

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 :
Kevin LARNIER

le : lundi 5 juillet 2010

Titre :

MODELISATION THERMOHYDRAULIQUE D'UN TRONCON DE GARONNE EN
LIEN AVEC L'HABITAT PISCICOLE : APPROCHES STATISTIQUE ET DETERMINISTE

JURY

Florentina MOATAR, Hélène ROUX, Denis DARTUS,
Jacques GEORGE, Nicolas RIVIERE, Bruno TASSIN

Ecole doctorale :
Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :
Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (IMFT)

Directeur(s) de Thèse :

Denis DARTUS

Rapporteurs :

Florentina MOATAR, Nicolas RIVIERE, Bruno TASSIN

Me voilà au terme d'un travail de presque quatre ans. Il y a encore peu, j'aurais jugé que je ne ressentirais que soulagement et pourtant c'est presque avec pincement au cœur, similaire à celui qui me saisit à la fin d'un bon roman, que je referme ce chapitre de ma vie. Que dis-je un chapitre, une saga, avec son lot de rebondissements, quelques longueurs, de l'action, des émotions et de la sueur ! Contrairement à ces romans qui vous laissent pantois, qui parfois nous lâchent un peu trop vite à notre goût, je vole un peu de temps pour remercier tous les protagonistes sans qui cette histoire aurait cruellement manqué de couleurs.

Merci tout d'abord à Marie, mon mentor de méthodes numériques et de Fortran, car tu fus la première à croire en moi, en mon autonomie et qui m'a permis d'entrer dans le cercle presque familial d'HydroEco.

Merci aux Jacques, Jacques G., pour tes remarques en réunion plus que judicieuses et parfois déstabilisantes qui m'ont fourni le recul qu'il est difficile d'avoir sur son propre travail et Jacques C. pour ta compétence et ton esprit critique sur les modèles ainsi que pour les discussions que nous avons partagées en terrasse (un vrai bol d'air).

Merci à Hélène, tu es un roc de justesse et de précision que l'étendue de mon empirisme n'a su ébranler. Merci de m'avoir inculqué la rigueur et bon courage pour la nouvelle (double !) aventure qui commence pour toi.

Merci aux rapporteurs le travail important que vous avez fourni pour mon mémoire, surtout étant données les contraintes de temps que nous vous avons imposées.

Merci à mes parents qui ont toujours été là pour moi et qui ont toujours essayé de comprendre mon travail (du moins tant que j'évitais les équations).

Merci à Jacques et Colette pour m'avoir toujours accueilli dans leur belle campagne aveyronnaise, même durant les périodes où je ne venais que pour m'enfermer travailler.

Merci également à tous ceux du laboratoire que j'oublie, cette grande et belle famille. Gardez le bastion intact !

Un grand merci à Emilie pour avoir su me supporter jour après jour, m'appuyer dans mes moments de faiblesse, réchauffer mon humeur parfois maussade et dont le sourire continue à fleurir le chemin de mon existence.

Et un grand merci enfin à Denis mon directeur de thèse qui a continué de croire en moi tout au long de ces quatre ans, malgré les hauts et les bas, et qui a su, à sa manière, me forcer à avancer.

*Les enfants croient que tout est possible,
les jeunes pensent qu'il leur est possible de
tout faire, les adultes font de leur possible,
les vieux ont l'impression d'avoir couru
après l'impossible toute leur vie.*

Pierre Bordage

Résumé

Les espèces de poissons migrateurs (saumon atlantique, *Salmo salar*, en particulier) requièrent des conditions thermiques bien spécifiques. Ils sont très sensibles aux températures de l'eau et aux fortes variations estivales. Sur les trente dernières années, l'étude menée sur la Garonne (France) révèle une augmentation des températures estivales associée à un allongement de la durée des périodes chaudes. L'impact de cette modification du régime thermique sur la survie et la reproduction des espèces migratoires est également mis en évidence.

Cette étude est menée sur un tronçon de Garonne, situé entre l'amont de Toulouse et l'amont de la retenue de Malause. Ce secteur est fortement touché par cette problématique avec en moyenne 2°C d'écart entre l'amont et l'aval et des températures supérieures à 25°C régulièrement atteintes. Le régime hydrologique de ce tronçon est fortement déficitaire (selon le SDAGE Adour-Garonne), la sensibilité au flux de surface est forte à cause de son lit large et peu profond, les pressions anthropiques sont importantes, ce sont autant de pistes dont l'impact sur le régime thermique est étudié.

Une large collection de données hydrologiques et climatiques est exploitée afin de déterminer les processus en jeu dans l'évolution du régime thermique de ce tronçon de fleuve. Des études en tendances et corrélations et des modèles statistiques permettent de mettre en évidence d'une part la relation forte qui existe entre les températures de l'air et les températures de l'eau et d'autre part l'importance des faibles débits durant les périodes estivales. L'estimation des moyennes journalières de température de l'eau à Malause au moyen de modèles statistiques et déterministes donne de bons résultats pour les températures élevées ainsi que pour les franchissements de seuils liés aux conditions de migrations des amphihalins.

Enfin un modèle numérique monodimensionnel de résolution de l'équation de transport thermique et des équations de St-Venant est développé. La physique du modèle tant au niveau hydraulique (prise en compte de fortes variabilités de pente, d'ouvrages, etc.) que thermique (apports latéraux, flux de surfaces, flux de conduction avec le lit) permet d'analyser l'évolution des différents flux qui participent au réchauffement du cours d'eau. Une évolution future à l'aide des sorties des modèles de l'IPCC est explorée et des méthodes éventuelles de restauration des conditions de températures favorables pour les espèces piscicoles sont analysées.

Mots clés : *modélisation, statistique, déterministe, température de l'eau, St-Venant, amphihalins*

Abstract

Fish species with strong thermal requirements (i.e. Atlantic salmon) are very sensitive to temperature evolution and particularly to large increases. An investigation conducted on the Garonne River (France) during the last three decades revealed global water warming along with an increase of the high temperature period duration. Large impact of this evolution on the survival and breeding of migrating fish species was also reported.

Study was thus conducted on a specific reach of the Garonne River located between the immediate upstream of Toulouse and the upstream of the Malause dam. The issue of water temperature warming is particularly relevant on this reach, with an average increase of 2°C between upstream and downstream and temperatures above 25°C frequently reported. Potential causes are numerous: drastic low-flow regime (quoting SDAGE Adour-Garonne), impacts of surface fluxes that are important due to bed shape (wide and shallow), anthropogenic impacts, etc.

Large amount of climatic and hydraulic data are used to make a clear determination of the processes involved in the thermal regime evolution of this reach. Trend and correlation analyses and use of statistical models indicate the strong relation between stream temperature and climate. Low flows also seem to be related to water temperatures during summer periods. Statistic and deterministic models give good results in estimating high daily mean water temperatures (RMSE ranging from 0.99°C to 1.22°C) and predicting water temperatures threshold crossings related to the migrating conditions of Atlantic salmon.

Finally, a one-dimensional numerical model that solves both shallow water and thermal equations is developed. Both the formulation of the St-Venant equations (high variability in slope, gates ...) and the phenomena taken into account in the water temperature model (lateral influx, surface fluxes, bed conduction ...) allows studying the evolution of fluxes driving water temperature evolution. Future evolution of the water temperature at the 2050 horizon is also evaluated using IPCC models output and potential solutions to restore favorable stream temperatures conditions for fishes are analyzed.

Keywords: *models, statistic, deterministic, stream temperature, shallow water, diadromous fishes*

Sommaire

Liste des figures	5
Liste des tableaux	9
Nomenclature	11
Chapitre 1 : Introduction	15
1.1 Contexte de l'étude	16
1.1.1 Présentation des spécificités du fleuve Garonne	16
1.1.2 Etat hydrologique.....	21
1.1.3 Etat des réserves piscicoles de la Garonne	23
1.1.4 Constat régime thermique de la Garonne.....	24
1.1.5 Relation avec le climat et impacts futurs possibles	25
1.2 Objectifs de l'étude	26
Chapitre 2 : Synthèse bibliographique	27
2.1 Introduction	28
2.2 Influence de la température sur les espèces piscicoles	28
2.2.1 Condition de viabilité et de frayages pour les poissons migrateurs.....	28
2.2.2 Seuils de températures.....	29
2.2.3 Autres composantes abiotiques	29
2.3 Facteurs influençant la température d'un cours d'eau	30
2.3.1 Facteurs environnementaux	30
2.3.2 Facteurs anthropiques.....	31
2.3.3 Autres facteurs	32
2.4 Traitement des données manquantes	33
2.5 Etude statistique	34
2.5.1 Brefs rappels de statistique	35
2.5.2 Etude des tendances	37
2.5.3 Etude des corrélations	39
2.5.4 Modèles statistiques	40
2.6 Modélisation déterministe.....	51
2.6.1 Modèles monodimensionnels ou filaires	52
2.6.2 Modèles bidimensionnels	52
2.6.3 Modèles tridimensionnels.....	52
2.6.4 Modèles numériques.....	52
2.7 Modélisation thermique déterministe	52

2.7.1	Etat de référence des modèles.....	52
2.7.2	Modélisation thermique monodimensionnelle	53
2.7.3	Termes sources	54
2.8	Modélisation hydraulique déterministe.....	61
2.8.1	Etat de référence des modèles.....	61
2.8.2	Modèle de St-Venant filaire.....	62
2.9	Conclusions.....	75
Chapitre 3 : Données recueillies.....		77
3.1	Introduction	78
3.1.1	Présentation du tronçon d'étude.....	78
3.1.2	Recueil de données.....	79
3.1.3	Incertitudes, erreurs et absence de données	81
3.2	Présentation des données recueillies	83
3.2.1	Données morphologiques	83
3.2.2	Données hydrologiques	86
3.2.3	Données climatiques	90
3.2.4	Températures de l'eau	94
3.3	Estimation des données manquantes.....	97
3.3.1	Méthodes utilisées pour les données hydrologiques.....	98
3.3.2	Méthodes utilisées pour les données climatiques	101
3.4	Conclusions.....	108
Chapitre 4 : Analyse statistique		111
4.1	Introduction	112
4.2	Propriétés statistiques des chroniques	112
4.2.1	Analyse corrélations.....	112
4.2.2	Autocorrélations.....	113
4.3	Estimateurs statistiques	114
4.3.1	Méthodologie.....	114
4.3.2	Résultats	116
4.4	Conclusions.....	124
Chapitre 5 : Modélisation Thermique.....		125
5.1	Introduction	126
5.2	Méthodologie.....	126
5.2.1	Equations du modèle	126
5.2.2	Forçages	128
5.2.3	Paramétrisation du modèle.....	130

5.3	Résultats	131
5.3.1	Validation globale.....	132
5.3.2	Validation en période estivale.....	133
5.3.3	Restitution des franchissements de seuils de températures liés aux conditions migratoires du saumon atlantique.....	134
5.4	Conclusion	135
Chapitre 6 : Modélisation hydraulique.....		137
6.1	Introduction	138
6.2	Méthodologie.....	138
6.2.1	Modèle.....	138
6.2.2	Etude de cas tests	139
6.2.3	Modélisation de la zone d'étude	143
6.3	Résultats	148
6.3.1	Station de Portet-sur-Garonne.....	148
6.3.2	Station de Verdun-sur-Garonne	149
6.3.3	Station de Malause	152
6.4	Conclusion	154
Chapitre 7 : Couplage hydraulique et thermique		155
7.1	Introduction	156
7.2	Adaptation du modèle thermique	156
7.2.1	Equations générales.....	156
7.2.2	Forçages et paramétrisation	157
7.3	Résultats	157
7.3.1	Validation globale.....	157
7.3.2	Validation en période estivale.....	160
7.3.3	Restitution des franchissements de seuils de températures liés aux conditions migratoires du saumon atlantique.....	161
7.4	Etude des flux	163
7.5	Conclusion	166
Chapitre 8 : Etude de scenarii.....		167
8.1	Introduction	168
8.2	Etude devenir de la température - scenarii IPCC	168
8.2.1	Méthodologie.....	168
8.2.2	Evolution IPCC.....	169
8.2.3	Evolution conséquente de la température de l'eau	172
8.3	Etude d'une solution visant à réduire la température de l'eau	175
8.3.1	Méthodologie.....	175

8.3.2	Résultats	175
8.4	Conclusion	177
	Conclusions et perspectives	179
	Bibliographie	183
	Annexes	193
	Annexe A : Résultats détaillés des modèles	195
	Annexe B : sources d'informations complémentaires	211

Liste des figures

Figure 1.1 : Bassin versant de la Garonne.....	17
Figure 1.2 : Evolution des prélèvements en eau de 1996 à 2004 en Mm ³	18
Figure 1.3 : Répartition et localisation des volumes prélevés et restitués en période de basses eaux.....	18
Figure 1.4 : Evolution des réserves dédiées au soutien d'étéage.....	19
Figure 1.5 : Influence du soutien d'étéage à Portet-sur-Garonne pour l'année 2009	19
Figure 1.6 : Carte des réserves de soutien d'étéage et cours d'eau réalimentés du bassin Adour-Garonne	20
Figure 1.7 : Evolution des débits durant l'étéage 2003 - station de Lamagistère.....	22
Figure 1.8 : Nombre de jours annuels de franchissements des seuils d'alerte.....	23
Figure 1.9 : Habitats préférentiels et contraintes à la libre circulation des poissons migrateurs de Garonne.....	24
Figure 1.10 : Comparaison des dates de dépassement des seuils de températures correspondant au cycle de vie du saumon à Golfech	25
Figure 2.1 : visualisation graphique de la p-value bilatérale pour t = 2 et k = 20.....	36
Figure 2.2 : Représentation schématique de la fonction logistique et de ses paramètres	42
Figure 2.3 : Architecture générale d'un réseau de neurone à n variables explicatives, une couche cachée et une variable de sortie.....	46
Figure 2.4 : Schéma d'un MLP à une couche cachée et sortie unique	46
Figure 2.5 : Schéma général d'un nœud du réseau	70
Figure 2.6 : Schéma d'une confluence avec simple apport latéral (d'après Shabayek et al, 2002).....	71
Figure 2.7 : Schéma d'une bifurcation à 90° à trois branches	73
Figure 2.8 : Développement latéral du jet, zone sèche.....	74
Figure 3.1 : Tronçon d'étude et stations de mesures.....	78
Figure 3.2 : Plan de la traversée de l'île du Ramier.....	78
Figure 3.3 : Spécificités morphologiques et singularités de la Garonne. Amont (2.5 km) de Verdun-sur-Garonne (a), Gagnac-sur-Garonne (b), 250 m en aval de la station de Portet-sur-Garonne (c) et Chaussée du Bazacle à Toulouse (d)	79
Figure 3.4 : Découpage retenu pour la modélisation du tronçon d'étude.....	83
Figure 3.5 : Profil en travers en aval de la confluence avec le Tarn – profil PK202	84
Figure 3.6 : Incertitude sur la détermination de la cote de fond pour un profil en travers avec irrégularité	84
Figure 3.7 : Exemple de détermination de la cote de fond – profil PK197	85
Figure 3.8 : Profil en long du tronçon de Garonne étudié.....	85
Figure 3.9 : Visualisation du pont de St Michel à Toulouse sur le profil PK35-2.....	86
Figure 3.10 : Evolution des débits en période estivale à Verdun et Lamagistère	89

Figure 3.11 : Courbe dérivée du modèle CROPWAT pour estimer les débits prélevés pour l'irrigation.....	90
Figure 3.12 : Evolution de la température de l'air aux stations de Blagnac (a) et d'Agen (b).....	94
Figure 3.13 : Evolution du flux solaire à la station d'Agen	94
Figure 3.14 : Températures de l'eau à Toulouse et centiles lissés pour la période 1978 – 2005	96
Figure 3.15 : Evolution de la température de l'eau à Toulouse (a) et Malause (b).....	97
Figure 3.16 : Mise en défaut de l'estimation d'un pic de crue par régression polynomiale	98
Figure 3.17 : Validation des estimateurs de données hydrologiques	99
Figure 3.18 : Estimation des données hydrologiques manquantes.....	101
Figure 3.19 : Algorithme de la méthode de traitement des données manquantes ou erronées	102
Figure 3.20 : Validation de la méthode k-NN pour estimer les données climatiques ...	103
Figure 3.21 : Estimation des données d'irradiation solaire manquantes pour la période octobre – novembre 2005 à l'aide de la méthode k-NN	104
Figure 3.22 : Estimation des données de vitesses de vent à 10 m manquantes pour les mois de juin (a) et septembre (b) 2001 à l'aide de la méthode k-NN	104
Figure 3.23 : Validation de la méthode pour les données de vitesses de vent	107
Figure 3.24 : Vitesses de vent reconstituées pour les mois sans mesures	108
Figure 4.1 : Autocorrélogrammes de la chronique des températures de l'eau à Malause	113
Figure 4.2 : Autocorrélogrammes de la chronique des débits à Lamagistère	113
Figure 4.3 : Autocorrélogrammes de la chronique des températures de l'air à Agen ...	114
Figure 4.4 : Relation linéaire entre température d'équilibre et température de l'air.....	117
Figure 4.5 : Moyennes interannuelles, premières harmoniques et composantes saisonnières des températures de l'eau et de l'air	119
Figure 4.6 : Mise en évidence des particularités des années 2000 (c) et 2002 (d) pour les modèles autorégressifs par comparaison avec des années bien reproduites : 1999 (a) et 2001 (b).....	122
Figure 4.7 : Comparaison entre observations et estimations au niveau des plages de températures liées aux conditions de migration du saumon atlantique	123
Figure 5.1 : Schématisation du modèle 0D	126
Figure 5.2 : Profil en travers et échelle limnimétrique de la station de Verdun-sur-Garonne	128
Figure 5.3 : Variation interannuelle de l'humidité relative estimée.....	129
Figure 5.4 : Distribution des températures dans le sol	130
Figure 5.5 : Sensibilité du modèle aux paramètres a_f (a), b_f (b), c_f (c), et K (d)	131
Figure 5.6 : Evolution des températures de l'eau à Malause – année 2000	132

Figure 5.7 : Comparaison des températures de l'eau à Malause observées et simulées pour la période 1992 – 2005	132
Figure 5.8 : Répartition des erreurs commises par le modèle sur toutes les données de la période 1992 – 2005	133
Figure 5.9 : Comparaison des températures de l'eau à Malause observées et simulées pour les données estivales de la période 1992 – 2005	134
Figure 5.10 : Répartition des erreurs commises par le modèle sur les données estivales de la période 1992 – 2005.....	134
Figure 5.11 : Répartition des erreurs commises par le modèle pour les températures voisines des seuils 19°C (a) et 24°C (b)	135
Figure 6.1 : Chronique de crue amont du cas test n°1	140
Figure 6.2 : Comparaison des cotes de surface libre simulées pour le cas test n°1	140
Figure 6.3 : Comparaison des débits simulés pour le cas test n°1	140
Figure 6.4 : Profil en long de la cote de fond du canal du cas test n°2	141
Figure 6.5 : Forçages amont et aval pour le cas test n°2.....	141
Figure 6.6 : Comparaison des cotes de surface libre simulées pour le cas test n°2	142
Figure 6.7 : Comparaison des débits simulés pour le cas test n°2	142
Figure 6.8 : Comparaison des ressauts pour le cas test n°2, t = 12 h	142
Figure 6.9 : Carte des ouvrages autour de l'île du Ramier	144
Figure 6.10 : Schéma d'un seuil en régime dénoyé	144
Figure 6.11 : Plan de la chaussée du Bazacle.....	145
Figure 6.12 : Caractéristiques de la chaussée du Moulin du Château (plan des vannes en haut et profil en long de la chaussée en bas).....	146
Figure 6.13 : Singularité entre la station hydrologique de Portet-sur-Garonne et le profil amont de notre tronçon (PA36)	148
Figure 6.14 : Comparaison des hauteurs d'eau simulées et observées à la station de Portet-sur-Garonne – année 1992	149
Figure 6.15 : Comparaison des débits simulés et observés à la station de Verdun-sur-Garonne – année 1999	149
Figure 6.16 : Répartition des erreurs du modèle sur les débits à Verdun-sur-Garonne.	150
Figure 6.17 : Répartition des erreurs du modèle sur les hauteurs d'eau pour la station de Verdun-sur-Garonne	151
Figure 6.18 : Comparaison des hauteurs d'eau simulées et observées à la station de Verdun-sur-Garonne – année 1999.....	151
Figure 6.19 : Comparaison à Malause des débits observés et simulés par le modèle avec hauteurs d'eau imposées à l'aval– année 1996.....	152
Figure 6.20 : Comparaison des débits simulés en fonction du forçage aval.....	153
Figure 6.21 : Comparaison de la répartition des erreurs sur les débits à Malause selon le forçage aval.....	153
Figure 6.22 : Comparaison à Malause des hauteurs d'eau observées et simulées par le modèle avec loi de seuil à l'aval – année 1997	154

Figure 7.1 : Températures simulées pour l'année 2000 par le modèle monodimensionnel	158
Figure 7.2 : Comparaison des températures de l'eau, observées et simulées par le modèle monodimensionnel, à Malause pour la période 1992 – 2005	158
Figure 7.3 : Répartition des erreurs commises par le modèle 1D pour l'ensemble des données de la période 1992 – 2005	159
Figure 7.4 : Comparaison des températures de l'eau, observées et simulées par le modèle monodimensionnel, au niveau de la chaussée du Bazacle.....	160
Figure 7.5 : Comparaison des températures de l'eau, observées et simulées par le modèle monodimensionnel, à Malause pour les valeurs estivales	160
Figure 7.6 : Répartition des erreurs commises par le modèle 1D pour les valeurs estivales	161
Figure 7.7 : Comparaison des distributions des plages de températures liées aux conditions migratoires du saumon atlantique simulées (0D et 1D) et observées...	162
Figure 7.8 : Répartition des erreurs commises pour les températures voisines des seuils 19 °C (a) et 24 °C (b)	163
Figure 7.9 : Moyennes journalières interrannuelles des flux thermiques simulés par le modèle	163
Figure 7.10 : Répartition des flux suivant les saisons : tous les flux (a), sans insolation (b).....	164
Figure 7.11 : Evolution des moyennes saisonnières des flux d'insolation (a), de radiation en ondes longues (b), de convection (c), d'évaporation (d) et de conduction au niveau du lit (e)	165
Figure 8.1 : Représentation schématique des hypothèses des quatre principaux scénarii du SRES.....	169
Figure 8.2 : Insolations prévues pour l'année 2050 par le modèle CM3 sous hypothèses SRES A2, B1 et A1B.....	170
Figure 8.3 : Températures de l'air à Blagnac prévues pour l'année 2050 par le modèle CM3 sous hypothèses SRES A2, B1 et A1B.....	170
Figure 8.4 : Evolution de l'insolation prévue à la station de Blagnac pour l'année 2050 par rapport à l'évolution prévue sur la période 2046-2065	171
Figure 8.5 : Evolution de la température de l'air prévue à la station de Blagnac pour l'année 2050 par rapport à l'évolution prévue sur la période 2046-2065	172
Figure 8.6 : Températures de l'eau à Toulouse estimées pour l'année 2050 d'après les résultats du modèle CM3 sous hypothèses SRES A2, B1 et A1B	173
Figure 8.7 : Températures de l'eau à Malause simulées pour l'année 2050 d'après les résultats du modèle CM3 sous hypothèses SRES A2, B1 et A1B	173
Figure 8.8 : Comparaison des températures de l'eau à Malause simulées pour l'année 2050 avec les températures observées pour l'année 2003.....	174
Figure 8.9 : Evolution de la température durant l'été 2000 dans le cas d'apports d'eau fraîche.....	176
Figure 8.10 : Evolution de la température durant l'été 2003 dans le cas d'apports d'eau fraîche.....	176

Liste des tableaux

Tableau 2.1 : Valeurs du coefficient de Strickler en fonction de la typologie du cours d'eau, d'après M. Pardé (Carlier 1982)	64
Tableau 3.1 : Disponibilité des données hydrologiques	87
Tableau 3.2 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de débits	88
Tableau 3.3 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de hauteurs d'eau	89
Tableau 3.4 : Validité des données à mesure continue à la station météorologique de Blagnac	91
Tableau 3.5 : Validité des données à mesure continue à la station météorologique d'Agen	91
Tableau 3.6 : Validité requalifiée des données d'irradiation solaire et de nébulosité pour les deux stations météorologiques	92
Tableau 3.7 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de couverture nuageuse, flux solaire incident et vitesse du vent	92
Tableau 3.8 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de température de l'air	93
Tableau 3.9 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de pression atmosphérique et de précipitations	93
Tableau 3.10 : Disponibilité des données de température de l'eau	95
Tableau 3.11 : Disponibilité des données des chroniques complètes de température de l'eau	95
Tableau 3.12 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de température de l'eau	96
Tableau 3.13 : Définition des modèles de régression linéaires multiples utilisés pour l'estimation des données hydrologiques manquantes	99
Tableau 3.14 : Valeurs des coefficients des modèles MRM et SRM et critères de validation	100
Tableau 3.15 : RMSE ($m.s^{-1}$) obtenus en phase de validation par le modèle MLP pour l'estimation des moyennes journalières de vitesses de vent à 10 m	106
Tableau 3.16 : Moyennes ($m.s^{-1}$) des résidus tri-horaires	106
Tableau 3.17 : RMSE ($m.s^{-1}$) obtenus en phase de validation par la méthode d'estimation des vitesses de vent à 10 m	107
Tableau 4.1 : Récapitulatif des statistiques descriptives présentant des tendances significatives	112
Tableau 4.2 : Corrélations des statistiques descriptives des paramètres retenus avec celles de la température de l'eau à Malause	113
Tableau 4.3 : RMSE ($^{\circ}C$) obtenus pour le modèle basé sur le concept de température d'équilibre	118
Tableau 4.4 : Coefficients des composantes saisonnières des températures de l'eau et de l'air	118

Tableau 4.5 : RMSE (°C) obtenus pour le modèle autorégressif simple	120
Tableau 4.6 : RMSE (°C) obtenus pour le modèle autorégressif augmenté	121
Tableau 4.7 : Comparaison des RMSE (°C) obtenus pour l'étape de validation	122
Tableau 6.1 : Récapitulatif des paramètres des déversoirs	147
Tableau 6.2 : Valeur des critères de validation pour les débits à Verdun-sur-Garonne	150
Tableau 6.3 : Valeur des critères de validation pour les hauteurs d'eau à Verdun-sur-Garonne	151
Tableau 6.4 : Valeur des critères de validation pour les débits à Malause	153
Tableau 7.1 : Etude en tendances de l'évolution des moyennes saisonnières des flux .	164
Tableau 8.1 : Comparaison du 95 ^{ème} centile de température et du nombre de jours avec température supérieure à 24°C à Malause, pour la période d'étude et selon les 3 scénarii	174
Tableau 8.2 : Paramètres d'apports et résultats obtenus	175

Nomenclature

Statistiques

Généralités

r_p	1	Coefficient de corrélation de Bravais-Pearson
R^2	1	Coefficient de détermination d'un estimateur
\hat{Y}	[Y]	Estimateur statistique de la variable Y
ε	[Y]	Erreur résiduelle de l'estimateur \hat{Y}
$\hat{\sigma}$	[Y]	Ecart-type de l'estimateur \hat{Y}
$\hat{\Sigma}$	[Y]	Matrice de variance-covariance de l'estimateur \hat{Y}

Modèle basé sur la température d'équilibre*

K	$\text{W.m}^{-2}.\text{°C}^{-1}$	Coefficient d'échange thermique
K'	s^{-1}	Coefficient d'échange thermique modifié
T_e	°C	Température d'équilibre
α_A	1	Albedo de l'eau
a_k	1	Coefficients de la régression linéaire de la température d'équilibre par la température de l'air

* Voir également la nomenclature portant sur la modélisation thermique déterministe pour les variables et paramètres relatifs au flux thermiques

Modèles stochastiques

A_k	1	Coefficient du processus de Markov d'ordre k
K	1	Coefficient d'échange thermique air-eau
R	°C	Résidu de la température une fois la composante saisonnière retirée
R_k	1	Coefficient d'autocorrélation d'ordre k
\bar{T}	°C	Température moyenne interannuelle
TA	°C	Composante saisonnière (ou annuelle) de la température
Φ_k	rad	Déphasage de l'harmonique de rang k de la composante saisonnière de la température
χ_k	°C	Amplitude de l'harmonique de rang k de la composante saisonnière de la température

Modélisations déterministes

Nomenclature générique

t	s	Variable temporelle
x	m	Abscisse curviligne
z	m	Coordonnée verticale
α	1	Poids spatial du schéma de Preissman
θ	1	Poids temporel du schéma de Preissman

$(.)_j$	1	Indice d'espace
$(.)^n$	1	Indice temporel
$\partial(.)$	1	Opérateur de différenciation temporelle continue
$\Delta(.)$	1	Opérateur de différenciation temporelle discrète
$\nabla(.)$	1	Gradient
$\ \cdot\ $	1	Norme euclidienne
$\vec{\cdot}$	1	Vecteur
$\underline{\cdot}$	1	Matrice

Modélisation hydraulique

A	m^2	Aire de la section transversale occupée par le fluide (surface mouillée)
B	m	Largeur de la section transversale de la surface libre (largeur au miroir)
B_S	1	Largeur de seuil
D	$m^3.s^{-1}$	Débitance
Fr	1	Nombre de Froude
Fr_{LPI}	1	Froude seuil du filtre LPI
g	$m.s^{-2}$	Accélération de la pesanteur
h	m	Hauteur d'eau
I	$m.m^{-1}$	Pente du lit
J	$m.m^{-1}$	Pente de la ligne d'énergie ou pente de charge
k_L	1	Fraction de quantité de mouvement due aux apports latéraux
K_S	1	Coefficient de Strickler
m_{LPI}	1	Facteur de forme du filtre LPI
U	$m.s^{-1}$	Vitesse moyenne de l'écoulement, intégrée sur la verticale
p	1	Hauteur de seuil ou « pelle »
P	m	Périmètre de la section transversale occupée par le fluide
q	$m^2.s^{-1}$	Débit surfacique
q_L	$m^2.s^{-1}$	Débit surfacique d'apport latéral
Q	$m^3.s^{-1}$	Débit (volumique)
R_H	m	Rayon hydraulique
Z	m	Cote de surface libre
Z_f	m	Cote de fond
θ_{LPI}	1	Facteur ou filtre LPI
μ_S	1	Coefficient de débit d'un seuil
ρ	$kg.m^{-3}$	Masse volumique

Modélisation Thermique

A_{SL}	m^2	Aire de la surface libre
C_B	$mbar.K^{-1}$	Coefficient de Bowen
C_c	1	Couverture nuageuse
C_d	1	Constante de dispersion longitudinale
C_w	$J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$	Chaleur spécifique de l'eau
D_L	$m^2.s^{-1}$	Coefficient de dispersion longitudinale
e_a	mbar	Pression de vapeur de l'air
e_s	mbar	Pression de vapeur saturante
$f(W)$	1	Fonction de vent
HR	%	Humidité relative
I_p	$m.s^{-1}$	Intensité de pluie
k_S	$W.m^{-1}.^{\circ}C^{-1}$	Conductivité thermique du sol
K	1	Paramètre lié à la hauteur des nuages
L	$W.kg^{-1}$	Chaleur latente de vaporisation
P_a	bar	Pression atmosphérique
S_{CD}	$W.m^{-2}$	Flux surfacique de conduction au niveau du lit de la rivière
S_{CV}	$W.m^{-2}$	Flux surfacique de convection à l'interface eau - atmosphère
S_{EV}	$W.m^{-2}$	Flux surfacique d'évaporation à l'interface eau - atmosphère
S_{PR}	$W.m^{-2}$	Flux surfacique résultant des précipitations
S_{RC}	$W.m^{-2}$	Flux surfacique de radiation en ondes courtes
S_{RL}	$W.m^{-2}$	Flux surfacique de radiation en ondes longues
S_{Surf}	$W.m^{-2}$	Somme des flux surfaciques au niveau de la surface libre
S_T	$W.m^{-2}$	Somme des flux surfaciques
T_a	$^{\circ}C$	Température de l'air
T_{dew}	$^{\circ}C$	Température de point de rosée
T_s	$^{\circ}C$	Température du sol
T_L	$^{\circ}C$	Température d'apport latéral
T_w	$^{\circ}C$	Température de l'eau
T_{wb}	$^{\circ}C$	Température de bulbe humide
u_*	$m.s^{-1}$	Vitesse de cisaillement
V	m^3	Volume d'eau
W	$m.s^{-1}$	Vitesse de vent mesurée à 10 m de la surface
α_A	1	Albédo de l'eau
α_S	$m^2.s^{-1}$	Diffusivité thermique du sol
ϵ_w	1	Emissivité de l'eau

ε_a	1	Emissivité de l'air
σ	$\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$	Constante de Stefan - Boltzmann
Φ_{CD}	W	Flux de conduction au niveau du lit de la rivière
Φ_{CV}	W	Flux de convection à l'interface eau - atmosphère
Φ_{EV}	W	Flux d'évaporation à l'interface eau - atmosphère
Φ_{IN}	W	Flux d'apport entrant (lié à la convection au sein du fluide)
Φ_{iRC}	W	Flux solaire incident (radiation en ondes courtes)
Φ_{OUT}	W	Flux d'apport sortant (lié à la convection au sein du fluide)
Φ_{PR}	W	Flux résultant des précipitations
Φ_{RC}	W	Flux de radiation en ondes courtes
Φ_{RL}	W	Flux de radiation en ondes longues

Critères de pertinence des modèles

<i>AIC</i>	1	Critère d'Akaike
<i>Nash</i>	1	Critère de Nash
<i>RMSE</i>	[Y]	Erreur-type d'estimation de la variable <i>Y</i>

Chapitre 1 : Introduction

1.1	Contexte de l'étude	16
1.1.1	Présentation des spécificités du fleuve Garonne	16
1.1.2	Etat hydrologique.....	21
1.1.3	Etat des réserves piscicoles de la Garonne	23
1.1.4	Constat régime thermique de la Garonne.....	24
1.1.5	Relation avec le climat et impacts futurs possibles.....	25
1.2	Objectifs de l'étude	26

1.1 Contexte de l'étude

L'étude de la température des cours d'eaux est un axe actuel de recherche dans le domaine de l'hydrologie environnementale. Les problématiques écologiques liées à la température, tant sur les composés dissous que sur les organismes aquatiques, font l'objet de nombreuses publications. Ces publications portent à la fois sur des constats alarmants de l'évolution des températures (Bardonnnet & Baglinière 2000; Daufresne 2008) et sur la caractérisation des impacts de la température sur les espèces (Cunjak et al. 1993; Elliot & Hurley 1997). Cette thématique a fait l'objet de grands bilans de connaissances (Smith 1972; Caissie 2006; Benyahya et al. 2007a) qui présentent notamment les outils de modélisation utilisés (Kim & Chapra 1997; Caissie et al. 2007) et l'intérêt de tels outils pour la caractérisation du régime thermique.

Cette problématique de la température se pose à l'heure actuelle dans le cas de la Garonne. La politique de restauration des migrateurs amphihalins¹ dont fait l'objet ce fleuve depuis une trentaine d'année risque de se heurter prochainement à un écueil de taille si les températures estivales continuent à augmenter. Inscrite dans le cadre de cette problématique, cette étude est axée sur la caractérisation du régime thermique de la Garonne. Pour restaurer cet aspect de la continuité écologique du fleuve, plusieurs évolutions futures des conditions de températures pour les espèces piscicoles sont étudiées.

1.1.1 Présentation des spécificités du fleuve Garonne

Situation géographique

La Garonne est le troisième fleuve le plus actif de France après le Rhône et la Loire. Son bassin versant, d'environ 57 000 km² s'étend du Val d'Aran (Pyrénées espagnoles) à Bordeaux. Long de 647 km, dont un peu moins de 525 km en France, la Garonne traverse 4 départements (Haute-Garonne, Tarn et Garonne, Lot-et-Garonne et Gironde) situés dans 2 régions différentes (Midi-Pyrénées et Aquitaine) avant de se jeter dans l'Atlantique, constituant ainsi le principal axe fluvial du Sud-Ouest.

Hydrologie et hydrographie du bassin

La Garonne reçoit des apports de nombreux affluents (Figure 1.1). Son régime hydrologique est dit pluvio-nival car il dépend des apports d'affluents issus à la fois du Massif Central (régime pluvial) mais aussi des Pyrénées (régime nival). Les principaux affluents de l'amont vers l'aval sont l'Ariège, le Tarn, le Gers, la Baïse et le Lot.

Le régime hydrologique de la Garonne est très contrasté, tant au niveau spatial que temporel. Au niveau spatial tout d'abord, les débits et les hauteurs d'eau augmentent sensiblement de l'amont vers l'aval, avec un débit moyen (ou module interannuel) de la partie amont (station de Saint-Béat) de 23.5 m³.s⁻¹ et de l'ordre de 606 m³.s⁻¹ au niveau de la partie aval (station de Tonneins). Au niveau temporel, la variation des débits tant au niveau du fleuve que de ses affluents est importante avec de fortes crues et des étiages sévères. On note ainsi que les débits en période d'étiage sont de l'ordre de 1/6 à 1/4 du module interannuel et ceux de crues peuvent être 50 fois plus importants (source AEAG²).

¹ Espèce migratrice dont le cycle de vie alterne entre le milieu marin et l'eau douce

² Agence de l'Eau Adour-Garonne <http://www.eau-adour-garonne.fr>

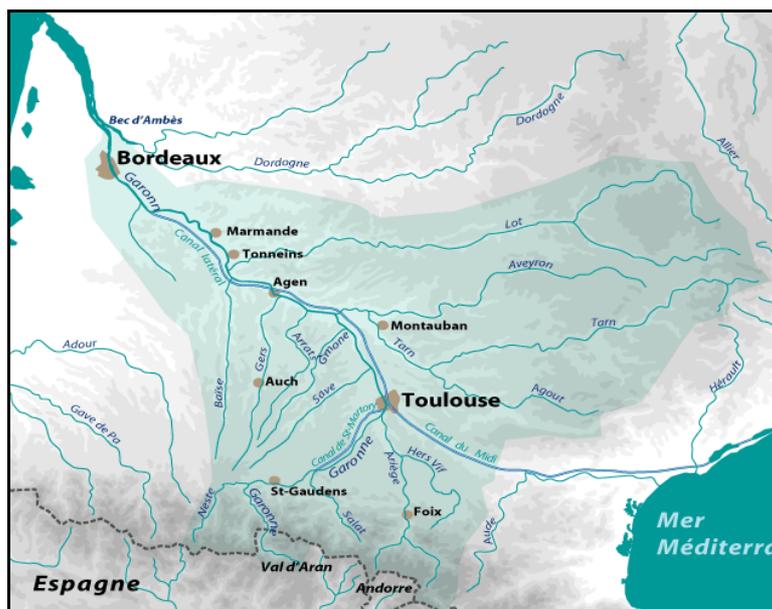


Figure 1.1 : Bassin versant de la Garonne

Source SMEAG¹

Climatologie

Le climat de la Garonne est de type océanique mais est aussi sous influence méditerranéenne et continentale sur certains secteurs. Il est caractérisé par des hivers doux, un printemps marqué par de fortes précipitations, des étés secs et chauds et un automne bien ensoleillé mais peut présenter des irrégularités d'une année sur l'autre, les années humides pouvant succéder aux années sèches. La température moyenne annuelle à Toulouse est de l'ordre de 13 °C avec un maximum moyen interannuel d'environ 18 °C et un minimum d'environ 8 °C.

Les vents dominants sont, par ordre d'importance, le vent d'ouest (provenant de l'océan Atlantique et généralement humide), le vent d'autan (venant du sud-est) et le vent du nord (moins fréquent et généralement froid et sec). Le vent d'autan est bien connu des Toulousains qui le considèrent comme « le vent qui rend fou » ou « le vent du diable » en raison des phénomènes qu'il induit sur les comportements humains et animaux (irritabilité, trouble du rythme cardiaque, ...). Ce vent est parfois si violent qu'il renversa le train Toulouse-Revel le 4 mai 1916 (source Wikipedia²).

Anthropisation

La Garonne, tout comme la majorité de ses affluents, a subi de nombreuses modifications anthropiques. Ainsi on compte de nombreux ouvrages disséminés sur son bassin. Parmi ceux-ci on peut citer les barrages énergétiques, les ouvrages liés à l'irrigation et au soutien d'étiage, plusieurs canaux et de nombreuses prises d'eaux.

Prélèvements

Les prélèvements en eaux sont effectués par le biais des prises d'eau situées sur les canaux ou les nappes alluviales de la Garonne. La majorité de ces prélèvements s'effectuent dans les eaux superficielles, mais en période d'étiage, les nappes sont plus sollicitées. Les besoins en eau n'ont cessé d'augmenter depuis trente ans. De plus les demandes selon les usages ont changé. Les prélèvements en eau sont globalement

¹ Syndicat Mixte d'Etudes et d'Aménagement de la Garonne <http://www.eptb-garonne.fr/>

² <http://wikipedia.org/>

destinés à trois types d'usage : l'irrigation, l'industrie et l'alimentation en eau potable. Un quatrième usage peut également être comptabilisé, celui de l'énergie, mais son impact annuel est infime comme nous le verrons plus loin. De plus la demande pour l'irrigation a fortement augmentée ces dix dernières années alors que celle de l'industrie est en constante diminution (Figure 1.2).

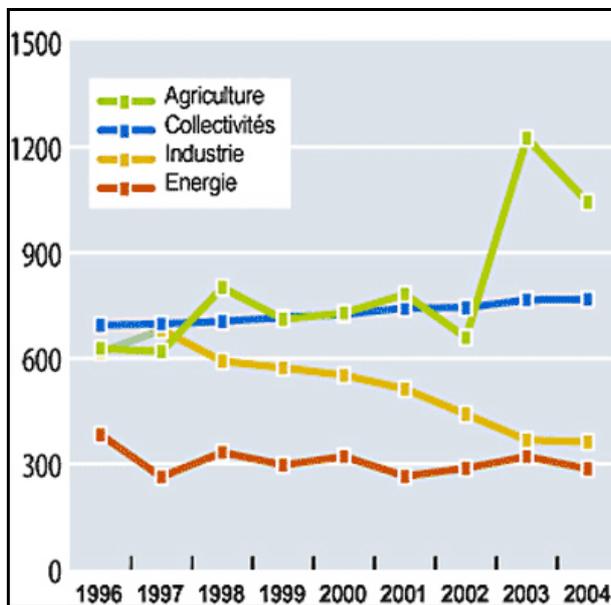


Figure 1.2 : Evolution des prélèvements en eau de 1996 à 2004 en Mm³

Source : AEAG

Par ailleurs la quantité d'eau prélevée n'est pas un bon indicateur en soi. En effet parmi ces volumes prélevés, une certaine partie est restituée après usages (et traitements consécutifs). Ainsi en période d'étiage, 65 % des volumes prélevés pour l'alimentation en eau potable sont restitués au milieu et ce taux s'élève à 90 % pour le secteur de l'industrie. L'irrigation qui représente le plus grand volume prélevé en période d'étiage, ne restitue qu'un très faible taux (Figure 1.3).

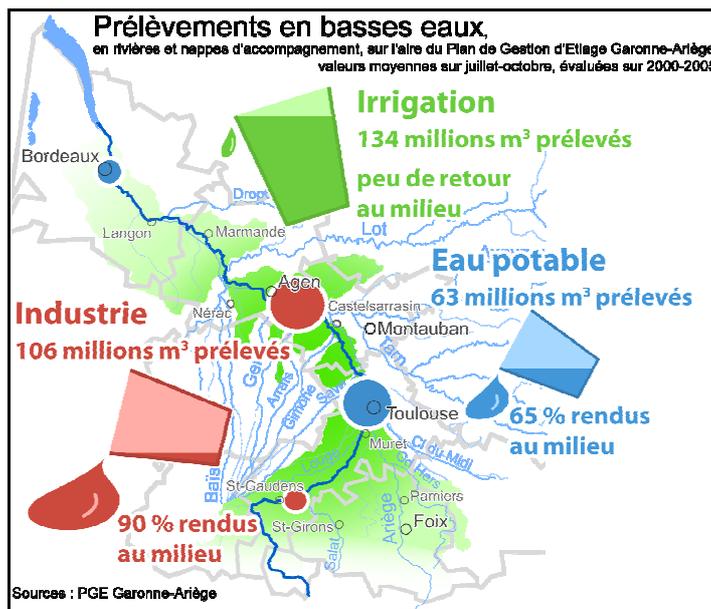


Figure 1.3 : Répartition et localisation des volumes prélevés et restitués en période de basses eaux

Source : AEAG

Barrages et hydroélectricité

On compte de nombreux barrages tout au long du parcours de la Garonne. Parmi ceux-ci, on distingue deux grands types : les barrages à vocation hydroélectriques et les retenues à vocation de soutien à l'étiage. Le bassin de la Garonne compte 44 barrages voués à la production électrique, dont 29 situés sur la Garonne française. La partie amont de la Garonne de Montréjeau à Carbonne est appelée « Garonne hydroélectrique » (SMEPAG 1989). Du fait de la forte pente de ce tronçon et de son régime soutenu par la Neste et le Salat, il présente le plus fort potentiel hydroélectrique de la Garonne. Le volume stocké sur ce secteur (Garonne et Ariège) représente 346 Mm³. Ce chiffre peut sembler impressionnant par comparaison avec la Figure 1.3, mais il s'agit simplement d'un stockage. Le volume stocké au niveau d'un barrage hydroélectrique est déstocké pour de la production d'électricité. Ainsi sur un cycle hydrologique généralement annuel, le volume prélevé est quasiment nul. Toutefois au niveau mensuel (Figure 1.4) et encore plus à l'échelle de la journée leur impact peut être très important.



Figure 1.4 : Evolution des réserves dédiées au soutien d'étiage

Source : BRGM¹

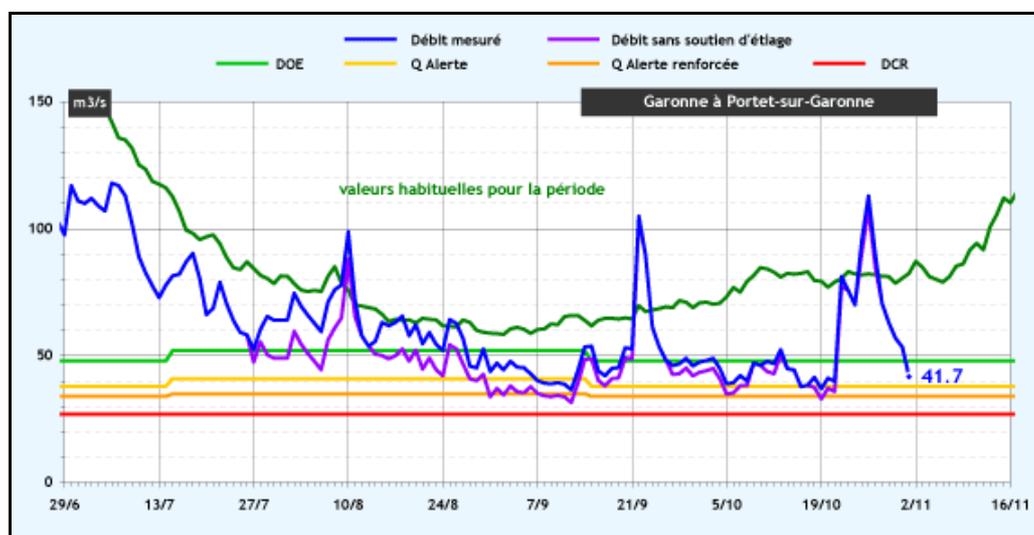


Figure 1.5 : Influence du soutien d'étiage à Portet-sur-Garonne pour l'année 2009

Source : SMEAG

Sur l'ensemble du bassin Adour-Garonne, le volume stocké par l'ensemble des barrages hydroélectriques est de 2500 Mm³. Sur ce volume global, 136 Mm³ font l'objet de

¹ Bureau de Recherche Géologiques et Minières <http://www.brgm.fr>

conventionnellement pour des déstockages en période d'étiage. Ils viennent alors appuyer les barrages dédiés au soutien d'étiage et les nombreuses petites retenues collinaires (retenues qui stockent les eaux de ruissellement) totalisant un volume de 629 Mm³ (source AEAG).

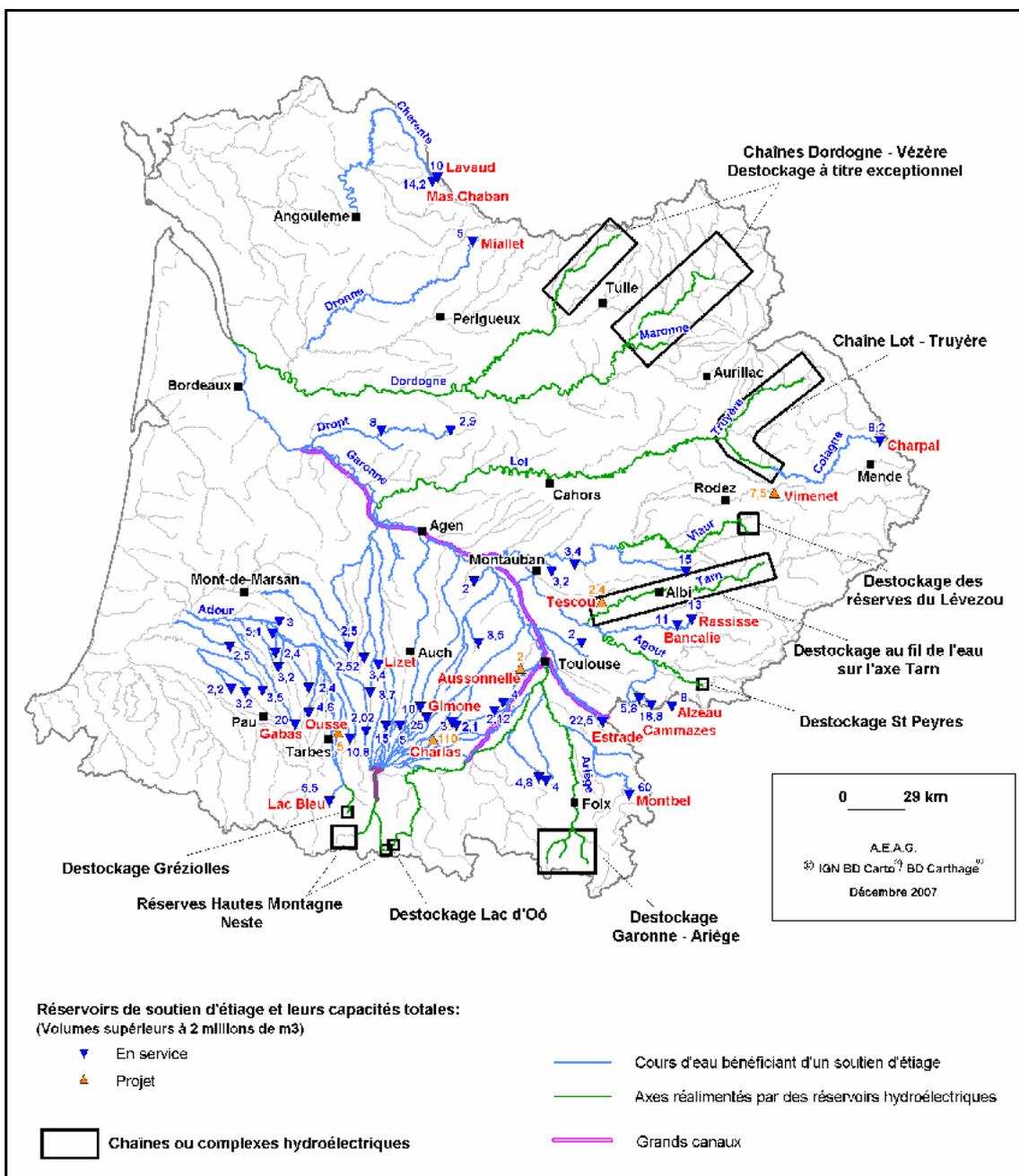


Figure 1.6 : Carte des réserves de soutien d'étiage et cours d'eau réalimentés du bassin Adour-Garonne

Source : AEAG

Morphologie

La Garonne est un fleuve présentant de nombreux faciès morphologiques. A grande échelle tout d'abord, la Garonne peut être divisée en 7 tronçons caractérisés par leurs aspects dominants (SMEPAG, 1989). Ces tronçons sont caractérisés par des pentes et des régimes différents, des faciès de lits multiples et plus ou moins stables ainsi que par des impacts anthropiques plus ou moins soutenus. Ainsi la Garonne de Carbonne à

Toulouse, dite « Garonne naturelle » est le tronçon le plus sauvage, sans ouvrages et présentant un lit stabilisé et régulier. A l'inverse, le tronçon entre Toulouse et Malause, dit « Garonne débordante » présente un faciès de lit très irrégulier avec affleurements localisés de molasses ou de substrata et des vastes bancs de galets qui se déplacent au gré des crues. L'impact à l'étiage de ces irrégularités du profil longitudinal est très sensible puisque les affleurements de roches créent de nombreuses successions de radiers et de mouille qui régissent l'écoulement en basses eaux.

