\text{eq}$ ) sans atteindre de maximum. Les émissions en GES augmentent, elles aussi, sur toute la période.

Le scénario **RCP6.0** mène à un forçage radiatif de  $6.0 \text{ W.m}^{-2}$  en 2100 ( $\sim 850 \text{ ppm CO}_2\text{eq}$ ) sans atteindre de maximum. Les émissions de GES atteignent leur maximum autour de 2060 ( $70 \text{ GtCO}_2 \text{ eq/an}$ ) puis diminuent pour se stabiliser en 2100 aux alentours de  $50 \text{ GtCO}_2 \text{ eq/an}$ .

Le scénario **RCP4.5** simule un forçage radiatif de  $4.5 \text{ W.m}^{-2}$  en 2100 ( $\sim 650 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$ ) atteignant un maximum autour de 2100 avant de se stabiliser. Les émissions de GES atteignent leur maximum vers 2040 ( $50 \text{ GtCO}_2 \text{ eq/an}$ ) pour décliner ensuite et se stabiliser en 2080 aux alentours de  $30 \text{ GtCO}_2 \text{ eq/an}$ .

Le scénario **RCP2.6** décrit une augmentation du forçage radiatif de  $2.6 \text{ W.m}^{-2}$  ( $\sim 400 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$ ) en 2100 après avoir connu un maximum de  $3 \text{ W.m}^{-2}$  ( $\sim 490 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$ ) vers 2040. Les émissions de GES augmentent alors jusqu'en 2020 ( $50 \text{ GtCO}_2 \text{ eq/an}$ ) puis diminuent à  $2.5 \text{ GtCO}_2 \text{ eq/an}$  en 2100.

Chaque scénario est construit avec des données spatiales de l'évolution de l'occupation des territoires, d'émissions de polluant et de concentration de gaz à effet de serre jusqu'en 2100 avec une résolution spatiale de  $0.5 \times 0.5$  degré. (Detlef et al., 2011)

Les MCGs ont pour objectif de représenter le climat à une très grande échelle spatiale. Pour réaliser des études à des échelles plus fines, on utilisera alors des modèles climatiques régionaux (MCR). Ces derniers permettent d'obtenir une plus grande résolution, pouvant aller jusqu'à quelques kilomètres dans certains cas. Ces MCRs exploitent les données de sortie des MCGs comme intrant, ce sont les « conditions aux limites ». Afin d'appréhender l'erreur inhérente à ces modèles (tant pour les MCGs que les MCRs), les projections sont très souvent étudiées à travers un ensemble de modèles, c'est-à-dire en utilisant plusieurs MCGs et/ou MCRs afin de permettre une analyse comparative des résultats et donner une gamme des possibles incluant les incertitudes à la fois des conditions aux limites, mais aussi issues des modèles eux-mêmes.

Dans le rapport AR5, les simulations climatiques globales ont été réalisées dans le cadre du projet international CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project*, phase

5 ; <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>) qui inclut 33 MCGs développés par différents laboratoires et agences météorologiques (Taylor et al., 2012).

Un programme complémentaire, nommé CORDEX (*Coordinated Regional Downscaling Experiment*), définit le cadre général de la régionalisation des simulations globales et la comparaison des résultats à petite échelle sur des domaines limités. L'application européenne de CORDEX est appelée Euro-Cordex (<http://euro-cordex.net/> et Jacob et al. (2014)). Elle permet la modélisation du climat futur de l'Europe avec une résolution spatiale de 50 et 12 km.

CMIP5 et Euro-Cordex utilisent les scénarios RCP et font suite aux projets CMIP3 pour lequel les projets PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk/main.html>) puis ENSEMBLE (<http://ensembles-eu.metoffice.com/>) ont été les programmes régionaux européens. L'ensemble de ces programmes de simulation des climats ont utilisés les scénarios SRES, notamment pour le rapport AR4 du GIEC (IPCC, 2007). La littérature présentée dans la suite de ce travail concerne uniquement les données CMIP5 et Euro-Cordex.

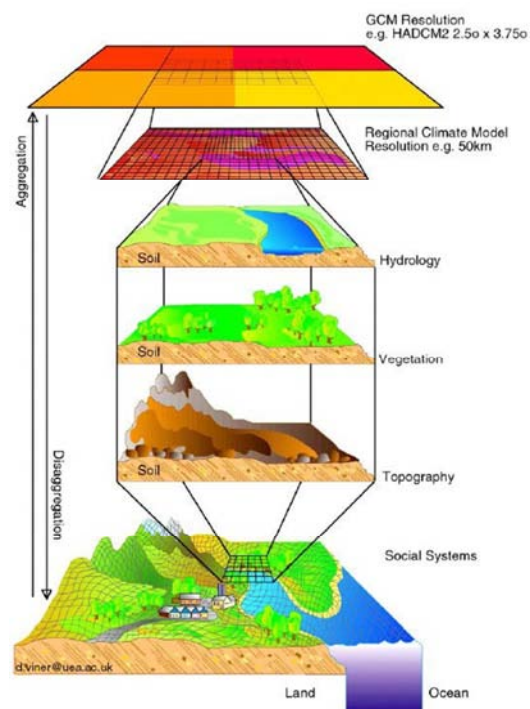


Figure I.2 : schéma du principe de descente d'échelles appliqué à la modélisation du climat (Viner and Hulme, 1997)

## 2.2. Les changements climatiques dans le sud-ouest de la France

Outre les projections par modélisation, les variations du climat peuvent être aussi mises en évidence grâce à l'analyse des données observées au cours des récentes décennies. Ces deux approches seront traitées ici.

Dans la littérature, un grand nombre d'analyses des tendances climatiques, qu'elles soient issues d'observations ou de sorties de modèles, sont réalisées à l'échelle globale

et conviennent peu au travail ciblé ici. Certaines cependant sont réalisées à l'échelle continentale (Europe) ou sous continentale et plus rarement nationale (France). Ces changements connaissent de fortes dissymétries régionales, avec des tendances parfois opposées si l'on considère par exemple le nord et le sud de l'Europe (Kovats et al., 2014). Ces tendances opposées existent aussi à l'échelle du territoire Français qui chevauche d'ailleurs deux régions définies par le GIEC : l'Europe centrale et l'Europe du Sud. Les tendances moyennes à l'échelle de la France doivent donc être considérées comme peu représentatives de secteurs particuliers, tels que la région du Sud-Ouest. Les études mises en avant ici se veulent donc les plus récentes, réalisées au maximum à l'échelle européenne, et dont les résultats spatialisés permettent d'appréhender des tendances plus spécifiquement sur le sud-ouest de la France.

Enfin, il est possible d'étudier les variations du climat de deux façons différentes : en moyennes (annuelles ou saisonnières) et par la fréquence d'apparition ou l'intensité des événements extrêmes. L'analyse qui suit s'applique à en faire de même. Il est important de noter que la définition de ces événements extrêmes, même si elle reste semblable, diffère d'une étude à l'autre. Il conviendra de se référer aux études citées pour plus de précision.

### 2.2.1. Observations

#### *a. Température de l'air*

En se basant sur plus de 200 séries de données à travers l'Europe, Klein Tank et al. (2002) mettent en évidence une augmentation de la température de l'air de 0.3 °C/décade pour le sud-ouest de la France et la période 1976-2000, ce qui sera confirmé par les mêmes auteurs dans une étude subséquente (Klein Tank et al., 2005). Des résultats analogues sont obtenus par Dai (2011) pour la période 1950-2008 pour laquelle une augmentation des températures en France comprise entre +0.1 et +0.3 °C/décade est calculée. Pour leur part, Ceppi et al. (2012) analysent les températures enregistrées en Suisse sur la période 1959-2008 et rapportent une augmentation de la température annuelle de 0.35 °C/décade dont les tendances saisonnières sont toutes positives, allant de + 0.17 °C/décade en automne à +0.48 °C/décade en été. Mariotti and Dell'Aquila (2012) utilisent plusieurs sources de données historiques pour comparer les moyennes annuelles des températures de la période 1986-2000 par rapport à la période 1971-1985. Ils notent sur le sud de la France une variation hivernale de

+0.15 à + 0.25 °C/décades et de +0.2 à +0.4 °C/décades en été, que ce soit avec les données observées du Climatic Research Unit (CRU-Mitchell and Jones (2005)) ou du système de réanalyse ERA-40 (Uppala et al., 2005). Moisselin et al. (2002), dans une étude spécifique à la France, mettent en évidence, sur le Sud-Ouest, une variation des températures annuelles moyennes de +1.1 °C sur la période 1901-2000 dont +1.3 °C pour les températures minimales et +0.9 °C pour les températures maximales provoquant une diminution de l'amplitude diurne de -0.5°C. van Oldenborgh et al. (2009) concluent en une augmentation d'environ +0.15 °C en hiver et de +0.45 °C en été pour la période 1950-2008.

Ces changements de température ne sont cependant pas continus au long du siècle : l'augmentation s'accélère au cours du 20<sup>e</sup> siècle, avec notamment une hausse substantielle des températures minimales et maximales sur le territoire français d'environ +1 °C pendant la période 1987-1988 (Brulebois et al., 2015).

D'autres études portent sur les valeurs extrêmes : vagues de chaleur ou de froid. Globalement, une augmentation des épisodes de chaleur a été notée en Europe au cours du siècle dernier. Ainsi, Della-Marta et al. (2007), sur la période 1880-2005, concluent que les durées des vagues de chaleur sur l'Europe occidentale a doublé et que leur fréquence à presque triplée. Pour Klein Tank and Können (2003), l'analyse des données sur la période 1946-1999 permet de conclure en l'augmentation à Toulouse du nombre de jours chaud de +6/an conjointement à une diminution des jours froids de -6/an, ce qui sera confirmé par la suite (Moisselin and Dubuisson, 2006). Ces conclusions sont cohérentes avec l'étude de Moberg et al. (2006) qui notent sur le siècle dernier une augmentation des températures minimales comme maximales, en hiver comme en été, avec cependant une augmentation plus importante des températures hivernales.

#### ***b. Précipitation***

De manière générale, une diminution de la pluviométrie annuelle est constatée au cours du siècle dernier sur la région Sud-Ouest de la France. Cette diminution est mise en évidence par Dai (2011) pour la période 1950-2008 : de -0.2 à -0.4 mm/jour/50ans, ce qui est cohérent avec les analyses réalisées par Zolina et al. (2009) mettant à jour une variation d'environ -5% de la précipitation annuelle sur la même période. Dans une étude basée uniquement sur le bassin versant de la Garonne, Martin et al. (2016)

observent une diminution du cumul annuel de la précipitation issue de la réanalyse SAFRAN, de l'ordre de -0.35 mm/an sur la période 1960-2011, avec une diminution plus importante à partir des années 90.

Certaines études, cependant, ne concluent pas sur la baisse de la précipitation observée sur le Sud-Ouest, mais plutôt sur une augmentation de cette dernière (Moisselin et al., 2002; Moisselin and Dubuisson, 2006).

Si une diminution de la pluviométrie peut être considérée, cette dernière ne semble pas répartie de manière homogène sur toute l'année. Utilisant deux sources de données différentes, Mariotti and Dell'Aquila (2012) concluent à une variation hivernale comprise entre -0.2 et -0.8 mm/jour/30ans avec une plus forte diminution dans la région pyrénéenne, mais de +0.2 à -0.6mm/jour/30ans en été. Dans une étude récente très complète, van Haren et al. (2013) comparent pour le 20<sup>e</sup> siècle plusieurs jeux de données européens. Les tendances obtenues pour ces différentes bases de données sont sensiblement similaires, avec un changement de la précipitation de l'ordre de 0 à +0.5 mm/jour/siècle en été et -0.5 à -1.5 mm/jour/siècle en hiver et là encore une diminution plus forte sur les reliefs pyrénéens. Cette diminution de la précipitation hivernale est également confirmée par Boe and Terray (2008). Il semble donc que la diminution de la précipitation sur le sud-ouest de la France au cours de la deuxième moitié du 20<sup>e</sup> siècle ait été plus marquée en hiver qu'en été.

Lorsque l'on s'intéresse plus spécifiquement aux événements extrêmes tels que les pluies intenses et les périodes de sécheresse, on observe également une dysmétrie saisonnière. Ainsi, Zolina et al. (2009) ont notés, sur les 50 dernières années, une diminution des précipitations intenses pendant la période hivernale, mais une augmentation de ces dernières le printemps et l'été. Pour la même période, van den Besselaar et al. (2013) notent une augmentation des événements extrêmes sur le sud de l'Europe, augmentation qui est, de manière consistante avec l'étude précédente, beaucoup plus marquée pendant les périodes printanières et estivales. En ce qui concerne les sécheresses sur le territoire français, Moisselin and Dubuisson (2006) mettent en évidence une augmentation des indices liés aux événements extrêmes de sécheresse en France sur la période 1951-2000. Ces conclusions seront confirmées par le projet ClimSec (<http://www.cnrm-game-meteo.fr/spip.php?article605>), très complet, portant à la fois sur la manière de considérer les épisodes de sécheresse et sur leurs



évolutions en France entre 1950 et 2100. Ils rapportent une tendance statistiquement significative de l'augmentation des événements de sécheresse observés par le passé, particulièrement dans le sud de la France, en hiver et au début du printemps ainsi qu'en été sur les zones de montagne (Soubeyroux et al., 2010; Vidal et al., 2010b; Soubeyroux et al., 2011; Soubeyroux et al., 2012).

### 2.2.2. Projections : CMIP5 et Euro-Cordex

#### *a. Température de l'air*

La Figure I.3 présente les variations moyennes de l'ensemble CMIP5 projeté sur l'Europe (IPCC, 2013). Si l'on considère les scénarios médians (RCP 4.5 et RCP 6), on note une augmentation de la température de l'air de +1 °C à l'horizon 2016-2035 et de +3 °C à l'horizon 2081-2100 sur le sud-ouest de la France. Comme précédemment, l'augmentation semble plus marquée en saison estivale qu'en saison hivernale.

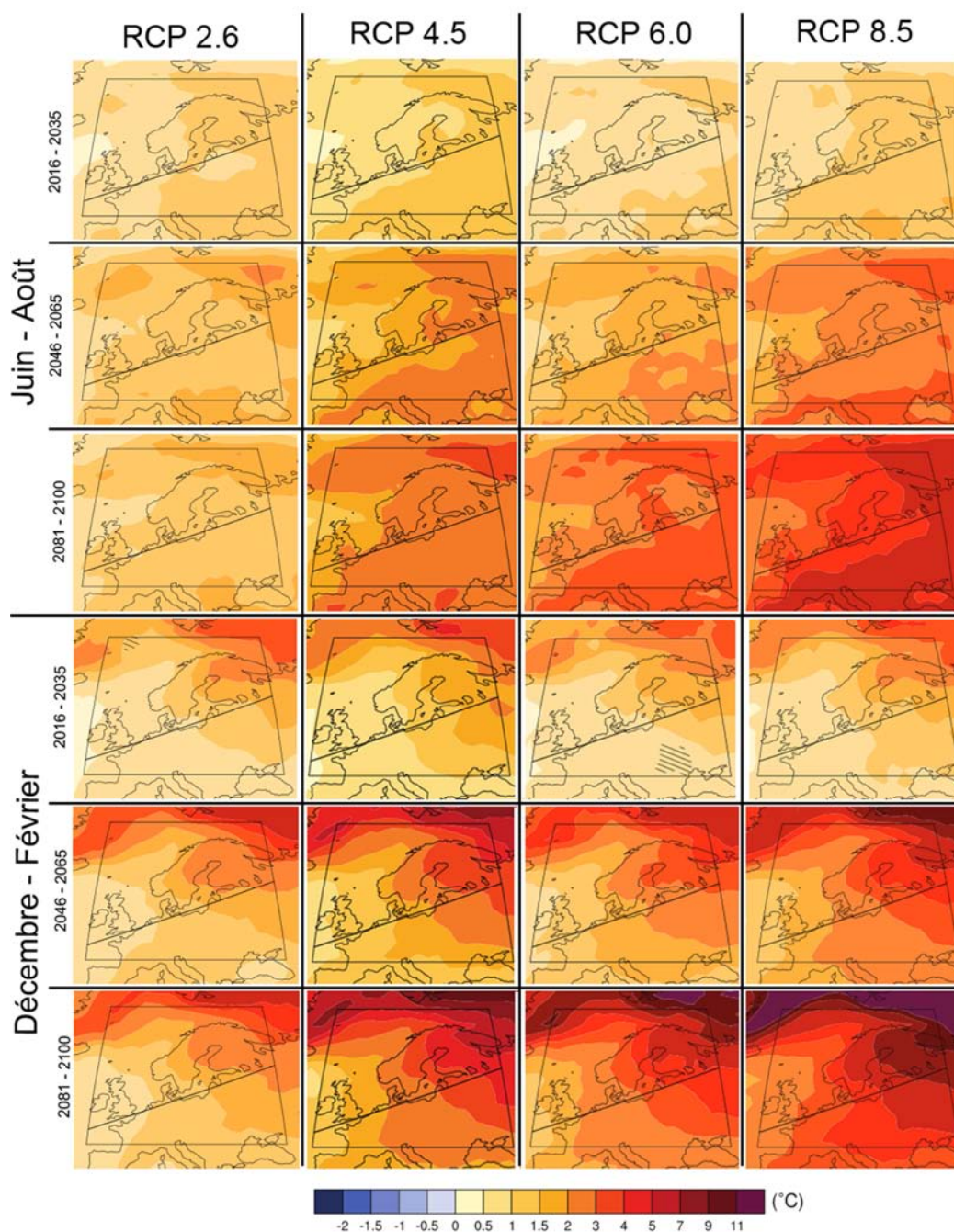
Dans un rapport de synthèse réalisé avec les sorties des modèles CMIP5-Euro-Cordex, Ouzeau et al. (2014) arrivent à des conclusions comparables (Figure I.4) : en été, à l'horizon 2050, une augmentation comprise entre +1.5 et +3 °C suivant le scénario considéré (RCP 4.5 ou RCP 8.5) et une augmentation comprise entre +2.5 et +5°C pour l'horizon 2100. En hiver l'augmentation se situe entre +0.5 et +1.5 °C pour l'horizon 2050 et +1.5 et +4 °C à l'horizon 2100.

Cette analyse peut être complétée par l'étude de Jacob et al. (2014) qui présente les écarts annuels moyens obtenus par le même ensemble Euro-Cordex à l'échelle de l'Europe. En considérant le sud-ouest de la France, on observe une variation de +2°C (RCP4.5) à +4°C (RCP8.5).

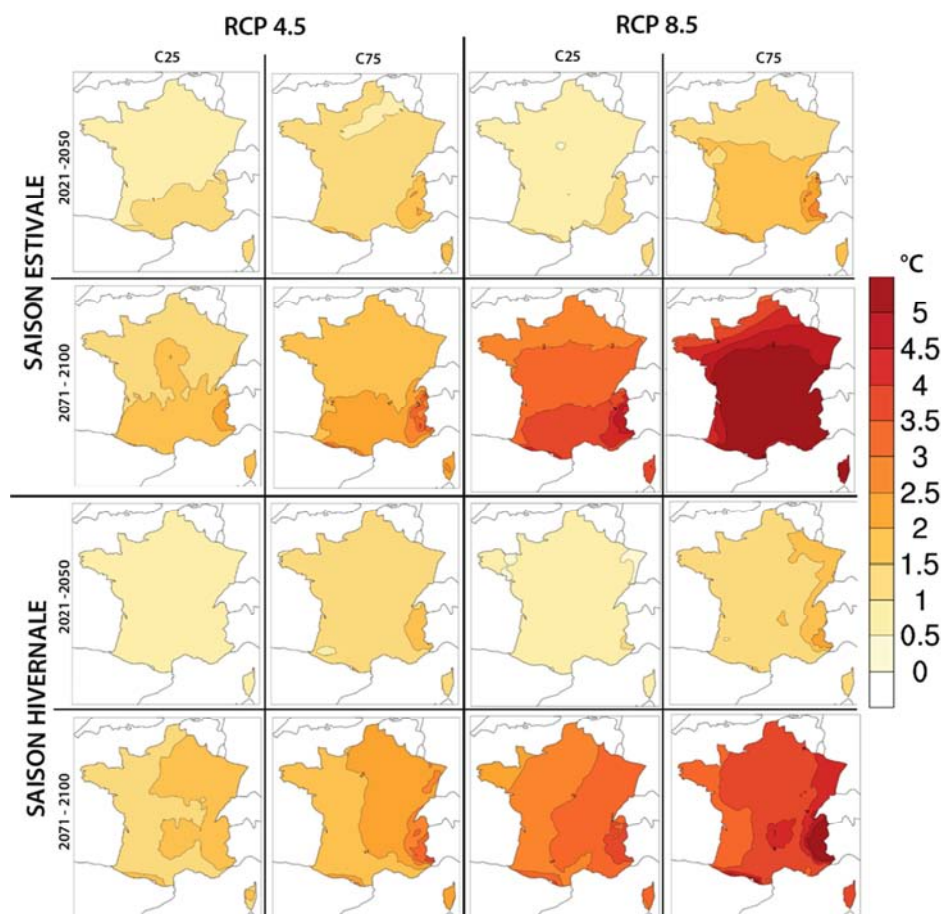
Cette hausse globale des températures aura également un impact sur les événements extrêmes. Jacob et al. (2014) projettent une augmentation d'une dizaine de jours par an des épisodes de grande chaleur à l'horizon 2050 et entre 30 (RCP4.5) et 45 (RCP8.5) à l'horizon 2100. Ouzeau et al. (2014) avancent une augmentation moins importante pour l'horizon 2100 avec une augmentation qui devrait être comprise entre 5 et 20 jours selon que l'on considère le scénario RCP4.5 ou RCP8.5.

En outre, il a été montré que les ensembles CMIP5 et Euro-Cordex ont tendance à surestimer légèrement les températures estivales en Europe (Cattiaux et al., 2013;

Kotlarski et al., 2014), ce biais ayant cependant été amélioré par rapport aux réalisations de l'ensemble PRUDENCE utilisé pour le CMIP3. Par la suite, Vautard et al. (2013) pointent une surestimation par l'ensemble Euro-Cordex des épisodes de grande chaleur dans le sud de l'Europe.



**Figure 1.3 :** Changement de la température de l'air (moyenne de l'ensemble CMIP5 par rapport à la période 1986 - 2005) pour les périodes estivales (juin - août) et hivernales (décembre - février) pour chacun des 4 scénarios RCP. (Adaptée d'AR5-WGI-annexe1 IPCC (2013))



**Figure I.4 :** Écart des températures hivernales et estivales, relatives à la période 1976 – 2005 pour les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 aux horizons 2021-2050 et 2071-2100. Les figures illustrent les 25e et 75e percentiles de l'ensemble Euro-Cordex. (Adaptée d'Ouzeau et al. (2014))

### *b. Précipitation*

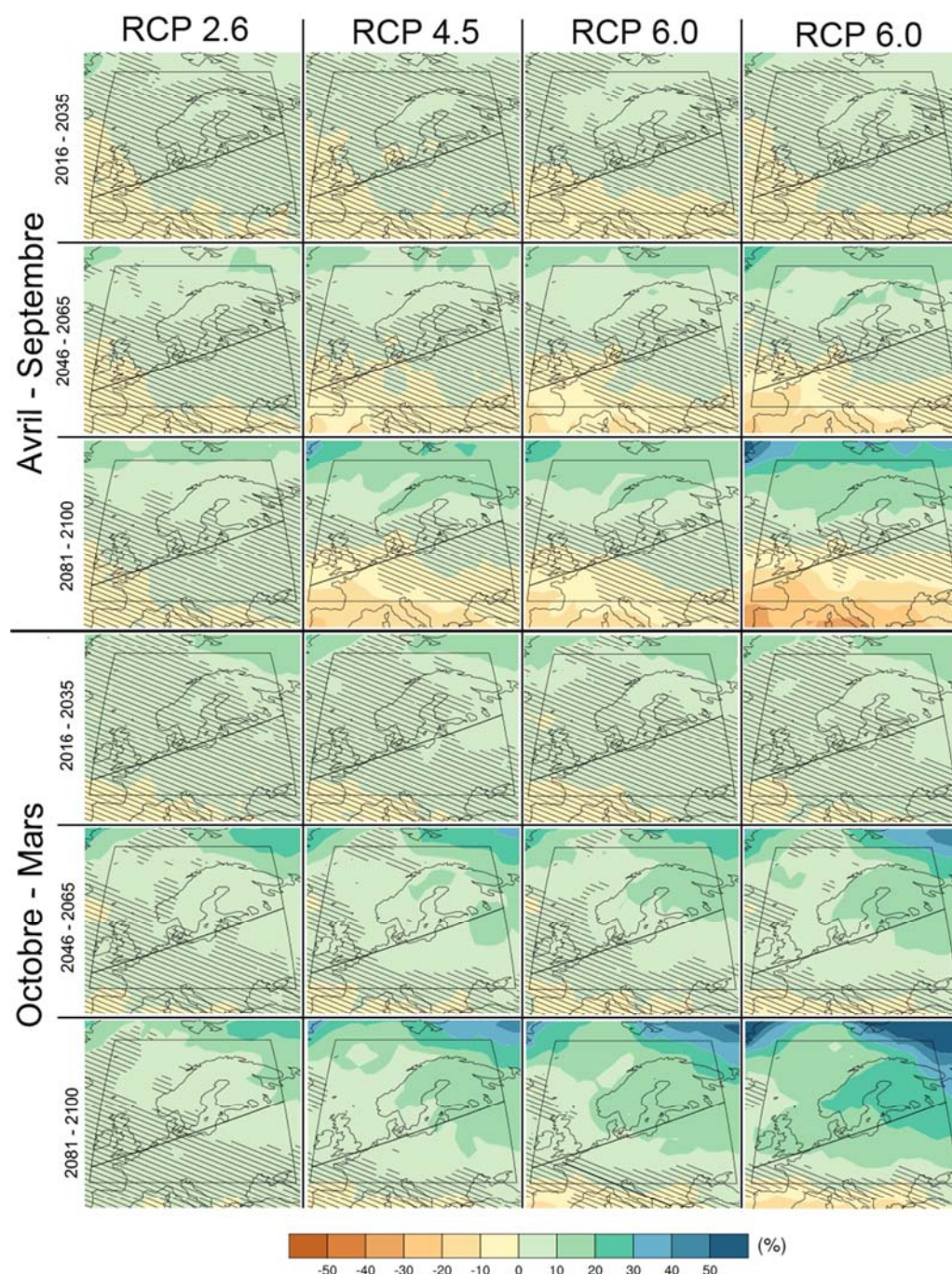
La Figure I.5 illustre les projections des écarts saisonniers de la précipitation obtenues à partir de l'ensemble CMIP5. Si l'on se concentre sur le sud-ouest de la France, on peut y observer deux comportements distincts en fonction des saisons.

En été, quel que soit le scénario considéré, la précipitation diminue de plus en plus au cours du siècle à venir. Ainsi, un changement de -10 à -20% est attendu à l'horizon 2050 suivant le scénario considéré, pouvant atteindre -30% à l'horizon 2100 pour scénario RCP 8.5.

En hiver, l'analyse devient plus complexe, car la région Sud-Ouest se trouve être à la limite entre les comportements du sud et du nord de l'Europe. Ainsi suivant les scénarios et les horizons considérés, on obtient tantôt un changement de l'ordre de -10%, tantôt de l'ordre de +10%. Pour certaines projections, ces deux tendances sont



chacune pressante sur une partie de la région Sud-Ouest. Cette situation semble indiquer une relative stabilité de la précipitation dans cette zone durant la période hivernale.

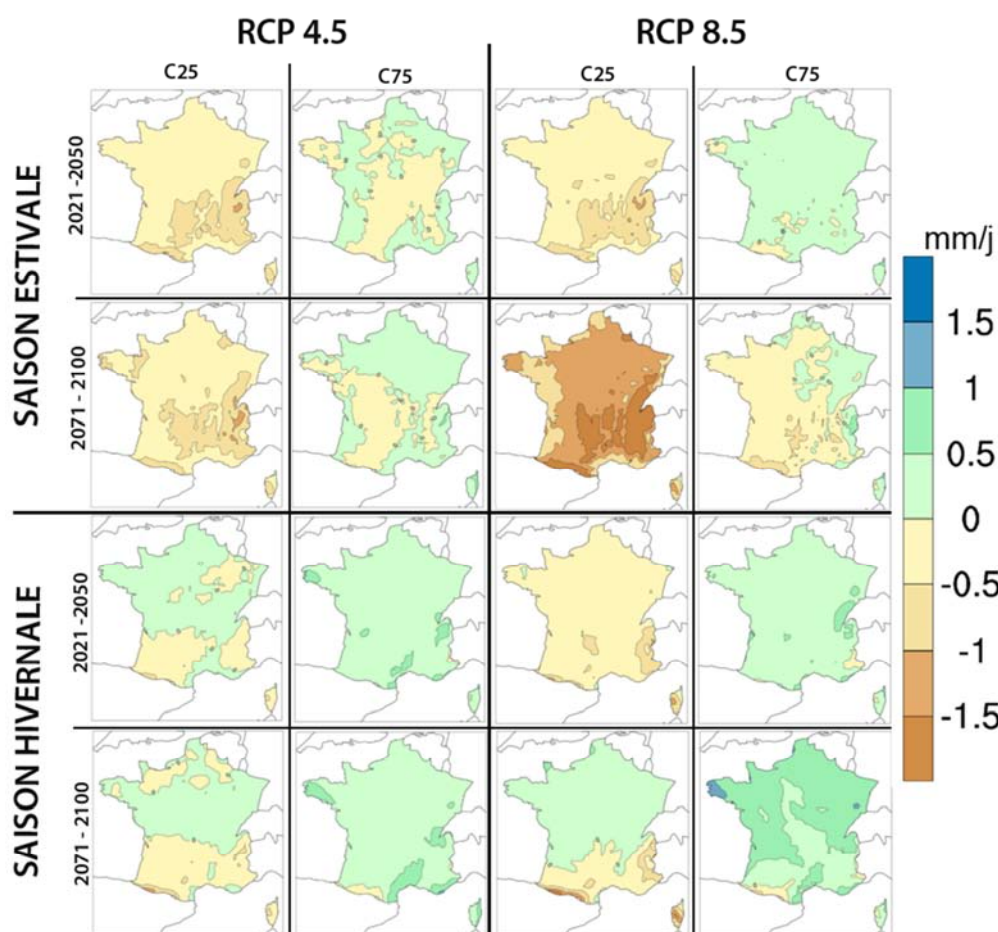


**Figure I.5 :** Écarts de la précipitation saisonnière (moyenne de l'ensemble CMIP5 par rapport à la période 1986 - 2005) pour les périodes estivales (avril – septembre) et hivernales (octobre - mars) pour chacun des 4 scénarios RCP. (Adaptée d'AR5-WGI-annexe1 IPCC (2013))

Comme précédemment, cette revue est complétée par le rapport d'Ouzeau et al. (2014) qui utilisent les projections issues d'Euro-Cordex à l'échelle du territoire français (Figure I.6). Cela permet de confirmer la très probable diminution de la précipitation

sur le territoire du Sud-Ouest pendant la période estivale. Les variations en période hivernale restent cependant moins évidentes à interpréter : quel que soit le scénario (RCP 4.5 ou 8.5) ou l'horizon considéré, l'estimation basse de l'ensemble (25e percentile) indique une augmentation de la précipitation tandis que l'estimation haute (75e percentile) indique plutôt une diminution.

En considérant également l'ensemble Euro-Cordex et les mêmes scénarios à l'horizon 2071-2100, Jacob et al. (2014) mettent en évidence une variation moyenne annuelle des précipitations assez faibles (0 à -5%) avec le scénario RCP 4.5 et plus marquées (-5 à -15%) avec le scénario RCP 8.5.



**Figure 1.6 :** Écarts des précipitations hivernale et estivale, relatives à la période 1976 – 2005 pour les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 aux horizons 2021-2050 et 2071-2100. Les figures illustrent les 25e et 75e percentiles de l'ensemble Euro-Cordex. (Adaptée d'Ouzeau et al. (2014) )

Ouzeau et al. (2014) mettent également en évidence une augmentation annuelle de 2% à 5% des épisodes de précipitations extrêmes du régime pluviométrique du sud-ouest de la France. Pour leur part, Jacob et al. (2014) livrent une analyse saisonnière et

montrent que cette augmentation d'épisode de précipitations extrêmes serait plutôt concentrée au printemps et à l'automne. D'une manière générale, ce phénomène semble également plus marqué sur la zone pyrénéenne.

De même, une augmentation de 2 à 10 du nombre de jours consécutifs avec moins de 1 mm de précipitation pendant la période estivale (comparé à la période 1976-2005 qui en compte entre 10 et 20) est attendue par Ouzeau et al. (2014). Cette analyse est confirmée par l'étude de Jacob et al. (2014).

La validation des données produites par le CMIP5 et Euro-Cordex indique cependant qu'il existe une légère surestimation de la précipitation, plus marquée lors de la saison hivernale (Kotlarski et al., 2014; Liu et al., 2014).

### 2.2.3. Les changements climatiques et le cycle hydrologique

Parmi les différents impacts des changements climatiques, ceux engendrés au niveau des eaux continentales sont susceptibles d'impacter directement les sociétés humaines. Le concept d'eau continentale désigne la partie de l'hydrosphère présente sur les terres émergées, englobant les eaux de surfaces et souterraines. Cela constitue aussi la seule ressource d'eau directement disponible pour les sociétés humaines. Dès 1990, le GIEC intègre les impacts sur les eaux continentales comme l'une des facettes du réchauffement global (IPCC, 1990).

Comme le fait remarquer le rapport AR4 (IPCC, 2007), ces changements pouvant prendre des formes très différentes suivant les territoires et les époques considérées, ils sont difficiles à percevoir, quantifier ou même prévoir à partir d'une analyse à large échelle spatiale. Ce même rapport insiste cependant sur les techniques permettant la réalisation d'analyses plus fines en descendant à l'échelle des bassins versants et des processus hydrologiques.

La présente section propose donc une revue des différentes études existantes sur l'impact des changements globaux sur le cycle hydrologique. Pour les mêmes raisons que dans la section précédente, les études les plus pertinentes à l'étude des processus hydrologiques du bassin versant de la Garonne ont été privilégiées.

Du fait de la très récente mise à disposition des données issues des ensembles de modèles CMIP5 et Euro-Cordex pour la communauté scientifique, peu d'études ont été

réalisées pour estimer les variations induites sur les processus hydrologiques en France et plus particulièrement dans la région Sud-Ouest. Contrairement à la section précédente, certaines des études proposées ici se basent donc sur l'utilisation des données CMIP3.

***a. Le débit : un indicateur global***

L'étude des tendances du débit d'un cours d'eau ne donne que peu de renseignements sur la modification pouvant exister à l'intérieur du cycle hydrologique. Cela reste tout de même un bon indicateur global de l'évolution du volume drainé par le bassin versant et donc de la ressource en eau.

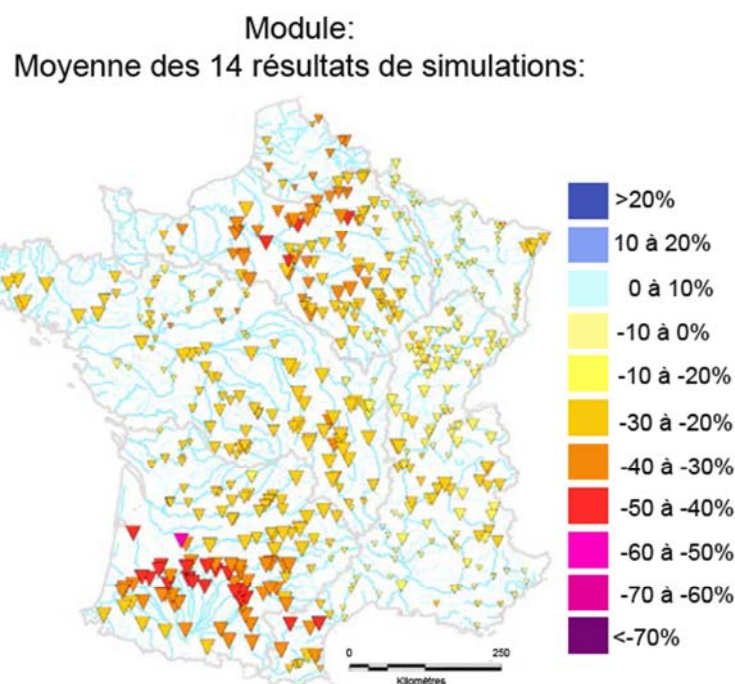
Plusieurs rapports de l'Agence européenne pour l'environnement (EEA, 2009, 2012), concernant la surveillance de la disponibilité en eau sur le territoire européen dans un contexte de changements climatiques, indiquent que ces derniers ont déjà perturbé les flux d'eau douce. Ces conclusions sont reprises par l'AR5 du GIEC (Jiménez Cisneros et al., 2014; Kovats et al., 2014).

Une diminution des débits annuels moyens a déjà pu être observée dans le sud-ouest de la France sur la deuxième moitié du 20<sup>e</sup> siècle. Cette diminution peut être décomposée de manière saisonnière en une augmentation des débits en hiver et une diminution en été, pour un bilan annuel globalement en baisse, c'est-à-dire que l'augmentation hivernale ne contrebalance pas les diminutions estivales (Stahl et al., 2010).

À l'échelle de la France, une étude a été réalisée sur tous les grands bassins versants français à la demande du Ministère de l'environnement français, pour déterminer les impacts sur la ressource en eau (MEED, 2012b; Chauveau et al., 2013). Ses conclusions pour l'eau de surface montrent que le bassin versant de la Garonne sera l'un des plus affectés en France, avec une forte diminution des débits moyens annuels, quels que soient les scénarios considérés (Figure I.7). Le Bassin versant de la Garonne est également celui présentant la plus grande variabilité de résultats entre les simulations hydrologiques (de 0 à 70%) de variation. Cette étude ne détaille cependant pas les raisons de cette forte diminution envisagée, comme c'est souvent le cas dans les études hydrologiques, cette diminution est reliée à une diminution des précipitations sans que soit fait état des différents compartiments du cycle hydrologique. Deux autres études se sont focalisées sur le bassin versant de la Garonne : *Imagine 2030* (Sauquet et



al., 2010; Hendrickx and Sauquet, 2013) & *Garonne 2050* (AEAG, 2014)) en réalisant plusieurs modélisations menant à des résultats similaires : une diminution de 10 à 20 % du débit annuel moyen malgré une compensation en hiver se prolongeant jusqu'en début d'été (Sauquet et al., 2010). Ces conclusions sont partagées par Caballero et al. (2007) qui indiquent une diminution de 11% du débit à l'étiage, accompagnée d'une augmentation des débits hivernaux due à l'augmentation des précipitations liquides. Comme pour Chauveau et al. (2013), peu de détails sont donnés sur les variations internes du cycle hydrologique.



**Figure I.7:** Évolution (en %) du débit moyen annuel entre 1961-1990 et 2045-2065 (d'après MEED (2012c))

Ces observations sont également consistantes avec l'étude de Tisseuil et al. (2010) qui notent une augmentation du débit hivernal beaucoup plus marquée pour les parties du bassin versant ayant un régime pluvial, à la différence de celles ayant un régime nival qui présenteraient alors un débit hivernal plutôt stable aux horizons 2050 et 2100.

Cette remarque est contradictoire avec le travail de thèse de Miquel (2012) qui donne une image encore plus spécifique de la zone pyrénéenne du bassin versant et conclut sur des chiffres légèrement supérieurs à ceux obtenus sur l'ensemble du bassin versant avec une diminution de 15 % à 33 % des débits hivernaux suivant les horizons considérés.



Les effets ne se limitent pas à une modification du volume global de la ressource en eau, mais devraient également impacter les régimes hydrologiques des cours d'eau et les événements extrêmes. Plusieurs études, que ce soit à l'échelle du bassin versant de la Garonne (MEED, 2012b; Miquel, 2012; AEAG, 2014) ou européenne (Alfieri et al., 2015; Roudier et al., 2015), s'accordent sur les évolutions passées comme futures. Ainsi, les étiages qui devraient être accentués en magnitude et en fréquence, notamment à cause d'un pic de fonte printanier moins important apparaissant plus tôt dans la saison. L'analyse des épisodes de crues, quant à elle, fournit des résultats qui oscillent entre une stabilité et une diminution de l'intensité et de la fréquence. Il est intéressant de noter que cette diminution ne semble cependant pas contradictoire avec l'augmentation globale des débits pendant les périodes hivernales et printanières.

#### ***b. Cryosphère***

Les zones de montagne et les eaux continentales sont indéniablement liées. La plupart des grands cours d'eau du sud de l'Europe prennent leurs sources en montagne. On estime que la contribution des zones montagneuses au débit mondial des cours d'eau est de l'ordre de 40 à 60 % (Viviroli and Weingartner, 1999; Viviroli et al., 2003) et cela est dû en grande partie à la neige et la glace qu'elles stockent. Il est également important de noter les rétroactions négatives qu'une diminution de ces surfaces enneigées ou glacées exerce sur l'augmentation des températures : l'albédo de la neige et de la glace étant supérieur à celui du sol, cette couverture permet de renvoyer une plus grande partie de l'énergie solaire reçue vers l'atmosphère, diminuant le bilan radiatif.

López-Moreno (2005) étudie l'évolution du manteau neigeux depuis 1950 dans les Pyrénées espagnoles et conclue sur une diminution substantielle de ce dernier notamment en raison de la diminution des précipitations sur la période janvier - mars. La réanalyse de données météorologiques depuis 1958, dans le cadre du projet SAFRAN, montre une tendance à la diminution du manteau neigeux dans les Pyrénées aux altitudes inférieures à 2000 mètres (Maris et al., 2009), avec par exemple une perte d'enneigement de 4,6 cm/décade à 1800 m (Miquel, 2012). Les observations révèlent également une diminution de la période d'enneigement. Pour référence, une perte d'enneigement de 10 à 15 jours a été mise en évidence entre 1971 et 2008 à l'Hospitalet (bassin versant de l'Ariège - 1400 m).

Miquel (2012) montre également que ces modifications de la cryosphère vont se poursuivre dans le futur sous l'influence des changements climatiques avec en moyenne -18 jours d'enneigement en 2050 par rapport à 2000, pour une altitude de 1.500 m. Pour les mêmes périodes, ces pertes sont évaluées à -16 jours à 1600 m, -11 jours à 1800 m, -8 jours à 2000 m et -5 jours à 2200 m.

Un constat similaire peut être réalisé au sujet des glaciers : Gruneawald and Scheithauer (2010) considère qu'au regard des augmentations de température prévues au cours du siècle prochain par le GIEC dans son 4e rapport (IPCC, 2007), tous les glaciers du sud de l'Europe (entre 44° et 42° de latitude nord) auront disparu dans les prochaines décennies.

### c. *Évapotranspiration (ET)*

Dans le sud de la France, les températures estivales moyennes sont en augmentation, ce qui a pour effet d'accroître la capacité de l'atmosphère à accueillir de la vapeur d'eau, ouvrant la porte à une augmentation de l'ET. Cependant, l'augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique aura pour conséquence la diminution de l'activité stomatique des plantes, et donc de diminuer la transpiration végétale (Stockle et al., 1992a; Stockle et al., 1992b). De plus, à l'instar de la cryosphère, l'évapotranspiration exerce une rétroaction sur l'augmentation des températures, car l'évaporation de l'eau induit une consommation de la chaleur latente tendant à diminuer la température de l'air faisant de l'estimation des variations d'ET un phénomène relativement complexe à appréhender.

L'ET réelle (ETR) reste un phénomène également compliqué à mesurer *in situ* à large échelle temporelle et spatiale. Pour cette raison elle est souvent calculée, ou appréhendée par le calcul de l'ET potentielle (ETP). Malgré les différentes techniques existantes de mesure et de calcul, L'ET reste l'un des phénomènes du cycle hydrologique le plus difficile à appréhender, pour lequel les erreurs peuvent parfois être importantes.

Les études rapportant son évolution dans différentes zones du Sud-Ouest de la France montrent toujours une augmentation de ces dernières, quelles que soient les techniques de calcul ou les données météorologiques utilisées (mesurées ou projetées). Miquel (2012) avec les méthodes de Oudin (ETP), Turc (ETR), Mouelhi (ETR) et Coutagne (ETR), obtient une augmentation significative sur les Pyrénées pour les données

observées (1950-2010) comme pour les approches en projection. Il estime la différence d'ETR à +5% pour l'horizon 2021-2050 et +10% à l'horizon 2071-2100.

Chaouche et al. (2010), en appliquant la méthode de Penman-Monteith (ETP) à la réanalyse SAFRAN, sur la période 1959-2010 à l'extrême Est des Pyrénées, mettent en évidence une tendance significative de l'ETP principalement sur la période de janvier à juin (+0.2 à +0.6 mm/an).

Le projet EXPLORE 2070, utilisant la même méthode et le même jeu de données, conclut sur une augmentation de 10 à 30% à l'horizon 2070 pour le bassin versant Adour Garonne (MEED, 2012b).

Quelles que soient les méthodes de calcul choisies, elles restent des simplifications de ce phénomène complexe où la température est un facteur dominant de la détermination. L'augmentation des températures due aux changements climatiques est donc directement responsable de l'augmentation de son estimation, dans laquelle les rétroactions restent difficiles à prendre en compte.

#### *d. Ruissellement*

Tout comme l'évaporation, le ruissellement est un flux du cycle hydrologique relativement compliqué à mesurer *in situ*, et pour lesquels la forte influence des paramètres environnementaux locaux (topographique, pédologique...) rendent difficile une extrapolation spatiale des résultats. Ces difficultés entraînent un manque de chroniques conséquentes tant au point de vue spatial que temporel. C'est entre autres pour cette raison que peu de publications traitent de l'évolution au cours du temps de cette composante du cycle hydrologique. Une seule étude donne des indications, à une échelle d'un bassin des Pyrénées (Ariège), qui projette pour les années futures une diminution du ruissellement qui aurait pour principale cause la réduction de l'enneigement (Hendrickx and Sauquet, 2013).

#### *e. Teneur en eaux des sols*

Les sols représentent un important réservoir au sein des hydrosystèmes et la variation de la teneur en eau des sols est un paramètre essentiel pour l'agriculture et la croissance de la végétation en général. Ceux-ci exercent également un contrôle important sur les processus du cycle hydrologiques en influant sur la répartition des précipitations au

sein du système (ruissellement – évapotranspiration - infiltration) : la teneur en eau est le lien entre l'énergie de surface et le bilan hydrique. Les résultats du projet ClimSec représentent une importante source d'information sur l'évolution de la teneur en eau des sols en France (Soubeyroux et al., 2010; Vidal et al., 2010b; Soubeyroux et al., 2011; Soubeyroux et al., 2012).

Par suite de l'augmentation passée et future de l'évapotranspiration, ces travaux mettent à jour une diminution moyenne de la teneur en eaux des sols depuis 1958 sur le sud et l'ouest de la France. Dans le futur, l'évolution de cette tendance pourrait mener à des épisodes de stress hydrique de plus en plus sévères, notamment pour les zones montagneuses, du fait de probables modifications du régime nival.

#### *f. Eaux souterraines*

Le volet «hydrologie souterraine » du projet EXPLORE 2070 (MEED, 2012c) est une source d'information substantielle sur les impacts que pourrait avoir le réchauffement climatique sur la région Sud-Ouest. Cette dernière apparait comme celle étant susceptible de connaître les plus fortes baisses de la recharge des nappes phréatiques à l'horizon 2070 avec des baisses comprises entre 30 et 50%.

Cette conclusion semble cependant contradictoire à celle de Caballero et al. (2007) sur le bassin versant de la Garonne, qui prévoit à l'horizon 2060 une stabilité des aquifères, compte tenu d'une faible variation des précipitations hivernales qui forment la principale source de recharge.

### 2.2.4. Synthèse

Le tableau I.1 propose une synthèse des informations contenues dans la section 2.2 de ce document.

Tableau I.1 : synthèse des changements climatiques observés ou projetés sur le sud-ouest de la France

	Moyenne	Extrême
<b>Température</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>♦ Augmentation de la température moyenne</li> <li>♦ Augmentation plus marquée en été qu'en hiver</li> <li>♦ Augmentation plus rapide des minimales que des maximales, d'où une diminution de l'amplitude journalière</li> <li>♦ Accélération de l'augmentation à la fin du 20<sup>e</sup> siècle avec un palier significatif en 1987/88</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>♦ Augmentation des épisodes de grandes chaleurs</li> <li>♦ Diminution des épisodes de grand froid</li> </ul>
<b>Précipitation</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>♦ Diminution de la précipitation moyenne annuelle</li> <li>♦ Diminution plus marquée sur le relief pyrénéen</li> <li>♦ <u>Dans le passé</u> : Diminution plus marquée pendant la période hivernale et assez peu marquée en été</li> <li>♦ <u>En projection</u> : diminution beaucoup plus marquée en période estivale. Stabilité voire une augmentation en hiver.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>♦ Diminution des épisodes de précipitation intense pendant l'hiver et augmentation pendant l'été et l'automne</li> <li>♦ Augmentation des épisodes de précipitation extrêmes estivaux plus marqués sur les Pyrénées</li> <li>♦ Augmentation des périodes de sécheresse particulièrement en hiver et au printemps</li> </ul>
<b>Débit</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>♦ Baisse des débits moyens annuels, mais avec une forte asymétrie saisonnière</li> <li>♦ Baisse des débits en été</li> <li>♦ Hausse des débits en hiver (augmentation des précipitations liquides)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>♦ Les étiages sont accentués en magnitude et en fréquence.</li> <li>♦ Les épisodes de crues oscillent entre la stabilité et une diminution en intensité et en fréquence.</li> </ul>
<b>Cryosphère</b>	♦ Nette diminution de l'enneigement sur les massifs pyrénéens, en durée comme en hauteur de neige	-----
<b>Ruissellement</b>	♦ Diminution du ruissellement dans la zone pyrénéen due à la diminution du manteau neigeux	-----
<b>Évapotranspiration</b>	♦ Augmentation de l'évapotranspiration sur le bassin versant de la Garonne, principalement due à l'augmentation des températures	-----
<b>Teneur en eau des sols</b>	♦ Diminution de la teneur en eau des sols	♦ Augmentation des épisodes de sécheresse extrême des sols.
<b>Eaux souterraines</b>	♦ Évolutions futures incertaines allant de la stabilité des nappes à un sévère déficit	

### **3. La modélisation hydrologique**

#### **3.1. Historique et généralités**

La modélisation hydrologique est, à l'heure actuelle, largement utilisée pour apporter des informations dans un grand nombre de domaines relatifs à l'environnement ou à l'ingénierie. Les techniques de modélisation ont connu un développement très important au cours du 20<sup>e</sup> siècle. Les approches les plus anciennes de modélisation hydrologique, basées uniquement sur le temps de concentration, comme la méthode rationnelle de Mulvany (1850), ont évolué en un siècle vers des méthodes beaucoup plus sophistiquées. C'est après l'introduction de l'hydrographe unitaire (UH) (Sherman, 1932), permettant une vision non seulement de l'importance des pointes de crue, mais également de la forme et de durée de la crue, et grâce aux développements des ordinateurs dans les années 50 que la modélisation hydrologique prendra réellement son essor. Depuis, l'augmentation de la puissance de calcul disponible a permis de complexifier les modèles et les représentations des processus qui y sont associés. Un historique détaillé de la modélisation hydrologique et du développement de chaque type de modèles au cours du siècle passé pourra être trouvé dans Todini (2007, 2011) et Villeneuve et al. (1998). La modélisation est particulièrement utile lors de l'étude de processus naturels qui nécessiteraient des expérimentations longues, coûteuses et parfois impossibles à mettre en place.