De plus le faciès du lit majeur, mis à part la traversée de Toulouse, présente de vastes zones d'épandages. Ce tronçon d'une centaine de kilomètre, qui fut le cadre de cette étude, est donc sujet tant aux problématiques de crues que d'étiage et la modélisation hydraulique de cette zone est ardue comme nous le verrons dans un chapitre consacré.

1.1.2 Etat hydrologique

Etiage et gestion (source SIEAG)

En hydrologie, l'étiage correspond statistiquement (sur plusieurs années) à la période de l'année où le débit d'un cours d'eau atteint son point le plus bas.

La loi sur l'eau du 3 janvier 1992, fondée sur le principe que l'eau et les milieux aquatiques - la rivière et ses berges, les nappes souterraines, les étangs, les estuaires - constituent un patrimoine fragile, commun et utile à tous qu'il faut protéger, partager et gérer avec une grande attention, a demandé à chaque comité de bassin d'élaborer un Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE) pour fixer les grandes orientations d'une gestion équilibrée et globale des milieux aquatiques et de leurs usages. Parmi les mesures fortes du SDAGE Adour-Garonne, la restauration des débits d'étiage a défini un réseau de débits minima à respecter aidant à la prise de décision concernant les autorisations de prélèvements, économie d'eaux et programmes de soutien d'étiage. Ainsi pour chaque station de contrôle d'un cours d'eau, un chevelu de valeurs seuils de débits est défini et remis à jour en fonction du régime et des pressions (saisonnalité). Les trois seuils les plus importants sont le Débit Objectif d'Etiage (DOE), le débit d'alerte et le Débit de CRise (DCR). Le DOE correspond à la valeur minimale au-dessus de laquelle l'ensemble des usages en aval du point de contrôle est en équilibre avec le bon fonctionnement du milieu aquatique. Le débit d'alerte est la valeur seuil qui déclenche les premières mesures restrictives sur les activités. Ces mesures qui font l'objet de décisions préfectorales, conformément à un plan de crise, visent à préserver (pour tout ou partie) les ressources nécessaires aux activités sensibles. Enfin le DCR correspond au seuil de débit le plus bas, en dessous duquel l'alimentation en eau potable ainsi que la survie des espèces présentes dans le milieu sont considérés comme menacés. A ce niveau toutes les mesures restrictives de prélèvements et de rejets doivent avoir été mises en oeuvre.

L'étiage en Garonne

La période d'étiage est variable le long du fleuve. D'octobre pour l'amont (grâce à un soutien provenant de la fonte des neiges pendant toute la période estivale) elle s'étend d'août à septembre à partir de Toulouse (Figure 1.7).

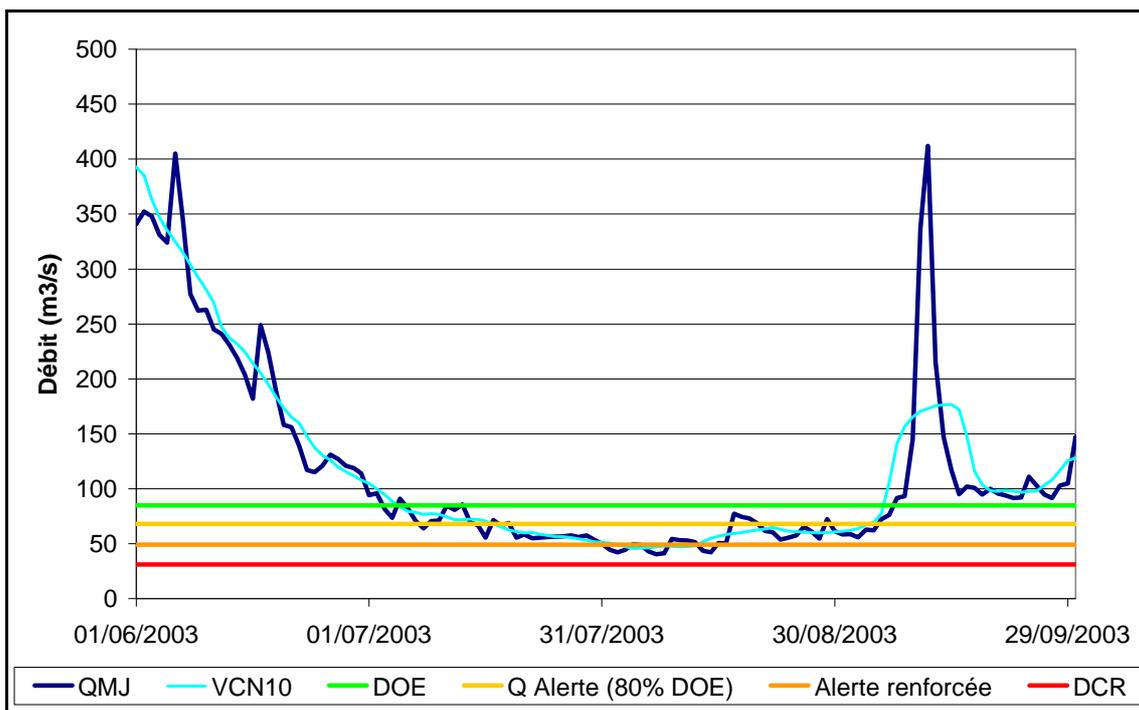


Figure 1.7 : Evolution des débits durant l'été 2003 - station de Lamagistère

Les DOE de la Garonne sont très sévères. Ainsi si on compare les valeurs des DOE à celles des débits moyens (ou modules) de trois stations hydrologiques placées sur le tronçon de la « Garonne débordante », on voit que les DOE sont 4 à 5 fois plus faibles que les modules.

Table 1 : Débits caractéristiques de trois stations hydrologiques

	<i>DCR (m³.s⁻¹)</i>	<i>DOE (m³.s⁻¹)</i>	<i>Module (m³.s⁻¹)</i>
<i>Portet-sur-Garonne</i>	27	48/52*	189 (101 ans)
<i>Verdun-sur-Garonne</i>	22	42	192 (39 ans)
<i>Lamagistère</i>	31	85	397 (44 ans)

* modulation en été

Par ailleurs, selon les SDAGE, le bon respect des politiques d'étéage vise à respecter le DOE 8 années sur 10. Cette condition est vérifiée conventionnellement si pendant l'étéage, le VCN10 (débit moyen calculé sur 10 jours consécutifs) reste supérieur à 80 % du DOE. Or cet objectif n'a pas toujours été atteint (Figure 1.8) depuis la date de création des SDAGE, notamment pour l'année 2003, pour laquelle le VCN10 a été inférieur à 80 % du DOE pour 49 jours à Lamagistère, dont 9 jours pour lesquels le débit moyen journalier était inférieur au débit d'alerte renforcée (49 m³.s⁻¹). La station de Lamagistère semble la plus touchée par les problèmes d'étéage. En effet le secteur Verdun-Lamagistère est un secteur où les prélèvements pour l'irrigation sont importants. Les secteurs amont des stations de Verdun et de Portet sont moins soumis à l'irrigation et disposent en outre de réserves importantes de soutien d'étéage en provenance de l'Ariège et de la Neste.

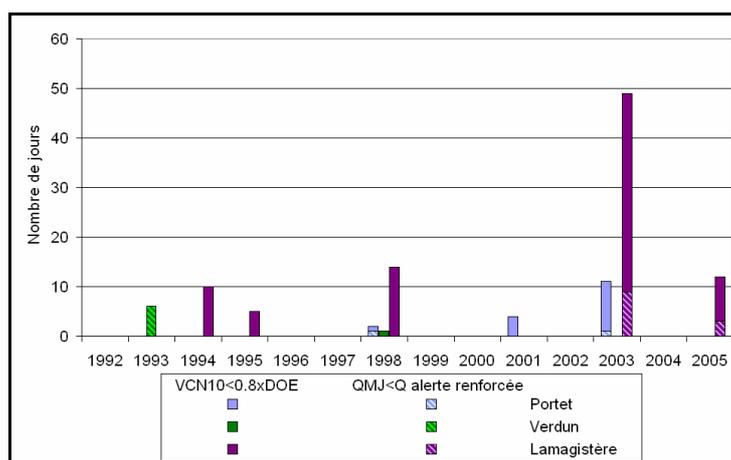


Figure 1.8 : Nombre de jours annuels de franchissements des seuils d’alerte

1.1.3 Etat des réserves piscicoles de la Garonne

La Garonne est le dernier bassin européen qui accueille la totalité des huit espèces de poissons migrateurs amphihalins : saumon atlantique, truite de mer, esturgeon européen, alose feinte, grande alose, anguille, lamproie marine et lamproie fluviatile (source Plan Garonne Mars 2007 pour la DIREN Midi-Pyrénées (devenue DREAL¹ en 2009), bassin Adour-Garonne). Milieu nourricier et lieu de reproduction, la Garonne constitue un axe majeur attractif pour les poissons migrateurs, reliant l’Atlantique aux Pyrénées, notamment grâce à l’estuaire de la Gironde qui joue le rôle de zone d’adaptation physiologique entre le milieu marin et le milieu fluvial.

Pourtant l’anthropisation de la Garonne a fortement porté préjudice aux populations migratrices. La présence d’ouvrages, les prélèvements de granulats (abris pour les œufs) ont rendu les zones de frai difficilement accessibles, voire les ont détruites. Ajoutés à cela, la pollution de l’eau et la pêche intensive (l’anguille en a longtemps fait les frais, étant considérée comme nuisible), la population des migrateurs de Garonne a rapidement déclinée. Il a fallu attendre les années 1970 – 1980 pour que les pouvoirs publics instaurent des mesures afin de renverser la tendance. Initiées avec le plan saumon (1979–1980), ces mesures se sont étendues à l’ensemble des migrateurs entre 1981 et 1986 (Poulain 2001). Ainsi depuis 1984, la loi sur la pêche oblige tous les propriétaires de barrages installés sur les cours d’eau à migrateurs à équiper leurs ouvrages pour permettre aux poissons de circuler librement (passes à poissons, canaux de contournement, etc.)

De nombreux acteurs (ONEMA², AEAG, etc.) ont participé à l’élan de préservation des migrateurs de Garonne et certains sont nés de cette problématique tels le COGEPOMI³ et le MIGADO⁴. L’association MIGADO est née du regroupement de dix fédérations de pêche et trois associations de pêcheurs professionnels des bassins de la Garonne et de la Dordogne en 1989. Elle est depuis 1998 l’un des plus importants partenaires des programmes de restauration des populations migrateurs de ces bassins, notamment par la production et la réintroduction du saumon atlantique. Le COGEPOMI, comité composé de collectivités territoriales, de scientifiques, d’usagers et de gestionnaires concernés,

¹ Direction Régionale de l’Environnement, de l’Aménagement et du Logement <http://www.midi-pyrenees.ecologie.gouv.fr/>

² Office National de l’Eau et des Milieux Aquatiques <http://www.onema.fr/>

³ Comité de GEstion des POissons MIgrateurs

⁴ Association pour la restauration et la gestion des poissons MIgrateurs de la GARonne et de la DOrdogne <http://www.migado.fr/>

fut créée par un décret de 1994 pour établir le plan de gestion des poissons migrateurs en eau douce et en mer et s'occupe des programmes techniques de restauration ainsi que de missions de conseils auprès des pêcheurs et autorités compétentes. Par ailleurs l'INP Toulouse et plus particulièrement le laboratoire IMFT se sont associés au CEMAGREF¹, à l'ONEMA et à EDF pour apporter des solutions technologiques et méthodologiques à la protection et à la restauration des populations de poissons migrateurs amphihalins et de leurs habitats par la biais du GHAPPE.

Pourtant les poissons migrateurs peinent encore à repeupler la Garonne. Malgré les nombreuses mesures prises (directives SDAGE, etc.), des obstacles freinent toujours leur libre circulation (Figure 1.9), voire sont causes de mortalités importantes. Le saumon atlantique remonte une grande partie de la Garonne avant de rejoindre ses zones d'habitat préférentiel et doit pour cela franchir de nombreux ouvrages. Deux ouvrages importants notamment, le barrage de Malause et la chaussée du Bazacle (Toulouse), bien qu'équipés pour le premier d'un ascenseur et le deuxième d'une passe, restent responsables de nombreuses montaisons (remontées du cours d'eau au cours de la migration) avortées. De plus la majorité de ces ouvrages sont liées à la production électrique et sont donc équipées de turbines qui causent de nombreuses mortalités notamment pendant la dévalaison. La faisabilité des dispositifs destinés à éviter ces problèmes est beaucoup moins avancée que celles des dispositifs de montaison et reste du domaine de la recherche en France comme à l'étranger (Travade 2005).



Figure 1.9 : Habitats préférentiels et contraintes à la libre circulation des poissons migrateurs de Garonne

Source : SMEAG

1.1.4 Constat régime thermique de la Garonne

Outre les problèmes liés aux franchissements d'obstacles, un nouveau problème se pose depuis ces dix dernières années, plus particulièrement pour les saumons atlantiques. Dans un rapport du GHAPPE de mars 2007, il ressort que les fortes mortalités observées certaines années soient fortement corrélées avec les fortes températures de l'eau

¹ Institut de recherche en sciences et technologies pour l'environnement <http://www.cemagref.fr/>

enregistrées. La température peut être un élément déclencheur de la dégradation de la qualité de l'eau (limitation en oxygène, concentration de polluants, etc.), mais d'après ce rapport, la température a bien été identifiée comme facteur déterminant de la mortalité (Croze et al. 2007). Par ailleurs dans un rapport de 2009 pour le Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement Durable et de l'Aménagement du Territoire (MEEDDAT), d'après O. Croze, cet état de fait serait particulier à la Garonne du fait de l'action conjointe des modifications anthropologiques du lit, des forts prélèvements qui assèchent à la fois la Garonne mais aussi la nappe alluviale, limitant ainsi les zones fraîches, et des ouvrages qui concentrent les poissons à l'aval, zone la plus chaude (Philibert 2009).

Le saumon atlantique est un organisme poïkilotherme (dont la température corporelle n'est pas régulée et donc régie par les conditions environnementales) particulièrement sensible aux fortes températures, des températures supérieures à 24 °C pouvant être considérée comme létales (nous étudierons plus en détail les seuils admissibles par cette espèce dans le chapitre suivant). Or l'évolution de la température ces trente dernières années a montré que des températures supérieures à 24 °C sont de plus en plus fréquemment enregistrées et sur des périodes de plus en plus longues (Figure 1.10). D'après le rapport du GHAPPE précédemment cité (Croze et al. 2007) présentant les résultats d'une étude sur l'évolution du régime thermique de la Garonne à Toulouse et Golfech sur la période 1978–2005, le seuil 24 °C qui n'était quasiment jamais atteint à Golfech pour la période 1978–1989 (3 années sur 12) est régulièrement dépassé pour la période 1990–2005 (13 années sur 17). De plus l'étude des cycles migratoires sur la même période a montré que dans le cas où ce seuil est franchi, outre le fort taux de mortalité, les chances de reprise de la migration pour des températures plus clémentes étaient très faible.

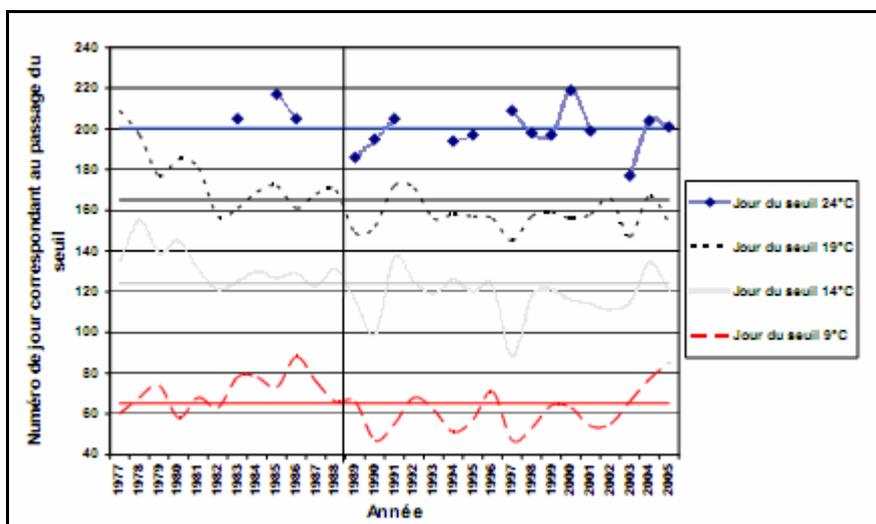


Figure 1.10 : Comparaison des dates de dépassement des seuils de températures correspondant au cycle de vie du saumon à Golfech

Source : GHAPPE (Croze et al. 2007)

1.1.5 Relation avec le climat et impacts futurs possibles

Une étude similaire conduite sur le Rhône a conduit à des résultats équivalents quant à l'évolution des températures de l'eau. La mise en évidence de ces similitudes sur deux grands fleuves français ayant des régimes hydrologiques différents laisse à penser que l'évolution climatique joue un rôle important. Si cette hypothèse est avérée, les évolutions futures de la température de l'eau ne sont pas de bon augure. En effet les scénarii du GIEC prévoient des hausses de températures (plus ou moins accentuées selon

les hypothèses) ayant donc pour impact une évolution similaire des températures de l'eau. Par ailleurs les impacts des scénarii climatiques ne se limitent pas à la seule température de l'air. On peut citer par exemple les évolutions annoncées de la pluviométrie autant en intensité qu'en durée, impactant à la fois sur le régime hydraulique des fleuves que sur les recharges de nappes. Des impacts morphologiques sont également à prévoir du fait de l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des crues. Même si ces évolutions sont encore difficiles à modéliser du fait de la complexité des processus en jeu, les tendances actuelles vont vers une dégradation des conditions des milieux aquatiques qui pourraient à terme ruiner tous les efforts déployés dans le cadre des DCE et SDAGE sur le repeuplement piscicole des fleuves français.

1.2 Objectifs de l'étude

Le travail effectué dans le cadre de cette thèse de doctorat visait à obtenir une meilleure compréhension des processus ayant participé à l'évolution du régime thermique d'un tronçon de Garonne entre Toulouse et Golfech. Conjointement encadrée par les deux pôles du groupe HydroEco de l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse, le groupe d'hydrologie de surface et le GHAAPPE, cette étude s'inscrit dans le programme de la Directive Cadre Européenne sur la restauration de l'habitat piscicole au sein du fleuve Garonne. Ainsi la finalité de cette étude était d'étudier les avenir possibles de l'évolution de la température de l'eau (et leurs impacts sur les habitats et les comportements de migration des amphihalins) et d'étudier la faisabilité de procédures de gestion et de moyens technologiques pouvant participer à la restauration des conditions thermiques du fleuve.

Chapitre 2 : Synthèse bibliographique

2.1	Introduction	28
2.2	Influence de la température sur les espèces piscicoles	28
2.2.1	Condition de viabilité et de frayages pour les poissons migrateurs.....	28
2.2.2	Seuils de températures.....	29
2.2.3	Autres composantes abiotiques	29
2.3	Facteurs influençant la température d'un cours d'eau	30
2.3.1	Facteurs environnementaux	30
2.3.2	Facteurs anthropiques.....	31
2.3.3	Autres facteurs.....	32
2.4	Traitement des données manquantes	33
2.5	Etude statistique.....	34
2.5.1	Brefs rappels de statistique.....	35
2.5.2	Etude des tendances	37
2.5.3	Etude des corrélations	39
2.5.4	Modèles statistiques	40
2.6	Modélisation déterministe	51
2.6.1	Modèles monodimensionnels ou filaires	52
2.6.2	Modèles bidimensionnels	52
2.6.3	Modèles tridimensionnels.....	52
2.6.4	Modèles numériques.....	52
2.7	Modélisation thermique déterministe	52
2.7.1	Etat de référence des modèles.....	52
2.7.2	Modélisation thermique monodimensionnelle	53
2.7.3	Termes sources	54
2.8	Modélisation hydraulique déterministe	61
2.8.1	Etat de référence des modèles.....	61
2.8.2	Modèle de St-Venant filaire.....	62
2.9	Conclusions	75

2.1 Introduction

La température des cours d'eau a fait l'objet de nombreuses études, principalement ces vingt dernières années. Certaines de ces études sont antérieures à 1990, mais l'engouement pour ce type de recherche est récent et semble relié aux recherches menées sur le changement climatique. En effet, alors qu'en 1970 les scientifiques prévoyaient un nouvel âge glaciaire, la création du GIEC en 1988 et surtout leurs premiers rapports alarmistes à partir de 1996, ont ouvert la voie aux thématiques liées à la température. Parmi ces thèmes de recherche, l'influence de la température des cours d'eaux sur les organismes aquatiques, dont les organismes piscicoles, reste toujours un sujet d'actualité. La relation de cause à effet de la température sur certaines espèces a ainsi fait l'objet d'études, dont certaines ont visé à définir les plages de températures supportées par les différentes espèces. En effet, de nombreuses espèces piscicoles étant poïkilothermes (leur température corporelle est régulée par leur environnement, contrairement aux organismes à sang chaud), elles ne supportent que des gammes de températures restreintes. Il semble qu'actuellement les recherches portent davantage sur l'étude de l'évolution du régime thermique des cours d'eaux, les études jusqu'au début des années 2000 ayant couvert l'essentiel des impacts de la température sur les espèces, et ces études récentes ont notamment mis en évidence les conséquences possibles du changement climatique sur l'écologie des cours d'eau.

L'étude et la modélisation du régime thermique d'un cours d'eau passe par de nombreuses étapes. Tout d'abord il est important de prendre connaissance et de se familiariser avec l'ensemble des phénomènes qui peuvent influencer la température de l'eau, de leur champ d'influence et des données nécessaires à leur étude. Ainsi la première étape d'une telle étude consiste à recenser les facteurs, tant environnementaux qu'anthropiques qui ont été rapportés dans la littérature, puis de déterminer, si ces facteurs sont susceptibles de participer ou non à l'évolution des températures du cours d'eau étudié. Pour cela il convient de rassembler les données correspondantes à ces différents facteurs et de les analyser (vérification de la validité des données, traitement des données manquantes, etc.) puis de les comparer aux données issues de la littérature, par comparaison de leurs caractéristiques ou par des moyens statistiques par exemple.

Une fois les facteurs potentiels mis en évidence, il convient de déterminer leurs influences respectives. Pour cela, plusieurs méthodes sont possibles et parmi elles, l'étude de modèles permet d'une part de disposer d'outils pour la suite de l'étude, mais aussi de déterminer l'évolution de leurs influences au cours du temps (dans le cas des cours d'eau, les facteurs climatiques ont des cycles saisonniers par exemple). Ces modèles peuvent être soit déterministes (résolution d'équations physiques), soit empiriques ou encore statistiques. Dans le cadre de ce travail de thèse, des modèles statistiques et déterministes ont été utilisés et un état de l'art de ces modèles sera détaillé dans ce chapitre (paragraphe 2.6 à 2.8).

2.2 Influence de la température sur les espèces piscicoles

2.2.1 Condition de viabilité et de frayages pour les poissons migrateurs

Les politiques de restauration des poissons migrateurs ont longtemps été focalisées sur la restauration de la continuité hydrologique des cours d'eau afin de favoriser le libre déplacement des espèces pour accéder aux zones de frai naturelles. Mais la continuité hydrologique n'est pas le seul paramètre à restaurer. L'accent a également été mis ces dernières années sur la restauration écologique des cours d'eau. La dégradation des conditions de températures a notamment été mise en avant, en relation avec les nombreuses études sur l'évolution du climat futur.

Une des espèces la plus sensible aux conditions de températures est le saumon atlantique (*Salmo Salar*). L'habitat naturel du saumon se trouve principalement dans des cours d'eau frais et la température de l'eau est la condition environnementale qui influe majoritairement tant sur la distribution spatiale que sur les comportements, la croissance et même la survie de l'espèce (Cunjak et al. 1993; Elliot & Hurley 1997). L'évolution du climat a donc vu l'habitat de cette espèce se déplacer vers les eaux plus fraîches du nord. Ainsi en France, les populations de salmonidés qui peuplaient la majorité des grands cours d'eau au milieu du 18^{ème} siècle ont vu leur habitat se réduire aux cours d'eau de Bretagne et de la Loire à la fin du vingtième siècle, la construction de barrages sur les autres cours d'eau étant en partie responsable (Bardonnnet & Baglinière 2000). Une étude réalisée par le CEMAGREF pour EDF a mis en évidence le peu d'influence des impacts anthropiques par rapport aux pressions climatiques sur l'évolution de la température des cours d'eau et l'importance des effets climatiques sur les communautés piscicoles (Daufresne 2008).

2.2.2 Seuils de températures

Les conditions de températures favorables aux organismes piscicoles varient selon l'espèce et le développement des individus. Plusieurs études ont établi des seuils de températures en étudiant les populations. Ainsi pour le saumon atlantique, Elliot (Elliott 1991) a montré que les températures minimales et maximales tolérées par l'espèce étaient de 0 °C et 28 °C respectivement, avec une variations des températures optimales en fonction du développement : de 6 à 7°C pour le début de l'alimentation des juvéniles, suivi de la plage 16 – 19 °C (Elliot & Hurley 1997) pour leur croissance et une plage plus large pour les adultes, avec apparition de stress thermique vers 22 – 24 °C (Cunjak et al. 1993). Pour la truite, la plage de tolérance est encore plus restreinte (de 0 à 25 °C), la température étant considérée comme létale à partir de 24.7 °C contre 27.8 °C pour le saumon (Elliot 1994). Toutefois les valeurs létales varient selon les auteurs : de Alabaster & Lloyd (Alabaster & Lloyd 1982) qui indiquent que toute température supérieure à la plage naturelle des températures estivales (20 – 21°C) est dommageable pour les espèces du genre *Salmo*, en passant par Shepard (Shepard 1995) qui a établi la température létale pour le saumon atlantique à 23 °C, elle peut atteindre 29 – 30 °C selon certains auteurs (Mills 1989). La détermination des valeurs létales ou dommageables est en réalité très compliquée car dépendantes du temps d'exposition et de l'acclimatation des individus (Elliott 1991; Shepard 1995).

Dans le cas de la Garonne, l'influence des fortes températures sur les saumons atlantiques à été évaluée au moyen de régressions logistiques entre les probabilités d'apparition de mortalités et plusieurs variables environnementales, sur un échantillon de saumon radiomarqués entre 2002 et 2006 (Croze et al. 2006). Parmi les variables prédictives étudiées (débit, turbidité, température, teneur en oxygène dissous, etc.), c'est la température qui expliquait le mieux les mortalités. La problématique de l'influence de la température sur les espèces piscicoles a donc clairement été établie dans le cas de ce fleuve.

2.2.3 Autres composantes abiotiques

Mis à part l'effet direct des températures élevées sur les espèces piscicoles, la température de l'eau influe également sur d'autres composantes abiotiques des cours d'eau ou sur la résistance des espèces. Ainsi sous l'effet du stress thermique, la résistance des espèces aux parasites est diminuée (Cairns et al. 2005). La gamme thermique 20 – 27°C est également considérée comme indirectement létale par la diminution de la résistance aux maladies (Danie et al. 1984). Enfin la tolérance aux substances toxiques tels les métaux lourds (Alabaster & Lloyd 1982) ou les pesticides (Croze et al. 2006) est également réduite.

2.3 Facteurs influençant la température d'un cours d'eau

L'étude de la température des cours d'eau n'est pas une thématique récente. Ainsi durant la campagne d'Egypte de Napoléon, M. Coutelle parmi un vaste ensemble de mesures météorologiques fait état de températures de l'eau élevées sur le Nil : « Cette température élevée, commune aussi à l'eau du Nil, et à l'eau de la mer sur les cotes d'Egypte, tient à des causes générales, dignes des recherches des physiciens » (Description de l'Egypte ou Recueil des observations et des recherches qui ont été faites en Egypte pendant l'expédition de l'armée française, tome 3, seconde édition). Durant le début du vingtième siècle et ce jusqu'aux années 1970, de nombreuses études académiques ont été conduites sur l'étude des températures de l'eau et des investigations, souvent dans un cadre industriel, ont été menées pour étudier l'impact du régime thermique des cours d'eau sur l'écologie ainsi que les impacts anthropiques et industriels (Smith 1972). L'étude de Smith est la première revue des connaissances sur l'étude du régime thermique des cours d'eau. Depuis trois autres revues majeures ont été publiées (Ward 1985; Caissie 2006; Webb et al. 2008) mettant en évidence un large panel de facteurs impactant la température des cours d'eaux, de relations avec l'écologie et d'outils à la compréhension ou à la modélisation des processus. Au sein de ces revues, les facteurs influençant la température d'un cours d'eau se trouvent classées selon deux catégories principales : les facteurs naturels (ou environnementaux) et les facteurs anthropiques.

2.3.1 Facteurs environnementaux

L'étude des flux thermiques fondamentaux qui contrôlent l'évolution de la température d'un cours d'eau ou d'une rivière a fait l'objet de nombreuses publications. Il ressort des études sur ces flux thermiques que les sources d'échanges thermiques avec l'environnement du cours d'eau sont nombreuses tout comme le sont les paramètres qui influent sur ces échanges. Les échanges thermiques au niveau d'un cours d'eau ou d'une rivière peuvent s'effectuer à deux interfaces distinctes : la surface libre (où on lieu les échanges eau-atmosphère) et le lit et les rives de la rivière (échanges sol-eau ou matériau-eau selon certaines publications). L'étude des influences relatives des flux eau-atmosphère (généralement les plus influents) et d'échanges avec le sol montre que leur importance varie selon la morphologie de la rivière, la saison, le régime hydrologique, etc. Ainsi Hannah et al (2004) ont rapporté que jusqu'à 30 % des échanges thermiques de la Girnock Burn des Cairngorms (Ecosse) durant la période hivernale ont lieu au niveau du lit. De la même manière Evans et al (Evans et al. 1998) ont rapporté une part des échanges avec le lit de 15 % pour la rivière expérimentale de Blithe en Angleterre (rivière régulée).

Echanges avec l'atmosphère

Les quatre composantes principales des échanges avec l'atmosphère sont la radiation solaire (ou radiation en ondes courtes), la radiation en ondes longues, l'évaporation et la convection. Le flux dominant est généralement celui de radiation solaire, suivi par les flux de radiation en ondes longues et d'évaporation qui sont comparables en importance. Enfin le flux convectif est généralement beaucoup plus faible mais non négligeable (Morin & Couillard 1990). Webb et Zang ont particulièrement montré pour la rivière Exe en Angleterre (Webb & Zhang 1997) que les flux radiatifs (ondes courtes et ondes longues) comptaient pour 56 % des gains énergétiques du cours d'eau et 49 % des pertes et de manière similaire pour deux autres rivières de l'Angleterre (Webb & Zhang 1999) avec 85 % des gains et 27 % des pertes.

La part respective des différents flux d'échanges avec l'atmosphère varie significativement selon le cours d'eau étudié et les conditions climatiques. Ainsi Cozetto et al (2006) ont étudié les échanges thermiques du Von Guerard Stream (Antarctique), et

ont montré que les échanges radiatifs participaient pour 99 % du réchauffement des eaux glaciaires.

Par ailleurs l'influence des flux d'échanges avec l'atmosphère varient également selon les facteurs environnementaux et la morphologie du lit de la rivière. Par exemple une rivière encaissée sera moins exposée au vent et à la radiation solaire. La végétation des rives réduit également l'influence des flux de surface. Une rivière peu large et dont les rives sont boisées sera d'une part moins exposée à la radiation solaire, mais également moins exposée au vent (réduction des échanges convectifs). Enfin, dans le cas de cours d'eau suffisamment couverts par la végétation, une zone tampon se crée entre la surface de l'eau et la couverture végétale qui nivelle les gradients thermiques.

Echanges avec le lit et les rives

Les échanges thermiques avec le lit ou les rives ont pendant longtemps été négligés dans les études sur la température des cours d'eau. Pourtant des études récentes ont montré que leur influence sur le régime thermique pouvait être non négligeable. Ainsi des études ont montré que le flux de conduction avec le lit pouvait participer à hauteur de 10 à 15% des flux thermiques (Evans et al. 1998; Moore et al. 2005) et jusqu'à 30% (Hannah et al. 2004). Par ailleurs le flux de conduction n'est pas le seul flux thermique intervenant au niveau de l'interface rivière-sol. Les échanges de sub-surface (Story et al. 2003; O'Driscoll & DeWalle 2006) ainsi que les échanges nappes-rivières, notamment au niveau de la zone hyporhéique, peuvent également participer de manière significative à l'évolution du régime thermique des cours d'eau (Poole & Berman 2001; Story et al. 2003).

2.3.2 Facteurs anthropiques

L'activité humaine participe également à modifier le régime thermique d'un cours d'eau. De telles activités anthropiques peuvent être classés en quatre grandes catégories: ouvrages, modifications du régime hydraulique, modifications morphologiques et modifications de la végétation. Ces activités qui se sont développées au cours du temps ont parfois fondamentalement changé la dynamique des cours d'eau à tel point qu'il est impossible de déterminer *a posteriori* le régime naturel de certains cours d'eau (Poole & Berman 2001).

Ouvrages

Les barrages influent sur la température en aval de leur localisation. Ces ouvrages, du seul point de vue de la température de l'eau, peuvent être considérés comme bénéfiques. En effet un effet de stratification thermique a généralement lieu en amont de ceux-ci et permet ainsi de conserver une eau plus froide en profondeur. Les barrages (notamment ceux avec relargage par le fond) semblent donc particulièrement adaptés pour refroidir la température d'un cours d'eau en aval (Stanford & Hauer 1992). A contrario, les effets des barrages sur les autres paramètres hydrologiques ou biologiques sont en général néfastes : réduction du débit, mauvaise oxygénation due à la stagnation des eaux dans les retenues, etc. Par ailleurs, leurs effets peuvent également être délétères sur la température de l'eau elle-même, soit par insolation lors du stockage dans la retenue mais aussi par l'effet de régulation du régime hydraulique auquel participent les barrages (Ward & Stanford 1995).

Modifications du régime hydraulique

Le régime hydraulique de nombreux cours d'eaux est contrôlé par l'intervention humaine. De tels cours d'eaux sont dits régulés. Le but de la régulation d'un cours d'eaux est d'obtenir un régime hydraulique pouvant subvenir aux besoins des activités humaines (industries, irrigation, fourniture en eau potable, etc.). Les barrages de soutiens d'étiages en sont un bel exemple. Ils permettent de stocker une part des eaux

abondantes en vue d'appuyer les cours d'eau durant les périodes de basses eaux. De telles modifications du régime hydraulique ont pour effet de réduire les surfaces inondées et limitent ainsi les échanges avec certains aquifères alluviaux ou avec les zones hyporhéiques (Ward & Stanford 1995).

Par ailleurs ces stockages ainsi que les nombreux prélèvements nécessaires aux activités humaines réduisent les volumes en eaux des rivières et par conséquent réduisent la capacité d'accumulation énergétique de celui-ci, entraînant des échauffements plus rapides et plus importants (Poole & Berman 2001).

Modifications morphologiques

L'adaptation des cours d'eaux pour les besoins humains se traduit aussi par la modification des caractéristiques morphologiques des cours d'eau. On peut citer par exemple les détournements de portions de bief, la mise en place de digues, le creusement du lit pour des exploitations minières, etc. Toutes ces modifications morphologiques peuvent influencer, d'une part sur la modification du régime hydrologique, mais également sur les échanges nappes-rivières (Steiger et al. 1998). Enfin le creusement du lit sous l'effet d'extraction des gravières ou d'exploitations minières ainsi que la construction de digues réduit la fréquence des échanges au niveau de la plaine d'inondation, pouvant ainsi couper le cours d'eau de certains apports sub-surfaciques (Wyzga 1993).

Modification de la végétation

La végétation joue un rôle important dans la réduction des échanges thermique eau-atmosphère comme exposé précédemment. Ainsi la réduction de cette végétation entraîne une plus grande amplitude thermique au niveau du cours d'eau, mais peut également avoir d'autres conséquences. Parmi ces dernières, celle qui semble la plus importante est la modification morphologique résultante des apports de sédiments qui ne sont plus stoppés par la végétation des rives, entraînant généralement un élargissement et une élévation du lit (Knapp & Matthews 1996; Sidle & Sharma 1996). Par ailleurs cet apport de sédiments généralement plus fin que ceux du lit naturel modifie également les échanges conductifs à l'interface sol-eau et peuvent réduire les échanges avec les nappes profondes (Schälchli 1992). Enfin, cette modification de la morphologie du lit influence notablement le régime hydrologique avec les conséquences que cela implique (voir précédemment).

2.3.3 Autres facteurs

De nombreux autres facteurs peuvent influencer le régime thermique d'un cours d'eau. Parmi ceux qui impactent le régime thermique de la Garonne, nous pouvons citer les rejets d'effluents industriels. Ainsi Wright et al ont montré que les impacts tant thermiques que biologiques des rejets industriels dans la rivière Missouri étaient comparables aux impacts attendus des changements climatiques (Wright et al. 1999). Une étude plus complète, réalisée par Langford a établi la liste de nombreux effets des rejets thermiques et leurs impacts sur la continuité écologique des cours d'eau du fait des modifications physiques, chimiques et biologiques induites (Langdon 1990). Pourtant la présence de rejets d'effluents thermiques industriels peut avoir peu d'impacts dans certains cas. Ainsi Travade et Carry ont montré que les rejets de la CNPE de Golfech durant la canicule de 2003 (période potentiellement propice à révéler les effets de ces rejets) avaient eu très peu ou pas d'impact (Travade & Carry 2008).

Enfin, dans le cas de cours d'eau peu importants, on note une influence de la composition du lit de la rivière. En effet suivant le matériau qui le compose (graviers, rochers, alluvions.), les variations diurnales peuvent être différentes. Ainsi Johnson a montré que dans le cas d'un lit avec affleurement de roche, l'écart entre les minimums et

maximum journaliers de température de l'eau étaient dix fois plus important que dans le cas d'un fond alluvionnaire (Johnson 2004).

2.4 Traitement des données manquantes

L'un des sujets récurrents de toute étude scientifique basé sur l'utilisation de données issues de stations de mesures est le sujet des données manquantes. Vandalismes, panne des instruments, problèmes informatiques ou erreurs des techniciens sont autant de sources de données erronées ou non mesurées dans les chroniques. Depuis une trentaine d'années, le traitement des données manquantes a fait de gros progrès et de nombreuses méthodes dédiées ont vu le jour. Ces méthodes sont classés en deux ensembles : les méthodes de reconstitution des données basées sur les propriétés intrinsèques des chroniques et les méthodes basées sur l'utilisation des données externes. La deuxième méthode est préférentiellement utilisée, notamment dans le cas où l'on dispose de données provenant d'une ou plusieurs autres stations de mesures du paramètre dont la chronique est incomplète (Teegavarapu & Chandramouli 2005).

Méthodes basées sur les propriétés des chroniques

La méthode la plus simple, généralement utilisée en dernier recours, consiste à remplacer les données manquantes par la moyenne des données disponibles. Cette méthode présente le gros désavantage de réduire significativement la variance de la série (Salas et al. 1980). L'utilisation de moyennes périodiques permet de réduire cet effet.

Parmi les autres méthodes disponibles, on peut citer les méthodes basées sur la recherche de vraisemblance au sein des séries. Par exemple, la méthode de Bruce et Clark consiste à ordonner les séries annuelles disponibles par rang décroissant et à calculer un rang ajusté pour la série à compléter à l'aide de la formule suivante :

$$m_a = m_b + \frac{t - m_b}{n - m_b} (m - m_b) \quad (2.1)$$

Où m et m_b sont les rangs originaux et de base, m_a le rang ajusté et t le nombre total d'années (y compris celle avec données manquantes) et n le nombre de séries annuelles complètes. Les valeurs manquantes peuvent alors être estimées par interpolation linéaire en utilisant le rang ajusté.

Plus récentes, les méthodes de recherche des plus proches voisins (méthodes k-NN pour k-Nearest Neighbours) permettent généralement d'obtenir de bons résultats. Ces méthodes consistent à déterminer des sous-ensembles de données dont la dynamique est proche de celle avec données manquante et à utiliser une combinaison linéaire de ces sous-ensembles pour estimer les données manquantes. Cette méthode qui présente l'avantage d'être rapide, fournit de bons résultats pour l'estimation de données hydrologiques et climatiques (Young 1994; Buishand & Brandsma 2001; Yates et al. 2003), mais nécessite de nombreuses données et ne peut que reproduire la dynamique des données utilisées lors de la phase de calibration.

Les deux dernières approches retenues sont plus robustes, mais plus difficile à mettre en place. La première consiste à utiliser les modèles statistiques paramétriques de types autorégressifs et à moyennes mobiles (ARMA) et la seconde les modèles de type réseau de neurones à mémoires. Ces modèles sont détaillés au paragraphe 2.5.4. Les résultats obtenus à l'aide de ces méthodes présentent l'avantage d'être capable de bonnes reproduction et prédictions (Tang et al. 1996; Teegavarapu & Chandramouli 2005).

Méthodes utilisant des données externes

Dans le cas où la variable est prédite de manière concluante à l'aide de données provenant de mesures de paramètres différents ou du même paramètre mais provenant d'une station différente, il est judicieux d'utiliser ces données pour estimer les données manquantes plutôt que d'utiliser les méthodes décrites précédemment. En particulier dans le cas où des mesures du même paramètre sont disponibles pour une ou plusieurs stations de mesures peu éloignées géographiquement, les données de ces stations sont généralement corrélées avec les données disponibles de la série à compléter. On estime alors les données manquantes à partir des données des autres stations. Parmi les méthodes disponibles pour effectuer ces estimations, on peut citer la méthode du ratio normalisé utilisée par le U.S. National Weather Service (Chow 1964) :

$$y_t = \frac{\mu_y}{m} \sum_{i=1}^m \frac{x_t^i}{\mu_x^i} \quad (2.2)$$

Avec y_t la donnée à estimer à l'instant t , μ_y la moyenne de la chronique avec données manquante, x_t^i la valeur à l'instant t de la i -ième chronique complète de moyenne μ_x^i et m le nombre de chronique complète utilisée.

Actuellement, les méthodes utilisées sont souvent de type régressions linéaires multiples (Liu et al. 2004), analyses en composantes principales (Tang et al. 1996), notamment dans le cas où les données disponibles posent problème pour les régressions linéaires multiples (multicolinéarité par exemple), ou encore les modèles de réseau de neurones.

2.5 Etude statistique

La description et l'étude de phénomène à partir d'outils statistiques semblent remonter à l'apparition des premières structures sociales. Bien plus tard, au XVIII^e siècle, l'approche prévisionnelle des statistiques est apparue avec la construction des premières tables de mortalités. De nos jours les statistiques sont largement utilisées et dans de nombreux domaines (physique, biologie, sociologie, psychologie, etc.) pour la détermination de phénomènes notamment par l'utilisation d'analyses multidimensionnelles. Ce type d'analyse qui utilise le croisement de séries de données de grandes tailles et de types différents a été permis grâce à l'avènement de l'informatique¹¹. L'analyse multidimensionnelle permet de mettre en évidence les liens pouvant exister entre différentes données et à en extraire les composantes principales.

La compréhension du régime thermique d'un cours d'eau passe par l'étude des facteurs qui participent à l'évolution de la température. Pour cela une étude statistique mettant en évidence les relations entre ces facteurs et la température de l'eau est primordiale en amont de toute autre étude. De nombreux outils statistiques existent et sont couramment utilisés dans la littérature dans le but de déterminer les variables prédictives essentielles des phénomènes. Parmi ceux-ci, les études de corrélations et de régressions permettent dans un premier temps de mettre en évidence les facteurs primordiaux. Dans un deuxième temps, il est intéressant d'étudier la pertinence d'estimateurs statistiques de la température d'un cours d'eau au moyen des variables prédictives mises en évidence afin de préciser leurs influences respectives. Par ailleurs, il est souvent possible de relier les coefficients des estimateurs ainsi déterminés à des paramètres de modèles de type déterministes et ainsi aider au calage de ces modèles.

¹¹ Source Wikipedia

2.5.1 Brefs rappels de statistique

Statistique descriptive

Dans le cadre d'une étude de chroniques de données issues de campagnes de mesures, le nombre de données à traiter est souvent très important. Afin de pouvoir aisément dégager des tendances générales, ou étudier des caractères particuliers au sein de ces séries, on utilise une branche des statistiques appelée statistique descriptive. Cette approche est largement répandue et souvent implicitement utilisée. Citons l'exemple classique de la moyenne générale d'un élève. Il s'agit d'une description simple permettant de juger rapidement du niveau de cet élève. Juger du niveau de cet élève par le biais de cette variable descriptive est bien plus aisé et rapide que l'étude de la chronique complète des notes obtenues dans chaque matière. L'approche de la statistique descriptive consiste donc à condenser l'information d'une chronique de données en un jeu de variables descriptives le moins grand possible. Dans le cadre qui nous intéresse, les chroniques de données mesurées, les variables descriptives usuellement utilisées sont les moyennes temporelles (journalières, annuelles, etc.) qui permettent de dégager rapidement les tendances générales d'évolution en lissant le caractère souvent aléatoires de ces chroniques. Dans le cas de phénomènes sujets à des variations saisonnières (typiquement des chroniques de températures par exemple), il est également intéressant d'étudier les moyennes saisonnières ou mensuelles.

Enfin, un autre intérêt de la statistique descriptive est de pouvoir s'affranchir de certaines erreurs de mesures. Dans le cadre de cette étude, des données de mesures de températures de l'eau ont été utilisées présentant en certains points des valeurs de températures égales à zéro ou supérieures à 35 °C. Ces erreurs reflétaient simplement le fait que la sonde était hors de l'eau. Travailler sur l'évolution des minima ou maxima des chroniques de données aurait alors été une erreur puisque ces erreurs de mesures ressortaient comme des extremums sur les chroniques. L'utilisation de centiles permet de s'affranchir de ce genre de problème. Les centiles sont les 99 valeurs qui divisent l'ensemble des données en classes d'effectif égal. Ainsi le p-ième centile est défini en statistique par :

$$P(X \leq x) \geq \frac{p}{100} \quad (2.3)$$

où x est la valeur du p-ième centile, X la variable aléatoire et $P(X \leq x)$ la probabilité que X soit inférieur à x . Ainsi le 95^{ème} centile est la valeur qui est supérieure à 95 % des valeurs de l'ensemble des données.

Tests d'hypothèses

Généralités

En statistiques, un test d'hypothèses consiste à étudier la pertinence statistique d'une hypothèse, appelée hypothèse nulle, par le calcul de la probabilité statistique que cette hypothèse soit vraie. Un test statistique se déroule généralement de la manière suivante :

Etape 1 : énoncé de l'hypothèse nulle (appelée également hypothèse H_0) et de l'hypothèse alternative (ou H_1).

Etape 2 : Détermination et calcul d'une variable de décision adaptée

Etape 3 : Calcul de la probabilité en supposant H_0 vraie d'obtenir une valeur de la variable de décision au moins aussi grande que la valeur de la statistique associée. Cette valeur est appelée p-value.

Etape 4 : Choix d'un risque α (appelé risque de première espèce) en dessous duquel on rejette H_0 . Usuellement le risque 5 % est utilisé.

Etape 5 : Rejet ou acceptation de l'hypothèse H_0 en fonction de la p-value obtenue à l'étape 3. L'hypothèse H_0 est acceptée si la p-value est plus grande que α , rejetée sinon.

Calculer la p-value revient à calculer l'aire sous la courbe de la densité de probabilité correspondant à la valeur de la variable de décision. En fonction du type de l'hypothèse alternative, le calcul de la p-value sera différent. On distingue ainsi deux classes de tests, les tests unilatéraux et les tests bilatéraux. Un test est dit unilatéral si on peut spécifier une direction particulière pour l'hypothèse alternative H_1 , par exemple: $A > A_0$. Suivant le signe de l'hypothèse alternative, on dit qu'un test est unilatéral à droite ($A > A_0$) ou à gauche ($A < A_0$). Dans le cas d'un test unilatéral à droite, on calcule l'aire pour les valeurs positives seulement et réciproquement pour les valeurs négatives seulement dans le cas d'un test unilatéral à gauche.

Par opposition un test bilatéral a une hypothèse alternative de la forme $H_1 : A \neq A_0$. Dans ce cas, la p-value est égale à la somme des aires à droite et à gauche.

Exemple du test de Student

Soit t une variable qui suit une loi de distribution de Student à N degrés de liberté. La densité de probabilité de la loi de Student est définie par:

$$f_T(t, k) = \frac{1}{\sqrt{k\pi}} \frac{\Gamma\left(\frac{k+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{k}{2}\right)} \frac{1}{\left(1 + \frac{t^2}{k}\right)^{\frac{k+1}{2}}} \quad (2.4)$$

Avec Γ la fonction Gamma d'Euler et k le nombre de degrés de liberté.

Dans le cas d'un test bilatéral, on obtient alors la p-value correspondant à la valeur de t du test en calculant les aires sous la courbe de densité de probabilité à droite et à gauche (voir Figure 2.1).