#### **3.2. Les approches en modélisation hydrologique**

La modélisation consiste à construire une représentation simplifiée de la réalité, l'objectif étant d'identifier les phénomènes et les mécanismes clefs qui permettront de réaliser cette représentation de la réalité. Il existe à l'heure actuelle un très grand nombre de modèles différents et il est difficile de les décrire tous. Cependant, ces modèles peuvent être classés en plusieurs grandes classes, suivant leur façon de représenter l'espace ou les processus hydrologiques :

**L'approche empirique** repose sur une relation mathématique directe entre les entrées et les sorties du système hydrologique sans réellement prendre en considération les processus internes à l'hydrosphère. Si la représentation peut considérer plusieurs composants du cycle hydrologique, le fonctionnement de la représentation est en général très éloigné du fonctionnement réel de l'hydrosystème. Ce type de modèle est

appelé également « boîtes noires ». Malgré un bon pouvoir prédictif des débits en calibration, ces modèles sont souvent assez peu transposables temporellement ou dans des contextes hydroclimatiques différents. Ils sont destinés à des approches opérationnelles de par leur facilité de mise en œuvre et le peu de ressources de calcul nécessaire pour les faire fonctionner. Parmi ces modèles on peut citer les modèles pluies-débits comme le modèle GR4J (Perrin et al., 2003)

**L'approche physique (ou mécanistique)** consiste à utiliser des lois physiques pour représenter les processus étudiés et l'hydrosystème. Il s'agit de loi de conservation de masse, d'énergie et de quantité de mouvement qui vont permettre théoriquement de représenter l'état de l'hydrosystème en tout point de l'espace et du temps. Ces modèles nécessitent généralement un grand nombre de paramètres représentant des grandeurs physiques du milieu (sol, topographie...) qui doivent être en général obtenues par une étude *in situ*. Ces modèles permettent (et doivent) représenter l'ensemble des processus de l'hydrosystème et peuvent généralement être appliqués en dehors de leur domaine de validation. Cependant, ils sont adaptés à la représentation sur de petites échelles, notamment à cause de la quantité de paramètres nécessaire pour les faire fonctionner et des grandes ressources de calcul qu'ils nécessitent. On peut citer ici par exemple les modèles MIKE-SHE (DHI, 1998) ou MOHID (Brito et al., 2015)

**L'approche conceptuelle** se place entre les deux approches précédentes. Elle cherche à représenter les processus étudiés à l'aide de relations simplifiées. Ces modèles hydrologiques sont en général constitués de réservoirs connectés entre eux par des flux et qui permettent de représenter les différentes composantes de l'hydrosystème (eau de surface, eau souterraine, réseau hydrographique...). Cette représentation peut être très simple avec un nombre réduit de composantes et ne dépendre que d'un nombre limité de paramètres nécessaires aux relations, le modèle se rapprochant alors d'un modèle empirique. Mais elle peut aussi devenir beaucoup plus complexe, avec des relations basées sur des lois physiques, nécessitant un nombre relativement important de paramètres, se rapprochant alors d'un modèle physique. Les modèles conceptuels sont adaptés à la simulation sur de grandes échelles (spatiales et/ou temporelles), avec une demande de puissance de calcul qui reste limitée. On peut citer ici les modèles SWAT (Arnold et al., 1993) ou encore CEQUEAU (Charbonneau et al., 1977).

En outre, les modèles sont également différenciés en fonction de leur représentation de l'espace. Un **modèle global** considérera le bassin comme une entité unique et homogène. Cette représentation est particulièrement adaptée à la représentation empirique des processus. À l'opposé, un **modèle distribué** va tenter de représenter de la manière la plus précise possible la variabilité spatiale du bassin versant. Ce type de représentation de l'espace est nécessaire lors de la représentation physique de l'hydrosystème. Enfin, les **modèles semi-distribués** se situent entre ces deux représentations. Il consiste à spatialiser les processus, mais uniquement entre des entités spatiales considérées comme homogènes. Cette solution a l'avantage de permettre de représenter l'espace (plus ou moins précisément suivant la taille des entités considérées) en fonction de la réalité topographique, mais en limitant la complexité et les demandes en ressource de calculs nécessaire à une représentation distribuée. Cette dernière approche allie souvent des processus mécanistes et des processus plus empiriques.

La représentation temporelle est également à prendre en compte. En effet, la formulation des processus sera différente en fonction de l'échelle temporelle considérée. Un modèle destiné à simuler une longue période ne pourra pas représenter en détail les événements ponctuels. Par exemple, les modèles hydrologiques destinés à simuler des périodes de plusieurs décennies sont souvent opérés à pas de temps journalier ou supérieur et ne permettent pas de représenter correctement des épisodes comme les crues éclairs. Généralement, les modèles empiriques et conceptuels sont adaptés aux échelles de temps plus grandes que les modèles à base physique.

Le choix d'un modèle dépend donc des objectifs de son utilisateur. Le travail de recherche présenté ici a pour but de tenter d'étudier les composantes principales d'un hydrosystème à une échelle régionale et en analyser les variations face à des changements climatiques. Si l'utilisation d'un modèle physique était adaptée à la première partie de la problématique – représentations des différentes composantes – la mise en place d'un tel modèle peut très difficilement être réalisée sur les échelles temporelle et spatiale recherchées en raison du volume de paramètre et des ressources de calculs nécessaires. Un modèle conceptuel complexe s'appuyant sur des principes physiques peut permettre de diminuer cette complexification et permettre la représentation pour de larges échelles spatiale et temporelle tout en donnant des informations sur la compréhension des processus impliqués.



### **3.3. Modélisation du bassin versant de la Garonne**

Quelques expériences de modélisation ont été menées sur le bassin versant de la Garonne. Elles ont principalement été réalisées avec trois modèles différents : GR4J (Sauquet et al., 2010; MEED, 2012b) ; CEQUEAU (Dupeyrat et al., 2008; Sauquet et al., 2010; Hendrickx and Sauquet, 2013) et la suite ISBA-MODCOU (Voirin-Morel, 2003; Caballero et al., 2007; MEED, 2012b).

Le premier (GR4J) est un modèle empirique global, dont la représentation très simplifiée est assez éloignée du fonctionnement réel de l'hydrosystème et ne permet pas la différenciation des flux et stocks du cycle hydrologique. Le modèle CEQUEAU (conceptuel spatialisé), même si un peu plus complexe que GR4J est une représentation encore très simplifiée de l'hydrosystème. La chaîne ISBA-MODCOU est quant à elle basée sur un modèle de surface à bilan d'énergie (ISBA) couplé à un modèle hydrologique distribué (MODCOU). Elle permet une plus grande différenciation des flux et stocks au sein du cycle hydrologique avec une représentation assez bonne des processus hydrologiques et de leurs relations avec la végétation, mais seulement dans les parties supérieures de l'hydrosphère (ruissellement/évapotranspiration/drainage) puisqu'elle n'inclut pas de composantes d'eau souterraine.

La modélisation de l'eau souterraine du projet EXPLORE 2070 est quant à elle réalisée avec différents modèles hydrodynamiques développés par le BRGM et traitant uniquement des écoulements souterrains, ne représentant pas les processus hydrologiques de surface. (MEED, 2012c)

Le modèle SWAT a également été utilisé pour modéliser certaines parties du bassin versant de la Garonne, et particulièrement le sous-bassin versant de la Save et le tronçon de la moyenne Garonne. Cependant, même si ces études englobent la calibration des débits, elles sont principalement centrées sur le transport de composés chimiques, notamment des nitrates (Oeurng et al., 2010; Ferrant et al., 2011; Ferrant et al., 2013), et carbone organique (Oeurng et al., 2011b) et des pesticides (Boithias et al., 2011).

### 3.4. Le modèle SWAT

SWAT est un modèle conceptuel, dont la représentation des processus est complexe, et basée sur des représentations physiques. Il permet donc la différenciation d'un grand nombre de composantes de l'hydrosystème. C'est un modèle semi-distribué permettant une discrétisation de l'espace basée sur la réalité topographique. Enfin, malgré sa représentation complexe de processus hydrologiques, les ressources de calcul nécessaires pour le faire fonctionner sont modérées, autorisant son utilisation sur de grandes échelles temporelle et spatiale. Toutes ces caractéristiques font du modèle SWAT un outil adapté à l'étude réalisée ici qui vient répondre aux besoins énoncés plus haut. En outre, il a déjà été testé sur une partie du bassin versant de la Garonne. Comme nous allons le voir par la suite, son utilisation par un large panel d'utilisateur a permis de valider de manière séparée les performances des simulations pour un grand nombre des composantes du cycle hydrologique.

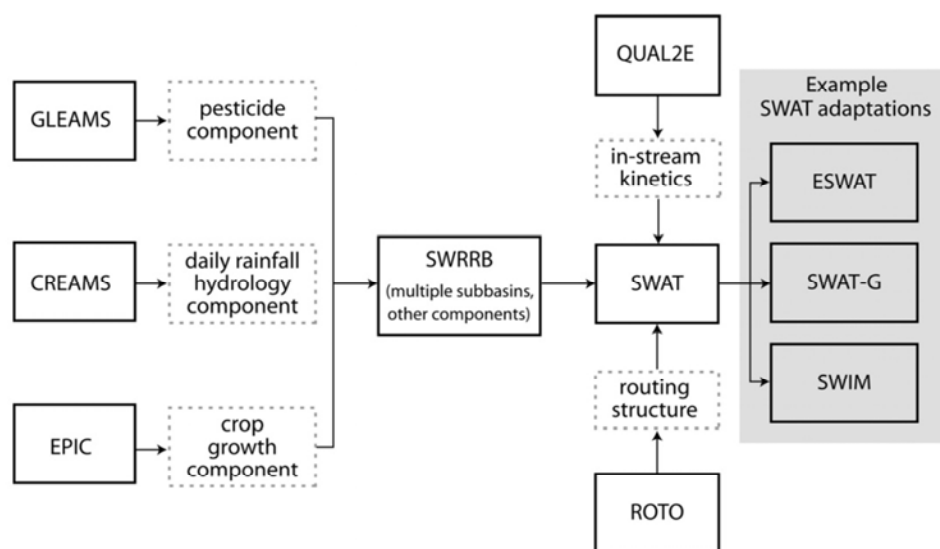
#### 3.4.1. Un modèle largement utilisé et éprouvé

Le *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) (Arnold et al., 1993) fut développé dans le but de travailler à l'échelle du bassin versant pour tester l'effet des changements d'usage des sols notamment agricoles sur les régimes hydrologiques, l'érosion et les transferts de nutriments. Le modèle a été largement appliqué et éprouvé sur l'ensemble des continents dans des conditions pédo-climatiques différents.

En 2007, 250 publications scientifiques concernant ce modèle étaient répertoriées par Gassman et al. (2007), nombre qui a encore augmenté avec les années (Douglas-Mankin et al., 2010). Une base de données des travaux relatifs au modèle SWAT et publiés dans des journaux à comité de lecture a été créée dans laquelle sont référencées à ce jour plus de 2000 publications ([https://www.card.iastate.edu/swat\\_articles/](https://www.card.iastate.edu/swat_articles/)). La littérature présentée ici n'est donc qu'une partie de celle existante, mais permettra d'apprécier les domaines dans lesquels le modèle a déjà été utilisé dans le passé.

Le développement de SWAT fut réalisé à partir de l'utilisation conjointe de plusieurs modules existants, se voulant chacun performant pour une partie des processus hydrologiques d'un bassin versant. Une description très complète de cette évolution ainsi qu'une description de tous les modules utilisés peut être trouvée dans Gassman et

al. (2007). Il n'en sera donné ici qu'un schéma tiré de cette même publication permettant un aperçu de la manière dont SWAT fut créé (Figure I.8).



**Figure I.8 :** Schéma de l'histoire du développement de SWAT incluant quelques adaptations sélectionnées (Gassman et al. 2007)

Ce modèle a donc connu de nombreuses évolutions et continue d'être développé partout dans le monde par ces nombreux utilisateurs, puisque le code est libre d'accès. Plusieurs versions « officielles » ont été diffusées (94.2, 96.2, 98.1, 99.2, 2000, 2005, 2009, 2012). Les améliorations successives apportées à chaque version sont détaillées dans Arnold and Fohrer (2005) pour les versions 2000 et antérieures puis dans Neitsch et al. (2002, 2005, 2011) pour les versions 2000, 2005 et 2009. La documentation technique pour la version 2012 n'étant pas encore disponible. Une des améliorations notables pour l'ouverture à une utilisation du modèle par un public plus large a été son couplage avec un système d'information géographique (ArcGIS ou MapWindows) (Rosenthal et al., 1995).

La figure I.9 présente de manière schématique le module hydrologique de SWAT. Une description plus technique du modèle et de son module hydrologique est faite dans la partie méthodologie de ce document, mais un tour d'horizon des travaux déjà existants utilisant SWAT permet de voir que ce modèle a été utilisé de manière concluante pour un panel assez large de bassins versants, et validé pour une grande partie des flux ou stock composant le cycle hydrologique.

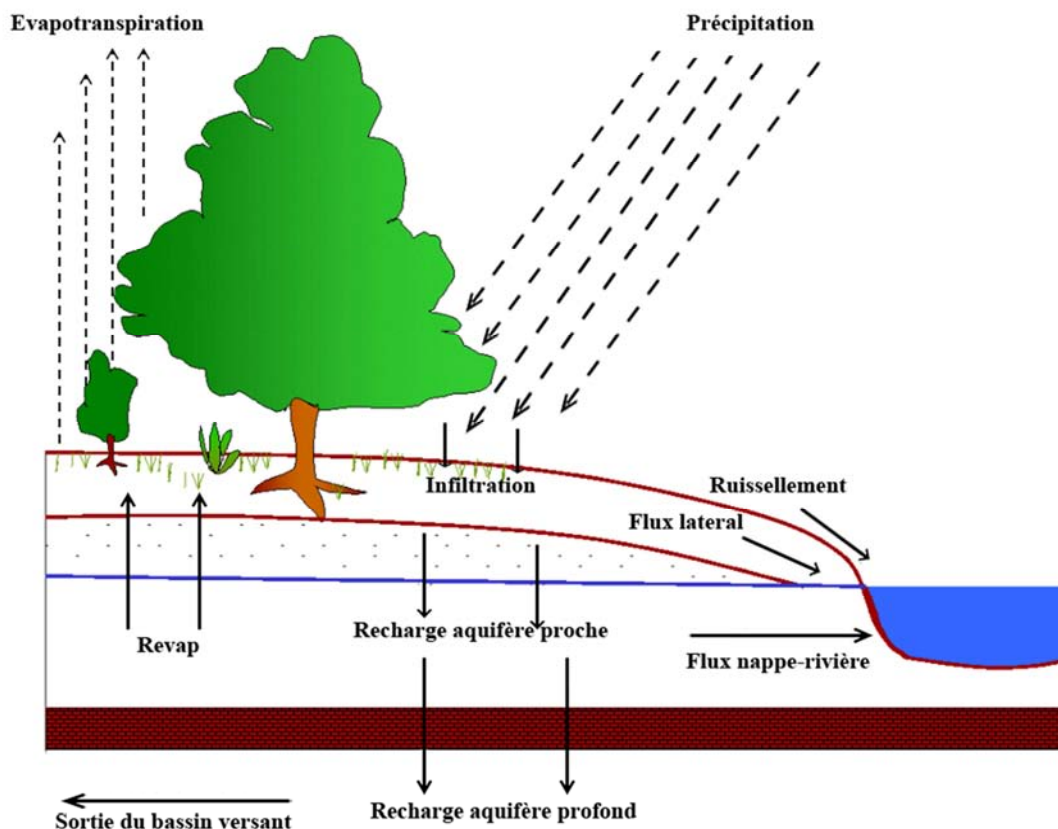


Figure I.9 : schéma du module hydrologique de SWAT

### 3.4.2. Hydrologie

La réalisation de bilans hydrologiques est l'utilisation la plus courante du modèle. En outre, elle est fondamentale à toutes autres utilisations plus spécifiques pouvant être réalisées par la suite. Il est intéressant de noter que dès les premières utilisations, la calibration des modules hydrologiques a pu être réalisée pour des échelles très différentes. Ainsi, dans Arnold and Allen (1996), le modèle est utilisé avec succès pour la simulation des débits en sortie de bassins versants ayant des tailles de 122 à 246 km<sup>2</sup> alors qu'Arnold et al. (1999b) obtient des résultats similaires, mais en réalisant le bilan hydrologique global sur des bassins versants de tailles comprises entre 2 253 à 304 620 km<sup>2</sup>. Le modèle est parfois même utilisé avec succès à l'échelle continentale (Schuol et al., 2008b; Abbaspour et al., 2015)

Si la simulation de débits en sortie de bassin a depuis été réalisée de nombreuses fois et validée avec des résultats très satisfaisants, il en va de même pour d'autres processus impliqués dans le bilan hydrologique.

En travaillant sur les ruissellements, Bingner (1996) a montré que le modèle était efficace pour 14 bassins versants de taille inférieure à 25 km<sup>2</sup> et le travail réalisé par Arnold et al. (1999a) à l'échelle des États-Unis donnera des résultats tout aussi satisfaisants.

La teneur en eau des sols a également fait l'objet de nombreux travaux et d'améliorations. Mapfumo et al. (2004) testent la capacité du modèle à simuler la teneur en eau des sols à un pas de temps journalier. Ils trouveront que le modèle a une tendance à surestimer en période sèche et sous-estimer en période humide. Dans Narasimhan et al. (2005) la teneur en eau des sols est estimée en utilisant un indice normalisé pour différentes végétations créées à partir de données satellites, améliorant ainsi les simulations – voir aussi Narasimhan and Srinivasan (2005). Plus tard, l'estimation de la teneur en eau des sols sera améliorée par l'ajout d'un module d'infiltration du ruissellement, puis par une modification du code permettant d'obtenir la teneur en eau des sols sur plusieurs horizons et d'améliorer par la même occasion les relations sol/aquifère (Vazquez-Amabile and Engel, 2005).

### **3.5. SWAT et les changements climatiques**

L'utilisation de SWAT pour évaluer l'impact des changements climatiques fait également partie des utilisations ayant fait l'objet d'un nombre conséquent d'études, ce qui a permis de prouver la capacité du modèle à être utilisé pour répondre à ce type de problématiques. Il fut entre autres un des modèles utilisés par le projet de l'Union européenne « Climate Hydrochemistry and Economics of Surface-water Systems » (CHESS, 2001). On recense plus de 200 d'articles dans la base de données SWAT traitant de ce thème. De manière logique avec la partie précédente, il existe plusieurs types d'études concernant les changements climatiques : certaines ont pour thématique l'hydrologie quantitative et d'autres le transport de composés chimiques au sein du bassin versant. La région la plus étudiée dans un contexte de changements climatiques est sans doute le système fluvial Mississippi-Missouri aux États-Unis (Hanratty and Stefan, 1998; Rosenberg et al., 1999; Fontaine et al., 2001; Stone et al., 2001; Stone et al., 2003; Jha et al., 2004; Takle et al., 2005; Jha et al., 2006; Chien et al., 2013).

Les données de projection météorologique utilisée pour l'étude des changements climatiques peuvent être générées par plusieurs méthodes différentes :

La méthode dite « des deltas » utilise des scénarios climatiques, mais n'en retient uniquement les variations moyennes (mensuelle, saisonnière ou annuelle) afin de modifier en conséquence les données climatiques observées (Rosenberg et al., 1999; Fontaine et al., 2001; Eckhardt and Ulbrich, 2003; Stone et al., 2003; Jha et al., 2006; Onușluel Gül and Rosbjerg, 2010; Kalogeropoulos and Chalkias, 2012; Jha and Gassman, 2013). Cette méthode permet entre autres de conserver une spécificité régionale, par exemple due à des facteurs orographiques qui seraient mal pris en compte par l'utilisation directe des données de MCG ou de MCR. Jha and Gassman (2013) se servent de cette méthode avec la variation mensuelle moyenne issue de 10 MCGs différents sur la période 2046-2065 et estiment les changements de l'équilibre hydrologique du bassin versant de la Racoon dans l'Iowa.

L'autre possibilité est d'utiliser, après calibration du modèle sur des données observées, les sorties générées par les MCGs pouvant être couplées à des MCRs pour permettre une diminution préalable de l'échelle. Ces données sont alors directement utilisées comme données météorologiques d'entrées dans le modèle hydrologique (Stone et al., 2003; Jha et al., 2004; Takle et al., 2005; Chen and Wu, 2012; Raposo et al., 2013; Zahabiyou et al., 2013; Zabaleta et al., 2014).

Ce type d'étude est en général réalisée avec les sorties issues de plusieurs modèles climatiques différents et/ou plusieurs scénarios d'émission. Par exemple, Jha et al. (2004) réalisent une étude en utilisant trois jeux de données issus de différents MCGs, réalisant la descente d'échelle avec le même MCR (ReMCG2), mais en utilisant un seul scénario d'émission. Chien et al. (2013) publient une étude très complète dans le but d'estimer la variation spatiale et temporelle du débit dans quatre bassins versants du Mid-Ouest américain. Cette étude considère 9 MCGs différents tous utilisés sous 3 scénarios différents. Les résultats sont alors comparés au niveau de 100 stations de jaugeage réparties sur quatre bassins versants (206 000 km<sup>2</sup>).

Cependant, l'utilisation de cette méthode induit un biais quant aux prévisions détaillées générées par les MCG-MCR. Dans certaines études, une estimation de ce biais est faite en calibrant le modèle avec des données observées, puis en utilisant sur la même période des données générées par les MCG-MCR permettant ainsi de quantifier les différences de résultats entre les deux jeux de données. Cette incertitude pouvant par la

suite être reportée lors de l'interprétation des résultats obtenus grâce aux données générées sur des périodes futures (Jha et al., 2004; Chen and Wu, 2012).

Une comparaison des deux techniques a été réalisée par Stone et al. (2003). Cette étude conclut que les résultats obtenus sont convergents, mais l'intensité des impacts n'est pas la même. Ainsi, la méthode utilisant des données ayant subi une diminution d'échelle semble induire une plus grande variation des régimes hydrologiques que celle utilisant une transformation des données mesurées. Les résultats ne permettant pas pour autant d'affirmer que l'une ou l'autre des techniques présente un degré moindre d'incertitude.

Il est intéressant de noter qu'un grand nombre d'études ne parle que des variations de pluviométrie, de température et de CO<sub>2</sub> induites par les changements climatiques. Peu d'entre elles parlent des variations des autres données météorologiques prises en compte par SWAT, à savoir le rayonnement solaire, le vent et l'humidité. Stone et al. (2001) précisent que le MCG utilisé génère également ces données. Stonefelt et al. (2000) utilisent une technique de simulation pour le rayonnement et l'humidité en se servant de la concentration en CO<sub>2</sub> (Gutowski et al., 1991) et réalisent ensuite une étude sur l'influence de la variation de ces paramètres sur le bilan hydrologique d'un bassin versant en comparant 11 scénarios.

Si les études publiées portent pour la plupart sur le bilan hydrologique en sortie de bassins versants, quelques-unes se concentrent plus spécifiquement sur le ruissellement (Kalogeropoulos and Chalkias, 2012; Piniewski et al., 2013), ou sur le ruissellement et son impact sur l'érosion (Boithias et al., 2011; Oeurng et al., 2011b; Nunes et al., 2013; Zabaleta et al., 2014) ou encore sur la recharge des nappes (Rosenberg et al., 1999; Eckhardt and Ulbrich, 2003; Raposo et al., 2013).

Il est clair qu'une majorité d'études utilisant SWAT pour quantifier l'effet des changements climatiques sont réalisées sur des bassins versants aux États-Unis. Il existe cependant quelques études européennes, dont deux, relativement proche de notre territoire d'études et qui méritent d'être citées, car pouvant servir de comparaison. Ces deux études ont été réalisées dans le nord de l'Espagne (Pays basque et Galice). La première se concentre sur le ruissellement, utilisant 2 MCGs différents, sous deux scénarios différents, tablant sur une augmentation ou une diminution de ce flux suivant

les scénarios considérés (Zabaleta et al., 2014). La seconde concerne la recharge des nappes en utilisant les résultats de prévision climatique du projet européen PRUDENCE : 8 couples MCG-MCR utilisés avec deux scénarios différents (Raposo et al., 2013). Elle montre que la recharge des aquifères devrait se concentrer pendant les mois d'hiver et diminuer pendant les mois d'été. Ces deux études viennent cependant confirmer la possibilité d'utiliser le modèle SWAT pour l'étude des impacts du changement climatique dans la région.

### **3.6. SWAT et le concept eau verte | eau bleue**

Lorsque l'on regarde les travaux qui ont été réalisés sur le concept d'eau verte et d'eau bleue, la liste est beaucoup moins longue que pour les autres utilisations précédemment citées. Une dizaine d'articles seulement utilisent cette approche pour analyser les sorties du modèle SWAT. Les deux premières études de ce type sont Schuol et al. (2008a) et Schuol et al. (2008b). Elles traitent toutes les deux de la disponibilité en eau sur le continent africain. La première étude (Schuol et al., 2008b) fait ce constat sur l'ensemble du continent soit plus de 30 millions de km<sup>2</sup> discrétisés en 1456 sous-bassins. La seconde étude se concentre cette fois sur l'ouest de l'Afrique : 4 millions de km<sup>2</sup> divisés en 290 sous-bassins. Ce même genre d'étude sera par la suite menée sur l'ensemble du sous-continent indien, 3 millions de km<sup>2</sup> (Gosain et al., 2011), sur l'ensemble du territoire iranien, 1.7 million de km<sup>2</sup> (Abbaspour et al., 2009; Faramarzi et al., 2009) et sur le bassin versant de Heihe en Chine ayant une superficie de 250 000 km<sup>2</sup> (Zang et al., 2012; Zang and Liu, 2013). Ces études utilisent SWAT pour sa capacité à modéliser de très grandes superficies, comme plusieurs études l'ont montrée précédemment. Elles sont toutes réalisées à un pas de temps mensuel ou annuel avec des densités de données météorologiques d'entrées souvent relativement faibles ou générées par un simulateur (Schuol et al., 2008a; Schuol et al., 2008b; Gosain et al., 2011).

Il existe aussi quelques études se concentrant sur la vision agricole de l'eau verte. Huang and Li (2010b, a) modélisent la productivité agricole de l'ensemble de la Chine, en comparant les cultures n'utilisant que de l'eau verte (cultures non irriguées) avec celles utilisant de l'eau verte et bleue (cultures irriguées). De même que pour les études précédentes, elles sont réalisées sur un vaste territoire, 5 millions de km<sup>2</sup>, et se concentrent surtout sur l'impact de l'utilisation d'eau bleue sur la productivité sans



vraiment identifier les modifications sur le bilan hydrologique global du bassin versant. Dans la même optique, Wu et al. (2012) travaillent sur l'impact de la production de biocarburant (agriculture et transformation) sur le bassin supérieur du Mississippi. Ils incluent également dans leur étude la quantité d'eau « grise » c'est-à-dire la quantité d'eau polluée par le processus industriel. Une autre étude réalisée sur des bassins versants de très petite taille étudie l'impact des changements d'usages des sols depuis 200 ans sur le cycle de l'eau. (Glavan et al., 2013)

Une étude intéressante réalisée au Kenya (Hunink et al., 2012) fait un premier pas dans la conception d'un outil (Green water Assessment Toolkit - GWAT) permettant d'estimer l'effet des mesures de conservation des sols et des nouvelles techniques agricoles sur la partie supérieure du bassin versant du Tana. Cette étude est intéressante, car elle traite d'un bassin versant de taille comparable (20 000 km<sup>2</sup>) à celui utilisé dans notre travail. De plus, elle cherche à développer une méthodologie eau verte | eau bleue. D'un autre côté, elle est encore une fois portée sur la productivité agricole.

Une autre étude très récente analyse le bilan hydrologique en termes d'eau verte et d'eau bleue avec des bassins ayant des tailles comparables à celui de la Garonne tels que les bassins des rivières chinoises Jing (45 000km<sup>2</sup>) et Beiluo (27 000km<sup>2</sup>) (Zuo et al., 2015). Si l'on s'intéresse à l'étude des changements climatiques réalisée dans ce domaine, seules deux études ont cherché à en quantifier l'effet, (Abbaspour et al., 2009; Gosain et al., 2011). Toutes ces études considèrent l'eau bleue et l'eau verte comme deux types de ressource distincte, et cherchent uniquement à quantifier leurs variations globales, sans détailler chacun des différents flux et stock. Si ces études se servent bien du concept d'eau verte et bleue, elles ne permettent pas réellement d'analyser les variations du cheminement de l'eau au sein du cycle hydrologique puisqu'elles n'en détaillent pas les différentes composantes.

## 4.Objectifs

Comme nous l'avons vu tout au long de cette première partie, les problématiques de gestion de l'eau à l'échelle régionale et de l'impact des variations du climat sur celle-ci sont des préoccupations importantes de nos sociétés. L'analyse de l'impact des climats sur l'hydrosphère a connu lors des dernières années des progrès substantiels, que ce soit du point de vue hydrologique ou climatique, aidée en cela par les améliorations qui ont été réalisées en modélisation.

Ces améliorations des modèles ont mené à l'augmentation du nombre d'études simulant l'effet des changements climatiques sur les ressources en eaux. Cependant, jusqu'à très récemment, ces études ne s'intéressaient qu'à une partie précise du cycle hydrologique : le débit et plus rarement les nappes phréatiques ou le ruissellement. Or, connaître l'évolution d'un seul composant de ce cycle ne permet pas un aperçu global des changements qui s'y produisent en particulier sur le long terme en prenant en compte l'évolution des stocks et les flux associés.

C'est dans cette optique d'une vision globale du cycle hydrologique que de nouvelles approches ont été développées telles que celles menant à la distinction des différents flux et stock qui composent ce cycle en eau verte et en eau bleue.

Très peu d'études combinent ces deux approches : modélisation et caractérisation spatialisée des résultats en eau verte et en eau bleue dans un but de gestion intégrée de la ressource, c'est-à-dire à l'échelle de bassin versant.

**L'objectif principal de ce travail de thèse est de caractériser spatialement tous les flux et stocks d'eau du cycle hydrologique en fonction du temps et d'en projeter les évolutions en contexte de changement climatique.**

Après une comparaison des possibilités de modélisation existante, le modèle SWAT est apparu comme étant adapté à la réalisation de cette étude, tant au point de vue du formalisme que de sa possibilité à être appliqué pour de grandes échelles spatio-temporelles. La littérature scientifique atteste également de sa capacité à être utilisé à la fois pour l'étude des changements climatiques et une analyse en termes d'eau verte et d'eau bleue. La réalisation de ce travail se décompose donc en plusieurs phases. Une première étape où le modèle est mis en place sur le bassin versant de la Garonne, site

retenu pour l'étude. Dans une seconde étape, une réflexion est menée pour permettre d'améliorer ou de valider les performances du modèle afin de répondre au mieux à la problématique. Cette amélioration est menée en regardant à la fois la représentation hydrologique au sein du cycle hydrologique, mais également la représentation spatiale du bassin versant. Ces réflexions permettront de mener au mieux le processus de calibration du modèle mis en place. Enfin, la dernière étape est l'analyse de résultats de la simulation effectuée afin d'analyser les variations du cycle hydrologique au cours du temps. Cette dernière se déroulera en deux temps : une analyse sur une période passée, qui permettra également de valider le modèle sur une longue période, puis une étape de projection hydrologique jusqu'en 2050.



## II Méthodologie

---

Chapitre 1 : Le bassin versant de la Garonne

Chapitre 2 : Le modèle SWAT

Chapitre 3 : Approche de modélisation



## Chapitre 1 : Le bassin versant de la Garonne

---

---

Dans ce chapitre est présenté le territoire de la Garonne sur lequel cette étude a été conduite. Les caractéristiques physiques, hydrologiques et climatiques sont aussi détaillées ainsi que les données disponibles pour réaliser une approche de modélisation.

---







Massif Central) jouent le rôle de châteaux d'eau et ont une grande influence sur le fonctionnement hydrologique du bassin. À partir de cette description, il est possible de délimiter plusieurs grands territoires (Figures II.1 et II.2) dont les caractéristiques (hydrologie, occupation des sols, types de sols, anthropisation) relativement homogènes seront décrites tout au long de ce chapitre :

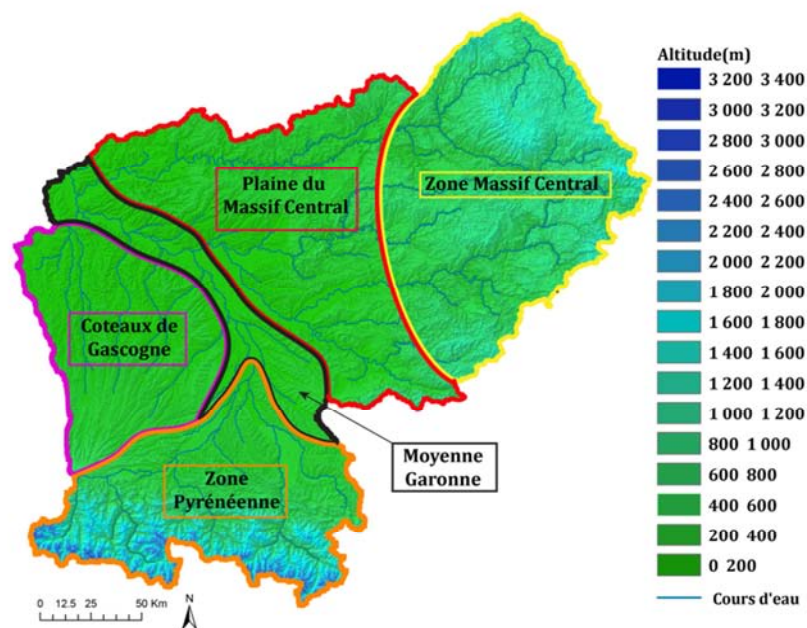


Figure II.2 : Topographie du bassin versant de la Garonne à Tonneins, découpé en grandes zones homogènes

♦ La zone pyrénéenne:

Le bassin versant dans sa partie sud englobe un tiers de la chaîne des Pyrénées. La Garonne et la rivière Ariège, son principal affluent sur ce territoire, prennent leurs sources en zone montagneuse.

♦ Les coteaux de Gascogne :

Dans la partie ouest du bassin versant, sur une zone de coteaux, les cours d'eau qui approvisionnent la Garonne (la Save, la Gimone, L'Arrats, le Gers et la Baïse) ne sont pas directement influencés par le massif pyrénéen.

♦ La zone Massif Central :

Dans le nord-est du bassin versant, le Massif Central offre une zone de plateau d'altitude. Si l'altitude de cette zone est plus modeste que celle des Pyrénéens, elle est néanmoins importante. C'est là que prennent

leurs sources trois cours d'eau majeurs de la Garonne : le Tarn, l'Aveyron et le Lot.

♦ La plaine du Massif Central :

La plaine du Massif Central est une large zone géographique de plaine, influencée par le Massif central.

♦ La moyenne Garonne :

La moyenne Garonne englobe dans la plaine alluviale le continuum fluvial de la Garonne en aval de la zone pyrénéenne.

## **1.2. Occupation des sols**

La Figure II.3 présente l'occupation des sols du bassin versant en 2006. On peut observer d'un point de vue global, la nette prédominance des territoires agricoles qui représentent 60% de la couverture des sols, alors que 37% de la surface est occupée par des étendues forestières et des milieux semi-naturels. Les surfaces artificialisées et couvertes totalement ou partiellement par l'eau ne représentent que respectivement 2,5 et 0,5 % de la surface totale.

Des différences peuvent cependant être observées entre les différents territoires décrits précédemment : la zone du Massif Central est dominée par une végétation forestière ainsi que par des prairies pastorales et une agriculture hétérogène. La zone de plaine en rive droite de la Garonne voit la végétation forestière disparaître pour être dominée par l'agriculture irriguée et les pâturages.

La zone pyrénéenne est la plus hétérogène. D'amont en aval, l'occupation des sols change rapidement pour passer d'une dominance forestière et de prairie alpine à une agriculture irriguée de plaine, en passant par des systèmes d'agriculture hétérogène dominés par le pâturage. La zone des coteaux de Gascogne à l'ouest du bassin versant est largement dominée par un usage agricole des sols avec une prépondérance pour l'agriculture irriguée. Enfin, la plaine alluviale de la moyenne Garonne est dominée par l'agriculture, mais inclut également les zones artificialisées les plus importantes du bassin versant : Toulouse et Agen

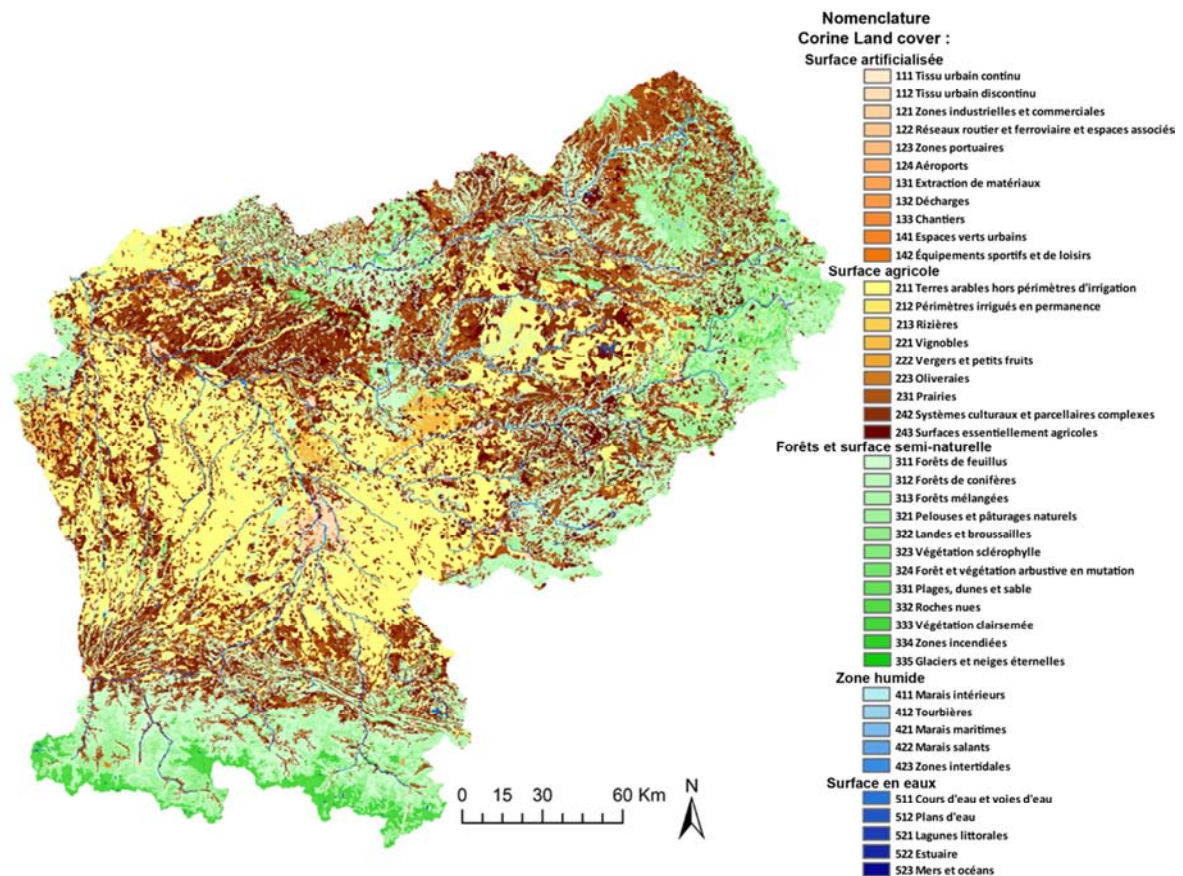


Figure II.3: occupation des sols du bassin versant de la Garonne (source : Corine Land Cover 2006)

### 1.3. Pédologie

Comme la montre la Figure II.4, le bassin versant est dominé par des cambisols propices à l'agriculture, ce qui explique l'intense activité agricole de ce bassin versant. Comme pour l'occupation des sols, des différences marquées existent selon les zones du bassin versant considérées. On notera dans les zones d'altitude des Pyrénées et du Massif central, la présence de rankers et d'autres sols peu évolués comme des lithosols ou des andosols, développés à base de matériaux volcaniques, notamment dans le Massif central.

La plaine de la moyenne Garonne est quant à elle dominée par les fluvisols créés par l'activité fluviale de la Garonne, ainsi que par des luvisols qui restent des sols relativement propices à l'agriculture. Le lessivage de ces sols est en rapport avec l'activité de la nappe phréatique présente à faible profondeur sur l'ensemble de la zone de plaine de la moyenne Garonne ainsi qu'aux épisodes de crue de la plaine alluviale. On retrouve également ces sols lessivés dans les anciennes terrasses des bassins versants du Tarn et de l'Aveyron.



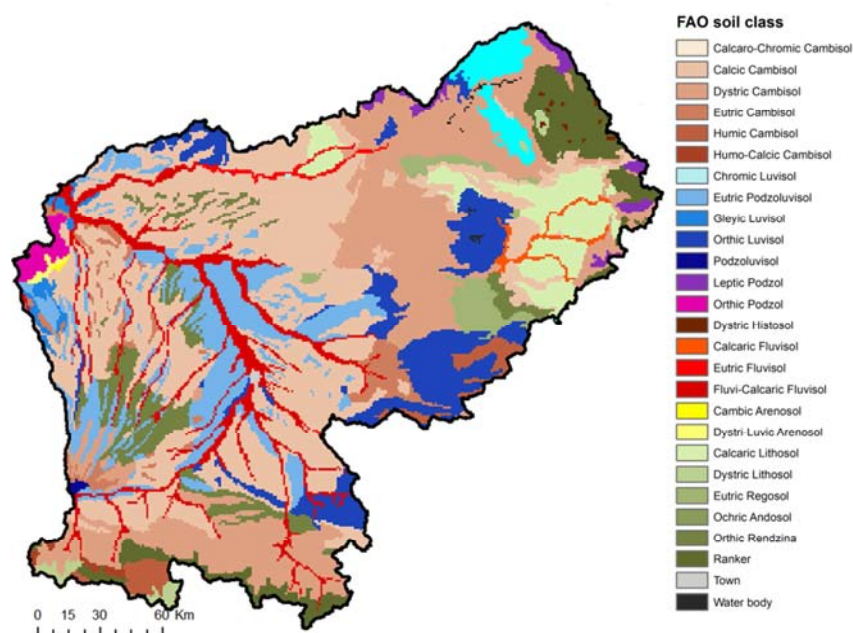


Figure II.4 : Carte des sols du bassin versant de la Garonne (ESDB, 2006)

#### 1.4. Contexte météorologique

Pour aider à présenter les contrastes climatiques pouvant exister sur le bassin versant, la Figure II.5 présente les statistiques de températures et de précipitations pour 10 stations météorologiques opérées par Météo-France.

Le bassin versant de la Garonne se retrouve géographiquement à l'intersection entre plusieurs grandes zones climatiques. L'influence principale étant de type océanique aquitain favorisant l'arrivée de masses d'air d'ouest (Kessler and Chambraud, 1990). Ce climat se caractérise par un temps doux et plutôt humide, orageux au printemps et en été avec des pics de précipitation en mai et juin. La température reste en moyenne positive tout au long de l'année. Les stations d'Auch, Agen, Blagnac, St Gerry et Montauban sont typiques de ce comportement.

Les zones de plaines du Massif Central et de la moyenne Garonne peuvent également être influencées par le climat méditerranéen, avec des réductions de précipitation et des vents asséchant pendant l'été. La topographie de plaine ne favorise par ailleurs pas particulièrement l'apparition de précipitation, les masses d'air en provenance de l'océan atlantique allant plutôt se décharger sur les reliefs encadrant le bassin versant, où l'on peut constater des pluviométries plus importantes.

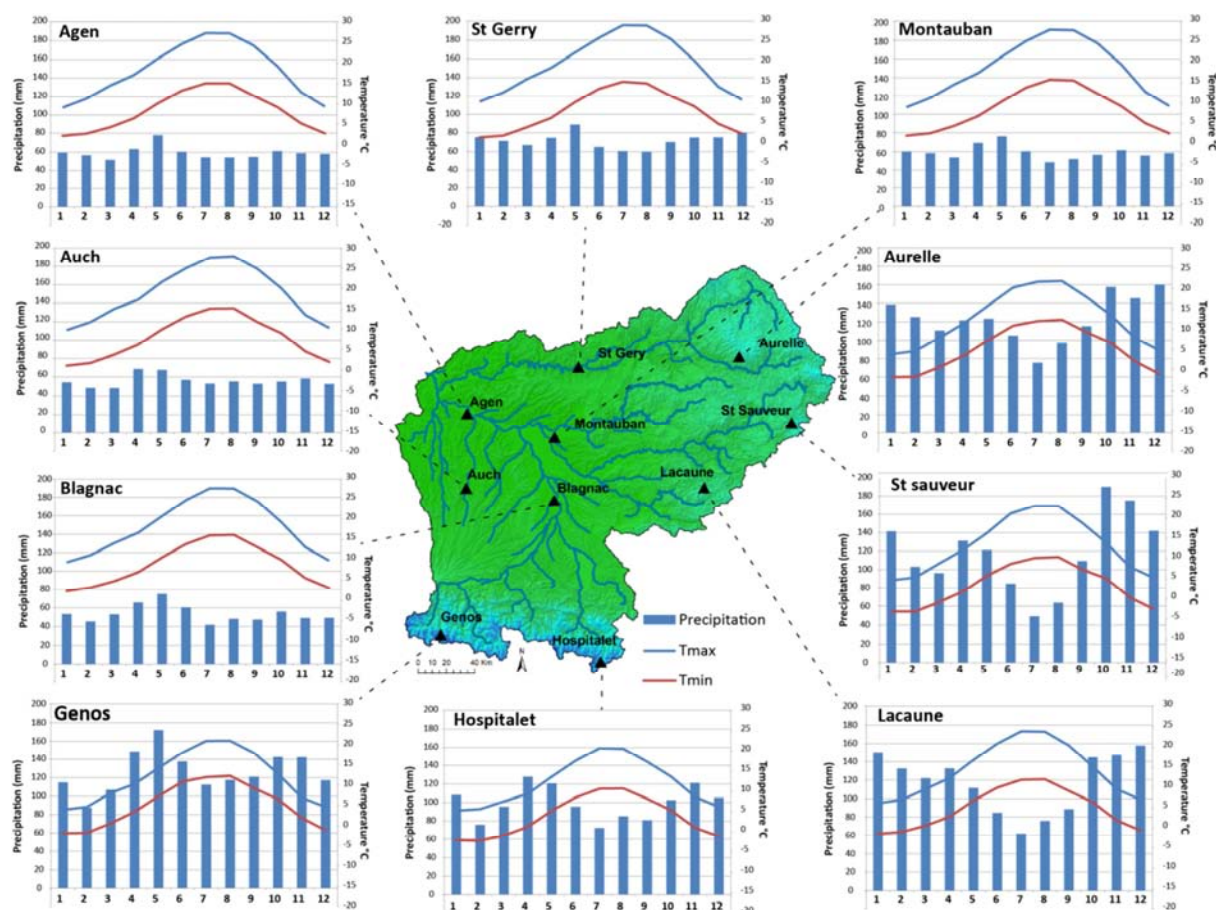


Figure II.5 : Hyétogramme mensuel et température moyenne mensuelle pour 10 stations météo sur la période 1980-2010.

En plus de cet effet barrière de la zone Massif Central pour les masses d'air d'Ouest, cette dernière connaît aussi une influence du climat méditerranéen, avec l'apparition d'épisode cévenole : remontée de masses d'air humides en provenance de la méditerranée et qui rencontre les reliefs. Ces épisodes surviennent en automne et provoquent d'intenses précipitations senties notamment aux stations d'Aurelle, St Sauveur et Lacaune. Les températures sont ici négatives en hiver.

Enfin, un climat montagnard est présent sur toute la partie pyrénéenne du bassin versant, avec une pluviométrie également plus importante que sur les zones de plaine du bassin versant et des températures également négatives pendant la saison hivernale. La différence avec la zone Massif Central est qu'ici le maximum annuel de précipitations se situe entre la fin de l'hiver et le printemps, comme cela est visible pour les stations de l'Hospitalet et de Genos.

## 1.5. Hydrologie

Les caractéristiques climatiques contrastées du bassin versant, elles-mêmes en relation avec les contrastes existant au niveau des caractéristiques topographiques des différentes zones du bassin versant ont pour conséquence l'apparition d'un large panel de comportements hydrologiques.

### 1.5.1. Hydrologie de surface

À Tonneins, exutoire du bassin versant retenu, le débit moyen mensuel est de  $603\text{m}^3.\text{s}^{-1}$  selon un régime hydrologique mixte de type pluvionival (Figure II.6). Le régime à l'exutoire illustre également bien les forts contrastes hydrologiques saisonniers existants sur le bassin versant, avec de forts débits en hiver et au printemps (maximum relevé à Tonneins :  $5700\text{m}^3/\text{s}$ ) pouvant mener à d'importante crue, mais également des périodes d'étiages parfois sévères en été (minimum relevé à Tonneins :  $37.5\text{m}^3/\text{s}$ )

Ce régime à l'exutoire cache cependant un fonctionnement beaucoup plus complexe du bassin versant dans son ensemble, tel qu'illustré par la Figure II.7. On y retrouve les mêmes types de répartition géographique qui ont pu être constatés pour le climat. La zone pyrénéenne présente en altitude un régime nival marqué (St Béal) avec une augmentation des débits au cours du printemps et du début de l'été.

Ces régimes passent progressivement de nival à nivo-pluvial en descendant vers la plaine (station de Foix puis de Portet). La zone des coteaux de Gascogne n'étant pas assez en altitude pour stocker de l'eau sous forme de neige, les cours d'eau qui s'y trouvent présentent un régime de type pluvial océanique avec un maximum du débit pendant la période hivernale et une nette baisse dès le printemps comme cela est visible pour la station de Nérac. La zone du Massif Central qui stocke également peu de neige pendant l'hiver présente aussi des débits élevés au cours de l'hiver. À la différence des coteaux de Gascogne, cette région connaît une augmentation du débit dès les mois d'automne, en accord avec la climatologie décrite précédemment (station de Millau et d'Entraygues aval). Cette dynamique hydrologique se retrouve également dans les plaines en aval du Massif Central (Station de Cahors et Villemure).

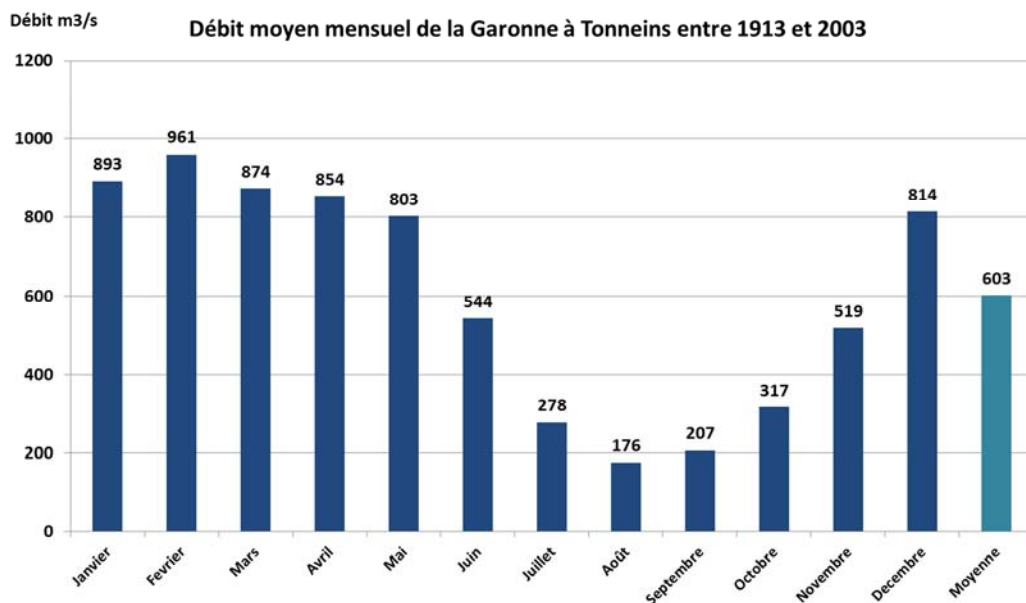


Figure II.6 : Débits mensuels moyens de la Garonne à Tonneins entre 1913 et 2003 (Données : [www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr).)

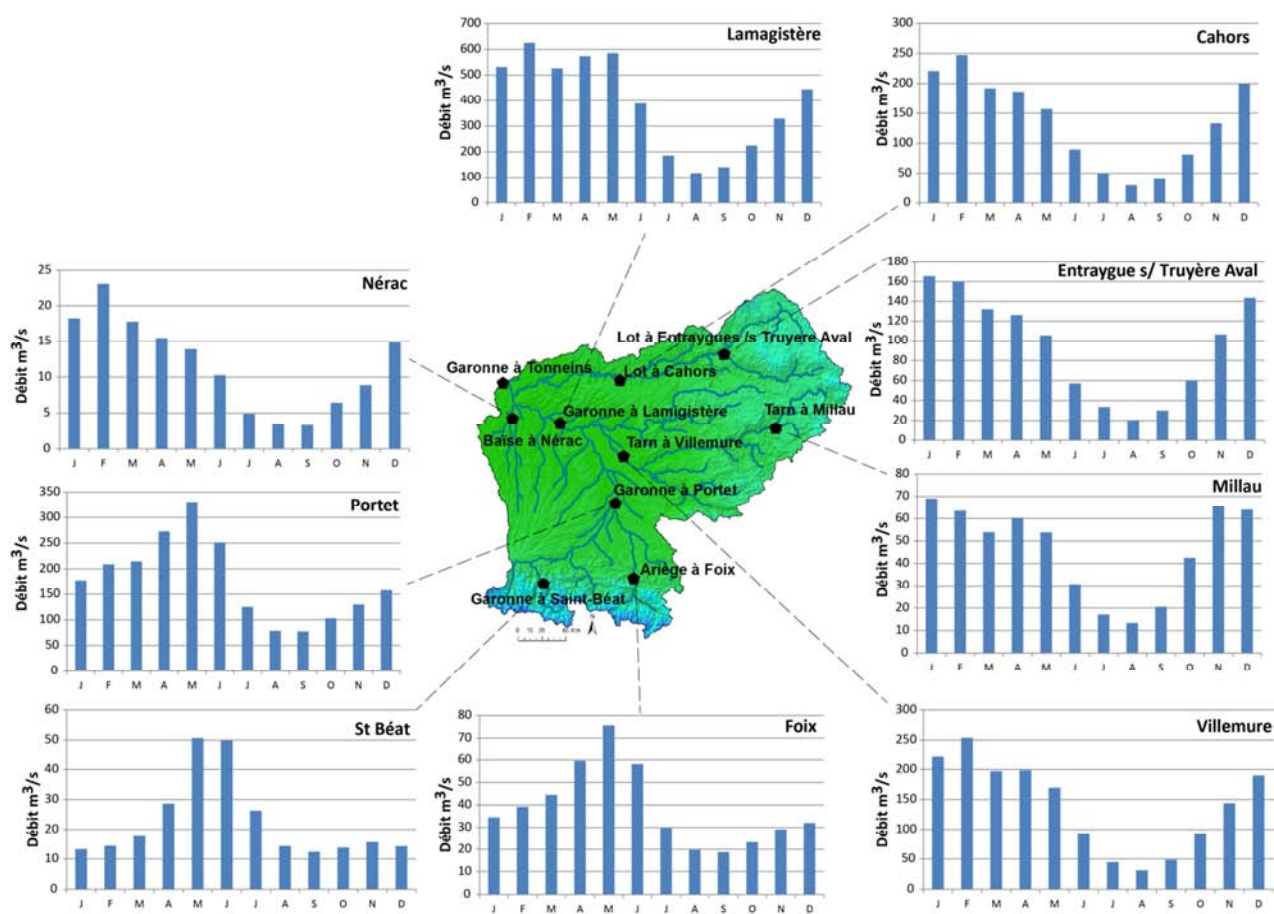
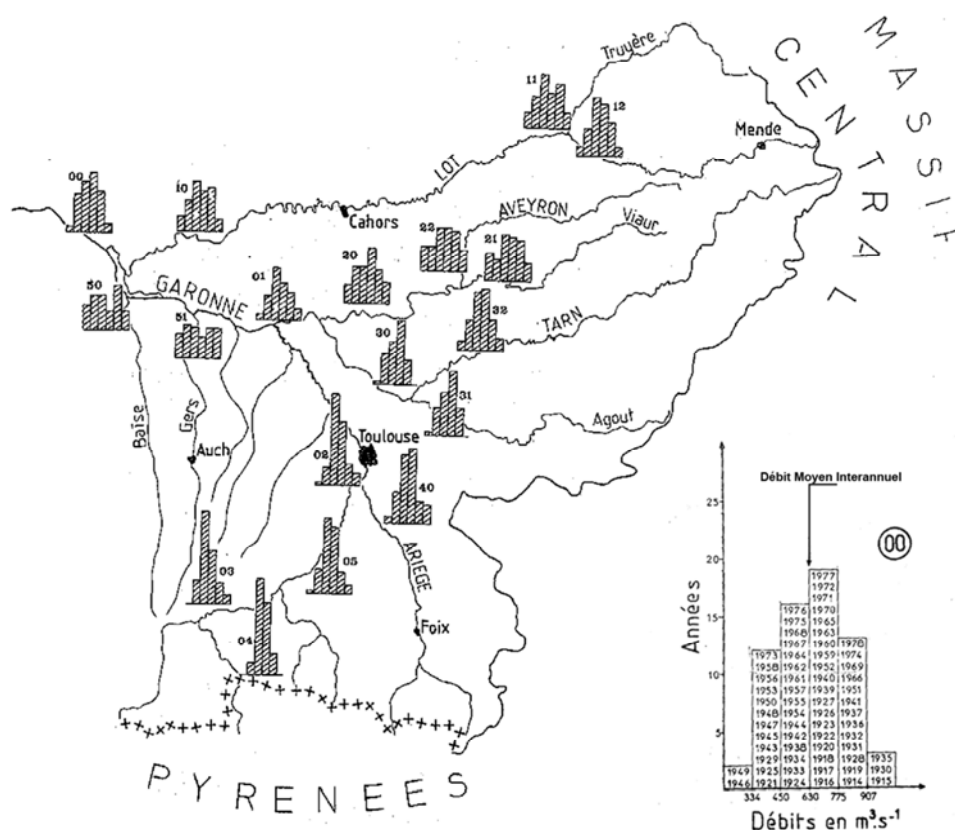


Figure II.7 : Moyenne mensuelle interannuelle (1970-2012) des débits des principaux cours d'eau du bassin versant de la Garonne. (Données : [www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr).)



Enfin, le régime hydrologique dans la plaine de la moyenne Garonne est une synthèse de toutes ces influences : régime pluvionival avec une hausse du débit en automne et une période de hautes eaux qui dure pendant l'ensemble de l'hiver et du printemps, mais avec une période d'étiage assez sévère pendant l'été. Cela est visible pour les stations de Lamagistère et de Tonneins (Figure II.7).

Les différences ne résident cependant pas exclusivement au niveau des débits mensuels et des régimes hydrologiques. La variation interannuelle peut également être très différente d'une zone à une autre. La Figure II.8, adaptée de Probst (1983) illustre cela. Elle nous permet de voir la répartition des débits annuels moyens en 6 classes, réparties autour du débit moyen interannuel.



**Figure II.8 :** Histogramme de répartition des débits moyens annuels pour les cours d'eau du bassin versant de la Garonne. Adapté de Probst (1983).

Cela permet de mettre en évidence 3 types de variation interannuelle sur le bassin versant. Les cours d'eau de la zone Pyrénées présentant des histogrammes élancés avec des débits moyens annuels qui sont resserrés autour de la moyenne interannuelle, indiquant une relative stabilité du débit annuel. Les rivières en s'écoulant du Massif

Central ont en revanche des histogrammes d'allure moins élancée, avec des débits moyens annuels qui se dispersent autour du débit moyen interannuel. Les rivières qui naissent aux pieds des Pyrénées, dans les coteaux de Gascogne, ont un histogramme aplati, leur régime hydrologique pluvial ayant pour conséquence des débits très variables d'une année sur l'autre.

### 1.5.2. Hydrogéologie

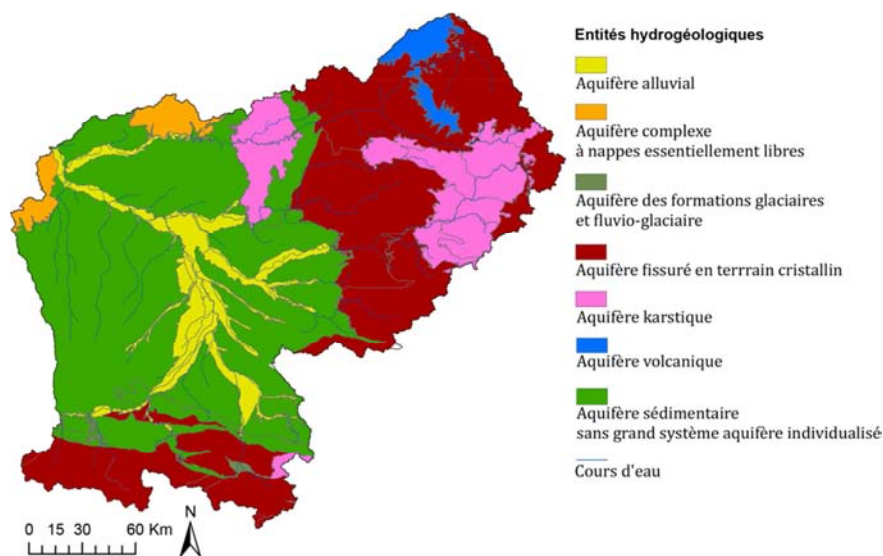
Si une étude hydrogéologique complète du bassin versant est un exercice trop important à réaliser ici, nous pouvons cependant présenter, de manière simplifiée, le fonctionnement hydrogéologique global du bassin.

La Figure II.9 est une simplification des données du référentiel hydrogéologique français (BDRHF), présentant les grands systèmes aquifères du bassin versant. Le bassin est schématiquement une grande cuvette comprise entre deux massifs montagneux. Il a commencé à se structurer à l'époque de la formation du Massif Central (hercynien ~400-200 Ma), puis s'est restructuré lors de la collision continentale responsable de la formation des Pyrénées (Début tertiaire ~70-40 Ma). Au cours de cette collision, la compression des sédiments anté-collision, principalement marins, du jurassique et crétacé a engendré des plissements assez complexes vers le centre du bassin. À la suite de l'orogénèse, des sédiments tertiaires issus de l'érosion des deux massifs se sont déposés sur les couches sédimentaires déjà en place. Cette rapide histoire géologique nous permet de mieux comprendre la structure des entités hydrogéologiques du bassin versant.

Ainsi, on observe Figure II.9, qu'une grande partie du bassin est couvert par des dépôts sédimentaires dans lesquels aucun grand système aquifère ne peut être mis en évidence. Ce sont les formations sédimentaires tertiaires, principalement molassiques, qui recouvrent des structures géologiques sédimentaires marines plus anciennes pouvant affleurer par endroit. Ces terrains pouvant varier dans leur composition en fonctions des époques de dépôt ne constituent pas des structures aquifères libres importantes malgré l'existence d'un certain nombre d'aquifères libres localisés spatialement.

Il faut cependant noter que le pendage global des structures géologiques des coteaux de Gascogne et du piémont du Massif Central, vers le centre du bassin, provoque l'enfoncement d'un certain nombre d'aquifères libres qui deviennent, dans la zone de

plaine, des aquifères confinés. Dans cette même plaine, les aquifères alluviaux sont par contre de très bons systèmes aquifères. Directement connectés à la rivière, ils représentent la plus grande réserve aquifère du bassin versant. Non représentés sur la Figure II.9, ils sont également présents, de manière moins importante, autour des cours d'eau de toute la zone molassique des coteaux de Gascogne. À l'aval de la plaine du bassin versant, on voit apparaître les systèmes aquifères sableux de la plaine des Landes.



**Figure II.9 :** Carte simplifiée des entités hydrogéologiques du bassin versant de la Garonne. (D'après la base de données du référentiel hydrogéologique français - BDRHF-v1)

Le Massif Central se caractérise par la présence de socles granitiques fissurés et de terrains issus du volcanisme, avec par endroit des résidus d'altération ou des cendres sur plusieurs dizaines de mètres. Les Pyrénées présentent un faciès similaire, mais sans traces de volcanisme. Ces zones ne comprennent pas non plus de grands systèmes aquifères, mais de petits aquifères morcelés sédimentaires ou fissurés. Enfin, en bordure du Massif Central, se trouve une zone de plateaux calcaires datant du Jurassique, exondée pendant l'ère tertiaire par des mouvements de faille et comportant des aquifères karstiques (Brunet and Coppolani, 1970).

## 2. Les activités anthropiques

Le bassin versant de la Garonne, comme la plupart des bassins versants fluviaux européens, est le siège de nombreuses activités humaines. Celles-ci impactent plus ou

moins fortement l'hydrologie du bassin versant. Cette section en propose une description.

## **2.1. Ouvrages hydrauliques**

La première source d'impacts des activités humaines sur l'hydrologie à proprement parler est la présence d'ouvrage hydraulique sur le trajet de l'écoulement de l'eau. Le bassin versant de la Garonne ne fait pas exception avec une relative anthropisation de son réseau hydrographique.

Il existe une large variété d'ouvrages hydrauliques sur l'ensemble du bassin : le référentiel français des obstacles à l'écoulement (ROE) recense 825 ouvrages sur l'ensemble du bassin, allant du simple seuil à des barrages hydroélectriques de volume important. Il serait trop long ici de faire état de l'ensemble de ces structures et d'en détailler les effets sur l'hydrologie. Il est en revanche possible d'appréhender le type et la magnitude de l'impact des principaux ouvrages.

### **2.1.1. Les barrages**

Le bassin versant compte un nombre important de barrages qui sont les ouvrages ayant probablement l'impact le plus direct sur les régimes hydrologiques locaux.

La Figure II.10 présente la localisation géographique des plus importants barrages du bassin versant en terme de volume, c'est-à-dire ceux dont le volume de stockage est supérieur à 15 millions de mètres cubes. Ces ouvrages ont deux principales fonctions sur le territoire de la Garonne : soutenir les étiages pendant la période estivale et produire de l'hydroélectricité pendant la période hivernale.

Estimer de manière précise les impacts de ces ouvrages sur l'hydrologie demande une grande quantité de données qui n'étaient pas toutes disponibles pour cette étude. Mais il peut être admis que la considération des débits mensuels et annuels, comme cela est fait dans ce travail de recherche, diminue considérablement l'influence des ouvrages hydrologiques sur les débits considérés. L'étude de Sauquet et al (2010) sur l'influence de l'ensemble de l'anthropisation sur les débits du bassin versant présentée plus bas au point 2.3 (Figure II.14) vient confirmer cette analyse.

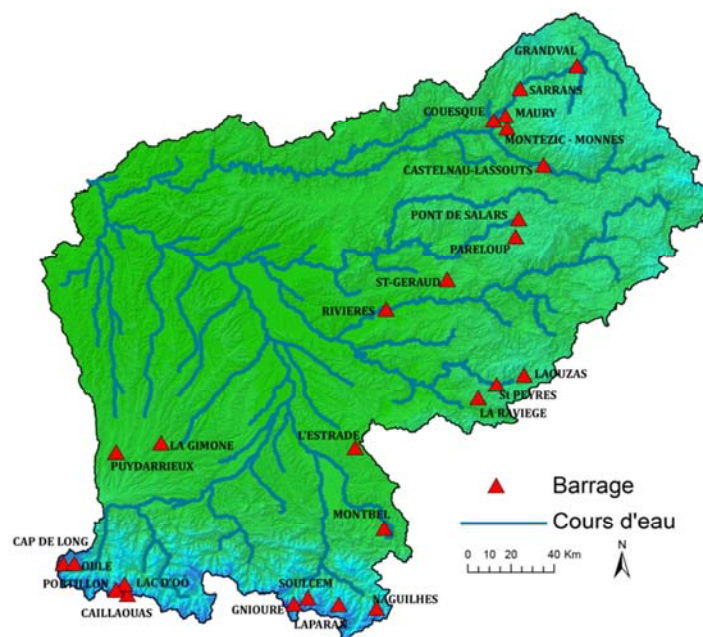


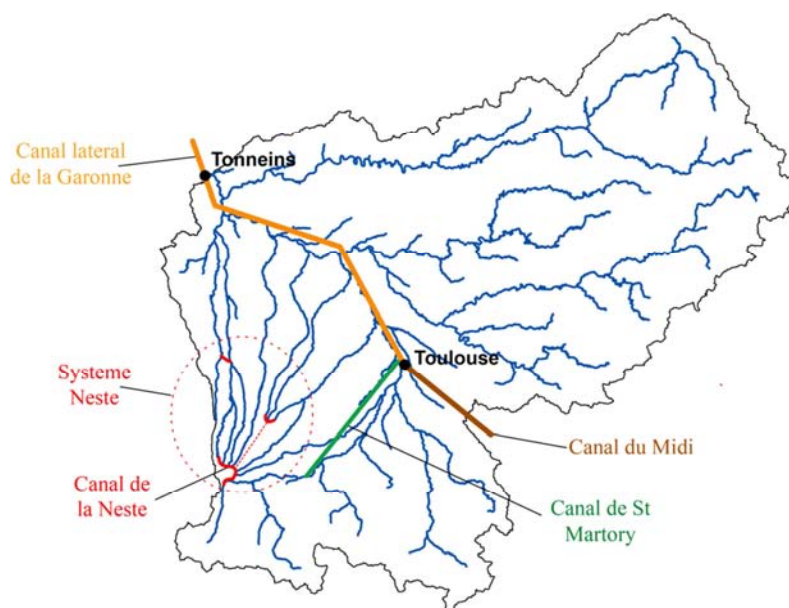
Figure II.10 : principaux barrages du bassin versant de la Garonne (Volume stockage >15Mm3)

Ces influences auraient probablement été beaucoup plus grandes si le travail de recherche présenté ici avait été réalisé en utilisant les débits journaliers,

### 2.1.2. Les dérivations

Il existe des ouvrages de dérivation d'eau interne ou en direction de l'extérieur du bassin versant. Ils sont localisés sur la Figure II.11.

Au XIX<sup>e</sup> siècle, un canal a été construit pour permettre la navigation entre la Méditerranée et l'océan Atlantique. Appelé canal du Midi dans sa partie orientale, il rejoint Toulouse d'où le canal Latéral à la Garonne assure la continuité jusqu'à l'océan en longeant la Garonne jusqu'à Bordeaux. Seule une partie du canal est donc hydrologiquement au sein du bassin versant de la Garonne. Ponctué de 53 écluses entre Toulouse et Bordeaux, le débit du canal est relativement faible. La majeure partie de son débit provient, via le réservoir de St Ferréol, de prises d'eau faites sur la Montagne Noire (nord-est de Toulouse) qui est à l'extérieur du bassin versant de la Garonne. Les seules influences notables sur l'hydrologie du bassin de la Garonne sont l'apport d'eau de la Garonne à Toulouse au canal qui ne peut être au maximum que de 11,5 m<sup>3</sup>/s (AEAG, 2014) en comparaison du module hydrologique de la station de Portet en amont de Toulouse qui atteint 190 m<sup>3</sup>/s.



**Figure II.11** : Représentation schématique des dérivations majeures au sein du bassin versant de la Garonne : Canal latéral à la Garonne, Canal du midi, anal de St Martory et Système Neste

### *a. Canal d'irrigation de Saint-Martory*

Le Canal d'irrigation de Saint-Martory est interne au bassin versant, dérivant de l'eau de la Garonne à Saint-Martory jusqu'à la Garonne à Toulouse. Une partie importante de la prise d'eau se retrouve donc de nouveau dans la Garonne en aval. Tout comme le canal latéral, sa prise d'eau est assez modeste avec une dérivation maximum de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  (AEAG, 2014).

### *b. Canal de la Neste et le système des coteaux de Gascogne*

Le système Neste, alimenté par le canal du même nom, est la dérivation d'eau ayant la plus grande influence sur le bassin versant de la Garonne. Il s'agit d'un système largement artificialisé permettant de soutenir l'étiage des coteaux de Gascogne. Ce système consiste en une prise d'eau dans la rivière Neste, affluent de la Garonne amont, au niveau de Sarrancolin. Le but est d'alimenter artificiellement les cours d'eau du Plateau de Lannemezan tels que la Save, le Gers ou la Baïse (visible Figure II.11). La prise d'eau réalisée par le canal de la Neste de peut-être supérieure à  $14 \text{ m}^3/\text{s}$ , et une grande partie du transfert de l'eau provient de lâché spécifique de retenues se trouvant en amont. L'adduction dans les différents cours d'eau se fait en fonction des besoins, mais cet apport d'eau a principalement pour objectif de soutenir les étiages dans une région très agricole. Pour donner un exemple, le débit de la rivière de la Save est soutenu par un apport de  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  durant les mois d'étiage. Le système est en réalité

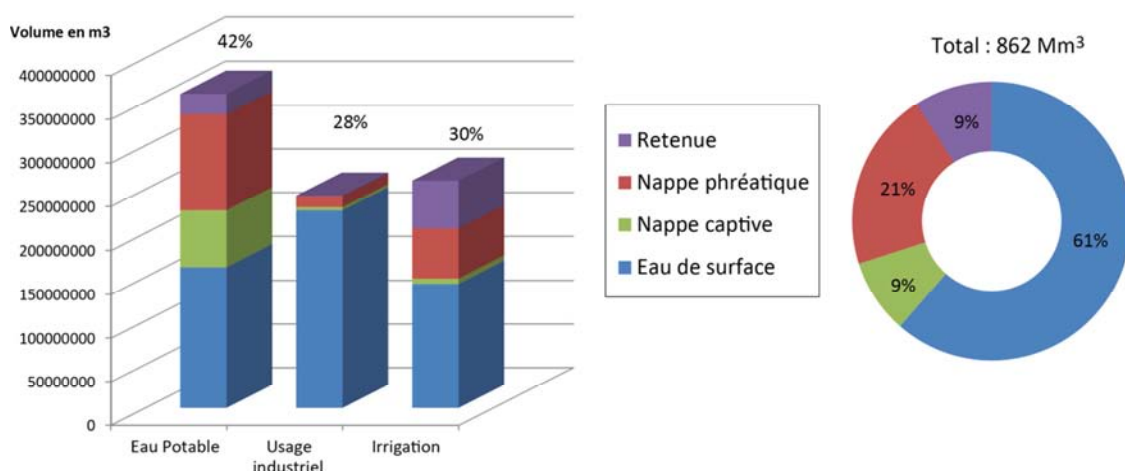
beaucoup plus complexe que celui schématisé à la Figure II.11. En effet, viennent s'ajouter à ce canal de nombreuses retenues de petite taille, réparties sur l'ensemble des coteaux ainsi que des canaux secondaires de transfert d'eau entre les retenues et les cours d'eau.

## 2.2. Prélèvement des ressources en eaux

De nombreuses activités du bassin versant font appel aux ressources en eau. Ces usages peuvent être décomposés en trois principaux types qui englobent la totalité de l'utilisation de la ressource : l'alimentation en eau potable (AEP), l'irrigation pour l'agriculture et l'usage pour les activités industrielles.

La Figure II.12 montre les volumes annuels prélevés en 2014 sur le bassin versant de la Garonne. Les chiffres utilisés ci-après proviennent des données fournies par l'agence de l'eau Adour-Garonne (<http://adour-garonne.eaufrance.fr/>) et correspondent au bassin versant de la Garonne dans son intégralité, soit à un territoire légèrement plus large que celle du bassin versant à Tonneins tel que considéré dans cette étude. Cela permet malgré tout d'avoir une assez bonne estimation de la pression exercée sur la ressource en eau. En 2014, 862 millions de mètres cubes d'eau ont ainsi été prélevés sur le bassin. Si l'on compare ces chiffres au module hydrologique de la Garonne au moment de rejoindre l'estuaire de la Gironde qui est de  $650 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , on obtient 31,57 milliards de  $\text{m}^3$  par an, ce qui fait que les prélèvements ne représentent que 2,7 % du débit total. Il est important de garder en tête que le type de prélèvement effectué sur cette ressource n'induit pas les mêmes conséquences en terme de gestion, ainsi l'eau de surface et celle présente dans les réservoirs pourront être renouvelées beaucoup plus facilement que celle présente dans les nappes. La période de prélèvement influence aussi beaucoup, car des prélèvements en période d'étiage vont avoir un impact plus important.

La Figure II.12 présente la répartition des prélèvements en fonction des sources et des usages. On peut y voir que le prélèvement s'effectue majoritairement à partir des eaux de surface et des retenues où elles sont stockées (70% des prélèvements). La consommation d'eau potable est la première affectation des prélèvements, suivit de l'agriculture et des besoins industriels.



**Figure II.12 :** Prélèvement annuel d'eau en fonction des usages sur le bassin versant de la Garonne en 2014.  
(D'après les données de redevance de l'agence de l'eau Adour-Garonne)

### 2.2.1. L'alimentation en eau potable (AEP)

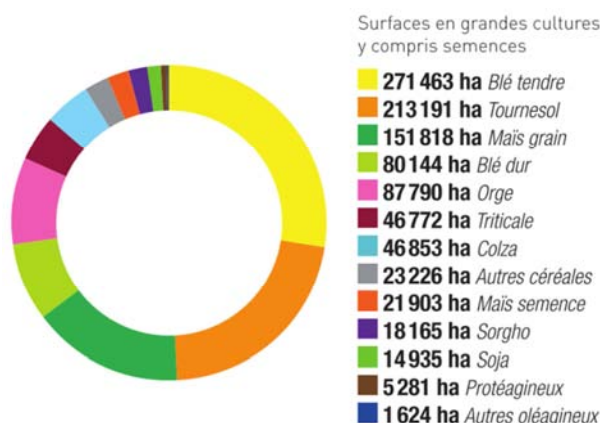
L'AEP est la première cause de prélèvements de la ressource avec 42% des prélèvements effectués. Ce taux a connu un fort accroissement entre 1970 et 2000 puis a ralenti pour se stabiliser aux alentours des 1% par an (Sauquet et al., 2010). L'AEP ne sert pas seulement à l'utilisation de la ressource comme eau de boisson, mais également à un grand nombre d'activités domestiques (piscine privative, nettoyage, hygiène, arrosage...) ou professionnelles (artisanat...) voire industriel lorsque le site est rattaché aux réseaux de distribution urbains. Il est très difficile de faire la part de ces différents usages si ce n'est par les différences de tarification entre usage domestique et professionnel : 80 % de l'eau est utilisé par les ménages et 20% pour des usages professionnels (Sauquet et al., 2010). Ce type connaît également une augmentation lors des périodes estivales, mais de manière moindre que pour l'agriculture. Une faible partie de ces volumes d'eau est prélevée définitivement du système hydrologique : une grande partie étant restituée sous forme d'eau de surface par l'intermédiaire des stations de traitement des eaux. Suivant la source de prélèvement, ces derniers vont donc plutôt avoir un impact sur la répartition de l'eau dans l'hydrosystème du bassin : prélèvement dans les nappes et restitution sous forme d'eau de surface.

### 2.2.2. Les prélèvements agricoles

Pour la région Midi-Pyrénées qui recouvre la majeure partie du bassin versant, le poids de l'agriculture dans le PIB régional est très supérieur à la moyenne nationale et représente la 1<sup>re</sup> région en termes d'emplois agricoles. La plus grande part des surfaces



agricoles de cette région est dédiée à l'élevage suivi par les grandes cultures de blés et d'oléagineux et de maïs (Figure II.13). Or, le maïs et les oléagineux sont des cultures qui nécessitent d'être irriguées.



**Figure II.13 :** grandes cultures de la région Midi-Pyrénées (Chambre régionales d'agriculture Midi-Pyrénées, 2015)

Les surfaces agricoles irriguées ont augmenté entre 1970 et 2000 pour se stabiliser depuis. En 2010, 15% des surfaces agricoles régionales sont irriguées et 97% de ces dernières sont irriguées par aspersion avec des enrouleurs ou des rampes (Chambre régionales d'agriculture Midi-Pyrénées, 2015). L'irrigation est la seconde cause de prélèvement d'eau sur le bassin puisque 30% du volume prélevé y est affecté. L'irrigation n'a cependant pas uniquement pour effet de soustraire de l'eau au cycle hydrologique du bassin versant, mais change son allocation en utilisant de l'eau bleue pour la transformer en eau verte, faisant augmenter la teneur en eau des sols et l'évapotranspiration.

Il est important de noter qu'il existe, particulièrement pour l'agriculture, une période de forts prélèvements en été, qui coïncide avec la période de faible précipitation, ce qui vient accentuer les problématiques d'étiages sur le bassin. En effet, pendant les périodes d'étiage du bassin (généralement de juin à septembre) la part des prélèvements alloués à l'agriculture peut atteindre jusqu'à 70% des prélèvements totaux.

### 2.2.3. Les prélèvements industriels

L'industrie est la dernière consommatrice d'eau du bassin versant avec 30% du volume total. Les industries papetières, agroalimentaires et chimiques sont les trois secteurs d'activités prépondérants du bassin. C'est cependant difficile de considérer l'impact de ces prélèvements sur le cycle hydrologique, car ces industries prélèvent de grandes

quantités d'eau bleue qui peuvent en bonne part être retournées au milieu d'origine, de manière assez rapide. Ces chiffres prennent par exemple en compte l'utilisation de certains débits dans la production d'énergie, de l'eau qui sera retournée au milieu naturel sans avoir modifié leur place dans le cycle hydrologique, mais en influençant partiellement leur répartition temporelle et plus rarement spatiale ainsi que la qualité de l'eau associée.

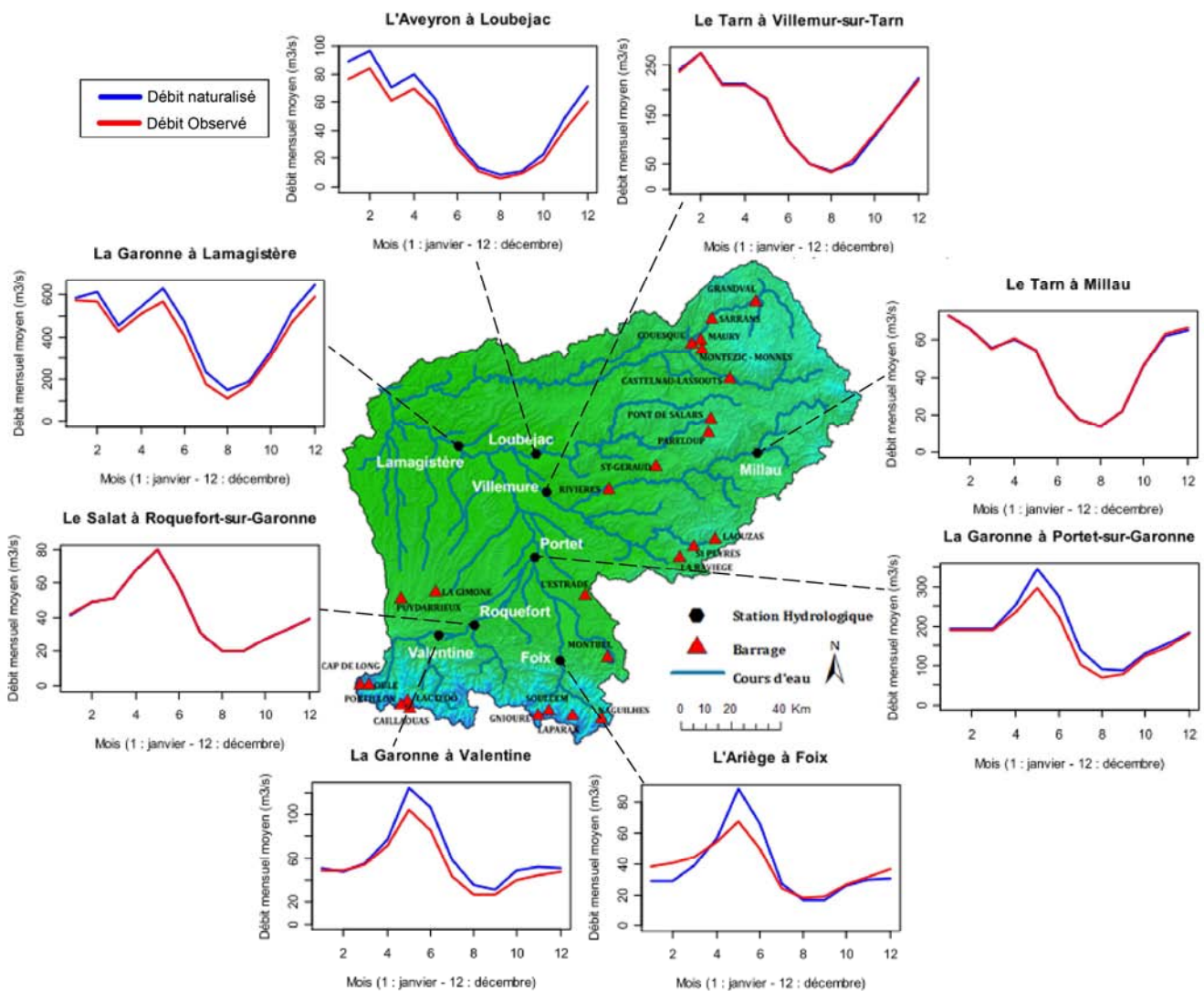
Le prélèvement industriel pour refroidissement ne sont pas pris en compte dans les chiffres présentés ici (Figure II.12), car ils représentent annuellement un volume 10 fois plus important que l'ensemble des autres prélèvements et sont très difficile à mettre en perspective avec le reste des données. En effet, ce type de prélèvement est en très grande majorité retourné très rapidement au milieu naturel. Il est de plus très difficile d'estimer la part de ces ressources réellement perdue qui ne doit cependant pas être négligeable : Sauquet et al. (2010) estiment que la centrale nucléaire de Golfech (sur la moyenne Garonne) évapore en moyenne  $0,75 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  pour le refroidissement des réacteurs.

### **2.3. Impact de l'anthropisation sur les débits**

Comme cela est détaillé ci-avant, de nombreuses influences anthropiques existent au sein du bassin versant de la Garonne. L'estimation de l'impact de l'ensemble de ces influences est un travail compliqué, demandant le regroupement d'un très grand nombre de données. Un tel travail a cependant été réalisé par Sauquet et al. (2010) sur une grande partie du bassin considéré dans cette étude, au cours du projet IMAGINE2030. Cette étude a menée à la naturalisation des débits (sans l'influence de l'anthropisation), permettant la comparaison avec les valeurs réellement mesurées pour un certain nombre de stations hydrologiques. Les résultats de cette étude sont présentés à la Figure II.14 où la comparaison des débits est faite au pas de temps mensuel.

La Figure II.14 nous permet de voir que la modification des régimes hydrologiques se fait sentir de manière notable uniquement en tête du bassin, en particulier pour la station de Foix avec une diminution de la crue printanière et une augmentation des débits hivernaux. On observe néanmoins que cette influence s'estompe très rapidement en descendant vers l'aval du bassin versant comme on peut le constater aux stations de Portet et de Lamagistère, essentiellement à cause de l'effet des débits apportés par

ailleurs par les sous-bassins de l'aval et qui ne sont pas influencés directement par le fonctionnement de barrages



**Figure II.14** Comparaison des débits influencés et des débits naturalisés. Naturalisation des débits et hydrogrammes d'après Sauquet et al. (2010) (et principaux barrages du bassin versant de la Garonne : Volume stockage >15Mm<sup>3</sup>)

D'autre part, et comme cela a été évoqué précédemment, on peut observer ici qu'en dehors des stations de mesure les plus en amont du bassin versant, l'impact de l'ensemble de l'anthropisation sur les débits mesurés semble relativement restreinte au pas de temps mensuel.

### **3. Les données disponibles**

#### **3.1. Topographie**

Pour représenter la topographie du bassin versant, un modèle numérique de terrain a été utilisé avec une résolution de 90 mètres (ASTER, 2011). Ces données de topographie sont issues du site <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>. Ces données sont visibles sur la Figure II.2

#### **3.2. Occupation des sols**

Les données d'occupation du sol proviennent de la base de données européenne Corinne Land Cover (CLC, Agence européenne de l'environnement) et ont une résolution de 1 : 1 000 000. Plusieurs cartes sont disponibles via cette banque de données : celles de 1990, 2000 et 2006 qui est présentée dans ce chapitre à la Figure II.3, mais également les cartes des évolutions qui se sont produites entre chacune de ces dates. La disponibilité de ces données a permis de mener un travail sur l'effet de changement d'usage de sols sur la modélisation entre 1990 et 2006. Les différences entre ces deux cartes sont présentées en section 4 du chapitre 6. Ces données sont libres d'accès et peuvent être récupérées via le portail <http://www.eea.europa.eu/publications/COR0-landcover>.

#### **3.3. Sols**

La carte des sols utilisés dans ce projet est la carte européenne au 1 : 1 000 000 disponible via l'agence européenne de l'environnement et le portail européen des sols (European Soil Data Base of Eurasia - <http://eusoils.jrc.ec.europa.eu/>). Ces données sont présentées à la Figure II.4. Si la carte est restée la même pendant toute la durée de ce travail de recherche, les données physico-chimiques des sols utilisés pour la modélisation ont cependant évolué. Ainsi, les résultats du premier article présenté dans ce manuscrit (Chapitre 4) ont été réalisés avec une classification simplifiée de ces sols pour ne garder que 9 types de sols ayant des comportements hydrologiques similaires. Cette simplification, réalisée à cause du manque d'informations sur les caractéristiques pédologiques, a été réalisée par Chea (2012). Par la suite, et pour réaliser le reste des travaux présentés ici, les modélisations ont été réalisées en utilisant de nouveaux paramètres, calculés pour chaque type de sol, notamment par l'unité de Service

INFOSOL de l'INRA via des fonctions de pédotransfert. Sur l'aire occupée par le bassin versant, cette nouvelle classification permet de prendre en compte 70 sols différents, décrits sur 4 horizons.

### 3.4. Climat

Le bassin versant de la Garonne abrite 36 stations météorologiques informant sur la précipitation et la température. Huit d'entre elles mesurent également le rayonnement solaire incident, l'humidité de l'air et la vitesse du vent. Les périodes temporelles couvertes par ces stations sont variables d'un site à l'autre. Ces données sont disponibles sur demande via <https://donneespubliques.meteofrance.fr>.

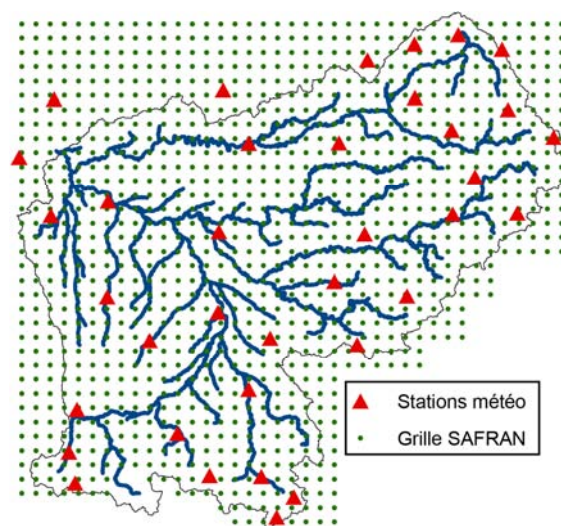


Figure II.15 : Situation géographique des différents jeux de données météorologiques

La deuxième source de données climatiques est la base de données SAFRAN (Quintana-Segui et al., 2008; Vidal et al., 2010a), un système de réanalyse à méso-échelle des variables climatologiques de surface. En d'autres termes, il s'agit d'une interpolation de toutes les informations météorologiques disponibles sur une grille de 8 par 8 km. Sur chaque maille de cette grille sont stockés les paramètres suivants : altitude, pression, précipitations solide et liquide, température, humidité spécifique et rayonnement solaire incident, au pas de temps horaire de 1958 à 2010. Le produit SAFRAN correspond dans les faits à des stations météorologiques « virtuelles », utilisables directement par notre modèle sans aucune lacune temporelle sur une période de 50 ans, avec une grande densité spatiale. Ces données SAFRAN se sont pas libres et doivent faire l'objet d'une convention avec Météo-France.

L'utilisation de l'ensemble de ces données météorologiques, visibles sur la Figure II.15, est discutée au chapitre 5 de ce document.

### 3.5. Nivologie

Dans ce travail, une attention particulière a été apportée à la représentation de la neige sur le bassin versant. Pour cela des données sur la couverture de neige ont été utilisées.

Des données de mesure in situ sont disponibles pour six sites de suivi Météo-France pour la période 2000-2010 à un pas de temps journalier (Figure II.16). Ces stations de mesure sont réparties sur la zone pyrénéenne du bassin et nous ont permis d'obtenir les hauteurs de neige mesurée au sol. L'obtention de ces données a fait l'objet d'une demande particulière auprès des services Météo-France

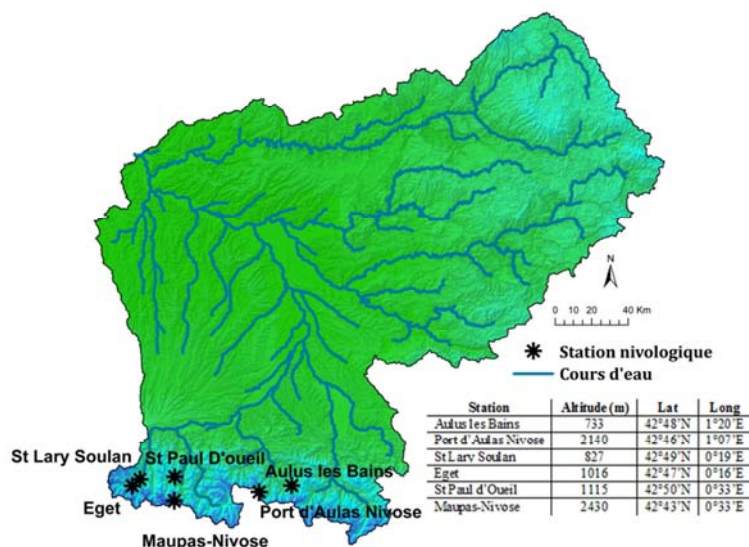


Figure II.16 : Emplacement des stations nivologiques utilisées dans l'étude.

Des données satellitaires ont également été utilisées lors de cette étude afin d'estimer la couverture spatiale de la couverture de neige. Les données utilisées proviennent de la sonde MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) qui est à bord du satellite Terra de la NASA. Les données ont été extraites du produit MOD10A2 version 5 (Hall et al., 2006). MOD10A2 fournit une synthèse de l'étendue maximale de couverture de neige sur une période mobile de huit jours depuis février 2000 jusqu'à aujourd'hui. Ainsi, pour chaque pixel, MOD10A2 indique si la neige a été détectée au moins une fois sur une période de huit jours (présence ou absence de neige). La résolution spatiale de la grille d'origine est proche de 500 m.

### 3.6. Hydrologie

L'accès à la base de données des réseaux nationaux de surveillance hydrologique nous permet l'utilisation d'un nombre très important de chroniques hydrologiques, puisqu'il existe actuellement 280 stations d'hydrométrie générale sur l'ensemble du réseau hydrographique du bassin versant étudié. Certaines d'entre elles sont en activité depuis le début du XXe siècle et la majorité depuis les années 50.

Cette base de données permet d'obtenir les hauteurs d'eau, les débits journaliers et mensuels ainsi que les débits et hauteurs maximums instantanés journaliers et mensuels. Toutes ces informations sont disponibles sur demande : [www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr).

### 3.7. Changements climatiques

Pour estimer l'impact des changements climatiques sur le bassin versant, des données issues du modèle ARPEGE de météo France ainsi que de 9 autres modèles du projet EURO-CORDEX ont été utilisées (pour des détails sur le projet EURO-CORDEX, revoir Partie I).

**Tableau II.1** : Modèles climatiques globaux (MCG) et régionaux (MCR) utilisés dans le projet de recherche

	MCG	MCR	SCENARIOS		
			Historique	RCP 4.5	RCP 8.5
EURO-CORDEX	CNRM-ARPEGE	CNRM-ALADIN	X	X	X
	CNRM-CERFACS-M5	RC4A	X	X	X
	CNRM-CM5	CCLM4-8-17	X	X	
	EC-EARTH	RCA4	X	X	X
	IPSL-CM5A-MR	RCA4	X		X
	IPSL-CM5A-MR	WRF331F	X	X	
	MPI-ESM-LR	CCLM4-8-17	X	X	X
	MPI-ESM-LR	REMO019	X	X	X
	MPI-M-MPI-ESM-LR	RCA4	X		X
	MetEir-EC-EARTH	RACMO22E	X	X	X

Comme abordé dans la partie I de ce document, l'utilisation de données climatiques pour la réalisation d'étude d'impact régional nécessite une régionalisation des informations initialement produites à l'échelle globale. Ainsi, toutes les données utilisées dans cette étude sont issues de modèles climatiques régionaux (MCR) dont les conditions aux limites sont fournies par un modèle climatique global (MCG). Le



Tableau II.1 présente l'inventaire des modèles utilisés ainsi que des scénarios disponibles pour chacun d'entre eux.

Les scénarios historiques couvrent la période 1971-2005 et les projections climatiques les périodes 2006-2100. Les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 sont les scénarios établis par le GIEC (revoir partie I). Dans la suite de l'étude, la référence aux modèles climatiques sera faite de la façon suivante MCG\_MCR (ex : CNRM-ARPEGE\_CNRM-ALADIN). Les données de chacun de ces modèles, livrées au pas de temps journalier, ont été projetées sur la même grille que SAFRAN. Ces données ont également été corrigées par rapport aux données SAFRAN selon deux méthodes différentes :

- Les données de CNRM-ARPEGE\_CNRM-ALADIN ont été corrigées en utilisant la méthode dite de correction quantile-quantile qui consiste à corriger les valeurs des quantiles simulés par le modèle avec ceux issus des données observées. En chaque point du modèle, pour chaque variable météorologique, les 99 centiles des séries quotidiennes sont calculés pour les séries simulées et observés. On détermine ensuite une fonction de correction qui associe à chaque centile du modèle au centile observé. Ainsi toute la distribution statistique d'une variable météorologique simulée est corrigée quantile par quantile.
- Les données issues des réalisations des différents modèles du projet EURO-CORDEX ont été corrigées en utilisant la méthode dite de CDTt (*Cumulative Distribution Function - Transform*). Cette méthode consiste à générer des fonctions de distribution cumulative locales à partir de champs à grande échelle. On cherche non plus à corriger les données du modèle futur quantile par quantile par rapport aux données passées, mais directement à calculer une fonction cumulative de distribution pour les données futures. (Michelangeli et al., 2009)

Enfin, les données journalières générées disponibles ne sont pas les mêmes pour tous ces modèles : CNRM-ARPEGE\_CNRM-ALADIN proposent les 5 mêmes paramètres que SAFRAN (altitude, pression, précipitations solide et liquide, température, humidité spécifique et rayonnement solaire) alors que l'ensemble EURO-CORDEX ne rend disponibles que la température et la précipitation. Toutes sont téléchargeables via la plate-forme DRIAS de Météo-France <http://www.drias-climat.fr>.



## Chapitre 2 : le modèle SWAT

---

---

Ce chapitre a pour but de décrire le modèle SWAT et la manière dont ce dernier simule les différents processus hydrologiques d'un bassin versant dans les différents compartiments impliqués : sol, aquifère et neige ainsi que les flux qui les relient : évapotranspiration, infiltration, ruissellement, écoulement latéral, recharge et flux de la nappe vers la rivière. Le rôle et la représentation de la végétation sont également expliqués dans ce chapitre

---

---



## 1.Description générale

Comme décrit dans l'historique de développement du *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT – Arnold et al. (1993)) dans la partie I de ce document, ce modèle a été créé il y a 25 ans et ne cesse depuis d'évoluer. C'est un modèle **agro-hydrologique, conceptuel à base physique semi-distribué**, qui permet de simuler les processus hydrologiques d'un bassin versant de façon continue au pas de temps journalier et dans une version plus récente au pas de temps horaire (Gassman et al., 2002).

Le modèle SWAT est semi-distribué, c'est-à-dire qu'il spatialise l'information sous forme d'entités spatiales. Le concept qui est utilisé ici est basé sur la réalisation de deux discrétisations successives qui sont illustrées par la Figure II.17.

La première unité de discrétisation spatiale est le sous-bassin versant, obtenu par le découpage du bassin à partir du modèle numérique de terrain (MNT) et du positionnement des exutoires de chaque sous-bassin. En réglant l'aire de drainage minimum à la formation d'un cours d'eau à partir du MNT, on définit la précision du réseau hydrographique que l'on souhaite modéliser. Le découpage en sous-bassin est ensuite dépendant de ce réseau hydrographique puisqu'à chaque confluence sont placés deux exutoires et à chaque exutoire correspond un sous-bassin versant (Figure II.17). Il est également possible par la suite d'ajouter manuellement des exutoires (séparation d'un sous-bassin versant en 2), permettant d'agir sur le découpage automatique. Les sous-bassins peuvent donc être définis assez librement, du moment qu'il y a une cohérence topographique (les sous-bassins sont bien des bassins au sens hydrologique et ont un seul exutoire). Cette étape permet de définir la résolution globale de la mise en œuvre du modèle.

La seconde spatialisation des données est réalisée au sein des sous-bassins par la création d'unités de réponse hydrologique (HRU). Ces dernières sont des zones homogènes en termes de caractéristiques physiques du milieu telles que la pente, la pédologie et l'occupation du sol (Figure II.17). Elles sont obtenues par superposition de chacune de ces données puis par regroupement des zones ayant des caractéristiques similaires. Ainsi, une HRU correspond à un pourcentage de la surface du sous-bassin et ne représente pas une zone spatialisée au sein du sous-bassin. L'utilisateur peut agir sur

la création de HRU par un seuil de prise en compte ou non des caractéristiques physiques en fonction de leur importance au sein du sous-bassin.

Ces HRU sont la base de la simulation hydrologique réalisée par SWAT. Les sorties hydrologiques de chaque HRU sont ensuite agrégées au niveau de l'exutoire du sous-bassin.

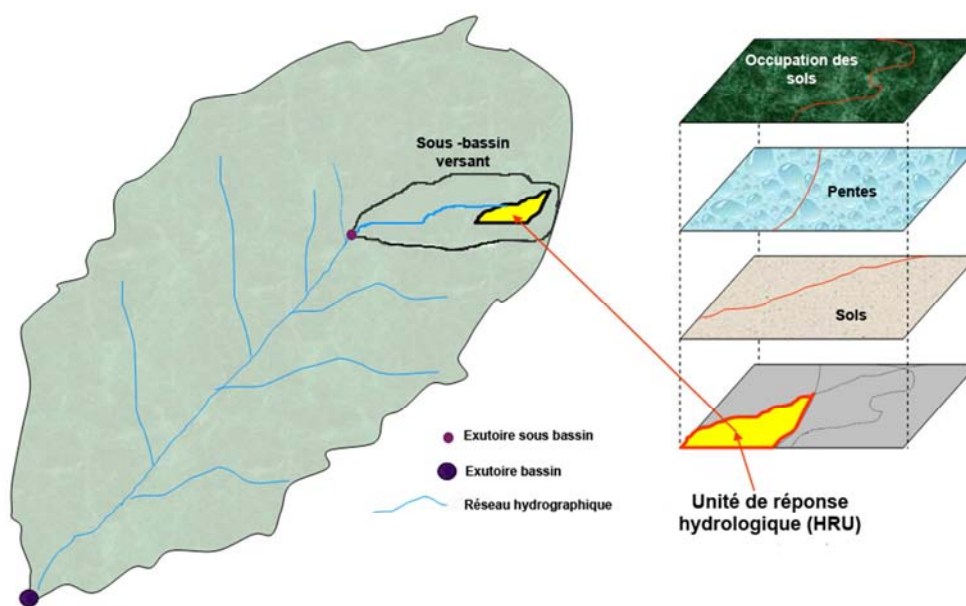


Figure II.17 : Description de la discrétisation spatiale de SWAT

## 2. Description des principaux modules et des principes physiques

SWAT est un modèle agro-hydrologique, ce qui signifie que ses deux modules les plus importants simulent l'hydrologie et la croissance de la végétation. Ces modules sont basés sur l'utilisation d'équations tentant de représenter les réalités physiques du système (« base physique ») et sont appliqués au niveau de chaque HRU.

Il serait très compliqué d'intégrer une description exhaustive du fonctionnement du modèle SWAT qui est relativement complexe. Il est cependant important de prendre le temps d'évoquer certaines de ces équations, entre autres pour mieux comprendre l'impact des paramètres qui seront calibrés (Chapitre 3) sur le fonctionnement du modèle et la représentation des processus. L'intégralité des algorithmes utilisés dans le modèle est consultable dans le document technique de SWAT (Neitsch et al. (2011) – <http://swat.tamu.edu/documentation/>)

## 2.1. Module hydrologique

### 2.1.1. Généralités

Le module hydrologique de SWAT est illustré à la Figure II.18. La réponse hydrologique simulée au cours de la modélisation est basée sur l'équation du bilan hydrique terrestre ci-dessous :

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{\text{jour}} - Q_{\text{surf}} - E_a - W_{\text{seep}} - Q_{\text{gw}})i \quad (1)$$

où  $SW_t$  est la teneur en eau finale du sol (mm d'eau),  $SW_0$  est la teneur en eau initiale du sol (mm d'eau),  $R_{\text{jour}}$  est la hauteur de précipitation (mm d'eau),  $Q_{\text{surf}}$  est le ruissellement de surface (mm d'eau),  $E_a$  est l'évapotranspiration (mm d'eau),  $W_{\text{seep}}$  est la quantité d'eau entrant dans la zone vadose (mm d'eau),  $Q_{\text{gw}}$  est le flux d'eau souterraine (mm d'eau) et  $t$  est le pas de temps (jour).

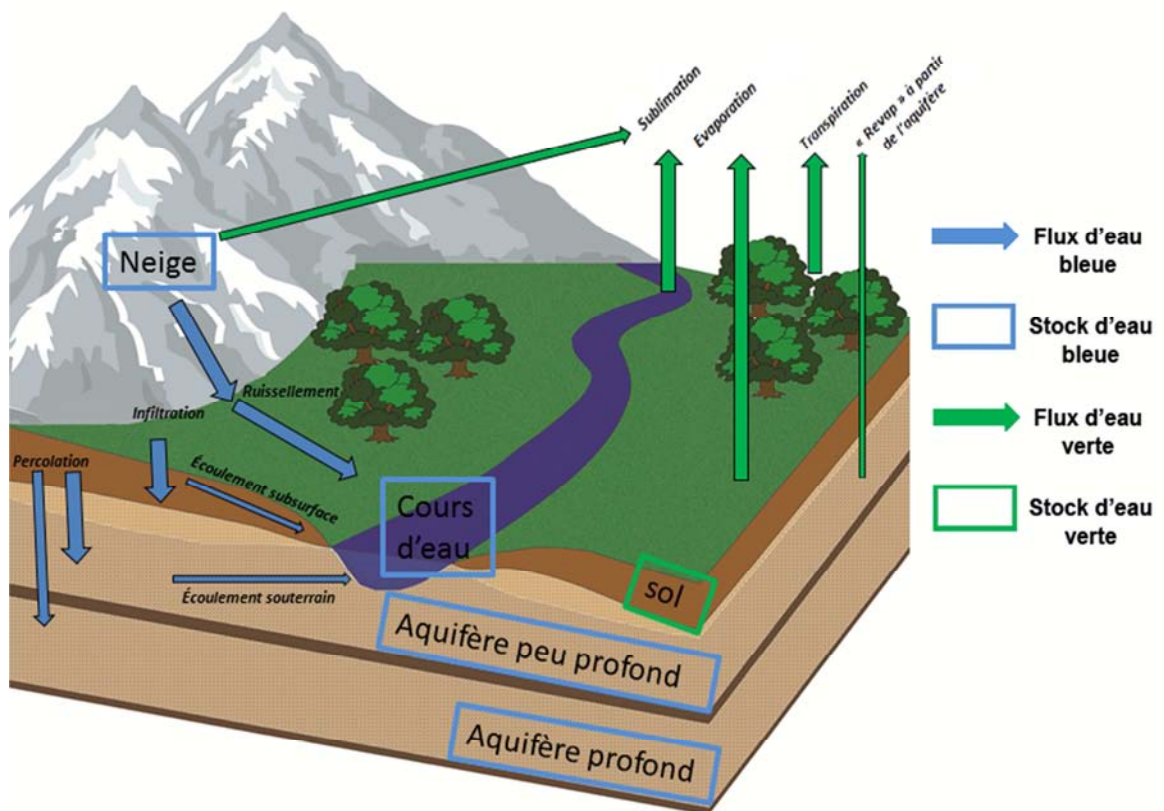


Figure II.18 : Représentation schématique du Module hydrologique de SWAT

On voit sur la Figure II.18 les différentes composantes du cycle hydrologique de SWAT, réparties sur un bassin versant. Elles peuvent être catégorisées à la fois en terme de flux et de stock, mais également en terme d'eau verte et d'eau bleue. Ces

différentes composantes seront analysées tout au long de ce travail de recherche et seront détaillées dans la suite de ce chapitre.