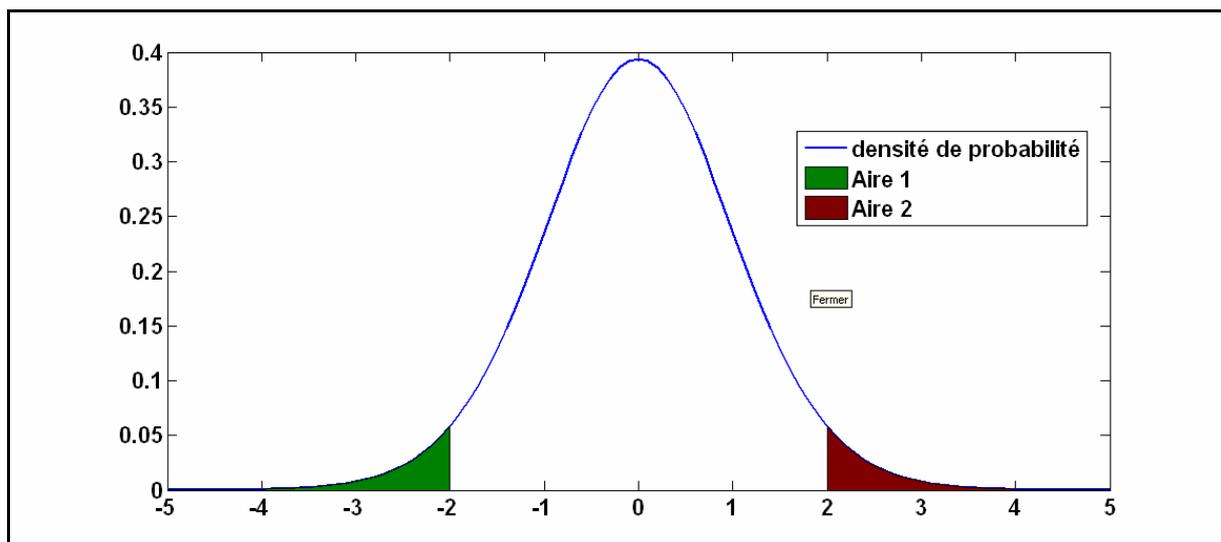


Figure 2.1 : visualisation graphique de la p-value bilatérale pour $t = 2$ et $k = 20$

On peut aussi utiliser la fonction de répartition de la loi de Student pour calculer la p-value. En effet, la fonction de répartition étant l'intégrale de la fonction de densité on a donc :

$$p = F_T(-|t|, N - 2) + 1 - F_T(|t|, N - 2) \quad (2.5)$$

Où F_T est la fonction de répartition de la loi de Student :

$$F_T(x, k) = \int_{-\infty}^x f_T(t, k) dt \quad (2.6)$$

Type de tests

On distingue de nombreux types de tests statistiques. Ceux-ci peuvent être classés selon leur finalité (tests de conformité, tests d'adéquation, etc.), le type et le nombre de variables (tests univariés ou multivariés) ou l'existence d'hypothèses a priori sur la distributions des données (test paramétriques). Pour plus d'information, se reporter à (Escofier & Pages 1997), (Veysseyre 2002) ou tout autre bon manuel de statistiques.

2.5.2 Etude des tendances

Afin de déterminer les facteurs potentiellement reliés à l'évolution du régime thermique d'un cours d'eau (et de manière général à tout phénomène), une étude préliminaire consiste à effectuer des analyses en tendances de certaines descriptions statistiques des différents paramètres. Les analyses de tendances au moyen de tests statistiques permettent de dégager les composantes principales (linéaires ou non) des séries chronologiques. Plusieurs tests sont usuellement utilisés dans la littérature : recherche de tendances présumées par Anova (Analyze of Variance), test de Wilcoxon, Mann-Whitney, etc. Dans les études portant sur des séries météorologiques ou hydrologiques, les deux tests les plus utilisés pour la détection de tendances monotones sont les tests non paramétriques de Mann-Kendall et du rho de Spearman. Yue et al (Yue et al. 2002) ont consacré un article à l'étude de la robustesse de ces deux tests. Cette étude a montré que la robustesse de ces tests dépend de nombreux facteurs tels que la taille, la distribution et la variance de l'échantillon ainsi que la pente de la tendance et le niveau de significativité recherché. Yue et al ont aussi rapporté que bien que produisant des résultats similaires, le test de Mann-Kendall est préférentiellement utilisé depuis la parution de l'article de Hirsch et al (Hirsch et al. 1982).

Test de Mann-Kendall

Le test de Mann-Kendall est un test non-paramétrique basé sur la statistique S définie par :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (2.7)$$

Avec n le nombre d'observations de la série et x_j les valeurs de la série.

L'hypothèse nulle (H_0) de ce test est l'indépendance des X_j et leur identique distribution. A l'opposé, l'hypothèse alternative (H_1) est la présence d'une tendance au sein de la série.

Mann & Kendall ont rapporté que pour $n \geq 8$, la statistique S suit approximativement une loi normale d'espérance nulle et de variance:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t_i i(i-1)(2i+5)}{18} \quad (2.8)$$

Où t_i est le nombre de valeurs égales à la valeur d'indice i .

Le test statistique normalisé Z est alors calculé par :

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (2.9)$$

Test du rho de Spearman

Le test du rho de Spearman est un autre test non paramétrique basé sur la corrélation statistique entre les rangs des valeurs de la série triées par ordre croissant et les rangs des valeurs triées par ordre chronologique. La statistique D du test est définie par :

$$D = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n [R(x_i) - i]^2}{n(n^2 - 1)} \quad (2.10)$$

Avec $R(x_i)$ le rang de la i -ème observation (son indice dans la série ordonnée par ordre croissant en x_i) et n le nombre d'observations.

Sous hypothèse nulle, la distribution de D est asymptotiquement normale, d'espérance nulle et de variance:

$$V(D) = \frac{1}{n-1} \quad (2.11)$$

Le test statistique normalisé Z_{SR} est alors calculé par :

$$Z = \frac{D}{\sqrt{\text{Var}(D)}} \quad (2.12)$$

Conclusions des tests de Mann-Kendall et rho de Spearman

Les deux tests précédents reposent sur la normalité de leurs statistiques associées en cas d'acceptation de l'hypothèse nulle. Le calcul de la p-value se fait donc de manière identique en utilisant la fonction de densité de la loi normale :

$$p = 0.5 - \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{|z|} e^{-t^2/2} dt \quad (2.13)$$

On rejette alors généralement l'hypothèse nulle pour $p < 0.05$ (intervalle de confiance à 95 %)

2.5.3 Etude des corrélations

Les analyses de tendances permettent aisément de dégager des similitudes dans les évolutions respectives des variables. Ainsi si l'on cherche à déterminer quelles sont les variables explicatives potentielles de l'évolution d'une variable à estimer présentant une tendance significative, on retiendra les variables qui présentent elles aussi des tendances significatives.

L'étude des facteurs de corrélation permet alors de préciser la détermination des variables explicatives parmi les variables issues de ce premier tri. Cette étude est nécessaire car bien qu'un grand nombre de modèles présent dans la littérature soient basés sur une simple relation entre température de l'eau et températures de l'air, d'autres paramètres peuvent avoir une influence sur le régime thermique d'un cours d'eau. Dans certains cas par exemple, l'influence des débits est non négligeable (Moatar & Gailhard 2006; Ahmadi-Nedushan et al. 2007). Par ailleurs, d'autres paramètres peuvent limiter l'importance de la corrélation entre les températures de l'air et de l'eau : couverture végétale, influence du vent (abrité ou non), apports des nappes, effets de réservoirs ou apports artificiels de chaleur (rejet industriels) (Erickson & Stefan 2000). C'est pourquoi il est important avant toute chose d'étudier les corrélations entre les différents paramètres à notre disposition et la température de l'eau, dans la globalité mais aussi la variabilité de ces corrélations en fonction du temps (variabilité saisonnière, mensuelle, etc.)

Facteur de corrélation de Bravais-Pearson

Pour étudier ces corrélations, deux méthodes prédominent. La première consiste à calculer les facteurs de corrélations entre les données du paramètre étudié et les données de températures de l'eau à estimer, par exemple au moyen du facteur de corrélation de Bravais-Pearson r_p (Pearson 1920) :

$$r_p = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2.14)$$

Ce coefficient varie de -1 à 1 et permet de traduire à la fois le poids de la corrélation (plus r_p est proche de 1 en valeur absolue, plus les variables sont corrélés) et le sens de variation relative entre les variables (signe de r_p).

Il est important de pouvoir juger de la pertinence des résultats obtenus. En effet il arrive que des bonnes valeurs de corrélations puissent être obtenues du fait du hasard, sans réelle corrélation entre les variables. Pour cela, il est nécessaire d'effectuer un test d'hypothèse avec les hypothèses suivantes (Scherrer 1984) :

Hypothèse nulle ou H_0 : pas de réelle corrélation entre X et Y ($r_p = 0$).

Hypothèse alternative ou H_1 (bilatérale) : corrélation entre X et Y ($r_p \neq 0$).

Pour tester ces hypothèses, on peut effectuer un test de Student, où la variable auxiliaire t suit une loi de distribution de Student à $N-2$ degrés de libertés :

$$t = \frac{r_p \sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r_p^2}} \quad (2.15)$$

Pour pouvoir appliquer ce test, il faut réunir trois conditions :

- X et Y sont des variables quantitatives
- La distribution conjointe des deux variables est bi-normale
- Les observations sont indépendantes

La conclusion de ce test se fait alors au moyen du calcul de la p-value associée, telle que définie au paragraphe 2.5.1 (exemple du test de Student).

Etude de la pente de régression linéaire

La deuxième méthode consiste à calculer les facteurs de la régression linéaire entre le paramètre étudié et les températures de l'eau ainsi que le coefficient de détermination R^2 de cette régression. Cette méthode est aussi appelée analyse de régression dans la littérature. Une régression linéaire est de la forme :

$$y_i = Ax_i + B \quad (2.16)$$

Où A est la pente de la relation entre y et x et B l'ordonnée à l'origine. L'importance de la corrélation entre y et x est alors quantifiée par le coefficient de détermination R^2 de cette régression, défini par :

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2} \quad (2.17)$$

Ce coefficient varie entre $-\infty$ (absence de corrélation) et 1 (corrélation parfaite). On a alors accès grâce à cette méthode à une information de plus que dans le cas du calcul du facteur de corrélation de Bravais-Pearson, la pente de la relation entre les variables (son signe permet de retrouver le sens de variation relative).

Ainsi à l'aide de l'une ou l'autre de ces méthodes, la détermination des facteurs influents permet de sélectionner ceux à utiliser pour la mise en place de modèles d'estimation ou de simulation de la température de l'eau adaptés au contexte de notre étude.

2.5.4 Modèles statistiques

Une fois les variables explicatives déterminées, des estimateurs de la température peuvent être calculés et leur pertinence étudiée grâce à des critères adaptés (voir fin de cette partie). Parmi ces estimateurs, ceux couramment utilisés pour l'estimation de la température de l'eau sont les modèles de régressions. Deux principaux types sont couramment utilisés, les modèles de types régressions linéaires et les modèles de régressions non linéaires.

Régressions linéaires

Les modèles de régressions linéaires sont les plus simples à utiliser. Il s'agit de calculer des estimateurs de la forme :

$$\hat{Y}_i = \sum_{j=1}^N a_j X_{ij} + a_0 \quad i=1,n \quad (2.18)$$

Où n est le nombre de données pris en compte, N le nombre de paramètres explicatifs, Y_i est la i -ème donnée estimée, X_{ij} la i -ème donnée de la j -ème variable explicative, (a_0, a_1, \dots, a_N) les coefficients de la régression.

L'erreur commise ou résidu que l'on cherche à minimiser est noté ε_i :

$$Y_i = \hat{Y}_i + \varepsilon_i \quad (2.19)$$

L'optimisation de tels estimateurs est effectuée par la méthode des moindres carrés, qui est une méthode éprouvée (élaborée indépendamment par Legendre en 1805 et Gauss en 1809).

De tels modèles sont encore couramment utilisés (Pilgrim et al. 1998; Erickson & Stefan 2000; Marcé & Armengol 2008; Sahoo et al. 2009) et obtiennent d'assez bon résultats.

De la même manière que pour les corrélation, il convient de vérifier la signification des coefficients (a_0, a_1, \dots, a_N) obtenus. Pour cela on effectue pour chaque paramètre un test de Student sur pour chacun d'eux sous les hypothèses suivantes :

$$H_0 : a_i = 0$$

$$H_1 : a_i \neq 0$$

Pour calculer les t-values du test de Student, il faut d'abord calculer les écart-types correspondant à chaque coefficient. Pour cela il faut calculer la matrice de variance-covariance de la régression :

$$\hat{\Sigma}_a = \hat{\sigma}_\varepsilon^2 (M_X^T \cdot M_X)^{-1} \quad (2.20)$$

Avec :

$$\hat{\sigma}_\varepsilon^2 = \frac{\sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2}{n - N}$$

$$M_X = \begin{pmatrix} 1 & X_{11} & \cdots & \cdots & X_{N1} \\ \vdots & \vdots & \ddots & & \vdots \\ \vdots & \vdots & & \ddots & \vdots \\ 1 & X_{1n} & \cdots & \cdots & X_{Nn} \end{pmatrix}$$

On a alors accès aux valeurs des écarts types correspondant à chaque coefficient sur la diagonale de la matrice de variance-covariance :

$$diag(\hat{\Sigma}_a) = (\hat{\sigma}_{a_0}^2, \hat{\sigma}_{a_1}^2, \dots, \hat{\sigma}_{a_N}^2) \quad (2.21)$$

Une fois les valeurs des écart-types obtenus, on calcule les t-values en divisant les valeurs des coefficients obtenus par l'écart-type correspondant :

$$t_i = \frac{\hat{\sigma}_{a_i}}{a_i} \quad (2.22)$$

Les p-values correspondantes sont alors calculées par la méthode détaillée au paragraphe 2.5.1 (exemple du test de Student) et conclure sur la significativité des paramètres.

Régressions non linéaires

Si les modèles de régressions linéaires sont couramment utilisés, ils reposent sur l'hypothèse que les relations entre variable à estimer et variables explicatives restent dans le domaine linéaire. Or Mohseni et Stefan (Mohseni & Stefan 1999) ont montré que si la gamme de température de l'air de la chronique étudiée comporte des valeurs élevées (typiquement supérieures à 20 °C) la relation entre température de l'eau et température de l'air sort du domaine linéaire. Les modèles de régressions linéaires sont alors beaucoup moins adaptés. Pour pallier à cela, un modèle de régression non linéaire a été développé par Mohseni et al. (Mohseni et al. 1998). Ce modèle traduit la relation en S de la dépendance entre température de l'air et température de l'eau, appliquée à des moyennes hebdomadaires. Le modèle se présente sous la forme suivante :

$$T_w = \mu + \frac{\alpha - \mu}{1 + e^{\gamma(\beta - T_a)}} \quad (2.23)$$

Où T_w est la température de l'eau (°C), T_a la température de l'air (°C), μ la température de l'eau minimale estimée (°C), α la température de l'eau maximale estimée (°C), γ la valeur maximale de la pente de la fonction et β la température de l'air au point d'inflexion (°C). La Figure 2.2 représente de manière schématique la fonction logistique définie ci-dessus et ainsi que ses paramètres.

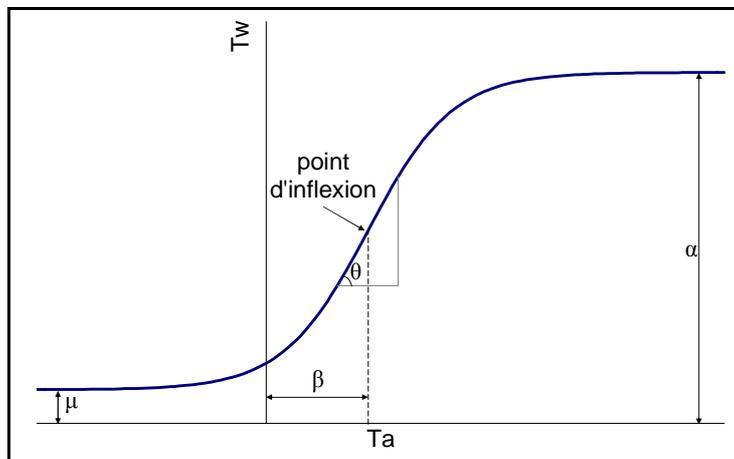


Figure 2.2 : Représentation schématique de la fonction logistique et de ses paramètres

Modèles stochastiques

Généralités

Une autre approche pour étudier des régimes de températures consiste en une représentation stochastique des chroniques de données. Cette représentation repose sur la décomposition de la série de données en deux composantes d'échelles de temps et de nature différentes. La première composante, appelée composante annuelle ou saisonnière est une fonction déterministe et périodique, qui traduit la variation à long terme des températures. La deuxième, appelée composante à court terme ou résidus de la fonction périodique, traduit les variations journalières de la température par rapport à sa variation saisonnière. Ainsi l'estimateur de la température recherché $\hat{T}(t)$ est de la forme:

$$\hat{T}(t) = TA(t) + R(t) \quad (2.24)$$

Où $TA(t)$ est la composante périodique et $R(t)$ les résidus. Cette approche est utilisée pour estimer des températures de l'eau mais aussi des températures de l'air. Nous ne détaillerons ici que l'utilisation pour estimer des températures de l'eau.

La composante périodique permet d'expliquer jusqu'à 95 % de la variance pour des températures de l'eau et 80 % de la variance pour des températures de l'air (Kothandaraman 1971). Elle est généralement calculée à l'aide de la décomposition en série de Fourier, par exemple sous la forme suivante :

$$TA(t) = \frac{A_0}{2} + \sum_{k=1}^n \left\{ A_k \cos \left[(t-j-1) \frac{2k\pi}{N} \right] + B_k \cos \left[(t-j-1) \frac{2k\pi}{N} \right] \right\} \quad (2.25)$$

En règle générale un ou deux harmoniques sont suffisantes pour décrire des tendances à long terme et l'adjonction d'un troisième harmonique n'apporte que de faibles améliorations (Kothandaraman 1971). L'utilisation seule du premier harmonique permet d'ailleurs une représentation des variations cycliques des températures de l'air et de l'eau avec peu de pertes. Le but de cette décomposition est d'obtenir des résidus quasi-stationnaires (car exempts de composantes périodiques) sur lesquels on peut appliquer des outils statistiques robustes, qui nécessitent de disposer de données stationnaires.

La deuxième composante est de nature stochastique. La méthode usuellement utilisée dans les publications récentes pour déterminer cette composante est la méthode de Box-Jenkins (Box et al. 1976) mais d'autres approches peuvent être utilisées telles que des régressions multiples (Kothandaraman 1971) ou des processus de Markov (Cluis 1972). Dans tous les cas, le calcul du résidu à l'instant t est fonction des résidus des températures de l'eau aux instants précédents ainsi que des résidus des températures de l'air :

$$R_w(t) = f(R_w(t-1), R_w(t-2), \dots, R_a(t), R_a(t-1), \dots) \quad (2.26)$$

Où $R_a(t)$ est le résidu de la température de l'air à l'instant t , calculé en soustrayant la composante annuelle $TA_a(t)$ à la chronique des données de température de l'air.

Estimation des résidus

Régressions multiples

Cette méthode repose sur la prise en compte des corrélations partielles entre températures de l'air et températures de l'eau. Les résidus de la température de l'eau au

jour t sont modélisés par une régression linéaire multiple ayant pour paramètre les valeurs des températures de l'air du jour t et des k jours précédents (Kothandaraman 1971; Caissie et al. 1998):

$$R_w(t) = \sum_{i=0}^k A_i R_a(t-i) \quad (2.27)$$

avec A_i le i -ème coefficient de la régression linéaire multiple.

Kothandaraman a montré que les résidus de la températures de l'air pour des délais allant jusqu'à 2 jours sont significatifs (Kothandaraman 1971).

Processus de Markov d'ordre 2

Dans le cadre de cette méthode, les résidus de la température de l'eau sont modélisés par un processus de Markov d'ordre 2 (Cluis 1972) augmenté d'un terme linéaire sur les résidus des températures de l'air. La forme générale du modèle complet est donc :

$$R_w(t) = A_1 R_w(t-1) + A_2 R_w(t-2) + K R_a(t) \quad (2.28)$$

où $A_1 = R_1(1-R_2)/(1-R_1^2)$ et $A_2 = (R_2 - R_1^2)/(1-R_1^2)$ avec R_1 et R_2 le coefficients d'autocorrélation pour des délais de 1 et 2 jours. K représente le coefficient de régression linéaire entre les résidus issus du processus de Markov et les résidus de la température de l'air après retrait de la composante saisonnière. Ce coefficient est aussi nommé coefficient d'échange thermique dans la littérature et se calcule par optimisation car il dépend de nombreux paramètres tels que la couverture végétale, la hauteur d'eau, etc.

Méthode de Box-Jenkins

Les deux méthodes précédentes reposent sur la prise en compte des corrélations au sein d'une des séries de températures seulement. Une troisième méthode permet de prendre en compte simultanément les deux effets, la méthode de Box-Jenkins ((Box et al. 1976; Caissie et al. 1998; Ahmadi-Nedushan et al. 2007) et ses formes dérivées (ARMAX, PARMAX, etc.)

La formulation générale du modèle de Box-Jenkins utilisée dans la littérature est la suivante :

$$R_w(t) = \frac{\zeta_0}{1 - \alpha_1 B} R_a(t) + \frac{a(t)}{1 - \Phi_1 B} \quad (2.29)$$

Avec B l'opérateur de retard défini par $B(R_w(t)) = R_w(t-1)$, ζ_0 , α et Φ les coefficients optimisés du modèle et $a(t)$ une chronique de bruit blanc de moyenne nulle et de variance σ_a^2 . Pour plus d'information sur la méthode de construction d'un tel modèle se reporter à Box et al, 1976.

Evolutions des modèles stochastiques

Dans les études récentes, on trouve de très nombreuses appellations de modèles stochastiques de la forme AR, ARX, ARMA, ARIMAX, PARX, SARIMA, etc. Il convient de se pencher sur cette nomenclature. La présence des lettres AR dans le sigle d'un modèle signifie la présence d'une composante autorégressive de la forme :

$$(1 + a_1 B + \dots + a_k B^p) X(t) = \varepsilon(t) \quad (2.30)$$

Avec B l'opérateur de retard défini tel que défini plus haut et $B^p(R_w(t)) = R_w(t - p)$, p l'ordre du modèle et ε l'erreur résiduelle.

De manière équivalente, les initiales MA traduisent la présence d'une composante à moyenne mobile :

$$X(t) = (1 + a_1 B + \dots + a_q B^q) \varepsilon(t) \quad (2.31)$$

où q est l'ordre du modèle. La combinaison des deux donne donc un modèle ARMA(p,q). Ces modèles ne prennent en compte que les états passés de la variable à estimer (composante AR) ainsi que ceux des résidus (composante MA).

Une des évolutions apportées aux modèles ARMA est la prise en compte de variables exogènes, traduit par l'initiale X (exogenous). Ainsi le processus de Markov d'ordre 2 peut être qualifié de modèle ARX d'ordre 2. Toutefois il convient de noter que les coefficients de la composante autorégressive sont calculés à partir des autocorrélations alors que dans les modèles ARX, ces coefficients sont optimisés tout comme le coefficient de régression avec la variable exogène. Enfin la présence des initiales P (Periodic) ou S (Seasonal) introduites plus récemment dans la littérature traduit la prise en compte de composantes périodiques et / ou saisonnières et l'initiale I (Integrated) traduit que le modèle effectue au préalable une ou plusieurs différenciations de la variable à estimer (dans le but d'obtenir une variable stationnaire) avant de calculer le modèle et que les données en sortie seront issues d'une ou plusieurs intégrations.

Réseaux de neurones artificiels

Généralités

Un réseau de neurones artificiel ou ANN (Artificial Neural Network) est un modèle mathématique inspiré de l'architecture du système nerveux des êtres vivants. Ces modèles sont capables de décrire des relations non linéaires complexes entre les valeurs d'entrées et de sorties qui leur sont appliquées. L'architecture générale d'un réseau de neurones est composée de deux couches externes (entrée et sorties) de nœuds (ou neurones) et d'un nombre défini de couches internes dites couches cachées (Figure 2.3). La couche d'entrée et les couches cachées sont souvent composées du même nombre n de nœuds, correspondant aux nombres de variables explicatives considérées. La couche de sortie est quand à elle généralement composée d'un seul neurone sauf dans le cas où on cherche à estimer un ensemble de variables. Dans le cas de l'estimation des températures de l'eau, un seul neurone en sortie est utilisé. Les flèches reliant les différents nœuds du réseau représentent les associations non linéaires qui régissent l'état du modèle. A chaque flèche est associée un poids qui va régir la formulation de l'état du neurone de sortie. L'étape de calibration d'un tel modèle consiste à associer des relations non linéaires (fonctions d'activations) à ces poids et à les optimiser par des algorithmes d'ajustement. L'un des algorithmes les plus utilisés est celui de la rétropropagation du gradient qui consiste à répercuter l'erreur obtenue en sortie (calculée à l'aide d'une fonction coût) pour chaque jeu de paramètres sur la détermination des poids. Cette méthode a pour but de converger de manière itérative vers un minimum de la fonction coût. Tout l'art de l'apprentissage repose alors sur la définition de la fonction coût afin de converger vers un minimum global et non local.

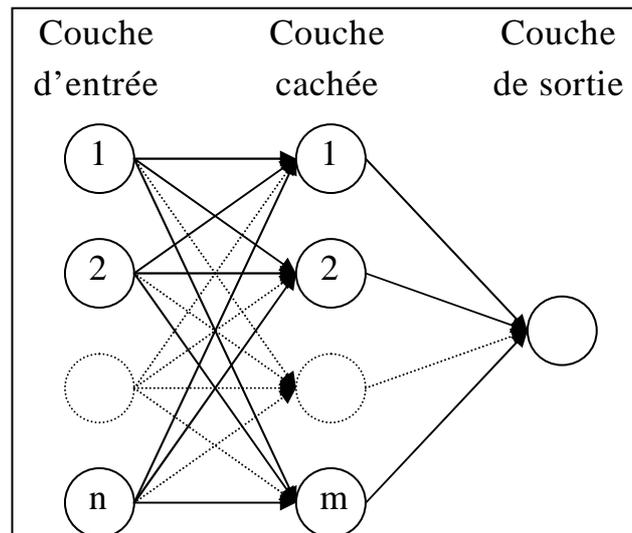


Figure 2.3 : Architecture générale d'un réseau de neurone à n variables explicatives, une couche cachée et une variable de sortie

L'architecture détaillée Figure 2.3 est une des plus simples et des plus couramment utilisées. Toutefois il est parfois nécessaire de modifier cette architecture afin d'améliorer la pertinence de l'estimation. Ainsi on trouve des réseaux de neurones présentant des couches ou des nœuds supplémentaires afin de conserver la mémoire des états précédents tel le Time Lagged Feedforward Network (Coulibaly et al. 2005) ou les réseaux récurrents tel le Elman-type recurrent neural network (Coulibaly et al. 2001), etc.

Perceptron multicouche

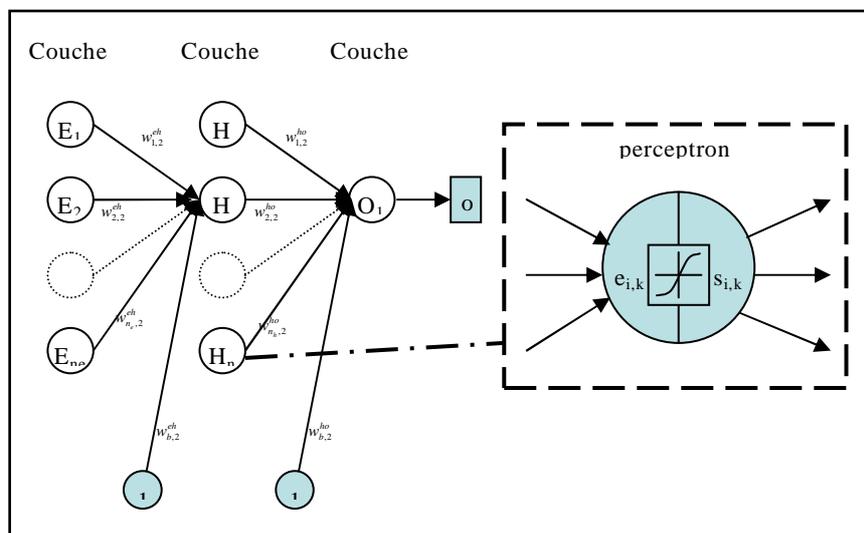


Figure 2.4 : Schéma d'un MLP à une couche cachée et sortie unique

Parmi les différents modèles de réseaux de neurones, le modèle de perceptron multicouche (MLP pour Multilayer Perceptron) est souvent utilisé. L'architecture de ce modèle est composée d'une couche de neurones d'entrée, une couche de neurones de sortie et de N couches intermédiaires, dites couches cachées. Chaque neurone j d'une couche k est relié à tous les neurones de la couche suivante et un poids $w_{i,j}^{k-1,k}$ est associé à chaque liaison (voir Figure 2.4). Le signal d'entrée $e_{i,k}$ du neurone (ou perceptron) i de la couche k est alors calculé en fonction des sorties $s_{i,k-1}$ des neurones de la couche précédente, modulées par le poids des liaisons respectives et d'un biais, souvent représenté par un neurone dont le signal de sortie est toujours fixé à 1 :

$$e_{j,k} = \sum w_{i,j}^{k-1,k} s_{i,k-1} + w_{b,j}^{k-1,k} \quad (2.32)$$

La sortie du perceptron est alors calculée au moyen d'une fonction de transfert (fonction d'activation) :

$$s_{j,k} = f(e_{j,k}) \quad (2.33)$$

Généralement la fonction d'activation est choisie non linéaire (la fonction sigmoïde par exemple), les problèmes à traiter étant généralement eux aussi non linéaires. Les signaux d'entrée et de sortie de chaque neurones sont calculés de la couche d'entrée vers la couche de sortie et le signal final o en sortie est généré.

Algorithmes d'apprentissage

La phase de calibration ou « apprentissage » consiste, à partir d'un grand nombre d'ensemble entrées-sortie, à optimiser les poids du réseau de manière à minimiser l'erreur entre les sorties fournies et les sorties produites par le modèle. Dans le cas du MLP, l'architecture ne présente pas de boucle (pas de rétro-action) donc les méthodes d'optimisation basée sur la rétropropagation de l'erreur sont applicables. Plusieurs méthodes existent telles que les méthodes de Newton, de rétropropagation du gradient, descente de gradient, etc. Parmi ces méthodes, la méthode de Levenberg-Lamarqudt présente l'avantage d'être rapide en convergence et assez simple à implémenter. Cette méthode est un mélange de la méthode de descente du gradient et de la méthode de Gauss-Newton.

La méthode de descente du gradient permet de modifier les poids à chaque itération de la manière suivante :

$$W_{i+1} = W_i - \lambda g \quad (2.34)$$

Où W_i est le vecteur composé des poids du réseau calculé à l'itération i , λ est le taux d'apprentissage et g est le gradient de l'erreur en sortie, défini par:

$$g = \frac{\Delta e}{\Delta W} \quad (2.35)$$

L'erreur en sortie e est généralement définie comme l'erreur quadratique entre sortie attendue et sortie produite par le modèle.

La méthode de Gauss-Newton est plus efficace du fait qu'elle prend en compte la dérivée partielle à l'ordre 2 du développement en série de Taylor de la fonction d'erreur :

$$e(W + \Delta W) = e(W) + g^T \Delta W + \frac{1}{2} \Delta W^T H \Delta W + o(\Delta W^T \Delta W) \quad (2.36)$$

Où $H = \frac{\delta^2 e}{\delta w^2}$ est la matrice Hessienne. La mise à jour des poids est alors calculée en utilisant cette matrice :

$$W_{i+1} = W_i - \lambda H^{-1} g \quad (2.37)$$

Le principal inconvénient de cette méthode est qu'elle nécessite beaucoup de temps de calcul et de mémoire pour calculer et stocker la matrice Hessienne.

L'algorithme de Levenberg-Marquardt (Levenberg 1944; Marquardt 1963) utilise une approximation de la matrice Hessienne à l'aide de la matrice Jacobienne :

$$H = J^T J \quad (2.38)$$

Où J est la matrice Jacobienne qui contient les dérivées partielles à l'ordre 1 de l'erreur par rapport aux poids du réseau.

Le gradient de l'erreur peut également s'écrire en fonction de la Jacobienne :

$$g = J^T e \quad (2.39)$$

Le calcul des poids à l'itération suivante est alors calculée suivant une composition des méthodes de Gauss-Newton (avec matrice Hessienne approximée) et de la descente du gradient :

$$W_{i+1} = W_i - (J^T J + \mu I)^{-1} J^T e \quad (2.40)$$

Où μ est un facteur variable ajusté au fil des itérations. Suivant les valeurs de μ cette méthode est équivalente à la méthode de Gauss-Newton (μ nul) où à la méthode de descente du gradient avec taux d'apprentissage réduit (μ grand).

Durant la réalisation de l'algorithme, la valeur de μ est réduite à chaque itération pour laquelle l'erreur produite avec les nouveaux poids est réduite et augmentée dans le cas inverse. Ceci permet d'améliorer sensiblement la convergence de l'algorithme, la méthode de Gauss-Newton étant plus rapide et précise au voisinage d'un minimum d'erreur.

Autres modèles

Modèle basé sur le concept de température d'équilibre

Cette approche repose sur la simplification de la modélisation déterministe du bilan énergétique d'un cours d'eau. La détermination du bilan thermique et de l'équation de transport de la température au sein d'un cours d'eau faisant l'objet du paragraphe 2.7, nous nous contenterons de partir du postulat suivant : en négligeant les termes diffusifs et convectifs sous l'hypothèse de faibles variations longitudinales de la température (Torgersen et al. 2001) ainsi que les transferts thermiques au niveau du lit de la rivière du fait de l'utilisation de pas de temps courts (Morin & Couillard 1990; Sinokrot & Stefan 1994), l'équation de transport thermique peut s'écrire sous la forme :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{B}{\rho_w C_w A} S_T \quad (2.41)$$

Avec T_w la température de l'eau (°C), t la variable temporelle (jours), A l'aire mouillée (m^2), B la largeur au miroir, ρ_w la densité volumique de l'eau (1000 kg.m^{-3}), C_w la chaleur spécifique de l'eau ($4.85 \times 10^{-2} \text{ W.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$) et S_T la somme des flux à

l'interface eau-atmosphère (W.m^{-2}). La somme des flux est une fonction des paramètres météorologiques tels que la température de l'air, le flux solaire incident, la vitesse du vent, etc. Pour le détail des flux, voir paragraphe 2.7.3, Mohseni et Stefan (Mohseni & Stefan 1999) ou encore Caissie et al (Caissie et al. 2005; Caissie et al. 2007).

Des études ont montré que la somme des flux (S_T) de l'équation (2.41) peut être exprimée sous une forme plus simple en introduisant le concept de température d'équilibre (Edinger et al. 1968; Morin & Couillard 1990). La température d'équilibre est définie comme la température pour laquelle le bilan des flux est nul ($S_T(T_e) = 0$ où T_e est la température d'équilibre ($^{\circ}\text{C}$)). Si une telle température est calculable, le bilan des flux s'écrit :

$$S_T = K(T_e - T_w) \quad (2.42)$$

Où K est un coefficient d'échange thermique ($\text{W.m}^{-2}.\text{C}^{-1}$) et l'équation (2.41) peut alors être réécrite sous la forme :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{BK}{\rho_w C_w A} (T_e - T_w) \quad (2.43)$$

La température d'équilibre est fonction des paramètres météorologiques (car dérivant de la somme des flux). Pourtant Mohseni et Stefan (Mohseni & Stefan 1999) ont montré que dans les régions tempérées on peut postuler que la température d'équilibre est fortement et linéairement reliée à la température de l'air. En utilisant cette hypothèse, et en approximant le rapport B/A par $1/h$ où h est la hauteur d'eau (m) on simplifie l'équation (2.43) sous la forme :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{K'}{h} (a_1 T_a + a_2 - T_w) \quad (2.44)$$

Avec a_1 et a_2 les coefficients de la régression linéaire de la température d'équilibre par la température de l'air et $K' = K/(\rho_w C_w)$ le coefficient d'échange thermique modifié (s^{-1}).

Modèles divers

Pour terminer nous pouvons citer deux autres méthodes non paramétriques dont on trouve l'application dans des publications récentes. La première est la méthode k-NN (k-Nearest Neighbours) qui consiste à déterminer parmi une base de couples entrée-sortie, dite base d'apprentissage, les k échantillons dont les entrées sont les plus proches de la nouvelle entrée x . La nouvelle sortie est alors calculée à partir des sorties correspondantes à ces k échantillons. Enfin Sahoo et al (Sahoo et al. 2009) ont utilisé des méthodes issues des systèmes dynamiques non linéaires et de la théorie du chaos.

Domaines de validité et pertinence des modèles

Il ressort de l'état de l'art que les modèles de régressions linéaires sont préférentiellement utilisés dans le cas de données hebdomadaires ou mensuelles pour leur simplicité de calibration et d'usage mais beaucoup moins bien adaptées pour des données journalières du fait des variations importantes de températures, de l'inertie thermique de l'eau (autocorrélations) ou des données annuelles du fait des faibles variations de telles séries (Erickson & Stefan 1996; Pilgrim et al. 1998). On trouve cependant quelques études traitant de données journalières utilisant les régressions linéaires et obtenant d'assez bons résultats (Bélinger et al. 2005). Mais dans ce cas, un

décalage temporel est appliqué aux températures de l'air utilisées pour prédire la température de l'eau. Par exemple, la température de l'eau à l'instant t est estimée à partir d'une régression linéaire multiple prenant en compte les données de températures de l'air de $t-k_1$ à $t-k_2$, où k_1 et k_2 sont des décalages temporels. Ce décalage permet de prendre en compte l'inertie thermique de l'eau, mais pas de s'affranchir des autocorrélations.

L'intérêt des méthodes stochastiques est la prise en compte des autocorrélations au sein des chroniques de données. Ces méthodes sont donc bien adaptées pour l'estimation de chroniques au pas de temps journalier mais nécessitent de travailler avec des variables stationnaires et donc peuvent aussi être mises en défaut par la présence de composantes périodiques autres que la composante saisonnière. Dans ce cas il convient de s'orienter vers des modèles stochastiques périodiques tels que les modèles PAR/PARX ou PARMA/PARMAX (Benyahya et al. 2007a) ou encore les approches basées sur la prédifférenciation des séries (ARIMA, ARIMAX, etc.). L'utilisation du modèle conceptuel basé sur la température d'équilibre est aussi une bonne alternative car le fait de travailler sur les gradients temporels de températures de l'eau permet de s'affranchir de toute saisonnalité et en grande partie des autocorrélations.

Les modèles ANN fournissent également de très bons résultats au pas de temps journalier mais ne permettent pas contrairement aux modèles stochastiques et régressifs de juger des relations existantes entre la variable à estimer et les variables explicatives ainsi que leurs poids respectifs (Olden & Jackson 2002). De plus leur compréhension est ardue d'où une approche utilisateur compliquée (détermination du nombre de couches, type de réseau, choix d'un critère de convergence, etc.).

Enfin des études comparatives portant sur la modélisation pluie-débit ont montré que les résultats obtenus avec des modèles de type k-NN sont meilleurs que ceux obtenus avec des modèles type ARX (Galeati 1990). Plus récemment, une étude sur la modélisation de la température de l'eau de la Nivelle, France a montré que les modèles PARX permettaient d'obtenir d'encore meilleurs résultats (Benyahya et al. 2007b).

Critères de pertinence

L'évaluation de la pertinence des modèles, de leur capacité à estimer et/ou à prédire les données du phénomène étudié, est réalisée au moyen de critères adaptés. En effet dans le cas de chroniques de données importantes, il est difficile de juger des résultats fournis par le modèle par simple comparaison graphique avec les données observées. On trouve pour cela de nombreux critères éprouvés, également parfois appelés fonctions de vraisemblance ou fonctions coûts dont les valeurs calculées reflètent la pertinence de l'estimation. Parmi ces critères, deux sont majoritairement utilisés, à savoir le critère de Nash-Sutcliffe et le critère d'erreur – type ou RMSE (Root Mean Square Error), dont les définitions sont :

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}_i)^2} \quad (2.45)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{N}} \quad (2.46)$$

Avec y_i la i -ème valeur observée, \hat{y}_i , la i -ème valeur estimée, \bar{y}_i la moyenne des observations et N le nombre de données.

Le critère de Nash traduit le rapport entre les écarts entre observations et estimations et les écarts à la moyenne des observations. Plus la valeur calculée est proche de 1, plus l'estimateur est jugé bon. Par convention, les estimateurs sont jugés adaptés pour des valeurs supérieures à 0.8.

Le critère RMSE traduit l'erreur quadratique moyenne entre observations et estimations. Plus la valeur est proche de 0, meilleur est l'estimation. La valeur obtenue est généralement comparée aux erreurs de mesures liées à la métrologie pour définir la pertinence des estimations.

D'autres critères sont également utilisés pour évaluer la détermination des modèles, notamment au niveau de la robustesse. En effet, s'il est tentant de déterminer des modèles prenant en compte le maximum de variables possibles, ceci peut être dangereux. La forte pertinence d'un modèle utilisant un florilège de variables est souvent obtenue au détriment de sa robustesse. On parle alors de sur-paramétrisation ou de sur-détermination. Un modèle sur-déterminé offrira de très bonnes estimations pour des données similaires à celles utilisées pour calibrer ses coefficients, mais sera très sensible aux données différentes, pouvant ainsi conduire à des prédictions fortement erronées. Ainsi la détermination du modèle doit se faire en réalisant un compromis entre pertinence et robustesse. Pour cela des critères existent tels le critère AIC (Akaike 1974). La valeur de ce critère est fonction du nombre de paramètre et d'une fonction de vraisemblance et traduit donc bien le compromis entre pertinence et paramétrisation :

$$AIC = 2k - 2\ln(L) \quad (2.47)$$

Avec k le nombre de paramètres du modèle et L la fonction de vraisemblance.

Soit en utilisant la fonction de vraisemblance basée sur le critère RMSE, la valeur de l'AIC se calcule d'après la formule :

$$AIC = 2k + n\ln(RMSE) \quad (2.48)$$

Ce critère s'utilise pour comparer différents modèles, le meilleur modèle étant celui obtenant la plus faible valeur de l'AIC. Conventionnellement une différence de quelques points (généralement 2) traduit une équivalence des modèles en terme de robustesse et pertinence.

2.6 Modélisation déterministe

Les modèles déterministes, aussi appelés modèles mathématiques, permettent la résolution des équations physiques régissant les phénomènes. Les modèles se distinguent principalement par le nombre de dimensions prises en compte. En effet, si les phénomènes sont généralement variables selon les trois dimensions d'espace, les variations selon certaines dimensions peuvent être négligeables permettant ainsi de réduire la complexité des modèles. Ainsi dans le cas où les variations verticales sont faibles (pas de stratification ou de gradient thermique vertical par exemple), un modèle bidimensionnel peut produire des résultats proches de ceux produits par un modèle tridimensionnel tout en étant plus simple à résoudre. Dans la littérature, la nomenclature des modèles reflète le nombre de dimensions d'espace, la dimension temporelle étant traduite par la stationnarité (un modèle stationnaire est un modèle ne faisant pas apparaître la dimension temporelle, au contraire d'un modèle instationnaire).

2.6.1 Modèles monodimensionnels ou filaires

Dans le cas de modèles monodimensionnels, les variables et paramètres sont variables selon une seule direction d'espace et pris constant selon les deux autres. Dans le cadre hydrologique, les modèles monodimensionnels ou filaires reposent sur la représentation de la géométrie du cours d'eau au moyen d'un ensemble de profils en travers repérés par une abscisse curviligne sur un profil en long. Les variables explicatives sont alors moyennées sur chaque profil en travers et intégrées sur la verticale.

2.6.2 Modèles bidimensionnels

Dans le cas où les variables explicatives présentent des gradients importants dans deux directions, il convient de s'orienter vers un modèle bidimensionnel. Dans ce cas, les équations physiques dépendent de deux variables d'espaces principales et les variables explicatives sont simplement intégrées selon la troisième direction d'espace. En règle générale, les modèles bidimensionnels de la littérature sont des modèles intégrés sur la verticale, mais certains modèles sont des modèles dits 2D verticaux, tels le modèle QUAL2E (Brown & Barnwell 1987). Ce modèle résout les équations hydrauliques et de transport au sein d'un barrage, les deux directions principales étant alors l'axe vertical et l'axe amont-aval du barrage.

2.6.3 Modèles tridimensionnels

Ces modèles, dont la complexité est élevée, sont généralement liés à des phénomènes de turbulence dans le cadre d'étude hydrologiques. En effet la turbulence est un phénomène tridimensionnel et, sauf dans certains cas spécifiques, la modélisation tridimensionnelle est obligatoire. Dans la littérature, on trouve également des modèles tridimensionnels pour l'étude du transport thermique au sein de lacs profonds, où les températures varient selon les trois directions d'espace.

2.6.4 Modèles numériques

La résolution mathématique d'équation physique passe actuellement par des moyens numériques. En effet le nombre de variables et d'équations, ainsi que la non-linéarité de ces dernières ne permet pas (sauf sous hypothèses fortes d'approximation) de résolution analytique. Grâce aux outils informatiques de plus en plus performants, il est possible actuellement de résoudre ces équations de manière numérique. Pour cela il convient de transformer les équations physiques, qui sont continues, sous formes discrètes par l'utilisation de schémas numériques. Les schémas numériques sont nombreux (Cranck-Nicholson, Runge-Kutta, etc.). Certains de ces schémas seront détaillés dans les deux chapitres suivants.

2.7 Modélisation thermique déterministe

2.7.1 Etat de référence des modèles

Dans le cadre d'études de la température des cours d'eaux, l'approche monodimensionnelle, selon la direction principale de l'écoulement, est préférentiellement utilisée, notamment pour des rivières larges et peu profondes. L'approche bidimensionnelle n'est utilisée que dans le cas de rivières présentant de larges zones d'épandage, fortement sinueuses ou présentant des zones d'écoulement peu rapide (eaux mortes, retenue de barrage, etc.). L'intérêt d'un modèle monodimensionnel par rapport à un modèle bidimensionnel réside dans la rapidité de calcul, permettant de simuler des années entières à pas de temps raisonnables. Par ailleurs il a été montré dans la littérature que la température de l'eau des rivières est relativement uniforme verticalement et que les gradients transversaux (par rapport à la direction principale de

l'écoulement) sont faibles. En effet, les résultats de la littérature ont montré que la stratification thermique n'est généralement pas observée pour des hauteurs d'eau inférieures à 4 – 5 m (Bormans & Webster 1998) et que les gradients de températures transversaux sont majoritairement observés aux confluences avec des affluents ayant des régimes thermiques différents, exceptés certains gradients locaux de faibles ordre de grandeur (Clark et al. 1999).

2.7.2 Modélisation thermique monodimensionnelle

La modélisation thermique d'un tronçon de rivière repose sur l'équation de transport de l'énergie, qui se présente sous la forme suivante dans le cas général monodimensionnel et sans apports latéraux (Sinokrot & Stefan 1994) :

$$A \frac{\partial T_w}{\partial t} + \frac{\partial(QT_w)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(AD_L \frac{\partial T_w}{\partial x} \right) + \frac{BS_T}{\rho_w C_w} \quad (2.49)$$

Avec T_w la température de l'eau ($^{\circ}\text{C}$), A la surface mouillée (m^2), Q le débit ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$), D_L le coefficient de diffusion / dispersion thermique longitudinal dans la direction de l'écoulement ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$), B la largeur au radier (m), ρ_w la masse volumique de l'eau ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$), C_w la capacité thermique de l'eau ($\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{^{\circ}\text{C}}^{-1}$) et S_T le terme source thermique ($\text{W}.\text{m}^{-2}$).

Cette équation s'écrit sous de nombreuses formes suivant les hypothèses modélisés. Ainsi si le lit est à section constante (Stefan et al. 1980):

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = -U \frac{\partial T_w}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 T_w}{\partial x^2} + \frac{S_T}{\rho_w C_w h} \quad (2.50)$$

où U est la vitesse moyenne de l'écoulement ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) et h la hauteur d'eau moyenne (m).

Si la morphologie du lit varie de manière significative d'un profil à l'autre, et en présence d'apports latéraux, il est conseillé de prendre la forme suivante (Kim & Chapra 1997) :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} + U \frac{\partial T_w}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L \frac{\partial T_w}{\partial x} \right) + \frac{q_L}{A} (T_L - T_w) + \frac{BS_T}{\rho_w C_w A} \quad (2.51)$$

Pour laquelle on considère U et A moyennés entre deux profils et avec T_L la température de l'eau de l'apport latéral (si $q_L \geq 0$, sinon $T_L = T_w$, et le terme d'apport latéral est nul). L'intérêt de cette formulation est que le terme de convection diverge moins que dans la formulation (2.49) pour le cas où les surfaces mouillées sont très différentes d'un profil à l'autre.

Le terme de diffusion/dispersion a fait l'objet de nombreuses études et de multiples formulations tant empiriques que théorique ont été proposées. La majorité de ces relations proviennent d'études en laboratoire des profils de dispersion.

Parmi ces formulations, la formulation de Fisher (Fisher 1975) est couramment utilisée:

$$D_L = \frac{0.011U^2 B^2}{R_H u_*} \quad (2.52)$$

Avec R_H le rayon hydraulique et u_* la vitesse de cisaillement (m.s^{-1}), qui s'exprime sous la forme suivante :

$$u_* = \sqrt{gR_H \frac{\partial Z_f}{\partial x}} \quad (2.53)$$

Dans le cas de cours d'eau larges et peu profond, R_H est usuellement approché par la hauteur d'eau h .

Une autre formulation, celle de Brown et Barnwell (Bowie et al. 1985; Brown & Barnwell 1987) est souvent utilisée en hydraulique environnementale et présente l'intérêt de faire apparaître une constante, pouvant servir de paramètre de calage pour un modèle:

$$D_L = C_d R_H u_* \quad (2.54)$$

Avec C_d la constante de dispersion qui varie de 6 pour des canaux rectilignes lisses à 500 pour certains cours d'eau naturels.

De nombreuses autres formulations sont présentes dans la littérature, dont la complexité est variable ((Koussis & Rodriguez-Mirasol 1998; Swamee et al. 2000; Kashefipour & Falconer 2002). La paramétrisation du terme de dispersion reste encore aujourd'hui un problème délicat.