### 2.1.2. Détail des processus

#### *a. Interception*

Le premier réservoir à être affecté par la précipitation est l'interception par la canopée, où l'eau de pluie est retenue et rendue disponible pour l'évaporation. La précipitation remplit d'abord ce réservoir avant d'être disponible à d'autre processus. La quantité d'eau interceptée par jour est principalement fonction du *Leaf Area Index* (LAI) (voir point 2.1.3 de ce chapitre) :

$$can_{day} = can_{mx} \cdot \frac{LAI_{day}}{LAI_{mx}} \quad (2)$$

Où  $can_{day}$  est la quantité maximum d'eau pouvant être stockée dans la canopée (mm H<sub>2</sub>O), LAI représente le développement de la canopée,  $can_{mx}$  est la quantité d'eau (mm H<sub>2</sub>O) pouvant être stockée quand la canopée est développée au maximum (c'est-à-dire que  $LAI = LAI_{mx}$ ). Le paramètre  $can_{max}$  peut être calibré par l'utilisateur.

#### *b. Ruissellement et infiltration*

Dans SWAT, la séparation de la précipitation en eaux ruisselée et infiltrée peut être obtenue par deux méthodes différentes : le SCS curve number (USDA, 1972) ou la méthode de Green & Ampt (Green and Ampt, 1911). La première technique permet de déterminer la quantité d'eau ruisselée en fonction de la teneur en eau des sols. La seconde permet de calculer la quantité d'eau infiltrée en fonction du potentiel matriciel au front d'infiltration et de la conductivité hydraulique, mais celle-ci nécessite des données infra-journalières de précipitation, moins courantes. C'est donc la méthode du SCS curve number qui a été utilisée dans ce projet, permettant de calculer la quantité d'eau qui est disponible au ruissellement :

$$Q_{surf} = \frac{(R_{day} - 0.2S)^2}{(R_{day} - 0.8S)} \quad (3)$$

où  $Q_{surf}$  la quantité d'eau ruisselée (mm H<sub>2</sub>O),  $R_{day}$  la précipitation de ce jour (mm H<sub>2</sub>O) et  $S$  un paramètre de rétention défini par :

$$S = 25.4 \left( \frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (4)$$

où CN est le *curve number* du jour considéré. Ce dernier varie dans l'espace en fonction des sols, de l'usage des sols et de la pente, et dans le temps en fonction de la teneur en eau des sols. Ainsi pour chaque couple de sol/occupation du sol, trois CN sont déterminés : CN<sub>1</sub> en condition sèches (point de flétrissement), CN<sub>2</sub> en condition moyenne d'humidité et CN<sub>3</sub> en condition humide (capacité au champ). L'utilisateur de SWAT peut calibrer le CN<sub>2</sub> à partir duquel est calculée la valeur du CN pour les deux autres conditions (pour plus de précision, voir Neitsch et al. (2011)). La quantité d'eau qui s'infiltre est finalement définie par la différence entre la précipitation et l'eau soumise au ruissellement.

### c. *Redistribution*

Après le calcul du volume d'eau soumis au ruissellement, le modèle va calculer son déplacement. Le temps de concentration est alors déterminé, il représente conceptuellement le temps que met l'eau pour atteindre l'exutoire du sous-bassin à partir du point le plus éloigné du sous-bassin :

$$t_c = t_{ov} + t_{ch} \quad (5)$$

où  $t_c$  est le temps de concentration (heure),  $t_{ov}$  le temps de concentration pour les flux de surface (heure) et  $t_{ch}$  le temps de concentration pour les flux dans le réseau hydrographique (heure) qui sont respectivement :

$$t_{ov} = \frac{L_{slp}^{0.6} \cdot n^{0.6}}{18 \cdot slp^{0.3}} \quad (6)$$

où  $L_{slp}$  est la longueur de pente du sous-bassin (m),  $slp$  est la pente moyenne du sous-bassin (m.m<sup>-1</sup>) et  $n$  le coefficient de Manning pour le sous-bassin.

$$t_{ch} = \frac{0.62 \cdot L \cdot n^{0.75}}{Area^{0.125} \cdot slp_{ch}^{0.375}} \quad (7)$$

où  $L$  est la longueur du bief (km),  $n$  est le coefficient de Manning du bief,  $Area$  est l'aire du sous-bassin (km<sup>2</sup>) et  $slp_{ch}$  est la pente du bief (m.m<sup>-1</sup>).

Si le temps de concentration est supérieur à un jour, seule une partie de l'eau qui ruisselle atteint le cours d'eau dans la même journée que celle où elle est générée. SWAT intègre alors un temps de stockage de l'eau ruisselée pour décaler une partie du ruissellement :

$$Q'_{surf} = (Q_{surf} + Q_{stor,i-1}) \cdot \left( 1 - \exp\left(\frac{-surlag}{t_c}\right) \right) \quad (8)$$

où  $Q'_{surf}$  est la quantité d'eau soumise au ruissellement qui atteint la rivière dans la journée (mm H<sub>2</sub>O),  $Q_{surf}$  est la quantité de ruissellement de surface généré dans la journée (mm H<sub>2</sub>O),  $Q_{stor,i-1}$  est la quantité d'eau stockée lors de la journée précédente,  $t_c$  le temps de concentration du sous-bassin (heure) et *surlag* le coefficient de délais de ruissellement qui peut être calibré par l'utilisateur.

Enfin, d'une manière générale, la transmission du volume ruisselé à l'exutoire et le calcul du débit de pointe sont réalisés à l'aide d'une formule modifiée de la méthode rationnelle :

$$Q_{peak} = \frac{\alpha_{tc} \cdot Q_{surf} \cdot Area}{3.6 \cdot t_c} \quad (9)$$

où  $Q_{peak}$  est le débit de pointe (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>),  $\alpha_{tc}$  est la fraction de la précipitation qui survient pendant le temps de concentration,  $Q_{surf}$  est le volume d'eau soumis au ruissellement (mm H<sub>2</sub>O), *Area* est l'aire du sous-bassin (km<sup>2</sup>) et  $t_c$  le temps de concentration du sous-bassin (heure).

#### **d. Teneur en eau des sols**

Dans SWAT, le sol est discrétisé en plusieurs horizons (maximum 10), dont le nombre et les caractéristiques dépendent de chaque type de sol et sont renseignés par l'utilisateur. La teneur en eau des sols peut varier entre 0 et une valeur maximum  $\phi_{soil}$  lorsque saturé.  $\phi_{soil}$  représente donc la porosité. Il est exprimé comme une fraction du volume total de sol par :

$$\phi_{soil} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (10)$$

où  $\rho_b$  est la masse volumique apparente (Mg.m<sup>-3</sup>) et  $\rho_s$  est la masse volumique de la fraction solide (Mg.m<sup>-3</sup>).



Le modèle simule les interactions avec les plantes et les écoulements à partir de deux valeurs de teneur en eau des sols caractéristique qui sont la capacité au champ ( $FC$ ) et le point de flétrissement permanent ( $WP$ ). Le premier correspond à la quantité d'eau retenue dans un sol saturé après 48h d'égouttage et le second est le point au delà duquel la végétation n'est plus capable de prélever de l'eau dans les sols. Ces deux paramètres dépendent intimement des caractéristiques physiques et de la composition des sols. Entre ces deux points est définie la réserve utile du sol ( $AWC$ ).

L'utilisateur du modèle, entre autres caractéristiques, peut définir les valeurs de masse volumique apparente ainsi que la réserve utile de chaque horizon de sol. Le point de flétrissement permanent pour un horizon donné ( $WP_{ly}$ ) est ensuite estimé par :

$$WP_{ly} = 0.40 \cdot \frac{m_c \cdot \rho_b}{100} \quad (11)$$

où  $Mc$  est le pourcentage d'argile dans les sols (%) et  $\rho_b$  est la masse volumique apparente ( $Mg.m^{-3}$ ). Par la suite :

$$FC_{ly} = WP_{ly} + AWC_{ly} \quad (12)$$

***e. Percolation et recharge des aquifères***

Une fois l'eau infiltrée dans le sol, elle se déplace par percolation. La percolation se fait de haut en bas par saturation de proche en proche des différents horizons pédologiques. Ainsi, le volume d'eau disponible pour la percolation dans un horizon considéré est calculé en fonction de la teneur en eau et de la capacité au champ de l'horizon :

$$SW_{ly,excess} = SW_{ly} - FC_{ly} \quad (13)$$

où  $SW_{ly,excess}$  la quantité d'eau disponible pour drainage d'un horizon à un jour donné (mm H<sub>2</sub>O),  $SW_{ly}$  la quantité d'eau d'un horizon à un jour donné (mm H<sub>2</sub>O) et  $FC_{ly}$  la capacité au champ de l'horizon pédologique. Le mouvement d'eau ne peut donc avoir lieu que si :

$$SW_{ly} > FC_{ly} \quad (14)$$

Par la suite, la quantité d'eau qui est transmise à l'horizon sous-jacent est déterminée par :

$$w_{perc,ly} = SW_{ly,excess} \cdot \left[ 1 - \exp\left(\frac{-\Delta t}{TT_{perc}}\right) \right] \quad (15)$$

où  $W_{perc,ly}$  est la quantité d'eau transmise à l'horizon inférieur pour un jour donné (mm H<sub>2</sub>O),  $\Delta t$  est l'intervalle de temps (heure) et  $TT_{perc}$  est le temps de transfert du drainage (heure) avec :

$$TT_{perc} = \frac{SAT_{ly} - FC_{ly}}{K_{sat}} \quad (16)$$

où  $SAT_{ly}$  est la quantité d'eau contenue dans l'horizon lorsque ce dernier est complètement saturé (mm H<sub>2</sub>O),  $FC_{ly}$  est l'eau contenue dans l'horizon à la capacité au champ (mm H<sub>2</sub>O) et  $K_{sat}$  est la conductivité hydraulique à saturation de l'horizon (mm.h<sup>-1</sup>).

Après avoir atteint l'horizon inférieur du sol, l'eau quitte le réservoir sol pour rejoindre l'aquifère. La recharge des deux aquifères est telle que :

$$w_{rchrg,i} = \left[ 1 - \exp\left(\frac{-1}{\delta_{gw}}\right) \right] \cdot w_{seep} + \exp\left(\frac{-1}{\delta_{gw}}\right) \cdot w_{rchrg,i-1} \quad (17)$$

où  $w_{rchrg,i}$  est le volume d'eau entrant dans les aquifères au jour  $i$ ,  $w_{seep}$  est le volume d'eau quittant la couche inférieure de sol au jour  $i$ ,  $w_{rchrg,i-1}$  est le volume d'eau entrant dans les aquifères au jour  $i-1$  et  $\delta_{gw}$  est un terme induisant un délai de drainage de l'eau pour traverser la zone vadose de l'aquifère et rejoindre la zone saturée. Ce terme peut être calibré par l'utilisateur du modèle.

### *f. Écoulement latéral de subsurface*

SWAT simule également un écoulement de subsurface qui est calculé en même temps que la redistribution sur les deux premiers mètres de sols.

Dans les horizons tels que la profondeur est inférieure à deux mètres, on considère que l'eau en excès du sol peut être soumise aux mouvements latéraux par :

$$SW_{ly,excess} = SW_{ly} - FC_{ly} \quad (18)$$

où  $SW_{ly,excess}$  est la quantité d'eau disponible d'un horizon à un jour donné (mm H<sub>2</sub>O),  $SW_{ly}$  la quantité d'eau d'un horizon à un jour donné (mm H<sub>2</sub>O) et  $FC_{ly}$  la capacité au champ de l'horizon pédologique. Le mouvement d'eau ne peut donc avoir lieu que si :

$$SW_{ly} > FC_{ly} \quad (19)$$

Les écoulements latéraux de subsurface sont calculés alors par :

$$Q_{lat} = 0.024 \cdot \left( \frac{2 \cdot SW_{ly,excess} \cdot K_{sat} \cdot slp}{\phi_d \cdot L_{hill}} \right) \quad (20)$$

où  $Q_{lat}$  est le flux d'eau de subsurface (mm H<sub>2</sub>O),  $SW_{ly,excess}$  la quantité d'eau disponible d'un horizon à un jour donné (mm H<sub>2</sub>O),  $K_{sat}$  la conductivité hydraulique à saturation de l'horizon pédologique (mm H<sub>2</sub>O),  $slp$  la pente (m.m<sup>-1</sup>) et  $L_{hill}$  la longueur de la pente et  $\phi_d$  la porosité de drainage de l'horizon pédologique (mm.mm<sup>-1</sup>)

Les écoulements de subsurface rejoignent ensuite le cours d'eau. Comme pour la redistribution, dans les bassins versants ayant un temps de concentrations supérieures à 1 jour, un terme de décalage dans le temps est calculé soit :

$$Q'_{lat} = (Q_{lat} + Q_{latstor,i-1}) \cdot \left( 1 - \exp\left(\frac{-1}{TT_{lag}}\right) \right) \quad (21)$$

où  $Q'_{lat}$  est la quantité d'eau soumise au flux latéral qui atteint la rivière dans la journée (mm H<sub>2</sub>O),  $Q_{lat}$  est le volume du flux de subsurface généré dans la journée (mm H<sub>2</sub>O),  $Q_{latstor,i-1}$  est la quantité d'eau stockée lors de la journée précédente (mm H<sub>2</sub>O) et  $TT_{lag}$  est le temps de transfert du flux de subsurface tel que :

$$TT_{lag} = 10.4 \cdot \frac{L_{hill}}{K_{sat,mx}} \quad (22)$$

où  $TT_{lag}$  est le temps de transfert (jours),  $L_{hill}$  la longueur de la pente (m) et  $K_{sat,mx}$  la plus grande conductivité hydraulique à saturation dans le profil de sol (mm/hr).

### **g. Aquifères**

SWAT possède deux aquifères différents : un aquifère proche (ou peu profond) et un aquifère profond. L'idée est de représenter des nappes libre et confinée. L'aquifère proche reste connecté à l'hydrologie du bassin versant, et l'eau de cet aquifère finit par retourner à la rivière. L'aquifère profond est supposé être totalement déconnecté du bassin et l'eau qui y entre n'est alors plus considérée par le modèle.

En arrivant dans la dernière couche de sols, l'eau est séparée en recharge pour chacun des deux types d'aquifère (suite de l'équation 17), par un simple coefficient :

$$w_{\text{deep}} = \beta_{\text{deep}} \cdot w_{\text{rchrg}} \quad (23)$$

Puis 
$$w_{\text{rchrg,sh}} = w_{\text{rchrg}} - w_{\text{deep}} \quad (24)$$

où  $w_{\text{rchrg}}$ , est le volume total d'eau entrant dans les aquifères (mm H<sub>2</sub>O),  $w_{\text{deep}}$  est le volume d'eau transféré à l'aquifère profond (mm H<sub>2</sub>O),  $w_{\text{rchrg,sh}}$  est le volume d'eau transféré à l'aquifère peu profond (mm H<sub>2</sub>O) et  $\beta_{\text{deep}}$  est le coefficient de percolation qui est déterminé par l'utilisateur du modèle.

Le volume d'eau contenu dans l'aquifère peu profond est alors déterminé par l'équation de bilan :

$$aq_{\text{sh},i} = aq_{\text{sh},i-1} + w_{\text{rchrg,sh}} - Q_{\text{gw}} - w_{\text{revap}} - w_{\text{pump}} \quad (25)$$

où  $aq_{\text{sh},i}$  est le volume d'eau contenue dans l'aquifère au jour  $i$  (mm H<sub>2</sub>O),  $aq_{\text{sh},i-1}$  est le volume d'eau contenue dans l'aquifère au jour  $i-1$  (mm H<sub>2</sub>O),  $w_{\text{rchrg,sh}}$  est le volume d'eau issu de la recharge transféré à l'aquifère peu profond (mm H<sub>2</sub>O),  $Q_{\text{gw}}$  est le flux nappe-rivière (quittant l'aquifère pour rejoindre le cours d'eau),  $w_{\text{revap}}$  est le volume d'eau transféré de l'aquifère dans le sol par remontée capillaire, en réponse à un déficit d'eau du sol (mm H<sub>2</sub>O) et  $w_{\text{pump}}$  est l'eau prélevée dans l'aquifère par pompage (mm H<sub>2</sub>O).

La nappe proche est donc connectée à la rivière mais les échanges se font uniquement de la nappe vers la rivière, et uniquement si le niveau de cette dernière dépasse un seuil fixé par l'utilisateur :

Si  $aq_{\text{sh}} > aq_{\text{shthr},q}$  alors 
$$Q_{\text{gw},i} = Q_{\text{gw},i-1} \cdot \exp(-\alpha_{\text{gw}} \cdot \Delta t) + w_{\text{rchrg,sh}} \cdot [1 - \exp(-\alpha_{\text{gw}} \cdot \Delta t)] \quad (26)$$

où  $Q_{\text{gw},i}$  est le volume d'eau transférée de la nappe vers la rivière pendant le jour  $i$  (mm H<sub>2</sub>O),  $Q_{\text{gw},i-1}$  est le volume d'eau transférée de la nappe vers la rivière pendant le jour  $i-1$  (mm H<sub>2</sub>O),  $w_{\text{rchrg,sh}}$  est le volume d'eau issue de la recharge transféré à l'aquifère peu profond (mm H<sub>2</sub>O),  $\Delta t$  est le pas de temps (1 jour),  $\alpha_{\text{gw}}$  est la constante de transfert nappe-rivière,  $aq_{\text{sh},i}$  est le volume d'eau contenue dans l'aquifère (mm H<sub>2</sub>O) et  $aq_{\text{shthr},q}$  est le seuil de volume d'eau contenue dans l'aquifère à partir duquel il y a contribution

de la nappe à la rivière (mm H<sub>2</sub>O). Les constantes  $\alpha_{gw}$  et  $aq_{shthr,q}$  sont déterminées par l'utilisateur du modèle.

Le dernier flux en relation avec l'aquifère peu profond est le terme dit « revap ». Ce phénomène, qui se produit uniquement lorsque la teneur en eau de l'horizon inférieur du sol est faible, représente les remontées d'eau de l'aquifère vers cet horizon profond du réservoir sol pour satisfaire la demande évapotranspiratoire. Il est conditionné à un niveau minimum d'eau dans l'aquifère :

$$w_{revap,mx} = \beta_{rev} \cdot E_o \quad (27)$$

Puis

$$\text{Si } aq_{sh} \leq aq_{shthr,rvp} : w_{revap} = 0 \quad (28)$$

$$\text{Si } aq_{shthr,rvp} < aq_{sh} < (aq_{shthr,rvp} + w_{revap,mx}) : w_{revap} = w_{revap,mx} - aq_{shthr,rvp} \quad (29)$$

$$\text{Si } aq_{sh} \geq (aq_{shthr,rvp} + w_{revap,mx}) : w_{revap} = w_{revap,mx} \quad (30)$$

où  $w_{revap,mx}$  est le volume maximum d'eau soumis au « revap » (mm H<sub>2</sub>O),  $w_{revap}$  est le volume réellement soumis au « revap » (mm H<sub>2</sub>O),  $\beta_{rev}$  est le coefficient de « revap »,  $E_o$  est l'évapotranspiration potentiel du jour (mm H<sub>2</sub>O),  $aq_{sh,i}$  est le volume d'eau contenue dans l'aquifère (mm H<sub>2</sub>O) et  $aq_{shthr,rvp}$  est le seuil de volume d'eau contenue dans l'aquifère au-dessus duquel il peut y avoir un phénomène de « revap » (mm H<sub>2</sub>O).  $aq_{shthr,rvp}$  et  $\beta_{rev}$  peuvent être calibrés par l'utilisateur du modèle.

#### ***h. Évapotranspiration potentielle et réelle***

Le modèle SWAT recourt à l'évapotranspiration potentielle (ETP) pour le calcul de l'évapotranspiration réelle (ET)

##### Evapotranspiration potentielle

L'ETP correspond à un potentielle maximal d'évaporation pour une végétation de référence. Elle peut être calculée selon 3 méthodes disponibles au modèle : Penman-Monteith, Hargreaves et Priestley-Taylor. Seules les deux premières ont été utilisées dans le travail de recherche présenté dans ce document et seront décrites ici :

La formule de Penman-Monteith telle que décrite par Monteith (1965) est :

$$E_0 = \frac{1}{L_h} \cdot \frac{\Delta \cdot (H_{net} - G) + \left[ \frac{\rho_{air} \cdot C_p \cdot e}{r_a} \right]}{\Delta \cdot \gamma \cdot \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \quad (31)$$

où  $E_0$  est l'évapotranspiration potentielle ( $\text{mm.j}^{-1}$ ),  $\Delta$  est la pente de la courbe de la tension de vapeur à la température de l'air donnée ( $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $H_{net}$  est le rayonnement net ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ ),  $G$  est le flux de chaleur transmis au sol ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ ),  $\rho_{air}$  est la densité de l'air ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),  $C_p$  est la capacité thermique massique de l'air ( $\text{MJ.kg}^{-1}.\text{}^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $e$  est la pression de vapeur saturante de l'air ou humidité spécifique ( $\text{kPa}$ ),  $\gamma$  est la constante psychométrique ( $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $r_c$  est la résistance stomatique ( $\text{s.m}^{-1}$ ),  $r_a$  est la résistance aérodynamique ( $\text{s.m}^{-1}$ ) et  $L_v$  est la chaleur latente de vaporisation de l'eau ( $\text{MJ.kg}^{-1}$ ).

La description de chacun des termes utilisés dans l'équation 31 est relativement longue et ne sera pas détaillée ici. Elle peut cependant être trouvée dans Neitsch et al. (2011). Il est en revanche intéressant de noter quelques particularités de la formulation de l'ETP de Penman-Monteith :

- Le terme  $r_c$ , résistance stomatique, est fonction du type de végétation et fait varier la valeur de l'ETP en fonction de la végétation considérée. Ce paramètre évolue également au cours du temps car il est fonction du développement de l'indice de surface foliaire (LAI).
- Cette équation requiert un nombre important de paramètres météorologiques pour pouvoir être résolue. Ainsi, lorsque cette formulation d'ETP est utilisée dans le modèle SWAT, il est impératif de fournir en entrée les paramètres journaliers de la température mais aussi du rayonnement solaire incident, de la vitesse du vent et de l'humidité spécifique de l'air.

En outre, la version de l'équation de Penman-Monteith utilisée dans SWAT utilise les valeurs journalières moyennes de ces différents paramètres, ce qui peut mener à des erreurs en raison notamment de la distribution journalière des paramètres de vent, de l'humidité et du rayonnement.

La seconde méthode de calcul de l'ETP est la formulation de Hargreaves (1975):

$$E_0 = \frac{0.0023 \cdot H_0 \cdot (T_{mx} - T_{min})^{0.5} \cdot (T_{av} + 17.8)}{L_v} \quad (32)$$

où  $E_0$  est l'évapotranspiration potentielle ( $\text{mm.j}^{-1}$ ),  $L_v$  est la chaleur latente de vaporisation de l'eau ( $\text{MJ.kg}^{-1}$ ),  $H_0$  est le rayonnement extraterrestre ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ ) et  $T_{mx}$ ,  $T_{mn}$  et  $T_{av}$  sont respectivement les températures maximum, minimum et moyenne du jour considéré ( $^{\circ}\text{C}$ ).

### Evapotranspiration réelle

L'ETP correspond donc à une demande évapotranspiratoire maximum du système. Une fois celle-ci calculée, il est possible de calculer l'ETR en considérant l'eau disponible pour combler cette demande. SWAT calcule séparément l'évaporation et la transpiration comme décrit par Ritchie (1972). SWAT évapore en premier lieu l'eau interceptée par les plantes puis calcule le volume maximum de transpiration, d'évaporation du sol et de sublimation. Enfin, est calculé le volume réel d'eau transpirée puis évaporée du sol ou sublimée (si de la neige couvre le sol il y a sublimation puis éventuellement évaporation depuis le sol).

L'eau interceptée est la première à être soumise à l'évaporation :

$$\begin{aligned} \text{Si } E_0 < R_{int(i)} \quad E_{can} &= E_0 \\ \text{Et } R_{int(f)} &= R_{int(i)} - E_0 \end{aligned} \quad (33)$$

$$\begin{aligned} \text{Si } E_0 > R_{int(i)} \quad E_{can} &= R_{int(i)} \\ \text{Et } R_{int(f)} &= 0 \end{aligned} \quad (34)$$

où  $E_0$  est l'évapotranspiration potentielle ( $\text{mm H}_2\text{O}$ ),  $R_{int(i)}$  et  $R_{int(f)}$  sont les quantités d'eau interceptées initiale et finale disponibles ( $\text{mm H}_2\text{O}$ ) et  $E_{can}$  est la quantité d'eau interceptée réellement évaporée ( $\text{mm H}_2\text{O}$ ).

On a alors  $E'_0$  évapotranspiration potentielle corrigée du terme de l'eau interceptée:

$$E'_0 = E_0 - E_{can} \quad (35)$$

SWAT calcule ensuite le volume maximum de transpiration. Si la formule de Penman-Monteith est utilisée, alors (Jensen et al., 1990) :

$$E_t = \frac{1}{L_v} \cdot \frac{(H_{net} \cdot G) + \gamma \cdot K \cdot \left(0.622 \cdot L_v \cdot \frac{\rho_{air}}{P}\right) \cdot \frac{e}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (36)$$

où  $E_t$  est la transpiration maximale (mm H<sub>2</sub>O),  $\Delta$  est la pente de la courbe de la tension de vapeur à la température de l'air donnée (kPa.°C<sup>-1</sup>),  $H_{net}$  est le rayonnement net (MJ.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>),  $G$  est le flux de chaleur transmis au sol (MJ.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>),  $\rho_{air}$  est la densité de l'air (kg.m<sup>-3</sup>),  $e$  est la pression de vapeur saturante de l'air ou humidité spécifique (kPa),  $\gamma$  est la constante psychométrique (kPa.°C<sup>-1</sup>),  $r_c$  est la résistance stomatique (s.m<sup>-1</sup>),  $r_a$  est la résistance aérodynamique (s.m<sup>-1</sup>),  $L_v$  est la chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ.kg<sup>-1</sup>),  $P$  est la pression atmosphérique (kPa) et  $K$  un coefficient dimensionnel.

Si la formule de Hargreaves est utilisée alors :

$$E_t = \frac{E'_0 \cdot LAI}{3} \quad (37)$$

Il est important de noter que  $E_t$  reste une valeur potentielle maximale d'eau transpirée. Le volume d'eau final réellement transpirée dépend des possibilités de prélèvements de l'eau par les plantes dans le sol (voir équation 53)

Est calculé ensuite le potentiel maximum de sublimation/évaporation du sol  $E_s$  (mm H<sub>2</sub>O) :

$$E_s = E'_0 \cdot cov_{sol} \quad (38)$$

$$\text{avec} \quad cov_{sol} = \exp(-5.0 \cdot 10^{-5} \cdot CV) \quad (39)$$

où  $CV$  est la biomasse et les résidus du sol (kg.ha<sup>-1</sup>). Si de la neige couvre le sol alors  $CV=0.5$ . Une fois le potentiel maximum de sublimation/évaporation du sol calculé, SWAT retire de l'eau. Si de la neige est présente, elle est retirée en premier lieu telle que

$$\text{Si } E_s > SNO_{(i)} \quad E_{sub} = SNO(i) \text{ et } E'_s = E_s - SNO(i) \quad (40)$$

$$\text{Si } E_s < SNO_{(i)} \quad E_{sub} = SNO(i) \text{ et } E'_s = 0 \quad (41)$$

où  $SNO_{(i)}$  est l'équivalent en eau de la neige (mm H<sub>2</sub>O),  $E_{sub}$  le volume d'eau sublimée (mm H<sub>2</sub>O) et  $E'_s$  est le potentiel maximum de sublimation/évaporation corrigé de la



sublimation (mm H<sub>2</sub>O). Si  $E'_s > 0$ , l'eau est ensuite prélevée du sol en répartissant la demande évaporatoire en fonction de la profondeur du sol par

$$E_{soil,z} = E'_s \cdot \frac{z}{z + \exp(2.374 - 0.00713 \cdot z)} \quad (42)$$

où  $E_{soil,z}$  est la demande évaporatoire à la profondeur  $z$  (mm H<sub>2</sub>O). Les coefficients de cette équation ont été établis de façon à ce que 50% de la demande évaporatoire soit appliquée sur les premiers 10 mm de sol et que 95% de la demande soit appliquée sur les premiers 100 mm de sol. La quantité d'eau prélevée dans chaque horizon du sol est ensuite déterminée par :

$$E_{soil,ly} = (E_{soil,zl} - E_{soil,zu}) \cdot esco \quad (43)$$

où  $E_{soil,ly}$  est la demande évaporatoire pour l'horizon  $ly$  (mm H<sub>2</sub>O),  $E_{soil,zl}$  est la demande évaporatoire à la limite inférieure de l'horizon (mm H<sub>2</sub>O) et  $E_{soil,zu}$  est la demande évaporatoire à la limite supérieure de l'horizon (mm H<sub>2</sub>O). SWAT ne permet pas aux horizons de compenser le manque d'eau des horizons voisins pour mieux répondre à la demande évaporatoire. Néanmoins, le coefficient  $esco$ , modifiable par l'utilisateur, permet d'influencer la répartition de la demande évaporatoire pour mieux répondre à ce phénomène. Plus  $esco$  est élevé, plus le modèle va pouvoir retirer de l'eau des horizons profonds.

### *i. Neige*

Si la température moyenne journalière est sous la limite  $T_{s-r}$  qui est fixée par l'utilisateur, SWAT interprète alors la précipitation comme étant solide. D'un point de vue général, SWAT considère l'équivalent en eau contenu dans la couverture de neige (mm H<sub>2</sub>O) ( $SNO_d$ ) d'après l'équation :

$$SNO_d = SNO_{d-1} + R_{day} - E_{sub} - SNO_{mlt} \quad (44)$$

où  $SNO_{d-1}$  est l'équivalent en eau de la couverture de neige au jour précédent (mm H<sub>2</sub>O),  $R_{day}$  est la précipitation journalière (mm H<sub>2</sub>O),  $E_{sub}$  est la sublimation journalière (mm H<sub>2</sub>O) (voir équation 40),  $SNO_{mlt}$  est le volume de fonte journalier (mm H<sub>2</sub>O).

D'un point de vue spatial, la neige est rarement uniformément distribuée. Les facteurs influençant la fraction du sol couverte par la neige en fonction de la hauteur de neige

sont principalement physiques et restent similaires d'une année sur l'autre (Anderson, 1976; Sturm and Wagner, 2010). SWAT définit donc la fraction du sol couvert par la neige d'après la formulation :

$$sno_{cov} = \frac{SNO_d}{SNO_{100}} \cdot \left[ \frac{SNO_d}{SNO_{100}} + \exp \left( cov_1 - cov_2 \cdot \frac{SNO_d}{SNO_{100}} \right) \right]^{-1} \quad (45)$$

où  $SNO_{100}$  est la quantité de neige pour laquelle 100% de l'aire est recouverte (mm H<sub>2</sub>O) et  $cov_1$  et  $cov_2$  sont des coefficients qui définissent la forme de la fonction utilisée pour calculer la variation de la couverture de neige en fonction de l'équivalent en eau contenue dans celle-ci. Les valeurs de  $cov_1$  et  $cov_2$  sont déterminées à partir de deux points de cette fonction: couverture à 95 % de  $SNO_{100}$  et couverture à 50% of  $SNO_{100}$ . L'utilisateur peut influencer cette fonction de représentation spatiale en modifiant la valeur de  $SNO_{100}$  et la valeur correspondant à 50 % de  $SNO_{100}$ .

La fonte de la neige est principalement fonction des températures de l'air et de la couverture de neige, de l'ensoleillement journalier et de la surface de la couverture de neige :

$$SNO_{mlt} = b_{mlt} \cdot sno_{cov} \cdot \left( \frac{T_{snow} + T_{mx}}{2} - T_{mlt} \right) \quad (46)$$

où  $SNO_{mlt}$  la fonte de neige journalière (mm H<sub>2</sub>O),  $b_{mlt}$  est un facteur de fonte (mm H<sub>2</sub>O/day-°C),  $sno_{cov}$  est la fraction de la HRU couverte par la neige,  $T_{snow}$  est la température de la couverture de neige (°C),  $T_{mx}$  est la température maximum journalière (°C) et  $T_{mlt}$  est le seuil de température au-dessus duquel la fonte commence (°C). Pour résoudre cette équation, les termes  $T_{snow}$  et  $b_{mlt}$  nécessitent d'être déterminés :

$$T_{snow,d} = T_{snow,d-i} \cdot (1 - l_{snow}) + T_{av} \cdot l_{sno} \quad (47)$$

où  $l_{sno}$  est le facteur de propagation de la température au sein de la couverture de neige et  $T_{av}$  est la température journalière moyenne de l'air (°C)

$$b_{mlt} = \frac{(b_{mlt6} + b_{mlt12})}{2} + \frac{(b_{mlt6} - b_{mlt12})}{2} \cdot \sin \left[ \frac{2\pi}{365} \cdot (d_n - 81) \right] \quad (48)$$

où  $b_{m16}$  est le facteur de fonte au 21 juin (mm H<sub>2</sub>O/day-°C),  $b_{m12}$  est le facteur de fonte au 21 décembre (mm H<sub>2</sub>O/day-°C) et  $d_n$  est le jour de l'année considéré. Des équations 47 et 48, les termes  $T_{m1}$ ,  $l_{sno}$ ,  $b_{m16}$  et  $b_{m12}$  doivent être calibrés par l'utilisateur du modèle.

Des bandes d'altitudes peuvent être considérées lors du découpage du bassin versant, permettant l'introduction de deux termes supplémentaires qui doivent être définis par l'utilisateur : le gradient d'altitude  $tlaps$  (°C/km) et le gradient de précipitation  $plaps$  (mm H<sub>2</sub>O/km). Ceux-ci permettent de recalculer la température et la précipitation non plus de manière homogène sur le sous-bassin versant, mais par bande tel que pour la précipitation :

$$R_{band} = R_{day} + (EL_{band} - EL_{gauge}) \cdot \frac{plaps}{days_{pcp, yr} \cdot 1000} \quad (49)$$

où  $R_{band}$  est la précipitation sur une bande d'altitude (mm H<sub>2</sub>O),  $R_{day}$  est la précipitation enregistrée à la station du sous-bassin versant (mm H<sub>2</sub>O),  $EL_{band}$  est l'altitude moyenne de la bande (m),  $EL_{gauge}$  est l'altitude de la station météorologique (m) et  $days_{pcp, yr}$  est le nombre moyen de jours de pluie dans l'année. Et de manière similaire, pour la température :

$$T_{mx, band} = T_{mx} + (EL_{band} - EL_{gauge}) \cdot \frac{tlaps}{1000} \quad (50)$$

$$T_{mn, band} = T_{mn} + (EL_{band} - EL_{gauge}) \cdot \frac{tlaps}{1000} \quad (51)$$

$$T_{av, band} = T_{av} + (EL_{band} - EL_{gauge}) \cdot \frac{tlaps}{1000} \quad (52)$$

où  $T_{mx, band}$ ,  $T_{mn, band}$  et  $T_{av, band}$  sont les températures maximum, minimum et moyenne journalière de la bande d'altitude (°C),  $T_{mx}$ ,  $T_{mn}$  et  $T_{av}$ , sont les températures maximum, minimum et moyenne journalière enregistrées à la station météorologique (°C),  $EL_{band}$  est l'altitude moyenne de la bande d'altitude (m) et  $EL_{gauge}$  est l'altitude de la station météorologique (m).

L'effet de l'introduction de ces termes relatifs aux bandes d'altitudes dans le bassin versant est discuté dans le chapitre 4 de ce document.

### 2.1.3. Module agronomique et de croissance des plantes

L'autre module qui a une grande importance dans le modèle SWAT simule la végétation. Ce module est basé sur le modèle EPIC (Erosion-Productivity Impact Calculator ; Williams et al. (1989)). Il est important de comprendre le fonctionnement de ce module pour envisager ses impacts sur l'hydrologie. Cependant, le travail de recherche réalisé ici ne se focalisant pas sur le développement des végétaux, ce module sera présenté ici d'une manière plus conceptuelle que ne l'a été le module hydrologique, exception faite de la manière dont les plantes prélèvent de l'eau dans les sols, cela ayant une incidence directe sur le cycle hydrologique (ET, teneur en eau des sol).

SWAT possède une base de données modifiable, répertoriant un très grand nombre de végétations classées en 7 groupes : légumineuses annuelles de saison chaude, légumineuses annuelles de saison froide, légumineuses pérennes, plantes annuelles de saison chaude, plantes annuelles de saison froide, plantes pérennes, arbres.

Le cycle de croissance des plantes est basé sur le principe des unités de chaleur (Heat Unit ou HU). Les HU emmagasinés par la plante sont fonction de la température moyenne journalière et représente la croissance potentielle de la plante. Chaque plante a une température minimale avant laquelle elle peut emmagasiner des unités HU. Une fois cette température atteinte, plus la température augmente plus la plante emmagasine des HU. Pour chaque plante du modèle, il existe un nombre de HU nécessaire pour arriver à maturité.

La quantité de HU emmagasinée à un instant  $t$  détermine le stade de croissance de la plante. De ce stade de croissance dépend entre autres l'indice de développement foliaire (*Leaf Area Index* - LAI), c'est-à-dire le développement de la canopée qui à son tour influera sur la quantité de rayonnement interceptée et sur le calcul de la biomasse produite. L'avancement du stade de croissance permet également de répartir cette biomasse entre les racines et les organes aériens tout au long de la vie de la plante. Lorsque la plante a atteint sa maturité, elle arrête de produire de la biomasse, ce qui a pour effet de réduire le taux de transpiration. S'il s'agit de cultures, alors elles sont

récoltées (avec éventuellement un temps de séchage sur pieds pour certaines d'entre elles). Dans le cas des plantes pérennes et des arbres, ce système est couplé à un nombre d'années, spécifique à chaque espèce, où l'opération sera répétée. De cette biomasse va donc dépendre l'importance de la transpiration réelle des plantes.

Cette dernière est fonction de la profondeur des sols accessible aux plantes par leurs racines et de sa teneur en eau. Chaque sol possède un paramètre de profondeur racinaire maximale jusqu'où les racines peuvent se développer et prélever de l'eau dans les horizons pédologiques correspondants. Le potentiel de prélèvement de l'eau, fonction de la profondeur, est défini par :

$$w_{up,z} = \frac{E_t}{(1 - \exp(-\beta_w))} \cdot \left[ 1 - \exp\left(-\beta_w \cdot \frac{z}{z_{root}}\right) \right] \quad (53)$$

où  $w_{up,z}$  est le potentiel de prélèvement d'eau de la surface à la profondeur  $z$  (mm H<sub>2</sub>O),  $E_t$  est le potentiel maximum de transpiration des plantes (mm H<sub>2</sub>O) (voir équations 36 et 37),  $\beta_w$  est le paramètre de distribution de l'usage de l'eau,  $z$  est la profondeur (mm) et  $z_{root}$  est la profondeur de développement racinaire (mm). A partir de cette équation, le potentiel de chaque horizon pédologique peut être calculé par :

$$w_{up,ly} = w_{up,zl} - w_{up,zu} \quad (54)$$

où  $w_{up,ly}$  est le potentiel de prélèvement d'eau à l'horizon  $ly$  (mm H<sub>2</sub>O),  $w_{up,zl}$  est le potentiel de prélèvement d'eau de la surface à la couche inférieure de l'horizon (mm H<sub>2</sub>O) et  $w_{up,zu}$  est le potentiel de prélèvement d'eau de la surface à la couche supérieure de l'horizon (mm H<sub>2</sub>O).

$\beta_w$ , le paramètre de distribution de l'usage de l'eau a été déterminé pour que 50% du potentiel de prélèvement d'eau soit appliqué aux 6% supérieures de la zone racinaire, les racines étant plus denses dans la partie supérieure du sol. Si l'eau vient à manquer dans la partie supérieure du sol pour combler la demande, les prélèvements de la zone racinaire inférieure peuvent venir compenser. L'équation pour calculer le potentiel de prélèvement devient alors :

$$w'_{up,ly} = w_{up,ly} + w_{demand} \cdot epco \quad (55)$$

où  $w'_{up,ly}$  est le potentiel ajusté de prélèvement d'eau (mm H<sub>2</sub>O),  $w_{up,ly}$  est le potentiel de prélèvement d'eau (mm H<sub>2</sub>O),  $w_{demande}$  est le potentiel de prélèvement non satisfait dans l'horizon supérieur (mm H<sub>2</sub>O) et  $E_{pco}$  est le facteur de compensation de prélèvement des plantes.  $E_{pco}$  varie entre 0.01 et 1, plus il est proche de 1 plus le modèle peut compenser la demande avec les horizons inférieurs.

Une fois le potentiel de prélèvement calculé, l'eau est enlevée des horizons de sol tant que la teneur en eaux est supérieure au point de flétrissement permanent. Néanmoins, un algorithme supplémentaire (non détaillé ici) induit que si la teneur en eau est inférieure à 25% de la réserve utile du sol, un potentiel de prélèvement plus fort est nécessaire pour permettre le prélèvement d'une même quantité d'eau par les plantes.

## Chapitre 3 : Approche de modélisation

---

---

Dans ce chapitre est expliqué de quelle façon le modèle a été déployé sur le bassin versant de la Garonne, quels choix ont été réalisés quant à la représentation du territoire et des phénomènes considérés ainsi que l'utilisation des données disponibles.

---

---





## 1.Caractéristique du modèle mis en place

Pour la création du projet, le modèle SWAT a été utilisé de manière couplée à un Système d'information géographique (SIG). ARCSWAT est le module permettant l'interaction entre le modèle Open Source et le logiciel de SIG. Il a été utilisé dans sa version la plus récente ARCSWAT 2012 (SWAT 2012) disponible sur <http://swat.tamu.edu/>.

### 1.1. Définition des sous-bassins versants

Comme mentionnée précédemment, la définition des sous-bassins versants d'un projet SWAT découle de la définition du réseau hydrographique, elle-même basée sur la topographie. Elle est donc également influencée par la résolution du modèle numérique de terrain. L'utilisateur définit un seuil de surface drainée à partir de laquelle il y a création d'un cours d'eau. Un sous-bassin est ensuite défini entre chaque confluence du réseau hydrographique. Des exutoires peuvent par la suite ensuite être ajoutés manuellement, supprimés ou déplacés permettant de fractionner des sous-bassins versants en deux.

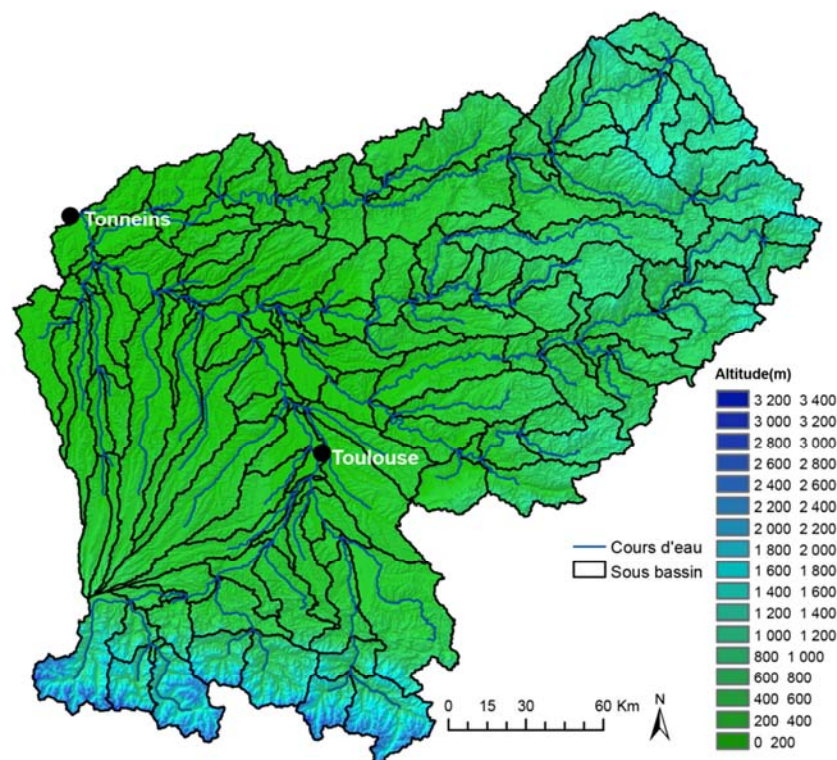


Figure II.19 : Découpage du bassin versant en 150 sous-bassins versants

La définition des bassins versants dans un projet dépend de plusieurs facteurs physiques et techniques. Le découpage doit permettre la description de zones ayant des caractéristiques physiques et hydroclimatiques différentes (telles que présentées dans le Chapitre 1). Il doit également permettre la comparaison avec des stations de jaugeage qui doivent être localisées à l'exutoire d'un sous-bassin. Ce découpage influence également la prise en compte des intrants climatiques par le modèle car ce dernier ne considère qu'une seule chronique par sous-bassin. L'influence du découpage sur cette prise en compte des intrants météo fait d'objet d'une étude et est discutée dans le chapitre 5 de ce document. Enfin, le découpage doit être compatible avec la procédure de calibration à réaliser (Voir section 2 de ce chapitre) car un découpage trop précis augmente les temps de simulation, pouvant mener à des temps de calcul très élevés.

Pour le projet final dont les résultats sont présentés en partie III de ce document, un seuil de 20 000 ha a été utilisé pour un premier découpage automatique, puis quelques exutoires ont été rajoutés manuellement pour permettre la correspondance parfaite avec les stations de jaugeage utilisées, décrites ci-après. Cela a mené à un découpage du bassin en 150 sous-bassins versants (Figure II.19) ayant une superficie comprise entre 2 et 1400 km<sup>2</sup>, et une superficie moyenne de 336 km<sup>2</sup>.

## **1.2. Définition des Unités de Réponse Hydrologiques (HRU)**

Comme décrits dans le fonctionnement du modèle, les sous-bassins du projet sont discrétisés en HRU d'après la compilation des données de pente, de sol et d'occupation du sol présentées au Chapitre 1. Le modèle crée donc une HRU pour chaque combinaison possible de ces trois paramètres.

Comme pour les sous-bassins, l'utilisateur peut toutefois exercer un choix sur la manière dont sont générées les HRU. Pour chacun des trois paramètres susmentionnés, l'utilisateur peut déterminer un seuil, en pourcentage, en dessous duquel la valeur d'un paramètre ne sera pas considérée dans la création des HRU (Exemple : les types de sol représentant moins de X% de la superficie du sous-bassin versant sont écartés). Cela ayant pour effet de limiter le nombre de HRU générées. Le choix de ce seuil permet d'écarter des valeurs de paramètres relativement anecdotiques en termes de surface. Il

peut également avoir un impact important sur les temps de calcul du modèle puisque ces derniers sont réalisés à l'échelle des HRU.

Pour la mise en place de ce projet, le seuil a été réglé à 10% pour l'ensemble des paramètres, cette valeur permettant de garder une discrétisation spatiale maximum, tout en s'affranchissant de valeurs anecdotiques. Sur la base de 150 sous-bassins versants, cette définition a permis la création de 3156 HRU.

### 1.3. Bandes d'altitudes pour la neige

La dernière discrétisation de l'espace qui peut être réalisée est la mise en place de bandes d'altitude sur les sous-bassins dont l'hydrologie est influencée par la neige. Cette fonctionnalité a donc un intérêt principalement pour les zones d'altitude. La méthode de définition de ces bandes d'altitudes ainsi que les bénéfices apportés par leur utilisation font l'objet d'une étude poussée dans ce travail de recherche au Chapitre 4 de ce document.

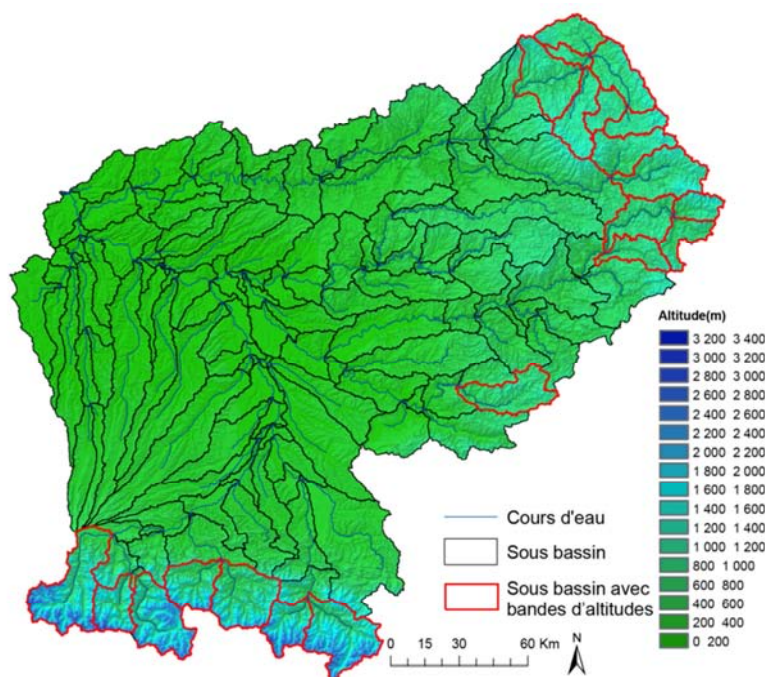


Figure II.20 : Sous-Bassins versants sélectionnés pour l'introduction de bandes d'altitude.

Après avoir montré les bénéfices de cette utilisation sur la zone pyrénéenne du bassin versant, il a été décidé pour la version finale du projet, d'introduire des bandes d'altitudes sur 21 des 150 sous-bassins versants générés (Figure II.19). Ces derniers ont été sélectionnés en considérant les sous-bassins ayant au moins 50 % de leur superficie

au-dessus de 800 m d'altitude, qui est l'altitude moyenne la plus basse de l'isotherme 0°C pendant le mois de janvier, mois le plus froid, relevé sur les territoires couverts par le bassin (Kessler and Chambraud, 1990).

#### **1.4. Prise en compte de l'anthropisation**

Le modèle SWAT offre certaines possibilités de représentation de l'anthropisation des systèmes hydrologiques notamment pour les barrages et l'irrigation des terres agricoles. Cependant, décrire précisément les activités humaines sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant nécessite d'importantes chroniques de données, notamment pour les barrages.

En effet, le modèle SWAT a besoin pour cela de disposer de chroniques journalières de débits en sortie des ouvrages, sur l'ensemble de la période de simulation. Pendant la durée de ce travail de recherche présenté ici, de nombreuses démarches ont été effectuées auprès des gestionnaires d'ouvrage afin de tenter de construire ces chroniques pour les principaux barrages (présentés en Figure II.14). Ce travail n'ayant pu aboutir, le projet a été mené sans l'incorporation des ouvrages hydrauliques. Cependant, comme nous l'avons vu à la section 2 du chapitre 1, l'influence de ces ouvrages reste limitée lorsque l'on considère les bilans hydrologiques mensuels.

Il en va de même pour les prélèvements en eaux dont les données chronologiques spatialisées sont particulièrement difficiles à obtenir du fait du très grand nombre de point de prélèvement et de gestionnaires qui y sont associés.

De plus, dans l'optique de travailler dans un contexte de changement climatique, même si la prise en compte des ouvrages hydrauliques et des prélèvements avait pu être réalisée lors de la calibration et de la validation, il aurait fallu créer des chroniques futures, ce qui est une tâche qui va au-delà des objectifs du présent projet. Le modèle construit pour effectuer ce travail de recherche représente donc les écoulements non-influencés du bassin versant, qui ont été jugés très proche du comportement réel lorsque l'on travaille en valeur mensuelle comme montré Figure II.14.

## 2. Paramétrisation du modèle

Après avoir mis en place le modèle sur le bassin versant, une évaluation de la performance par une comparaison à des données observées a été réalisée incluant une étude de sensibilité puis une calibration de certains paramètres a été effectuée afin d'améliorer les performances.

### 2.1. Les stations hydrologiques

Un bon nombre de stations de relevés hydrologiques ont été sélectionnées afin de permettre une estimation de la performance du modèle. Tout comme la définition des sous-bassins, la sélection de ces sites doit répondre à un certain nombre de critères. Ceux-ci doivent en premier lieu permettre une représentation de la diversité du territoire considéré et couvrir l'ensemble des continuums hydrologiques simulés par le modèle.

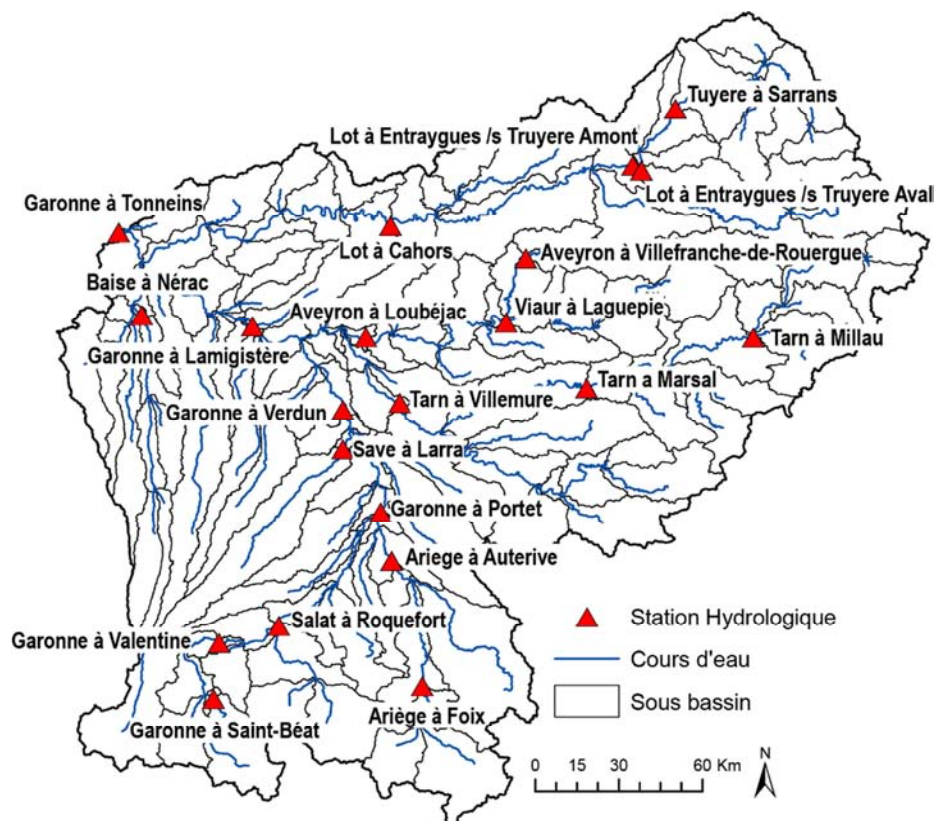


Figure II.21 : Localisation des stations hydrologiques utilisées

La sélection a aussi été effectuée de manière à faciliter la calibration du modèle, telle que décrite ci-après. En effet, afin de pouvoir analyser le cycle hydrologique de manière spatialisée, la calibration doit être la plus précise possible en

terme spatial, chaque station étant alors calibrée séparément. Les temps de calcul pour calibrer une seule station n'étant pas négligeable, il a fallu établir un compromis entre un nombre de stations assez important pour représenter de manière fine le territoire, tout en permettant la calibration du modèle dans des délais compatibles avec les objectifs.

Enfin, dans l'optique de travailler dans un contexte de changement climatique, et disposant de données climatiques sur de longues périodes (en particulier avec SAFRAN), les stations sélectionnées l'ont également été pour la longueur de leurs chroniques, afin de permettre des comparaisons sur les périodes les plus longues possible. Les stations répondant à l'ensemble de ces caractéristiques et retenues pour réaliser cette étude sont au nombre de 21. Elles sont représentées sur la Figure II.21. Les dates des chroniques disponibles pour chacune d'entre elles sont données dans la Tableau II.2.

**Tableau II.2** : Chroniques disponibles pour les stations hydrologiques sélectionnées

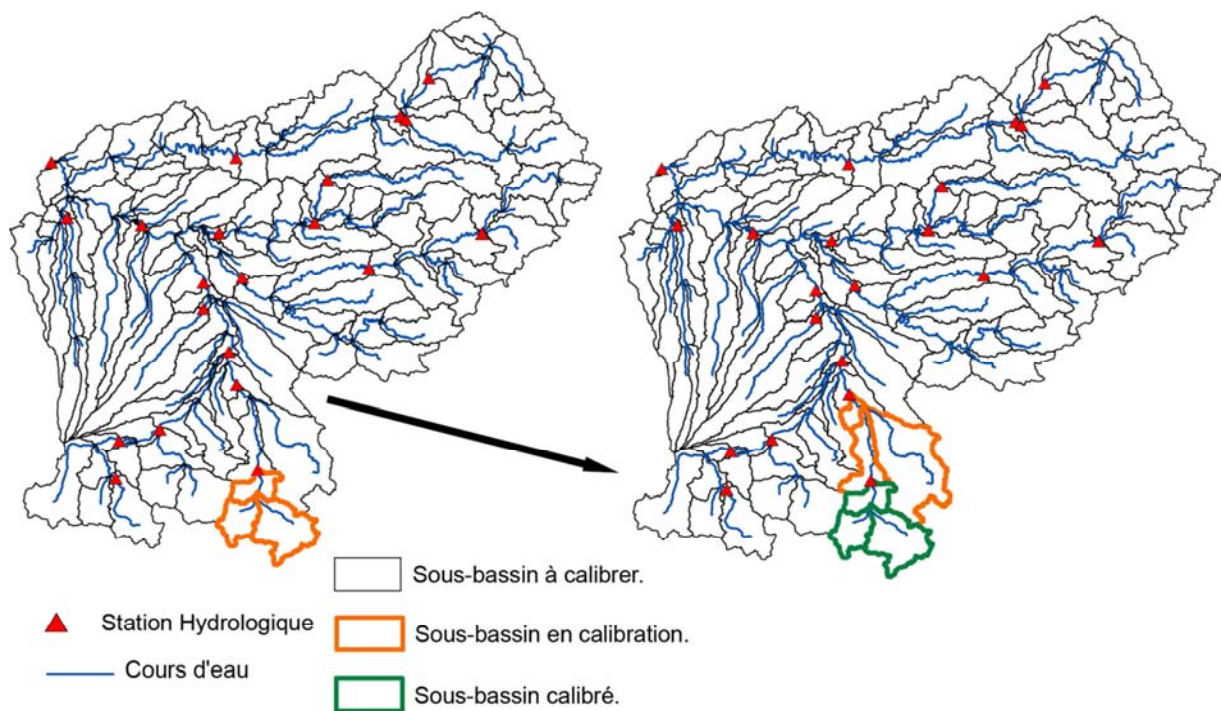
STATION	DATE	STATION	DATE
Saint-Béat	1971-2010	Villefranche	1962-2010
Valentine	1962-2010	Laguepie	1962-2010
Roquefort	1962-2010	Loubéjac	1962-2010
Foix	1962-2010	Lamagistère	1967-2010
Auterive	1966-2010	Sarrans	1962-2010
Portet	1962-2010	Truyère Amont	1972-2010
Larra	1965-2010	Truyère Aval	1979-2010
Verdun	1972-2010	Cahors	1962-2010
Millau	1969-2010	Nérac	1965-2010
Marsal	1962-2010	Tonneins	1962-2010
Villemure	1970-2010		

## 2.2. Analyse de sensibilité et calibration.

### 2.2.1. Processus en cascade

La réalisation des deux étapes d'analyse de sensibilité et de calibration, décrites ci-après, ont toutes les deux fait l'objet d'un processus de réalisation « en cascade ».





**Figure II.22 :** Illustration de la procédure en cascade utilisée pour l'analyse de sensibilité et la calibration des paramètres du modèle sur le bassin versant.

La Figure II.22 vient illustrer cette démarche qui consiste à considérer les sous-bassins d'amont en aval. En pratique, l'analyse de sensibilité et la calibration sont réalisées sur un groupe de sous-bassins dont l'exutoire correspond à une station hydrologique. Une fois ce groupe de sous-bassins calibré, l'opération est répétée avec les sous-bassins en aval et la station hydrologique suivante.

### 2.2.2. Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité est une étape préalable à toute calibration d'un outil de modélisation, particulièrement lorsque ce dernier comporte un nombre important de paramètres pouvant être modifiés comme c'est le cas pour SWAT. Le but de cette démarche est d'identifier quels paramètres, pour une configuration donnée du modèle, va influencer la simulation produite.

L'analyse de sensibilité, tout comme la procédure de calibration présentée par la suite, a été réalisée via la logiciel SWAT-CUP Version 5.1.6.2 (Abbaspour (2013) - <http://www.neprashtechology.ca>). Ce logiciel est un programme externe à SWAT facilitant la manipulation et la modification des paramètres du modèle (Arnold et al., 2012b).

**Tableau II.3** : Paramètres testés lors de l'analyse de sensibilité (voir Neitsch et al. (2011) pour les paramètres non explicités dans le Chap.2)

Nom Paramètres	Description	Correspondance Equation Chap. 2
EPCO	Facteur de compensation de prélèvement des plantes	Equ. 55 ( $epco$ )
SURLAG	Coefficient de délai de ruissellement	Equ. 8 ( $surlag$ )
GW_Delay	Délai du temps de drainage	Equ.17 ( $\delta_{gw}$ )
GW_Revap	Coefficient de "Revap"	Equ. 27 ( $\beta_{rev}$ )
GWQMN	Seuil d'eau contenue dans l'aquifère pour qu'il y ait contribution de la nappe à la rivière	Equ.26 ( $aq_{shthr,q}$ )
GWHT	Hauteur d'eau initiale de l'aquifère	--
SHALLST	Contenu initial en eau de l'aquifère peu profond	--
DEEPST	Contenu initial en eau de l'aquifère profond	--
ALPHA_BF	Constante de transfert nappe-rivière	Equ.26 ( $\alpha_{gw}$ )
REVAPMN	Seuil d'eau contenue dans l'aquifère au-dessus duquel il peut y avoir phénomène de « revap »	Equ.28-30( $aq_{shthr,r,p}$ )
RCHRG_DP	Fraction de la percolation qui rejoint l'aquifère profond	Equ. 24 ( $\beta_{deep}$ )
ESCO	Facteur de compensation d'évaporation du sol	Equ. 43 ( $esco$ )
CN2	« SCS Curve Number »	Equ. 4 ( $CN$ )
CANMX	Stockage maximum de la canopée par interception	Equ. 2 ( $can_{mx}$ )
OV_N	Coefficient de Manning	Equ. 7 ( $n$ )
SOL_AWC	Réserve utile du sol	Equ. 12 ( $AWC$ )
SOL_K	Conductivité hydraulique à saturation des sols	Equ. 16 ( $K_{sat}$ )
SOL_Z	Epaisseur des couches de sols	Equ. 45 ( $z$ )
EVRCH	Facteur d'ajustement de l'évaporation des cours d'eau	--
EVLAI	LAI à partir duquel l'évaporation depuis les cours d'eau cesse	--
SFTMP	Température de chute de neige	Equ.44 ( $T_{s-r}$ )
SMTMP	Température de fonte de neige	Equ. 46 ( $T_{mit}$ )
TIMP	Facteur de propagation de la température dans la couverture de neige	Equ. 47 ( $I_{sno}$ )
SMFMX	Facteur de fonte au 21 juin	Equ. 48 ( $b_{mit6}$ )
SMFMN	Facteur de fonte au 21 décembre	Equ. 48 ( $b_{mit12}$ )
SNOW50COV	Equivalent en eau de la neige nécessaire pour recouvrir 100% de la surface du sous-bassin	Equ. 45 ( $SNO_{100}$ )
SNOWCOVMX	Equivalent en eau de la neige nécessaire pour recouvrir 50% de la surface du sous-bassin	Equ. 45 ( $SNO_{100}$ )
SNO_SUB	Equivalent en eau initial de la neige	--
TLAPS	Gradient altitudinal de température	Equ. 50-52 ( $tlaps$ )
PLAPS	Gradient altitudinal de précipitation	Equ. 49 ( $plaps$ )
SNOEB	Contenu en eau initial de la neige dans une bande d'altitude.	--
CH_N	Coefficient de Manning du cours d'eau	--
CH_W	Largeur du cours d'eau	--
CH_L	Longueur du cour d'eau	--
CH_S	Pente moyenne du cours d'eau	Equ.7 ( $slp_{ch}$ )

Pour la réalisation de cette étude, une analyse de sensibilité dite « one-at-the-time » a été réalisée, telle que décrite dans Abbaspour (2013). Cette approche consiste à modifier les paramètres considérés les uns après les autres pour évaluer leur influence sur la simulation produite. L'avantage de cette approche est la simplicité de réalisation, malgré le fait qu'elle ne permette pas de détecter l'effet de la modification conjointe de plusieurs paramètres.



Pour chacun des paramètres considérés, cinq simulations sur une période de 10 ans (2000-2010 + 3 ans d'initialisation) ont été réalisées en modifiant la valeur des paramètres à chaque simulation afin d'en évaluer l'impact. La sélection des valeurs est faite via une procédure d'hypercube latin permettant de couvrir l'étendue des valeurs possibles que peut prendre chaque paramètre (McKay et al., 1979).

Au total, ce sont 32 paramètres qui ont été considérés pour la réalisation de cette analyse de sensibilité. Ces derniers ont été choisis en accord avec la littérature et la connaissance du bassin versant. Le Tableau II.3 présente les paramètres soumis à l'analyse de sensibilité, leur signification ainsi que leur relation avec les équations de fonctionnement du modèle décrites au Chapitre 2 point 2.1.2.

### 2.2.3. Calibration

Une fois les paramètres sensibles de chaque groupe de sous-bassins versants déterminés, une calibration de ces derniers est réalisée. Cette procédure de calibration, toujours réalisée avec l'aide du logiciel SWAT-CUP, est menée à bien par l'utilisation de l'algorithme de calibration SUFI-2 (Abbaspour et al., 2004). Cette procédure, largement utilisée par la communauté d'utilisateur de SWAT a été montrée comme permettant d'obtenir la meilleure calibration avec un nombre de répétitions limité (Yang et al., 2008).

Cette méthodologie est également basée sur l'utilisation de l'hypercube latin pour sélectionner des paramètres dans des intervalles définis par l'utilisateur. L'intervalle de calibration de chacun des paramètres a été déterminé au regard de la littérature existante pour le modèle SWAT et plus spécifiquement celle concernant le bassin versant de la Garonne (Oeurng et al., 2010; Ferrant et al., 2011; Oeurng et al., 2011a; Oeurng et al., 2011b; Boithias, 2012; Chea, 2012; Ferrant et al., 2013) et sur notre connaissance du bassin versant. Les intervalles de calibration ont été choisis de manière à rester cohérent avec la réalité hydrologique du bassin versant.

En pratique, le processus de calibration a été réalisé pour chaque groupe de sous-bassins par 1500 simulations tel que suggéré par Yang et al. (2008). Ces simulations ont été faites sur la période 2000-2010 avec 3 années supplémentaires d'initialisation du modèle. La fonction objectif utilisée pour réaliser cette calibration est la valeur du critère de Nash-Sutcliffe (décrite dans la section suivante). Les paramètres utilisés pour

la calibration de chaque groupe de sous-bassins versants, ainsi que les intervalles utilisés et valeurs calibrées peuvent être trouvés en Annexe 1

### 2.3. Outils statistiques pour l'évaluation des résultats

Pour permettre l'analyse des résultats, certains outils statistiques spécifiques seront utilisés tout au long de ce travail de recherche.

#### 2.3.1. Evaluation des performances de simulation hydrologique

L'évaluation de la performance des simulations d'un modèle est faite par la comparaison des données simulées avec les données observées. Plusieurs indicateurs statistiques peuvent alors être utilisés. Une discussion générale de ces critères peut être trouvée dans Moriasi et al. (2007) et Krause et al. (2005)

##### *a. Critère de Nash-Sutcliffe (Nse)*

Le critère de Nash-Sutcliffe (Nash and Sutcliffe, 1970) est très largement utilisé en hydrologie. C'est un critère normalisé qui vise à exprimer la proportion de la variance des débits observés expliquée par le modèle hydrologique en la comparant à un estimateur de référence qui est la moyenne des débits observés. Nse est compris entre 0 et 1 et plus la valeur de Nse est proche de 1, plus la simulation du débit est bonne, 1 étant une description parfaite. Une valeur négative du Nse indique donc que la moyenne des débits observés est un meilleur prédicteur. Il est défini par :

$$Nse = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (56)$$

où  $O_i$  et  $S_i$  sont les valeurs des débits observés et simulés au pas de temps considéré. De par sa définition, le Nse est un indicateur sensible au débit de pointe. Le Nse est utilisé pour réaliser la calibration de ce travail de recherches, mais d'autres critères ont été utilisés après la calibration pour compléter l'analyse des performances.

##### *b. Nse sur le logarithme des valeurs de débit (NseLog)*

Le NseLog est calculé avec la même formule que celle présentée ci-dessus. Elle est toutefois appliquée non plus aux valeurs de débit, mais sur le logarithme décimal des valeurs de débit. Les propriétés de la fonction logarithme vont permettre d'accentuer

l'influence des faibles valeurs de débit et ainsi donner une indication sur la robustesse du modèle pendant la période d'étiage

**c. Nse sur la racine carrée des valeurs de débit (NseSqrt)**

De même que NseLog, le NseSqrt est calculé en appliquant la fonction racine carrée à la valeur des débits. Cette fois, les propriétés de la fonction racine vont permettre de diminuer l'influence des valeurs extrêmes dans le calcul du Nse, et ainsi donner plutôt une indication en termes de volume global.

**d. Pourcentage de biais (Pbias)**

Le Pbiais exprime en pourcentage le biais moyen existant entre la série de données observées et la série d'estimateurs. Il est compris en -100% et +100%, une valeur négative indiquant une sous-estimation du débit et une valeur positive indique une surestimation. Une valeur nulle indique une parfaite description de l'observation, ce critère doit donc être minimisé. Il est défini par :

$$Pbias = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i) * 100}{\sum_{i=1}^N O_i} \right] \quad (57)$$

Le Pbiais offre une bonne description de l'efficacité du modèle à simuler les volumes globaux écoulés.

**e. Coefficient de détermination (R<sup>2</sup>)**

Le critère de R<sup>2</sup> décrit la dispersion combinée des séries observées et simulées en comparaison des dispersions de chacune des séries. Il est compris entre 0 et 1 et une augmentation de sa valeur indique une diminution de l'erreur de la variance. Il est défini par :

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})(S_i - \bar{S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S})^2}} \quad (58)$$

Ce coefficient est aussi très sensible aux valeurs extrêmes. Il est très largement utilisé en hydrologie et a été pour cette raison inclus dans ces travaux, malgré les critiques qui peuvent être trouvés dans la littérature à son encontre notamment par le fait qu'il ne quantifie que la dispersion et qu'une série simulée qui décrirait la série observée avec

une erreur constante obtiendrait tout de même un bon score (Krause et al., 2005; Moriasi et al., 2007).

### 2.3.2. Analyse de tendance des séries temporelles

Afin d'analyser les variations temporelles des simulations produites et d'observer entre autres les effets à long terme des changements du climat sur les simulations hydrologiques produites, d'autres outils statistiques vont être utilisés :

#### *a. Pente de Sen*

La pente de Sen, également appelée estimateur de Theil-Sen, est une statistique non paramétrique, permettant une régression linéaire plus robuste qu'une simple régression linéaire par moindres carrés (Theil, 1950; Sen, 1968). Soit une série temporelle avec  $n$  termes définis par  $y=f(t)$  et considérant  $j>i$  et  $t_i \neq t_j$ , on peut définir  $N$  valeurs  $A$  pour chaque couple de valeurs  $(t,y)$  :

$$A_{ij} = \frac{y_i - y_j}{t_i - t_j} \quad (59)$$

où  $i$  et  $j=1,2,3,\dots,n$ . La pente de Sen est alors définie comme la médiane de ces  $N$  valeurs. La méthode de Theil-Sen est intéressante car peu sensible aux valeurs extrêmes et donc assez robuste dans la détermination d'une tendance.

#### *b. Significativité : Test de Mann-Kendall*

Le test de Mann-Kendall est un test statistique non-paramétrique permettant de détecter les tendances monotones d'une série chronologique (Mann, 1945; Kendall, 1975). Considérant une série à  $n$  termes  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ , la réalisation de ce test nécessite de poser deux hypothèses. Soit  $H_0$  : les observations  $x_i$  sont ordonnées aléatoirement, aucune tendance n'est présente. Soit  $H_1$  : il y a une tendance monotone croissante ou décroissante.

Les valeurs de la série sont évaluées en tant que série chronologique. Chaque valeur est comparée à la valeur suivante. Si la valeur du pas de temps suivant est supérieure à la valeur considérée, la statistique  $S$  est incrémentée de 1 mais si la valeur du pas de temps suivant est inférieure à la valeur considérée,  $S$  est réduit de 1. Soit :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{Sgn}(x_j - x_i) \quad (60)$$

où  $x_i$  et  $x_j$  sont les valeurs de rang  $i$  et  $j$  et que  $j > i$  et

$$\text{Sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & \text{si } x_j - x_i > 0 \\ 0 & \text{si } x_j - x_i = 0 \\ -1 & \text{si } x_j - x_i < 0 \end{cases} \quad (61)$$

Si le nombre de valeurs dans la série est inférieur à 10, la valeur absolue de  $S$  est directement comparée à la distribution théorique de  $S$  décrite par Mann et Kendall. Si le nombre de valeurs dans la série est supérieur à 10, ce qui est le cas dans toutes les séries étudiées dans ce travail de recherche,  $Z$ , qui est une approximation normale de  $S$ , est utilisée. Mann (1945) et Kendall (1975) ont démontré que:

$$E(S) = 0 \quad (62)$$

$$\text{Et } \text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^S t_p(p-1)(2p+5)}{18} \quad (63)$$

Où  $t_p$  est le nombre d'égalités dans la série impliquant  $p$  valeurs. Dès lors,  $Z$  peut être défini par :

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (64)$$

$Z$  nous indique la pente de la tendance : si  $Z > 0$  c'est une tendance monotone croissante alors que si  $Z < 0$  c'est une tendance monotone décroissante.

La significativité statistique de la tendance est évaluée en étudiant la valeur de  $Z$ .  $Z$  a donc une distribution normale et la « région critique » du test statistique de Mann-Kendall est donnée par  $S < Z_{\alpha/2} \sqrt{\text{Var}(S)}$  et  $S < Z_{1+\alpha/2} \sqrt{\text{Var}(S)}$  où  $Z_{\alpha/2}$  et  $Z_{1+\alpha/2}$  sont respectivement le  $\alpha/2$  et le  $1+\alpha/2$  quantile de la distribution normale et  $\text{Var}(S)$  la

variance du test statistique  $S$ . L'hypothèse  $H_0$  est acceptée si  $|Z| \leq Z_{\alpha/2}$  où  $\alpha$  est le seuil de significativité choisi.

Il est communément accepté que  $\alpha=5\%$  ou  $\alpha=1\%$  représentent des seuils significatifs acceptables. Mais cela reste un point du vu discutable qui peut être adapté aux études réalisées (Nicholls, 2001). Le seuil  $\alpha=5\%$  ( $\alpha=0.05$ ) a été adopté dans ce document et les résultats donnés incluront directement le signe de la tendance ainsi que la valeur de la p-value pour permettre de bien estimer la valeur de la significativité.

Le Test de Mann-Kendall est par définition sensible à l'effet de saisonnalité, car une forte corrélation temporelle fausse le test. Il est donc préférable d'utiliser le test de Mann-Kendall sur des valeurs annuelles.

Néanmoins, Hirsch et al. (1982) proposent une modification du test permettant de prendre en compte la saisonnalité de la série analysée, en réalisant le test sur les périodes saisonnières correspondantes entre elles. Cela permet typiquement de pouvoir utiliser le test de Mann-Kendall sur des données mensuelles, en considérant une saisonnalité de 12 mois.

On a alors  $S_i$  calculé de la même manière que dans l'équation (...) pour chacune des périodes saisonnières (avec ici  $i=1 \dots 12$ ). Puis :

$$S' = \sum_{i=1}^{12} S_i \quad (65)$$

$$\text{Et} \quad \text{Var}(S') = \sum_{i=1}^{12} \text{Var}(S_i) + \sum_{i=1}^{12} \sum_{j=1}^{12} \text{Cov}(S_i S_j) \quad (66)$$

où  $j \neq i$ . Enfin  $Z$  est calculé de la même manière que dans l'équation 64 en utilisant  $S'$  et sa variance.

## III Refining the model implementation

---

Chapter 4: Assessing the capability of the SWAT model to simulate snow, snow melt  
and streamflow dynamics over an alpine watershed

Chapter 5: Testing the SWAT model with gridded weather data of different spatial  
resolutions

Chapter 6: Assessing the temporal transposability of the SWAT model across a large  
contrasted watershed





ARTICLE PUBLIÉ  
Journal of hydrology

## Chapter 4: Assessing the capability of the SWAT model to simulate snow, snow melt and streamflow dynamics over an alpine watershed

*Youen Grusson<sup>(a,f)</sup>, Xiaoling Sun<sup>(a,b)</sup>, Simon Gascoin<sup>(c)</sup>  
Sabine Sauvage<sup>(a,b)</sup>, Srinivasan Raghavan<sup>(d)</sup>, François Anctil<sup>(f)</sup>, José  
Miguel Sanchez Pérez<sup>(a,b)</sup>*

<sup>a</sup> *University of Toulouse; INPT, UPS; Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (EcoLab), Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France*

<sup>b</sup> *CNRS, EcoLab, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France*

<sup>c</sup> *Centre d'Études Spatiales de la Biosphère (CESBIO), Toulouse, France*

<sup>d</sup> *Spatial Sciences Laboratory, 1500 Research Plaza, Office 221E, Texas A&M University, College Station, TX 77845*

<sup>f</sup> *Chaire de recherche EDS en prévisions et actions hydrologiques, Department of Civil and Water Engineering, Université Laval, Québec, G1V 0A6, Canada*



## 1. Résumé en Français

La couverture de neige est un réservoir hydrologique important du cycle de l'eau, en particulier lorsque le bassin versant inclut une zone montagneuse. En modélisation, l'eau stockée dans la couverture de neige et son influence sur le cycle hydrologique est très souvent négligée, alors que son impact est réel, en particulier lorsque l'hydrologie de certaines parties du bassin est dominée par la neige. Si la neige est prise en compte dans les modèles hydrologiques, c'est généralement pour améliorer les statistiques de modélisation, sans regard sur le réalisme de sa représentation ou de son influence sur le cycle hydrologique. Cela est d'autant plus vrai lorsque des modèles semi-distribués sont utilisés, puisqu'ils sont souvent considérés comme inaptes à représenter spatialement ces phénomènes.

Cependant, les modèles semi-distribués sont de plus en plus utilisés pour réaliser des évaluations de la ressource en eau à l'échelle régionale et ces études ne peuvent pas être réalisées sans une bonne représentation de l'accumulation et de la fonte de la neige. Le manque de mesures de terrain est également souvent invoqué pour justifier l'absence de validation des accumulations de neige simulées. Dans cette étude, des données de télédétection fournies par MODIS sont combinées à des données in situ, permettant la validation du stock de neige simulé par le modèle hydro-agroclimatologique SWAT, un modèle hydrologique semi-distribué à base physique, qui est mis en œuvre sur la partie dominée par la neige du bassin versant de la Garonne. La simulation de la neige a été effectuée sans algorithmes ou procédures d'étalonnage complexes, mais en utilisant l'option de bandes d'altitude incluse dans le modèle et les paramètres de neige connexes.

La représentation de la couverture neigeuse ainsi que la simulation hydrologique ont été réalisées par une calibration automatique du modèle, sur la période 2000-2010, réalisée avec SWAT-Cup / SUFI2, en utilisant six stations de jaugeage hydrologiques le long du continuum fluvial en aval de la zone dominée par la neige. Les résultats soulignent trois points importants: i) la mise en place de bandes d'élévation sur la tête de bassin montagneuse permet d'améliorer la simulation de la couche neigeuse, même pour les stations éloignées en aval de la zone neigeuse. ii) En se basant sur la comparaison avec les données MODIS, on constate que SWAT produit une bonne représentation spatiale et temporelle de la couverture de neige, en dépit d'une légère

surestimation à la fin de la saison hivernale sur les bandes de plus haute altitude. Une comparaison de l'estimation de l'équivalent en eau du manteau neigeux simulé par le modèle avec des données *in situ* a révélé une sous-estimation dans la partie inférieure du bassin et une légère surestimation dans sa partie supérieure. Ces erreurs sont liées et proviennent de difficultés du modèle à intégrer les variations spatiales et temporelles très locales du gradient orographique de précipitation. iii) Les bandes d'altitude ont apporté des changements consistants dans la répartition de l'eau au sein du cycle hydrologique des sous-bassins versants concernés, permettant une représentation plus en accord avec le cheminement attendu de l'eau.

## 2. Abstract

Snow is an important hydrological reservoir within the water cycle, particularly when the watershed includes a mountainous area. Modellers often overlook water stocked in snow pack and its influence on water distribution, especially when only some portions of the watershed is snow dominated. Snow is usually considered to improve hydrological modelling statistics, but without any regard for the realism of its representation or its influence on the hydrological cycle. This is all the more true when semi-distributed models are used, often considered inadequate for spatially representing such phenomena.

On the other hand, semi-distributed models are being increasingly used to realise water budget assessment at a regional scale and such studies should not be realised without a good representation of the snow pack. Lack of field measurements is also a frequent justification for avoiding validating simulated snow packs. In this study, remote sensing data provided by MODIS is combined with *in situ* data, enabling the validation of the snow pack simulated by the Soil and Water Assessment Tool (SWAT), a semi-distributed, physically-based model, implemented over a partly snow-dominated watershed. Snow simulation was performed without complex algorithms or calibration procedures, using the elevation bands option included in the model and related snow parameters.

Representation of snow cover and hydrological simulation were achieved by a standard automatic calibration of the model, over the 2000-2010 period, performed by SWAT-Cup/SUFI2, using six hydrological gauging stations along the fluvial continuum

downstream of the snow-dominated area. Results highlight three important points: i) Set-up of elevation bands over mountainous headwater improved hydrological simulation performance, even well downstream of the snow-dominated area. ii) SWAT produced a good spatial and temporal representation of the snow cover, using MODIS data, despite a slight overestimation at the end of the snow season on the highest elevation bands. A comparison of the model estimate of snowpack water content with *in situ* data revealed an underestimation in water content in the lower part of the watershed and a slight overestimation in its upper part. Those errors are linked and originate from difficulties of the model to incorporate very local spatial and temporal variations of the precipitation lapse rate. iii) Elevation bands brought consistent changes in water distribution within the hydrological cycle of implemented watersheds, which are more in line with expected flow paths.

### 3. Introduction

Water production is undeniably linked to mountainous areas that often contribute between 40 % and 60 % of global discharge, an estimation that can increase regionally up to 95 % (Viviroli and Weingartner, 1999; Viviroli et al., 2003). Therefore, in hydrological modelling, snowfall, snow accumulation, and snowmelt are among processes that have the greatest impact on the global water cycle. Differences in their estimation may cause substantial changes to hydrological simulations (Verbunt et al., 2003; Zeinivand and Smedt, 2009). This is all the more true when watersheds are located wholly or partly in mountains where, by temporarily storing water, snow affects the timing and amplitude of the seasonal hydrograph. Furthermore, many studies have highlighted the importance of taking snow processes into account when evaluating climate change impact (Douville et al., 2002; Barnett et al., 2005; Gurtz et al., 2005; Viviroli et al., 2011).

Some models incorporate snow processes exclusively (Garen and Marks, 1996; Coughlan and Running, 1997; DeBeer and Pomeroy, 2009; Martelloni et al., 2012), using anything from a degree-day formulation to more complex energy budgeting to simulate snowmelt. From an operational point of view, there are two main ways of accounting for snow in hydrological models. The most common method is to use the snow pack reservoir in the model only to improve performance on discharge simulation, without verifying the adequacy of the snow pack simulation in terms of

water content, spatial distribution and temporal evolution (Wang and Melesse, 2005; Troin and Caya, 2014). The second method simulates snowpack conditions (Pradhanang et al., 2011) in order to obtain a good representation of the “snow water storage” as a part of the hydrological cycle. The latter approach is often constrained by the availability of *in situ* snow data with appropriate spatial and temporal resolutions. In this context, remote sensing is a valuable source of critical data. For instance, MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) is one of the most used remotely-sensed snow data sources (Klein and Barnett, 2003; Hall and Riggs, 2007).

Regardless of whether validating snowpack or not in a model, studies concerned with the hydrological impact of snowmelt are often confined to watersheds immediately downstream of the principal snow accumulation areas – often small in size. Few studies have gone further by including downstream basins in their analysis. However, it is essential to take the influence of snow on the hydrological cycle into account, to improve water management on a larger scale, even if the watershed is not strictly snow dominated.

The Soil Water Assessment Tool (SWAT) model (Arnold et al., 1993) is a physically-based, comprehensive, continuous, semi-distributed and watershed-scale simulation model that allows the simulation of a large number of physical processes. It has been successfully implemented in many locations (Gassman et al., 2007; Douglas-Mankin et al., 2010). It includes a snow module, allowing the delimitation of up to ten elevation bands with associated temperature and precipitation lapse rates (Fontaine et al., 2002; Luo et al., 2012; Rahman et al., 2013).

In a previous study, Zhang et al. (2008) tested the benefits on SWAT discharge and runoff simulations to model snow without elevation bands, with elevation bands, and even with another more complex algorithm: SNOW17. Their results showed that using elevation bands is much more efficient than without. However, the use of a more complex algorithm failed to enhance discharge simulation and their conclusions were entirely based on hydrological performance and did not deal with the realism of snow representation.

The present study attempts to take the analysis further. It looks at determining how far SWAT is able to represent snow in terms of spatial and temporal distributions and

stored water quantity. The analysis relies on a standard calibration procedure, i.e. based only on stream flow observations. No direct calibration of the snow pack or the snow water equivalent is realized, but these are assessed using MODIS and *in situ* data. Previous studies (Stehr et al., 2009; Hong et al., 2010; Ouyang et al., 2010; Park et al., 2013; Strauch and Volk, 2013) have experimented using MODIS data, but simply to validate SWAT streamflow simulations,. Only Stehr et al. (2009) have assessed the use of MODIS as a source of snow distribution data for validate SWAT snow simulations for a small, entirely snow-dominated basin, where no other data were available. The present study examines a much larger area than the Stehr et al. (2009) study (455 km<sup>2</sup>), focusing on the upper part of the Garonne River watershed (9200 km<sup>2</sup>), which drains a mountainous region. Another limitation of our study is the lack of reservoir management data to set up the SWAT model, a relatively common problem in hydrology, given the difficulties associated with obtaining such data from operators. The work presented here has thus been conducted without reservoir management data. The last part of the paper is dedicated to analysing how changes in snow dynamics representation influence SWAT water budget.

Several studies have been carried out in the investigated region. Fischer (1932); Pardé (1936); Probst (1983) provide comprehensive hydrological descriptions of the Garonne watershed. Voirin-Morel (2003) applied the hydrometeorological model ISBA-MODCOU, while Sauquet et al. (2010) used MODCOU and GR4J to simulate discharge over the Garonne river Watershed. Following from their work, Caballero et al. (2007) and Dupeyrat et al. (2008) tested the response of the Garonne River to climate change using CEQUEAU and ISBA-MODCOU.

Preliminary studies have also been performed using SWAT. Chea (2012) and Pinglot (2012) assessed pros and cons of using SWAT over this diversified catchment. They highlighted the important role played by snow accumulation and snow melt over the catchment. However, most SWAT applications on the Garonne focused on low altitude segments, deprived of the influence of snow (Boithias et al., 2011; Ferrant et al., 2011; Oeurng et al., 2011b; Boithias, 2012).

Hence, the objectives of this study are: i) to explore the various snow representation possibilities, including elevation bands, offered by SWAT; ii) to validate SWAT snow

simulations using MODIS data supplemented with *in situ* data; iii) to assess the impact of different snow dynamics computation on SWAT water budgets.

## 4. Materials and methods

### 4.1. Study Area

The Garonne River is 525 km long and one of the principal fluvial systems in France, draining a 55 000 km<sup>2</sup> area located in southwest France into the Atlantic Ocean. The large range of altitudes and slopes within the watershed leads to a diversity of hydrological behaviours that could be attributed to three geographic entities: the Pyrenees to the south, the Massif Central to the north-east, and the plain between them (Probst, 1983).

The Pyrenean portion of the watershed largely influences the hydrological regime and consists of high mountains (some peaks exceed 3 000 m) above a large plain, whose elevation is less than a few hundred meters (Figure III.1). This portion, which represents nearly one sixth of the Garonne watershed and is largely influenced by topographic factors (Probst, 1983), is the focus of the present study. The Pyrenees portion of the Garonne river Watershed, which covers 9 200 km<sup>2</sup>, has its outlet at Portet where an average flow of 189 m<sup>3</sup>/s (1910-2013) has been reported. The highest discharge on record reached 4,300 m<sup>3</sup>/s and the lowest was 23 m<sup>3</sup>/s. Over the same period, when looking at inter-annual mean monthly values, the highest flows occurs in May (348 m<sup>3</sup>/s) and the lowest in September (84 m<sup>3</sup>/s). Elevation ranges from 150 m to 3,145 m, while 44 % of the watershed has an elevation below 500 m and 20 % above 1,500 m. (Figure III.1). Land use analyses from Corine Land Cover maps (CLC, 2006) reveal that the plain is dominated by crops and pastures. Agricultural activities represent 49 % of the watershed, while the hillsides of the Pyrenees (35 % of the watershed) are covered by forests. For altitudes above 2,500 m, vegetation is composed of alpine grassland and shrub.

According to the FAO soil classification on the European Soils Data Base map (ESDB, 2006), the soil composition is dominated by different types of cambisols (65 % of the catchment). Similar to the land use conditions, existing soil types differ with terrain condition and altitude. In the plain, calcic cambisol (27%) is dominating on eutric podzoluvisol (6%) orthic luvisol (6%) and fluvio-calcic fluvisoil (9%) that are present



along streams. Slopes of the Pyrenees are dominated by dystic cambisols (32%) associated with orthic rendzina (5%). Above 2,500m, soil composition is divided between humic cambisols (5%), ranker (6%), and lithosols (3%).

Climate across the entire Garonne watershed does not reflect the same level of variability as for the Pyrenees. In the mountains, temperatures fall below freezing during winter months, while the winter temperatures in the plain generally remain positive. Dessens and Bücher (1997) stressed the variability of the Pyrenean precipitation, especially in winter when totals may be up to three times higher in the mountains than in the plain. In terms of temperature, analysis of Météo-France weather data provides a good example of this variability. Throughout the 2000-2010 period, mean minimum and maximum temperatures at the Genos station (1,250 m) in February were - 3°C and 3.5°C respectively. For the same period, the Blagnac station (151 m), only 120 km away, shows mean minimum and maximum temperatures of 3°C and 11.5°C (Figure III.1). Variability in air temperatures associated with altitude the terrain causes irregularity in snow distribution: for instance the mountainous areas are snow dominated during winter while snow is absent in the plain all year long.

The watershed is also impacted by human activities, mainly by the presence of several dams obstructing the natural flow of the river. Subbasins 18, 24, 25, 26 and 27 (Figure III.1) account for most of the reservoirs, which are primarily used for low flow support. Consequently, those reservoirs impact the hydrologic regime during the summer and the autumn but have a limited effect on the simulation of the snow processes. In Sauquet et al. (2010) and Hendrickx and Sauquet (2013), observed discharge data and naturalized discharge data are compared at four gauging stations : Valentine, Roquefort, Foix and Portet (Figure III.1). This comparison highlights the limited impact of human activities on discharge during winter. Of the four gauging stations, only Foix seems to be partly impacted, over the January-March period. It should also be noted that this influence is not transmitted downstream to the Portet station.

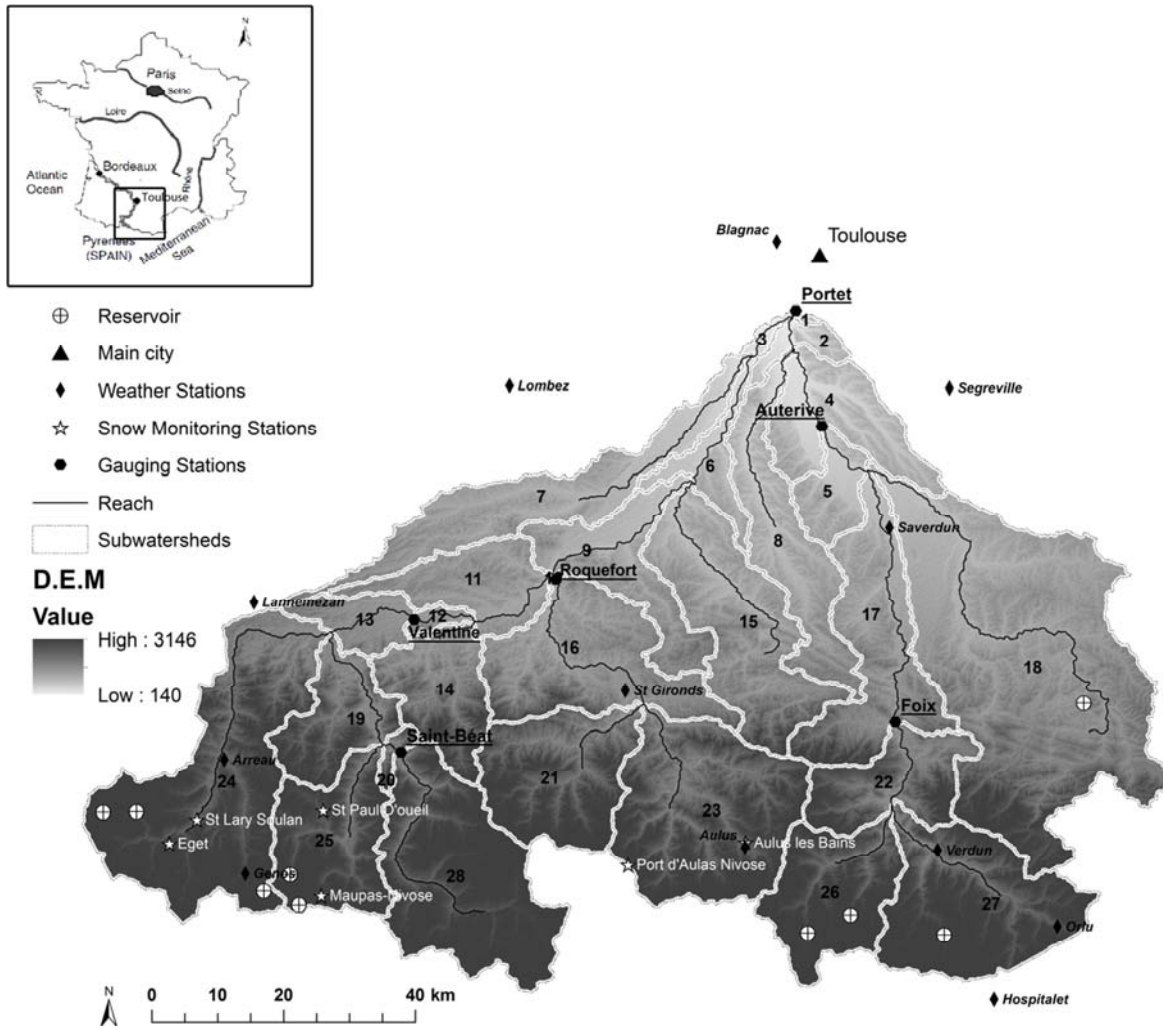


Figure III.1: Geographic situation of the headwater Garonne watershed

## 4.2. SWAT model

SWAT was developed to simulate the impact of land use changes on hydrology, water quality and erosion. It is a semi-distributed model, based on a discretisation of the area. The first step of this discretisation consists in dividing the watershed into sub-watersheds, based on topography. SWAT then identifies hydrological response units (HRUs) within each sub-watershed, based on soil, land use, and slope. The HRUs are then used to compute a water balance based on four reservoirs: snow, soil, shallow aquifer, and deep aquifer. The main hydrological processes include infiltration, runoff, evapotranspiration, lateral flow, and percolation. Water balance computation is performed at the HRU level, aggregated at the subbasins level, and routed toward the reaches and the catchment outlet. The SWAT model has been chosen for this study because it has been successfully applied worldwide, over a wide range of scales,

topographies, and climate conditions. It also allows the modeller to simulate various hydrological fluxes and reservoirs including snow (Gassman et al., 2007; Douglas-Mankin et al., 2010; Gassman et al., 2014). ArcSWAT 2012, which includes a GIS-based graphical interface, has been used for this study to define subwatersheds, HRUs and generate input files for the model.

For its water budget, SWAT distinguishes solid and liquid precipitation based on near-surface air temperature. The snowfall temperature parameter (SFTMP) is compared to the mean daily air temperature at subbasin scale; if it is lower than SFTMP, precipitation is then considered solid. If precipitation is considered solid, it is accumulated until snowmelt.

Snowmelt is mainly controlled by the air and snowpack temperature along with the daylight hours. Water volume generated by snowmelt process over a subwatershed, also depends on the extent of the snow cover. Table III.1 shows modifiable parameters related to snow at the catchment level. A more comprehensive description of equations used by SWAT can be found in Neitsch et al. (2011)

Tableau III.1: Modifiable snow parameters

SWAT parameters	Description	Default values
<i>SFTMP</i>	Snowfall temperature	1.0°C
<i>SMTMP</i>	Snowmelt temperature	0.5°C
<i>SNO_SUB</i>	Initial snow water content	0 mmH <sub>2</sub> O
<i>SNOCOVMX</i>	Snow water content for 100 % snow cover	1.0 mmH <sub>2</sub> O
<i>SNOW50COV</i>	Fraction of SNOCOVMX corresponding to 50 % snow cover	0.5
<i>SMFMX</i>	Snow melt factor on 21 June	4.5 mmH <sub>2</sub> O/°C-day
<i>SMFMN</i>	Snow melt factor on 21 December	4.5 mmH <sub>2</sub> O/°C-day
<i>TIMP</i>	Snowpack temperature lag factor	1.0

In SWAT, snowfall, snowpack, and snowmelt processes are always computed by the model as soon as the temperature falls below the threshold of snowfall temperature. But it also enables those processes to be spatially refined as a function of elevation. A maximum of ten elevation bands can thus be defined for subbasins as appropriate. Precipitation and temperature are then taken into account for each individual elevation band, exploiting two lapse rates: one for temperature (*tlaps* in °C/km) and one for precipitation (*plaps* in mm H<sub>2</sub>O/km/yr).

In this paper, the benefits of different snow computing and calibration options are tested. Three different projects are set up: a first one, as a reference, without regard to snow calibration, a second one using basin-scale global snow parameters, and a last one using elevation band discretization and lapse rates. Table III.2 and Figure III.1 identify the seven subbasins where this last variation has been implemented. (See section 2.4 for more details)

SWAT elevation bands (Fontaine et al., 2002) are set up by specifying their number, their mean elevation, and the proportion of the subbasin area they encompass. However, there is no consensus in the literature on a recommended number of elevation bands. Among the few studies dealing with this issue, some define bands as a function of elevation (Fontaine et al., 2002; Stratton et al., 2009; Luo et al., 2012; Rahman et al., 2013), while others define them as a function of area (Zhang et al., 2008; Stehr et al., 2009; Pradhanang et al., 2011). The number of bands varies from 1 to 10. Fontaine et al. (2002), who developed the snow module, found that using 5 altitudinal bands improved simulation. As far as the authors are aware, only Pradhanang et al. (2011) have compared simulations with various numbers of bands (0, 1, 3, and 5). They concluded that using three or five elevation bands improved simulation. However, the topography of their watershed was not as pronounced as for the Garonne: 800 m instead of 2,530 m (Table III.2). Ten elevation bands were therefore set up here.

**Tableau III.2 : Statistics on elevation (m), including snow dominated subbasins (grey)**  
(Locations are given in Figure1)

Subbasin	Elevation				Subbasin	Elevation			
	Min	Max	Mean	Median		Min	Max	Mean	Median
1	140	276	203.9	212	15	195	1597	439.9	386
2	142	286	204.8	207	16	270	1566	499.9	441
3	143	200	163.0	162	17	198	1690	506.5	404
4	154	342	230.9	232	18	197	2317	526.2	400
5	178	362	257.7	260	19	420	2119	957.1	877
6	157	394	242.2	235	20	480	2136	1001.3	960
7	157	587	314.9	317	21	390	2826	1222.5	1117
8	155	798	313.2	287	22	377	2172	873.8	801
9	192	746	360.4	348	23	392	2840	1198.4	1116
10	265	503	315.0	297	24	419	3139	1485.2	1459
11	264	539	389.0	386	25	480	3146	1536.9	1517
12	319	567	384.8	368	26	471	3086	1702.6	1709
13	360	710	456.9	438	27	473	2886	1532.0	1555
14	322	2102	760.3	633	28	503	2928	1721.1	1775

### 4.3. Model setup

#### 4.3.1. GIS layer and meteorological data sets

Table III.3 identifies the data sources used to set up the model. In order to delineate the watershed and compute the flow directions of the river system, a digital elevation model (DEM) with a 90 m resolution from NASA and METI was employed (ASTER, 2011). Land uses come from the Corine Land Cover (CLC, 2006) map on a scale of 1:100,000. The catchment is divided up into 25 land use types. Soil data are derived from the European Soil Database (ESDB, 2006) map on a scale of 1:1,000,000, which relies on FAO soil classification adapted to SWAT by Chea (2012). Climate data consist in daily time-step measurements from 12 Météo-France (French weather forecasting agency) stations (Figure III.1), from January 1997 to December 2010.

**Tableau III.3:** Data sources

Data type	Data source	Scale
DEM	NASA/METI (ASTER, 2011)	Grid cell 90m x 90m
Land use	Corine Land Cover (CLC, 2006)	1:100,000
Soil	European Soil Database (ESDB, 2006)	1:1,000,000
Climate	Météo-France ( <a href="https://donneespubliques.meteofrance.fr/">https://donneespubliques.meteofrance.fr/</a> )	
River discharge	Banque Hydro ( <a href="http://www.hydro.eaufrance.fr/">http://www.hydro.eaufrance.fr/</a> )	
Snow cover area	National Snow and Ice Data Center (NSIDC)	Grid cell 500m x 500m

#### 4.3.2. Hydrological data

Monthly stream flow data from six selected gauging stations along the river continuum were used to calibrate the model: Saint-Béat, Foix, Valentine, Roquefort, Auterive and Portet (Figure III.1). This selection was intended to represent the topographic diversity of the catchment – some are located in the mountain range and others in the plain. Some of those stations are present on the Garonne River (Saint-Béat, Valentine, Portet) while others are on its main tributaries: the Salat (Roquefort) and the Ariège Rivers (Foix and Auterive). The aim was to perform a calibration along the river continuum. Data originate from the *Banque Hydro* national database and cover the period from 1997 to 2010. The only data missing over this period are: December 2008 for the Valentine station and July to November 2000 for the Auterive station.

#### 4.3.3. Snow covers data: MODIS and In situ data

Snow cover area data were extracted from the MOD10A2 product version 5 (Hall et al., 2006). MOD10A2 provides syntheses of the maximum snow extent over a compositing period of eight days from February 2000 to the present. For each pixel, MOD10A2 indicates whether snow was detected at least once over a period of eight days (snow presence or absence). This product is generated using observations from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on board NASA's Terra satellite. The original grid spatial resolution is close to 500 m. The MOD10 series snow products have been extensively validated in various environments, including mid-latitude mountainous areas (Hall and Riggs, 2007). MOD10A2 is well suited to hydrological studies because most of the cloud-covered pixels are eliminated by the compositing procedure (Magand et al., 2013). However, cloud-covered pixels will remain in the MOD10A2 synthesis whenever clouds persist more than eight days. Missing data have been interpolated in order to allow a direct comparison with the model output as described in (Gascoin et al., 2015).

MOD10A2 tiles over the Pyrenees were first assembled and reprojected in the Lambert-93 reference system at 500 m resolution using the nearest-neighbour option in the MODIS Reprojection Tool (Dwyer and Schmidt, 2006). A simple gap-filling algorithm adapted from Parajka and Blöschl (2008) was then applied to interpolate the remaining pixels obstructed by clouds. The algorithm works in three sequential steps: (i) spatial filter: each cloud pixel is reclassified as snow (no snow) if at least five of the eight adjacent pixels are classified as snow (no snow); (ii) temporal filter: a cloud pixel is reclassified as snow (no snow) if the same pixel is classified as snow in both the preceding and the following grid (*i.e.* in the previous and the subsequent eight-day syntheses). This temporal filter can be extended to the grids  $n+2$  and/or  $n-2$  if cloud obstruction persists in grids  $n+1$  and/or  $n-1$ ; (iii) the remaining cloud-covered pixels are reclassified on an image basis using a classification tree taking into account four prediction variables derived from the location and the topography (pixel elevation, aspect, northing and easting). The resulting gap-free product was extracted from the seven snow-dominated subbasins of the study area (Tab. 2) to compute the snow cover area time series at the eight-day time step. However, MOD10A2 data before gap-filling were used for the spatial comparison with the model results (see point 3.1).