2.7.3 Termes sources

Le terme source S_T est fonction de plusieurs flux de transfert de chaleur avec l'environnement. Les flux de transferts de subsurface et d'échanges avec la nappe n'ont pas été retenus pour notre étude du fait que ces échanges sont limités sur la zone étudiée. Les flux considérés sont donc les flux suivants :

S_{RC} : flux de rayonnement solaire (ondes courtes)

S_{RL} : flux de rayonnement dans grandes longueurs d'ondes

S_{CV} : flux de convection à la surface de l'eau

S_{EV} : flux de chaleur dû à l'évaporation à la surface de l'eau

S_{PR} : flux résultant des pluies tombant à la surface de l'eau

S_{CD} : flux de conduction au niveau du lit du fleuve

Terme de rayonnement solaire (ondes courtes)

Si l'on dispose de données de rayonnement solaire incident à des altitudes faibles (basses couches de l'atmosphère), le calcul du flux net pour le réchauffement du cours d'eau S_{RC} (W.m^{-2}) est aisé du fait du faible nombre de réflexions/absorptions à considérer. En revanche, travailler avec des données de flux solaire incident en haute atmosphère requiert de bien modéliser les réflexions et transmission au passage des différentes couches verticales. Les modèles de flux solaire développés dans la littérature sont donc basés majoritairement sur des données de surface. Dans certains cas, les données brutes de mesures de flux solaire incident S_{iRC} proches de la surface de l'eau,

ont été utilisées comme approximations pour le flux S_{RC} (Ahsan & Blumberg 1999). Une estimation un peu plus fine fait intervenir le terme de réflexion à la surface de l'eau S_{rRC} . On a alors

$$S_{RC} = S_{iRC} - S_{rRC} = S_{iRC}(1 - r_w) \quad (2.55)$$

avec $r_w = S_{rRC} / S_{iRC}$ la réflectivité de la surface de l'eau. Cette réflectivité dépend dans l'absolu de nombreux paramètres tels que la couverture nuageuse, l'altitude du soleil et la composition de l'eau. Une première approximation consiste à utiliser la loi de Fresnel pour calculer r_w (Neumann & Pierson 1966). On calcule alors la part réfléchie à la surface de l'eau en fonction de l'angle solaire. Kim (Kim 1993) propose un modèle par approximations en divisant la plage d'angle solaire α (0° à 90°) en trois régions possédant les mêmes caractéristiques : quand α est inférieur à 60° , l'approximation polynomiale suivante est utilisée :

$$S_{rRC} = (284.2 - 286.793x + 132.161x^2 - 34.3354x^3 + 5.17431x^4 - 0.42125x^5 + 0.0143056x^6)S_{SR} / 100 \quad (2.56)$$

où $x = 1 + \alpha/10$. Quand α est compris entre 60° et 80° , le rapport S_{rRC} / S_{RC} est supposé constant :

$$S_{rRC} = 2.1S_{RC} / 100 \quad (2.57)$$

Enfin dans le cas où α est supérieur à 80° , une relation linéaire est utilisée :

$$S_{rRC} = (-0.01\alpha + 2.9)S_{RC} / 100 \quad (2.58)$$

Une autre méthode pour calculer la réflectivité de l'eau, largement répandue a été proposée par Anderson (Anderson 1954) :

$$r_w = A_r \alpha^{B_r} \quad (2.59)$$

Cette méthode, en plus de l'angle solaire nécessite le calcul de deux constantes A_r et B_r , qui dépendent de la couverture nuageuse. Ces constantes peuvent être exprimés par (Brady et al. 1969) :

$$\begin{cases} A_r = 2.20 + \frac{C_r^{0.7}}{4.0} - \frac{(C_r^{0.7} - 0.4)^2}{0.16} \\ B_r = -1.02 + \frac{C_r^{0.7}}{16.0} - \frac{(C_r^{0.7} - 0.4)^2}{0.64} \end{cases} \quad (2.60)$$

avec $C_r = 1 - S_{RC} / S_{cRC}$ où S_{cRC} représente la radiation qui devrait être mesurée pour un ciel dégagé.

Enfin dans le cas où l'on dispose de données d'aménagement des berges, il est possible de prendre en compte la part de flux incident capté par la végétation r_B et l'on a finalement (Sinokrot & Stefan 1994) :

$$S_{RC} = S_{iRC} (1 - r_w)(1 - r_B) \quad (2.61)$$

Terme de rayonnement dans les grandes longueurs d'ondes

Le rayonnement pour de grandes longueurs d'onde se décompose en deux sources : l'émission issue de la vapeur d'eau dans les nuages et l'émission issue de l'eau du fleuve. Pour ces deux sources, le modèle communément utilisé est celui de l'émission du corps noir :

$$S_{RL} = \sigma (\epsilon_a T_a (K)^4 - \epsilon_w T_w (K)^4) \quad (2.62)$$

Où σ est la constante de Stefan - Boltzmann ($W.m^{-2}.K^{-4}$), ϵ_a l'émissivité en ondes longues de l'atmosphère, T_a la température de l'air (K), ϵ_w l'émissivité en ondes longues du cours d'eau et T_w la température de l'eau (K).

L'émissivité de l'eau est généralement définie constante est égale à 0.97 (Kim & Chapra 1997; Ahsan & Blumberg 1999). L'émissivité de l'atmosphère est parfois considérée constante, mais peut être définie de multiples manières en fonction des paramètres dont on dispose. On trouve en général des formulations basées sur les températures de l'air et sur la couverture nuageuse ou l'humidité. Par exemple, Ahsan et Blumberg (Ahsan & Blumberg 1999) définissent le terme S_{RL} de la manière suivante :

$$S_{RL} = \epsilon_w \left((9.37 \times 10^{-6} T_a^6) (1 + 0.17 C_c^2) - T_w^4 \right) \quad (2.63)$$

avec T_a et T_w exprimées en Kelvin et C_c la fraction de couverture nuageuse (fraction de ciel couvert).

De manière équivalente, Sinokrot et Stefan (Sinokrot & Stefan 1994) ont défini l'émissivité de l'air par :

$$\epsilon_a = (1 + K.C_c) \epsilon_{ac} \quad (2.64)$$

avec ϵ_{ac} l'émissivité de l'atmosphère pour un ciel dégagé et K un terme lié à l'altitude des nuages et qui varie de 0.04 à 0.25. La valeur 0.17 qui apparaît dans l'équation (2.63) est la valeur de K préconisée. On estime alors ϵ_{ac} à l'aide de la formule (Idso & Jackson 1969) :

$$\epsilon_{ac} = 1 - 0.261 \exp(-7.77 \times 10^{-4} T_a^2) \quad (2.65)$$

où T_a est exprimée en degrés Celsius.

Thomann et Mueller (Thomann & Mueller 1987) ont quand à eux proposé la relation suivante :

$$\epsilon_a = (A' + 0.031 \sqrt{e_a}) \quad (2.66)$$

avec e_a la pression de vapeur de l'air ($kg.m^{-1}.s^{-2}$) et A' un coefficient relié à la température de l'air qui varie de 0.5 à 0.7. Pour le calcul de la pression de vapeur de l'air, il est nécessaire de connaître le taux d'humidité de l'air (voir équation (2.80)).

Si l'on ne dispose pas de données d'humidité relative, Shuttleworth (Shuttleworth 1993) propose la relation suivante :

$$\varepsilon_a = f_{RL} \varepsilon' \quad (2.67)$$

où f_{RL} est le facteur d'ajustement en fonction de la couverture nuageuse, qui varie de 0.1 à 1.0 et ε' est l'émissivité nette entre sol et atmosphère. Pour calculer ε' , la formulation proposée par Allen et al peut être utilisée (Allen et al. 1989) :

$$\varepsilon' = a_e + b_e \sqrt{e_a} \quad (2.68)$$

avec e_a la pression de vapeur de l'air (kPa) et a_e et b_e deux coefficients de corrélation. a_e varie de 0.34 à 0.44 (valeur indicative 0.34) et b_e de -0.14 à $-0.25 \text{ kPa}^{-1/2}$ (valeur indicative $-0.14 \text{ kPa}^{-1/2}$).

Dans le cas où on ne dispose pas de données d'humidité relative, la formulation suivante permet d'estimer ε' au moyen des températures moyennes de l'air (Idso & Jackson 1969) :

$$\varepsilon' = -0.02 + 0.261 \exp(-7.77 \cdot 10^{-4} T_a^2) \quad (2.69)$$

On remarquera que l'utilisation des équations (2.67) et (2.68) est équivalente à l'équation (2.66), tout comme la combinaison (2.67) et (2.69) est similaire à la combinaison (2.64) et (2.65).

Terme de convection à la surface

Le terme de convection à la surface représente les échanges convectifs à l'interface eau-air de la surface du cours d'eau. Ces échanges sont forcés par le vent au dessus de la surface et dépendent du gradient de température à cet endroit. Les formulations que l'on trouve dans la littérature dérivent toutes des formules de transfert de masse (bulk convection). Si l'on se réfère à Bowen (Bowen 1926), ce flux s'exprime sous la forme :

$$S_{CV} = 0.61 P_a \rho_w L f(W) (T_w - T_a) \quad (2.70)$$

avec P_a la pression atmosphérique (bar), ρ_w la masse volumique de l'eau (kg.m^{-3}), L la chaleur latente de vaporisation de l'eau (W.kg^{-1}) et $f(W)$ ($\text{m}^3.\text{b}^{-1}$) une fonction qui dépend de la vitesse du vent W (m.s^{-1}).

L peut être paramétrée soit en prenant une valeur constante de 597.31 W.kg^{-1} soit de la façon suivante :

$$L = 597.31 - 0.5631 T_w \quad (2.71)$$

D'autres formulations de S_{CV} sont plus simplistes, les paramètres P_a et L étant pris intrinsèquement constants. Ainsi Ahsan et Blumberg (Ahsan & Blumberg 1999), d'après Edinger et al. (Edinger et al. 1974) ou encore Thomann et Mueller (Thomann & Mueller 1987) ont utilisé des formulations équivalentes, pouvant être réunies sous la forme suivante :

$$S_{CV} = C_B f(W)(T_w - T_a) \quad (2.72)$$

avec C_B le coefficient de Bowen (mbar.K^{-1}) et $f(W)$ en ($\text{W.m}^{-2}.\text{mbar}^{-1}$).

La paramétrisation de la fonction de vent est de la forme (Brady et al. 1969; Edinger et al. 1974) :

$$f(W) = a_0 + a_1 W + a_2 W^2 \quad (2.73)$$

Ahsan et Blumberg (Ahsan & Blumberg 1999) ont abouti à la paramétrisation suivante :

$$f(W) = 6.9 + 0.345W^2 \quad (2.74)$$

Kim et Chapra (Kim & Chapra 1997) ont utilisée celle-ci :

$$f(W) = 19.0 + 0.95W^2 \quad (2.75)$$

Salençon et Thébault (Salençon & Thébault 1997) ont, quant à eux, utilisé une loi linéaire pour la fonction de vent, en utilisant la paramétrisation suivante pour le flux de convection :

$$S_{CV} = \rho_a C_a (a + bW)(T_w - T_a) \quad (2.76)$$

avec ρ_a la masse volumique de l'air (kg.m^{-3}) et C_a la chaleur spécifique de l'air à pression constante ($\text{J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$). La masse volumique de l'air est alors calculée en utilisant la formule suivante :

$$\rho_a = \frac{P_a}{287(T_a + 273.15)} \quad (2.77)$$

Avec P_a exprimé en bars. Les valeurs préconisés par ces deux auteurs pour les coefficients de la fonction de vent sont $a=0.0017 \pm 0.0035$ et b proche de $0.6a$ environ.

Terme d'évaporation

Tout comme le terme de convection, le terme d'évaporation est forcé par le vent au-dessus de la surface de l'eau, mais dépend cette fois-ci du gradient de pression de vapeur de l'air. Ainsi Sinokrot et Stefan (Sinokrot & Stefan 1994) ont utilisé la formule suivante pour S_{EV} :

$$S_{EV} = \rho_w L f(W)(e_s - e_a) \quad (2.78)$$

Avec $f(W)$ qui est la même fonction de vent que celle utilisée pour S_{CV} , e_s la pression de vapeur saturante à la surface de l'eau (mbar) et e_a la pression de vapeur de l'air (mbar).

Pour calculer la pression de vapeur saturante en fonction de la température de l'air, on utilise la formule de Magnus-Tetens (Murray 1967) :

$$e_s = 6.1078 \exp \left[\frac{17.26939(T_a)}{T_a + 237.29} \right] \quad (2.79)$$

avec T_a en degrés Celsius. On a alors accès à la pression de vapeur de l'air en utilisant l'humidité relative de l'air RH (%) :

$$e_a = \frac{RH}{100} e_s \quad (2.80)$$

Dans le cas où les données d'humidité relative ne sont pas disponibles, il est possible d'estimer les valeurs de la pression de vapeur de l'air à l'aide de la formule de Magnus-Tetens et de la température de point de rosée T_{dew} (°C) (point de rosée se dit dew-point en anglais) :

$$e_a = 6.1078 \exp \left[\frac{17.26939(T_{dew})}{T_{dew} + 237.29} \right] \quad (2.81)$$

Enfin, dans le cas où ni les données d'humidité relative, ni les données de température de point de rosée ne sont disponibles, il est possible d'estimer les températures de point de rosée par la température minimale journalière (Glassy & Running 1994). Cette estimation fournit de bons résultats en règle générale mais n'est pas valable dans le cas de régions arides pour lesquels il est nécessaire de corriger cette estimation, par exemple à l'aide d'un modèle empirique basés sur d'autres facteurs climatiques (Kimball et al. 1997).

Par ailleurs, tout comme pour le flux convectif, des formules plus simples peuvent être utilisées. Ainsi Kim et Chapra (Kim & Chapra 1997) ou encore Ahsan et Blumberg (Ahsan & Blumberg 1999) ont utilisé la relation :

$$S_{EV} = f(W)(e_s - e_a) \quad (2.82)$$

On voit donc que pour Kim et Chapra ou Ahsan et Blumberg, les paramètres P_a , ρ et L ont été pris constants et introduits dans la fonction de vent pour les flux S_{CV} et S_{EV} .

Terme résultant des précipitations

Les précipitations ne sont pas à la même température que le fleuve. Ainsi les précipitations modifient la température de l'eau en fonction de la différence de température avec le fleuve et de la quantité de pluie. Kim et Chapra ont pris en compte cet échange d'énergie en utilisant la formulation suivante (Kim & Chapra 1997):

$$S_{PR} = \rho_w C_w I_P (T_{wb} - T_w) \quad (2.83)$$

Avec I_P l'intensité de pluie ($m.s^{-1}$) et T_{wb} la température de bulbe humide (wet-bulb).

Dans le cas où la température de bulbe humide n'est pas disponible, il est possible de l'estimer à partir de la formule psychométrique suivante :

$$e_s(T_{wb}) - e_a = kP_a(T_{wb} - T_a) \quad (2.84)$$

Avec k une constante psychométrique qui varie selon les conditions. Un tableau des valeurs de k a été établi par Bindon (Bindon 1965).

La résolution de l'équation (2.84) passe par une méthode de prédiction-corréction du fait de la présence de deux termes en T_{wb} , dont l'un est linéaire et l'autre exponentiel ($e_s(T_{wb})$). Un exemple de méthode a été détaillé par Martinez (Martinez 1994).

Terme de conduction avec le lit

Dans la majorité des modélisations thermiques de rivières, la conduction avec le lit est négligée par rapport aux échanges avec l'atmosphère. En effet dans le cas de cours d'eau non régulés, il a été montré que les échanges avec l'atmosphère sont prépondérants (Brady et al. 1969; Brown 1969; Morin & Couillard 1990; Webb & Zhang 1997; Webb & Zhang 1999). Mais dans certains cas l'influence des échanges thermiques avec le lit du cours d'eau est importante. Une étude de sensibilité menée par Sinokrot et Stefan (Sinokrot & Stefan 1994) a montré que la température d'un cours d'eau devient sensible au flux conductif avec son lit dans le cas où le pas de temps de simulation est de l'ordre de quelques heures ou moins tandis que pour des pas de temps de l'ordre de la journée ou plus cette influence disparaissait. Ce phénomène est d'autant plus prononcé dans le cas de faibles hauteurs d'eau, typiquement de moins de 3 mètres (Jobson & Keefer 1979; Jobson 1980).

En l'absence d'échanges hyporhéiques ou de transferts avec la nappe, le flux d'échanges avec le lit se réduit à un terme de conduction verticale dans le milieu du lit, généralement considéré homogène. Ce flux doit être intégré sur le périmètre mouillé et non sur la largeur de la surface libre comme les autres flux, l'équation de l'énergie doit donc être réécrite sous la forme :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} + U \frac{\partial T_w}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L \frac{\partial T_w}{\partial x} \right) + \frac{q_L}{A} (T_L - T_w) + \frac{BS_{surf}}{\rho_w C_w A} + \frac{PS_{CD}}{\rho_w C_w A} \quad (2.85)$$

avec P le périmètre mouillé (m) et S_{surf} la somme des flux d'échanges à la surface ($S_{surf} = S_{RC} + S_{RL} + S_{CV} + S_{EV} + S_{PRC}$).

Le flux de conduction avec le lit, S_{CD} , s'exprime en utilisant la loi de Fourier, soit:

$$S_{CD} = -k_s \left. \frac{\partial T_s}{\partial z} \right|_{z=Z_f} \quad (2.86)$$

où k_s est la conductivité thermique du sol ($W.m^{-1}.^{\circ}C^{-1}$), $T_s(z)$ la température du sol ($^{\circ}C$) à la profondeur z (m) et Z_f la cote du fond du lit (m).

Pour évaluer ce flux, il est nécessaire de connaître les profils de température dans le sol (mesures peu répandues) ou résoudre l'équation de conduction de la chaleur dans le sol :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \alpha_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (2.87)$$

Où α_s est le coefficient de diffusivité thermique du matériau ($m^2.s^{-1}$). Cette équation est généralement résolue de manière efficace par un schéma aux différences finies.

Dans ce cas, seule est prise en compte la conduction dans le sol. Il est également possible de prendre en compte l'insolation du sol (Kim & Chapra 1997) dans le cas d'un cours d'eau peu profond. Une partie du rayonnement solaire est alors utilisée pour réchauffer le sol. Des mesures ont montré que l'absorption de radiation solaire dans un volume d'eau est d'abord composée d'une rapide atténuation au niveau de la surface suivie par une décroissance exponentielle (Dake & Harleman 1969; Babajimopoulos & Papadopoulos 1986). Ainsi le flux solaire disponible pour le réchauffement du lit du cours d'eau S_{bRC} s'exprime en fonction de h (Kim & Chapra 1997) :

$$S_{bRC} = (1 - \alpha_{bA})(1 - \beta_{RC})e^{-\eta_{sr}h}(S_{RC} - S_{rRC}) \quad (2.88)$$

Où α_{bA} est l'albedo du matériau composant le lit, β_{RC} est la fraction de radiation solaire absorbée à la surface et η_{RC} le coefficient d'atténuation (m^{-1}).

Le flux au niveau du fond du lit devient alors :

$$S_{CD} + S_{bRC} = -k_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (2.89)$$

2.8 Modélisation hydraulique déterministe

L'équation de transport de la température est tributaire des valeurs des paramètres hydrauliques du cours d'eau (aire de la surface libre, débits et vitesses, hauteur d'eau, etc.). C'est pourquoi il est important, voire nécessaire d'adjoindre à la modélisation thermique une modélisation hydraulique dont les résultats sont utilisés comme forçage du modèle thermique.

2.8.1 Etat de référence des modèles

La modélisation hydraulique des cours d'eaux passe par la résolution des équations de l'hydraulique dite « à surface libre ». Typiquement, il s'agit de résoudre les équations de Navier-Stokes, ou plus généralement les équations de St-Venant (qui en sont une simplification) qui se présentent sous différentes formes selon les hypothèses simplificatrices prises en compte.

Modèles mathématiques monodimensionnels ou filaires

Dans le cadre monodimensionnel, Un modèle mathématique d'hydraulique fluviale, résout généralement les équations de St-Venant filaire (Equation (2.91)) entre chaque section. Les variables explicatives sont alors des valeurs moyennes sur chaque profil en travers et intégrées sur la verticale. Au niveau des conditions aux limites, un hydrogramme et un limnigramme sont nécessaires pour la clôture du modèle sur chaque tronçon. Ce type de modèles fournit le débit moyen passant à travers chaque section (ou la vitesse moyenne) et la cote de surface libre (ou l'aire mouillée) de cette section en fonction du temps.

L'approche monodimensionnelle fournit des résultats satisfaisant pour des écoulements débordant peu en lit mineur (Weber & Menéndez 2004). Dans le cas de débordements importants, la présence de fortes singularités ou d'obstacles transversaux, de même qu'une modification de la topologie de la rivière (coupure de méandre, mise en eau de bras annexes normalement à sec, etc.) nuit considérablement à la pertinence des résultats.

Par ailleurs une modélisation filaire ne permet pas de prendre en compte la représentation d'ouvrages de zones de stockages ou de débordement. Pour la prise en

compte de ceux-ci, il convient de coupler la modélisation filaire avec une modélisation de ces ouvrages au moyen d'entité appelés « casiers ». Ces entités sont alors reliées à l'écoulement principal (et éventuellement entre elles) par des lois d'ouvrage régissant leur comportement (remplissage, vidange, etc.). L'inconvénient d'une telle modélisation est la multiplicité des coefficients de ces lois d'ouvrage, ce qui rend le calage du modèle plus difficile.

Modèles mathématiques bidimensionnels

Les modèles bidimensionnels (2D) résolvent généralement les équations de Saint-Venant 2D (Equation (2.90)) sur un maillage 2D représentant la géométrie de l'aire du cours d'eau étudiée. Les conditions aux limites nécessitent la connaissance d'un hydrogramme, d'un limnigramme et d'un profil de vitesse. De tels modèles permettent de calculer la hauteur d'eau (ou la cote de surface libre) et les deux composantes du vecteur vitesse pour chaque maille en fonction du temps.

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \nabla(h\mathbf{V}) = q \\ \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla)\mathbf{V} + g \left(\nabla Z + \frac{\mathbf{V}\|\mathbf{V}\|}{K_s^2 h^{4/3}} \right) = 0 \end{cases} \quad (2.90)$$

Où t est la variable temporelle (s), h est la hauteur d'eau (m), \mathbf{V} est le vecteur vitesse ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), de composantes V_x et V_y (moyennes intégrées sur la verticale dans les directions x et y), q le débit d'apport ou de perte au m^2 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), Z la cote de surface libre (m) et K_s le coefficient de Strickler ($\text{m}^{1/3}\cdot\text{s}^{-1}$).

Ce type de modèle nécessite la connaissance des paramètres pour chaque maille et non plus pour chaque profil en travers comme en 1D. Une des limitations des modèles 2D est souvent la connaissance de la géométrie du cours d'eau de façon suffisamment fine pour que la simulation 2D soit pertinente (Rungo & Olesen 2003). De plus la simulation d'un grand tronçon de rivière est peu réaliste du fait du temps de calcul nécessaire. On utilise donc généralement une modélisation 2D sur une faible portion du cours d'eau soit mettant la modélisation 1D en défaut, soit pour laquelle on a besoin d'une modélisation fine des processus ou encore pour laquelle on souhaite accéder aux champs de vitesses 2D (Raclot et al. 2000).

2.8.2 Modèle de St-Venant filaire

Equations générales

Les équations de St-Venant monodimensionnelles intégrées sur profil en travers peuvent être exprimées en fonction de deux couples de variables dépendantes, usuellement le couple (Q, A) (où Q est le débit ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et A la surface mouillée (m^2)) ou le couple (U, Z) (où U est la vitesse longitudinale ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et Z la cote de surface libre (m)). La variable débit Q est plus souvent utilisée que la variable vitesse U , car la variabilité spatiale et temporelle des vitesses est plus importante (Amein & Chu 1975). La variable associée est généralement A et on obtient alors le couple d'équations suivant :

$$\begin{cases} \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_L \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial Z}{\partial x} + J \right) = k_L q_L U \end{cases} \quad (2.91)$$

Où t est la variable temporelle (s), x la distance le long du cours d'eau ou abscisse curviligne (m), J la pente d'énergie ou pente de charge (m.m^{-1}), q_L représente le débit surfacique d'apport (ou de fuite) latéral ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) et k_L la fraction de quantité de mouvement due aux apports latéraux, définie par :

$$\begin{cases} k_L = 1 & \text{si } q_L < 0 \\ k_L = 0 & \text{si } q_L \geq 0 \end{cases} \quad (2.92)$$

Dans le cas où les profils en travers ne sont pas géométriquement simples, il est préférable de considérer le couple (Q, Z) comme variables dépendantes pour la résolution des équations de St-Venant. On obtient alors le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} B \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_L \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial Z}{\partial x} + J \right) = k_L q_L U \end{cases} \quad (2.93)$$

Où $B = \frac{\partial A}{\partial Z}$ (m) est la largeur au miroir (largeur transversale de la surface libre).

Ces équations ne sont valables que sous un certain nombre d'hypothèses (Chow 1959) :

- L'écoulement est monodimensionnel : la cote de surface libre la vitesse sont constantes dans toute section perpendiculaire à l'écoulement.
- L'écoulement est graduellement varié le long du cours d'eau, ainsi la répartition des pressions est considérée hydrostatique.
- Les pertes par frottements ne sont dus qu'aux pertes linéaires (absence de singularités) et peuvent être calculées à l'aide de formules d'écoulement uniformes traditionnelles

Régime graduellement varié

Dans cas du régime graduellement varié, les variables hydrauliques U et h varient lentement le long de l'écoulement. Entre deux sections suffisamment proches, on peut assimiler ce régime à un régime quasi-uniforme avec extrapolation de la formule de Manning-Strickler en reliant la vitesse moyenne à la perte de charge linéaire J et non à la pente du fond :

$$U = K_S R_H^{2/3} J^{1/2} \quad (2.94)$$

On utilise alors cette formulation dans le système d'équations (2.93) :

$$J = \frac{Q|Q|}{D^2} \quad (2.95)$$

Où D est la débitance ($m^3 \cdot s^{-1}$), définie par :

$$D = K_S A R_H^{2/3} \quad (2.96)$$

Au moyen de cette formulation, le paramètre K_S ($m^{1/3} \cdot s^{-1}$) est le seul paramètre à définir pour la modélisation. Ce coefficient, appelé coefficient de Strickler, traduit la rugosité à l'interface eau-lit. La détermination de ce coefficient a fait l'objet de nombreux études visant à établir une formule déterministe en fonction de la nature du matériau constitutif de cette interface (White et Colebrook, Bazin, Strickler, etc.). Mais aucune de ces formules n'a été retenue du fait que la rugosité ne dépend pas que la nature du matériau, mais d'un ensemble complexe d'influences, parmi lesquelles (CETMEF 2001) :

- taille des aspérités de surface des matériaux constitutifs du lit : rugosité « de peau ».
- forme de ces matériaux (arêtes tranchantes, arrondies, etc.) : rugosité « de forme ».
- agencement de ces matériaux : rugosité « de morphologie ».

Le fait que la combinaison de ces influences soit très mal connue rend difficile la détermination directe du coefficient de Strickler. Ainsi en hydraulique fluviale, on préfère généralement utiliser des tables d'ordres de grandeurs de K_S . La plus utilisée de ces tables est celle de M. Pardé (Tableau 2.1). Les ordres de grandeurs ou les fourchettes de valeurs de K_S fournies par ces tables sont suffisantes du fait des incertitudes sur la « vraie » valeur de K_S qui découlent de multiples influences et de la difficulté de spatialiser finement les valeurs de ce coefficient à l'échelle du bief.

Tableau 2.1 : Valeurs du coefficient de Strickler en fonction de la typologie du cours d'eau, d'après M. Pardé (Carlier 1982)

Catégories, selon les études de Pardé	K_S
Petits cours d'eau de montagne, à fond très irrégulier, largeur de l'ordre de 10 à 30 mètres	23 à 26
Cours d'eau de montagne, larges de 30 à 50 mètres, avec pentes supérieures à 2 ‰ et fond de gros graviers (par exemple 10 à 20 centimètres de diamètre pour beaucoup d'entre eux)	27 à 29
Rivières de largeur comparable ou supérieure, à pente comprise entre 0.8 ‰ et 2 ‰, avec fond de graviers dont le diamètre extrême en général ne dépasse pas 8 à 10 centimètres (Rhin à Bâle)	30 à 33
Pente comprise entre 0.6 ‰ et 0.8 ‰, graviers de 4 à 8 centimètres (Rhône à Lyon)	34 à 37
Même pente mais cailloux plus petits (Rhône à la porte de Scex avant le Léman)	38 à 40
Pente inférieure à 0.6 ‰ et supérieure à 0.25 ‰, cailloux très petits ou sable (Danube à Vienne)	41 à 42
Cours d'eau peu turbulents, avec pente de 0.12 ‰ à 0.25 ‰, fond de sable et de boue (Seine, Saône, Rhin inférieur)	43 à 45
Très gros cours d'eau à très faible pente (moins de 0.12 ‰) et fond très lisse (Volga, Danube hongrois, Mississippi inférieur)	46 à 50

Résolution en régime permanent et graduellement varié

Equations générales

En régime permanent, le système d'équations (2.93) devient :

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial x} = q_L \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial Z}{\partial x} + J \right) = k_L q_L U \end{cases} \quad (2.97)$$

Ce couple d'équations admet le couple de solutions suivant :

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial x} = q_L \\ \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{I - J - (2 - k_L) Fr^2 \frac{A}{BQ} q_L}{1 - Fr^2} \end{cases} \quad (2.98)$$

Avec h la hauteur d'eau moyenne comptée à partir du fond du lit (m), I la pente du fond ($m.m^{-1}$), J la pente de la ligne d'énergie calculée au moyen de la formule de

Manning-Strickler (voir Equation (2.95)) et Fr le nombre de Froude : $Fr^2 = \frac{Q^2 B}{gA^3}$.

Méthode de résolution

Les équations du système (2.98) sont du premier ordre en x . Une seule condition à la limite pour chaque variable (Q et h) est donc nécessaire dans le cas où l'écoulement ne change pas de régime. Si l'écoulement est infracritique ($Fr < 1$), la condition doit être fixée à l'aval du tronçon considéré. Dans le cas supercritique, la condition doit être fixée à l'amont.

La résolution du système d'équation avec les conditions aux limites fixée est effectuée au moyen d'algorithmes usuels d'approximation de solutions d'équations différentielles. La méthode généralement employé est la méthode de Runge-Kutta d'ordre 3 ou 4.

Passage régime fluvial – torrentiel

La résolution des équations (2.98) à l'aide de la méthode précédente est mise en défaut dans le cas où l'écoulement présente un changement de régime. En effet selon le régime, la cote de surface libre est régie soit par l'amont (régime supercritique) soit par l'aval (régime subcritique) et la détermination du régime permet de déterminer où imposer la condition à la limite. Dans le cas d'un changement de régime, il convient soit de s'orienter vers un schéma différent (type ROE, TVD, voir paragraphe sur la résolution en régime transitoire), soit vers une méthode permettant de déterminer la localisation des changements de régime et de résoudre chaque zone d'écoulement en calculant la condition à la limite (interne) à l'aide de la résolution des zones adjacentes. Cette

méthode est utilisée dans HEC-RAS¹² (Brunner 2010), le logiciel d'hydraulique fluviale du corps d'ingénieur de l'armée américaine (U.S. Army Corps of Engineers).

Dans le cas où l'écoulement présente des zones de changement de régime, la résolution de l'écoulement passe par une méthode comparative entre la solution calculée en supposant le régime subcritique et celle en supposant le régime super-critique.

Résolution en régime transitoire, graduellement varié

Equations générales

Sous les hypothèses de régime graduellement varié, le système d'équations (2.93) s'écrit :

$$\begin{cases} B \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_L \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial Z}{\partial x} + \frac{Q|Q|}{D^2} \right) = k_L q_L U \end{cases} \quad (2.99)$$

Schéma numériques

Ce système d'équation n'admet pas de solution analytique sauf sous certaines conditions de simplifications fortes. Pour les résoudre on utilise majoritairement des méthodes numériques. Les plus utilisées parmi sont de quatre types :

- Méthode explicites (schéma d'Euler explicite, schéma de Wendroff, etc.). Elles ont pour intérêt des schémas simples, une résolution peu gourmande en ressources informatique, au détriment d'une instabilité forte pour des grands pas de temps.
- Méthodes implicites (schéma de Preissmann, etc.). Schéma complexes et nécessitant des méthodes de résolutions lourdes (Gauss, Newton-Raphson, etc.) mais avec plus de stabilité par rapport au grands pas de temps.
- Méthodes des caractéristiques
- Méthodes des éléments finis (variantes autour de la méthode de Galerkin). Là aussi ces méthodes sont gourmandes en ressources informatiques

Les paragraphes suivants ne traitent que de la résolution du système d'équations (2.99) au moyen d'une méthode implicite basée sur le schéma de Preissmann.

Schéma de Preissmann

Dans le cadre de notre étude, du fait de l'étendue temporelle de la période d'étude, les méthodes explicites nécessiteraient un temps de calcul beaucoup trop long. Nous nous sommes donc orienté vers une méthode implicite. Le schéma de Preissmann est largement utilisé au niveau scientifique (HEC-RAS, LIDO, etc.) et fournit des résultats satisfaisant. Cette méthode à l'avantage d'être simple par rapport à des méthodes hydrides du type schéma de Cranck-Nicholson, robuste et permet de choisir des pas de temps important (méthode implicite) et ainsi de réduire le temps de calcul.

La discrétisation selon ce schéma de toute fonction f des équations de St-Venant et de ses dérivées spatiale et temporelle au point $P(x,t)$ s'exprime de la façon suivante :

¹² <http://www.hec.usace.army.mil/software/hecras/>

$$\begin{aligned}
 f|_p &\sim \theta[\alpha f_{j+1}^{n+1} + (1-\alpha)f_j^{n+1}] + (1-\theta)[\alpha f_{j+1}^n + (1-\alpha)f_j^n] \\
 \frac{\partial f}{\partial t}\Big|_p &\sim \alpha \frac{f_{j+1}^{n+1} - f_{j+1}^n}{\Delta t} + (1-\alpha) \frac{f_j^{n+1} - f_j^n}{\Delta t} \\
 \frac{\partial f}{\partial x}\Big|_p &\sim \theta \frac{f_{j+1}^{n+1} - f_j^{n+1}}{\Delta x} + (1-\theta) \frac{f_{j+1}^n - f_j^n}{\Delta x}
 \end{aligned} \tag{2.100}$$

Où j est l'indice spatial indiquant l'emplacement du profil en travers considéré et n l'indice temporel. α et θ sont les poids spatial et temporel respectivement et sont compris entre 0 et 1. De manière usuelle, le poids spatial est pris égal à $\theta = 2/3$, d'après le schéma original de Preissmann (Preissmann 1961). Sous cette condition, le schéma est inconditionnellement stable pour $\theta > 1/2$ (Lyn & Goodwin 1987) et l'étude de la sensibilité de la précision du calcul, notamment conduite par Fread (Fread 1974) montre que la précision est maximale pour $\theta = 1/2$ et diminue lorsque θ augmente. Cependant des instabilités ont été observées pour $\theta = 1/2$ (Baltzer & Lai 1968) et la valeur préconisée est $\theta = 2/3$ (Szymkiewicz 1993).

En utilisant ce schéma, la linéarisation des équations de St-Venant, sous la forme (2.99), conduit à obtenir en chaque point des couples de relations de la forme suivantes (avec la notation $\Delta f_j = f_j^{n+1} - f_j^n$) :

$$\begin{cases}
 CM1_j \Delta Q_{j+1} + CM2_j \Delta Z_{j+1} = CM3_j \Delta Q_j + CM4_j \Delta Z_j + CM5_j \\
 CQ1_j \Delta Q_{j+1} + CQ2_j \Delta Z_{j+1} = CQ3_j \Delta Q_j + CQ4_j \Delta Z_j + CQ5_j
 \end{cases} \tag{2.101}$$

Ces relations ajoutées aux relations de conditions aux limites permettent la résolution complète du système.

Résolution matricielle

L'ensemble des équations (2.101) ajoutée aux équations linéarisées des lois de conditions aux limites peut se mettre sous forme matricielle. En linéarisant les équations de conditions aux limites d'un bief comportant N sections en travers, celles-ci peuvent se mettre sous la forme :

$$\begin{aligned}
 CL1_1 \Delta Q_1 + CL2_1 \Delta Z_1 &= CL3_1 && \text{(amont)} \\
 CL1_N \Delta Q_N + CL2_N \Delta Z_N &= CL3_N && \text{(aval)}
 \end{aligned} \tag{2.102}$$

En rassemblant les équations (2.101) et (2.102), on obtient la forme matricielle suivante :

$$\overline{\overline{A}} \cdot \overline{\overline{X}} = \overline{\overline{B}} \tag{2.103}$$

Avec la matrice $\overline{\overline{A}}$ et $\overline{\overline{B}}$ qui sont remplis au moyen des facteurs des équations (2.101) et (2.102) et $\overline{\overline{X}}$ des variations des variables explicatives:

En associant ces relations avec la relation (2.102), on obtient la relation suivante :

$$(CR_j GA_j + CS_j GD_j) \Delta Q_{j+1} + (CR_j GB_j + CS_j GE_j) \Delta Z_{j+1} = CT_j - (CR_j GC_j + CS_j GF_j) \quad (2.106)$$

Que l'on réécrit par identification des termes sous la forme :

$$CR_{j+1} \Delta Q_{j+1} + CS_{j+1} \Delta Z_{j+1} = CT_{j+1} \quad (2.107)$$

On calcule ainsi les relations d'impédance de proche en proche jusqu'à l'autre limite du bief et terminer ce premier balayage. La deuxième phase de calcul consiste alors à déterminer les inconnues ΔQ_j et ΔZ_j à partir des relations d'impédance et de la condition aux limites à l'autre extrémité du bief.

Cette méthode est aussi applicable dans le sens amont→aval→amont, en utilisant les relations de transfert adaptées. De plus amples informations sur cette méthode sont disponibles dans la thèse d'Hélène Roux (Roux 2004).

Passage régime fluvial – torrentiel

Dans le cas où l'écoulement passe d'un régime fluvial à torrentiel, les équations (2.97) ne peuvent pas être appliquées sans modifications. En effet dans le cas torrentiel, les termes d'inerties deviennent très grands par rapport aux termes gravitaires et la résolution des équations par une méthode numérique devient rapidement instable. Plusieurs méthodes peuvent être trouvées dans la littérature pour résoudre les équations de St-Venant pour les deux régimes telles que les solvers de Riemann (Toro 1992). Ces méthodes se basent sur la détermination de la propagation des ondes au sein de l'écoulement (vers l'amont dans le cas torrentiel et vers l'aval dans le cas fluvial) et reflètent donc bien la physique de l'écoulement mais sont difficiles à appliquer dans le cas d'une résolution implicite. Dans ce cas, une solution plus simple consiste à minimiser les effets d'instabilité dus aux termes d'inerties de l'équation de la quantité de mouvement.

On trouve pour cela plusieurs méthodes, telles que les schémas ROE (Roe 1981), TVD (Total variation Diminishing) qui consistent à lisser les trop grands écarts à chaque pas de temps pour éviter la divergence de la solution (Navarro et al. 1992; Seaid 2004) ou encore leur extension, les schémas ENO (Essentially non Oscillating) (Harten & Osher 1987). Ces méthodes s'appuient sur la détermination des valeurs des ondes caractéristiques en des points virtuels du maillage et leur mise en place reste assez délicate.

Une troisième méthode, simple à mettre en place, est la méthode LPI (Local Partial Inertia) utilisée dans le code de calcul HEC-RAS. Cette méthode consiste à minimiser les termes d'inertie dans l'équation de conservation de la quantité au moyen d'un facteur dépendant du nombre de Froude. En utilisant cette méthode, les équations (2.99) deviennent :

$$\begin{cases} B \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_L \\ \theta_{LPI} \left[\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) - k_L q_L U \right] + gA \left(\frac{\partial Z}{\partial x} + J \right) = 0 \end{cases} \quad (2.108)$$

Où θ_{LPI} est le facteur (ou filtre) LPI. Cette méthode a été dévoilée par Fread (Fread et al. 1996), avec la paramétrisation de θ_{LPI} suivante :

$$\theta_{LPI} = \begin{cases} 1 - Fr^{m_{LPI}} & \text{si } Fr \leq 1.0 \\ 0 & \text{si } Fr > 1.0 \end{cases} \quad (2.109)$$

Avec $m_{LPI} \geq 1$ le facteur de forme de la courbe du facteur LPI. De très bons résultats ont été rapportés, avec des erreurs inférieures à 5 % pour les cas testés.

Pourtant, en utilisant une autre paramétrisation de θ_{LPI} ($\theta_{LPI} = 1/Fr^b$), Habedini et Hasemi ont montré que le modèle pouvait drastiquement sous évaluer la hauteur d'eau dans le cas subcritique (environ 20 % d'erreur par comparaison avec un modèle hydraulique éprouvé). Il est donc important de vérifier sur des cas-test la paramétrisation utilisée avec cette méthode.

Dans HEC-RAS, la paramétrisation utilisée est proche de celle de Fread, mais introduit un nombre de Froude seuil comme deuxième paramètre :

$$\theta_{LPI} = \begin{cases} Fr_{LPI} - Fr^{m_{LPI}} & \text{si } Fr \leq F_{LPI} \\ 0 & \text{si } Fr > F_{LPI} \end{cases} \quad (2.110)$$

Avec F_{LPI} le nombre de Froude seuil, variant entre 1 et 2. Les valeurs du facteur m_{LPI} préconisées sont alors comprises entre 1 et 128.

Modélisation Réseau maillé

Les méthodes de résolution matricielles avec matrice bande et du double balayage précédemment ne sont applicables telles quelles que sur un seul bief à la fois. Dans le cas de réseau avec jonctions entre biefs, de nouvelles conditions aux limites sont à définir aux nœuds du réseau.

De manière générale, une jonction entre biefs, que nous appellerons nœud du réseau, présente un nombre N de biefs amonts et M de biefs aval (voir Figure 2.5). Les conditions aux limites de ces biefs sont alors à redéfinir et sont appelés conditions aux limites de jonction et sont dépendantes de l'état des autres biefs reliés à cette même jonction. Ces dépendances entre biefs sont toujours régies par les équations de St Venant et peuvent donc être modélisées par l'équation de conservation de la masse et l'équation de conservation de la quantité de mouvement ou de l'énergie. Or dériver ces équations entre de nombreux biefs est difficile et des approximations ont été proposées afin de simplifier le problème.

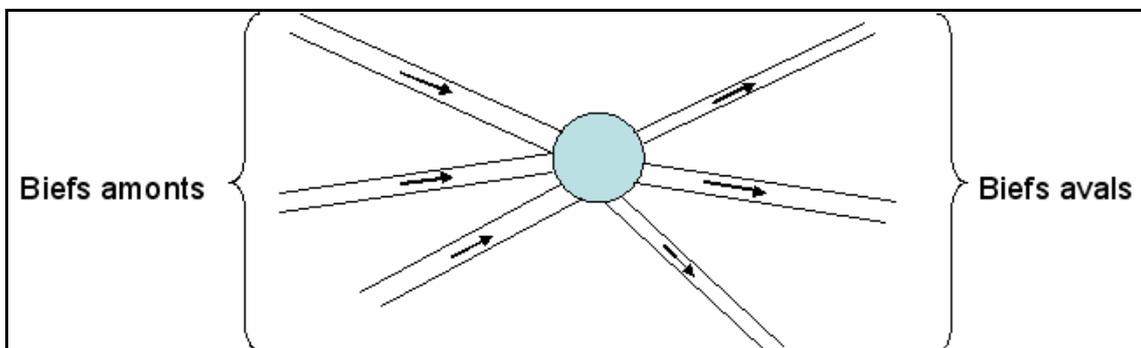


Figure 2.5 : Schéma général d'un nœud du réseau

La simplification de l'équation de conservation de la masse nous donne l'égalité de la somme des débits entrants et sortants :

$$\sum_{i=1}^N Q_i = \sum_{j=1}^M Q_j \quad (2.111)$$

Cette première relation nous donne une relation sur les débits et il convient de la compléter par une relation sur les hauteurs d'eau, au moyen de l'équation de conservation de la quantité de mouvement ou de l'énergie.

Akan et Kim (Akan & Yen 1981), ont montré que dans le cas du régime subcritique, l'équation de l'énergie pouvait être approximée par l'égalité des hauteurs d'eau. De nombreux modèles utilisent cette approximation, notamment des modèles industriels tels que Canoe¹³ de SOGREAH et INSAVALOR, InfoWorks RS¹⁴ de Wallingford Software, mais aussi HEC-RAS ou le code LIDO¹⁵ du CETMEF (Centre d'Etudes Techniques Maritimes Et Fluviales).

Or cette approximation offre de mauvais résultats dans certains cas (Shabayek et al. 2002). Pour pallier à cela, des études plus récentes ont proposé d'autres approches. Ainsi dans le cas du régime fluvial, Gurram et al. (Gurram et al. 1997) et Hsu et al. (Hsu et al. 1998), ont basé leur approche sur l'égalité des hauteurs d'eau amonts et l'égalité des largeurs au miroir. Plus récemment encore et toujours pour le cas du régime fluvial, Shabayek et al. (Shabayek et al. 2002) ont développé un modèle théorique complet pour les équations de conditions aux limites aux nœuds qui ne repose ni sur l'égalité des hauteurs, ni sur celles des largeurs au miroir. Ce modèle est basé sur l'application conjuguée des équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement appliqué sur des volumes de contrôle.

Si l'on prend l'exemple d'une confluence telle que décrite Figure 2.6 (cas d'un apport latéral), et que l'on définit la nomenclature suivante : h_1, h_L, h_2 sont les hauteurs d'eau respectives des biefs amont, latéral et aval, B_1, B_L et B_2 les largeurs au miroirs respectives, Q_1, Q_L et Q_2 les débits respectifs, F_1, F_L et F_2 les nombres de Froude respectifs, $Y_1=h_1/h_2$ et $Y_L=h_L/h_2$ sont respectivement les rapport de hauteurs d'eau amont-aval et latéral-aval, $q_1=Q_1/Q_2$ et $q_L=Q_L/Q_2$ les rapports de débits amont-aval et latéral-aval et γ l'angle de la confluence.

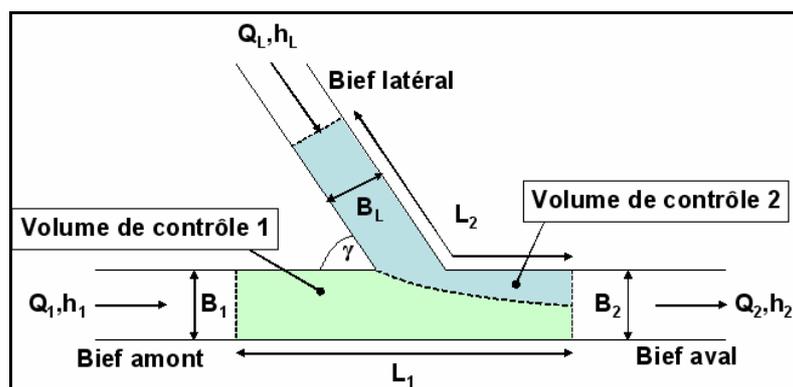


Figure 2.6 : Schéma d'une confluence avec simple apport latéral (d'après Shabayek et al, 2002)

¹³ <http://www.canoe-hydro.com/>

¹⁴ http://www.wallingfordsoftware.com/products/infoworks_rs/

¹⁵ <http://master.cetmef.equipement.gouv.fr/projets/transversaux/fudaa/applications/lido.html>

Les approches de Gurram et al. et de Hsu et al. sont similaires et peuvent s'écrire dans le cas d'une telle confluence :

$$\begin{cases} h_1 = h_L \\ Y_1^3 - Y_1(1 + 2F_2^2) + 2F_2^2[q_1^2 + q_L \cos(\gamma)] = 0 \end{cases} \quad (2.112)$$

Le modèle de Shabayek et al. est plus complexe et se présente sous la forme suivante :

$$\begin{cases} q_1 - \frac{q_1^2}{w_1 Y_1} - \frac{1}{8F_2^2} [w_1(3Y_1^2 - 2Y_1 Y_L - Y_L^2) + q_1(Y_1^2 + 2Y_1 Y_L + Y_L^2 - 4)] \\ - \frac{1}{2F_2^2} \left(\frac{L_1 S_0}{h_2} \right) (w_1 Y_1 + q_1) + K^* \left[\left(\frac{q_1}{w_1 Y_1} \right)^2 - \left(\frac{q_L}{w_L Y_L} \right)^2 \right] (Y_1 + Y_L)(2q_1 q_L) \\ + \frac{L_1}{B_2 C_*^2} \left(1 + \frac{b_2}{h_2} q_1 \right) = 0 \\ q_L - \frac{q_L^2}{w_L Y_L} - \frac{1}{8F_2^2} [w_L(3Y_L^2 - 2Y_1 Y_L - Y_1^2) + q_L(Y_L^2 + 2Y_1 Y_L + Y_1^2 - 4)] \\ - \frac{1}{2F_2^2} \left(\frac{L_L S_0}{h_2} \right) (w_L Y_L + q_L) - K^* \left[\left(\frac{q_1}{w_1 Y_1} \right)^2 - \left(\frac{q_L}{w_L Y_L} \right)^2 \right] (Y_1 + Y_L)(2q_1 q_L) \\ + \frac{L_L}{B_2 C_*^2} \left(1 + \frac{b_2}{h_2} q_L \right) + K \frac{q_L^3}{w_L^2 Y_L} = 0 \end{cases} \quad (2.113)$$

Où $w_1 = B_1/B_2$, et $w_2 = B_L/B_2$ sont les rapports de largeur respectivement amont-aval et latéral-aval, S_0 la pente du fond au niveau de la jonction, C_* le coefficient de Chezy adimensionnel, L_1 et L_2 les longueurs extérieures des deux volumes de contrôle, K^* le coefficient de cisaillement interfacial et K le coefficient de séparation des zones. Les valeurs de K^* et K sont calculées à l'aide des relations $K^* = -0.0015\delta + 0.3$ et $K = 0.0092\delta - 0.1855$

A l'aide de ces relations, l'écoulement est bien décrit dans le cas de confluences, où le régime est partout fluvial. Le cas des bifurcations est plus complexe, car la répartition des débits entre les branches avalées n'est pas connue. Le bilan de quantité de mouvement ou l'équation de conservation de l'énergie dans le cas où les hauteurs d'eau avalées sont sensiblement égales permet de relier la distribution de débit à une des caractéristiques de l'écoulement entre amont et aval (rapport de nombre de Froude, rapports de profondeurs. De telles relations ont été décrites pour des bifurcations à 90° (Law & Reynolds 1966; Hsu et al. 2002). Toutefois la détermination complète de la distribution des débits nécessite une loi de fermeture. Cette loi semble pouvoir être fournie dans le cas où l'écoulement passe en régime torrentiel (régime transcritique) dans la branche. Le cas transcritique est donc la seule configuration de défluence où la répartition de débit semble connue.

Les travaux de N. Rivière et M. Perkins menés en laboratoire sur des jonctions à 90° à trois et quatre branches, avec hauteurs d'eau avalées régies par des déversoirs, ont permis l'établissement de lois empiriques de répartition des débits pour les trois régimes d'écoulement.

Dans le cas fluvial et pour une bifurcation à trois branches (Figure 2.7), la répartition des débits dans le cas où les conditions avales sont symétriques s'exprime par (Rivière et al. 2007) :

$$R_{q-sym} = 0.5 - 0.04675 Fr_{Cx} \quad (2.114)$$

Où Fr_{Cx} est un nombre de Froude basé sur le débit amont et le déversoir aval d'axe x et R_{q-sym} le rapport des débits à l'aval pour les conditions à l'aval symétriques.

Dans le cas général, rapport des débits à l'aval $R_q = Q_{yo} / Q_{xo}$ s'exprime :

$$R_q = R_{q-sym} + 0.358(1 - R_c) Fr_{Cx}^{-0.77} \quad (2.115)$$

Où, $R_c = C_x / C_y$ le rapport des hauteurs de déversoirs à l'aval.

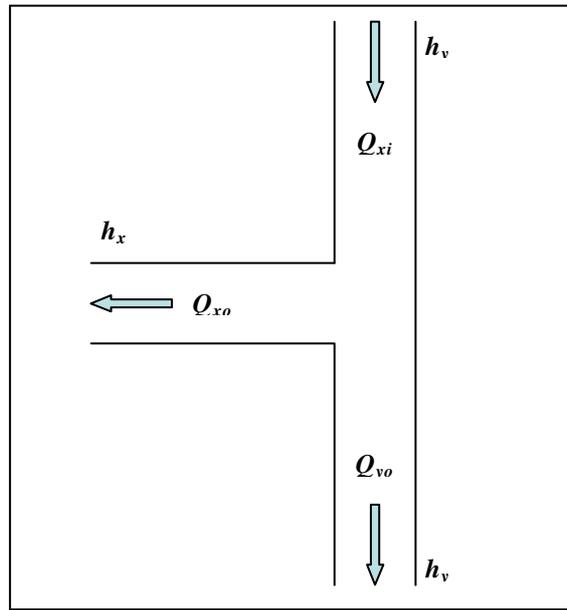


Figure 2.7 : Schéma d'une bifurcation à 90° à trois branches

Dans le cas transcritique et pour des branches de largeur égales, la relation obtenue est la suivante (Rivière et al. 2007):

$$R_q = 1.935 Fr_{xi} + 1.871 \quad (2.116)$$

Enfin dans le cas supercritique, un jet à surface libre se développe dans l'intersection (Rivière et al. 2007). L'eau envahit progressivement les canaux latéraux en laissant une zone sèche d'étendue variable (Figure 2.8).