Manual snowpack measurements from six Météo-France sites (Figure 1) are available from 2000 to 2010 at a daily time step (<https://donneespubliques.meteofrance.fr/>). They are spread across subbasins 23, 24, and 25. Two monitoring stations at different elevations are present in each of those subbasins. Table III.4 provides details of their elevation, location, affiliated subbasin and elevation band numbers.

Tableau III.4 : Snow monitoring information

Station name	Elevation(m)	Lat	Long	Subbasin	Band
Aulus les Bains	733	42°48'N	1°20'E	23	2
Port d'Aulas Nivose	2140	42°46'N	1°07'E	23	8
St Lary Soulan	827	42°49'N	0°19'E	24	2
Eget	1016	42°47'N	0°16'E	24	3
St Paul d'Oueil	1115	42°50'N	0°33'E	25	3
Maupas-Nivose	2430	42°43'N	0°33'E	25	8

#### 4.4. Model sensitivity analysis and calibration

Model sensitivity analysis and calibration were performed for three SWAT projects. The *reference project* uses standard parameters and default values for the snow parameters (and no elevation bands). These parameters are then passed to the following two projects. The *snow parameters project*, as suggested by its name, identifies the snow parameters but not the elevation band parameters. Finally, the *elevation bands project* adds ten elevation bands to the snow-dominated subbasins.

Sensitivity analysis and calibration were undertaken by SWAT-Cup (Abbaspour, 2013), and its SUFI-2 algorithm (Abbaspour et al., 2004). SWAT-Cup is an external software tool allowing SWAT users to realise automatic calibration with more comfort and efficiency, which has been used increasingly by the SWAT community (Arnold et al., 2012b). In SWAT-Cup, users have the option between different calibration algorithms of which SUFI-2 is known to achieve a good calibration performance in a limited number of iterations (Yang et al., 2008).

A large number of parameters may be calibrated through SWAT-Cup, making SWAT a very adaptive model. Only a subset of them may actually be selected for a sensitivity analysis. In this study, the initial parameter selection was interpreted on previous SWAT modelling across the Pyrenees and the Garonne watershed (Oeurng et al., 2011b; Boithias, 2012; Chea, 2012; Pinglot, 2012).

The sensitivity analysis methodology follows the one-at-a-time procedure proposed in Abbaspour (2013). This procedure tests SWAT sensitivity to changes in a parameter, when all other parameters are kept constant. Sampling relies on the latin hypercube method (McKay et al., 1979) in order to cover all the domain of variation of the parameters, dividing the user-defined ranges into several subranges of equal probability. In all, 32 parameters were considered (Table III.5): 21 hydrological parameters for the reference project, 8 for the snow parameters project and 3 for the elevation bands project. Five runs were performed over the ten-year period from 2000 to 2010, preceded by a three-year warming period (1997-2000).

Tableau III.5: Parameters considered for the sensitivity analysis

Parameters	Description	Min	Max	Default
<b>HYDROLOGICAL PARAMETERS</b>				
EPCO	Plant uptake compensation factor	1	0	1
SURLAG	Surface runoff lag time	0.5	1	4
GW_Delay	Groundwater delay	0	500	31
GW_Revap	Groundwater "revap" coefficient	0.02	0.2	0.02
GWQMN	Threshold in the shallow aquifer for return flow to occur	0	5000	1000
GWHT	Initial groundwater height	0	25	1
GW_SPYLD	Specific yield of the shallow aquifer	0	0.4	0.003
SHALLST	Initial depth of water in the shallow aquifer	0	50000	500
DEEPT	Initial depth of water in the deep aquifer	0	50000	1000
ALPHA_BF	Base flow alpha factor (days)	0	1	0.048
REVAPMN	Threshold in the shallow aquifer for "revap" to occur	0	500	0
RCHRG_DP	Deep aquifer percolation fraction	0	1	0.05
ESCO	Soil evaporation compensation factor	0	1	0.95
CN2 (relative test)	SCS runoff curve number	-0.2	0.2	HRU
CANMX	Maximum canopy storage	0	100	HRU
OV_N	Manning's "n" value for overland flow	0.01	30	HRU
SOL_AWC (relative test)	Available water capacity of the soil layer	-0.5	0.5	soil layer
SOL_K (relative test)	Saturated hydraulic conductivity	-10	10	soil layer
SOL_Z (relative test)	Depth from soil surface to bottom of layer	-500	500	soil layer
EVRCH	Reach evaporation adjustment factor	0.5	1	1
EVLAI	LAI at which no evaporation occurs from water surface	0	10	3
<b>SNOW PARAMETERS</b>				
SFTMP	Snowfall temperature	-10	10	4.5
SMTMP	Snowmelt base temperature	-10	10	4.5
TIMP	Snowpack temperature lag factor	0	1	1
SMFMX	Maximum melt rate for snow during year (summer solstice)	0	20	1
SMFMN	Minimum melt rate for snow during year (winter solstice)	0	20	0.5
SNOW50COV	Snow water equivalent that corresponds to 50% snow cover	0	1	0.5
SNOWCOVMX	Snow water content that corresponds to 100% snow cover	0	100	1
SNO_SUB	Initial snow water content	0	300	0
<b>ELEVATION BAND PARAMETERS</b>				
TLAPS	Temperature lapse rate	-10	10	-6
PLAPS	Precipitation lapse rate	-100	500	0
SNOEB	Initial snow water content in elevation bands	0	300	0

Once sensitive parameters have been identified, a 1500-run calibrations, as recommended in Yang et al. (2008), were performed three time (one for each project), for the six gauging stations identified in Figure III.1. SWAT-Cup allows the user to select subbasins for calibration. In order to avoid possible conflict caused by the use of hydrologically-connected gauging stations, three groups of subbasins were created.



Parameters were thus identified in three steps from upstream to downstream, leading to different values for each group. Group 1 included subbasins upstream of Saint-Béat, Roquefort and Foix; Group 2 included the remaining subbasins upstream of Portet: Valentine and Auterive; Group 3 is the outlet of the catchment: Portet. Snow parameters for the other two projects were identified in a second step, but at catchment scale, using all six gauging stations simultaneously. Elevation band parameters were finally identified, at subbasin scale, for snow-dominated subbasins (Table III.2), using all six gauging stations simultaneously. Calibration and performance criterion calculations have been performed without regard to missing data, as allowed by SWAT-Cup. For each gauging station, calibration was conducted using the Nash-Sutcliffe criterion (NS) (Nash and Sutcliffe, 1970) as the objective function. This metric is normalized in order to allow comparing between the variance of the observed dataset and the existing residual variance between this same observed dataset and the simulated one. NS ranges from  $-\infty$  to 1 and is sensitive to large errors. The NS equals 0 when the model is as accurate as the mean of the observed data set and NS equals 1 when the model offers a perfect fit. After calibration, performance was also evaluated based on the percent bias (Pbias). This second metric measures the average bias existing between simulated and observed data. It is given as a percentage. A negative value indicates underestimation while a positive value indicates overestimation. Bias is nil when Pbias equals 0.

#### 4.5. Validation of snow simulation

MODIS and *in situ* data are only used for validation. Neither of them can be used for calibration. SWAT computes snow water equivalence – discretised or not by elevation band – when MODIS detects the presence of snow in term of surface and *in situ data* would have required a very dense spatial density for calibration, which is not available.

After calibration, MODIS and the observed snow data were used to validate SWAT snow simulation. Simulated spatial and temporal series were compared to MODIS data and temporal series to *in situ* snowpack observations.

Spatial analysis compares snow presence and absence for specific days: during the maximum extent of the snow period and at the end of the snow period, when the snow is melting and its extent reduced, *i.e.* around mid-February for the maximum extent and

in May for the end of the melting period. The MODIS detection level was estimated to be about 15 mm of snow water equivalent (SWE) following Klein and Barnett (2003). Accordingly, the presence of snow in SWAT maps was confirmed only for simulated SWE above 15 mm, based on the average value for all HRUs present per elevation band.

Temporal analysis was performed on each snow-dominated subbasin, comparing SWE in two different ways: MODIS and manual observations. For MODIS, the validation was undertaken at subbasin scale, by averaging daily SWE values of all bands on every subbasin over the entire simulation period. For the *in situ* observation, validation was performed at the station scale. Since only the snowpack depth was actually measured, snowpack densities between 0.2 and 0.45, typical of the Pyrenees (Fassnacht et al., 2010; Lopez-Moreno et al., 2013), were explored to allow a comparison of SWE and SWAT outputs.

## 5. Results

### 5.1. Model performance

The sensitivity analysis identified the most influential parameters for each project (Table III.6) from the initial list given in Table III.5. Ten of the twenty-one hydrological parameters influence the variance of the first SWAT project, while the majority of the snow and elevation band parameters are also retained for the same reasons.

Tableau III.6: Influential parameters

Hydrological parameters		Snow parameters		Elevation band parameters
GW_Delay	RCHRG_DP	SMFMX	SMTMP	TLAPS
GW_Revap	ESCO	SMFMN	TIMP	PLAPS
GWQMN	CN2	SNOW50COV		
ALPHA_BF	CANMX	SNOWCOVMX		
REVAPMN	SOL_AWC	SFTMP		

Calibrated values for each group of subbasins created for the abovementioned reasons are presented in Table III.7.

Tableau III.7: Calibrated values for each project

Reference project				
Parameters	Calibration Range	Calibrated values		
CN2.mgt (Relative from HRU values) SOL_AWC.sol (Relative from Soils layers values) GW_DELAY.gw (Relative from default values=31) GWQMN.gw (Relative from default values=1000) GW_REVAP.gw RCHRG_DP.gw (Relative from default values=0.05) ALPHA_BF.gw REVAPMN.gw CANMX.hru ESCO.hru	-0.1/+0.01 -0.05/+0.05 -30/60 -500/500 0.02/0.2 -0.04/0.04 0/1 0/1000 0/30 0.5/0.95	Subbasins calibrated:		
		Group 1	Group 2	Group 3
		+0.065	-0.020	-0.06
		-0.038	-0.042	-0.004
		4.63	87.19	22.15
		1033.67	806.33	679.00
		0.10	0.12	0.03
		0.04	0.05	0.04
		0.23	0.25	0.75
		467.00	449.67	583.00
		16.81	19.57	0.39
0.56	0.80	0.85		
Snow parameters project				
Parameters	Calibration Range	Calibrated values		
SFTMP.bsn SMTMP.bsn SMFMX.bsn SMFMN.bsn TIMP.bsn SNOCVMX.bsn SNO50COV.bsn	-2/2 -2/2 2/6 2/6 0/1 0/50 0.3/0.7	Subbasins calibrated: All (catchment scale)		
		1.30		
		1.97		
		4.96		
		3.16		
		0.14		
		38.38		
		0.50		
		Elevation bands project		
Parameters	Calibration Range	Calibrated values		
SFTMP.bsn SMTMP.bsn SMFMX.bsn SMFMN.bsn TIMP.bsn SNOCVMX.bsn SNO50COV.bsn TLAPS.sub (Relative from default values= -6) PLAPS.sub (Relative from default values=200)	-2/2 -2/2 2/6 2/6 0/1 0/50 0.3/0.7 -2/2 -100/500	Subbasins calibrated		Snow dominated subbasins
		All (catchment scale)		
		1.52		-0.61 (= -6.61) +423.40 (= 623.40)
		-0.49		
		3.05		
		5.84		
		0.54		
		29.48		
		0.64		

The results associated with each project are illustrated in Table III.8. The performance of the *reference project* is poor overall: the mean NS criterion for monthly discharge reaches only 0.22, while Pbias is 24.5%. Only one gauging station has NS higher than 0.5. Retaining those calibrated hydrological parameters and identifying snow parameters (snow parameters project) worsened performance: a mean NS of 0.15 and Pbias of 39.83%. Even though NS improved at the final outlet (Portet), seeking snow parameters that are valid for all mountainous elevations proved to be difficult, if not impossible. Indeed, results for some stations are improved (Valentine, Portet) while others are worse (Roquefort, Auterive), creating inconsistency in performance at catchment scale. Pbias followed a similar trend, since only Valentine and Portet improved compared with the reference project. On the other hand, the elevation bands project led to a better performance: mean NS of 0.53 and Pbias of 3.98. Performances in terms of NS are now more consistent with the ones in the reference project. Except for Valentine, all gauging stations improved in performance. It is also noteworthy that

the improvement is not only limited to the snow-dominated subbasins, but is also transmitted down to the outlet of the catchment (Portet), located tens of kilometres into the plain and where the largest gain in realised: NS of 0.88 instead of 0.21 and Pbias of 1 instead of 47.3.

**Tableau III.8** : Calibration performance: NS and P-bias for each gauging station at a monthly time step and for each calibration project: reference, snow parameters and elevation bands projects

	<i>Reference Project</i>		<i>Snow parameters Project</i>		<i>Elevation bands project</i>	
	NS	P-Bias (%)	NS	P-Bias (%)	NS	P-Bias (%)
<b>Saint B��t</b>	0.18	4.4	0.24	22.3	0.48	-15.1
<b>Foix</b>	0.14	37.4	-0.16	56.5	0.61	25.7
<b>Roquefort</b>	0.67	16.7	-0.03	57.8	0.69	0.2
<b>Valentine</b>	0.3	-15	0.75	1.4	0.28	-34.2
<b>Auterive</b>	-0.17	56.2	-0.46	66.5	0.18	46.3
<b>Portet</b>	0.21	47.3	0.57	34.5	0.88	1

## 5.2. Snow simulation

Streamflow simulation is improved introducing elevation bands to the model setup. This study tries to go further by considering the temporal evolution of the simulated snow cover. The latter was assessed comparing SWAT outputs to MODIS data at 10 February 2005, which roughly corresponds to the maximum snow cover (Figure III.2-A), and at 10 May 2005, which is typical of the end of the snow season (Figure III.3-B). SWAT snow cover in Figure III.2-A is fairly consistent with MODIS data, especially for subbasins 21 and 26. It is somehow underestimated in subbasins 27, 24, and 25 and overestimated in subbasin 23 where the largest disparity is noticed. On the other hand, SWAT melting lags MODIS data in Figure III.2-B, but snow is then limited to the mountain tops. Overall representation of snow in Figure III.2-B is slightly overestimated by SWAT. Subbasins 27 and 24, where snow is underestimated during snow season, improve during the melting period.

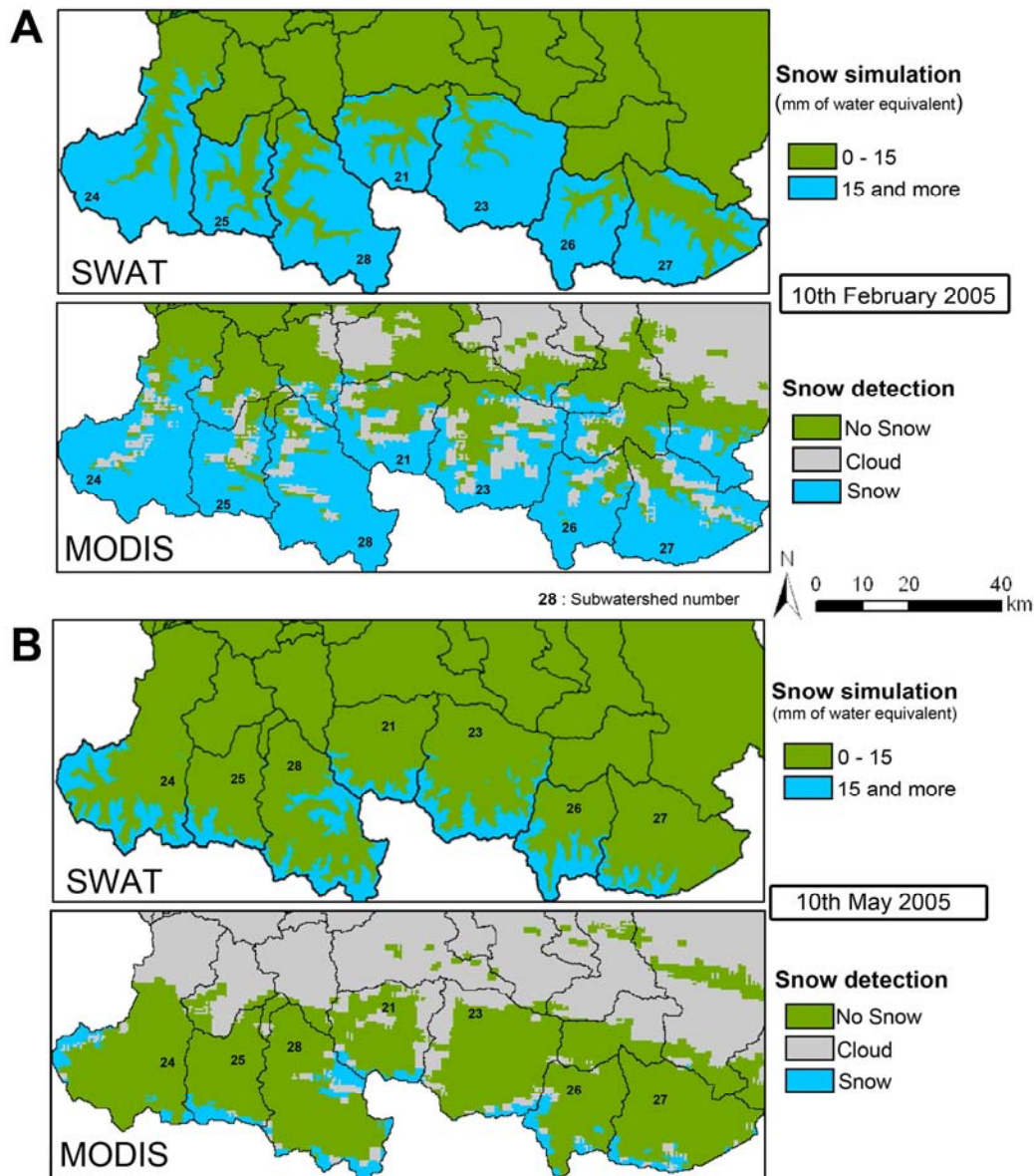
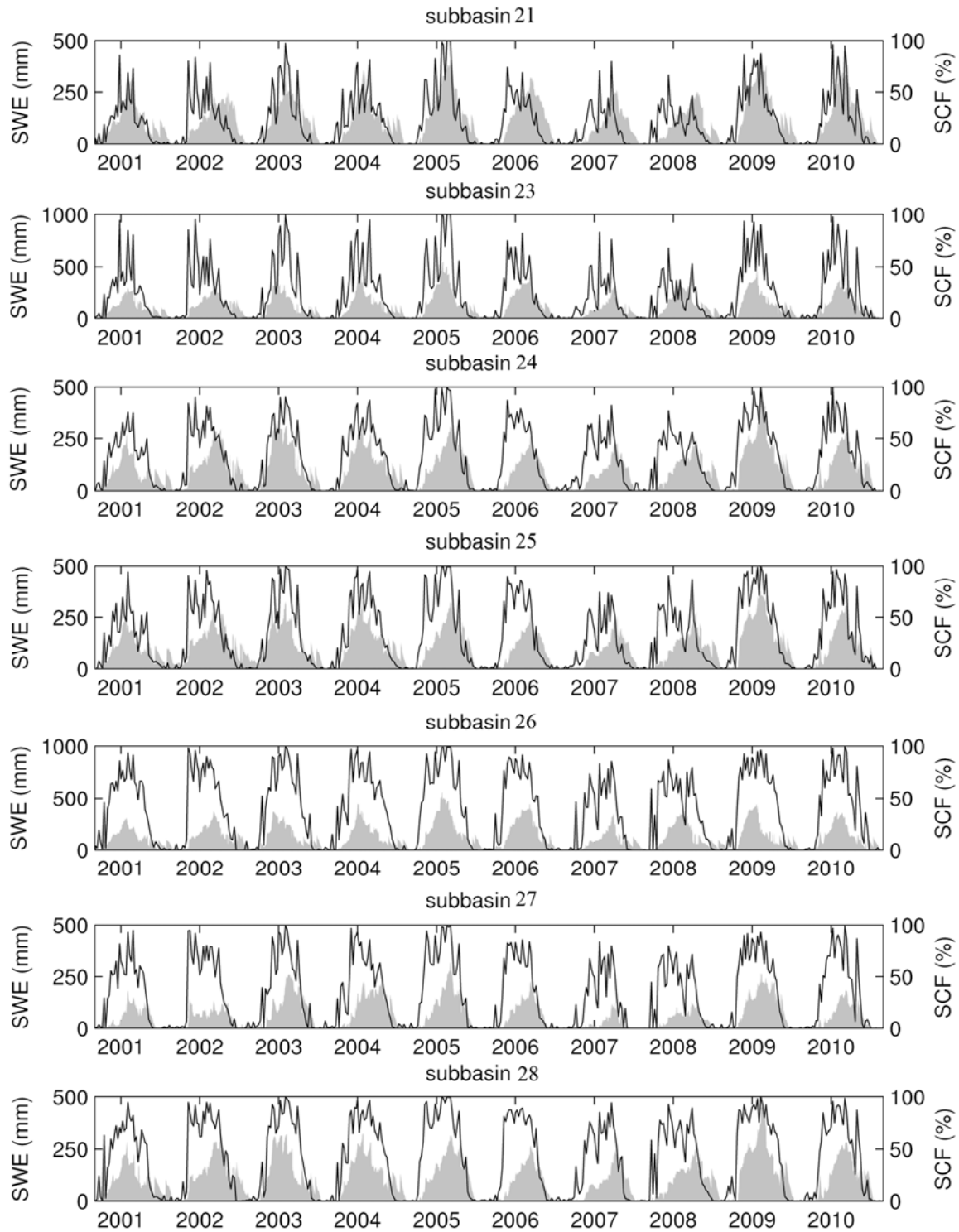


Figure III.2 : Snow comparison. A) 10 February 2005 B) 10 May 2005

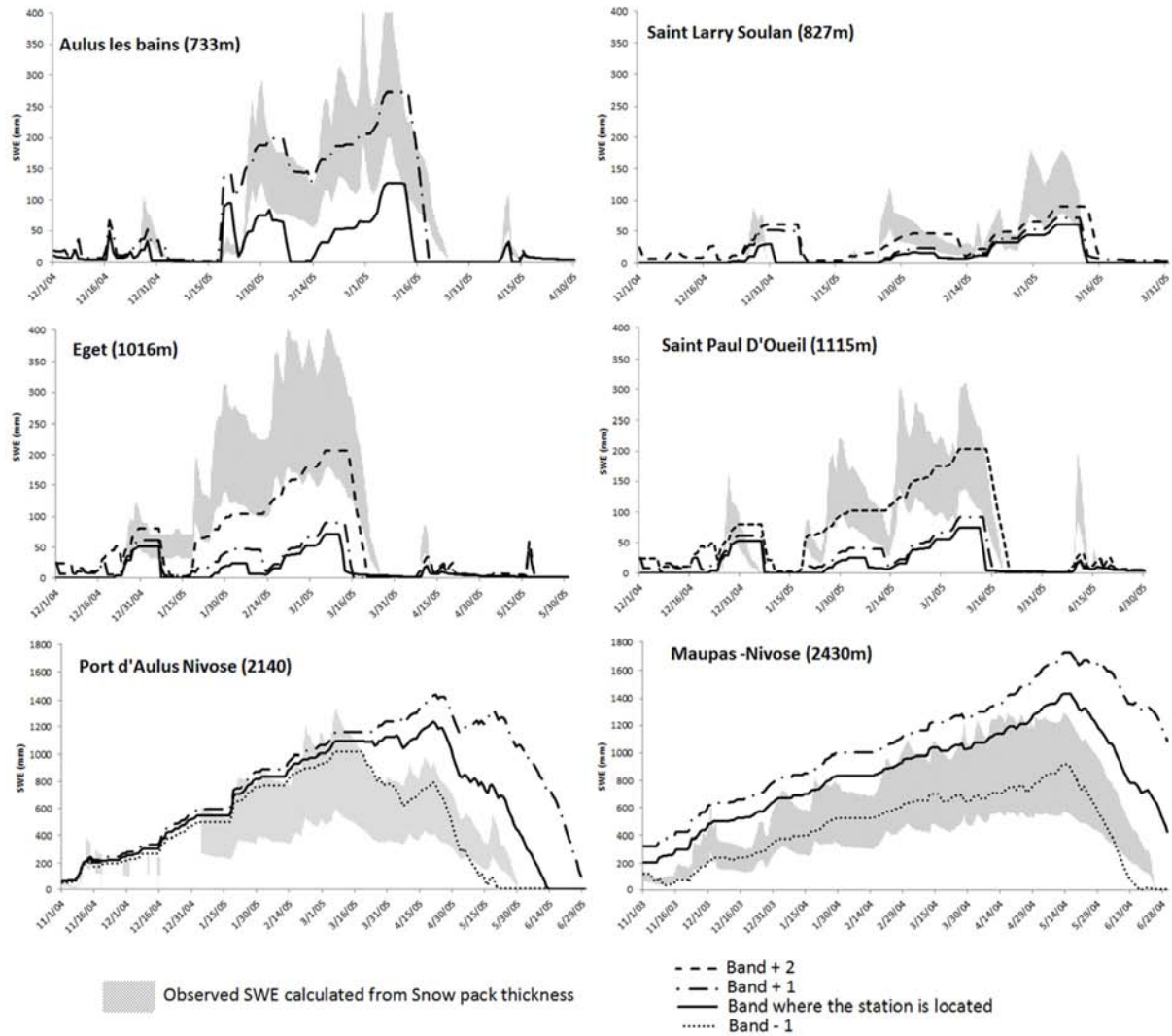
The previous analysis was complemented by a time-series comparison of the MODIS percentage of snow cover and SWAT snow water equivalent for the entire ten-year period. Figure III.3 illustrates the extent of snow cover period. The MODIS data depict the surface area covered by snow, while SWAT provides snow water equivalent values. For most years and subbasins, SWAT and MODIS snow season begins simultaneously, even if a delay is noticeable for SWAT in 2005 or 2007 and for some subbasins in 2006. There is less agreement at the end of the snowmelt period, when SWAT maintains snow longer than that reported by MODIS data, as in Figure III.2. The peak of the snowpack also occurs later for SWAT than for MODIS.



**Figure III.3 :** Temporal snow comparison. Solid black line represents the daily percentage of snow cover detected by MODIS at subbasin scale, while grey surface is SWAT snow equivalent

A comparison was also carried out between SWAT snow water equivalent and a range of snow water equivalent values calculated from the snowpack depth time series (2000-2010). However, for the sake of clarity, the analysis presented here focused on the 2004-2005 snow accumulation and melting periods, which offered the widest spatial

coverage – in practice, only the *Maupas-Nivose* site is affected by missing data, so 2003-2004 is used at that site instead. As a first step, Figure III.4 compares SWAT snow outputs for the elevation bands to which the stations belong, and to the upper or lower bands for completeness.



**Figure III.4 :** Snow water equivalent comparison between SWAT and a range of possible values calculated from observations.

The comparison reveals the altitudinal distribution of the snow water equivalent within SWAT. Simulations for the highest sites, Port d'Aulus Nivose and Maupas Nivose (elevation band 8), overestimate the snowpack while lower elevation bands offer a closer fit to the observations. The same discrepancy occurs for the lower stations (Aulus-les-Bain, Saint Larry Soulan, Eget, Saint Paul d'Oueil) where higher bands offer a better agreement to the observations. These findings are consistent with the previous spatial and temporal analyses.

## 6. Discussion

### 6.1. Model sensitivity analysis and calibration

Parameters deemed influential by the sensitivity analysis are consistent with those of other studies, particularly Stratton et al. (2009) where sensitivity is explored in the context of water budget under snow influence. The two main differences concern ground water delay and maximum canopy storage. Ground water delay (GW\_DELAY) is lower in the upper part of the catchment because of its altitudinal soil structure and slope that favour water circulating faster than in the plain. The presence of a dam upstream of the Valentine gauging station may also provide an explanation. For the same reason, canopy storage (CANMAX) differs since the upper part is mostly forested and the lower parts foster agricultural grassland and fields.

Important similarities between parameters considered as sensitive can also be observed in Palazón and Navas (2014). In this work, conducted over a proximal watershed on the Spanish side of the Pyrenees, sensitive parameters related to groundwater circulation and snow are identical. The only difference is this initial volume of water in the aquifers, which are not considered sensitive in our case, as regard of the 3 years warmup period performed.

Only two elevation band parameters are non-influential: the initial water content parameters SNO\_SUB and SNOEB. Insensitivity may originate from using a three-year warming period, which diminishes their influence on the variance of the model outputs by balancing this reservoir before the first year of simulation. Differences between the *snow parameters project* and *elevation bands project* culminate in the snowpack lag factor (TIMP) and snow melt temperature (SMTMP). In the *snow parameters project*, SMTMP appeared slightly too high (1.97 °C), but the use of elevation bands reduced it to a more likely value (-0.49 °C). PLAPS and TLAPS calibrated value are consistent with values used by Palazón and Navas (2014) where TLAPS values is set to -5.0C°/km and PLAPS is set to values between 550 and 1000 mm/km depending on the watershed considered.

The performance of the reference project stresses the possible drawbacks of calibrating a project when only the upper part of the catchment is snow dominated. Improving the simulation identifying snow parameters at basin scale is not very effective either.



However, identification of the elevation band parameters clearly improved the performance, not only for the snow-dominated subbasins, but also for the plain downstream.

## 6.2. Validation of snow simulation

SWAT elevation bands improve hydrological performance and lead to plausible snowpack simulations. Highlights of some elements of the analysis are summarized below:

First, comparison of snow simulations, with *in situ* data revealed a non-homogeneous error: snow is overestimated in higher elevations and underestimated in lower ones. The fact that the error is not a function of altitude impedes any improvement based on linear temperature or precipitation lapse rates alone. As underlined by many authors, *e.g.* Kirchner et al. (2013) and Minder et al. (2010), orogenic lapse rate is a complex phenomenon, highly dependent on local topographic factors, such as valley shapes, seasonal variations, and temporal phenomena such as temperature inversion and foehn wind. Rijckborst (1967) analysed precipitation measurements over the upper part of the Garonne – corresponding to subbasin 28 in Fig1 – and found lapse rate from 340 to 880 mm/km/year. Castellani (1986) in northern Alps, finds that area judged as homogeneous in terms of precipitation, lapse rates from 200 to 600 mm/km/yr. Hence, the identification of a single temperature and precipitation lapse rates over large watersheds will inevitably lead to errors. Winter temperature inversion is also a common phenomenon across the Pyrenean area (Pepin and Kidd, 2006; Pagès and Miró, 2010). It could lead to a reduction in snowfall uphill and an increase downhill, which is consistent with the SWAT snowpack simulation error.

Second, a consequence of the overestimation in higher elevations, the snow cover area near the end of the melting period and the snowmelt duration are also overestimated. However, SWAT could only compute snow on each elevation band – a finite entity – which is restrictive. Elevation bands represent, in some way, the maximum spatial resolution of the model. Snow in the higher parts of subbasins is definitely a sensitive part of the computation process, which specifically could require more resolution. On the basis of that assessment, two options appear feasible: modify the SWAT model to compute more bands, thereby increasing the model resolution, or use the ten bands

already available differently, by not setting them up regularly from top to bottom, but with thinner bands in the upper part. However, the present study deals with bands that are set up using an equal elevation fraction (10 %) and does not test snow simulation driven by computation using bands of an equal area fraction. By using irregularly spaced elevation bands with thinner bands at higher altitudes, covering a smallest surface and elevation range, resolution in the higher elevation will be increased. As SWAT uses the mean elevation in each band to compute the change in temperature and precipitation, the increased elevation range represented by upper bands could reduce the overestimation observed in the present study. Weather data are also essential parameters in the snow simulation process. This study was developed using 12 different weather stations (Figure III.1), which is a substantial number for this 9,200 km<sup>2</sup> catchment in comparison to other successful studies (Stehr et al., 2009; Bieger et al., 2014). Moreover, data from each station can be considered reliable, with the mean rate of missing values over the simulated period being 0.25 % for temperature data and 0.5% for precipitation data.

Finally, scarcity of reservoir management data doesn't seem to be determining in the snow dynamics simulation, even after calibration process. When comparing subbasins affected by reservoir management, particularly for subbasin 26 and 27, which were found to be the most impacted during winter (Sauquet et al., 2010), and non-impacted subwatershed (21, 23, and 28), no substantial difference can be detected between snow simulation error time series, after validation with the MODIS data.

### **6.3. Impact on the hydrological cycle**

Modifications in snow dynamics will drive changes in SWAT water partitioning at subbasin scales.

Introduction of elevation bands and their associated parameters, such as the precipitation lapse rate, change the estimated volume of precipitation received by each subbasin. Table III.9 highlights this variation from one SWAT project to the others. Changes are substantial for subbasins 27 and 21 in which the increase of annual precipitation volume is more than 50% - note that both subbasins underestimated the mean annual precipitation when simulated without elevation bands. This may result from the use of a unique weather data for the entire subbasins and from station site

elevation much closer to the valley than to the mountain peaks. For instance, subbasin 21 relies only on the St Giron weather station (elevation of 414 m) when the subbasin elevation varies from 390 to 2826 m, leading to a possibly wrong total precipitation. On the other hand, precipitation lapse rates were calibrated here from seven snow-dominated subbasins and may not be pertinent for neighbour subbasins. This is likely the case for subbasin 23 where an overestimation of snow cover extent has been detected.

**Tableau III.9:** Mean Annual precipitations (mm/year) for hydrologic years (from September to August) over 2000-2010 for each snow dominated subwatershed.

*A=Reference project; B = Snow parameters project; C = Elevation bands project.*

Subwatersheds	28	27	26	25	24	23	21
A / B	1558	876	1625	1558	1558	1625	918
C	1845	1372	2292	1904	1885	2188	1528
Var %	+18	+57	+41	+22	+21	+35	+66

The presence or absence of snow cover will also strongly affect the water balance. Therefore, it differs from one project to the others, especially runoff, infiltration and actual evapotranspiration (AET), allowing more water to be stored in the watershed as snow and soil moisture. Table III.10 illustrates differences in the annual water partitioning for each subbasin. AET is the main water flux before introduction of elevation bands on the model set up. When using elevation bands, fraction of annually evapotranspired water decrease. Infiltration then becomes the main water flux along with runoff.

No field data are available for comparison, but values of water partitioning obtained from the elevation bands project are more consistent with previous studies over similar snow-dominated subbasins. Etchevers (2000), using the ISBA-CROCUS model over some snow-dominated alpine watersheds, found a AET fraction ranging from 24.1% to 35.8%, infiltration from 50% to 57%, and runoff from 11.5% and 21.3%. Habets et al. (1999) obtained similar result when studying the Upper Rhône watersheds: an AET of about 25%. Habets et al. (2008), at national scale, find for most part of our catchment, an annual mean ratio of evaporation to precipitation lower than 0.25.

Changes in annual values are mainly due to modification of the snow cover dynamics and present a great level of disparity depending on seasonality.

**Tableau III.10** : Water partitioning within snow-dominated subbasins.  
Mean Annual data over 2000-2010 (hydrologic years from September to August).

Subwatershed			28	27	26	25	24	23	21
Reference Project	Precipitation	mm	1558	876	1625	1558	1558	1625	918
	Evapotranspiration	mm	822	662	878	813	792	982	817
		%	53	76	54	52	51	60	89
	Runoff	mm	346	66	338	192	318	169	62
		%	22	8	21	12	20	10	7
	Infiltration	mm	389	148	408	552	448	474	39
		%	25	17	25	35	29	29	4
Snow parameters project	Precipitation	mm	1558	876	1625	1558	1558	1625	918
	Evapotranspiration	mm	768	602	858	753	746	952	811
		%	49	69	53	48	48	59	88
	Runoff	mm	351	73	341	201	320	176	63
		%	23	8	21	13	21	11	7
	Infiltration	mm	439	200	427	603	491	497	44
		%	28	23	26	39	32	31	5
Elevation bands project	Precipitation	mm	1845	1372	2292	1904	1885	2188	1528
	Evapotranspiration	mm	435	473	370	285	353	378	309
		%	24	35	16	15	19	17	20
	Runoff	mm	619	226	759	410	599	441	359
		%	34	16	33	22	32	20	24
	Infiltration	mm	791	672	1162	1210	932	1369	860
		%	43	49	51	64	49	63	56

Figure III.5 illustrates differences between each project at a monthly time step. Strong seasonal differences appear: the presences of a spring snow cover on the upper part of the watersheds influence clearly the ratio between infiltrated and evapotranspired water. In SWAT, when a snow cover is present, melt water is added to the precipitation and partitioned between only runoff and infiltration (evaporation is automatically excluded). Sublimation of snow is included in the AET calculations, but its impact appears limited on the global balance. The decrease in air temperature that results from the use of elevation bands will also be detrimental to AET over the year.

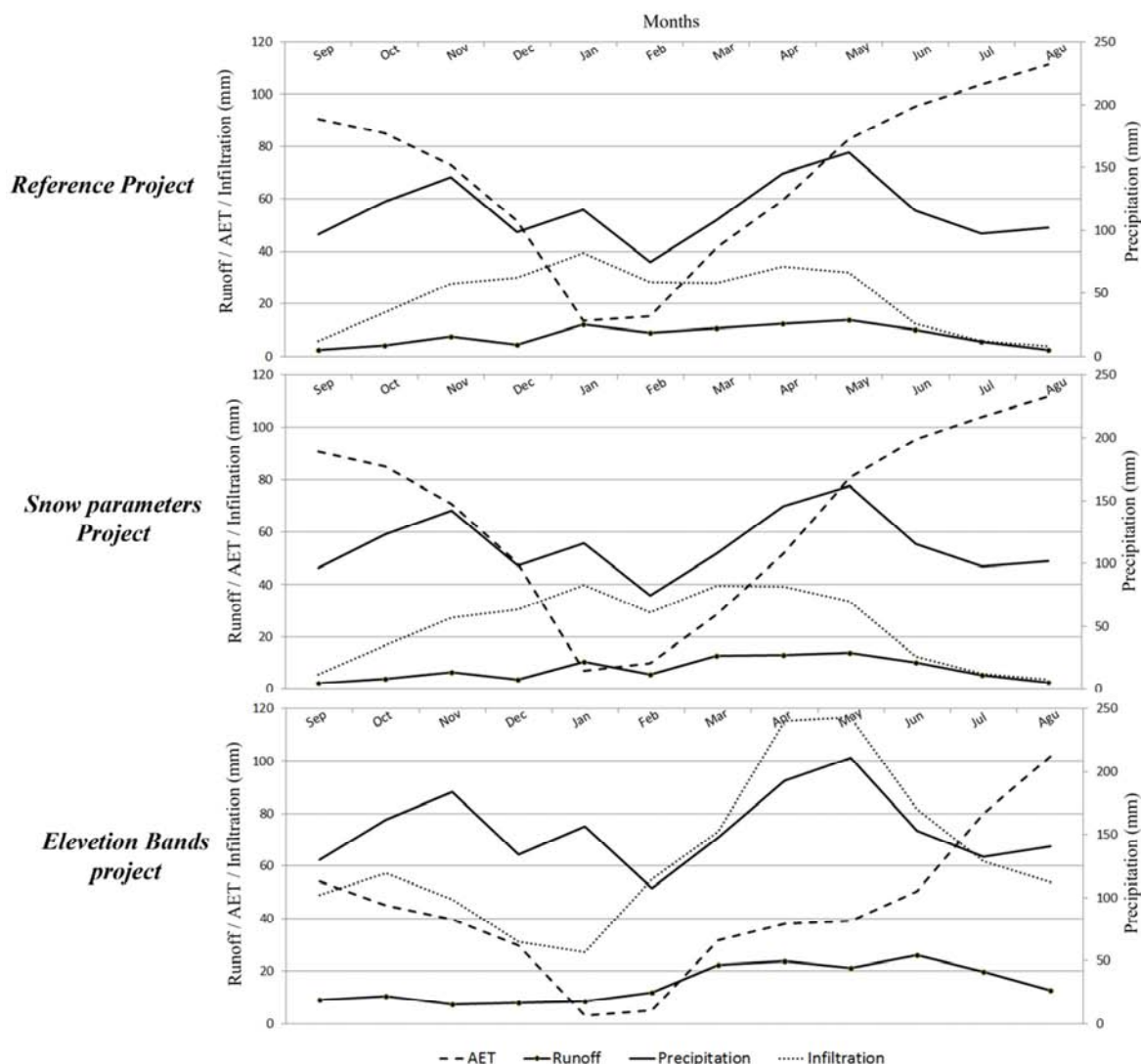


Figure III.5 : Monthly mean values of snow dominated subwatershed over 2000-2010

As suspected, modifications in the upper part of the subbasins change the hydrological behaviour from upstream to downstream. As discussed in Section 3.1, a better representation of the snow related processes have allowed simulation improvements. For instance, Figure III.6 details the hydrograph for each gauging station and project.

As suggested by the improvement in performance, hydrographs from the elevation band project provide a better fit to the observed values, mainly for high flows in spring and summer - excluding Auterive gauging station which flows are underestimated in all three projects. The reference project produces high flow peak that are well synchronised with the observations but that underestimates them notably. The snow parameters project most of the time performs better in term of magnitude but not in terms of synchronicity.

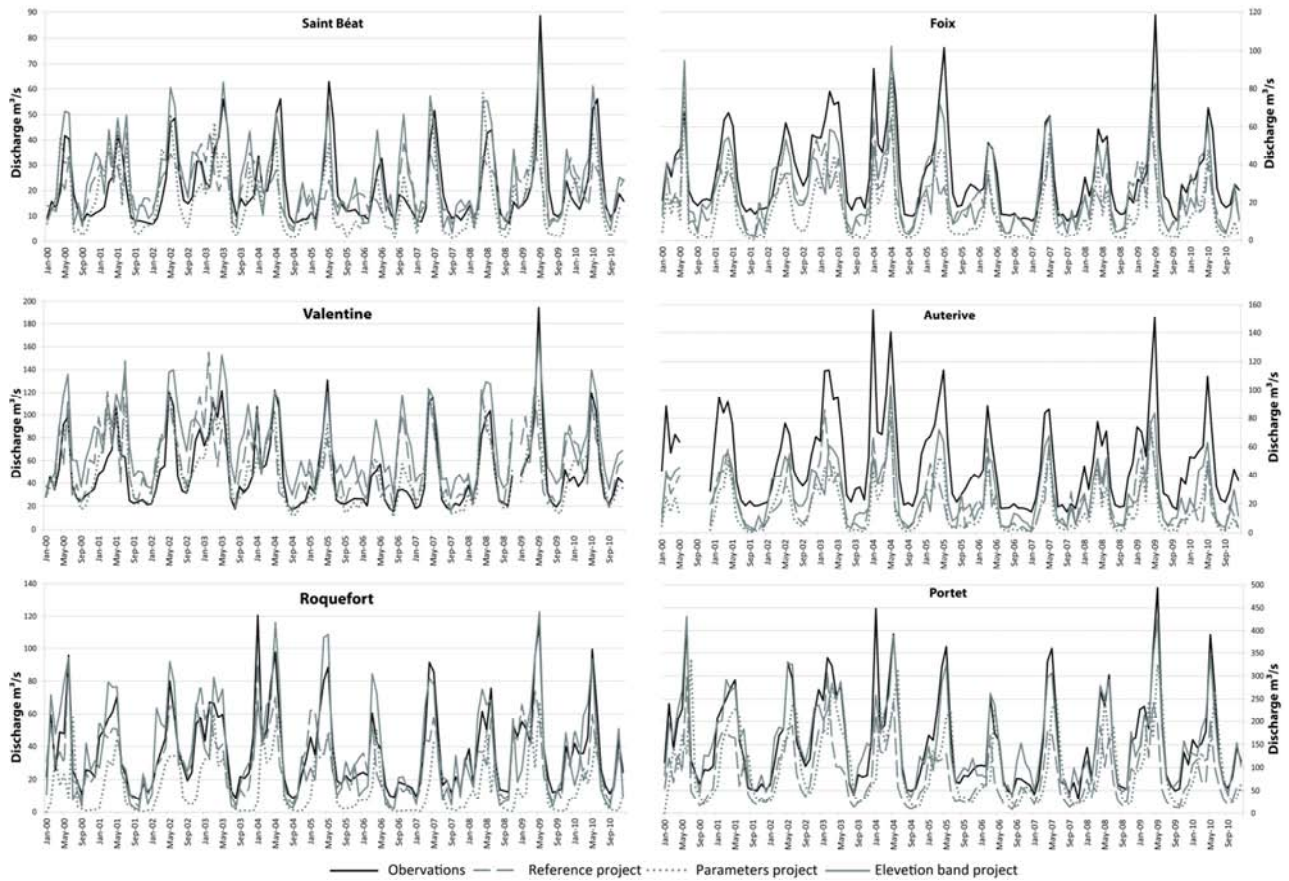


Figure III.6 : Hydrographs for the 6 gauging stations

Low flows are not improved by introducing elevation bands. Dessens and Bücher (1997) highlighted that the Pyreneans precipitation lapse rate varies seasonally: it was found twice more important in winter than in summer. Introduction of a yearly homogenous lapse rate, as in SWAT, may thus lead to hydrological modelling errors.

## 7. Conclusion

Comparison of three calibration projects revealed that the implementation of elevation bands and their associated altitudinal lapse rates had a positive impact on the hydrological simulation of the Upper Garonne watershed. Without elevation bands, the identification of snow-related parameters alone failed to improve the reference project notably. In fact, it turned out somehow detrimental, producing gains at some sites but losses at others. The positive impact of the elevation bands cascaded downstream (large improvement at Portlet), which is extremely positive for the modelling of the whole watershed. In accordance with Zhang et al. (2008), this conclusion emphasises the importance of spatially detailed snow computation.

The accuracy of SWAT snow simulations was compared with MODIS and snowpack depth data. The former confirmed the reasonably good quality of the SWAT spatial representation of the snow presence, despite the lack of reservoir management data insofar as those reservoirs are mostly used for low flow support. However, SWAT also slightly overestimated the snow cover at the end of snow season and delays the snow water equivalent peak and the end of the snowmelt. Comparison with the snow depth time series revealed that SWAT overestimates snow water content in higher elevations and underestimates it in lower ones. Overestimation of snow in term of extent and timing at the end of the snowmelt is directly related to the overestimation of snow water content in the upper elevation bands.

Increases in annual precipitation induced by a linear and yearly homogenous precipitation lapse rate calibrated over the overall watershed revealed the limits of SWAT dealing with the spatial (nonlinearity in terms of elevation) and temporal variabilities (variation over the year). Inclusion of lapse rates influenced the water partitioning in snow-dominated subbasins. The runoff and infiltration increase across affected subbasins, when evapotranspiration decreases under the effect of a snow cover. Water budget computed by the elevation band project turned out more in accordance with similar findings on other catchments. Stream flows are also improved by elevation bands. Simulated high discharge peaks, supported by a larger groundwater contribution and a more persistent snow cover, are time-shifted and their amplitude extended.

The importance of snow simulation processes and associated parameters has been highlighted. Even though snow-dominated areas represented just a portion of the catchment, it is beneficial to use elevation bands. This enhancement echoes the ability of SWAT in representing the snow cover. It is recommended to eventually compare the two available definitions of elevation bands in SWAT: area and elevation. This subject will need to be explored in further studies in order to test the difference between each option in regard to snow simulation. Beyond those considerations and the reasonably good representation of the snow accumulation and melt obtained in this study, there are still place for further improvements. For instance, lapse rates computations remain problematic because of their spatiotemporal variability. Snow representation could probably be improved if each snow-dominated subbasin could be calibrated individually with a dedicated gauging station and weather station. One may also consider a lapse rate that varies seasonally.

## Acknowledgements

Authors acknowledge the financial support given by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada and the Institut Hydro-Québec en environnement, développement et société. Simon Gascoin was supported by the Pyrenees Climate Change Observatory (OPCC-POCTEFA EFA 235/11). Collaboration with Simon Gascoin was part of the **REGARD** project (Modélisation des ressources en eau sur le bassin de la **Garonne**: interaction entre les composantes naturelles et anthropiques et apport de la télédétection) - RTRA Sciences et Technologies pour l'Aéronautique et l'Espace - 2014-2017.

We sincerely thank Météo-France for meteorological data and AEAG for hydrological discharge data providing



ARTICLE EN REVISION

ASCE Journal of Hydrologic Engineering

## Chapter 5: Testing the SWAT model with gridded weather data of different spatial resolutions

*Youen Grusson<sup>(a)</sup>, François Anctil<sup>(b)</sup>, Sabine Sauvage<sup>(c)</sup>, José Miguel  
Sánchez Pérez<sup>(d)</sup>*

*<sup>a</sup> Ph.D student, Chaire de recherche EDS en prévisions et actions hydrologiques, Department of Civil and Water Engineering, Université Laval, Québec, G1V 0A6, Canada & University of Toulouse; INPT, UPS; Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (EcoLab), Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France. E-mail : youen.grusson.1@ulaval.ca*

*<sup>b</sup> Professor, chaire de recherche EDS en prévisions et actions hydrologiques, Department of Civil and Water Engineering, Université Laval, Québec, G1V 0A6, Canada. E-mail francois.anctil@pci.ulaval.ca*

*<sup>c</sup> Research Engineer, CNRS, EcoLab, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France & University of Toulouse; INPT, UPS; Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (EcoLab), Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France.*

*<sup>d</sup> Professor, CNRS, EcoLab, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France & University of Toulouse; INPT, UPS; Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (EcoLab), Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France. E-mail : jose.sanchez@univ-tlse3.fr*



## 1. Résumé en français

Cette étude explore l'influence de la résolution spatiale d'une grille de données météorologique quand elle est utilisée comme entrée du modèle hydrologique « Soil and Water Assessment Tool » (SWAT), sur le bassin versant de la Garonne. Cette étude est réalisée en comparant plusieurs produits climatiques: stations météorologiques au sol, produit SAFRAN à 8 km, produit CFSR à 0,5° et plusieurs grilles dérivées du produit SAFRAN descendues à l'échelle 16, 32, 64 et 128 km. Le modèle SWAT, calibré sur les stations météorologiques, est ensuite utilisé successivement avec chaque produit. Les performances du produit SAFRAN à 64 ou 128 km sont peu satisfaisantes, principalement à cause d'une réduction de la variance spatiale des précipitations journalières induite par le processus d'agrégation. Le produit SAFRAN natif (8 km) mène à des performances similaires à celle des grilles agrégées à 16 et 32 km. Le produit CFSR, à ~30 km, est performant pour certains sites, alors que pour d'autres, sa performance est considérablement inférieure en raison de points de grille où les précipitations sont surestimées par rapport au reste de cette dernière. Le même problème a été constaté au cours de la calibration, où les données de certaines stations météorologiques ne semblent pas être représentatives des sous-bassins hydrographiques dans lesquels elles sont utilisées pour simuler l'hydrologie. Ces résultats suggèrent que la différence dans la représentation du climat est en définitive plus influente que sa résolution spatiale. Cette analyse a été confirmée par les performances similaires obtenues avec le modèle SWAT calibré sur les grilles SAFRAN à 16 et 32 km. Cependant, les meilleures performances obtenues à partir de ces deux produits, par rapport aux données des stations au sol, ont confirmé l'avantage d'utiliser SAFRAN pour la modélisation SWAT.

## 2. Abstract

This study explored the influence of the spatial resolution of a gridded weather dataset when inputted in the soil and water assessment tool (SWAT) over the Garonne River watershed, by comparing several datasets: ground-based weather stations, the 8 km SAFRAN product, the 0.5° CFSR product and several derived SAFRAN grids upscaled to 16, 32, 64, and 128 km. The SWAT model, calibrated on weather stations, was successively run with each gridded weather dataset. The performance of SAFRAN up to 64 or 128 km was poor mainly due to a contraction of the spatial variance of daily

precipitation induced by the upscaling process. The 8-km SAFRAN produced a performance similar to that of the aggregated 16 and 32-km SAFRAN grids. The ~30-km CFSR product was found to perform well at some sites, while in others its performance was considerably inferior because of grid points where precipitation was overestimated compared to the rest of the grid. The same problem was found in the calibration, where data at some weather stations did not appear to be representative of the subwatershed in which they are used to compute hydrology. These results suggest that the difference in the representation of the climate was more influential than its spatial resolution, an analysis that was confirmed by similar performances obtained with the SWAT model calibrated on the 16 and 32-km SAFRAN grids. However, the better performances obtained from these two weather datasets than from the ground-based stations dataset confirmed the advantage of using the SAFRAN product in SWAT modelling.

### **3.Introduction**

Semi-distributed hydrological models, such as the soil and water assessment tool (SWAT), are increasingly popular for water management at the watershed scale (Gassman et al., 2007; Douglas-Mankin et al., 2010). One of the main challenges in achieving their maximum potential is accessing proper data with which to establish them. Over the years, distributed soil and land cover data have become more reliable and accessible, mainly because of advancements in remote sensing and a relatively slow rate of evolution. On the other hand, climate data is often problematic. Indeed, climate networks are prone to being irregularly spaced and operated over non-uniform periods. This problem may be circumvented by using gridded climate products constructed from weather reanalysis systems such as CFSR (Climate Forecasting System Reanalysis) from NOAA's National Centers for Environmental Prediction (Saha et al., 2010), ERAs from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Uppala et al., 2005), SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie) from Météo-France, the French weather agency (Durand et al., 1993; Quintana-Segui et al., 2008; Vidal et al., 2010a), or the L15 dataset covering North America and described in Livneh et al. (2015).

The use of gridded climate products within a SWAT setup has recently been investigated. For instance Fuka et al. (2014) found that the CFSR product provides

stream discharge simulations that are as good as or better than models forced by using traditional weather stations. Dile and Srinivasan (2014) highlight the benefit of using the CFSR product in sparsely monitored regions, where CFSR and conventional databases lead to minor differences, except for one watershed for which CFSR gave much higher average annual rainfall. Monteiro et al. (2015) demonstrate the superiority of one ERAs-derived product (WFDEI – WATCH Forcing Data ERA Interim (Weedon et al., 2014)) over CFSR. Finally, in a comparison of several weather input datasets, de Almeida Bressiani et al. (2015) conclude that the best option for hydrological simulation is the CFSR product used with ground-based climate data.

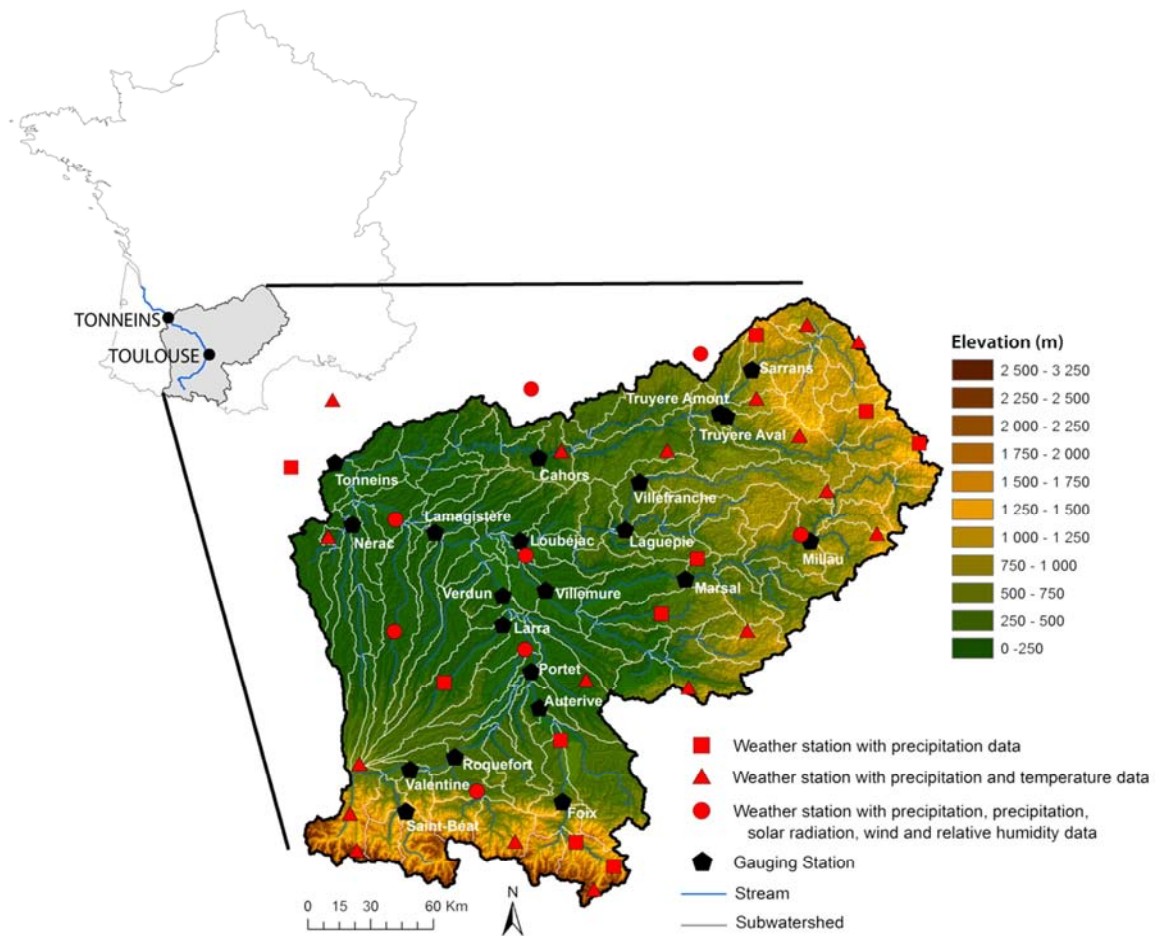
The resolution of the gridded climate products has continued to improve over the years, to the point that operational hydrologists have to question the need for more detailed information when a model such as SWAT has a user-defined areal discretisation that influences the way in which climate data is manipulated within the model.

This study uses a SWAT setup on the Garonne River, a large alpine watershed in southwest France (55,000 km<sup>2</sup>), to explore the relationship between the resolution of gridded climate data and SWAT internal discretisation using (i) available ground-based data, (ii) the native 8-km SAFRAN product, (iii) the native ~30-km CFSR product, and (iv) several aggregated, upscaled SAFRAN-derived databases that may better suit the SWAT model discretisation.

## **4. Materials and methods**

### **4.1. Study site**

The 525-km Garonne River is an important French fluvial system that flows into the Atlantic Ocean after draining a watershed extending over an area of 55,000 km<sup>2</sup> across three distinct geographic entities: the Pyrenees to the south, with peaks exceeding 3,000 m, the plateau of the Massif Central to the north-east that reaches up to 1,700 m in altitude, and the plain in between whose elevation is typically less than a few hundred metres (Figure III.7). The actual SWAT implementation, however, is limited to the 50,000 km<sup>2</sup> area upstream of Tonneins, where tides cease to influence the discharge.



**Figure III.7 :** Location and elevation of the Garonne River watershed at Tonneins, with a 150-subwatershed areal discretisation monitored by 21 gauging stations and several types of ground-based climate stations.

The Garonne watershed offers diversified topography and land cover, good data availability, good prior knowledge of the hydrological system (Probst, 1983), and some successful SWAT setups built around available ground-based climate data (Boithias et al., 2011; Ferrant et al., 2011; Oeurng et al., 2011b; Grusson et al., 2015).

## 4.2. The SWAT model

SWAT is an agro-hydrological semi-distributed model that requires an areal discretisation process that consists of dividing the watershed into subwatersheds based on the river network and topography. SWAT then identifies hydrological response units (HRUs) within each subwatershed, based on soil, land cover and slope information. HRUs are then used to compute a water balance articulated around four reservoirs: snow, soil, shallow aquifer and deep aquifer. The main hydrological processes include infiltration, runoff, evapotranspiration, lateral flow and percolation. Computation is

performed at HRU level, aggregated at subwatershed level, and routed toward the reaches and the catchment outlet. It is important to stress that SWAT uses only one climate data source per subwatershed to compute its water balance, opening up the issue of optimal climate data spatial resolution.

ArcSWAT 2012, a GIS-based graphical interface, was used to identify the subwatersheds and HRUs and to generate their associated input files. It should be noted that the number of subwatersheds within SWAT is directly influenced by the resolution of the topography and by a user-defined threshold that defines the minimum drainage area required to form the beginning of a stream (Srinivasan, 2013), since every river confluence corresponds to a potential subwatershed outlet.

### 4.3. Data availability

Data sources for this study are presented in Table III.11. River discharge data are available from 21 gauging stations spread over the watershed and covering the period from 2000 to 2010 (Figure III.7).

**Tableau III.11.** Data sources.

Data type	Data source	Scale
DEM	NASA/METI (ASTER, 2011)	Grid cell 90m x 90m
Land cover	Corine Land Cover (CLC, 2006)	1:100,000
Soil	European Soil Database (ESDB, 2006)	1:1,000,000
Climate (stations/SAFRAN)	Météo-France ( <a href="https://donneespubliques.meteofrance.fr/">https://donneespubliques.meteofrance.fr/</a> )	8 x 8 km (SAFRAN)
Climate CFSR	NOAA( <a href="http://globalweather.tamu.edu/">http://globalweather.tamu.edu/</a> )	0.5° x 0.5°
River discharge	Banque Hydro ( <a href="http://www.hydro.eaufrance.fr/">http://www.hydro.eaufrance.fr/</a> )	

Two climate datasets from Météo-France were compared: standard stations providing precipitation at 36 sites, temperature at 28 sites, and solar radiation, relative humidity, and wind speed at eight sites (Figure III.7), and the 8-km SAFRAN product providing all the required variables at each grid point (Durand et al., 1993; Quintana-Segui et al., 2008; Vidal et al., 2010a). SAFRAN uses the optimal interpolation (OI) method (Gandin, 1963), which corrects background values against all nearby observed data, applying a linear regression in which observations are weighted by distance and associated error. In SAFRAN, the background values originate from the ARPEGE meteorological model (Courtier et al., 1991) or the ECMWF operational archives,

while the observations are from a large range of datasets such as ground-based climate stations, snow monitoring networks, weather balloons, and dropsondes.

The SAFRAN grid is constructed in three stages: interpolation of all atmospheric parameters to a 300-m vertical resolution, horizontal interpolation of the surface parameter and temporal interpolation. A more comprehensive description of this process is reported in Durand et al. (1993) and Quintana-Segui et al. (2008).

A second gridded climate product, the CFSR grid, was used in this comparison (Saha et al., 2010). Free access is now provided to SWAT users *via* the Texas A&M University spatial sciences website ([globalweather.tamu.edu](http://globalweather.tamu.edu)), which automatically creates SWAT-formatted input files. The CFSR has latitudinal and longitudinal resolutions of  $0.5^\circ$ , which over the Garonne watershed correspond to a resolution of ~35-km in latitude and ~25-km in longitude. The CFSR was built around coupled atmospheric, oceanic and surface modelling components, corrected with satellite, aircraft, radiosonde, pibal and in-situ data from both land and ocean (Saha et al., 2010). Like SAFRAN, the data are interpolated according to the OI method, as described in Xie et al. (2007) for land surfaces and Reynolds et al. (2007) for ocean surfaces.

#### **4.4. Watershed discretisation**

As mentioned above, the SWAT model only uses one source of climate information per subwatershed: the one nearest to the centroid. The number of information points used by the model is therefore directly linked to the areal discretisation defined by the user during the SWAT implementation phase. However, the delineation of the subwatersheds was initially based on the need for a fair representation of all the hydrological processes prevailing on the watershed and on computing time allocation.

In this project, seven thresholds defining the minimum area of the subwatersheds were explored within ArcSWAT (100,000, 50,000, 20,000, 10,000, 5,000, 2,500 and 1,000 ha) leading to a territorial breakdown of 44, 73, 150, 273, 525, 1,039 and 2,552 subwatersheds respectively.



#### **4.5. Aggregation of the SAFRAN product**

In order to evaluate the spatial appropriateness of the SAFRAN 8-km product against the SWAT areal discretisation of the Garonne River watershed, other resolutions of the former were computed, aggregating the gridded information to 16, 32, 64 and 128 km respectively.

All climate datasets, including information from the ground stations, were then used in turn to simulate the hydrology of the Garonne River. In a first step, a reference calibration was undertaken based on the ground stations (Figure 7). SWAT was then run with the native SAFRAN product, the native CFSR product and all SAFRAN-aggregated grids. During the second stage, new calibrations were performed based on the native 8-km SAFRAN product and the SAFRAN product aggregated to 32 km (see Section 3b, Figure III.3-D). In all instances, performance values were computed and compared for the 2000-2010 period at a monthly time step.

#### **4.6. Sensitivity analysis and calibration process**

Sensitivity analysis and calibration were undertaken within SWAT-Cup (Abbaspour, 2013) using the SUFI-2 algorithm (Abbaspour et al., 2004). SWAT-Cup is an external software tool that allows SWAT users to perform automatic calibrations (Arnold et al., 2012b). They are then given the option of several calibration algorithms, of which SUFI-2 is known to identify an appropriate parameter set in a limited number of iterations (Yang et al., 2008).

A sensitivity analysis was performed, following the one-at-a-time procedure proposed by Abbaspour (2013). 32 parameters were considered in the analysis (Table III.12). Five runs were performed over the 10-year period from 2000 to 2010, preceded by a three-year warming period (1997-2000).

Once the most sensitive parameters were identified, 1500-run calibrations were performed as recommended by Yang et al. (2008). The SWAT-Cup calibration was achieved sequentially from upstream to downstream, one gauging station at the time, using the Nash-Sutcliffe efficiency criterion (NSE) (Nash and Sutcliffe, 1970) as the objective function. NSE was normalised in order to facilitate a comparison between the variance of the observed dataset and the existing residual variance between this same

observed dataset and the simulated one. It ranges from  $-\infty$  to 1 and is sensitive to large errors. It equals 0 when the model is as accurate as the mean of the observed data set, and equals 1 when the model offers a perfect fit.

Tableau III.12: parameters considered in the sensitivity analysis.

Parameters	Description	Min.	Max.	Default
EPCO	Plant uptake compensation factor	1	0	1
SURLAG	Surface runoff lag time	0.5	1	4
GW_Delay	Groundwater delay	0	500	31
GW_Revap	Groundwater "revap" coefficient	0.02	0.2	0.02
GWQMN	Threshold in the shallow aquifer for return flow to occur	0	5000	1000
GWHT	Initial groundwater height	0	25	1
GW_SPYLD	Specific yield of the shallow aquifer	0	0.4	0.003
SHALLST	Initial depth of water in the shallow aquifer	0	50000	500
DEEPST	Initial depth of water in the deep aquifer	0	50000	1000
ALPHA_BF	Base flow alpha factor (days)	0	1	0.048
REVAPMN	Threshold in the shallow aquifer for "revap" to occur	0	500	0
RCHRG_DP	Deep aquifer percolation fraction	0	1	0.05
ESCO	Soil evaporation compensation factor	0	1	0.95
CN2	SCS runoff curve number	-0.2	0.2	HRU
(relative test)				
CANMX	Maximum canopy storage	0	100	HRU
OV_N	Manning's "n" value for overland flow	0.01	30	HRU
SOL_AWC	Available water capacity of the soil layer	-0.5	0.5	soil layer
(relative test)				
SOL_K	Saturated hydraulic conductivity	-10	10	soil layer
(relative test)				
SOL_Z	Depth from soil surface to bottom of layer	-500	500	soil layer
(relative test)				
EVRCH	Reach evaporation adjustment factor	0.5	1	1
EVLAI	LAI at which no evaporation occurs from water surface	0	10	3
SFTMP	Snowfall temperature	-10	10	4.5
SMTMP	Snowmelt base temperature	-10	10	4.5
TIMP	Snowpack temperature lag factor	0	1	1
SMFMX	Maximum melt rate for snow during year (summer solstice)	0	20	1
SMFMN	Minimum melt rate for snow during year (winter solstice)	0	20	0.5
SNOW50COV	Snow water equivalent that corresponds to 50% snow cover	0	1	0.5
SNOWCOVMX	Snow water content that corresponds to 100% snow cover	0	100	1
SNO_SUB	Initial snow water content	0	300	0
TLAPS	Temperature lapse rate	-10	10	-6
PLAPS	Precipitation lapse rate	-100	500	0
SNOEB	Initial snow water content in elevation bands	0	300	0

After calibration, the performance was evaluated using the same criterion, but calculated on the root square of discharge values (NSeSqrt) in order to diminish the influence of large errors on the metric. Indeed, the NSeSqrt is influenced more greatly by common flows and the error on the global simulated volume (Oudin et al., 2006; Seiller et al., 2012).

## 5. Results and discussion

### 5.1. Watershed discretisation

Spatial breakdowns of 44, 73, 150, 273, 525, 1,039 and 2,552 subwatersheds were considered for the Garonne River. Figure III.8 illustrates the average performance values over the 21 gauging sites in terms of NSe and NSeSqrt obtained for each tested

discretisation when running the SWAT model with default parameter values (Arnold et al., 2012a) and the ground station network. An improvement in performance was noted when the number of subwatersheds rose from 44 to 150, but no substantial performance improvement was achieved beyond that number, which corresponded to a minimum subwatershed area of 20,000 ha. Not only did increasing the discretisation not provide any further gain, but it required more computing time, which is critical for an automatic calibration of a watershed encompassing 21 gauging stations.

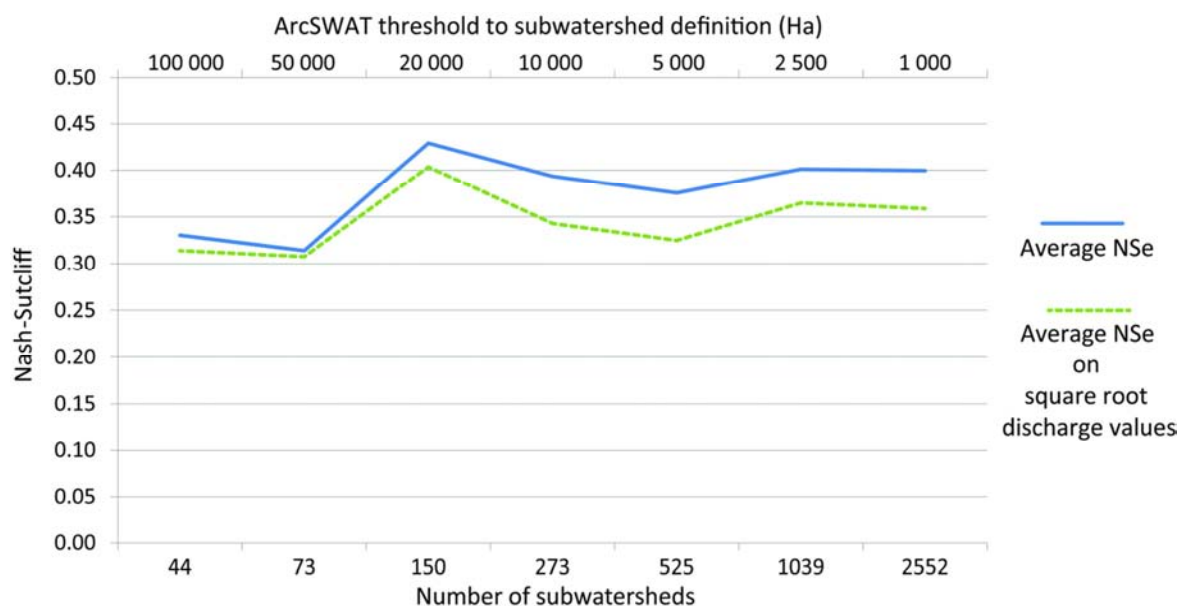


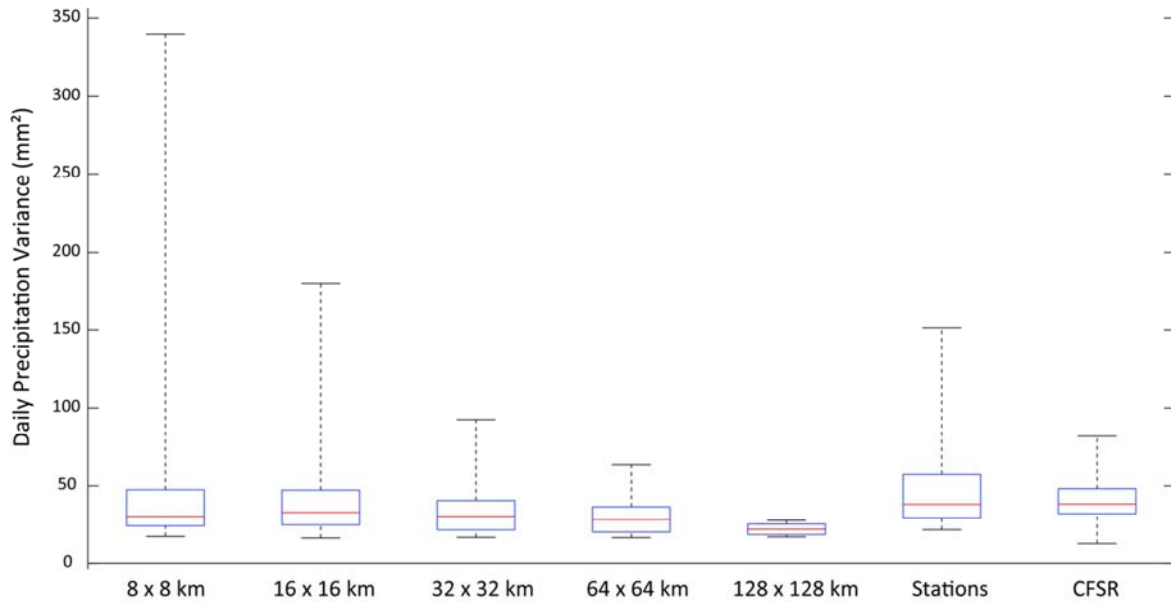
Figure III.8 : Average performance of the 21 gauging stations for different subwatershed definitions.

## 5.2. Climate data of different resolutions

Seven climate datasets were compared for the Garonne River watershed: the network of standard ground stations, the 8-km SAFRAN product, SAFRAN aggregated to 16, 32, 64 and 128 km, and the 30-km CFSR product. SAFRAN and CFSR come from a combination of meteorological simulations and observations and may therefore possess a different spatial variance than the network of ground stations. SAFRAN aggregation also results in a reduction in variance or, in other words, reduces its ability to describe irregular, non-uniform precipitation patterns (Gaborit et al., 2013).

Ranges in the spatial variance of the daily precipitation are compared in Figure III.9 for the watershed of the Garonne River at Tonneins. As expected, aggregation smoothed out spatial irregularities, which is evident in Figure III.9 in the significant loss of large variance events when reducing the resolution from the initial 8 km to the aggregated

128 km. On the other hand, not all precipitation events are non-uniform, so it was mostly the upper part of the variance distributions that was affected by the aggregation process.

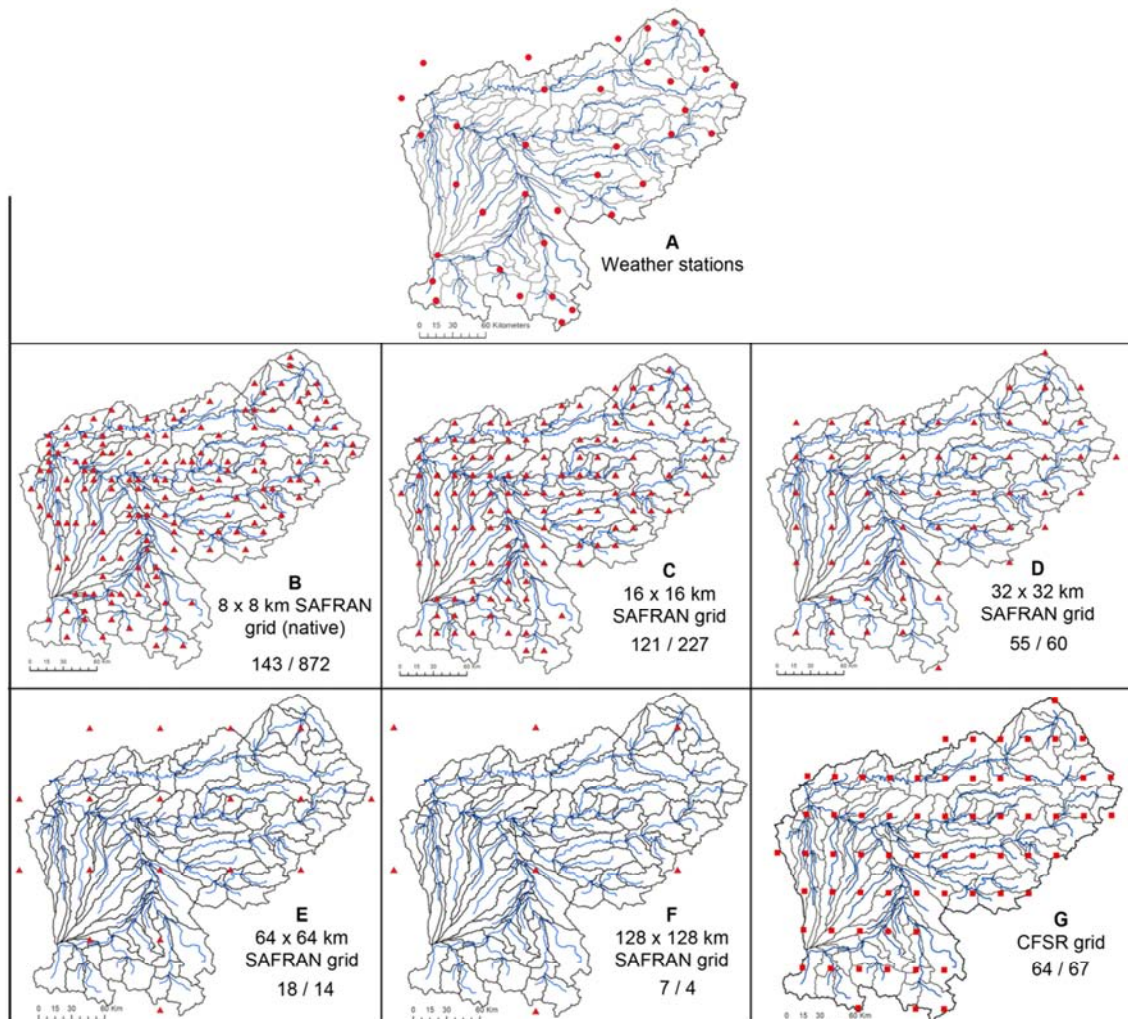


**Figure III.9 :** Ranges of the spatial variance of daily precipitation for the seven climate datasets. The box represents the 25th and 75th percentiles of the distribution, the line is the median and the whiskers extend to the most extreme values.

Figure III.9 also illustrates the spatial variance of the precipitation reported by the network of ground stations. The 8-km SAFRAN had a narrower and lower distribution and a lower median value than the network of stations, but the use of information from many different sources and an 8-km resolution allowed SAFRAN to report more irregular events. In practice, the variance of the network between the 16 and 32-km aggregated SAFRAN grids in terms of spatial variance was an indication of the factual resolution of the irregularly-spaced climate stations. Finally, the CFSR product offered yet another distribution of the spatial variance of daily precipitation, which lay between the aggregated 32-km and 64-km SAFRAN grids.

The fact that the choice was made to break down the watershed into 150 subwatersheds limited the number of local climate information points to 150 and raised the question of the optimal resolution of climate data. Indeed, too high a resolution forced SWAT to disregard much of the information and too low a resolution forced SWAT to use the same information for many adjacent subwatersheds, whereas the resolution of the

climate grid had a direct influence on its ability to describe non-uniformities in the precipitation patterns, as mentioned above

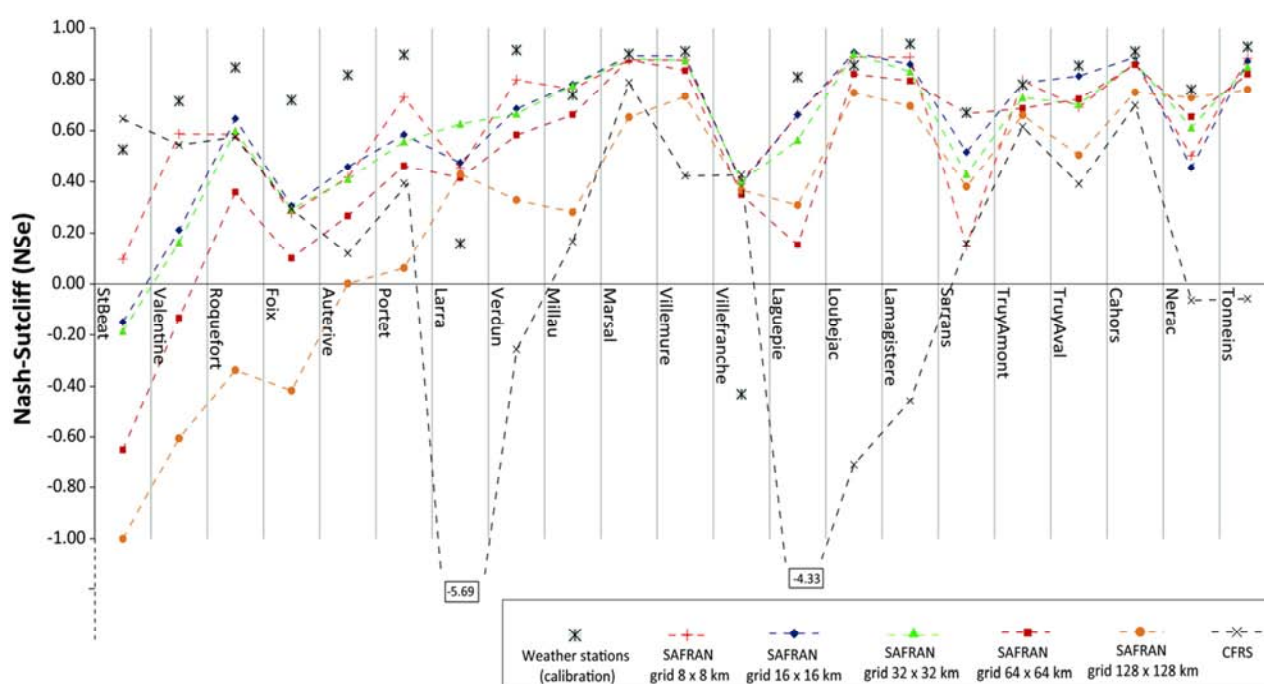


**Figure III.10 :** Weather data used by the SWAT model when fed with each different dataset. 143 / 872 indicates the number of grid points used by the model out of the grid points located over the watershed (a higher first number indicates that the model used a grid point located outside the watershed).

This issue is illustrated in Figure III.10, which shows points of local climate information used by SWAT. It is evident that SWAT was not able to make use of all the 8-km information, it used most of the 16-km information and used nearly all of the information from a resolution of 32-km and more. From this perspective, the 32-km SAFRAN grid was the closest to the station network, as was the 30-km CFSR product.

### 5.3. Hydrological performance

Figures III.11 and III.12 compare the performance values (NSE and NSeSqrt) of the SWAT model calibrated with the network of ground stations and run with each SAFRAN grid and the CFSR grid. Using the data from SAFRAN did not improve on the network of ground stations except at two sites, Larra and Villefranche, where the initial performance was unsatisfactory. Excessive aggregation was detrimental to SWAT performance, as depicted by the much lower SWAT performance when operated with the 64 or 128-km SAFRAN grids, while the other three resolutions were closer to one another in terms of performance.

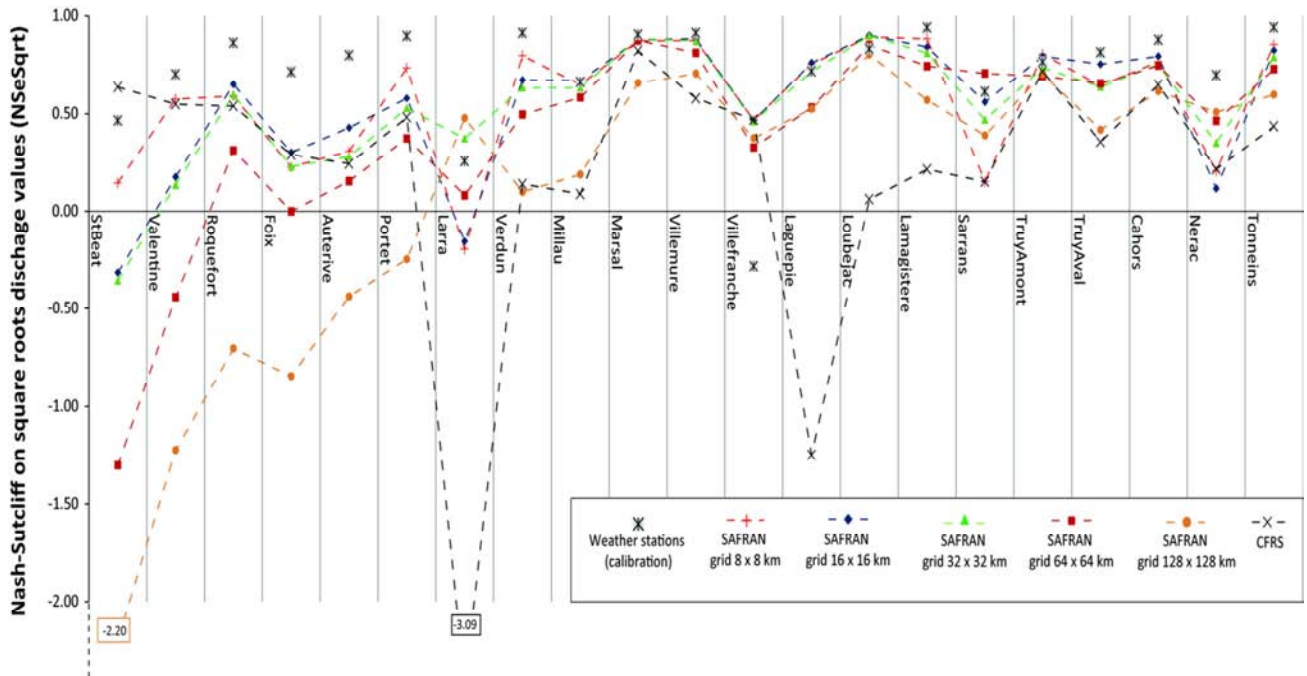


**Figure III.11 :** Nash-Sutcliffe criterion of the SWAT model calibrated with the weather stations and run with several SAFRAN grid resolutions.

CFSR data produced heterogeneous performances, mostly similar to those obtained with the 8, 16 and 32-km SAFRAN grids, and was even better than in the calibration for the St B  at station (see Figure III.7), but also for stations where the SWAT model completely failed to simulate the discharge. When comparing different products, the fact that 8, 16 and 32-km SAFRAN grids produced similar performances, which were less good than the weather station data, and for several stations, very different from the CFSR performance values, indicated that it was not so much an issue of spatial resolution than one of a different representation of the climate.



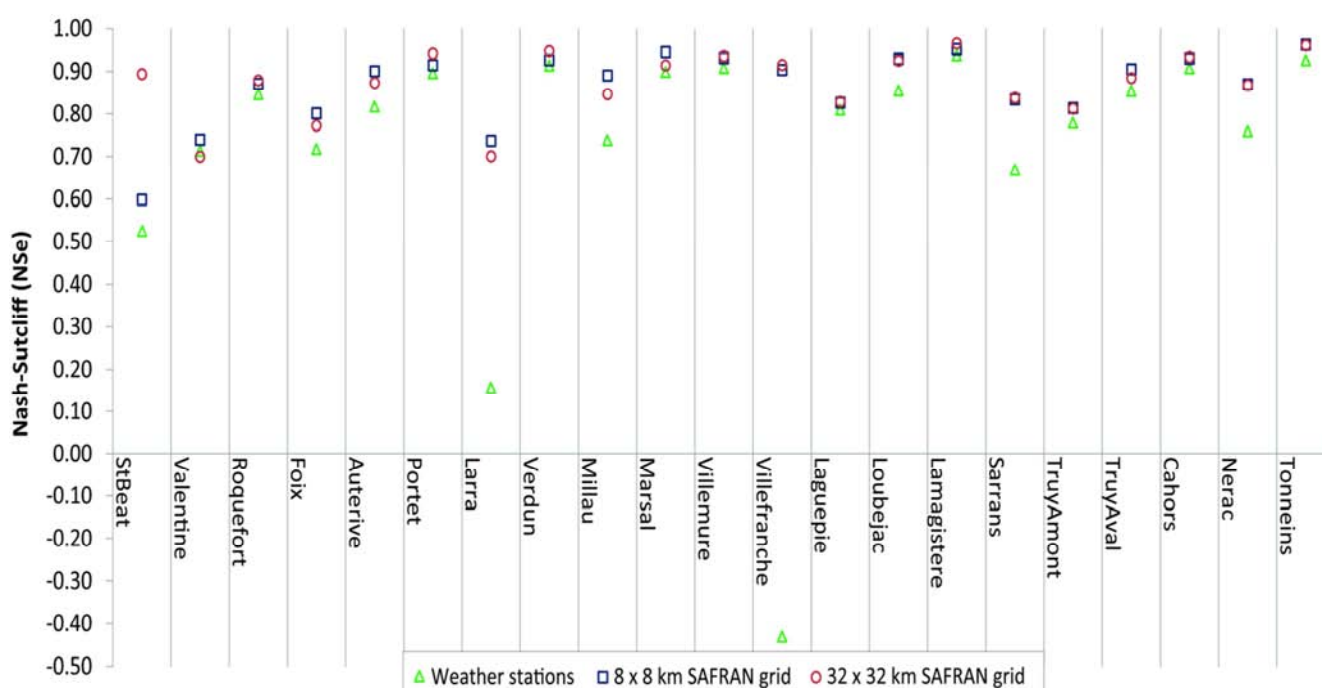
It is noteworthy that the performance of the Saint B  at and Valentine gauging stations declined as the aggregation increased. Both stations are located in the Pyrenean part of the watershed, where the model is quite sensitive to the snow-relative calibration (Grusson et al., 2015).



**Figure III.12 :** Nash-Sutcliffe criterion calculated on square root discharge value of the SWAT model calibrated with the weather stations and run with several SAFRAN grid resolutions.

As for the Larra and Villefranche sites, each site drains a single subwatershed, where no merging with other subwatersheds can compensate for any errors in a climate series. These poor performance values may also be a representation of a widespread problem when using *in-situ* gauging stations: weather data used to compute hydrological processes in a subwatershed could originate from a distant gauging station and may not be representative of the subwatershed (Fuka et al., 2014). Indeed, when the weather stations datasets were used in the SWAT model, computations in subwatersheds upstream of the Villefranche and Truyère-Amont sites were performed using the same weather station, located in the subwatershed upstream of the Truyère-Amont station (Figure 7). Unlike the Villefranche site, no important loss in performance at Truyère-Amont was seen, suggesting that even though the weather station was located close to the Villefranche watershed, it was not representative of that particular system.

As for the CFSR grid, it proposed non-representative precipitation data in some areas. Indeed, a detailed analysis of the hydrographs (not illustrated) revealed that CFSR forced SWAT to overestimate discharges greatly at Larra and Laguepie, a problem that was then transmitted downstream to Verdun, Loubéjac, Lamagistère, and Tonneins, while discharge was underestimated at Millau and Sarrans. When comparing hydrographs and hyetographs, it appeared that overestimations were mainly caused by grid points where precipitation was overestimated when compared to the rest of the grid. This was consistent with the findings of Dile and Srinivasan (2014), who encountered the same situation over the Blue Nile watershed.

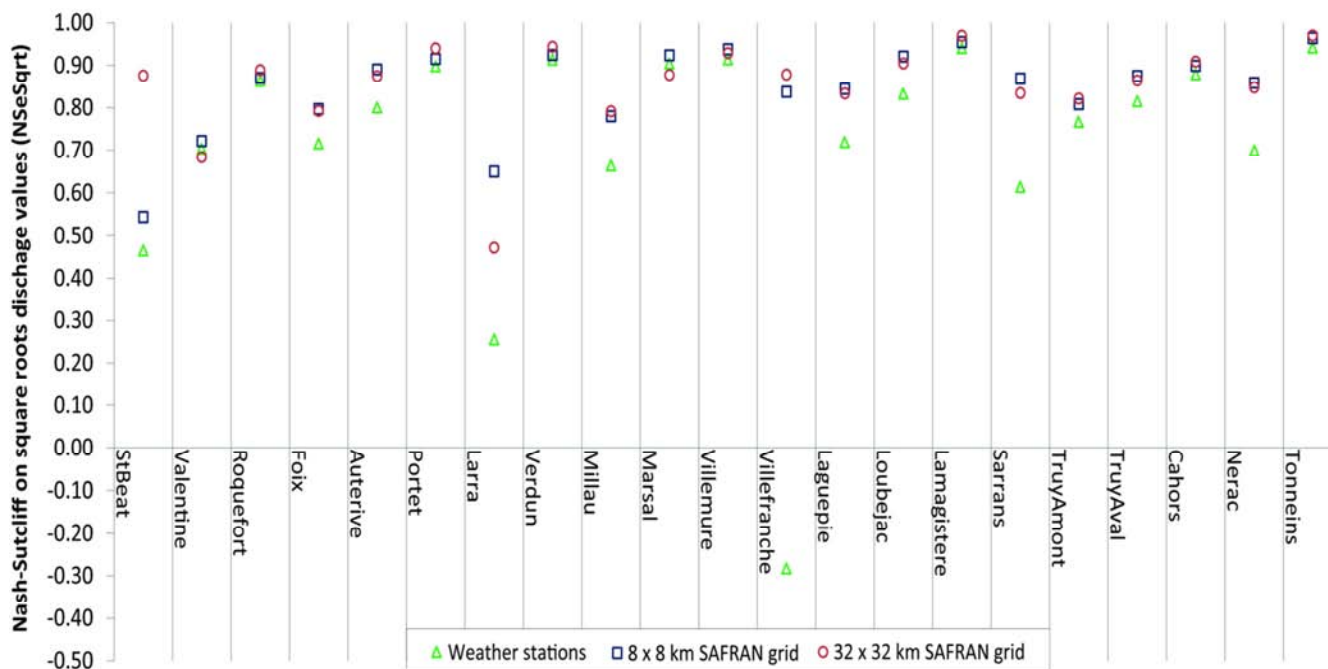


**Figure III.13 :** Nash-Sutcliffe criterion of the SWAT model calibrated with the weather stations, the native SAFRAN grid and the 32-km SAFRAN grid.

In order to document the issue of SAFRAN and the network of stations not reporting exactly the same climatology, it was decided to recalibrate SWAT alternately using the 8 and 32-km SAFRAN grids, since the 8-km resolution described spatial non-uniformity better and the 32-km resolution was the closest to the network's. Here Figures III.13 and III.14 show poorer SWAT performance values when calibrated with the network of climate stations than with any of the two SAFRAN grids, which was consistent with previous studies (Fuka et al., 2014; de Almeida Bressiani et al., 2015). Better performance values at the Larra and Villefranche sites when using SAFRAN tended to confirm that, at least for these two sites, climate stations were either non-



representative or included errors. Moreover, the performance at Tonneins, which integrates climate data across the entire watershed, confirmed the superiority of the SAFRAN product.



**Figure III.14 :** Nash-Sutcliffe criterion calculated on square root discharge value calibrated with the weather stations, the native SAFRAN grid and the 32-km SAFRAN grid

The performance of the 8 and 32-km SAFRAN grids was mostly similar, indicating that the grid resolution did not have a considerable influence on the calibration. The largest gain was at Saint B  at in the Pyrenees, where the 32-km resolution proved to be quite beneficial, as it was for the CFSR dataset.

## 6. Conclusions

The implementation of a semi-distributed hydrological model generally involves breaking down the watershed space into homogeneous units that are compatible with the dynamic computation of the hydrological processes. In the case of the SWAT model, only one climate grid point per subwatershed, the nearest one, was used for the calculations, raising the question of optimal resolution of the climate data. In this study, the 45,000-km<sup>2</sup> Garonne River watershed at Tonneins, which drains a substantial part of south-west France to the Atlantic Ocean, was used to compare three sources of climate information in different formats and resolutions, namely the available climate

station network, the 8-km SAFRAN product and the ~30-km CFSR product. SAFRAN grids aggregated to 16, 32, 64 and 128 km were also explored.

A spatial breakdown of the Garonne watershed into 150 subwatersheds was found to be optimal in terms of hydrological performance and computing costs, hence limiting the number of local climate grid points to 150 as well. A higher climate data resolution would therefore force SWAT to disregard much of the information and a much lower resolution would force SWAT to use the same information for many adjacent subwatersheds, whereas the resolution of the climate grid had a direct influence on its ability to describe non-uniformities in the precipitation patterns.

The results showed that aggregating SAFRAN up to 64 or 128 km was detrimental to the description of non-uniform precipitation events, to the point of leading to a much poorer performance when used with the SWAT implementation calibrated on the available network of climate stations. The native 8-km SAFRAN product offered the highest range of spatial variance of daily precipitation events, while the aggregated 16- and 32-km SAFRAN grids and the ~30-km CFSR product ranges of spatial variance were similar to that of the network of climate stations.

Running the SWAT model calibrated on the network of climate stations with the 8, 16 and 32-km SAFRAN grids led to very similar performance values at most sites, but lower than those previously obtained in calibration. These results suggest that the difference in the representation of the climate was more influential than its spatial resolution in simulating the hydrological processes within the SWAT model. Using CFSR with the same framework provided similar overall performance values as SAFRAN, except in some sites for which the former provided precipitation rates that were judged to be unrealistic when compared to the other climate databases.

The great importance of the quality of the climate product over its resolution was confirmed when calibrating SWAT with the native 8-km SAFRAN and its aggregated 32-km counterpart, since both these datasets led to very similar performances that were better overall than the calibration performance values previously obtained by calibrating SWAT with the network of climate stations.

The present study was based on monthly time-step performance computations, compatible with water planning needs, where the influences of extreme precipitation

are limited. An equivalent study calculating performances at a daily time step could generate additional findings that could have flood warning applications.

## Acknowledgements

The authors acknowledge the financial support given by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada and the Institut Hydro-Québec en environnement, développement et société.

This research was carried out as a part of “ADAPT’EAU” (ANR-11-CEPL-008), a project supported by the French National Research Agency (ANR) within the framework of the Global Environmental Changes and Societies (GEC&S) programme.

This work was also part of the **REGARD** project (Modélisation des ressources en eau sur le bassin de la **Garonne**: interaction entre les composantes naturelles et anthropiques et apport de la télédétection) - RTRA Sciences et Technologies pour l’Aéronautique et l’Espace - 2014-2017. We sincerely thank Météo-France for providing meteorological data and AEAG (Agence de l’eau Adour-Garonne) for providing hydrological



ARTICLE EN REVISION

ASCE Journal of Hydrologic Engineering

## Chapter 6: Assessing the temporal transposability of the SWAT model across a large contrasted watershed

*Youen Grusson<sup>(a)</sup>, François Anctil<sup>(b)</sup>, Sabine Sauvage<sup>(c)</sup>, José Miguel Sánchez Pérez<sup>(d)</sup>*

<sup>a</sup> *Ph.D student, Chaire de recherche EDS en prévisions et actions hydrologiques, Department of Civil and Water Engineering, Université Laval, Québec, G1V 0A6, Canada & University of Toulouse; INPT, UPS; Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (EcoLab), Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France. E-mail : youen.grusson.1@ulaval.ca*

<sup>b</sup> *Professor, chaire de recherche EDS en prévisions et actions hydrologiques, Department of Civil and Water Engineering, Université Laval, Québec, G1V 0A6, Canada. E-mail francois.anctil@gci.ulaval.ca*

<sup>c</sup> *Research Engineer, CNRS, EcoLab, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France & University of Toulouse; INPT, UPS; Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (EcoLab), Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France.*

<sup>d</sup> *Professor, CNRS, EcoLab, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France & University of Toulouse; INPT, UPS; Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (EcoLab), Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan Cedex, France. E-mail : jose.sanchez@univ-tlse3.fr*



## 1. Résumé en français

Au cours des dernières années, la recherche sur le comportement hydrologique des bassins versants sous changement climatique est devenue un sujet d'étude important. L'utilisation de modèles hydrologiques pour mener à bien de telles recherches soulève la question de leur robustesse lorsque calibrés sur une période passée. Ceci est d'autant plus vrai lorsque le modèle est basé sur des paramètres qui pourraient évoluer au fil du temps. Le but de cette étude est d'évaluer la transposabilité temporelle du modèle « Soil and Water Assessment Tool » (SWAT) (<http://swat.tamu.edu/>) face à des évolutions des caractéristiques climatiques et d'usage des sols.

Le modèle est mis en place sur le bassin versant de la Garonne dans le sud-ouest de la France et deux tests différents ont été menés sur la base du « *differential split sampling test* » (DSST) proposé par Klemeš (1986): (1) deux périodes de cinq ans ont été choisies sur les 50 dernières années, une période sèche et chaude (DW) et une période humide et froide (WC). Le modèle a alors été calibré pour chacune d'entre elles, puis la validation a été réalisée de manière croisée avec l'autre. (2) Le même processus a été entrepris en utilisant deux ensembles de données sur l'usage des sols de 1990 et 2006. Cette fois, le modèle a été calibré sur la même période (2000-2010) et chaque donnée d'usage des sols a été validée de manière croisée avec l'autre.

Chacun de ces quatre tests de calibration/validation a montré que le modèle était capable de simuler le flux mensuel d'eau efficacement. La majorité des 20 stations hydrométriques de contrôle réparties sur le bassin versant présente un critère de Nash-Sutcliffe (NSE) et de Nash-Sutcliffe calculé sur les racines carrées des débits (NSEsqrt) au-dessus de 0,75. La robustesse du modèle SWAT lorsqu'il est confronté à des changements de données du climat ou de l'usage des sols est également très satisfaisante. Le changement des données d'entrée climatique induit une variation inférieure à  $\pm 0,10$  pour 14 sites et les deux critères. Les sites où les simulations semblent les plus sensibles à ces changements sont impactés soit par des processus de chutes/fonte de neige soit par le soutien d'étiage pendant la saison estivale. Un changement dans l'information d'entrée d'usage des sols induit encore moins d'instabilité dans le modèle: l'ensemble des 20 sites ont montré une variation des performances de moins de  $\pm 0,10$  pour les deux critères. Cette bonne stabilité est due à des changements limités qui ont eu lieu entre les deux dates (1990-2010), mais qui

dépeignent les changements réels sur l'ensemble du bassin versant. Cette étude permet de conclure que le modèle SWAT peut être utilisé sur le bassin versant de la Garonne pour la réalisation d'étude en contexte de changements climatiques

## 2. Abstract

In recent years, research into the hydrological behaviour of watersheds under climate change conditions has become a subject of great interest. The use of hydrological models to undertake such research raises the question of their robustness for use in a long-term projection when calibrated over a period in the recent past. This is even more the case when the model is based on parameters that might evolve over time. The aim of this study was to assess the temporal transposability of the soil and water assessment tool (SWAT) model (<http://swat.tamu.edu/>) in the face of changes in climate and land use information. The model is set up on the Garonne River watershed in southwest France and two different tests were conducted, based on the differential split sampling test (DSST) proposed by Klemesš (1986): (1) two five-year periods were selected from the past 50 years: a dry and warm (DW) period and a wet and cold (WC) period. In this case the model was calibrated for each period, and then each cross-validated with the other. (2) The same process was undertaken using two sets of land use data from 1990 and 2006. The model was calibrated for the same time period (2000-2010), and each land use dataset was cross-validated with the other.

All four of calibration/validation tests showed that the model was able to simulate the monthly stream effectively. The majority of 20 sites spread over the watershed have Nash-Sutcliffe criterion (NSE) and Nash-Sutcliffe criterion calculated on the squared roots values of the discharge (NSESqrt) above 0.75. The robustness of the SWAT model when confronted with changes to the climate or land use data was also very satisfactory. The change in climate information induced a variation of less than  $\pm 0.10$  for 14 sites and both metrics. Sites where simulations appeared more sensitive to those changes were either impacted by snowfall/melt processes during the winter season or by low-flow support during the summer season. A change in land use information caused even less instability in the model: all 20 sites showed a variation in performances of less than  $\pm 0.10$  for both metrics. This good stability was due to the limited changes that occurred between both dates (1990-2010), but depicted the actual



changes across the watershed. It was concluded from this study that the SWAT model could be used over the Garonne River watershed in a climate change condition.

### 3.Introduction

In the past 25 years, the proportion of the world's population living in water-stressed countries has increased from 40 % to almost two thirds (UNESCO, 2011). Climate change has certainly played a role in this worldwide increase in vulnerability (Jiménez Cisneros et al., 2014), which is driving hydrologists to acquire a better understanding of its impact on local water resources.

Modelling is the most common tool for identifying climate change impacts on the hydrologic regime of rivers. It is typically conducted in two steps: the selected hydrological model is (1) calibrated and validated with observed climate and discharge data from the recent past, and (2) used to generate discharge series from weather outputs issued by global or regional climate models. Such studies abound in the literature (*e.g.* Scibek and Allen (2006); Caballero et al. (2007); Hendrickx and Sauquet (2013); Tian et al. (2013)), but only a small number of them include an evaluation of the robustness of the model's temporal transposability or, in other words, an assessment of its behaviour when exposed to changes in the watershed definition or in the climate regime. This issue of temporal transposability is inherent in any hydrological modelling process and was raised by Klemeš (1986) even before the current levels of concern about the non-stationarity of the climate.

Klemeš (1986) suggests a number of tests dedicated to the evaluation of a model's robustness during the validation/calibration process. Results vary depending on the specificities of each model and catchment properties (Andreassian et al. (2009); Vaze et al. (2010); Merz et al. (2011); Seiller et al. (2012); Seiller et al. (2015)). It has therefore been advocated (*e.g.* Seiller et al. (2012)) that a robustness evaluation should be a component of the validation/calibration procedure, especially if the aim is to study the impact of climate change on the hydrologic regime of rivers.