En partant d'une analogie avec une rupture de barrage sur fond sec pour décrire ce type de jet pour des nombres de Froude élevés ($Fr > 3$), après avoir parcouru une distance égale à la largeur de la branche latérale, le rapport de débit théorique est :

$$R_{q-théo} = \frac{8}{27} \frac{1}{Fr_{xi}} \quad (2.117)$$

Dans le cas expérimental, l'impact du jet sur la paroi latéral crée une zone de remous qui modifie la répartition des débits en diminuant le débit partant dans le canal latéral. Un paramètre d'atténuation η est donc appliqué à la répartition théorique :

$$R_{q\text{-théo}} = \eta \frac{8}{27} \frac{1}{Fr_{xi}} \quad (2.118)$$

Dans le cas des expériences de Rivière & Perkins, des résultats en accord avec les mesures ont été obtenus pour $\eta = 0.828$.

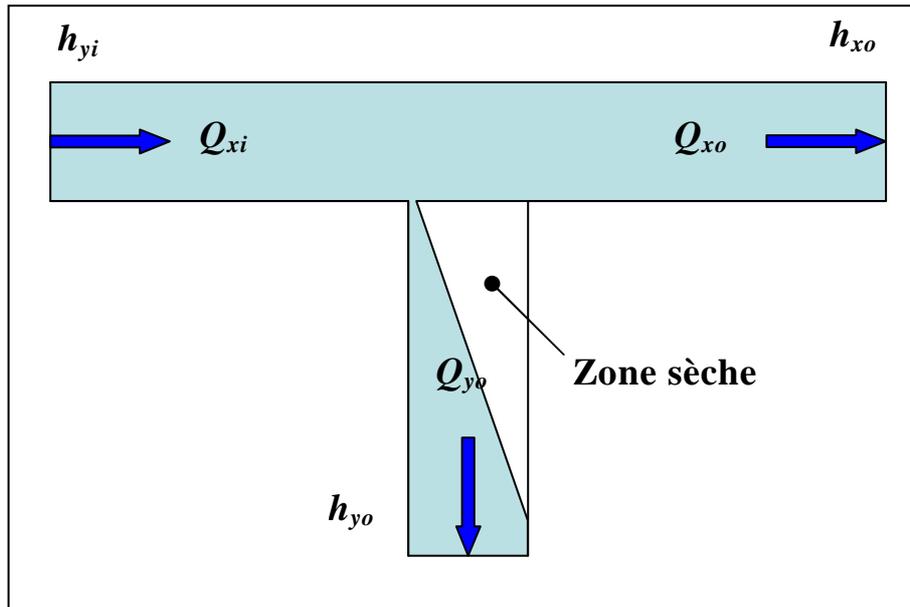


Figure 2.8 : Développement latéral du jet, zone sèche

Une fois les équations de nœuds définies, deux méthodes peuvent se distinguer pour effectuer la résolution du problème. La première méthode consiste à utiliser la formulation matricielle (voir paragraphe *Résolution matricielle*) et à remplir la matrice A et le vecteur B avec des formes linéarisées des équations choisies pour la résolution aux nœuds et la suite de la résolution reste la même que dans le cas d'un seul bief. La deuxième méthode, qui s'appuie sur la méthode du double balayage (voir paragraphe *Méthode du double balayage*) est plus ardue à mettre en œuvre. Il s'agit d'effectuer la résolution en deux temps : tout d'abord une résolution globale du réseau qui va permettre de calculer les valeurs des variables explicatives (par exemple Q et A) ou les gradients (ΔQ et ΔA) aux limites, puis une résolution interne de chaque bief grâce aux valeurs aux limites calculées.

Cette méthode de résolution repose sur le principe de condensation (Pourplanche et al. 2000) qui stipule que les relations de transfert peuvent être condensées afin d'obtenir des relations entre le point amont et le point aval de chaque bief. Pour cela, on réécrit (2.105) sous la forme suivante :

$$x_j = \delta_j x_{j+1} + \gamma_j \quad (2.119)$$

$$\text{Avec } x_j = \begin{pmatrix} \Delta Q_j \\ \Delta Z_j \end{pmatrix}, \alpha_j = \begin{pmatrix} GA_j & GB_j \\ GD_j & GE_j \end{pmatrix} \text{ et } \beta_j = \begin{pmatrix} GC_j \\ GF_j \end{pmatrix}.$$

En effectuant un simple calcul récurrent sur un bief présentant N sections, on obtient une relation entre x_l et x_N :

$$x_{N-1} = \delta_{N-1}x_N + \gamma_{N-1}$$

$$x_{N-2} = \delta_{N-2}x_{N-1} + \gamma_{N-2} = \delta_{N-2}\delta_{N-1}x_N + \delta_{N-2}\gamma_{N-1} + \gamma_{N-2}$$

$$x_{N-3} = \delta_{N-3}x_{N-2} + \gamma_{N-3} = \delta_{N-3}\delta_{N-2}\delta_{N-1}x_N + \delta_{N-3}\delta_{N-2}\gamma_{N-1} + \delta_{N-3}\gamma_{N-2} + \gamma_{N-3}$$

...

$$x_j = \delta_j x_{j+1} + \gamma_j = \left(\prod_{k=j}^{N-1} \delta_k \right) x_N + \sum_{k=j+1}^{N-1} \left(\left(\prod_{l=j}^{k-1} \delta_l \right) \gamma_k \right) + \gamma_j$$

...

$$x_1 = \delta_1 x_2 + \gamma_1 = \left(\prod_{k=1}^{N-1} \delta_k \right) x_N + \sum_{k=2}^{N-1} \left(\left(\prod_{l=1}^{k-1} \delta_l \right) \gamma_k \right) + \gamma_1$$

En effectuant un calcul similaire avec les relations de transfert dans le sens aval→amont→aval, sous la forme $x_{j+1} = \alpha_j x_j + \beta_j$, On obtient donc les relations suivantes :

$$\begin{aligned} x_1 &= M_\delta x_N + V_\gamma \\ x_N &= M_\alpha x_1 + V_\beta \end{aligned} \tag{2.120}$$

Une fois les relations condensées obtenues, on les associe avec les relations aux nœuds et les conditions aux limites externes du réseau afin d'obtenir le système complet de résolution globale du réseau. La résolution de ce dernier permet alors d'obtenir les valeurs des ΔQ et des ΔZ aux limites pour chacun des biefs. La dernière étape de la résolution consiste alors à utiliser la méthode du double balayage sur chaque bief avec ces valeurs limites obtenues pour la résolution fine du système sur chaque section de calcul.

2.9 Conclusions

La modélisation thermique d'un cours d'eau, en fonction des objectifs attendus, peut soit être simple, au moyen de modèles statistiques de types autorégressifs par exemple, soit nécessiter de nombreuses données et de moyens informatiques conséquents dans le cas d'un couplage de modèles mathématiques hydraulique et thermique. Bien que les deux approches aient montré des résultats similaires dans la littérature au niveau de leur capacité à prédire l'évolution de la température d'un cours d'eau, l'approche déterministe offre bien plus de possibilité d'étude que l'approche statistique (spatialisation, étude des flux, etc.).

Dans le cadre de ce travail de thèse, les deux approches ont été utilisées, en commençant par les modèles statistiques. Notre objectif étant de déterminer les processus thermiques mis en jeu dans l'évolution de la température de la Garonne ces dernières années et d'étudier l'impact des différents facteurs, tant environnementaux qu'anthropiques, la modélisation déterministe semblait plus adaptée. Pourtant la détermination et la paramétrisation de tels modèles sont souvent complexes et le temps de calcul important nécessaire à l'obtention de résultats peut être une source de gaspillage de temps. Il peut être plus judicieux, comme ce fut le cas lors de ce travail de thèse, de clarifier le problème au moyen de modèles plus simples, tels les modèles statistiques, afin de déterminer, d'une part les processus sensibles et d'autre part obtenir une première

estimation des paramètres des modèles empiriques. En effet, la détermination des processus sensibles permet de dégager la liste des processus pour lesquels la une paramétrisation approximative est suffisante, ce qui offre un gain de temps non négligeable dans la paramétrisation du modèle, et l'étude des coefficient des modèles statistiques peut aider à la détermination de valeurs initiales des paramètres ou au moins des fourchettes de valeurs à utiliser dans le cadre d'une méthode d'optimisation de ces paramètres.

Chapitre 3 : Données recueillies

3.1	Introduction	78
3.1.1	Présentation du tronçon d'étude.....	78
3.1.2	Recueil de données.....	79
3.1.3	Incertitudes, erreurs et absence de données	81
3.2	Présentation des données recueillies	83
3.2.1	Données morphologiques	83
3.2.2	Données hydrologiques	86
3.2.3	Données climatiques	90
3.2.4	Températures de l'eau	94
3.3	Estimation des données manquantes.....	97
3.3.1	Méthodes utilisées pour les données hydrologiques.....	98
3.3.2	Méthodes utilisées pour les données climatiques.....	101
3.4	Conclusions	108

3.1 Introduction

3.1.1 Présentation du tronçon d'étude

Le tronçon retenu pour notre étude est une portion de Garonne de 115 km de long s'étendant de Portet-sur-Garonne jusqu'à Malause (voir Figure 3.1).

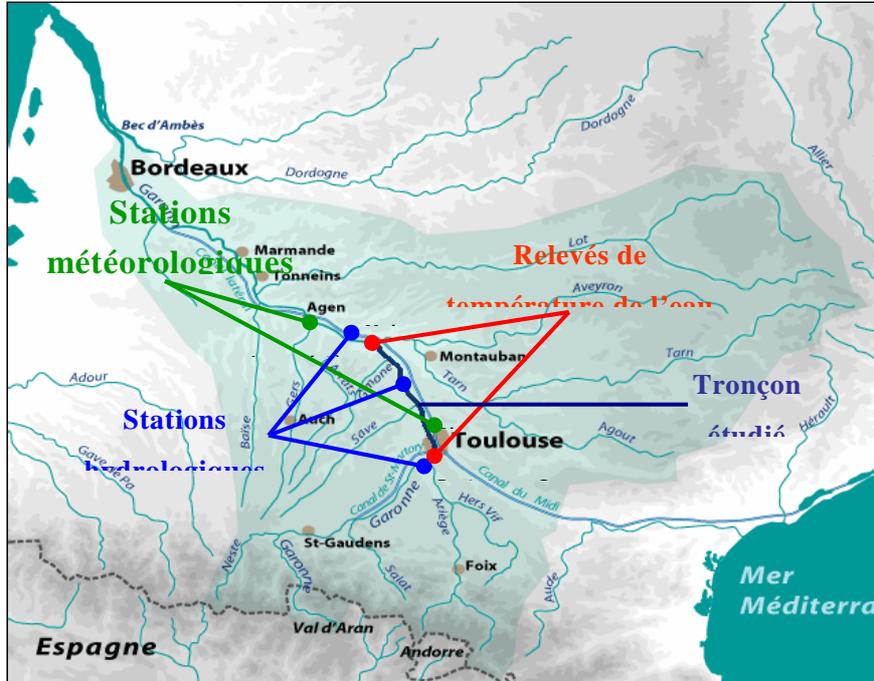


Figure 3.1 : Tronçon d'étude et stations de mesures

Source : SMEAG (Fond de carte)

Le long de ce tronçon, on trouve de nombreux affluents de la Garonne (Touch, Pique, Neste, Tarn, etc.), mais la plupart d'entre eux présentent des débits faibles par rapport à ceux de la Garonne et n'ont donc pas été pris en compte. Seul le Tarn a été retenu, du fait qu'il s'agit d'un affluent important (le débit de celui-ci pouvant être du même ordre voire supérieur, à certaines périodes, à celui de la Garonne au droit de leur confluence). L'aval de notre tronçon est proche de la confluence du Tarn et de la Garonne. Cet affluent influe donc directement sur les températures de l'eau à Malause.

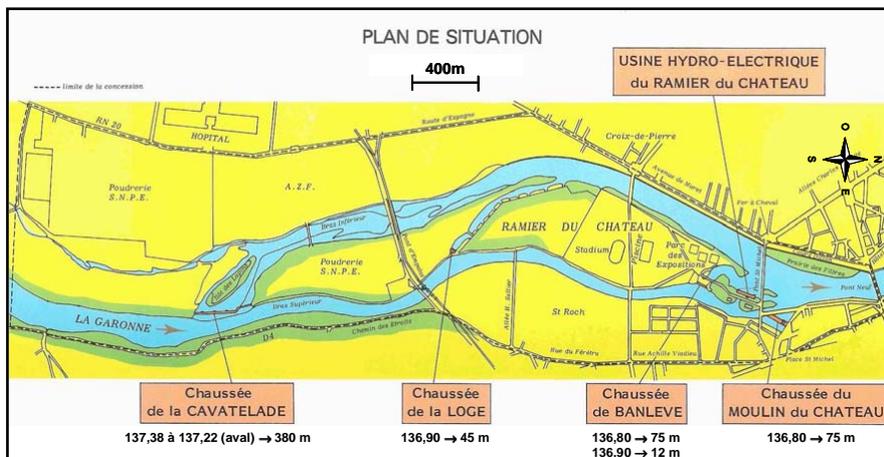


Figure 3.2 : Plan de la traversée de l'île du Ramier

Source : Régie municipale d'électricité de Toulouse

De nombreux points de prélèvements sont également recensés mais la grande majorité n'est pas prise en compte car leurs débits sont négligeables par rapport au débit de la Garonne. Enfin on note la présence de plusieurs singularités (ponts, déversoirs, etc.), principalement au niveau de la traversée de Toulouse (île du Ramier (voir Figure 3.2), centrales hydroélectriques). Ces singularités influencent localement le régime hydraulique du fleuve.

La morphologie de notre tronçon d'étude est très variée avec des faciès morphologiques de lit différents (voir paragraphe 0), des sinuosités et des variations de largeur (voir Figure 3.3).

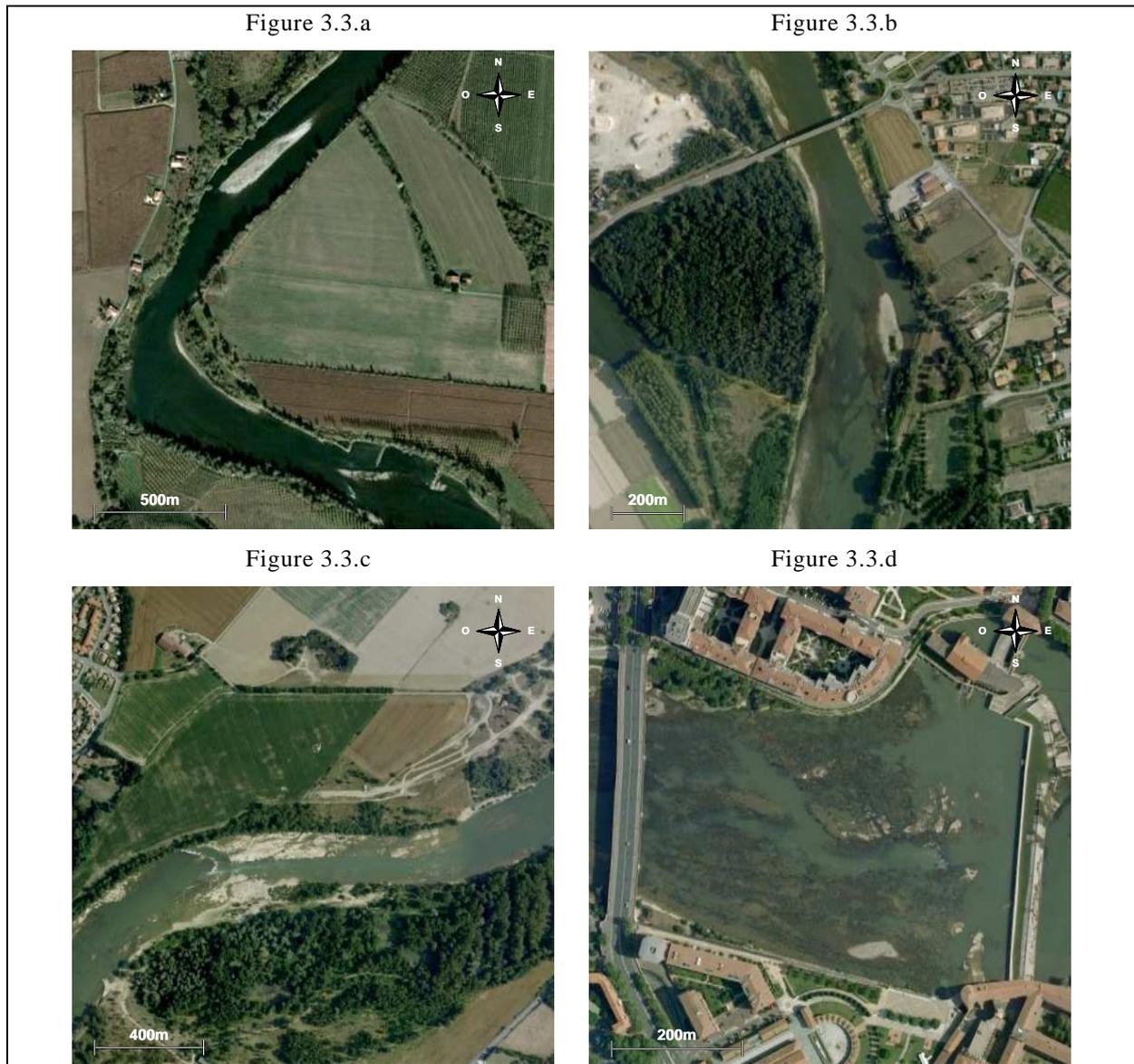


Figure 3.3 : Spécificités morphologiques et singularités de la Garonne. Amont (2.5 km) de Verdun-sur-Garonne (a), Gagnac-sur-Garonne (b), 250 m en aval de la station de Portet-sur-Garonne (c) et Chaussée du Bazacle à Toulouse (d)

Source : Google Earth 2010

3.1.2 Recueil de données

Dans le cadre de la modélisation thermique monodimensionnelle d'un cours d'eau, de nombreuses données sont nécessaires (voir chapitre 2.7). Il est donc important de dresser

en premier lieu une liste complète des données à recueillir et de cibler les organismes pouvant fournir ces données.

Données morphologiques

Les premières données nécessaires pour établir une modélisation monodimensionnelle d'un tronçon de rivière concernent la morphologie du lit de la rivière et éventuellement des berges et plaines d'inondations. La géométrie d'une modélisation filaire est généralement déterminée à partir d'une collection de profils en travers (voir 2.8.2). Il est également possible de déterminer la géométrie à partir de Modèles Numériques de Terrain (moins précis) ou de données bathymétriques (généralement plus difficiles à obtenir que des profils en travers).

Données hydrologiques

Les données hydrologiques pour lesquelles des chroniques de données sont habituellement disponibles sont les hauteurs d'eau et les débits. Ces données proviennent de stations automatiques mesurant en continu les hauteurs d'eau et parfois les débits. En règle générale, seules les hauteurs d'eau sont mesurées (à l'aide d'un limnigraphe) et servent au calcul des débits au moyen de courbes dites de tarage (relation hauteur-débit). Les données de débits issues du réseau de la Banque HYDRO sont calculées de cette manière. Mis à part les organismes disposant de stations de mesures en continu, il est possible d'obtenir des données issues de campagnes de mesures in-situ pour lesquels des profils de vitesses sont généralement mesurés au moyen d'un moulinet. Toutefois, les données de débits et de hauteurs d'eau suffisent à calculer toutes les autres variables (vitesses, surfaces mouillées, etc.) en utilisant la géométrie des profils en travers.

Ce secteur est également fortement soumis aux pressions liées à l'irrigation (voir paragraphe 1.1.2). Il était donc important de recenser des données relatives aux nombreux points de prélèvements liés à l'irrigation afin d'étudier leur influence sur le régime hydraulique du tronçon d'étude.

Données climatiques

Etant donné les phénomènes thermiques en jeu (voir 2.7), il est important de rassembler des chroniques de données pour le plus grand nombre de facteurs climatiques possible : température de l'air, rayonnement solaire, couverture nuageuse, vitesse du vent, etc. Ces données sont issues de stations météorologiques et peuvent donc être recueillies soit auprès de Météo France qui recense les résultats de la grande majorité des stations sur le territoire Français (stations professionnelles et autres) ou encore auprès d'associations amateurs.

Données de températures de l'eau

Les données de températures de l'eau sont généralement issues de campagnes de mesures. La prise de mesure de température de l'eau est délicate car les sondes sont fragiles et nécessitent un étalonnage fréquent. Les stations automatiques de mesures de l'eau sont donc peu répandues et généralement liées à des problématiques ponctuelles (difficulté d'obtenir de longues chroniques). Certaines activités nécessitent toutefois le suivi régulier de la température de l'eau. On peut citer par exemple le cas des centrales nucléaires dont la température de l'eau servant à refroidir les réacteurs est surveillée en continu en amont et en aval.

Données de températures du sol

La prise de mesure des températures de sol n'est pas très répandue et les méthodes usuellement employées peuvent induire des perturbations thermiques (Rhachi et al. 1997). De plus les variations par rapport à une courbe lissée de type sinusoïdale sont

assez faibles du fait de la forte inertie thermique du sol. L'utilisation de telles courbes est donc un bon moyen d'approximation des températures du sol. Toutefois la résolution numérique des équations de transport thermique dans le sol est plus pertinente à l'heure actuelle. Une modélisation monodimensionnelle verticale de l'équation de diffusion thermique à l'aide de méthodes de type différences finies suffit généralement à obtenir des valeurs satisfaisantes de température du sol ((Kim 1993).

Données sur l'anthropisation

Deux principaux aspects anthropiques sont importants pour cette étude : les ouvrages et les prélèvements. Les données concernant les ouvrages importants tels que les déversoirs, vannes, etc. sont nécessaires afin de mener à bien une modélisation hydraulique de type St-Venant, car ceux-ci influencent fortement l'écoulement. Les ouvrages de type barrages ou déversoirs étant souvent liés à l'hydroélectricité, ces données sont généralement recueillies auprès d'EDF, de collectivités locales ou de bureaux d'études en charges des ouvrages.

Il est également important de recenser les points de prélèvements, ainsi que les volumes prélevés. De nombreux acteurs participent à la gestion des répartitions de ces prélèvements et sont autant de sources de données (AEAG, chambres d'agriculture, etc.).

3.1.3 Incertitudes, erreurs et absence de données

Incertitudes liée à la métrologie

Il est important de connaître ou d'estimer la précision (ou l'incertitude) des mesures liées à la métrologie ainsi que les sources d'erreurs ou de dysfonctionnements des divers instruments. D'une part cela permet une meilleure analyse des données, notamment la détection de données erronées, mais cela permet également d'estimer l'incertitude des modèles d'estimation et de fixer des objectifs quant à la précision attendue.

L'incertitude de données mesurées peut provenir de multiples facteurs : précision des sondes, dispersion introduite par la conversion des signaux analogiques en numériques, échantillonnage des mesures, dégradation des sondes, perturbations environnementales, dérive temporelle (nécessité de ré-étalonnage), etc. Toutes ces sources d'incertitudes sont difficiles à évaluer et dépendent fortement de l'environnement de la prise de mesure (mesure in-situ). Il est donc évident que la quantification de l'incertitude ne peut être égale à la précision fournie par les fournisseurs d'instruments de mesure, celle-ci étant d'une part calculée en laboratoire, où les sources de perturbations sont faibles, et d'autre part parfois minimisée dans un but commercial.

La quantification rigoureuse de cette incertitude passe par un jaugeage de chaque site de mesure. Ceci est généralement réalisé par comparaison de la mesure automatique avec des mesures précises et fiables, affranchies au maximum des perturbations environnementales. Or obtenir des mesures fiables requiert généralement la présence d'un opérateur qui vérifie l'absence de perturbation. De telles campagnes ont pourtant été menées et ont permis de dégager des intervalles d'incertitudes en fonction du paramètre à mesurer.

Mesures de hauteurs d'eau et de débits

D'après une étude sur les incertitudes sur les débits de crues, menée par le CEMAGREF Lyon et la DTG d'EDF (Lang et al. 2006), les erreurs de mesures de hauteurs d'eau sont généralement de l'ordre de 1 % en régime normal et celles de débits de 3 % à 5 %. Ces erreurs sur les débits proviennent du calcul de ces derniers à l'aide des courbes de tarage. En régime de crues, ces valeurs peuvent augmenter et atteindre environ 15 % du fait du fort niveau d'extrapolation des courbes de tarage.

Mesures de température de l'eau

Dans le cadre d'une étude menée par Poirel et al sur les températures du Rhône, une campagne d'estimation des erreurs de la chaîne de mesures ont été réalisées par étalonnages sur site au moyen d'un four thermostaté de précision, d'après une procédure mise au point conjointement avec le Laboratoire National d'Etalonnage. Cette campagne a permis de mettre en évidence une incertitude in-situ, au minimum, de 0.2 – 0.3 °C.

Mesures climatiques

Dans le cadre des stations météorologiques du réseau RADOME, les précisions attendues pour les mesures ont été fixées en accord avec les recommandations de l'OMM. Diverses classes de précision de mesures ont été définies (de A à E, voir annexes) et les précisions retenues pour les stations du réseau RADOME sont de classes B exceptée pour l'irradiation solaire, de classe A. Les précisions correspondantes sont les suivantes : pression atmosphérique ± 0.5 hPa, irradiation solaire ± 5 % (sur les cumuls quotidiens), vitesse du vent ± 10 % (ou ± 0.5 m.s⁻¹), température de l'air sous abri ± 0.25 °C (sonde thermométrique Pt100 de classe A) plus incertitude acquisition inférieure 0.15 °C (incertitude de la chaîne de mesure communément fixée à ± 0.5 °C), humidité relative ± 6 % plus incertitude d'acquisition inférieure ou égale à 1 % et précipitations ± 5 %.

Données manquantes

Dans le cas où les données sont l'objet d'une procédure de vérification par le fournisseur, il n'est pas rare d'obtenir des chroniques avec données manquantes, les données mesurées alors que le dispositif de mesure était défectueux ayant été effacées. Ces « blancs » dans les séries de mesures peuvent poser problème en fonction du champ d'utilisation des données. Dans le cadre d'une utilisation statistique les dates avec une ou plusieurs données manquantes peuvent parfois être retirées des jeux de données avec pour seul préjudice pour l'analyse une réduction de l'échantillon. Par contre, dans le cas d'une modélisation déterministe à pas de temps constant, il convient de disposer de toutes les données ou d'une méthode permettant de reconstruire les données manquantes. Dans le cadre de l'utilisation d'un modèle autorégressif, il est également préférable de travailler avec des séries chronologiques complètes. Il est alors nécessaire d'estimer les données manquantes, au moyen de méthodes adaptées, telles que les méthodes détaillées au chapitre précédent (paragraphe 2.4).

Données erronées

Déterminer les données manquantes est généralement évident. A l'inverse, détecter les données erronées peut s'avérer beaucoup plus délicat. Pour les organismes effectuant un travail de validation des données, des codes de qualité sont apposés à chaque donnée fournie (Météo France, banque HYDRO, etc.). Mais dans le cas de données brutes, la question du traitement des données s'avère plus complexe. Certaines erreurs sont facilement identifiables telles que des valeurs de température de l'eau égale à 0 °C (dysfonctionnement de la sonde) ou égales à celles de température de l'air durant plusieurs jours (exondation, la sonde n'est plus immergée). D'autres en revanche, souvent noyées dans le reste de la chronique (par exemple dysfonctionnement ponctuel d'une sonde, rectifiée le lendemain) peuvent être difficilement identifiables. Il existe des outils statistiques pour la détection des données erronées, tels que les tests de recherche de points marginaux (outliers) ou les graphiques type boîte à moustaches, mais les points détectés peuvent être tout simplement des données valides mais atypiques.

Suivant l'application, il faut alors retirer les données erronées de l'échantillon ou estimer des valeurs corrigées de ces données. On traite alors ces données comme les données manquantes et on applique la méthode adaptée. Une autre approche, consiste à travailler sur des chroniques lissées (par décomposition en série de Fourier par exemple)

ou sur des statistiques descriptives, telles que les quantiles, ce qui permet de s'affranchir des données extrêmes. Dans le cas de mesures de températures égales à 0°C mentionné précédemment, par exemple, il est préférable de travailler sur le centile 5% plutôt que sur les minima de températures.

3.2 Présentation des données recueillies

Notre tronçon d'étude a été divisé en six biefs d'après les spécificités suivantes, repérées le long du parcours (voir Figure 3.4) : séparation en deux bras principaux autour de l'île du Ramier (chaussée de la Cavatelade à l'amont et confluence avec système de vannes sur le bras supérieur à l'aval), chaussée du Bazacle et confluence avec le Tarn. Nous avons choisi de ne conserver que les deux bras principaux autour de l'île du Ramier.

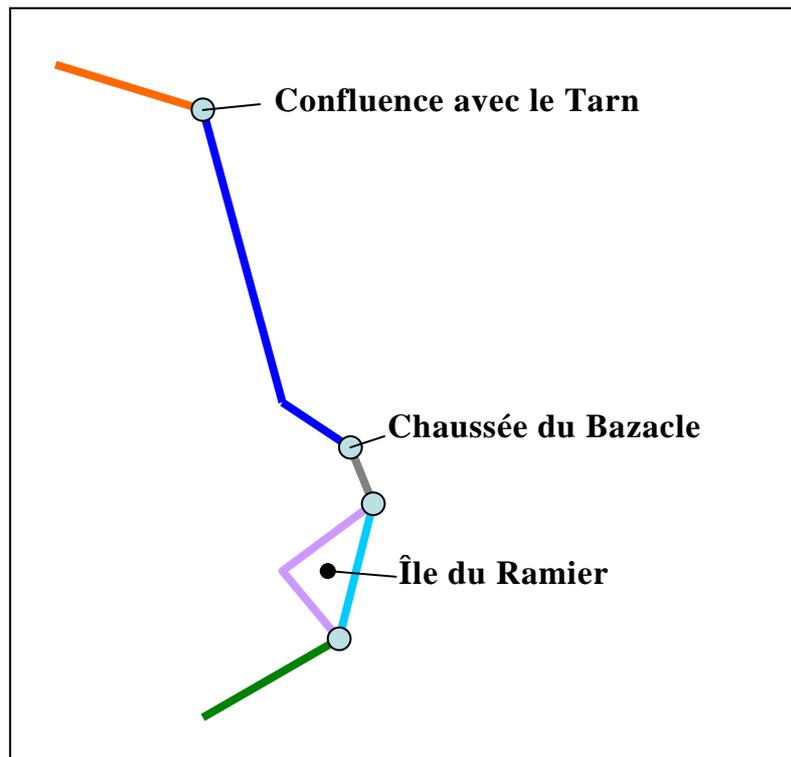


Figure 3.4 : Découpage retenu pour la modélisation du tronçon d'étude

La répartition entre ces deux bras est importante pour notre problématique, le bras inférieur étant une zone de faible écoulement. Les bras restants (de faibles longueurs) participent à assurer une cote de surface libre constante au droit de la prise d'eau de la centrale hydroélectrique. La prise en compte du système de vannes à l'aval de l'île suffit amplement en première approximation à assurer la condition de cote constante, l'intérêt des bras intérieurs pour la modélisation hydraulique est donc faible. De plus leur prise en compte aurait sensiblement augmenté le risque de divergence de la méthode utilisée pour calculer la répartition des débits entre bras au niveau des défluences.

3.2.1 Données morphologiques

Profils en travers

Profils obtenus

203 profils en travers, espacés de 50 à 600 m, ont été obtenus. Ceux-ci font parti d'un ensemble de profils en travers obtenus dans le cadre de la thèse de Sabine SIMEONI-SAUVAGE au sein du groupe « Hydrodynamique de l'Environnement » de

l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse. Ces profils proviennent de plusieurs sources : Directions Départementales de l'Équipement (DDE) de la Haute-Garonne¹⁶ et du Tarn-et-Garonne¹⁷, Direction Régionale de l'Environnement (DIREN), géomètres d'Electricité De France¹⁸ (EDF) et géomètres experts.

Ces profils nous renseignent sur la morphologie de la rivière au niveau de notre tronçon d'étude. De nombreuses caractéristiques (profil en long, pente moyenne, zones de radiers et de mouilles, zones à fortes variations de pentes, présences de ponts, etc.) sont déterminées à l'aide de ces profils et de leur localisation spatiale.

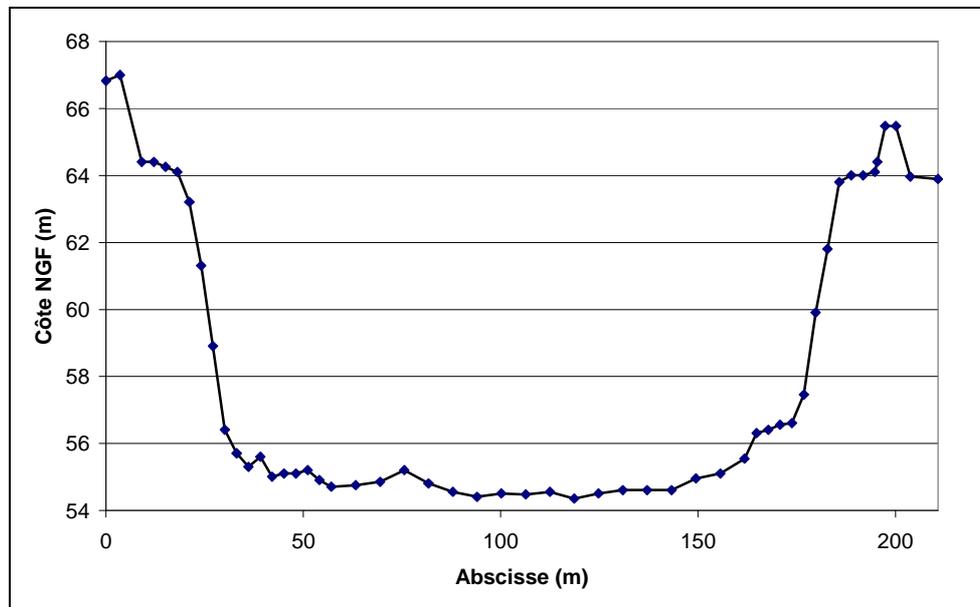


Figure 3.5 : Profil en travers en aval de la confluence avec le Tarn – profil PK202

Calcul de la cote de fond des profils

Pour déterminer la cote de fond de chacun de ces profils, il convient de fixer une méthode adaptée afin de s'affranchir des irrégularités présentes sur certains profils (voir Figure 3.6).

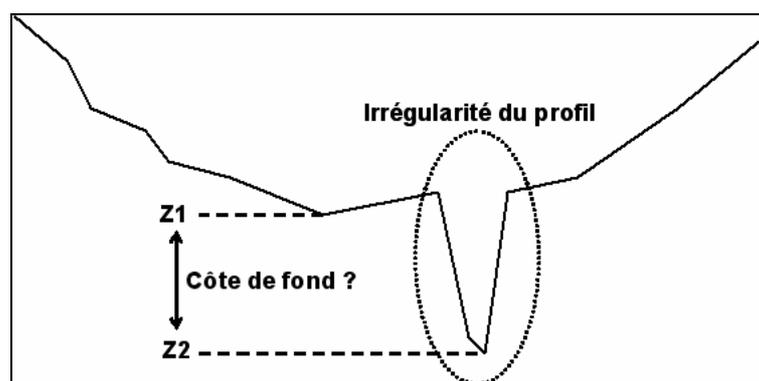


Figure 3.6 : Incertitude sur la détermination de la cote de fond pour un profil en travers avec irrégularité

¹⁶ <http://www.haute-garonne.equipement.gouv.fr/>

¹⁷ <http://www.tarn-et-garonne.equipement.gouv.fr/>

¹⁸ <http://www.edf.fr/>

Pour définir la cote du fond (Z_f (m)) d'un profil nous avons choisi d'éliminer tous les points dont l'écart d'élévation avec ses voisins immédiats est supérieur à 200 % de la moyenne des écarts d'élévation entre points. Cette méthode permet de s'affranchir des zones localisées de grande profondeur, dont la cote ne reflète pas la cote de fond réelle du profil entier. La cote de fond a ensuite été fixée égale à la cote minimale des points restants (voir Figure 3.7).

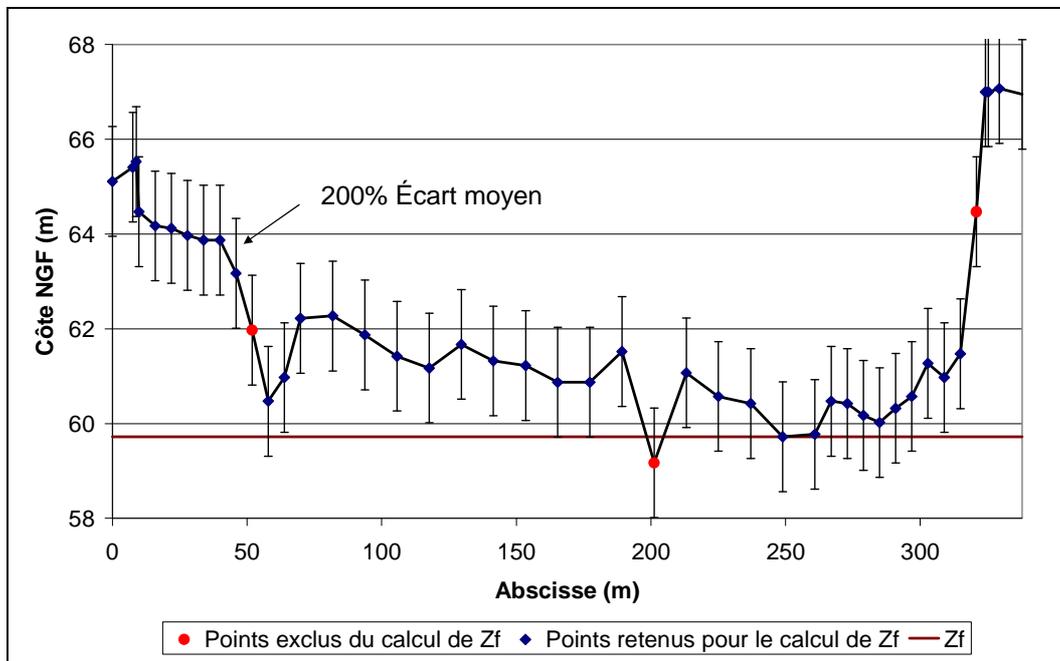


Figure 3.7 : Exemple de détermination de la cote de fond – profil PK197

Profil en long et morphologie

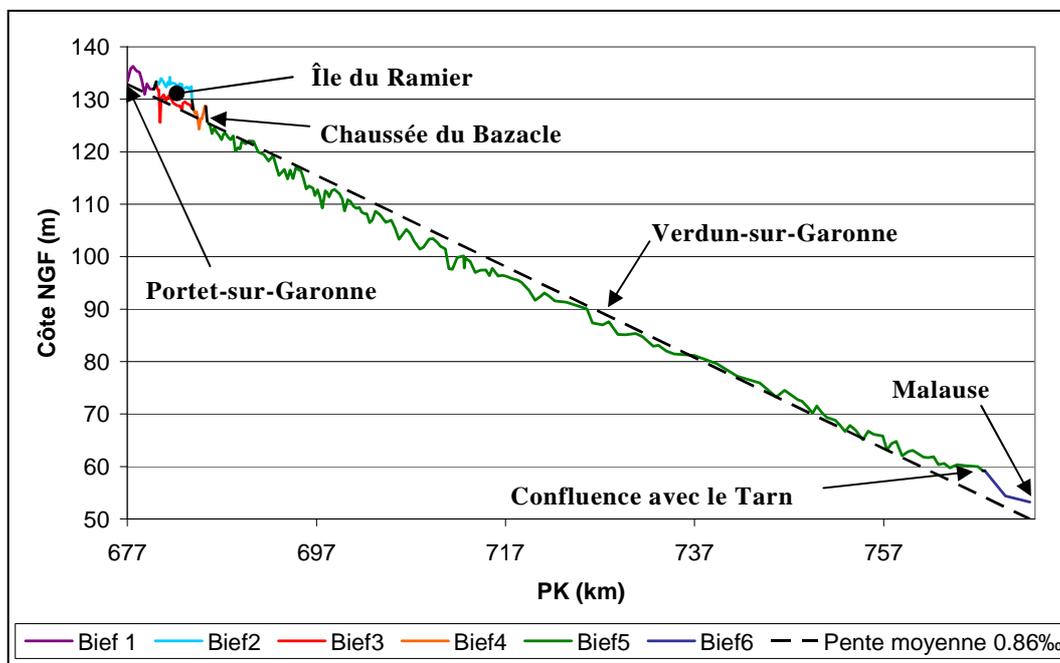


Figure 3.8 : Profil en long du tronçon de Garonne étudié

A partir des données de cotes de fond, nous avons pu tracer le profil en long du tronçon pour les 6 biefs définis en partie 3.1.1 (voir Figure 3.8). La pente moyenne du lit est d'environ 0.9 ‰ avec des pentes naturelles (hors ouvrages tels que déversoirs, etc.)

s'échelonnant entre - 5 % et + 5 % (95 % de pentes entre profils comprises entre - 2 % et 2 %). La variabilité des pentes est donc très forte et le lit présente de nombreuses diversités.

Ouvrages

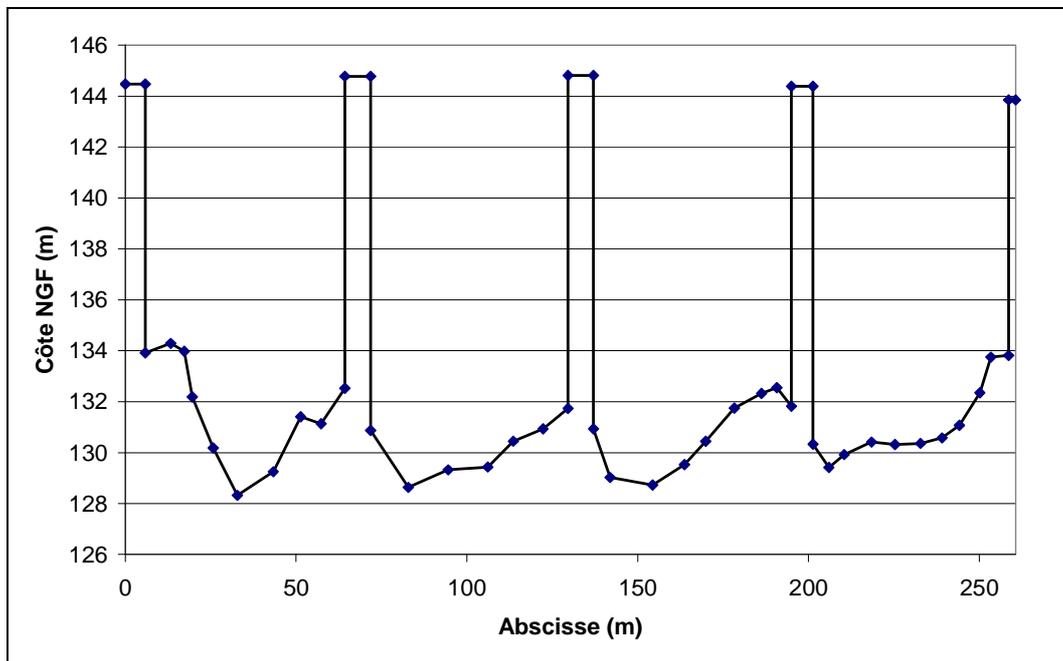


Figure 3.9 : Visualisation du pont de St Michel à Toulouse sur le profil PK35-2

Sur notre tronçon on peut noter la présence de plusieurs ouvrages dont l'influence sur l'hydraulique peut ne pas être négligeable (pertes de charges singulières, contractions, etc.). 17 ouvrages de type ponts ou assimilés ont été recensés dont 12 apparaissent sur un ou plusieurs profils en travers (voir Figure 3.9). Les piliers créent des pertes de charges et des zones mortes d'écoulement. Plusieurs seuils et de déversoirs sont également répartis le long de notre tronçon. Parmi ceux-ci, deux sont vraiment influents : la chaussée de la Cavatelade au niveau de la défluence de l'île du ramier (voir Figure 3.2) et la chaussée du Bazacle (voir Figure 3.3, photos en bas à droite). Enfin deux centrales hydroélectriques sont en activité dans le secteur de Toulouse. La première est placée entre les deux bras de l'île du Ramier et est couplée avec un système de déversoir de hauteur ajustable pour ajuster la hauteur d'eau au niveau de la prise d'eau de la centrale. La deuxième est située au Bazacle et est reliée à un déversoir de hauteur de chute importante (chaussée du Bazacle). Ces deux centrales sont équipées de passes à poisson.

3.2.2 Données hydrologiques

Présentation Banque Hydro et stations

Les données hydrologiques que nous avons obtenues nous ont été fournies par la Banque HYDRO¹⁹. La banque HYDRO est une base de données administrée par le Service Central d'Hydrométrie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI), placé sous l'égide du ministère de l'écologie et du développement durable. Cette base centralise et stocke les mesures de hauteurs d'eau de 3500 stations de mesures (dont 2400 en activité) implantées sur les cours d'eau français. Ces stations sont gérées par divers organismes tels que les services de l'état (directions régionales de l'environnement (DIREN),

¹⁹ <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

Services de prévisions des Crues (SPC), etc.), des organismes de recherche (CEMAGREF, universités) ainsi qu'Electricité de France. Des valeurs de débits, calculés à partir de ces données de hauteurs d'eau et de courbes de tarage sont également disponibles., la banque HYDRO calcule les débits instantanés, journaliers, mensuels, extrêmes, etc.

Trois stations ont été retenues le long de notre zone d'étude (voir Figure 3.1). Ces trois stations sont des stations automatiques à caractères hydrologiques, équipées d'échelle limnimétriques. Ces stations mesurent donc des hauteurs d'eau qui, ajoutées au zéro de l'échelle de mesure, fournissent les cotes de surface libre. Ces stations sont régulièrement jaugées (confrontation entre mesures de débits ou de vitesses et mesures de hauteurs d'eau) pour la détermination et la modification des lois de tarage qui permettent de calculer les débits à partir des hauteurs d'eau. Les données de hauteurs d'eau et de débit fournies sont des données instantanées relevées à des horaires divers, avec au moins une mesure par jour et les données de débit sont fournies sous forme de données instantanées ou de moyennes journalières, mensuelles, etc.

Disponibilité et validité des données recueillies

Les chroniques les plus volumineuses et complètes ont été obtenues pour la station de Portet-sur-Garonne. Les données de débits recueillies s'étendent de 1960 à 2005 et les données de hauteurs d'eau de 1910 à 2006 avec très peu de données manquantes. La chronique de débit obtenue pour la station de Lamagistère s'étend de 1967 à 2005 (chronique complète) et celle obtenue pour la station de Verdun de 1972 à 2005 (environ deux mois de données manquantes, février et mars 1990). Les chroniques de hauteurs d'eau mesurées à ces deux stations débutent, en revanche, à partir de 1988. Ces deux chroniques présentent peu de données manquantes.

Les données de hauteurs d'eau n'étant pas mesurées à pas de temps régulier, il est impossible de déterminer les données manquantes de ces séries. Pour déterminer la validité des données de hauteurs d'eau, nous avons calculé les chroniques de moyennes journalières correspondantes et ainsi pu mettre en évidence les jours où aucune mesure n'a été effectuée. Le Tableau 3.1 récapitule l'ensemble des données obtenues pour la période 1978 – 2005.

Tableau 3.1 : Disponibilité des données hydrologiques

	Période	Données présentes	Données manquantes
Débits à Portet	1978 – 2005	100.0 %	0.0 %
Débits à Verdun	1978 – 2005	99.6 %	0.4 %
Débits à Lamagistère	1978 – 2005	100.0 %	0.0 %
Hauteurs d'eau à Portet	1978 – 2005	99.9 %	0.1 %
Hauteurs d'eau à Verdun	1988 – 2005	99.4 %	0.6 %
Hauteurs d'eau à Lamagistère	1988 – 2005	99.8 %	0.2 %

De nombreuses données manquantes ont été recensées dans les chroniques de la station de Verdun. Heureusement, il ne s'agit pas d'une station en limite de notre tronçon d'étude. Les données de cette station ont donc principalement servi pour la validation du modèle hydraulique. Les chroniques de débit à Portet-sur-Garonne et de hauteurs d'eau à Lamagistère ont, quant à elles, été utilisées pour les conditions aux limites du modèle hydraulique. On note par ailleurs que des données sont manquantes au sein de la chronique des hauteurs d'eau à Lamagistère. Ces valeurs manquantes sont donc estimées pour la condition aval du modèle hydraulique.

Etude des tendances d'évolution

Pour chaque chronique de données hydrologique obtenue, une étude qualitative et statistique de tendance a été effectuée pour sept statistiques descriptives calculées à partir des mesures (moyennes annuelle et saisonnières, 5^{ème} et 95^{ème} centiles). Le test du rho de Spearman (voir paragraphe 2.5.2) a été utilisé pour déterminer les évolutions significatives. Puis, afin de caractériser les tendances significatives, une qualification du type de tendance a été réalisée par étude graphique et un écart a été calculé entre le début et la fin de la période d'étude. Dans certains cas, la période considérée est réduite à la chronique pour laquelle les données sont disponibles. Une telle étude préliminaire permet de dégager les paramètres potentiellement reliés à l'évolution de la température de l'eau.

Analyse des tendances

Le test du rho de spearman a été appliqué aux six statistiques descriptives retenues pour les débits et les hauteurs d'eau des trois stations afin de qualifier la significativité des évolutions calculées (en utilisant l'hypothèse d'évolution linéaire). Le Tableau 3.2 reprends les résultats obtenus pour les débits et le

Tableau 3.3 pour les hauteurs d'eau. Dans ces deux tableaux, la significativité des tendances est représentée par la p-value et le risque de première espèce a été fixé à 5 %. Ainsi toutes les tendances obtenant une p-value inférieure ou égale à 0.05 sont jugées significatives (intervalle de confiance 95 %).