The soil and water assessment tool (SWAT) model (Arnold et al., 1993) is a physically-based, comprehensive, continuous, semi-distributed and watershed-scale simulation model that allows the simulation of a large number of physical processes to simulate hydrology, including evapotranspiration, runoff, sub-surface and groundwater flow,

and snow component. It has been successfully implemented in numerous locations (Gassman et al., 2007; Douglas-Mankin et al., 2010) and the number of users is continuing to increase worldwide. However, despite the large number of SWAT users and related published papers, including those about the impact of climate change (*e.g.* see Stefanova et al. (2014); Huang et al. (2015); Musau et al. (2015); Pradhan et al. (2015); Ramos and Martínez-Casasnovas (2015); Zhang et al. (2015)), only two reported studies specifically deal with the issue of SWAT robustness when transposed across time and space. Lévesque et al. (2008) tested the robustness of the SWAT model over a northern watershed, transposing it from summer to winter. They conclude that it is difficult to represent the hydrology over both seasons with a single set of parameters in a northern climate zone. Son and Kim (2008) performed a cross-validation over two different watersheds and concluded that the SWAT model is sufficiently robust for transposition across space. Since SWAT exploits topographical, soil, land use and climate information, it is potentially sensitive to temporal evolution and non-stationarity, but there has been no examination of its robustness when facing temporal transposition.

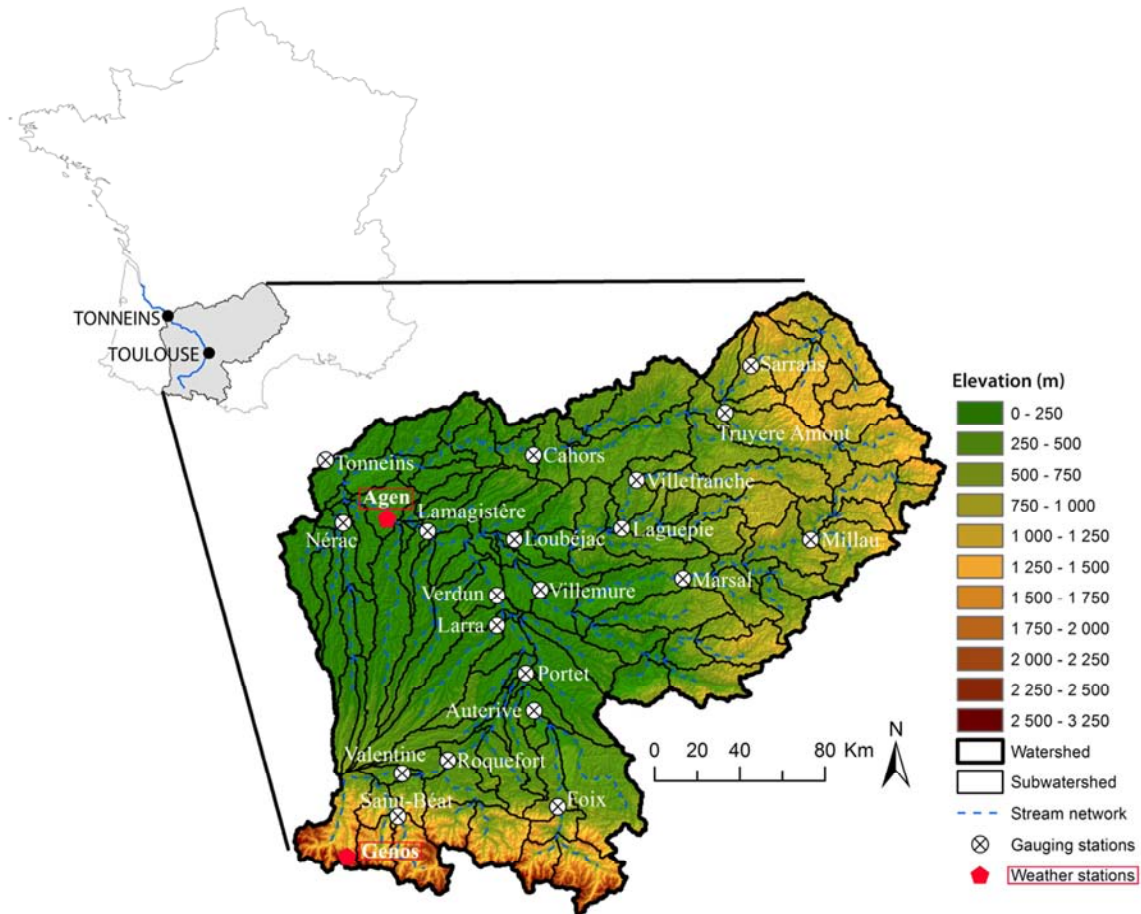
For this study, the SWAT model was used on the watershed of the Garonne River in southwest France in order to assess the impact of climate change on its hydrological regime. More specifically, the aim was to evaluate SWAT temporal transposability when confronted with land use evolution and climate non-stationarity, based on the differential split sampling test (DSST) proposed by Klemeš (1986) that consists of a cross-validating procedure between projects where only one type of input data varies, in order to evaluate its robustness.

## 4. Materials and methods

### 4.1. Study area

The 525-km Garonne River, one of the principal fluvial systems in France, located in the southwest of the country, drain into the Atlantic Ocean 55,000 km<sup>2</sup> of land. Its watershed consists of three main geographic entities: the Pyrenees to the south with some peaks exceeding 3,000 m, the plateau of the Massif Central to the northeast between 1,400 and 1,700 m, and the plain between them whose elevation is less than a few hundred metres (Figure III.15). This large range of altitudes and slopes within the

watershed leads to a variety of hydrological behaviours (Probst, 1983). The present study considers the Garonne River watershed up to Tonneins (50,000 km<sup>2</sup>), the lowest gauging station uninfluenced by the tidal action of the ocean (Figure III.15).



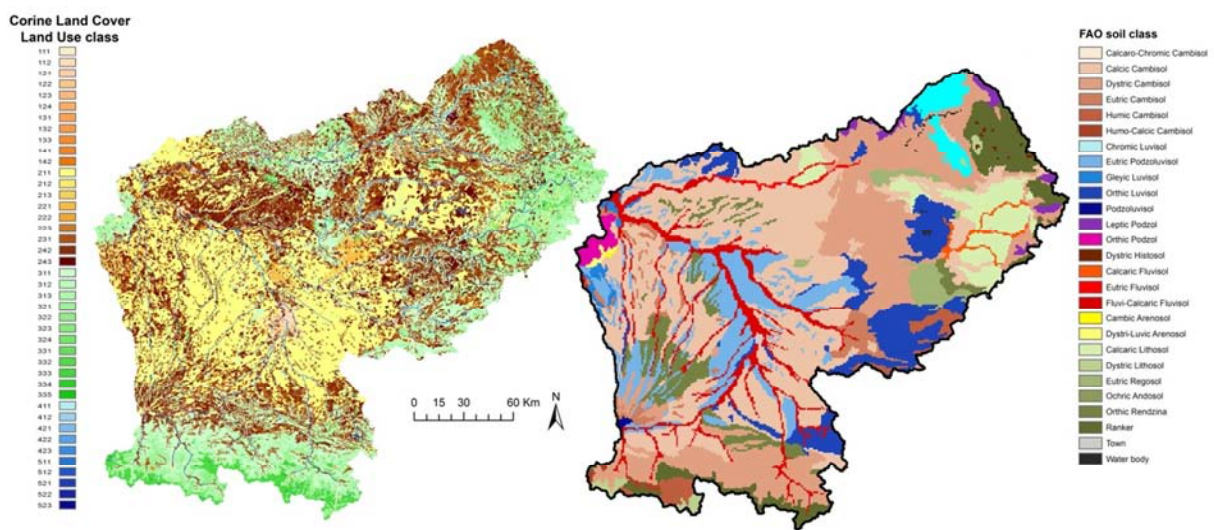
**Figure III.15 :** Location and elevation of the Garonne River watershed at Tonneins, with an areal discretisation of 150 subwatersheds monitored by 20 gauging stations

At Tonneins, an average flow of 603 m<sup>3</sup>/s (1913-2013) is reported. The highest discharge on record reached 5,700 m<sup>3</sup>/s and the lowest, 37.5 m<sup>3</sup>/s. The highest monthly flow occurs in February (970 m<sup>3</sup>/s) and the lowest in August (177 m<sup>3</sup>/s) (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>).

The climate across the Garonne watershed reflects its topographic variability. In the mountains, temperatures fall below freezing during the winter, while temperatures on the plain generally remain above zero. An analysis of Météo-France weather data provides a good example of this variability. Throughout the period from 2000 to 2010, the mean monthly minimum and maximum temperatures at the Genos station (1,250 m) were -3 °C (February) and 20 °C (August) respectively. For the same period, the Agen

station (58 m) showed mean monthly minimum and maximum temperatures of 2.5 °C (February) and 29 °C (August) respectively. A similar disparity exists in precipitation data: the 2000-2010 mean annual precipitation was 1544 mm at Genos, but just 649 mm at Agen (Figure III.15).

Land use is also diversified. The mountainous regions are dominated by forest and alpine grassland (37 % of the watershed), while the plain is dominated by agricultural activities (60 %) (CLC, 2006). The remaining land is either artificialised land (2.5 %) or water bodies (0.5 %) (Figure III.16).



**Figure III.16.** Land use definition (CLC, 2006) and soil definition (map from the European Soil Portal - [eusoils.jrc.ec.europa.eu](http://eusoils.jrc.ec.europa.eu)) in the Garonne River watershed

Cambisols are the most frequent soil class, covering 55 % of the total area and spread across the watershed. Different classes of shallow soils are also present in the upper part of the watershed (19 %), such as lithosols, regosols, andosols, rendzinas and rankers. Luvisols cover 18 % of the watershed, mostly on hillsides and on the plain. The Garonne River mostly flows on fluvisols (7 %). The remainder, about 1 % of the watershed, consists of anecdotal soil types: arenosols, podzol, histosol and artificialised soil. (Figure III.16)

The watershed has been impacted by human activity, mainly by the presence of several dams obstructing the natural flow of the river in the upper portion of the watershed, mostly for low flow support. Sauquet et al. (2010) and Hendrickx and Sauquet (2013) compared observed and naturalised discharge data for several gauging stations in the upper part of the watershed. They highlight the limited impact of human activities on

monthly discharge and confirm that their influence is not transmitted to the downstream hydrologic regime on a monthly time scale.

## **4.2. SWAT model**

SWAT was largely designed to simulate the impact of land use changes on discharge, water quality and erosion. It is a semi-distributed model, based on a discretisation of the area. The first step of this discretisation consists in identifying sub-watersheds consistent with the topography. SWAT then defines hydrological response units (HRUs) within each sub-watershed, based on soil, land use and slope. These HRUs are used to compute a water balance based on four reservoirs: snow, soil, shallow aquifer and deep aquifer. The main hydrological processes include infiltration, runoff, evapotranspiration, lateral flow and percolation. Computation is performed at HRU level, aggregated at subbasin level, and routed toward the reaches to the catchment outlet. ArcSWAT 2012, which includes a GIS-based graphical interface, was used in this study to define the sub-watersheds and HRUs, and generate the input files. HRUs were defined using the soil, land use and slope class when they cover more than 10 % of the subwatershed area, as described in Srinivasan (2013). This HRU definition allows the user to eliminate minor soils, land uses and slope class in each subbasin with no significant effect on hydrological response computed at subbasin scale (Her et al., 2015)

## **4.3. Data availability**

The delimitation of the Garonne River watershed at Tonneins and the flow accumulation computation are based on a digital elevation model with a 90 m resolution from NASA and METI (ASTER, 2011). Soil data are derived from the European Soil Database (ESDB, 2006) map on a scale of 1:1,000,000, which relies on FAO soil classification adapted to SWAT by Chea (2012). Land use data are from the European programme Corine Land Cover. Two different datasets from 1990 and 2006 are used here (CLC, 1990, 2006). Weather data are from the SAFRAN grid (Durand et al., 1993; Quintana-Segui et al., 2008; Vidal et al., 2010a), a 50-year, high-resolution, gauge-based, atmospheric data reanalysis projected onto an 8-km regular grid developed by the French weather forecasting agency, Météo-France. SAFRAN has been developed to take orographic variations into consideration (Durand et al., 1993).

This dataset includes all the weather parameters needed to run the SWAT model: precipitation, minimum and maximum temperature, wind speed, humidity, and solar radiation on a daily time-step from 1958 to 2012, with no missing values.

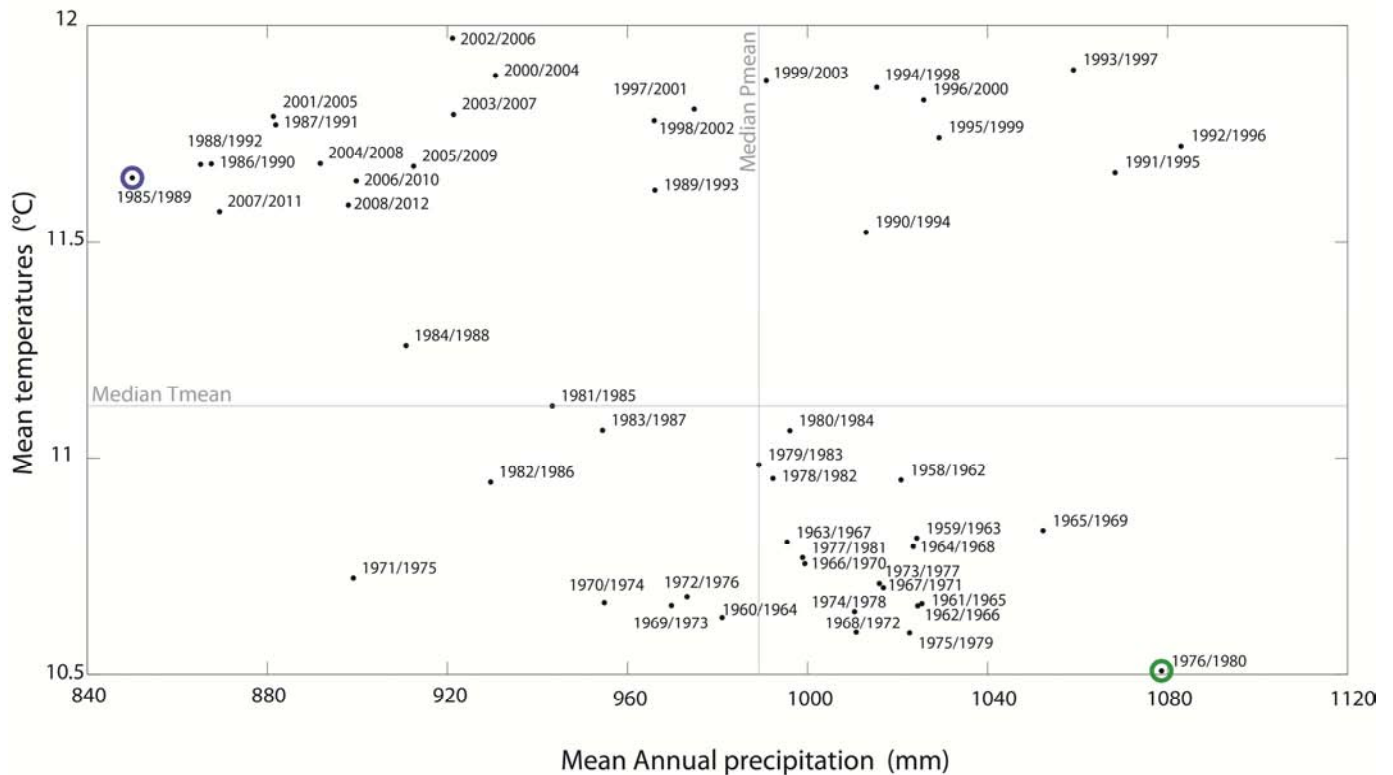
Hydrological data for calibration and validation were monthly stream flow data from twenty selected gauging stations along the river continuum (Figure III.15) provided by the French *Banque Hydro* national database (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>). This selection was intended to represent the topographic diversity of the catchment – some are located in the mountain range and others on the plain. Selected stations are present on the Garonne River (*Saint-Béat, Valentine, Roquefort, Portet, Verdun, Lamagistère* and *Tonneins*) but also along its main tributaries: the Ariège Rivers (*Foix* and *Auterive*), the Tarn River (*Millau, Marsal* and *Villemure*), the Aveyron Rivers (*Villefranche-de-Rouergue, Laguepie* and *Loubéjac*), the Lot River (*Sarrans, Truyère-Amont, Truyère-Aval* and *Cahors*) and also two stations (*Larra* and *Nérac*) in the *Coteaux de Gascogne* region, in the western side of the catchment (Figure III.15).

#### 4.4. Differential split sampling test and model setup

Among input data needed by the SWAT model, two sets of data are particularly subject to change over time: climate (deliberately induced in a climate change context) and land use. The other two, topography and soil types, may easily be regarded as stable across the present study's timescale.

##### 4.4.1. Robustness for climatic transposability

The extent of the SAFRAN database (1958-2010) facilitated the identification of periods suitable for a DSST. More specifically, values of the mean daily temperature and mean annual precipitation for each continuous five-year period in the database were calculated and reported in Figure III.17 in order to identify the most contrasted ones for use in the DSST. The length of periods was a balance between a period long enough to calibrate the model and one short enough to accentuate climatic attributes. A five-year period is an acceptable time lapse to calibrate a model (Yew Gan et al., 1997; Moriasi et al., 2007) and has allowed periods with different climatic characteristics to be generated (Figure III.17).



**Figure III.17.** Mean daily temperature and annual precipitation for all available five-year periods

Several indications about past and future climates in southwest France can be found in the literature. For instance, Ouzeau et al. (2014), Van der Linden and Mitchell (2009), Kjellström et al. (2011) and the MetOffice (2011) agree on an increase in temperature, at least until the end of the century, along with a decrease in precipitation, especially in summer. The DSST was therefore constructed based on two contrasting five-year periods: a wet and cold one (WC) extending from 1976 to 1980 and a dry and warm (DW) one, from 1985 to 1989, maximising the distance between both mean climatic values, as shown in Figure III.17.

From the WC to DW period, mean daily temperatures rise by 1.14 °C while mean annual precipitation decreases by 228.66 mm, representing a 21.2 % decrease. This difference is consistent with the literature and representative of the expected change over the watershed: for the period 2021 - 2050, Van der Linden and Mitchell (2009) project an annual change in temperature of about +1.2 °C to +2 °C, with the change in precipitation varying from -4 % to -12 %. Ouzeau et al. (2014) project a change in temperature of between +0.5 °C and + 2 °C, with a mean decrease in precipitation during the summer season of -0.5 to -1 mm/day compensated for by an increase during the winter season. For the period 2071-2100, Kjellström et al. (2011) project a change



in annual temperature of between 2 °C and 4 °C, and a 10 % to 40 % reduction in precipitation during the summer. In the same period, the MetOffice (2011) computes a change of between 2.5 °C and 3.5 °C along with a decrease in precipitation of between 5 % and 20 %. For both periods, a calibration was performed (see next section) on one period, followed by a cross-validation on the other, using the same topographic, soil and land use information (Table III.13).

Tableau III.13 : Project data used for DSST on climate data

Project	DEM	Soil data	Land use data	Calibration period	Validation period
DW to WC	ASTER (2011)	ESDB (2006)	CLC (2006)	1985-1989 (DW)	1976-1980 (WC)
WC to DW	ASTER (2011)	ESDB (2006)	CLC (2006)	1976-1980 (WC)	1985-1989 (DW)

#### 4.4.2. Robustness for land use transposability

A second test was built in order to estimate the effect of land use evolution over the watershed, since there were two land use datasets from 1990 and 2006 available for this study.

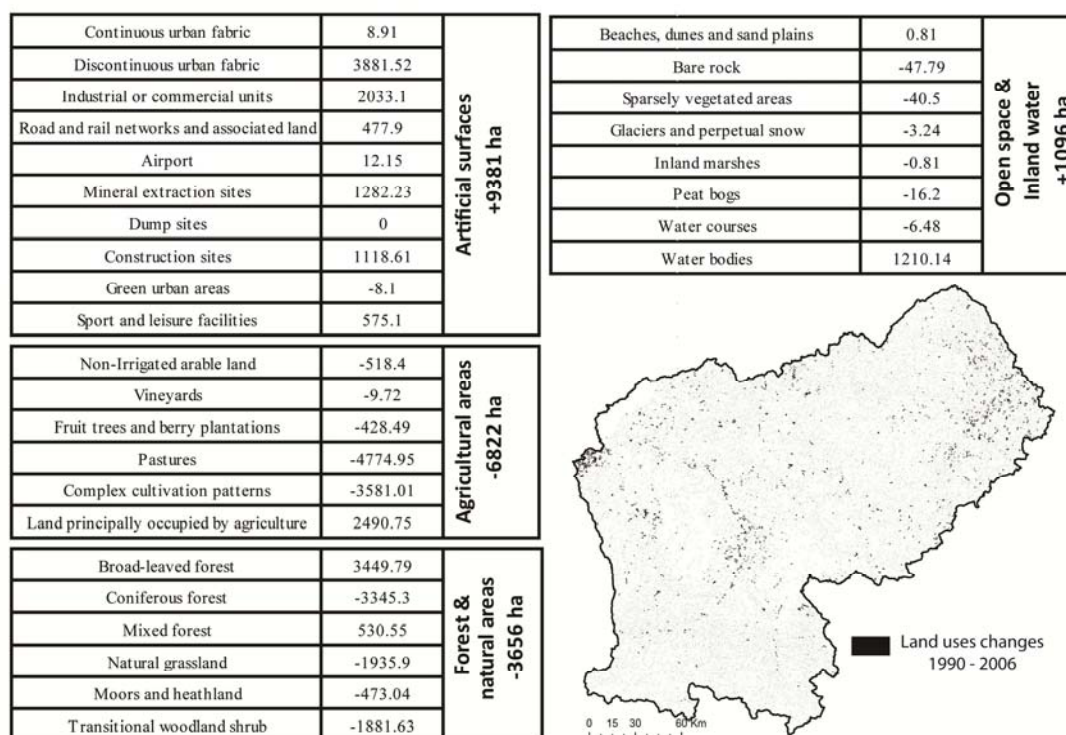


Figure III.18. Land use changes from 1990 to 2006 in hectares (ha)



The differences between the two were compiled and are presented in Figure III.18. The use of two different sets of land use information to produce the SWAT model resulted in a change in the number of HRUs created: the 1990 dataset led to the creation of 3,165 HRUs, while the 2006 dataset led to the creation of 3,156 HRUs.

For this second DSST, the period and the climate were kept unchanged (2000-2010) but the two land use databases alternated in calibration and validation, as indicated in Table III.14, isolating the influence of the temporal transposability in land usage, in this case from 1990 to 2006.

**Tableau III.14.** Project data used for DSST on land use

Project	DEM	Climate	Soil data	Land use data for calibration	Land use data for validation
06 to 90	ASTER (2011)	2000-2010	ESDB (2006)	CLC (2006)	CLC (1990)
90 to 06	ASTER (2011)	2000-2010	ESDB (2006)	CLC (1990)	CLC (2006)

Another method would have been to project future land use evolution based on multi-criteria scenarios (Quilbé et al., 2008; Savary et al., 2009; Houet et al., 2010). However, this method involves a great number of socio-economic or political factors (Houet et al., 2010; Radeloff et al., 2011), making it time consuming to build and speculative beyond a 20 to 30-year horizon (Butcher, 1999; Radeloff et al., 2011). This methodology is better suited to a small-scale watershed and a short to mid-term projection (Houet et al., 2010). Numerous studies attempting to assess the impact of land use changes on hydrology using the SWAT model can be found in the literature (Githui, 2008; Palamuleni et al., 2011; Natkhin et al., 2013; Awotwi et al., 2015; Lin et al., 2015). However, these studies were undertaken with a standard calibration-validation process using a unique land use dataset. The model was then run with another land use dataset to estimate the hydrological response, therefore no attention was paid to the influence of the land use dataset employed for calibration on the parameter values or to the errors induced by the transposition of the model. It was not the intention of the present study to evaluate the impact of land use change on hydrology, but rather the influence of land use on the calibration process and the errors propagated when the model is used in a climate change projection context. The

methodology presented here was developed so as to be easy to apply, using a simple dataset and adapted to an operational approach.

#### **4.5. Sensitivity analysis and calibration procedure**

As shown in Tables III.13 and III.14, the model was calibrated four times using different information. However, the same sensitivity analysis and calibration procedure were applied throughout the ten-year period from 2000 to 2010, preceded by a three-year warming period (1997-2000), and using the CLC (2006) land use data (CLC (2006)).

A sensitivity analysis and calibration were undertaken by SWAT-Cup (Abbaspour, 2013) and the SUFI-2 algorithm (Abbaspour et al., 2004). SWAT-Cup is an external software tool that allows SWAT users to perform automatic calibration easily (Arnold et al., 2012b). They offer a choice between several calibration algorithms, of which SUFI-2 is known to identify an appropriate parameter set in a limited number of iterations (Yang et al., 2008).

The initial set of parameters to be tested was taken from previous SWAT modelling experiences across the Pyrenees and the Garonne watershed (Oeurng et al., 2011b; Boithias, 2012; Chea, 2012; Pinglot, 2012; Grusson et al., 2015). A sensitivity analysis was then performed, following the one-at-a-time procedure proposed by Abbaspour (2013), which tests SWAT sensitivity to changes in a parameter when all the others are kept constant. Sampling relies on the Latin hypercube method (McKay et al., 1979) in order to cover all the domains of variation in the parameters, dividing the user-defined ranges into several subranges of equal probability. In all, the sensitivity of 32 parameters was analysed (Table III.15).

Once the most sensitive parameters were identified, 1500-run calibrations could be performed, as recommended in Yang et al. (2008). The SWAT-Cup calibration was achieved sequentially from upstream to downstream, one gauging station at the time, using the Nash-Sutcliffe efficiency criterion (NSE) (Nash and Sutcliffe, 1970) as the objective function. This metric was normalised in order to allow a comparison between the variance of the observed dataset and the existing residual variance between this same observed dataset and the simulated one. NSE ranges from  $-\infty$  to 1 and is sensitive to large errors. NSE equals 0 when the model is as accurate as the mean of the observed

data set, and NSe equals 1 when the model offers a perfect fit. After calibration, the performance was also evaluated using the same criterion calculated on the root square of discharge values (NSeSqrt). The root square transformation reduces the influence of large errors in the metric and is consequently more influenced by common flows and errors in the global simulated volume (Oudin et al., 2006; Seiller et al., 2012).

Tableau III.15. Parameters considered in the sensitivity analysis

Parameters	Description	Min.	Max.	Default
EPCO	Plant uptake compensation factor	1	0	1
SURLAG	Surface runoff lag time	0.5	1	4
GW_Delay	Groundwater delay	0	500	31
GW_Revap	Groundwater "revap" coefficient	0.02	0.2	0.02
GWQMN	Threshold in the shallow aquifer for return flow to occur	0	5000	1000
GWHT	Initial groundwater height	0	25	1
GW_SPYLD	Specific yield of the shallow aquifer	0	0.4	0.003
SHALLST	Initial depth of water in the shallow aquifer	0	50000	500
DEEPT	Initial depth of water in the deep aquifer	0	50000	1000
ALPHA_BF	Base flow alpha factor (days)	0	1	0.048
REVAPMN	Threshold in the shallow aquifer for "revap" to occur	0	500	0
RCHRG_DP	Deep aquifer percolation fraction	0	1	0.05
ESCO	Soil evaporation compensation factor	0	1	0.95
CN2	SCS runoff curve number	-0.2	0.2	HRU
(relative test)				
CANMX	Maximum canopy storage	0	100	HRU
OV_N	Manning's "n" value for overland flow	0.01	30	HRU
SOL_AWC	Available water capacity of the soil layer	-0.5	0.5	soil layer
(relative test)				
SOL_K	Saturated hydraulic conductivity	-10	10	soil layer
(relative test)				
SOL_Z	Depth from soil surface to bottom of layer	-500	500	soil layer
(relative test)				
EVRCH	Reach evaporation adjustment factor	0.5	1	1
EVLAI	LAI at which no evaporation occurs from water surface	0	10	3
SFTMP	Snowfall temperature	-10	10	4.5
SMTMP	Snowmelt base temperature	-10	10	4.5
TIMP	Snowpack temperature lag factor	0	1	1
SMFMX	Maximum melt rate for snow during year (summer solstice)	0	20	1
SMFMN	Minimum melt rate for snow during year (winter solstice)	0	20	0.5
SNOW50COV	Snow water equivalent that corresponds to 50% snow cover	0	1	0.5
SNOWCOVMX	Snow water content that corresponds to 100% snow cover	0	100	1
SNO_SUB	Initial snow water content	0	300	0
TLAPS	Temperature lapse rate	-10	10	-6
PLAPS	Precipitation lapse rate	-100	500	0
SNOEB	Initial snow water content in elevation bands	0	300	0

## 5. Results

### 5.1. Robustness for climatic transposability

Performance values obtained for both calibration/validation implementations are given in Table III.16.

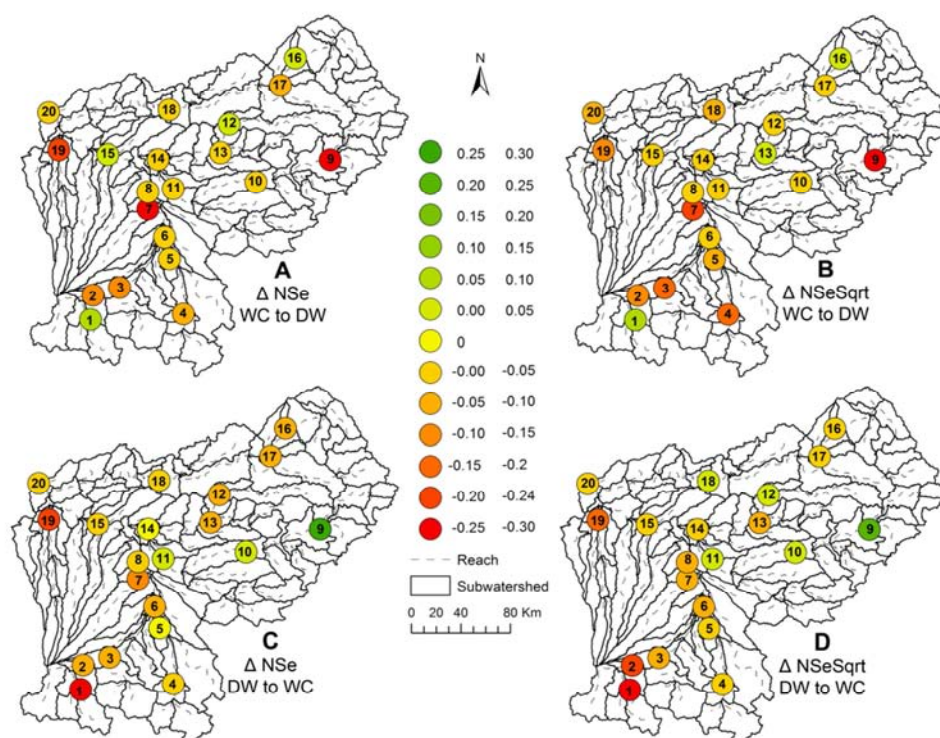
Almost all NSe and NSeSqrt calibration values were above 0.75, which represented a very good performance according to Moriasi et al. (2007). Only two time series led to lower performance values on both criteria: the Saint Béat station over the WC period with values in the 0.65 to 0.75 range, representing a good performance (Moriasi et al., 2007), and the Millau station over the DW period, with performance values within the satisfactory range (Moriasi et al., 2007). It can therefore be concluded that the SWAT model was suitable with the Garonne River system as a whole, and that it was not very sensitive to the calibration period.

**Tableau III.16** : Performance criteria in calibration and validation for both climatic DSSTs

		Calibration WC		Validation DW		Calibration DW		Validation WC	
		NSe	NSeSqrt	NSe	NSeSqrt	NSe	NSeSqrt	NSe	NSeSqrt
1	Saint Beat	0.71	0.63	0.80	0.70	0.80	0.75	0.54	0.47
2	Valentine	0.82	0.78	0.70	0.65	0.84	0.86	0.74	0.66
3	Roquefort	0.92	0.88	0.81	0.70	0.93	0.92	0.85	0.84
4	Foix	0.89	0.88	0.84	0.72	0.87	0.85	0.83	0.81
5	Auterive	0.94	0.91	0.91	0.84	0.94	0.93	0.93	0.92
6	Portet	0.95	0.95	0.95	0.90	0.97	0.97	0.91	0.89
7	Larra	0.83	0.82	0.55	0.60	0.83	0.76	0.70	0.69
8	Verdun	0.96	0.96	0.96	0.94	0.95	0.96	0.91	0.90
9	Millau	0.87	0.88	0.61	0.58	0.63	0.58	0.89	0.83
10	Marsal	0.92	0.92	0.89	0.88	0.91	0.90	0.93	0.93
11	Villemure	0.95	0.94	0.91	0.93	0.93	0.94	0.95	0.95
12	Villefranche	0.93	0.94	0.94	0.93	0.95	0.92	0.88	0.93
13	Laguepie	0.92	0.90	0.90	0.91	0.93	0.93	0.87	0.85
14	Loubéjac	0.97	0.97	0.94	0.95	0.95	0.96	0.95	0.96
15	Lamagistère	0.95	0.96	0.96	0.94	0.97	0.97	0.94	0.94
16	Sarrans	0.88	0.90	0.89	0.91	0.89	0.91	0.83	0.88
17	Truyère Amont	0.84	0.83	0.77	0.80	0.78	0.78	0.71	0.76
18	Cahors	0.91	0.86	0.87	0.77	0.88	0.83	0.86	0.84
19	Nérac	0.88	0.71	0.65	0.60	0.89	0.76	0.66	0.56
20	Tonneins	0.97	0.96	0.93	0.89	0.97	0.96	0.94	0.94

In a DSST, lower performance values in validation are expected. In fact, robustness for climatic transposability may be confirmed when the performance loss is minimal, which was the situation here. Indeed, for both DSSTs, 16 times series out of 20 remained in the very good performance range (values above 0.75) for at least one of the two criteria, while two more fall within the good performance range.

Robustness may also be depicted in terms of variation in performance, as in Figure III.19, that also has the advantage of localising the greatest deviations. Figure III.19 shows that the variation in performance remained within  $\pm 0.10$  for most of the gauging stations when validated with a period with different climatic characteristics. Only three groups of stations had larger losses of performance: stations 1, 2 and 3 in the Pyrenees (St B  at, Roquefort and Valentine), stations 7 and 19 (Larra and N  rac) in the *Coteaux de Gascogne* region, and station 9 (Millau) in the Massif Central. This issue is discussed further on.



**Figure III.19 :** Performance variation for:

- A - NSe criterion in project calibrated to WC period and validated with DW period
  - B - NSeSqrt criterion in project calibrated to WC period and validated with DW period
  - C - NSe criterion in project calibrated to DW period and validated with WC period
  - D - NSeSqrt criterion in project calibrated to DW period and validated with WC period
- See Table III.16 for the key to gauging station numbers

## 5.2. Robustness for land use transposability

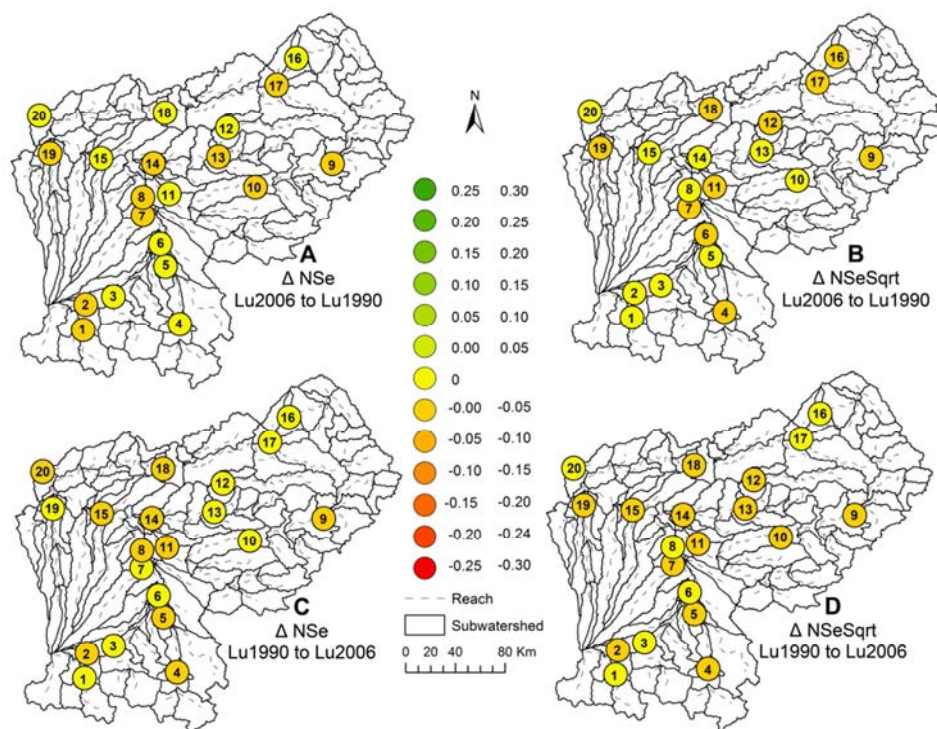
The performance values obtained for both calibration/validation implementations are presented in Table III.17. Since these DSSTs used the 2000-2010 climatic data, a better compatibility would be expected with the 2006 land uses than with the 1990 ones, which proved to be the case. Overall the SWAT model again showed very good

performance values for the vast majority of sites: 17 out of 20 for the 2006 land uses, and 16 out of 20 for the 1990 ones. The lower performance values when using the 1990 land uses along with the 2000-2010 climatic data indicated some sensitivity of the SWAT model to the land use information.

**Tableau III.17** : Performance criteria in calibration and validation for both land use DSSTs

		Calibration Lu2006		Validation Lu1990		Calibration Lu1990		Validation Lu2006	
		Nse	NseSqrt	Nse	NseSqrt	Nse	NseSqrt	Nse	NseSqrt
1	Saint Béat	0.60	0.54	0.59	0.54	0.62	0.62	0.57	0.57
2	Valentine	0.74	0.72	0.73	0.72	0.67	0.68	0.67	0.68
3	Roquefort	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.86	0.86
4	Foix	0.80	0.80	0.80	0.79	0.74	0.75	0.72	0.73
5	Auterive	0.90	0.89	0.90	0.89	0.87	0.88	0.83	0.84
6	Portet	0.91	0.92	0.91	0.91	0.92	0.92	0.91	0.91
7	Larra	0.74	0.65	0.73	0.64	0.72	0.72	0.50	0.52
8	Verdun	0.93	0.92	0.92	0.92	0.92	0.93	0.92	0.92
9	Millau	0.89	0.78	0.88	0.77	0.84	0.85	0.77	0.79
10	Marsal	0.95	0.92	0.94	0.92	0.92	0.92	0.91	0.92
11	Villemure	0.93	0.94	0.93	0.93	0.91	0.92	0.91	0.92
12	Villefranche	0.90	0.84	0.90	0.83	0.88	0.88	0.85	0.86
13	Laguepie	0.83	0.84	0.82	0.84	0.78	0.78	0.79	0.80
14	Loubéjac	0.93	0.92	0.92	0.92	0.91	0.92	0.90	0.91
15	Lamagistère	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.96	0.95	0.96
16	Sarrans	0.83	0.87	0.83	0.86	0.77	0.77	0.81	0.81
17	Truyère Amont	0.81	0.81	0.81	0.80	0.77	0.78	0.78	0.78
18	Cahors	0.93	0.90	0.93	0.89	0.92	0.93	0.91	0.92
19	Nérac	0.87	0.86	0.86	0.85	0.86	0.86	0.81	0.82
20	Tonneins	0.96	0.96	0.96	0.96	0.95	0.96	0.95	0.95

As depicted in Table III.17 and Figure III.20, the variation in performance from calibration to validation was less pronounced for the land use DSST than for the climatic DSST. Indeed, all the gauging stations had a variation in performance below  $\pm 0.10$ . This variation was also uniformly distributed across the watershed, highlighting the global robustness of the computed SWAT model when confronted with the land uses changes that had occurred along the Garonne River system in 16 years.



**Figure III.20 :** Performance variations for:

- A - NSe criterion in project calibrated using land uses of 2006 and validated using land uses of 1990
  - B - NSeSqrt criterion in project calibrated using land uses of 2006 and validated using land uses of 1990
  - C - NSe criterion in project calibrated using land uses of 1990 and validated using land uses of 2006
  - D - NSeSqrt criterion in project calibrated using land uses of 1990 and validated using land uses of 2006
- See Table III.17 for the key to gauging station numbers

## 6. Discussion

### 6.1. Impact of a non-stationary climate

Two periods with dissimilar climatic characteristics were used to calibrate and validate the SWAT model on the Garonne River watershed in turn from a DSST perspective. Regardless of the setup used to run the model, most identified parameter sets performed as well in calibration as they did in validation. Only a few time series led to variations in performance above  $\pm 0.10$  in terms of NSe or NSeSqrt.

The Pyrenees sites (n° 1, 2, 3 and 4 in Figure III.19) are dominated by a high altitude environment and are thus subject to being greatly influenced by snow. Grusson et al. (2015) highlight the greater sensitivity of the SWAT model to such climatic conditions, with results that are consistent with Lévesque et al. (2008), who advocate using different parameter sets during the snow accumulation and melt phases. However, the SWAT model was found to be somewhat more robust when calibrated over the WC

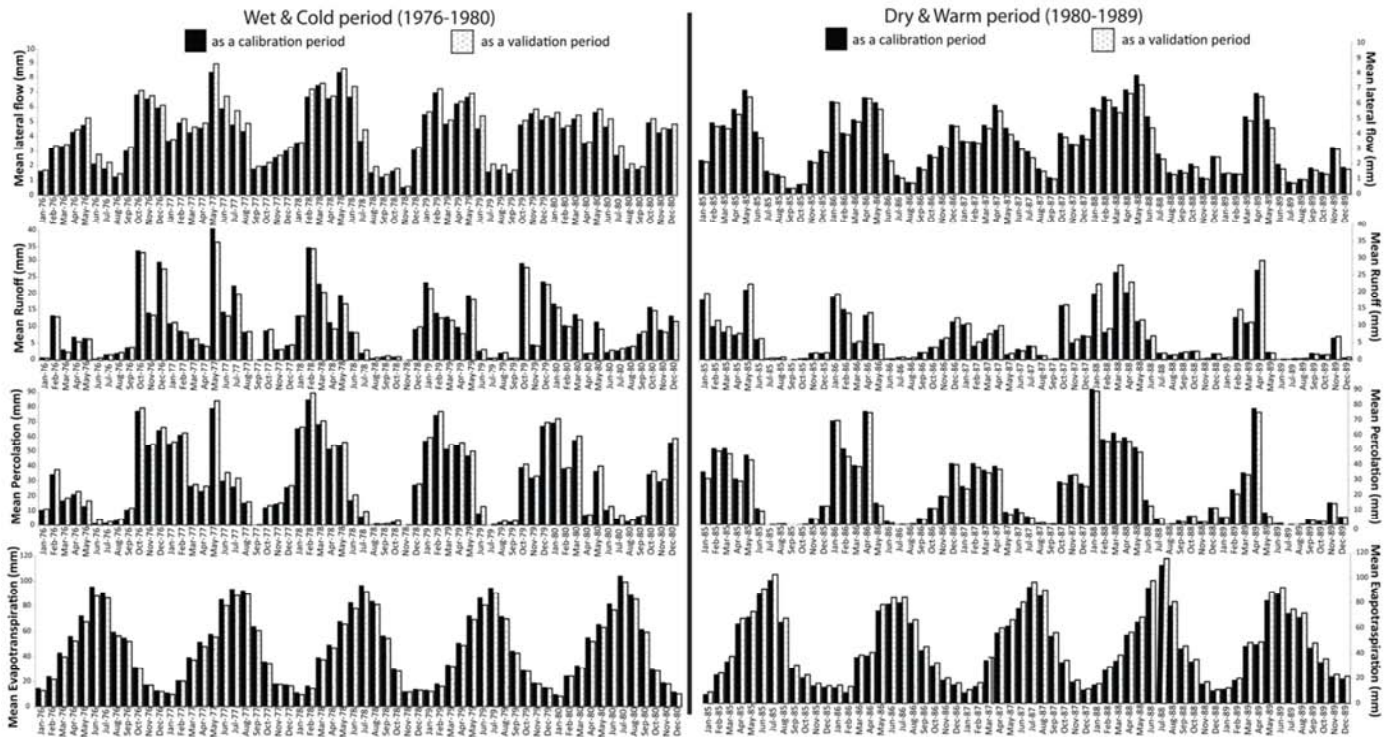
period and validated over the DW period, which is the expected path of climate change across south-west France.

Other sites that were found to be less robust included the Larra and Nérac stations (n° 7 and 19 in Figure III.19). Both are located on the *Coteaux de Gascogne* region in the foothills of the Pyrenees, where agriculture is the dominant land use. While there are no significant structures such as major dams in this part of the watershed, a complex network of small-scale hydro-agricultural infrastructures (canal, small reservoir and hill reservoir) dominate across this region in order to sustain dry-weather flow. This type of anthropisation has a substantial impact on the local streamflow regime, but remains complicated to take it into account at the watershed scale because of formalism difficulties in integrating the information into the SWAT model, but also because of the significant amount of data required to do so. As the main function of this network of infrastructures is to sustain the hydrological regime during dry spells, it was to be expected that the model would lack robustness in such a situation.

The least robust site by far was Millau station (n° 9 in Figure III.19), for which the SWAT model had difficulties simulating the discharges of the DW period, during both calibration and validation. On the other hand, the performance values of the WC period fell within the very good range in both calibration and validation. It was not possible to identify the cause of this unusual behaviour scanning the hydro-climatic observations of the WC period, generating the hypothesis that it is due to influences linked to water management decisions whose impacts were only felt locally.

Finally, Figure III.21 summarises water partitioning within the SWAT model, depending on the period used for identifying the parameters, in terms of monthly lateral flow, runoff, percolation and evapotranspiration (Arnold et al., 1993; Neitsch et al., 2011). The calibration over the WC period led to a model where runoff and evapotranspiration used a greater share of the water at the expense of lateral flow and percolation. The opposite was the case when the model was calibrated over the DW period.





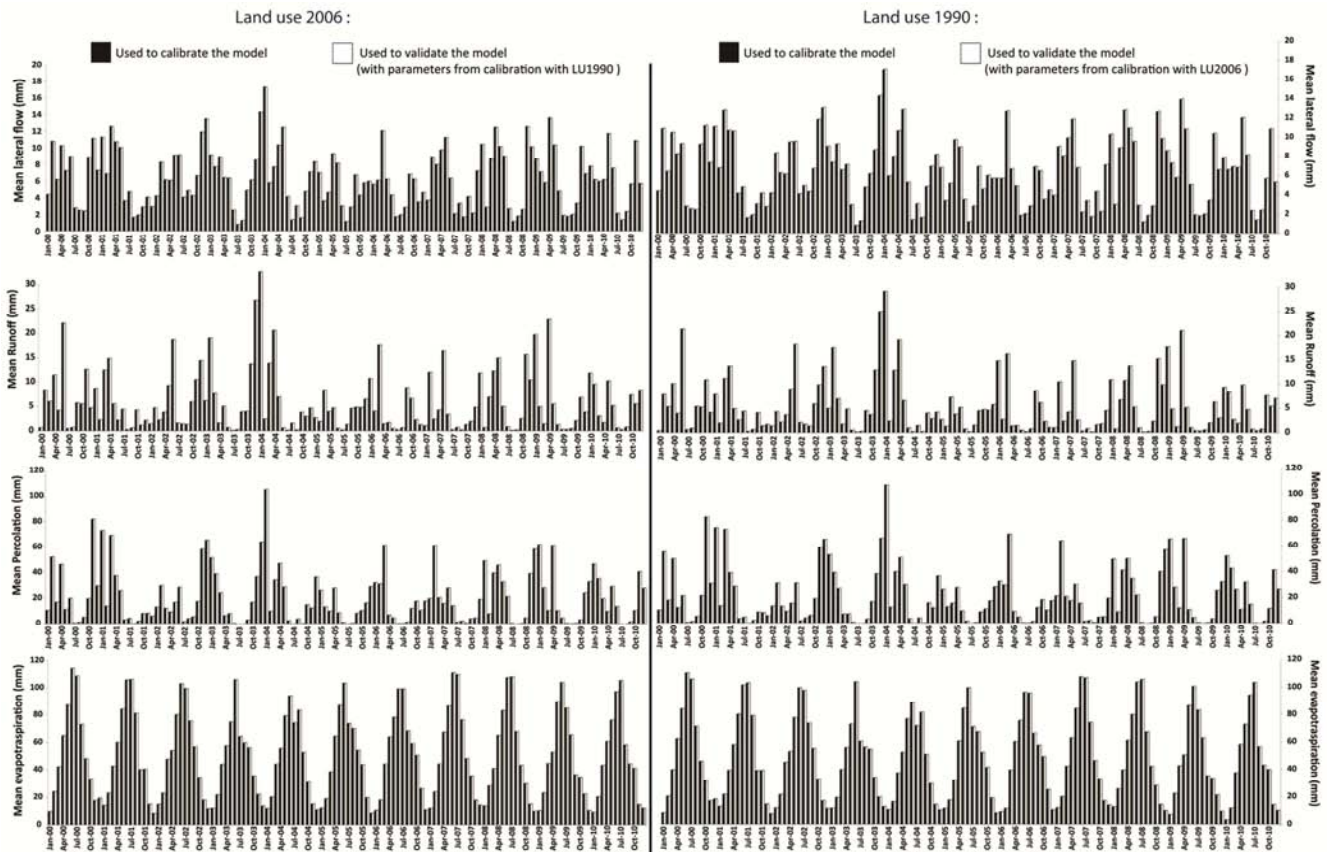
**Figure III.21 :** Changes in flux repartition with a different set of parameters calibrated over different DW and WC periods. Mean values across the Garonne River watershed of lateral flow, runoff, percolation and evapotranspiration

## 6.2. Impact of land use changes

The low impact of land use changes from 1990 to 2006, as already depicted in Figure III.20, was confirmed by very similar water partitioning in all instances (Figure III.22).

This stability was partly caused by the limited evolution in land use across the watershed (1 % of the total surface). However, this evolution embodies the effective changes occurring across the catchment. The limited effect of land use variation could also be observed in the limited change in HRU numbers in both model setups. The 10 % threshold when creating the HRU also allows the user to bypass the effect of a limited land use change on the computed hydrology.

Thereafter, if future land use scenarios exist over across the watershed, they can be used together with the error highlighted by a land use DSST to extend the analysis further. An analysis of the future land use evolution rate across the watershed will give the modeller an indication of how the error could be propagated.



**Figure III.22 :** Changes in flux repartition with a different set of parameters calibrated over different DW and WC periods. Mean values across the Garonne River watershed of lateral flow, runoff, percolation and evapotranspiration

## 7. Conclusions

The temporal transposability of the SWAT model in terms of land use and climate changes was assessed on the Garonne River watershed. Four different calibration/validation tests were performed on twenty-one gauging stations across the watershed, following the initial proposition of Klemeš (1986). Each one of these tests was constructed using different climatic or land use characteristics for calibration and validation.

The first step was to test its robustness to climate changes. After a sensitivity analysis study, the model was successively calibrated over a dry and warm period and over a wet and cold period. The model was then validated against the opposite period. The results showed that the model had a very good ability to simulate discharge, with NSe and NSeSqrt above 0.75 in calibration as well as in validation for most of the gauging stations. Less robust sites were either affected by some small-scale agricultural practices influencing the water cycle but not taken into account by the model, or were snow-dominated watersheds sensitive to the identification of the accumulation and melt

parameters. The identified variation in performance following the DSST analysis was also noticeable in the partitioning of water within the SWAT model. More specifically, a calibration over a dry and warm period favoured percolation and lateral flow, while a calibration over a wet and cold period favoured evapotranspiration and runoff.

The second pair of DSSTs was built around two different land use datasets, separated by 16 years. In this case the overall model performance was also found to be very good in terms of NSe and NSeSqrt. However, the SWAT model was found to be much more robust to the 1990-2006 land use change than to the imposed climatic change discussed above, partly due to the use of a 10 % threshold when creating the HRUs. This study allowed the conclusion to be drawn that the SWAT model implemented on the Garonne River watershed (France) was fairly robust to climate and land use changes and was therefore appropriate for evaluating the impact of the future climate on the hydrologic regime in this river system. However, it did not demonstrate the same level of robustness for every subwatershed, especially when discharge was dominated by snow processes or affected by local agricultural practices.

## Acknowledgements

The authors acknowledge the financial support given by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada and the Institut Hydro-Québec en environnement, développement et société.

This research was carried out as a part of “ADAPT’EAU” (ANR-11-CEPL-008), a project supported by the French National Research Agency (ANR) within the framework of the Global Environmental Changes and Societies (GEC&S) programme.

This work was also part of the **REGARD** project (Modélisation des ressources en eau sur le bassin de la **Garonne**: interaction entre les composantes naturelles et anthropiques et apport de la télédétection) - RTRA Sciences et Technologies pour l’Aéronautique et l’Espace - 2014-2017.

We sincerely thank Météo-France for providing meteorological data and AEAG (Agence de l’eau Adour-Garonne) for providing hydrological



Lire  
la seconde partie  
de la thèse