Tableau 3.2 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de débits

	Portet-sur-Garonne		Verdun-sur-Garonne		Lamagistère	
	Evolution	p-value	Evolution	p-value	Evolution	p-value
5ème centiles	- 5	0.431	- 7	0.256	- 23	0.100
95ème centiles	- 100	0.259	- 142	0.069	- 226	0.299
moyennes annuelles	- 47	0.125	- 64	0.056	- 105	0.093
moyennes hiver	- 62	0.309	- 83	0.245	- 123	0.382
moyennes printemps	- 62	0.404	- 103	0.056	- 217	0.089
moyennes été	- 69	0.068	- 78	0.024	- 100	0.033
moyennes automne	- 5	0.851	- 6	0.847	6	0.702

Tableau 3.3 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de hauteurs d'eau

	Portet-sur-Garonne		Verdun-sur-Garonne		Lamagistère	
	Evolution	p-value	Evolution	p-value	Evolution	p-value
5ème centiles	+ 0.13	0.076	- 0.09	0.550	- 0.35	0.129
95ème centiles	+ 0.26	0.165	+ 0.10	0.644	- 0.49	0.674
moyennes annuelles	+ 0.15	0.131	- 0.01	0.908	- 0.37	0.472
moyennes hiver	+ 0.15	0.273	+ 0.60	0.302	+ 0.49	0.603
moyennes printemps	+ 0.23	0.067	- 0.03	0.742	- 0.58	0.519
moyennes été	+ 0.04	0.923	- 0.19	0.575	- 0.70	0.150
moyennes automne	+ 0.15	0.238	- 0.43	0.352	- 0.69	0.393

Seule les tendances de moyennes estivales des débits à Verdun-sur-Garonne et Lamagistère sont significatives au risque de première espèce 5 %. Cela rejoint le constat fait par les acteurs du SDAGE qui attire l'attention sur le fait que le respect du débit objectif d'étiage est de plus en plus difficile à respecter, notamment pour la station de Lamagistère. On note par ailleurs que les diminutions calculées entre 1978 et 2005 pour ces stations sont respectivement $-78 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($p = 0.024$) et $-100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($p = 0.033$) soit des diminutions de 43 % et 37 % (sous hypothèse d'évolution linéaire).

Evolutions remarquables

Les évolutions de ces deux statistiques descriptives présentant une tendance significative ont été tracées Figure 3.10 ainsi que les courbes de régression linéaire correspondantes. On remarque que les moyennes estivales fluctuent d'une année à l'autre, et que les années 1989 et 1992 sont remarquables. L'année 1989 fut une année avec des débits particulièrement faibles, mêmes plus faibles que l'année 2003 qui est pourtant reconnue comme une année très sèche, et l'année 1992 est une année avec des débits particulièrement élevés.

A ces fluctuations près, il a paru difficile de dégager des années charnières dans les tendances, l'hypothèse de tendance linéaire est donc une hypothèse applicable.

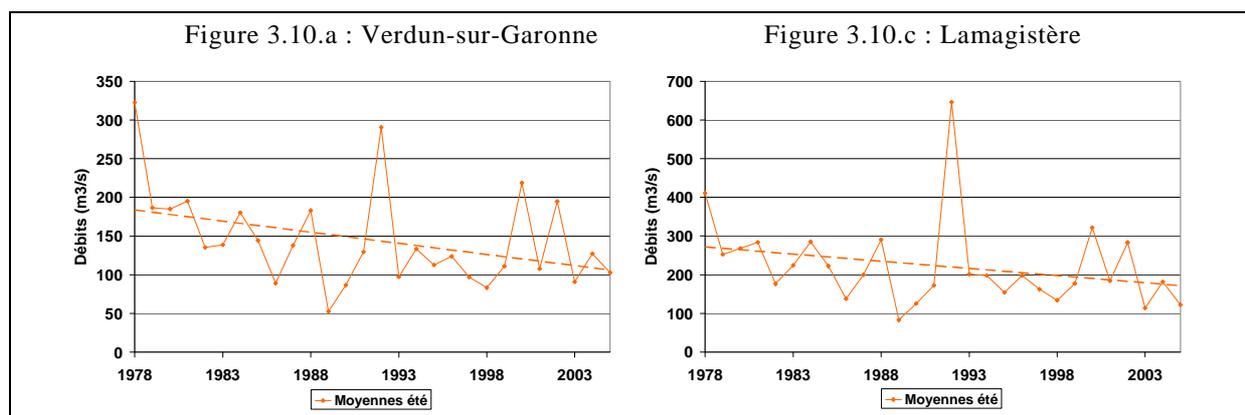


Figure 3.10 : Evolution des débits en période estivale à Verdun et Lamagistère

Prélèvements

Obtenir des chroniques temporelles de débits réellement prélevés s'avère impossible. Il est donc nécessaire de définir une méthode pour estimer ces prélèvements. Des données de débits maximaux autorisées ont été recueillies auprès des chambres d'agriculture de

Haute-Garonne et du Tarn-et-Garonne. L'approche retenue a consisté à calculer les débits prélevés en modulant ces débits maximaux autorisés par une courbe représentative du développement des végétaux (dérivé du modèle CROPWAT de la FAO²⁰). La courbe de modulation du débit est représentée Figure 3.11. $K_{c,init}$, $K_{c,mid}$ et $K_{c,end}$ sont les coefficients du modèle CROPWAT pour estimer l'évapotranspiration des cultures (voir Annexes)

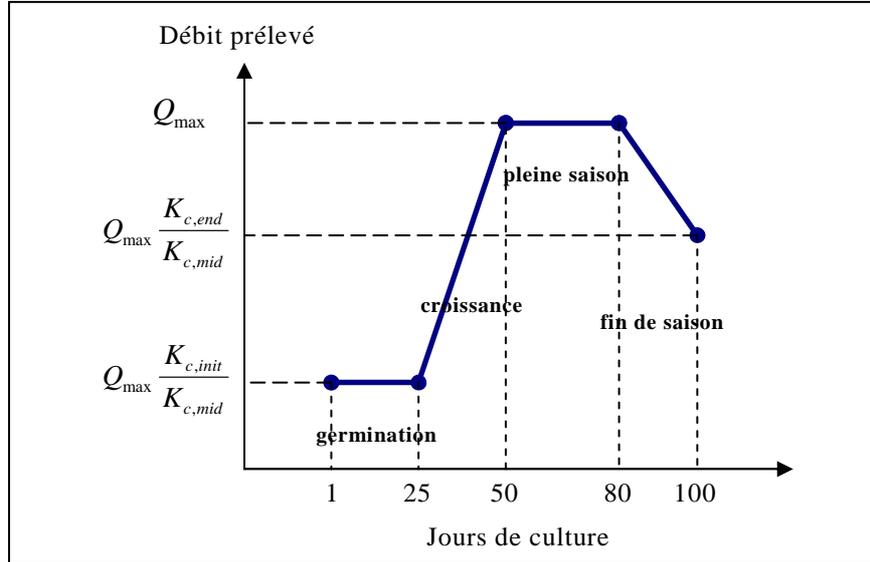


Figure 3.11 : Courbe dérivée du modèle CROPWAT pour estimer les débits prélevés pour l'irrigation

3.2.3 Données climatiques

Présentation Météo France et stations

Les données météorologiques recueillies proviennent de deux stations de METEO-FRANCE, situées à Blagnac et Agen. Ces deux stations sont de type 0 selon la classification de METEO-FRANCE, type des stations professionnelles avec observation humaine sur site de temps sensible. Ces stations font partie du réseau RADOME en tant que stations synoptiques. Les stations synoptiques sont des stations collectant des observations météorologiques de surface de façon régulière (toutes les 6 heures ou plus fréquemment). Les stations synoptiques sont habituellement situées près des aéroports et diffèrent des stations climatiques par un nombre de variables observées et des fréquences d'observations élevées (les stations climatiques font des observations une à deux fois par jour). Des données à pas régulier tri-horaire ont pu être recueillies.

Disponibilité et validité des données recueillies

La disponibilité et la validité des données météorologiques recueillies auprès de METEO-FRANCE pour la période 1978 – 2005 sont très variables. Hormis les chroniques de températures de l'air qui couvrent l'ensemble de la période, les chroniques des autres paramètres que nous avons pu obtenir ne contiennent que 10 à 60 % de données validées sur la totalité de la période. La mesure et le stockage des paramètres météorologiques autres que les températures de l'air sont assez récentes, ce qui explique que certaines chroniques débutent aux alentours de 1992. Par ailleurs, les paramètres tels que le flux solaire ou la nébulosité ne sont pas mesurés la nuit. Les valeurs des observations de nuit sont donc manquantes.

²⁰ Food and Agriculture Organization of the United Nations <http://www.fao.org/>

Afin de mieux clarifier la disponibilité des données, les proportions des critères de validité ont été recalculées, en prenant compte de la date de première mesure disponible pour les paramètres mesurés en continu (voir Tableau 3.4 et

Tableau 3.5). Pour les autres critères (rayonnement global horaire et nébulosité), la durée minimum de jour étant de 9 h et le pas de temps des données fournies de 3 h, trois critères ont été calculés : le nombre de jours validés (avec au moins 3 données validées), le nombre de jours incertains (au moins 3 données validées, douteuses ou estimées) et le nombre de jours manquants (moins de 3 données validées, douteuses ou estimées). Les résultats obtenus pour ces trois critères sont récapitulés dans le Tableau 3.5.

Tableau 3.4 : Validité des données à mesure continue à la station météorologique de Blagnac

	Premières mesures	Non mesurées ou manquantes	En cours de validation	Validées	Douteuses	Estimées
Précipitations	17/10/1991	0.43 %	8.46 %	91.03 %	0.00 %	0.08 %
Pression station	17/10/1991	2.02 %	8.45 %	89.53 %	0.00 %	0.00 %
Pression mer	17/10/1991	0.44 %	0.02 %	99.54 %	0.00 %	0.00 %
Vitesse du vent instantané maximum	01/01/1992	3.81 %	3.37 %	92.82 %	0.00 %	0.00 %
Direction du vent instantané maximum	01/01/1992	3.84 %	8.92 %	87.24 %	0.00 %	0.00 %
Heure du vent instantané maximum	01/01/1992	3.84 %	5.61 %	90.56 %	0.00 %	0.00 %
Température de l'air	Antérieures à 1978	0.03 %	0.00 %	99.95 %	0.00 %	0.01 %

Tableau 3.5 : Validité des données à mesure continue à la station météorologique d'Agen

	Premières mesures	Non mesurées ou manquantes	En cours de validation	Validées	Douteuses	Estimées
Précipitations	01/01/1993	2.02 %	9.13 %	88.66 %	0.00 %	0.20 %
Pression station	08/07/1993	3.16 %	9.59 %	87.25 %	0.00 %	0.00 %
Pression mer	15/12/1992	0.04 %	0.01 %	99.94 %	0.00 %	0.01 %
Vitesse du vent instantané maximum	18/12/2001	21.47 %	9.66 %	68.86 %	0.00 %	0.01 %
Direction du vent instantané maximum	18/12/2001	21.47 %	24.77 %	53.73 %	0.00 %	0.03 %
Heure du vent instantané maximum	27/05/2002	23.36 %	22.25 %	54.35 %	0.00 %	0.04 %
Température de l'air	Antérieures à 1978	0.01 %	0.00 %	99.94 %	0.00 %	0.04 %

Tableau 3.6 : Validité requalifiée des données d'irradiation solaire et de nébulosité pour les deux stations météorologiques

	Premières mesures	Jours validés	Jours incertains	Jours manquants
Agen - Rayonnement global horaire	Antérieures à 1978	94.63 %	1.18 %	4.19 %
Blagnac - Nébulosité	01/01/1992	91.22 %	0.00 %	8.78 %
Agen - Nébulosité	01/01/1992	83.28 %	1.58 %	15.13 %

Etude des tendances d'évolution

Analyse des tendances

La même étude que pour les variables hydrologiques a été réalisée, dont les résultats sont résumés Tableau 3.7 à Tableau 3.9.

Tableau 3.7 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de couverture nuageuse, flux solaire incident et vitesse du vent

	Couverture nuageuse		Flux solaire incident		Vitesse du vent	
	(octats) - Blagnac		(J.cm ⁻² .jour ⁻¹) - Agen		(m.s ⁻¹) - Blagnac	
	Evolution	p-value	Evolution	p-value	Evolution	p-value
5ème centiles	+ 0.1	0.904	- 11.7	0.473	- 0.04	0.815
95ème centiles	- 0.4	0.310	+ 97.2	0.075	+ 0.89	0.295
moyennes annuelles	- 0.1	0.750	+ 84.3	0.029	+ 0.70	0.150
moyennes hiver	+ 0.8	0.349	+ 29.4	0.165	+ 1.64	0.253
moyennes printemps	+ 0.5	0.904	+ 160.2	0.020	+ 0.28	0.648
moyennes été	- 0.8	0.253	+ 90.3	0.112	+ 0.92	0.104
moyennes automne	- 0.8	0.333	+ 31.2	0.631	+ 0.48	0.426

Seule deux statistiques descriptives présentent des tendances significatives. La moyenne annuelle du flux solaire a augmenté de 84.3 J.cm⁻².jour⁻¹ (p = 0.029) et la moyenne printannière de 160.2 J.cm⁻².jour⁻¹ (p = 0.020), soit des augmentations relatives de 20 % et 32 % (sous hypothèse d'évolution linéaire).

Tableau 3.8 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de température de l'air

	Température de l'air (°C) - Blagnac		Température de l'air (°C) – Agen	
	Evolution	p-value	Evolution	p-value
5ème centiles	+ 1.4	0.080	+ 1.4	0.096
95ème centiles	+ 2.7	0.000	+ 2.8	0.000
moyennes annuelles	+ 1.6	0.000	+ 1.6	0.000
moyennes hiver	+ 1.1	0.168	+ 0.9	0.233
moyennes printemps	+ 2.2	0.000	+ 2.2	0.000
moyennes été	+ 2.7	0.000	+ 2.6	0.000
moyennes automne	+ 0.8	0.165	+ 0.8	0.061

Les moyennes annuelles, printanières et estivales, ainsi que les 95^{èmes} centiles des températures de l'air des deux stations météorologiques ont présenté des tendances très significatives ($p < 0.001$). De fortes augmentations ont été calculées (sous hypothèse linéaire toujours) et sont comprises entre + 1.6 °C en moyenne annuelle (pour les deux stations) et + 2.7 °C (resp. + 2.8 °C) pour les 95^{èmes} centiles de la station de Blagnac (resp. d'Agen). Les températures ont globalement augmenté de 12 à 14 %, excepté pour les moyennes printanières qui ont augmenté est d'environ 20 %.

Tableau 3.9 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de pression atmosphérique et de précipitations

	Pression atmosphérique (mbar) - Blagnac		Cumul de précipitations (mm.jour ⁻¹) - Agen	
	Evolution	p-value	Evolution	p-value
5ème centiles	+ 0.6	0.928	-----	-----
95ème centiles	- 4.4	0.052	- 2.4	0.177
moyennes annuelles	- 2.1	0.078	- 0.4	0.186
moyennes hiver	- 6.2	0.325	+ 0.3	0.512
moyennes printemps	- 2.4	0.522	- 0.1	0.594
moyennes été	- 1.7	0.357	- 1.2	0.165
moyennes automne	- 0.8	0.627	- 0.6	0.333

L'évolution du 5^{ème} centile des cumuls journaliers de précipitations n'a pas été étudiée du fait que la valeur pour chaque année de cette statistique descriptive est nulle (plus de 5 % de pluies nulles par an). Pour les autres statistiques descriptives ainsi que pour celles de la pression atmosphérique, aucune tendance significative n'est relevée.

Evolutions remarquables

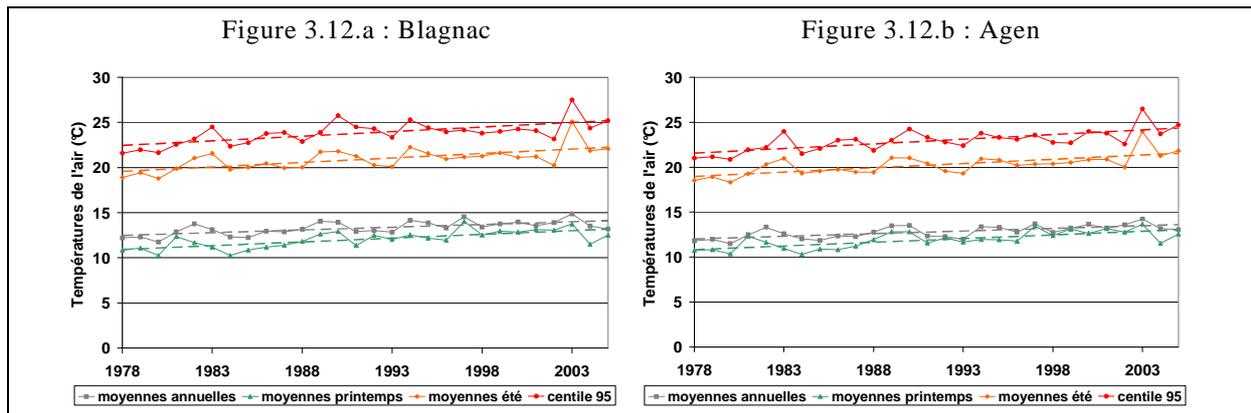


Figure 3.12 : Evolution de la température de l'air aux stations de Blagnac (a) et d'Agen (b)

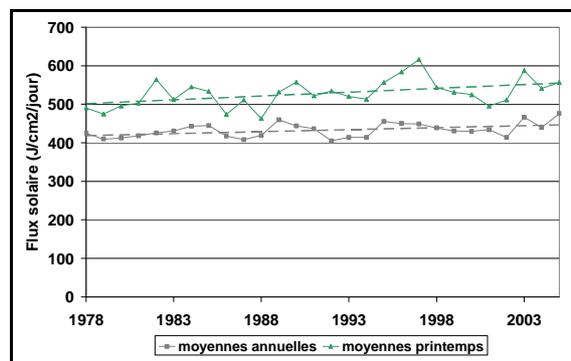


Figure 3.13 : Evolution du flux solaire à la station d'Agen

Les évolutions des deux statistiques descriptives présentant une tendance significative sont tracées Figure 3.12 (températures de l'air à Blagnac et Agen), et Figure 3.13 (irradiation solaire à Agen) ainsi que les courbes de régression linéaire correspondantes.

Les variations par rapport à la tendance moyenne sont moins marquées que pour les débits. On note toutefois que l'année 2003 est effectivement une année remarquable avec des valeurs de température et de flux solaire significativement supérieures à la tendance générale. L'hypothèse de tendance linéaire semble valable pour ces facteurs.

3.2.4 Températures de l'eau

Présentations des sources de données

Les données de températures de l'eau recueillies sont issues de plusieurs sources. La chronique des températures moyennes journalières de l'eau à l'amont de notre tronçon a pu être reconstituée à partir de données fournies par la Compagnie Générale des Eaux (actuellement branche du groupe Veolia Environnement²¹ au sein de sa division Veolia Eau) et le Laboratoire Départemental de l'Eau (LDE) de la Haute-Garonne. Les données issues de la CGE proviennent de deux usines de traitement de l'eau potable, l'une située à Pech David et l'autre à Clairfont. Les chroniques issues de ces deux usines consistent en des données instantanées de température de l'eau, relevées une fois par jour (heure de relevé variable). La chronique de l'usine de Clairfont s'étend du 01/01/1978 au 31/05/1981 et la chronique de l'usine de Pech David du 01/06/1981 au 31/08/1999. A partir du mois de septembre 1999, les données proviennent des mesures effectuées au Bazacle par le LDE, au pas de temps horaire.

²¹ <http://www.veolia.com/>

En aval de notre tronçon, la chronique de données qui nous a été fournie par la Direction Technique Générale (DTG) d'Electricité De France²² (EDF) est issue de plusieurs points de mesures au sein du canal d'amenée de la centrale de Golfech. Ces mesures sont donc des données de températures de l'eau de la Garonne non influencées par la centrale.

Disponibilité et validité des données recueillies

Les mesures effectuées par le LDE au Bazacle sont au pas de temps horaire. Des moyennes journalières ont donc été calculées directement. Par contre les mesures de températures de l'eau pour les usines de Clairfont et de Pech David sont des mesures journalières instantanées prises à heure variable (entre 7 h et 15 h). Afin de reconstituer les moyennes journalières à partir de ces données, des relations de régressions entre les moyennes journalières calculées et les données mesurées au Bazacle ont été calculées pour chaque heure de mesure et chaque mois de l'année. Ces relations ont ensuite été utilisées pour estimer les moyennes journalières à Clairfont et à Pech David. La disponibilité de ces données est résumée dans le Tableau 3.10. La faible distance entre ces trois stations et la situation géographique de l'amont de notre zone d'étude nous permet d'estimer la température de l'eau en amont par l'ensemble de ces températures moyennes journalières reconstituées. La disponibilité des ces données est récapitulée Tableau 3.11, sous la dénomination « Température de l'eau à Toulouse ».

Les données issues de la DTG d'EDF, nous ont été fournies directement sous forme de moyennes journalières reconstituées à partir des points de mesures dans le canal d'amenée de la centrale de Golfech (Tableau 3.10). Nous avons obtenu à la fois les chroniques correspondantes aux deux stations de mesures au sein du canal d'amenée ainsi qu'une chronique complète reconstituée. La disponibilité de ces données est récapitulée Tableau 3.11, sous la dénomination « Température de l'eau à Malause ».

Tableau 3.10 : Disponibilité des données de température de l'eau

	Période	Données présentes	Données manquantes
Usine de Clairfont	01/01/1978 – 30/06/1983	99.0 %	1.0 %
Usine de Pech David	01/07/1983 – 31/08/1999	100.0 %	0.0 %
Bazacle	01/09/1999 – 31/12/2005	95.4 %	4.6 %
Canal d'amenée - station 1	01/01/1978 – 31/12/1995	98.8 %	1.2 %
Canal d'amenée - station 2	01/01/1996 – 31/12/2005	87.8 %	12.2 %
Canal d'amenée - reconstituée	01/01/1978 – 31/12/2005	100.0 %	0.0 %

Tableau 3.11 : Disponibilité des données des chroniques complètes de température de l'eau

	Période	Données présentes	Données manquantes
Température de l'eau à Toulouse	01/01/1978 – 31/12/2005	99.7 %	0.3 %
Température de l'eau à Malause	01/01/1978 – 31/12/2005	100.0 %	0.0 %

Ces deux chroniques de températures ont fait l'objet de comparaisons interannuelles au moyen de centiles lissés par série de Fourier. Sur la Figure 3.14 les données des

²² Electricité de France – DTG, Service Ressource en eau 77, Chemin des Courses - 31057 TOULOUSE CEDEX <http://www.edf.fr/>

chroniques de températures à Toulouse pour chaque année sont représentées en gris ainsi que cinq centiles lissés (en couleur). Cette figure met bien évidence la variabilité interannuelle des températures. La variabilité est très grande pour la période estivale, avec des écarts entre le 5^{ème} centile et le 95^{ème} centile pouvant atteindre 9.2 °C.

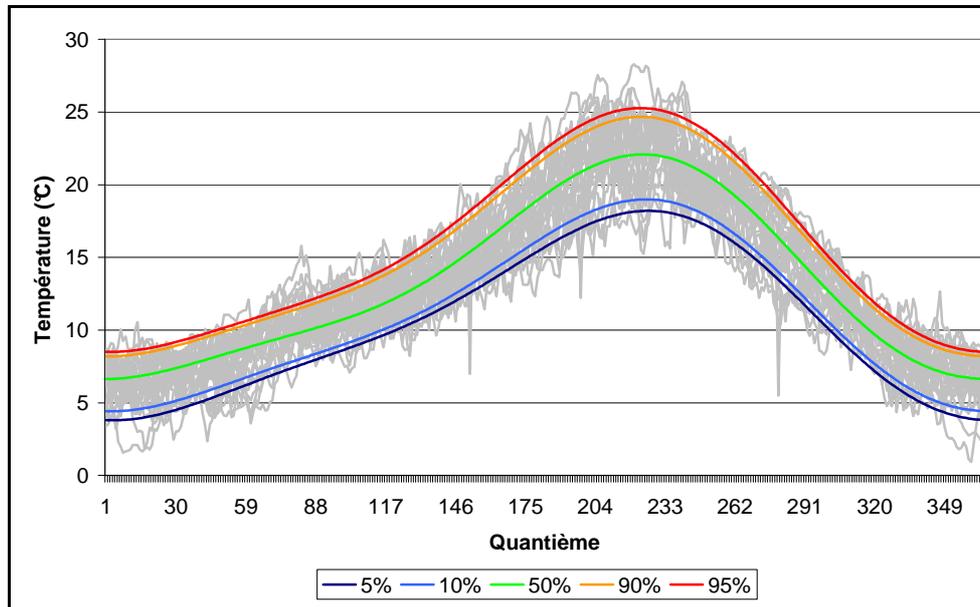


Figure 3.14 : Températures de l'eau à Toulouse et centiles lissés pour la période 1978 – 2005

Etude des tendances d'évolution

Analyse des tendances

Le Tableau 3.12 reprend les résultats obtenus pour l'étude des tendances des températures de l'eau à Toulouse et Malause.

Tableau 3.12 : Analyses des tendances des statistiques descriptives des chroniques de température de l'eau

	Température de l'eau (°C) - Toulouse		Température de l'eau (°C) - Malause	
	Evolution	p-value	Evolution	p-value
5ème centiles	- 0.3	0.852	+ 0.3	0.523
95ème centiles	+ 2.5	0.003	+ 2.1	0.010
moyennes annuelles	+ 0.8	0.023	+ 1.3	0.008
moyennes hiver	- 0.1	0.636	+ 0.5	0.343
moyennes printemps	+ 0.4	0.341	+ 1.6	0.003
moyennes été	+ 2.8	0.001	+ 2.9	0.001
moyennes automne	+ 0.5	0.297	+ 0.3	0.446

Tout comme pour les températures de l'air, quatre statistiques descriptives ont montré des tendances significatives, les moyennes annuelle, printanière et estivale ainsi que le 95^{ème} centile pour les températures à Malause et les mêmes statistiques exceptée la moyenne printanière pour les températures à Toulouse. Les écarts de températures pour les moyennes estivales, les 95^{èmes} centiles ainsi que la moyenne printanière à Malause

sont similaires à ceux calculés pour les températures de l'air. La moyenne estivale des températures à Toulouse a augmenté de 2.8 °C ($p = 0.001$, + 15 %) et le 95^{ème} centile de 2.5 °C ($p = 0.003$, +12%). A Malause la moyenne printanière a augmenté de 1.6 °C ($p = 0.003$, + 14 %), la moyenne estivale de 2.9°C ($p = 0.001$, + 14 %) et le 95^{ème} centile de 2.1 °C ($p = 0.010$, + 9 %). Les augmentations calculées pour les moyennes annuelles des deux stations sont moins marquées que pour les températures de l'air, avec + 0.8 °C ($p = 0.023$, + 6 %) pour la moyenne annuelle à Toulouse et + 1.3 °C ($p = 0.008$, + 9 %) à Malause.

Evolutions remarquables

Les évolutions de statistiques descriptives des températures de l'eau présentant une tendance significative ont été tracées Figure 3.15 ainsi que les courbes de régression linéaire correspondantes.

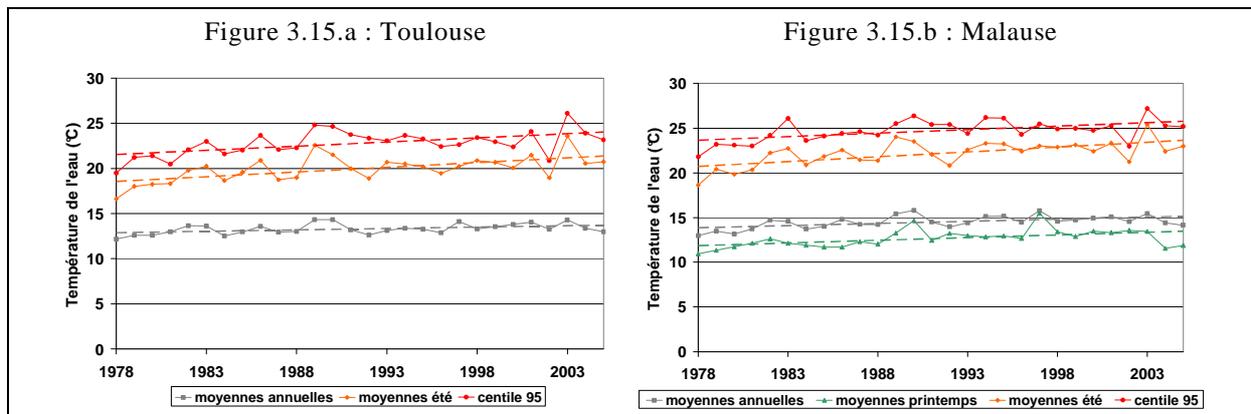


Figure 3.15 : Evolution de la température de l'eau à Toulouse (a) et Malause (b)

Les courbes obtenues sont sensiblement similaires aux courbes de températures de l'air à Blagnac et Agen. Il semble donc judicieux de supposer que la température de l'eau est fortement corrélée à la température de l'air. Cette hypothèse a été étudiée dans le cadre de l'étude statistique (voir chapitre suivant).

3.3 Estimation des données manquantes

Dans le cas où des données sont manquantes au sein de chroniques, plusieurs méthodes existent pour estimer ces données. Premièrement, des méthodes mathématiques telles que les méthodes d'interpolation (linéaire, polynomiale, etc.) sont utilisables quelque soit le type de données à estimer. Par contre ces méthodes étant très généralistes, les résultats fournis peuvent ne pas refléter les caractéristiques propres à la chronique de données. Par exemple si on doit estimer des données de débits pendant un épisode de crue et que l'on ne dispose que des données antérieures et postérieures au pic de crue, un modèle mathématique n'estimera pas le pic (voir Figure 3.16). Il convient donc d'être très critique par rapport aux résultats fournis par de telles méthodes.

Il existe, par ailleurs, un large panel de méthodes statistiques telles que la décomposition en composantes principales, la méthode de la moyenne glissante, etc. L'utilisation de modèles de réseaux neuronaux a aussi montré de bons résultats dans la reconstitution de longues chroniques de données (dans ce cas il est nécessaire de disposer d'une grande série de données validées pour la phase d'apprentissage du modèle). Ces méthodes sont à utiliser de manière critique car l'écueil de l'exemple ci-dessus peut également produire, dans certains cas, des résultats équivalents à ceux de la Figure 3.16 (importance de la phase de calibration).

L'intérêt des méthodes généralistes réside dans le fait qu'on peut les utiliser avec de nombreux types de données si l'on est capable de déterminer à priori la validité des estimations. Des méthodes adaptées au type de données que l'on cherche à estimer existent également. Par exemple dans le cas d'estimation de débits, si on dispose de données de pluviométrie ou de données de débits d'une autre station du même cours d'eau, un modèle de régression utilisant des données de pluviométrie ou de débits d'une autre station issues d'une station proche apporte de bien meilleurs résultats.

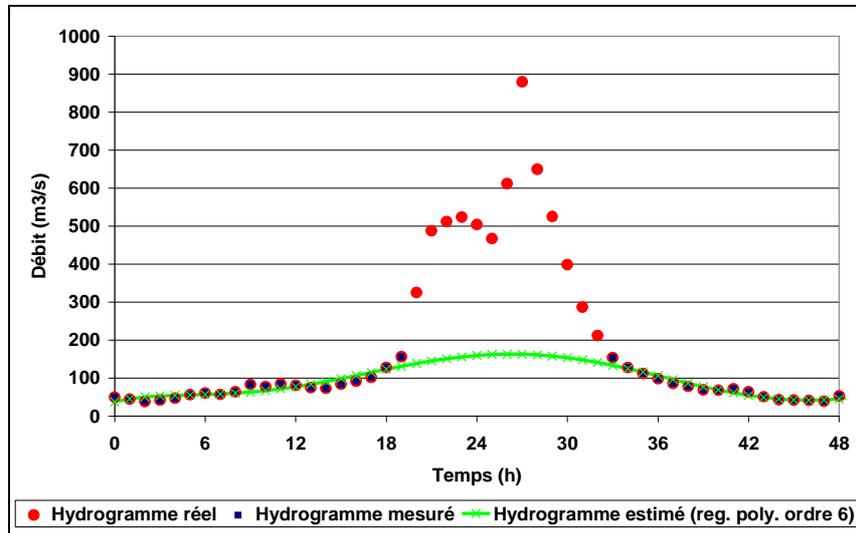


Figure 3.16 : Mise en défaut de l'estimation d'un pic de crue par régression polynomiale

3.3.1 Méthodes utilisées pour les données hydrologiques

Régression linéaires multiples

Nous avons vu (voir paragraphe 2.4) qu'il était possible d'estimer les données manquantes grâce à des modèles de régressions linéaires multiples, basés sur la pluviométrie ou les débits des autres stations. Nous avons choisi d'utiliser cette méthode pour l'estimation des valeurs manquantes de nos paramètres hydrologiques. Etant donné la distance entre stations, nous avons choisi de prendre en compte également les valeurs des autres stations à des jours inférieurs ou supérieurs pour prendre en compte le temps de propagation des informations d'une station à une autre. Par exemple pour l'estimation d'une donnée de hauteurs d'eau manquante à Portet-sur-Garonne au jour J, nous avons retenu au départ les paramètres suivantes : hauteur à Verdun au jour J, hauteur à Verdun au jour J-1, hauteur à Lamagistère au jour J, hauteur à Verdun au jour J-1, hauteur à Verdun au jour J-2. Puis nous avons réduit ce nombre de paramètres grâce à une étude sur la pertinence des coefficients de régression.

Tests des modèles

Etant donné qu'aucune donnée n'est manquante dans les chroniques de débits à Portet-sur-Garonne et à Lamagistère, nous avons établi quatre modèles dont les caractéristiques sont récapitulées dans le Tableau 3.13. Les indications entre parenthèses à côté des paramètres indiquent le déphasage temporel pris en compte : par exemple un paramètre suivi de (J-1) indique que les valeurs de la veille sont prises en compte.

Tableau 3.13 : Définition des modèles de régression linéaires multiples utilisés pour l'estimation des données hydrologiques manquantes

Modèle	MRMQ1	MRMH1	MRMH2	MRMH3
Variante à estimer	Q.Verdun	H.Portet	H.Verdun	H.Lamagistère
Paramètre 1	Q.Portet(J)	H.Verdun(J)	H.Portet(J)	H.Portet(J+2)
Paramètre 2	Q.Portet(J+1)	H.Verdun(J-1)	H.Portet(J+1)	H.Verdun(J)
Paramètre 3	Q.Portet(J+2)	H.Verdun(J-2)	H.Portet(J+2)	H.Verdun(J+1)
Paramètre 4	Q.Lamagistère (J)	H.Lamagistère (J)	H.Lamagistère (J)	H.Verdun(J+2)
Paramètre 5	Q.Lamagistère(J-1)	H.Lamagistère(J-1)		
Paramètre 6	Q.Lamagistère(J-2)	H.Lamagistère(J-2)		

Après le calcul des coefficients de chaque modèle, nous avons d'abord testé la pertinence des estimateurs en confrontant leurs résultats avec des jeux de valeurs observées. Les résultats obtenus sont très satisfaisants, tant du point de vue de la dynamique (voir Figure 3.17) qu'au niveau des critères de validation Nash et RMSE (voir Tableau 3.14). L'estimation des débits à l'aide du modèle MRMQ1 a obtenue une forte valeur de Nash de 0.97, et une valeur de RMSE de $33.33 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

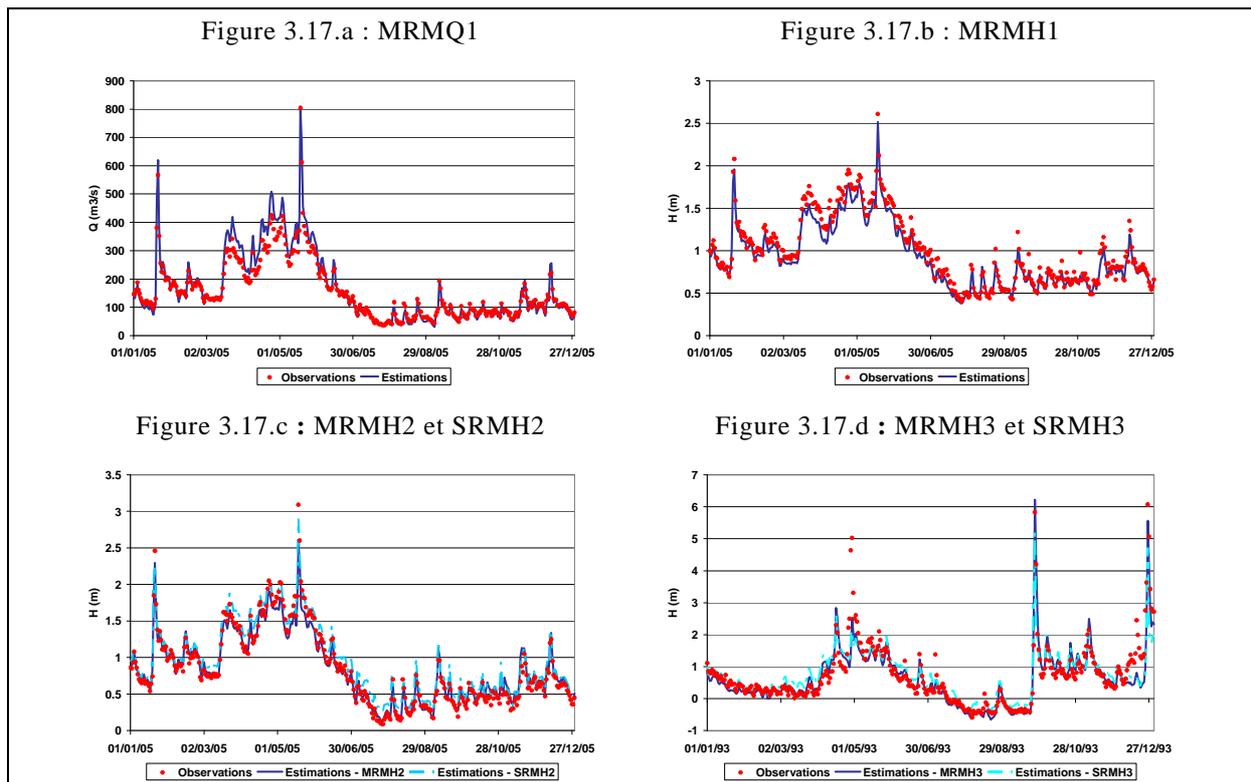


Figure 3.17 : Validation des estimateurs de données hydrologiques

Les écarts entre estimations et observations ont également été calculés et l'écart moyen est de 11 %. Ces résultats sont donc satisfaisants sachant que l'incertitude sur les débits est au mieux de l'ordre de 3 à 5 % et peut atteindre 15 % en période de crue. Les modèles d'estimation des hauteurs d'eau MRMH1 et MRMH2 obtiennent eux aussi de bons résultats, avec des valeurs de Nash respectives de 0.86 et 0.91 et des valeurs de RMSE de 0.18 m et 0.19 m. Le modèle MRMH3 obtient une valeur de Nash légèrement

moins élevée de 0.79 et une valeur de RMSE de 0.47 m. Cette valeur de RMSE beaucoup plus élevée que celles calculées pour les modèles MRMH1 et MRMH2 s'explique principalement par le fait que le régime hydraulique de Malause dépend également du Tarn, non pris en compte dans l'estimation.

Tableau 3.14 : Valeurs des coefficients des modèles MRM et SRM et critères de validation

MRMQ1		MRMH1	
Intercept	-1.91×10^1	Intercept	2.86×10^{-1}
Q.Portet(J)	9.19×10^{-1}	H.Verdun(J)	5.86×10^{-1}
Q.Portet(J+1)	2.57^{E-1}	H.Verdun(J-1)	1.46×10^{-1}
Q.Portet(J+2)	-1.25×10^{-1}	H.Verdun(J-2)	2.83×10^{-2}
Q.Lamagistère (J)	1.05×10^{-1}	H.Lamagistère (J)	-3.99×10^{-2}
Q.Lamagistère(J-1)	-3.12×10^{-2}	H.Lamagistère(J-1)	5.82×10^{-2}
Q.Lamagistère(J-2)	-6.25×10^{-3}	H.Lamagistère(J-2)	-4.78×10^{-2}
Nash	0.97	Nash	0.86
RMSE	33.33 m3.s ⁻¹	RMSE	0.18 m
MRMH2		MRMH3	
Intercept	9.87×10^{-3}	Intercept	-6.76×10^{-1}
H.Portet(J)	7.28×10^{-1}	H.Portet(J+2)	-1.79×10^{-1}
H.Portet(J+1)	2.22×10^{-1}	H.Verdun(J)	1.06
H.Portet(J+2)	-1.52×10^{-1}	H.Verdun(J+1)	3.73×10^{-1}
H.Lamagistère (J)	2.42×10^{-1}	H.Verdun(J+2)	1.28×10^{-1}
Nash	0.91	Nash	0.79
RMSE	0.19 m	RMSE	0.47 m
SRMH2		SRMH3	
Intercept	9.87×10^{-3}	Intercept	-6.76×10^{-1}
H.Portet(J)	7.28×10^{-1}	H.Portet(J)	-1.79×10^{-1}
Nash	0.85	Nash	0.65
RMSE	0.25 m	RMSE	0.61 m

Malheureusement, ces modèles ne peuvent être appliqués pour estimer toutes les données de hauteurs d'eau manquante. Par exemple, les données de hauteurs d'eau à Verdun antérieures à 1988 ne peuvent être estimées par le modèle MRMH2 car celui-ci nécessite les données de hauteurs d'eau à Lamagistère également indisponible avant 1988. Pour estimer les données de hauteurs d'eau antérieures à 1988 à Verdun ou Lamagistère, ainsi que pour estimer toute valeur mettant en défaut les modèles MRMH2 et MRMH3, deux autres modèles ont été définis. Ces deux modèles sont des modèles de régression linéaire simple prenant en compte uniquement la hauteur d'eau à Portet, sans décalage temporel. Ces modèles sont notés respectivement SRMH2 et SRMH3. Evidemment ces modèles sont moins performants que les modèles MRMH2 et MRMH3, mais ont obtenu des résultats convenables (Nash respectifs de 0.85 et 0.65 et RMSE de 0.25 m et 0.61 m).

Estimation des données manquantes

Une fois les modèles validés, nous avons pu estimer les données manquantes des chroniques, en appliquant de préférence les modèles de types MRMxx. En superposant les données estimées aux données observées proches (voir Figure 3.18), on s'aperçoit que les valeurs estimées sont dans la bonne gamme de valeurs et semblent respecter les dynamiques d'évolution des chroniques.

Ainsi l'utilisation de modèles de régression utilisant les données de stations proches, avec décalage temporel, permet d'estimer les données manquantes dans des chroniques de données hydrologiques de manière très convaincante, particulièrement en cas de série de données manquante consécutive longue (voir Figure 3.18.a et Figure 3.18.c).

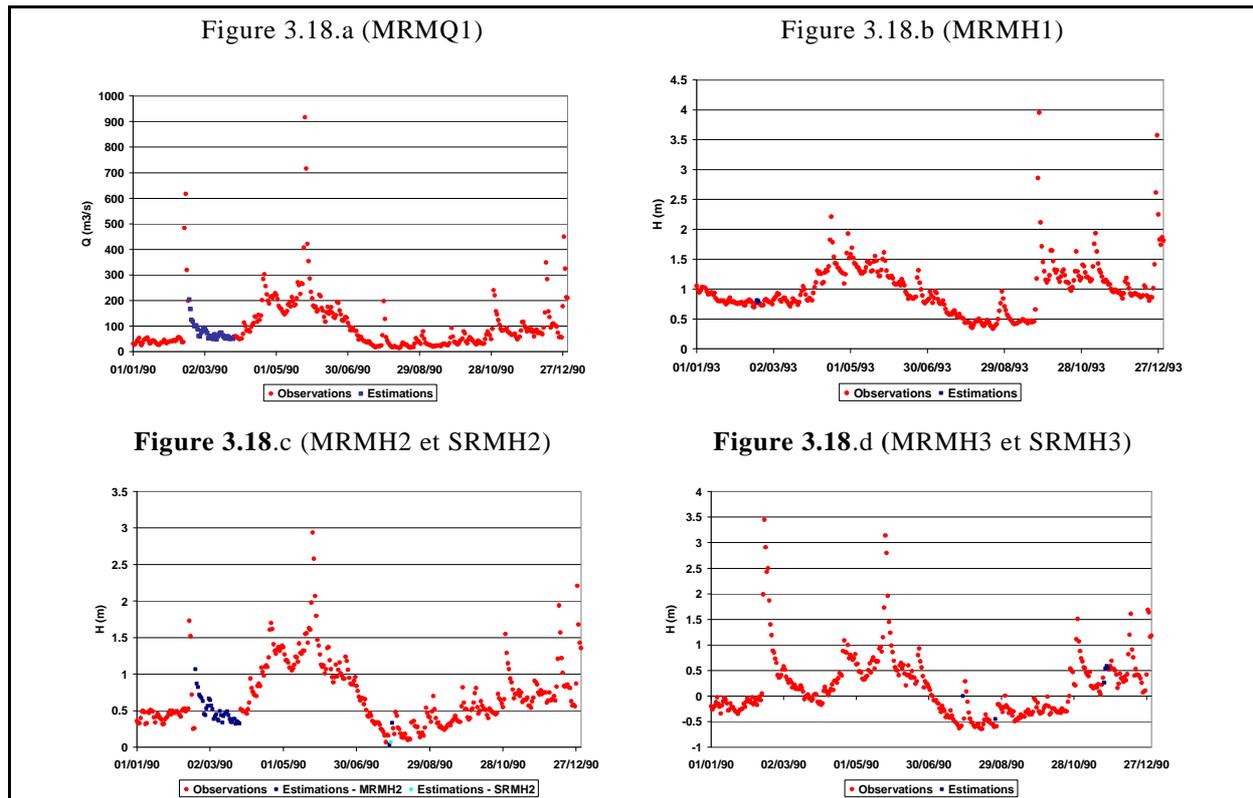


Figure 3.18 : Estimation des données hydrologiques manquantes

3.3.2 Méthodes utilisées pour les données climatiques

Les données climatiques que nous avons obtenues proviennent de deux stations météorologiques. La méthode détaillée au paragraphe précédent aurait pu être utilisée. Malheureusement, à part pour les séries de températures de l'air, les séries de données climatiques ne sont disponibles que pour une seule station. D'autres méthodes ont donc du être utilisées.

Etant donné le grand nombre de données à traiter, une procédure de traitement automatique a été réalisée sous MATLAB. Cette procédure utilise trois méthodes différentes selon le nombre de données consécutives à estimer (voir Figure 3.19). La première méthode consiste à interpoler les valeurs des données immédiatement précédentes et suivantes une donnée manquante isolée. Dans le cas où plusieurs données consécutives sont manquantes, un algorithme basé sur la méthode des plus proches voisins (k-NN) est utilisé. Enfin, dans le cas où cet algorithme ne parvient pas à calculer les données (dans le cas où les données sont également manquantes pour les k voisins

choisis), les données manquantes sont remplacées par les moyennes interannuelles correspondantes.

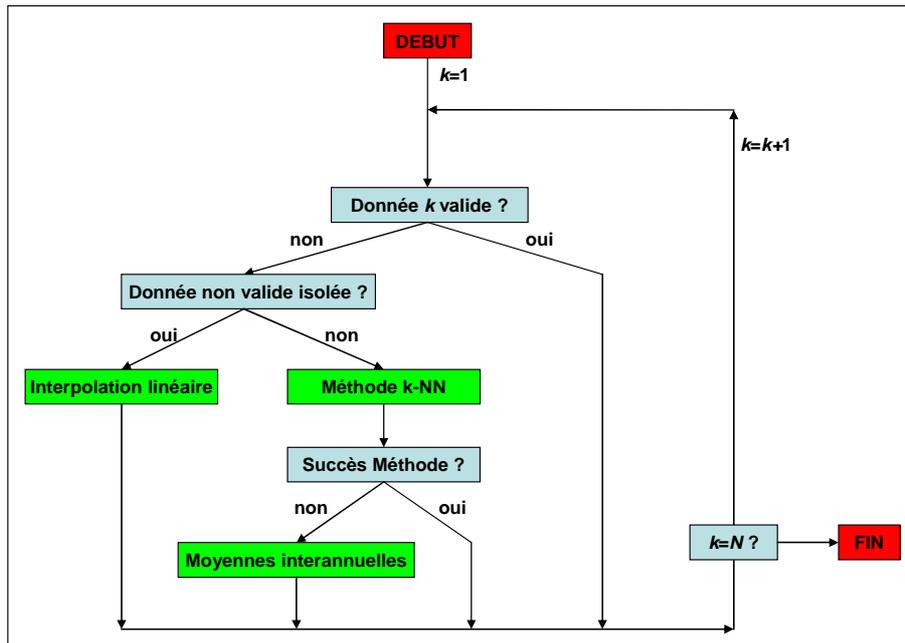


Figure 3.19 : Algorithme de la méthode de traitement des données manquantes ou erronées

La méthode k-NN, comme nous l'avons vu au paragraphe 2.5.4, consiste à déterminer parmi un lot d'ensembles (entrées-sorties) les k lots dont les données d'entrée sont les plus proches des données d'entrées dont la sortie doit être estimée. En règle générale, cette méthode s'applique sur un ensemble de variable. Dans notre cas où l'on a travaillé sur une seule série à la fois, les données d'entrée ont été choisies parmi la série elle-même. Pour chaque série de données manquantes, noté $(X(t1), \dots, X(t2))$, les données d'entrée sont constituées des valeurs de n1 instants immédiatement précédents t1 et n2 instants immédiatement précédents t2 $(X(t1-n1), \dots, X(t1-1), X(t2+1), X(t2+n2))$. Puis la méthode des plus proches voisins est appliquée en utilisant les couples d'entrées $(X(t1+t-n1), \dots, X(t1+t-1), X(t2+t+1), X(t2+t+n2)) - (X(t1+t), \dots, X(t2+t))$ pour lesquels l'ensemble des valeurs $X(t1+t-n1), \dots, X(t2+t+n2)$ sont disponibles. Le critère utilisé pour le choix des plus proches voisins est le critère RMSE calculé entre les données d'entrées et celles de la série à estimer. L'estimation des données manquantes est alors réalisée en utilisant une combinaison linéaire des valeurs de sorties des couples retenus.

Validation de la méthode basée sur le modèle k-NN

Tout comme pour les modèles d'estimation des données hydrologiques manquantes, notre procédure d'estimation des données climatiques manquantes a fait l'objet d'une étape préliminaire de validation. Seule la méthode k-NN a été testée, étant donné que les deux autres méthodes (interpolations et remplacement par les valeurs interannuelles) sont éprouvées. La méthode k-NN a été testée pour chaque variable climatique et sur des plages de données arbitraires pour lesquelles des données observées étaient disponibles. La longueur de ces plages ne dépasse pas 72h étant donné que la durée des plages de données manquantes consécutives est majoritairement comprise entre 3 et 60 h. Les résultats obtenus lors de cette phase de validation sont représentés Figure 3.20.

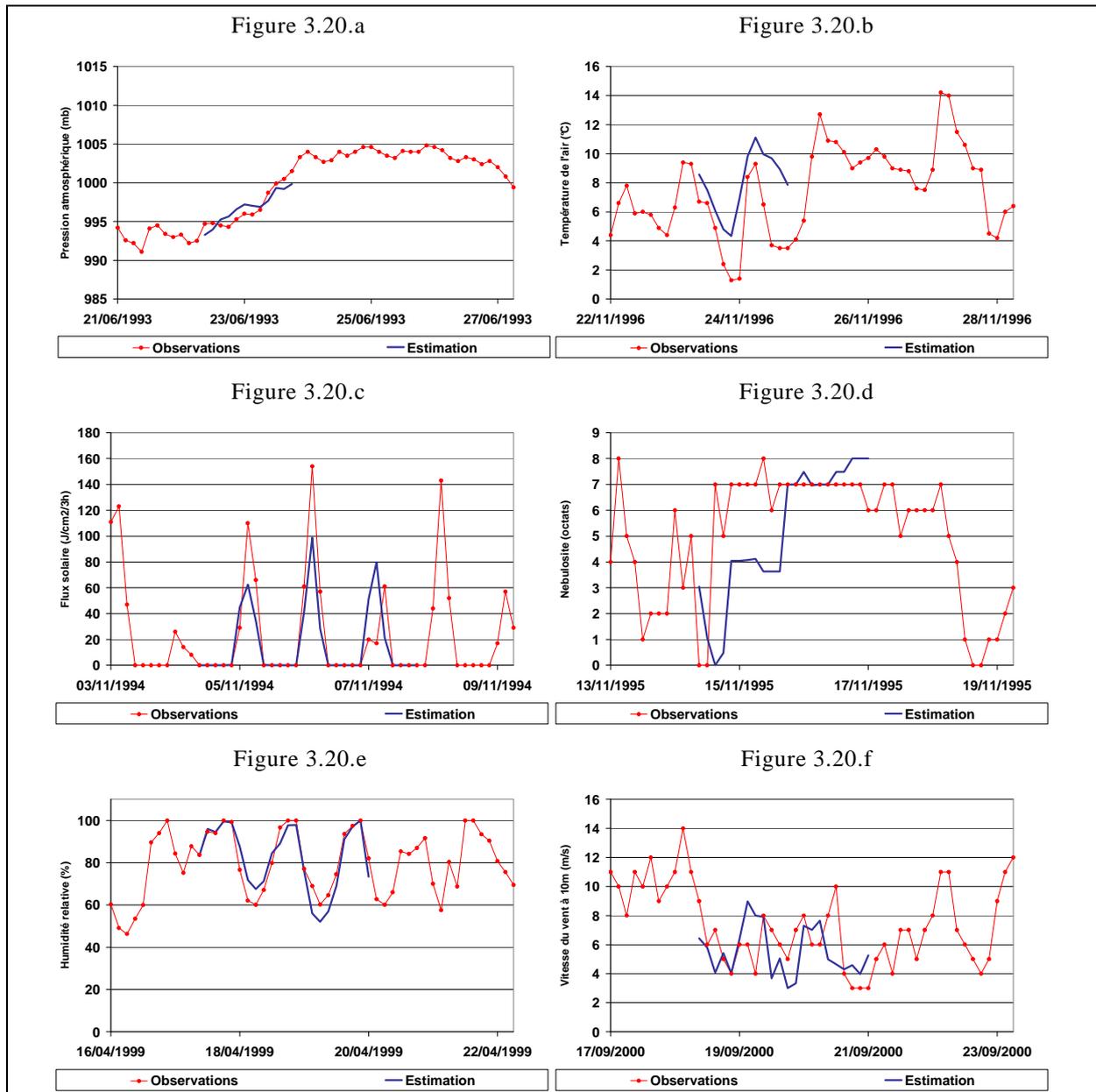


Figure 3.20 : Validation de la méthode k-NN pour estimer les données climatiques

La dynamique des chroniques temporelles est respectée par les estimations. Les chroniques de pression atmosphérique, d'humidité relative ont été particulièrement bien reproduites. Les données manquantes des chroniques de températures de l'air sont généralement isolées ou s'étendent sur de courtes périodes (jusqu'à 9 h). L'impact des erreurs commises par la méthode k-NN dans ce cas est donc faible. La chronique d'irradiation solaire a nécessité la reconstruction de presque un mois de données (du 20/10/2005 au 17/11/2005), mais les estimations obtenues ont semblé acceptables par comparaison avec les valeurs des jours immédiatement précédents et suivants (Figure 3.21). Les erreurs commises pour les paramètres restants, bien que non négligeables, ont été jugées acceptables car ceux-ci semblent moins importants pour notre étude que les deux précédemment cités (d'après les études en tendances). Cette méthode a donc été jugée applicable pour estimer les données manquantes ne s'étendant pas sur de trop longues plages temporelles.

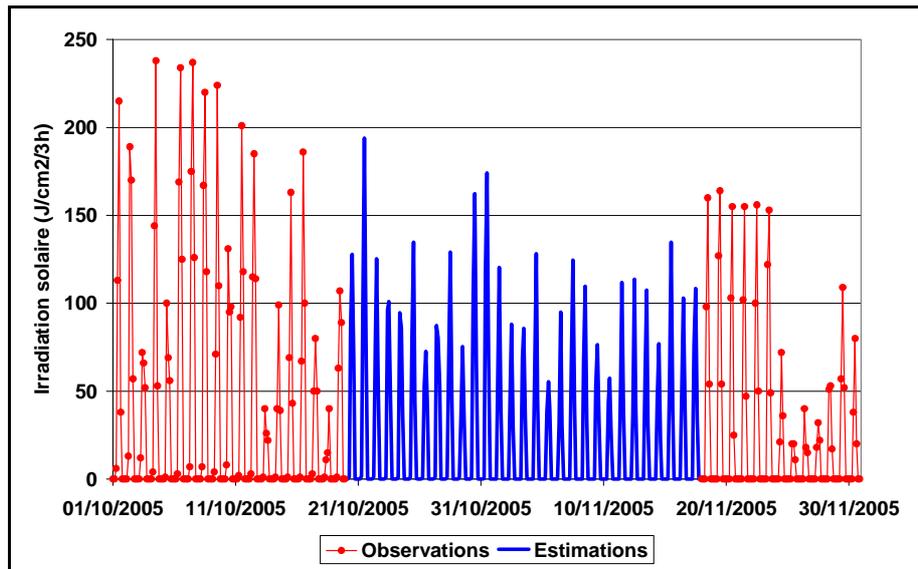


Figure 3.21 : Estimation des données d'irradiation solaire manquantes pour la période octobre – novembre 2005 à l'aide de la méthode k-NN

En revanche, l'application de cette méthode aux longues séries de données manquantes des températures de vent a produit de très mauvais résultats, notamment en termes de variance (Figure 3.22). Une méthode alternative a due être utilisée dans ce cas précis.

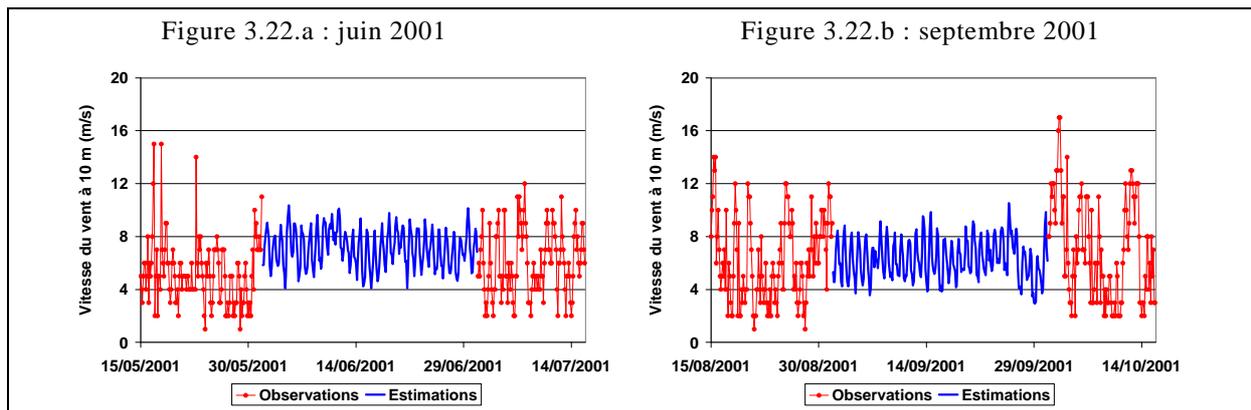


Figure 3.22 : Estimation des données de vitesses de vent à 10 m manquantes pour les mois de juin (a) et septembre (b) 2001 à l'aide de la méthode k-NN

Cas particulier des vitesses de vents

Méthodologie

La grande variabilité des données données tri-horaires de vitesses de vent rend difficile l'estimation des données manquantes. Afin de simplifier le problème la méthode utilisée consiste à séparer les chroniques de vitesses de vent en deux composantes d'échelle de temps différentes, l'une journalière et l'autre tri-horaire. La première composante est constituée des moyennes journalières de vitesses de vent et la deuxième des résidus entre les données de températures de vents et les moyennes journalières correspondantes :

$$V(t) = V_{MJ}(j(t)) + R_V(t) \quad (3.1)$$

Où $V(t)$ est la vitesse du vent à l'instant t (m.s^{-1}), V_{MJ} la moyenne journalière (m.s^{-1}) du jour j correspondant au temps t et R_V le résidu tri-horaire (m.s^{-1}).

Du fait de la variabilité moins importante des moyennes journalières, il est possible d'estimer les valeurs manquantes de la composante journalière pour les six mois sans mesures en utilisant un modèle de réseau de neurones de type MLP (perceptron multicouche). Ce modèle a été calibré en utilisant les données des mois correspondants à ceux pour lesquels les données sont manquantes et pour les années où les données étaient disponibles.

Dans un deuxième temps, la moyenne des résidus des vitesses de vents a été calculée pour chaque mois de l'année puis ajoutée aux données de moyennes journalières estimées par le modèle MLP.

Paramétrisation du modèle de réseau de neurones

La paramétrisation d'un modèle MLP requiert en premier lieu de bien définir les entrées et sorties de celui-ci. Le nombre d'entrées et de sorties du modèle, tout comme le nombre de couches et le nombre de neurones par couche, sont à définir, de nombreuses possibilités sont donc possibles. Il a semblé judicieux dans notre cas d'utiliser un modèle fournissant une donnée $V_{MJ}(t)$ à partir de n entrées correspondants aux valeurs des jours précédents ($V_{MJ}(t-k)$, $k = 1, n$). Des chroniques de 30 et 31 valeurs (selon le mois) étaient à estimer. Afin de conserver au minimum la moitié des entrées comme étant des valeurs mesurées, n a été fixé à 60 jours (plusieurs valeurs de n ont été testées). Le modèle MLP a, par ailleurs, été défini comme un modèle à une seule couche, composée du même nombre de neurones que d'entrées (comme c'est le cas dans de nombreuses études portant sur l'estimation de données climatiques ou hydrologiques).

Quatre modèles différents ont été utilisés, correspondants aux quatre mois avec absence de mesures : Juin (2001), Septembre (2001), Novembre (1998, 2000 et 2003) et décembre (2001). La détermination des poids de chaque modèle (étape de calibration) a été effectuée au moyen de l'algorithme de Levenberg-Marquardt en utilisant les données des mois correspondants des années 1992 à 2000 pour lesquels suffisamment de données étaient disponibles (données des 60 jours avant le premier jour du mois correspondant au modèle ainsi que les 30 ou 31 données du mois considéré). La pertinence de chaque modèle, après calibration, a été évaluée en calculant le coefficient de détermination (R^2) entre les sorties du modèle et les données issues des mesures correspondantes. Les valeurs de R^2 obtenues par les quatre modèles sont comprises entre 0.93 (Juin) et 0.99 (Décembre).

Validation de la méthode

La pertinence du modèle à prédire les données de moyennes journalières des vitesses de vents à partir des données des 60 jours précédents a été évaluée par une méthode pseudo-prédictive. Pour chaque mois retenu pour la phase de calibration, les données des 60 jours précédents ont été fournies au modèle pour obtenir la donnée du 1^{er} jour de ce mois. Puis cette donnée a été fournie au modèle avec les 59 jours précédents afin d'obtenir la réponse du modèle pour le 2^{ème} jour et ainsi de suite. La pertinence des résultats obtenus a été évaluée en calculant les RMSE entre les données issues des modèles et les données observées. La grande majorité des RMSE ainsi calculés sont inférieurs à 1 m.s^{-1} . Quelques valeurs fortes de RMSE ont toutefois été obtenues pour des années dont la chronique est atypique par rapport aux autres années.

Tableau 3.15 : RMSE (m.s^{-1}) obtenus en phase de validation par le modèle MLP pour l'estimation des moyennes journalières de vitesses de vent à 10 m

	Juin	Septembre	Novembre	Décembre
1992	0.87	0.70	1.83	1.01
1993	0.61	0.64	0.95	0.53
1994	0.81	0.56	0.93	0.46
1995	0.59	0.76	1.50	0.38
1996	0.65	1.09	3.32	0.41
1997	0.80	0.69	1.65	0.50
1998	0.85	0.71	-----	-----
1999	0.71	0.66	-----	0.74
2000	0.64	0.82	-----	-----

A partir des données estimées par les modèles, les données tri-horaires ont été reconstituées en utilisant les moyennes des résidus pour chaque mois (Tableau 3.16)

Tableau 3.16 : Moyennes (m.s^{-1}) des résidus tri-horaires

	Juin	Septembre	Novembre	Décembre
0h	- 1.17	- 1.12	- 0.70	- 0.38
3h	- 1.74	- 1.55	- 0.86	- 0.65
6h	- 0.94	- 1.43	- 0.68	- 0.85
9h	0.42	0.65	0.12	- 0.08
12h	1.36	1.91	1.36	0.91
15h	1.72	1.78	1.19	0.47
18h	0.87	0.35	0.00	- 0.08
21h	- 0.51	- 0.58	- 0.41	- 0.24

Le Tableau 3.17 récapitule les valeurs de RMSE calculés entre les données observées et les estimations fournies par le modèle complet. Les RMSE obtenus sont plus élevés que pour les moyennes journalières, avec des valeurs comprises entre 1.72 m.s^{-1} et 4.54 m.s^{-1} .

Tableau 3.17 : RMSE (m.s⁻¹) obtenus en phase de validation par la méthode d'estimation des vitesses de vent à 10 m

	Juin	Septembre	Novembre	Décembre
1992	2.37	2.39	3.28	2.57
1993	2.06	2.41	1.88	2.89
1994	2.29	2.70	2.55	1.87
1995	1.80	2.31	3.30	2.87
1996	2.21	2.50	4.54	2.88
1997	2.50	1.72	3.12	3.22
1998	2.05	2.41	-----	-----
1999	1.78	2.16	-----	3.46
2000	2.19	2.31	-----	-----

Le fait d'avoir moyenné les résidus est une explication possible de ces résultats. L'utilisation de ces moyennes fournit une meilleure réponse en moyenne, mais au détriment d'une diminution de la variance. Les valeurs extrêmes de vitesses de vent sont par conséquent mal reproduites par le modèle, comme on peut le voir sur la Figure 3.23. Malgré ceci, la bonne reproduction des moyennes journalières par le modèle MLP nous a permis d'obtenir une dynamique fidèle des données estimées et cette méthode a été retenue pour la prédiction des données des mois sans mesures.

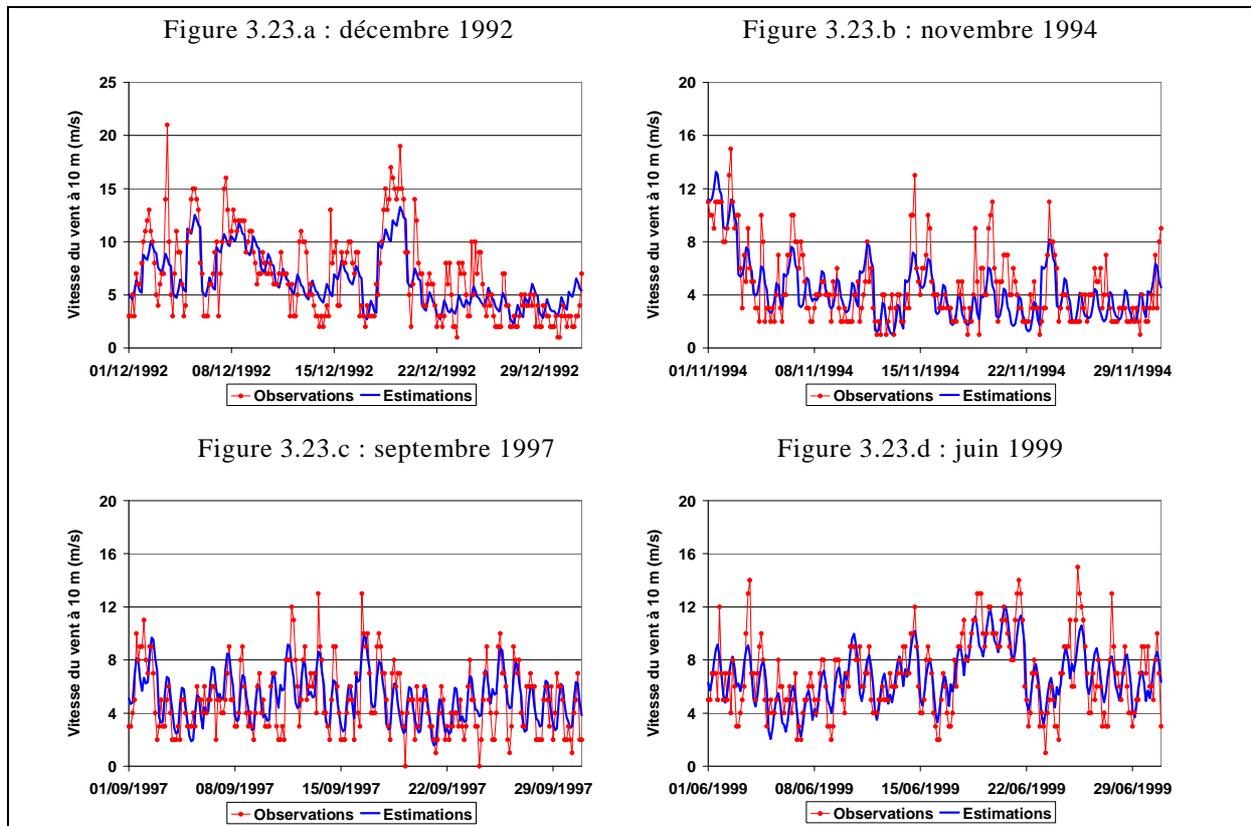


Figure 3.23 : Validation de la méthode pour les données de vitesses de vent

Estimations des données manquantes pour les mois sans mesures

Les résultats obtenus en utilisant les modèles MLP et les moyennes des résidus pour les six mois sans mesures sont représentés Figure 3.24. Les mesures pour les trois jours immédiatement précédents et suivants les données à reconstituer ont été tracées en rouge sur chaque figure et les données estimées en bleu. Les données prédites sont en accord avec les données relevées juste avant ou juste après. On note toutefois un écart conséquent entre les valeurs estimées fin novembre 2003 et les valeurs mesurées au début du mois de décembre.

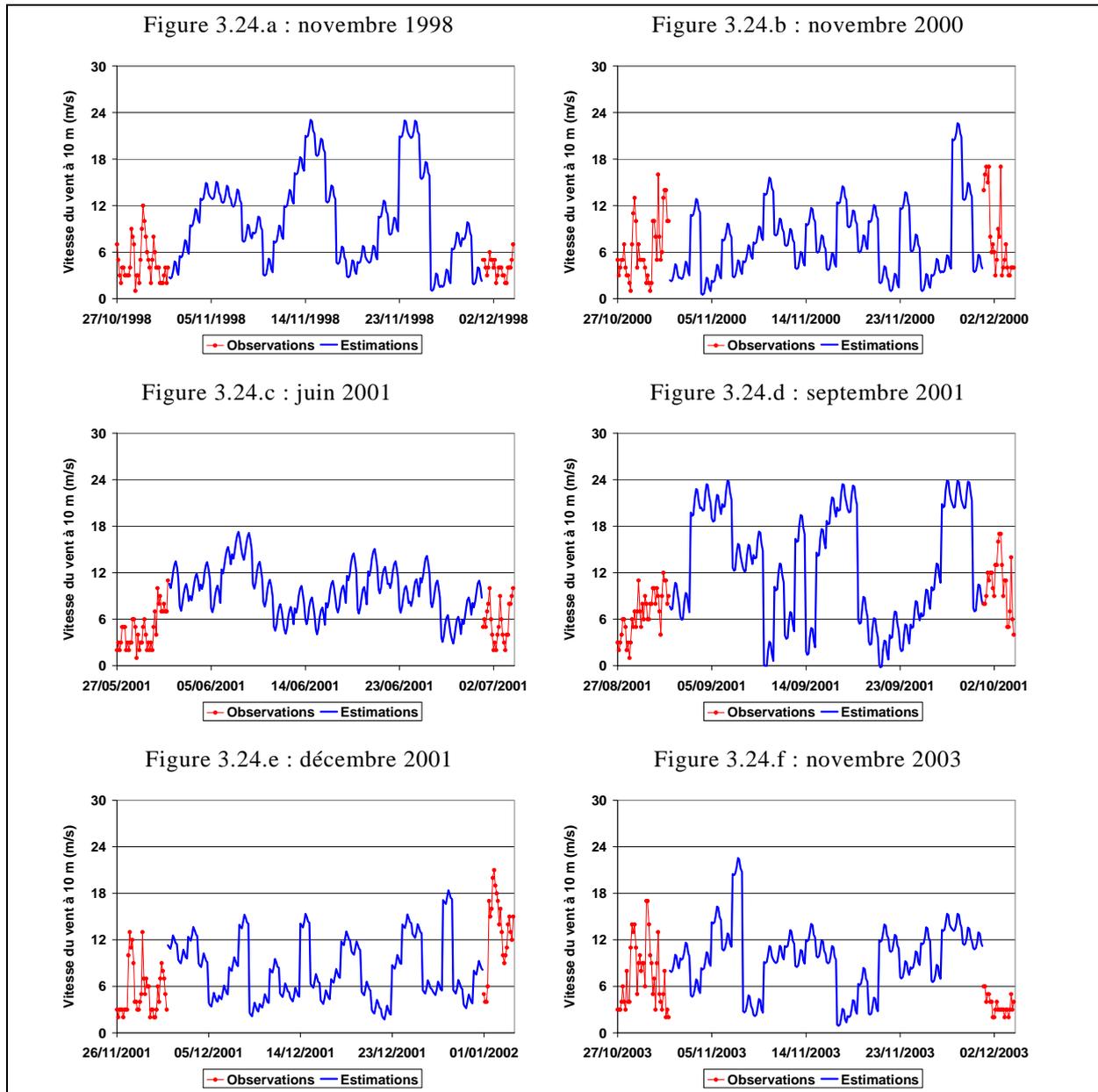


Figure 3.24 : Vitesses de vent reconstituées pour les mois sans mesures

3.4 Conclusions

De nombreuses données ont été obtenues en relation avec notre problématique. L'étude de statistiques descriptives, calculées à partir de ces données, a permis de dégager les paramètres environnementaux potentiellement reliés à l'évolution des températures de l'eau de la Garonne. La comparaison des tendances au sein des chroniques avec la tendance des températures de l'eau a ainsi mis en évidence une grande similitude entre

les températures de l'air et les températures de l'eau. Ce constat se retrouve dans de nombreuses études de la littérature et certaines d'entre elles utilisent ce résultat pour établir des modèles d'estimation de la température de l'eau.

Mais la température de l'air n'est pas le seul paramètre environnemental qui présenté une tendance d'évolution significative sur la période 1978 – 2005. L'irradiation solaire ainsi que les débits présentent à certaines périodes de l'année (printemps et été pour l'irradiation solaire, été pour les débits) une tendance d'évolution significative. L'évolution des débits en période estivale est particulièrement significative, avec des diminutions d'environ 40 % pour les stations de Verdun et de Lamagistère. En effet, cette évolution des débits n'a pu être mise en relation de manière précise avec l'évolution des prélèvements dans le cadre de ce travail. Aucune évolution significative n'a été relevée pour les chroniques de la station de Portet-sur-Garonne. Ce résultat ainsi que certaines informations issues des rapports du SDAGE et de l'AEAG (évolution des volumes prélevés, forte pression de l'irrigation en aval de Toulouse, etc.) semblent corroborer l'hypothèse que l'évolution des débits pour les deux stations en aval de Toulouse est due en partie à l'augmentation des prélèvements. L'absence de données précises (les données d'évolution des prélèvements sont calculées pour l'ensemble du bassin Adour-Garonne) ne permet cependant pas d'affirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

Ce travail sur les données a également mis en avant la difficulté de traiter des données issues de mesures in-situ, souvent réalisées par procédure automatique. Les sources de défaillances étant nombreuses et les instruments de mesures sensibles, il est rare d'obtenir des chroniques complètes de données. Des chroniques complètes sont pourtant nécessaires pour pouvoir utiliser des modèles déterministes de simulation de la température d'un cours d'eau. Les données manquantes doivent alors être estimées. Les méthodes utilisées pour reconstituer les données manquantes ou erronées au sein des chroniques ont montré de bons résultats. Toutefois certaines variables à forte variabilité (telles les vitesses de vent) sont difficiles à estimer, même par des méthodes telles que les réseaux de neurones. Toutefois les estimations obtenues ont été jugées acceptables car elles semblent moins en relation avec l'évolution des températures de l'eau.

Finalement trois facteurs environnementaux ont été retenus pour l'étape suivante de cette étude, à savoir la détermination de modèles statistiques d'estimation de la température de l'eau à Malause. Ces trois facteurs sont (classés par nombre de statistiques descriptives présentant des tendances significatives), la température de l'air, le flux solaire et les débits. Le chapitre suivant porte sur l'étude des relations entre ces variables et les températures de l'eau à Malause et sur l'utilisation de modèles statistiques pour estimer ces températures.

Chapitre 4 : Analyse statistique

4.1	Introduction	112
4.2	Propriétés statistiques des chroniques	112
4.2.1	Analyse corrélations.....	112
4.2.2	Autocorrélations.....	113
4.3	Estimateurs statistiques	114
4.3.1	Méthodologie.....	114
4.3.2	Résultats	116
4.4	Conclusions	124

4.1 Introduction

La première étude réalisée dans le cadre de ce travail de thèse consistait à établir une modélisation statistique de la température de l'eau à Malause en relation avec les paramètres environnementaux. Ainsi seuls les paramètres des stations aux alentours de Malause ont été retenus, à savoir les paramètres climatiques de la station d'Agen (Flux solaire incident et température de l'air) et les paramètres hydrologiques de la station de Lamagistère (débit et hauteurs d'eau).

On trouve dans la littérature de nombreuses études sur cette problématique (voir 2.5.4) utilisant des modélisations différant tant sur les hypothèses utilisées que sur leur champ d'application. Afin de déterminer les modèles à utiliser, les propriétés statistiques des chroniques (corrélations, saisonnalités, etc.) ont préalablement été mises en évidences. Dans un deuxième temps, les modèles retenus ont été calibrés sur une partie de notre période d'étude afin de déterminer leurs paramètres. Enfin ces modèles ont été comparés sur le reste de la période (étape de validation) et leur pertinence évaluées aux moyens de critères had-hoc et relatifs à notre problématique

4.2 Propriétés statistiques des chroniques

4.2.1 Analyse des corrélations

Dans le chapitre précédent il a été montré que quatre statistiques descriptives de la température de l'eau relevée à Malause montraient une tendance significative. Parmi les facteurs environnementaux trois d'entre eux montraient des tendances significatives pour tout ou partie de ces mêmes statistiques descriptives. Le Tableau 4.1 récapitule les statistiques descriptives pour lesquelles des tendances significatives ont été relevées.

Tableau 4.1 : Récapitulatif des statistiques descriptives présentant des tendances significatives

	95ème centiles	moyennes annuelles	moyennes printannières	moyennes estivales
Température de l'eau	+ 2.12 °C	+ 1.28 °C	+ 1.62 °C	+ 2.92 °C
Température de l'air	+ 2.79 °C	+ 1.58 °C	+ 2.21 °C	+ 2.57 °C
Flux solaire incident	-----	+ 84.2 J.cm ⁻² .h ⁻¹	+160.3 J.cm ⁻² .h ⁻¹	-----
Débit	-----	-----	-----	- 100 m ³ .s ⁻¹

L'étude des relations existantes entre ces paramètres et les températures de l'eau à Malause ont donc été étudiées au moyen d'analyses de corrélations. Ces analyses ont été réalisées en calculant le facteur de corrélation de Bravais-Pearson (voir 2.5.3) pour chaque paramètre pris indépendamment des autres dans un premier temps. Le Tableau 4.2 récapitule les résultats obtenus. On remarque que les températures de l'air sont fortement corrélées avec les températures de l'eau et ce quelque soit la statistique descriptive étudiée ($r > 0.75$). Les deux autres paramètres ne sont pas corrélés pour toutes les statistiques descriptives et le sont plus faiblement que les températures de l'air. Ainsi le flux solaire est corrélé avec les températures de l'eau pour les moyennes printanières et estivales, avec un facteur de corrélation aux alentours de $r = 0.5$. Les débits quant à eux ne sont corrélés que pour les moyennes estivales avec un facteur de corrélation de $r = -0.68$ (anti-corrélation). Il semble donc que les débits aient un rôle assez important en été sur les températures de l'eau.

Tableau 4.2 : Corrélations des statistiques descriptives des paramètres retenus avec celles de la température de l'eau à Malause

	Température de l'eau		Flux solaire incident		Débit	
	Corrélation	p-value	Corrélation	p-value	Corrélation	p-value
95ème centiles	0.85	0.000	-----	-----	-----	-----
moyennes annuelles	0.83	0.000	-----	-----	-----	-----
moyennes printemps	0.78	0.000	0.58	0.001	-----	-----
moyennes été	0.87	0.000	0.48	0.010	- 0.68	0.000

4.2.2 Autocorrélations

Dans le cas d'étude sur des données au pas de temps journalier, il est important d'étudier les autocorrélogrammes des variables. Les corrélogrammes des températures de l'eau et de l'air, ainsi que des débits ont été étudiés. Les autocorrélogrammes pour des décalages de 1 à 35 jours (figures de gauches) et de 1 à 730 jours (figures de droite) ont été représentés Figure 4.1 à Figure 4.3.

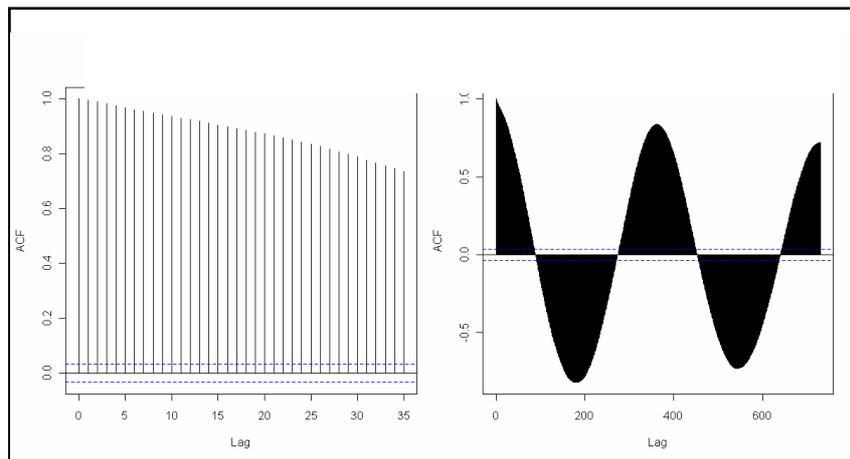


Figure 4.1 : Autocorrélogrammes de la chronique des températures de l'eau à Malause

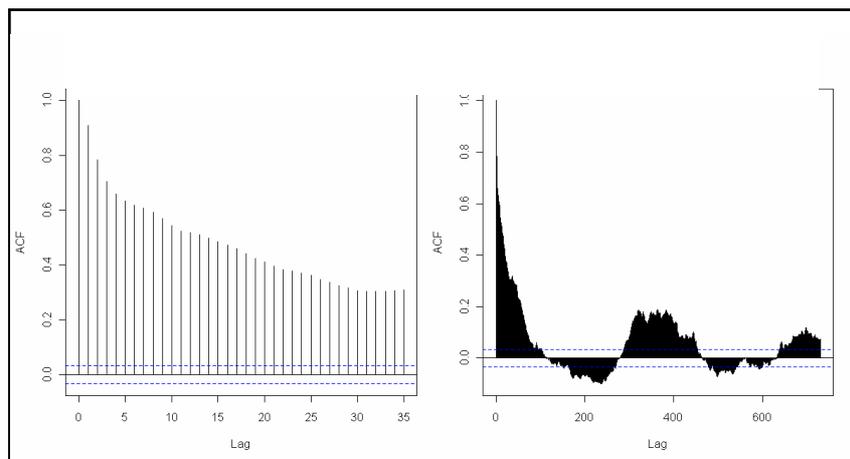


Figure 4.2 : Autocorrélogrammes de la chronique des débits à Lamagistère

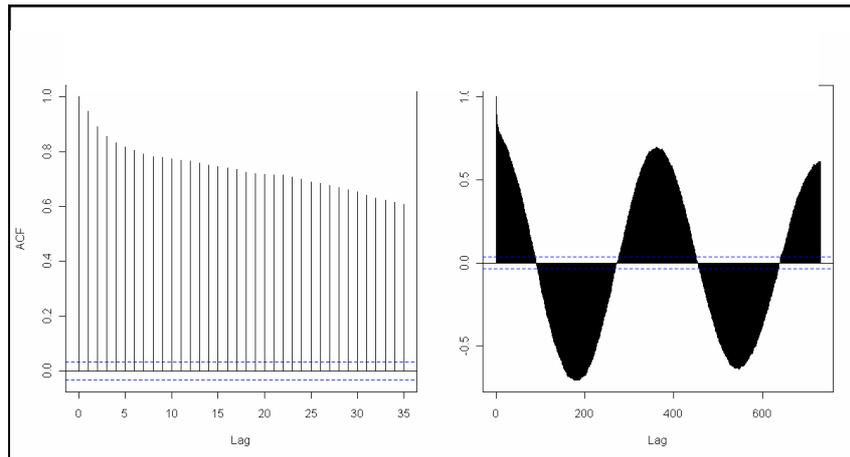


Figure 4.3 : Autocorrélogrammes de la chronique des températures de l'air à Agen

Dans les trois cas, on note que les chroniques sont fortement corrélées avec les valeurs des instants passés, notamment la chronique de température de l'eau, mais aussi que ces chroniques possèdent des variations saisonnières (figures de droite). Ces trois chroniques sont donc non stationnaires et ne pouvaient donc pas être utilisées telles quelles pour les modèles de types régressions ou stochastiques.

4.3 Estimateurs statistiques

4.3.1 Méthodologie

Modèles

Modèle basé sur le concept de température d'équilibre

Le premier modèle utilisé est le modèle basé sur la notion de température d'équilibre (voir 2.5.4). Les valeurs journalières de températures d'équilibre ont été calculées en utilisant la relation $S_T(T_w = T_e) = 0$ avec les formulations suivantes pour les flux :

- Radiation ondes courtes :

$$S_{RC} = (1 - \alpha_A) S_{iRC} \quad (4.1)$$

Avec α_A qui représente l'albedo à la surface de l'eau ($\alpha_A = 0.04$) et S_{iRC} le flux solaire incident mesuré (W.m^{-2}).

- Radiation ondes longues :

$$S_{RL} = \varepsilon_a \cdot \sigma (1 + 0.17 \cdot C_c^2) (T_a + 273.15)^4 - \varepsilon_w \cdot \sigma (T_w + 273.15)^4 \quad (4.2)$$

Avec ε_a l'émissivité de l'atmosphère et ε_w de l'eau, σ la constante de Stefan-Boltzmann ($\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) et C_c la fraction de couverture nuageuse (fraction de ciel couvert).

La formulation utilisée pour calculer l'émissivité de l'atmosphère est celle de l'équation (2.66) avec $A' = 0.86$ et e_a la pression de vapeur de l'air calculée d'après la formule de Magnus-Tetens (équation (2.81)) :

$$\varepsilon_a = (0.86 + 0.031\sqrt{e_a}) \quad (4.3)$$

- Evaporation :

$$S_{EV} = (a_v + b_v \cdot W^2)(e_s - e_a) \quad (4.4)$$

Où a_v et b_v sont les paramètres de la fonction de vent, W la vitesse de vent mesurée à 10 m de la surface ($m \cdot s^{-1}$) et e_s la pression de vapeur saturante à la surface de l'eau (mbar), calculée d'après la formule de Magnus-Tetens (équation (2.79))

- Convection :

$$S_{CV} = C_B (a_v + b_v \cdot W^2)(T_a - T_w) \quad (4.5)$$

Où C_B le coefficient de Bowen ($mbar \cdot K^{-1}$).

Modèle autorégressif

Le modèle autorégressif que nous avons utilisé est un modèle de type processus de Markov d'ordre 2, tel que défini au paragraphe 2.5.4. Les chroniques de températures de l'air et de l'eau sont tout d'abord divisées en deux composantes, une composante saisonnière (non stationnaire) traduisant les variations annuelles des chroniques et une composante de fluctuations (stationnaire ou approchant) traduisant les variations rapides (journalières) par rapport à la composante saisonnière.

La méthode de calcul des composantes saisonnière retenue est celle de la décomposition en série de Fourier (équation (2.25)), exprimée sous la forme :

$$TA_i(t) = \bar{T}_i + \sum_{k=1}^n \left(\chi_{k,i} \left[\cos \left((t - j_T + 1) \frac{2\pi k}{N_T} + \Phi_{k,i} \right) \right] \right) \quad (4.6)$$

Où i retranscrit la variable prise en compte (température de l'eau ou température de l'air), \bar{T}_i est la moyenne des températures moyennes interannuelles ($^{\circ}C$), $\chi_{k,i}$ représente l'amplitude ($^{\circ}C$) de l'harmonique de rang k , $\Phi_{k,i}$ le déphasage (rad), N_T le nombre de jours de la période considérée (dans notre cas $N_T = 365$) et j_T le premier jour de la période (dans notre cas, $j_T = 1$).

Une fois les composantes saisonnières retirées des chroniques (obtention des résidus), un processus de Markov d'ordre 2 est calculé pour les résidus de la température de l'eau par la méthode détaillée au paragraphe 2.5.4 (voir équation (2.28)) et une valeur du coefficient d'échange K est calculée entre les résidus du processus de Markov et les résidus de la chronique des températures de l'air, afin de déterminer le modèle au complet.

Modèle autorégressif augmenté

L'étude des corrélogrammes ainsi que les résultats trouvés dans la littératures utilisant des modèles de régressions multiples prenant en compte les températures de l'air à des instants $t-k$, nous a amené à améliorer le modèle de chaîne de Markov d'ordre 2 par l'utilisation de ces valeurs de températures de l'air à des instants passés. Une analyse des corrélations croisées entre les résidus du processus de Markov et les résidus des températures de l'air décalées d'un temps k , permet de déterminer le décalage maximum à prendre en compte.

Par ailleurs, du fait de la corrélation entre les moyennes estivales de débits à Lamagistère et les moyennes estivales de températures de l'eau, nous avons également cherché à intégrer ce paramètre dans le modèle augmenté. Le problème posé par

l'intégration des valeurs de débits dans un modèle stochastique est la stationnarisation de ces valeurs. Les chroniques de débits présentent elles aussi une périodicité saisonnière, rendant les chroniques non stationnaires. De plus la méthode utilisée dans le cas des températures de l'air et de l'eau (décomposition en séries de Fourier) est difficilement applicable dans le cas des chroniques de débits. La méthode retenue fut celles des indices de variations relatives de débits (Cluis 1972; Ahmadi-Nedushan et al. 2007). Sept indices de variations relatives de débits pour des décalages de 1 à 7 jours ont été retenus pour la détermination du modèle.

Pertinence des modèles

La pertinence des différents modèles a été quantifiée au moyen du critère RMSE (Berger 1985) définit par :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (T_i^{OBS} - T_i^{PRE})^2}{N}} \tag{4.7}$$

Où N est le nombre d'observations, T_i^{OBS} les moyennes journalières de températures de l'eau observées et T_i^{PRE} les valeurs correspondantes estimées.

Les valeurs de RMSE ont été calculées sur l'ensemble des périodes de calibration et validation ainsi que pour chaque année dans un premier temps pour toutes les valeurs correspondantes (pertinence globale) et dans un deuxième temps pour les valeurs de températures observées supérieures ou égales à 20°C (pertinence pour les températures élevées), plage de valeurs liées à notre problématique.

Par ailleurs un autre critère a été utilisé, directement lié à la problématique piscicole, à savoir la qualité de retranscription des périodes favorables à la migration. Pour cela nous avons repris les seuils de températures défini par Croze et al ((Croze et al. 2007), respectivement $T = 9\text{ °C}$, $T = 19\text{ °C}$ et $T = 24\text{ °C}$. Les seuils 9 °C et 24 °C définissant les températures limites pour les conditions favorables à la migration et le seuil 19 °C étant la température maximale de conditions favorables pour les jeunes individus.

4.3.2 Résultats

Etape de calibration

Modèle basé sur le concept de température d'équilibre

Afin d'utiliser le modèle basé sur la température d'équilibre tel que défini par l'équation (2.44), il convient de vérifier l'hypothèse de linéarité entre la température d'équilibre et la température de l'air. Le diagramme de dispersion entre ces deux variables pour la période de calibration (1988 – 1996) est représenté Figure 4.4 et montre bien que cette hypothèse est vérifiée. On obtient alors la relation suivante ($R^2 = 0.99$) :

$$T_e = 1.12 \cdot T_a + 0.44 \tag{4.8}$$

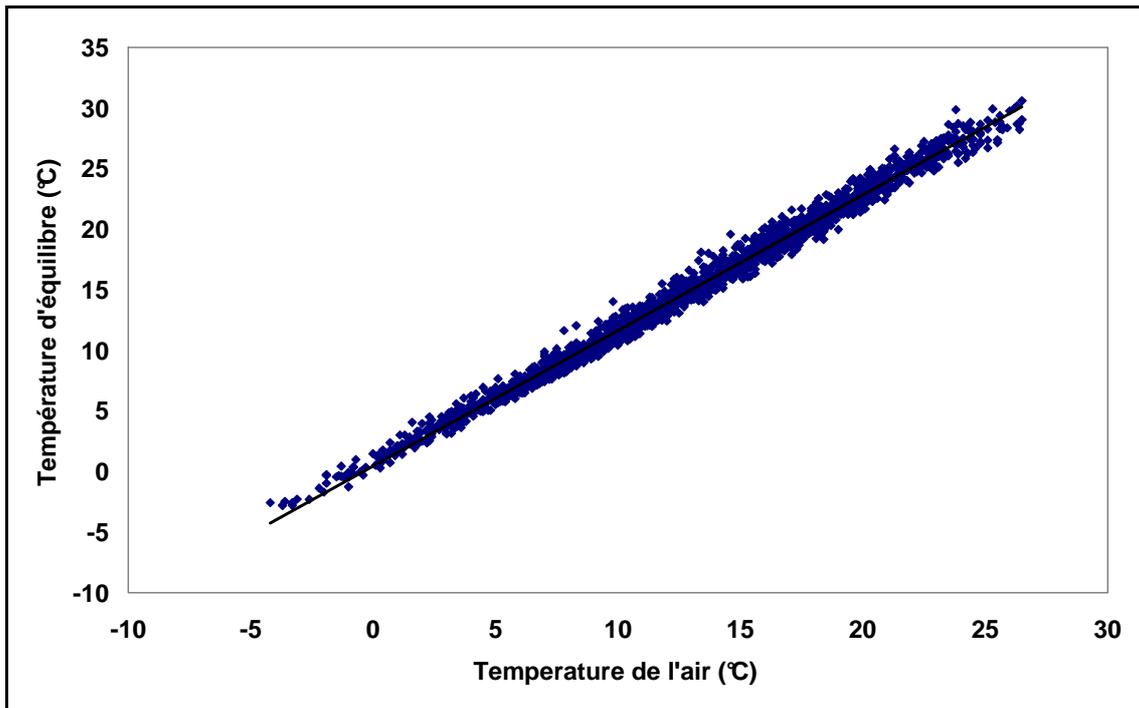


Figure 4.4 : Relation linéaire entre température d'équilibre et température de l'air

La dernière étape de calibration du modèle consiste alors à déterminer la valeur du coefficient d'échange modifié $K' = K / (\rho \cdot C_w)$. Pour cela une méthode d'optimisation basée sur la méthode des moindres carrés a été utilisée et la valeur $K' = 0.71 \text{ s}^{-1}$ a été obtenue.

Le modèle ainsi déterminé a alors été utilisé pour estimer les données de moyennes journalières de température de l'eau à Malause pour deux périodes (calibration et validation). Les RMSE obtenus sont récapitulés Tableau 4.3.

Pour la période de calibration, les résultats sont globalement bons, avec des valeurs de RMSE calculées en utilisant toutes les données variant entre 0.89 °C et 1.54 °C selon l'année et un RMSE global de 1.22 °C . Au niveau des données correspondantes aux températures élevées, les résultats sont encore meilleurs, avec des résultats allant de 0.53 °C à 1.15 °C et une valeur globale de 0.81 °C .

Les estimations les moins pertinentes sont obtenues pour les années 1988, 1992, 1993 et 1996. Les résultats de l'année 1988 peuvent être expliqués par le fait que la chronique des mesures effectuées présente des points qui semblent erronés et qui par conséquent biaisent la valeur du RMSE. Ces points correspondant au mois d'octobre, cette hypothèse est appuyée par le fait que le RMSE obtenu pour les hautes températures est très bon ($\text{RMSE} = 0.68 \text{ °C}$). Pour les années 1992, 1993 et 1996, des analyses complémentaires ont révélé que la qualité des estimations semblaient reliées à la hauteur d'eau, avec des surestimations pour des hauteurs d'eau significativement plus élevées que la hauteur d'eau moyenne interannuelle et inversement dans le cas de hauteurs d'eau significativement plus faibles. Afin d'appuyer cette hypothèse, une étude en régression entre les hauteurs d'eau et les résidus du modèle a été effectuée, qui a révélée une relation forte entre ces deux variables pour les années 1992, 1993 et 1996, alors que cette relation est faible en considérant toute la période de calibration. Il semble donc que l'hypothèse d'approximation du rapport B/A par $1/h$ dans l'équation (2.44) soit trop forte dans notre cas.

Tableau 4.3 : RMSE (°C) obtenus pour le modèle basé sur le concept de température d'équilibre

	Global	$T_w > 20^\circ\text{C}$
1988	1.43	0.68
1989	1.17	0.71
1990	0.89	0.78
1991	1.19	0.81
1992	1.54	0.71
1993	1.35	1.15
1994	1.10	0.65
1995	0.89	0.53
1996	1.26	1.03
1988 – 1996	1.22	0.81

Modèle autorégressif

Les composantes saisonnières des chroniques de températures de l'air et de température de l'eau ont été calculées en utilisant la décomposition en série de Fourier sur la chronique des moyennes interannuelles de la période de calibration (1988 – 1996). Le calcul a été effectué pour les deux premières harmoniques et les valeurs des coefficients correspondant (voir équation (4.6)) sont récapitulés dans le Tableau 4.4.

Tableau 4.4 : Coefficients des composantes saisonnières des températures de l'eau et de l'air

	Températures de l'eau	Températures de l'air
χ_1 (°C)	8.43	7.93
Φ_1 (rad)	2.67	2.79
χ_2 (°C)	1.48	0.84
Φ_2 (rad)	- 1.73	- 1.5

La Figure 4.5 représente les courbes des moyennes interannuelles ainsi que la composante saisonnière calculée pour les températures de l'eau à Malause et on note que l'utilisation des deux premières harmoniques est suffisante pour expliquer l'évolution annuelle générale des températures. La comparaison des variances des deux courbes appuie cette observation qualitative puisque 92 % de la variance des températures de l'eau est retranscrite par la composante saisonnière pour la période de calibration et 84% pour la période de validation (respectivement 76 % et 70 % dans le cas des températures de l'air). On retrouve bien dans ce cas les observations faites par Kothandaraman (Kothandaraman 1971).

Une fois les composantes saisonnières retirées des chroniques, le processus de Markov d'ordre 2 a été paramétré en utilisant l'autocorrélogramme des résidus des températures l'eau. Les coefficients d'autocorrélation d'ordre 1 et 2 ont été calculés, avec pour valeurs respectives $R_1 = 0.97$ et $R_2 = 0.91$. Ces valeurs correspondent aux valeurs trouvés dans la littérature pour des rivières larges (valeurs élevées), par exemple la rivière Illinois, IL, USA avec $R_1 = 0.84$ (Kothandaraman 1971) ou la rivière du Nord près de Montréal, P.Q., Canada avec $R_1 = 0.92$ (Cluis 1972). Les coefficients de Markov

ont alors été calculés en utilisant les relations conduisant à l'équation (2.28) : $A_1 = 1.54$ et $A_2 = -0.58$.

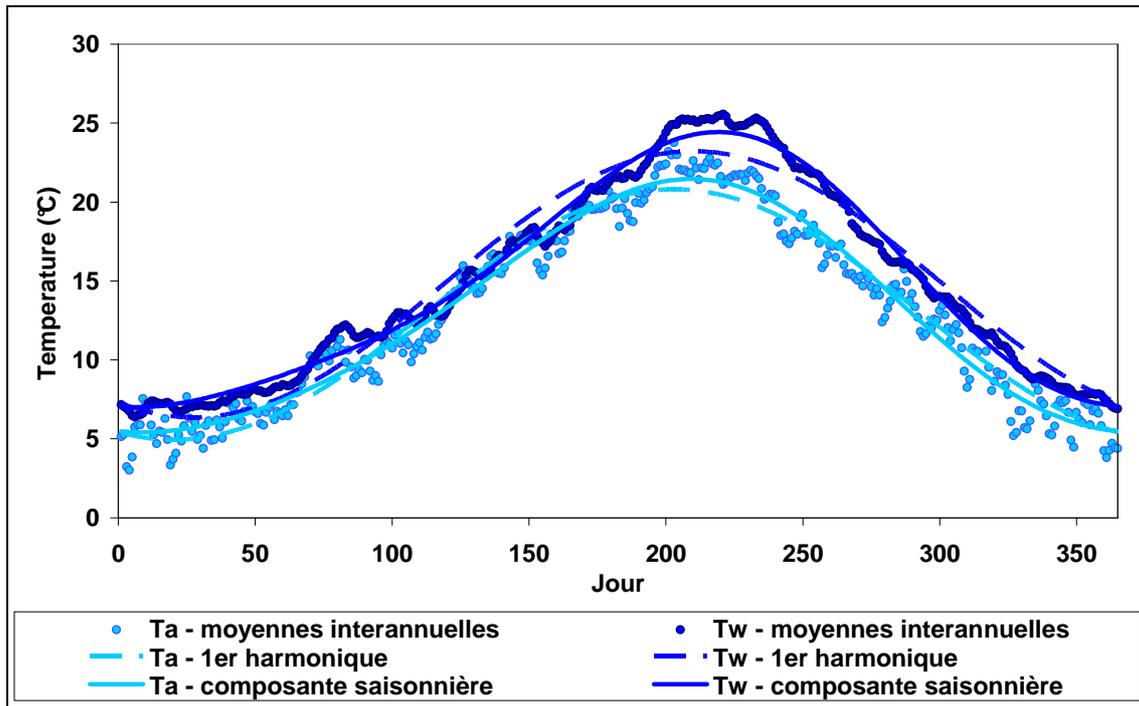


Figure 4.5 : Moyennes interannuelles, premières harmoniques et composantes saisonnières des températures de l'eau et de l'air

Pour finir, la valeur du coefficient d'échange thermique K a été optimisée à $K = 0.049$, d'où la paramétrisation complète du modèle :

$$R_w(t) = 1.54R_w(t-1) - 0.58R_w(t-2) + 0.049R_a(t) \quad (4.9)$$

L'équation ci-dessus peut également s'écrire

$$R_w(t) = 0.96R_w(t-1) + 0.58(R_w(t-1) - R_w(t-2)) + 0.049R_a(t) \quad (4.10)$$

Cette formulation nous a permis de mettre en évidence le fait que la valeur de la température de l'eau à l'instant t dépend principalement (coefficient 0.96) de la valeur à l'instant $t-1$ et en partie (coefficient 0.58) par le gradient de température entre les instants $t-1$ et $t-2$. La dépendance aux résidus des températures de l'air est plus faible (0.049), ce que l'on retrouve dans les études similaires.

Une fois notre modèle déterminé, la pertinence des estimations a été quantifiée de la même manière que pour le modèle précédent. Les résultats obtenus sont récapitulés dans le Tableau 4.5

En considérant la globalité des données, les résultats obtenus à l'aide de ce modèle sont légèrement meilleurs que ceux obtenus avec le modèle précédent avec des valeurs de RMSE variant de 0.87 °C à 1.35 °C et une valeur globale pour la période de calibration de 1.13 °C. Par contre au niveau des températures élevées, ce modèle semble moins pertinent, avec des valeurs de RMSE entre 0.78 °C et 1.38 °C. Deux hypothèses ont été formulées pouvant expliquer ceci. Tout d'abord le fait que ce modèle ne prenne pas en compte les données de flux solaire contrairement au modèle basé sur la température d'équilibre. En effet la radiation solaire est, dans le cas de rivières larges (et par

conséquent très sensibles à la radiation), reconnu comme étant le flux majoritairement responsable de l'échauffement de la température de l'eau..

Tableau 4.5 : RMSE (°C) obtenus pour le modèle autorégressif simple

	Global	Tw>20°C
1988	1.35	0.86
1989	1.03	0.93
1990	1.04	0.93
1991	1.11	0.90
1992	1.22	0.82
1993	1.27	1.38
1994	0.87	0.78
1995	0.95	0.48
1996	1.20	1.22
1988 – 1996	1.13	0.95

Modèle autorégressif augmenté

L'analyse des corrélations croisées entre les résidus des températures de l'air et les résidus du processus de Markov d'ordre 2 a révélé une décroissance exponentielle des coefficients de corrélation croisée en fonction du décalage. Les coefficients de corrélation croisée pour des décalages de 0 à 3 jours ont été calculés avec pour valeurs respectives 0.53, 0.41, 0.32 et 0.25. Ainsi les valeurs des résidus des températures de l'air pour ces décalages ont été prises en compte pour la détermination du modèle autorégressif augmenté.

L'étape de calibration du modèle a été effectuée par régression linéaire multiple entre les résidus du processus de Markov et les 11 variables définies précédemment (4 résidus de températures de l'air pour des décalages de 0 à 3 jours et 7 indices de variations relatives de débits). La détermination du modèle optimal a été effectuée au moyen du critère AIC (critère d'Akaike) ainsi que par l'étude des significativités statistiques des coefficients de régressions. Le modèle finalement retenu fut le suivant :

$$R_w(t) = 1.536R_w(t-1) - 0.581R_w(t-2) + 0.042R_a(t) + 0.036R_a(t-1) - 0.030R_a(t-2) - 0.014R_a(t-3) - 0.184r_{q1}(t) \tag{4.11}$$

Les valeurs des RMSE calculés comme pour les modèles précédents sont récapitulées Tableau 4.6 et ont montré que ce modèle fournissait la meilleure réponse, à la fois en globalité, avec des RMSE compris entre 0.82 °C et 1.42 °C et une valeur globale de 1.07 °C et pour les hautes températures entre 0.50 °C et 0.99 °C et une valeur globale de 0.79 °C. Le fait que d'avoir obtenu de bonnes valeurs de RMSE pour l'année 1992 a permis de dégager le fait que les hypothèses faites pour expliquer les faiblesses du modèle autorégressif simple ne sont pas les plus pertinentes et que la prise en compte des débits en période chaude semble améliorer significativement la réponse des modèles.

Tableau 4.6 : RMSE (°C) obtenus pour le modèle autorégressif augmenté

	Global	T _w >20°C
1988	1.42	0.88
1989	0.86	0.74
1990	0.91	0.82
1991	1.05	0.88
1992	1.49	0.99
1993	0.82	0.72
1994	0.84	0.64
1995	0.92	0.50
1996	1.13	0.84
1988 – 1996	1.07	0.79

Etape de validation

Les trois modèles ont ensuite été testés en utilisant les données de la période 1997 – 2005. Les résultats obtenus ont été évalués à l’aide du critère RMSE de la même manière qu’en phase de calibration. Le comparatif des résultats obtenus est présenté Tableau 4.7. Pour la phase de validation, le modèle autorégressif augmenté obtient également les meilleurs résultats, avec un RMSE global en utilisant toutes les données de 1.24 °C (contre 1.27 °C pour le modèle autorégressif simple et 1.31 °C pour le modèle basé sur la température d’équilibre) et 1.08 °C pour les hautes températures (contre 1.27 °C et 1.22 °C respectivement). Au niveau des valeurs obtenues pour chaque année on note que le modèle autorégressif augmenté obtient parfois les plus fortes valeurs de RMSE. Le modèle autorégressif simple obtenant aussi de fortes valeurs pour les mêmes années, la pertinence de la composante périodique a été évaluée pour ces années. Il a été relevé pour ces années de très grands écarts entre les températures de l’eau et la composante saisonnière ainsi que des variations brusques (voir Figure 4.6) qui peuvent expliquer la faiblesse des modèles autorégressifs. En outre les températures estivales de l’année 2002 sont bien inférieures à la composante saisonnière comme on peut le voir sur la Figure 4.6.d, expliquant que pour cette année les modèles autorégressifs fournissent leurs plus mauvais résultats.

Tableau 4.7 : Comparaison des RMSE (°C) obtenus pour l'étape de validation

	Global			$T_w > 20^\circ\text{C}$		
	BTE*	ARS*	ARA*	BTE	ARS	ARA
1997	1.23	1.34	1.15	1.06	1.40	1.07
1998	1.07	1.15	0.96	0.76	1.03	0.60
1999	1.11	1.11	1.24	0.61	0.76	0.57
2000	1.25	1.13	1.17	1.07	1.19	1.24
2001	1.05	1.11	0.88	0.84	1.02	0.95
2002	1.40	1.32	1.45	1.21	1.45	1.53
2003	1.56	1.44	1.22	1.74	1.89	1.12
2004	1.41	1.29	1.48	1.41	1.43	1.39
2005	1.61	1.49	1.49	1.72	1.69	1.43
1997 – 2005	1.31	1.27	1.24	1.22	1.27	1.08

* BTE : basé sur la température d'équilibre, ARS : autorégressif simple, ARA : autorégressif augmenté

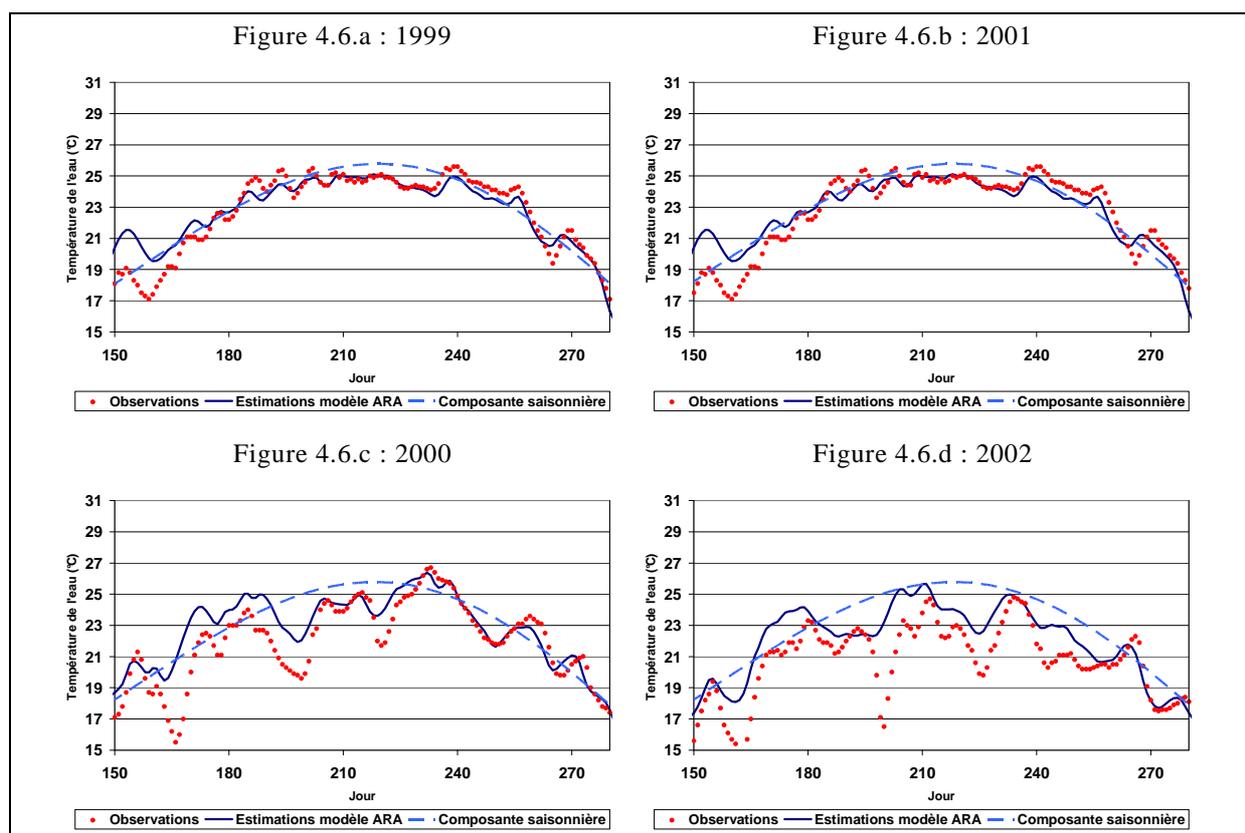


Figure 4.6 : Mise en évidence des particularités des années 2000 (c) et 2002 (d) pour les modèles autorégressifs par comparaison avec des années bien reproduites : 1999 (a) et 2001 (b)

Application à la détermination des périodes migratoires

Le dernier critère d'évaluation est la propension des modèles à reproduire les franchissements des seuils de température liés aux conditions migratoires des saumons atlantiques. Le modèle autorégressif simple n'a pas été retenu pour cette étude du fait qu'il s'agit d'un modèle équivalent au modèle augmenté mais moins robuste. La reproduction des franchissements des seuils 9 °C, 19 °C et 24 °C a été évaluée et les dates correspondantes ont été utilisées pour établir la Figure 4.7. Sur cette figure, seules les années 1992, 1996, 2000 et 2004 sont représentées. Les résultats pour toutes les années de la période 1988 – 2005 sont représentés en annexe.

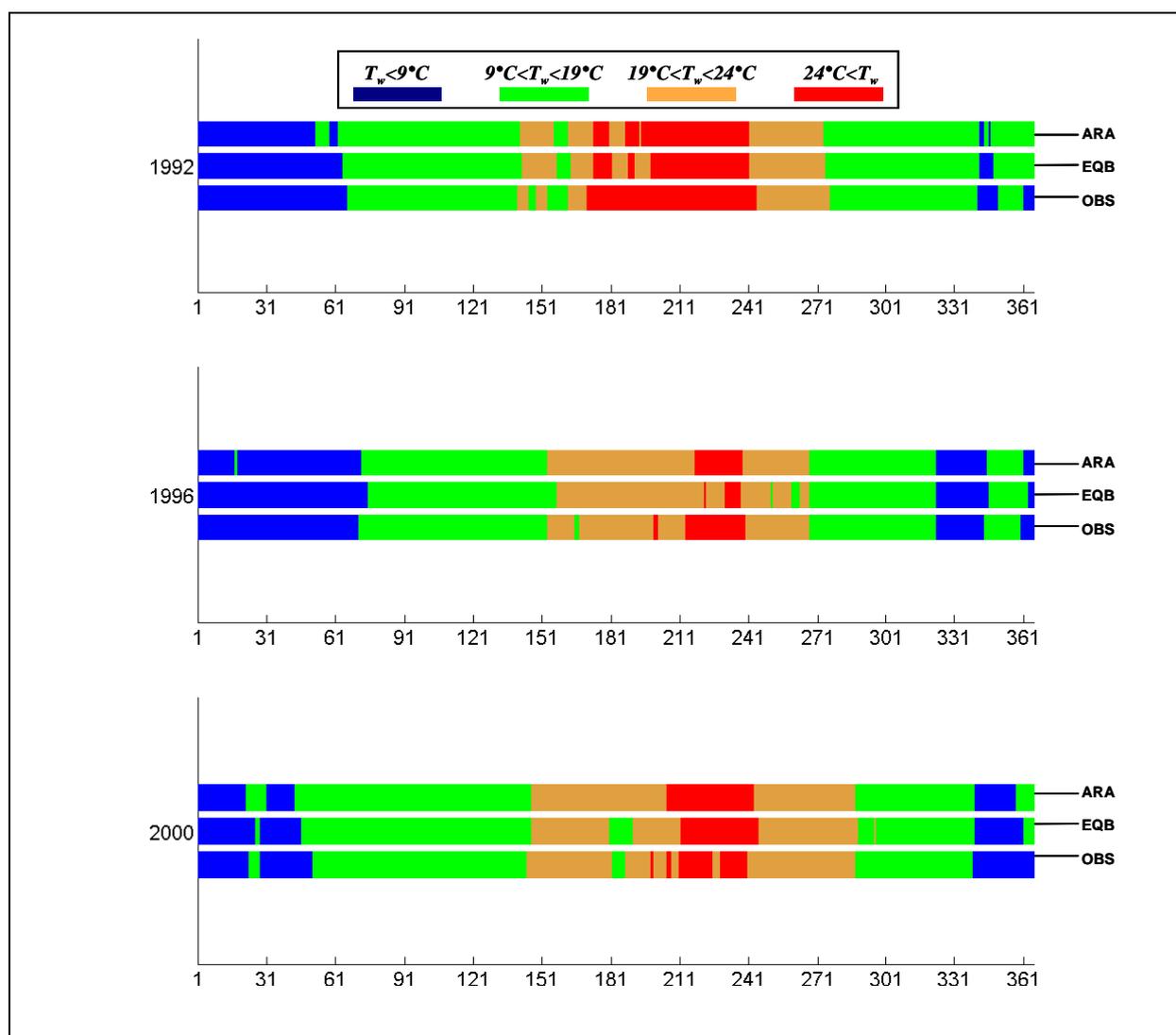


Figure 4.7 : Comparaison entre observations et estimations au niveau des plages de températures liées aux conditions de migration du saumon atlantique

Les franchissements des seuils sont globalement bien reproduits par les deux modèles. Les décalages par rapport aux franchissements calculés à partir des données observés sont faibles. On relève toutefois des cas de différences notables : franchissements de courte durée non reproduits et franchissements erronés produits par les modèles. Pour ces cas, les différences entre les températures observées et estimées ont été calculées. Les écarts en ces points sont faibles (80 % des erreurs inférieures à 1 °C). Les erreurs entre résultats fournis par les modèles et les observations se situent donc généralement pour des valeurs observées proches des valeurs seuils.

4.4 Conclusions

Cette première étude a permis de mettre en évidence trois facteurs principaux pouvant expliquer l'évolution des températures de l'eau : les températures de l'air, le flux solaire et les débits. Dans le cadre d'une modélisation déterministe, l'accent doit donc particulièrement être mis sur les flux faisant intervenir ces deux facteurs climatiques. L'importance significative des débits nous amène également à envisager la nécessité d'effectuer une modélisation hydraulique de notre tronçon d'étude.

Les modèles statistiques utilisés pour estimer les températures de l'eau à Malause diffèrent par les hypothèses et les variables explicatives prises en compte. Toutefois ces modèles ont tous fourni de bons résultats. Les valeurs de RMSE calculées pour l'étape de validation sont comprises entre 1.31 °C et 1.24 °C pour l'ensemble des données et entre 1.22 °C et 1.08 °C pour les températures de l'eau supérieures à 20 °C. L'importance des débits durant les périodes chaudes est particulièrement mise en valeur par les résultats obtenus par le modèle autorégressif augmenté (RMSE calculé pour les températures supérieures à 20 °C en phase de validation de 1.08 °C contre 1.22 °C et 1.27 °C pour les deux autres modèles). Ce résultat semble confirmer l'hypothèse du lien entre les températures de l'eau élevées et le déficit en eau en période d'étiage.

Par ailleurs, le modèle EQB a permis de tester les formulations et paramétrisation des différents flux. Ces résultats permettent de faciliter la détermination des valeurs des paramètres d'un modèle thermique filaire. Des valeurs initiales de paramètres ont donc pu être dégagées et ont servi pour la phase de calage du modèle déterministe. Enfin les résultats obtenus avec ces modèles statistiques laissent présager la possibilité d'obtenir de bons résultats avec des modèles déterministes.

Chapitre 5 : Modélisation Thermique

5.1	Introduction	126
5.2	Méthodologie	126
5.2.1	Equations du modèle	126
5.2.2	Forçages	128
5.2.3	Paramétrisation du modèle	130
5.3	Résultats	131
5.3.1	Validation globale	132
5.3.2	Validation en période estivale	133
5.3.3	Validation au niveau des seuils de température	134
5.4	Conclusion	135

5.1 Introduction

Un des objectifs de notre étude est de tenter d'expliquer les raisons physiques qui ont pu conduire au réchauffement de la Garonne au cours de ces dernières années. L'utilisation de moyens statistiques à permis de mettre en évidence les variables environnementales susceptibles d'avoir participé à ce réchauffement, mais la détermination physique des phénomènes et de leur évolution ne peut être clairement mise en évidence sans la détermination des bilans de flux thermiques du cours d'eau. Ces flux n'étant pas mesurés, ou pas de manière régulière comme peuvent l'être les variables climatiques, il convient de les calculer. La manière la plus simple de les calculer est l'utilisation de modèle et de lois déterministes. Ainsi nous avons mis en place un modèle thermique déterministe de notre tronçon de Garonne, en essayant de conjuguer simplicité et pertinence. Notre choix s'est orienté vers un modèle de type 0D, c'est-à-dire un modèle qui représente notre zone d'étude sous la forme d'un nombre restreint d'entités au sein desquelles les paramètres sont uniformes. Ces entités sont alors à des lois déterministes d'échange avec l'extérieur ou d'échange entre entités ainsi qu'à des lois de comportement interne. Nous avons ainsi découpé notre tronçon d'étude en deux entités, la première représentant le bief entre l'amont de notre zone d'étude et la station de Verdun-sur-Garonne, la deuxième le bief entre cette station et l'aval de notre tronçon. Ces entités ainsi que les lois auxquelles elles sont soumises sont représentées ci-dessous.

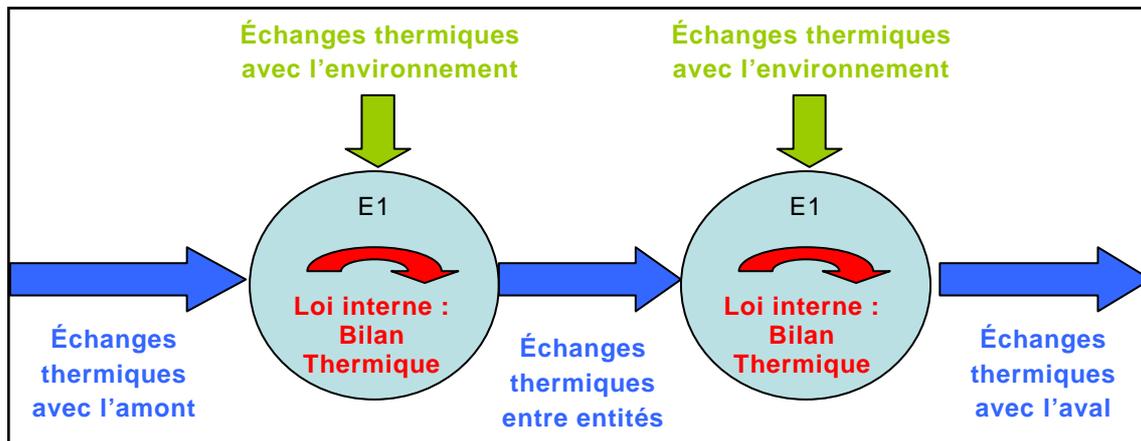


Figure 5.1 : Schématisation du modèle 0D

5.2 Méthodologie

5.2.1 Equations du modèle

Notre modélisation thermique en 0D repose sur une variante de l'équation de transport de l'énergie définie paragraphe 2.7.2 (équation (2.51)). Cette équation est définie dans le cadre d'un modèle filaire (monodimensionnel). Dans notre cas, la taille conséquente des mailles 0D nous permet de nous affranchir du terme de diffusion. Le terme de convection est par ailleurs explicité sous la forme d'un bilan de flux d'apports et les apports latéraux sont négligés. Sous ces hypothèses l'équation (2.51) s'écrit :

$$\rho_w C_w V \frac{\Delta T_w}{\Delta t} = \Phi_{CD} + \Phi_{RC} + \Phi_{RL} + \Phi_{CV} + \Phi_{EV} + \Phi_{PR} + \rho_w C_w (\Phi_{IN} - \Phi_{OUT}) \quad (5.1)$$

Avec T_w la température de l'eau (°C), V le volume d'eau présent sur la maille (m^3), ρ_w la masse volumique de l'eau ($kg.m^{-3}$), C_w la capacité thermique de l'eau ($J.kg^{-1}.°C^{-1}$), Φ_{CD} le flux de conduction avec le lit (W), Φ_{RC} le flux de rayonnement solaire (ondes

courtes) (W), Φ_{RL} le flux de rayonnement en ondes longues (W), Φ_{CV} le flux de convection à la surface de l'eau (W), Φ_{EV} le terme d'évaporation à la surface (W),

Φ_{PR} le terme d'échange dues aux précipitations tombant la surface (W), Φ_{IN} le flux d'apports entrants (W), Φ_{OUT} le flux d'apports sortants (W).

Contrairement aux flux définis dans la partie bibliographique (exprimés en $W.m^{-2}$), les flux sont exprimés en W . Ainsi pour adapter les flux définis dans la partie bibliographique à ce modèle, il convient de les multiplier par leur surface d'application. On a donc les définitions des flux suivants :

$$\Phi_{RC} = \Phi_{iRC} A_{SL} \quad (5.2)$$

$$\Phi_{RL} = \sigma (\varepsilon_a T_a (K)^4 - \varepsilon_w T_w (K)^4) A_{SL} \quad (5.3)$$

$$\Phi_{CV} = C_B f(W) (T_w - T_a) A_{SL} \quad (5.4)$$

$$\Phi_{EV} = f(W) (e_s - e_a) A_{SL} \quad (5.5)$$

$$\Phi_{PR} = \rho_w C_w I_P (T_{wb} - T_w) A_{SL} \quad (5.6)$$

Avec Φ_{iRC} le flux solaire incident mesuré ($W.m^{-2}$) et A_{SL} l'aire de la surface libre (m^2). Pour la définition des autres variables, se reporter au paragraphe 2.7.3.

Pour le flux de conduction, une simple loi de conduction à travers un matériau est utilisée :

$$\Phi_{CD} = -k_s \left. \frac{\partial T_s}{\partial z} \right|_{z=Z_f} A_s \quad (5.7)$$

Avec k_s la conductivité thermique ($W.m^{-1}.^{\circ}C^{-1}$), Z_f la cote du fond du lit (m) et A_s la surface du lit (m^2).

Les flux d'apports sortants et entrants dérivent du terme de convection de l'équation 2.17 (discrétisation selon un schéma amont) :

$$\begin{cases} \Phi_{IN} = Q^{AM} T_w^{AM} \\ \Phi_{OUT} = Q^{AV} T_w \end{cases} \quad (5.8)$$

Avec Q^{AM} et Q^{AV} les débits à l'amont et à l'aval de la maille ($m^3.s^{-1}$) et T_w^{AM} la température de la maille amont de la maille considérée ($^{\circ}C$).

Pour le calcul du flux de rayonnement en ondes longues, nous avons choisi la formulation (2.63) de l'émissivité de l'atmosphère (voir paragraphe 2.7.3). Le terme 0.17 de cette formulation est remplacé par la variable K de l'équation (2.64). K devient ainsi un paramètre du modèle. La détermination de la valeur de K (ainsi que celles des autres paramètres du modèle) font l'objet d'un paragraphe ultérieur (paragraphe 5.2.3). Les variables ε_w et σ sont définies par leurs valeurs standards respectives (0.97 et

$5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$). Les coefficients de la formulation du flux de convection sont le coefficient de Bowen C_B (défini constant et égal à 0.61 mbar.K^{-1}) et les paramètres de la fonction de vent. Les formulations de la fonction de vent de la littérature diffèrent selon les publications. On trouve généralement des fonctions linéaires ou des fonctions paraboliques. La formulation retenue est du type $a_f + b_f W + c_f W^2$, avec a_f , b_f et c_f qui sont alors trois paramètres de notre modèle. Enfin le flux de conduction avec le lit fait apparaître le paramètre k_s qui est défini constant et égal à $2 \text{ W.m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$. Notre modèle possède donc quatre paramètres.

5.2.2 Forçages

Forçage hydraulique

Dans cette approche 0D, aucune modélisation hydraulique n'est utilisée. Une simple routine d'agrégation des données de débits et de hauteurs d'eau amont et aval de chaque maille est utilisée pour créer un fichier contenant la valeur de ces variables pour chaque pas de temps. Les données utilisées en entrée de cette routine sont les données de hauteurs d'eau, calculées à partir des données limnimétriques fournies par la banque HYDRO (calcul des cotes de surface libre à l'aide du zéro de l'échelle limnimétrique puis retranchement de la cote du fond du profil en travers correspondant (voir Figure 5.2)).

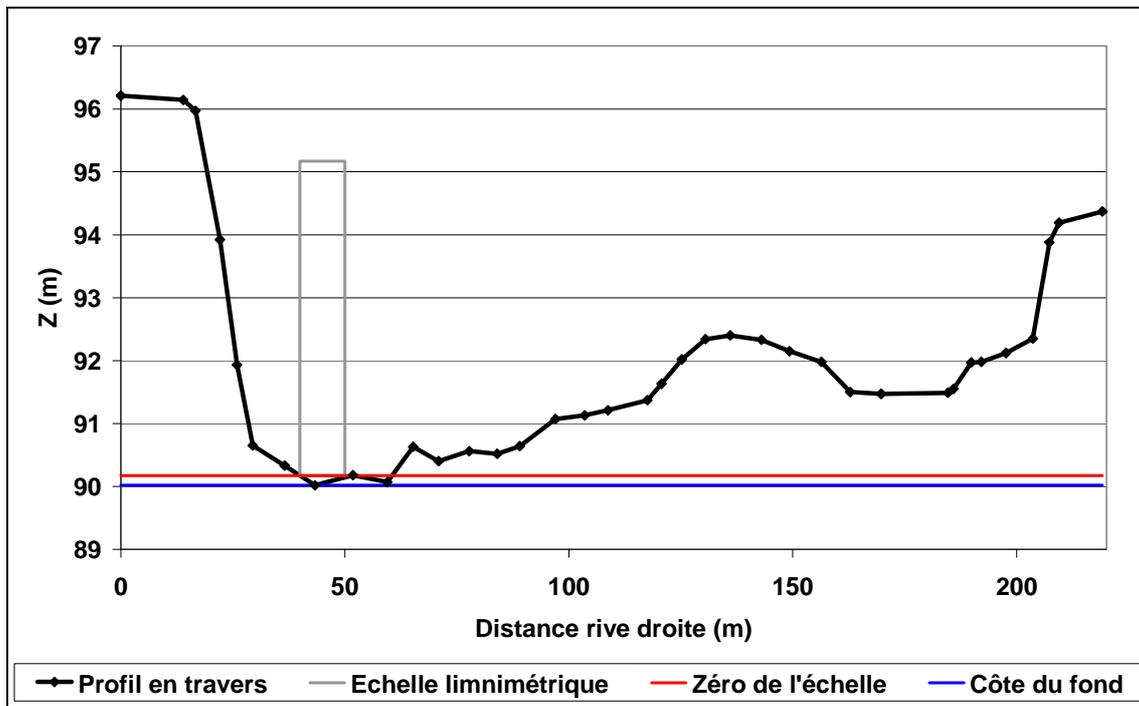


Figure 5.2 : Profil en travers et échelle limnimétrique de la station de Verdun-sur-Garonne

Les données dont nous disposons pour les hauteurs d'eau en amont et en aval (Malause), sont respectivement celles des stations de Portet-sur-Garonne et de Lamagistère. Nous ne disposons pas de profils en travers pour ces deux stations. Les cotes de surface libre calculées pour ces stations sont donc transposées sur les profils limites de notre tronçon afin d'obtenir les cotes de surface libre aux limites de notre tronçon. Par exemple, la cote de surface libre calculée à la station de Lamagistère est diminuée du produit de la pente locale en aval (0.7 ‰) et de la distance entre la station et notre profil aval (17.240 km) pour obtenir pour la cote de surface libre à l'aval.

Une deuxième routine est ensuite utilisée pour calculer les données morphologiques de chaque maille (volumes d'eau sur, aires amont et aval et superficie de la surface libre), à

chaque pas de temps et à partir du fichier généré par la routine précédente. Les fichiers générés par ces deux routines sont ensuite utilisés comme forçage du modèle thermique.

Forçage climatique

Le calcul des flux Φ_{RC} , Φ_{RL} , Φ_{CV} et Φ_{EV} dépend des variables climatiques $\Phi_{SOLAIRE}$, T_a , RH , C_c et W . Les valeurs des variables $\Phi_{SOLAIRE}$, T_a , C_c et W sont issues des données météorologiques des stations de Blagnac et d'Agen. Les valeurs d'humidité relatives n'étant pas disponibles, les valeurs de pression de vapeur de l'air e_a sont calculées à partir de valeurs estimées de la température de point de rosée et de l'équation de Magnus-Tetens (voir paragraphe 2.7.3, équation (2.81)), en estimant les valeurs de température de point de rosée par la température minimale journalière de l'air. Les variations de la moyenne interannuelle des valeurs d'humidité relatives, calculées en inversant la relation (2.80), sont représentées Figure 5.3.

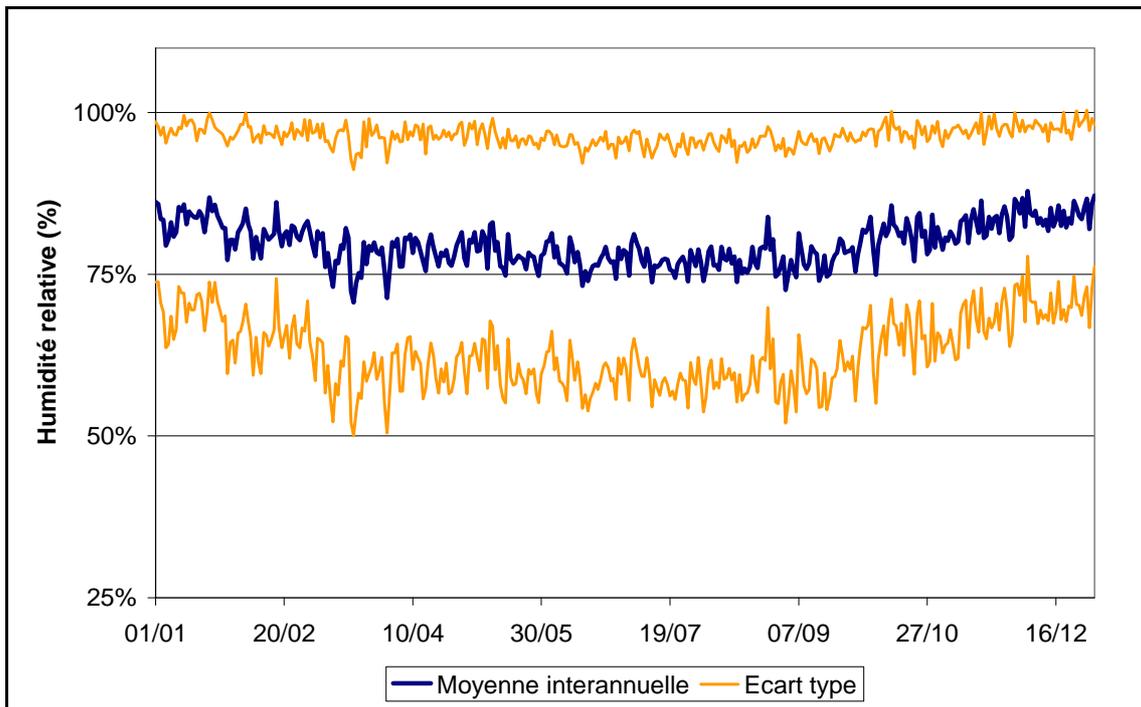


Figure 5.3 : Variation interannuelle de l'humidité relative estimée

Forçage conduction avec le lit

Le terme de conduction avec le lit nécessite de pouvoir calculer un gradient de température à l'interface eau-sol. Dans le cas où des mesures de températures de sol sont disponibles, ce gradient est calculable. Disposer de chroniques de températures de sol n'est toutefois pas aisé, surtout à la verticale du lit d'un cours d'eau. Il est également possible de modéliser le profil de température dans le sol en considérant un sol homogène et en résolvant l'équation de conduction de la chaleur (voir paragraphe 2.7.3).

Dans notre cas, l'équation de conduction thermique dans le sol est résolue par un schéma numérique de type Cranck-Nicolson sur un domaine composé de 5 points équitablement répartis sur une profondeur de sol donné. La valeur de diffusivité thermique est définie constante et égale à $0.0023 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ (valeur préconisée pour l'étude de phénomènes de longue durée). Quelques profils résultants de ce modèle sont représentés Figure 5.4.

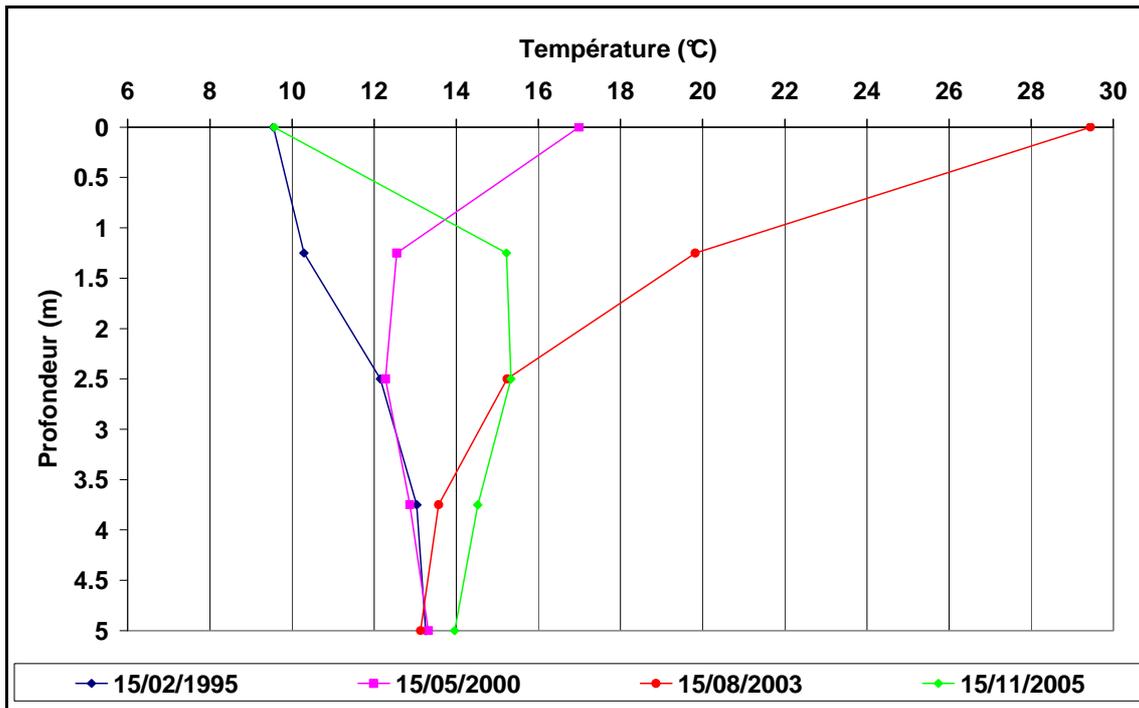


Figure 5.4 : Distribution des températures dans le sol

5.2.3 Paramétrisation du modèle

En utilisant les forçages précédemment définis, notre modèle thermique possède quatre paramètres réglables. Une étude de sensibilité de type Monte-Carlo a été effectuée afin de déterminer la sensibilité du modèle à ces paramètres et leurs valeurs optimales. Dans le cas de paramètres non sensibles, les valeurs préconisées dans la littérature sont utilisées.

Littérature

Le premier de nos paramètres réglables est le paramètre K , qui est lié à la hauteur des nuages. La plage de variation de ce paramètre est de 0.04 à 0.25 (avec une valeur préconisée de 0.17 dans la majorité des cas). L'intervalle de variation de ce paramètre est donc fixé à $[0.04 ; 0.25]$ pour la simulation de Monte-Carlo. Les valeurs des paramètres a_f , b_f et c_f de la littérature sont variables et ne permettent pas de définir les intervalles de variation. Selon les publications, le paramètre a_f semble être de l'ordre de l'unité ou de la dizaine, le paramètre b_f d'environ $0.6a_f$. (Salençon & Thébaud 1997) et c_f est inférieur à l'unité (Kim & Chapra 1997; Ahsan & Blumberg 1999). Les intervalles de variations respectifs finalement utilisés sont : $[0 ; 20]$, $[0 ; 6]$ et $[0 ; 0.5]$.

Etude de sensibilité et calage

L'étude de sensibilité du modèle à ces quatre paramètres est réalisée en suivant la méthode de Monte Carlo. Cette méthode consiste à réaliser un tirage aléatoire non biaisé dans l'espace des paramètres afin de mettre en évidence la sensibilité du modèle à chaque paramètre et en déterminer les valeurs optimales. Pour cette étude, 1000 tirages sont effectués et les résultats des simulations correspondantes sont évalués en calculant les valeurs de RMSE (critère d'évaluation ou fonction coût) entre les températures observées et simulées à Malause. Les valeurs de RMSE ont été calculées en utilisant les données pour lesquels la température observée est supérieure à 20 °C, afin de privilégier la réponse du modèle pour les températures élevées. Les résultats obtenus pour ces deux critères sont représentés Figure 5.5. L'interprétation des résultats fournis par cette

méthode réside dans le fait que plus un paramètre est sensible, plus la distribution des valeurs du critère d'évaluation diffère de la loi uniforme.

Les paramètres les plus sensibles sont les paramètres b_f et c_f . Les valeurs du critère d'évaluation ne suivent pas une loi uniforme en fonction de la valeur de ces paramètres (Figure 5.5.b et Figure 5.5.c). La valeur optimale du paramètre b_f se situe à 1.51. Les résultats obtenus pour le paramètre c_f montre que pour des valeurs comprises entre 0 et 0.01 les résultats sont équivalents. La valeur de ce paramètre retenue est 0.005. Le paramètre a_f est beaucoup moins sensible et des valeurs comprises entre 1 et 15 fournissent des résultats équivalents. La valeur de ce paramètre est donc fixée à 2.51 en utilisant la relation $b_f = 0.6a_f$.

Le dernier paramètre est peu sensible et la valeur usuelle de la littérature est par conséquent utilisée ($K = 0.17$).

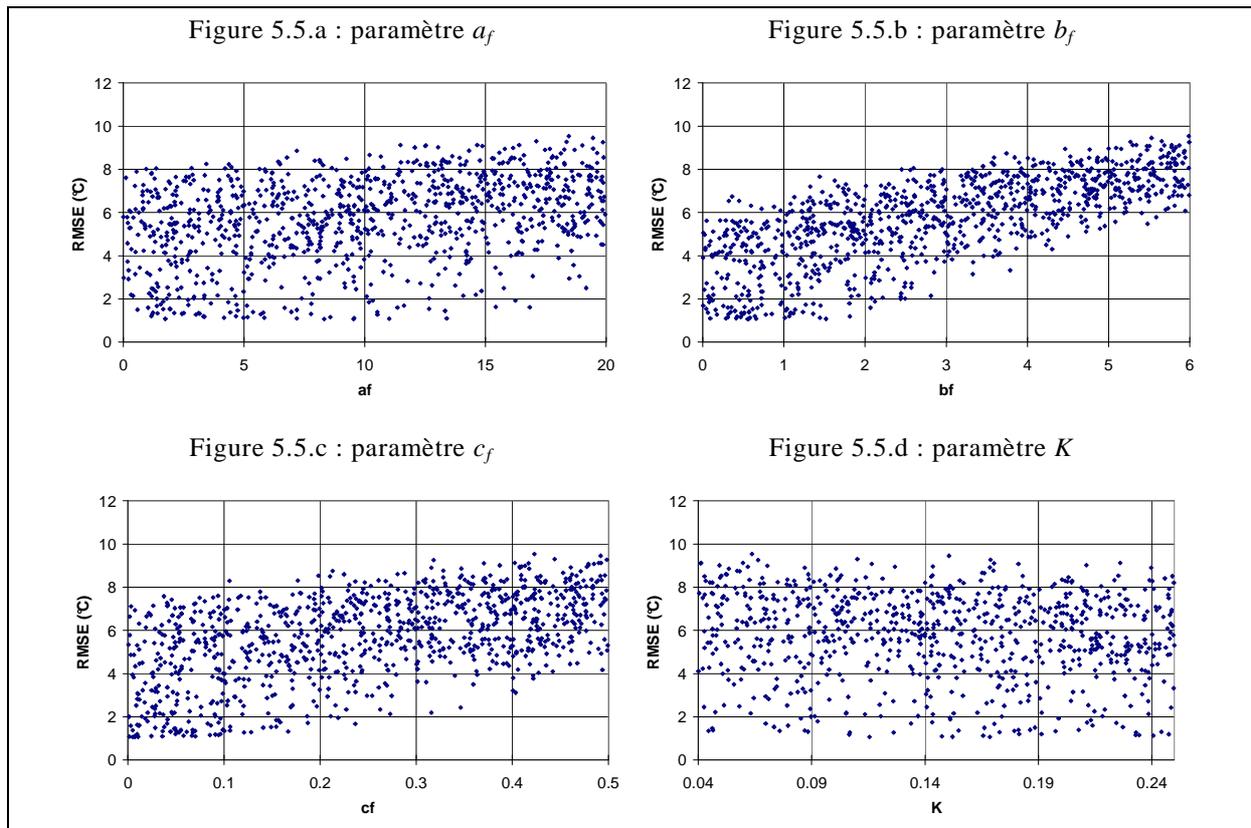


Figure 5.5 : Sensibilité du modèle aux paramètres a_f (a), b_f (b), c_f (c), et K (d)

5.3 Résultats

La validation de notre modèle thermique est effectuée sur la chronique des températures moyennes journalières à Malause pour la période 1992 – 2005. Deux méthodes qualitatives sont utilisées en premier lieu : la comparaison des évolutions des températures simulées et observées pour une année particulière (donne un premier aperçu de la pertinence du modèle et met en évidence un éventuel décalage temporel) puis la comparaison brute des données observées et simulées sous forme d'un diagramme XY (permet de d'évaluer la pertinence du modèle en fonction de la plage de températures). Sur ce type de diagramme, la droite $X=Y$ est représentée en rouge (voir par exemple Figure 5.7) et permet de mettre en évidence un éventuel biais de notre modèle. Enfin deux méthodes quantitatives viennent préciser la pertinence de notre modèle : le calcul des valeurs du critère RMSE et le calcul de la distribution des erreurs commises.

Ces quatre méthodes sont successivement appliquées sur l'ensemble des données puis sur les données estivales. En dernier lieu, les erreurs pour des températures proches des seuils 19 °C et 24 °C sont évaluées. Pour cela, la distribution des erreurs en ne considérant que les données pour lesquelles la température observée est égale à la température seuil plus ou moins 2 °C est calculée.

5.3.1 Validation globale

L'évolution des températures de l'eau observées et simulées pour l'année 2000 est représentée Figure 5.6 et la comparaison entre les valeurs observées et simulées pour toute la période 1992 – 2005 est représentée Figure 5.7.

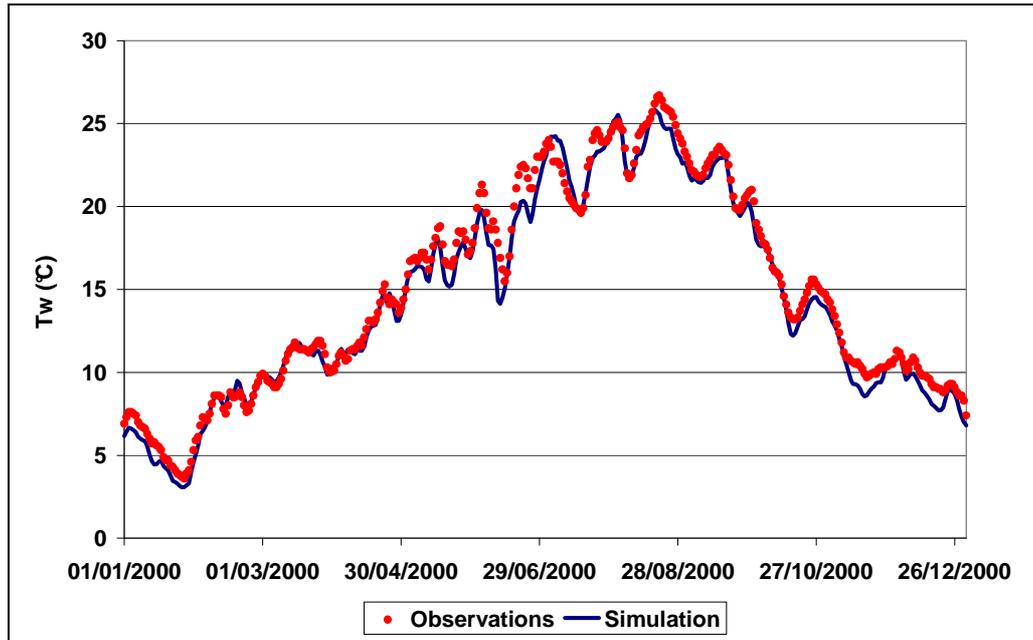


Figure 5.6 : Evolution des températures de l'eau à Malause – année 2000

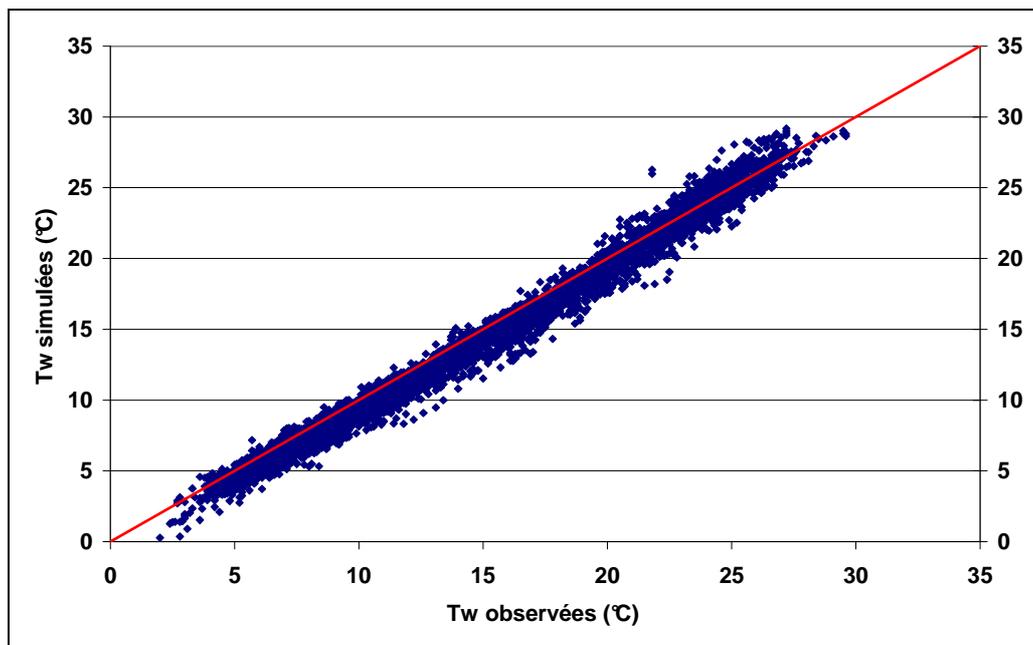


Figure 5.7 : Comparaison des températures de l'eau à Malause observées et simulées pour la période 1992 – 2005

La dynamique de l'évolution est très bien respectée par le modèle, avec une précision meilleure pour les températures supérieures à 20 °C (choix de privilégier la restitution des températures élevées pour le calage de notre modèle). Ceci est contrebalancé par une sous-estimation des températures moyennes et basses, sans que celles-ci sous toutefois incohérentes. Sur l'ensemble de la période, la pertinence est très bonne, avec des valeurs de RMSE calculés sur toutes les données de 1.02 °C et de 0.99 °C pour des températures observées supérieures à 20 °C.

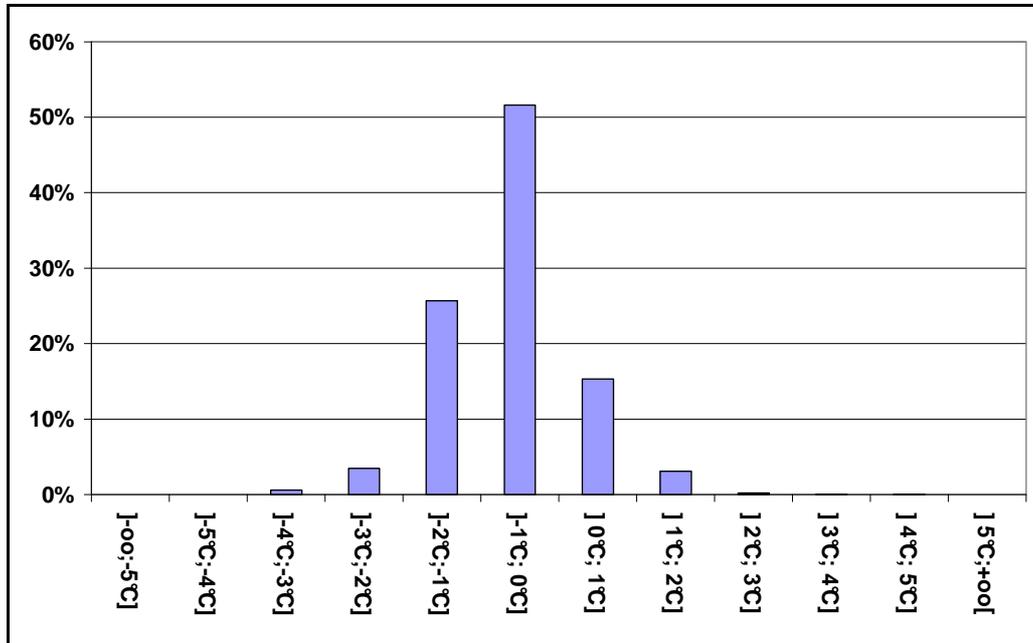


Figure 5.8 : Répartition des erreurs commises par le modèle sur toutes les données de la période 1992 – 2005

La répartition des erreurs n'est pas symétrique (voir Figure 5.8) du fait des températures inférieures à 20 °C sous-estimées par notre modèle. 67 % des erreurs sont inférieures à 1 °C en valeur absolue et 96 % inférieures à 2 °C. L'écart moyen (ou biais) entre températures simulées et observées est égal à -0.62 °C.

5.3.2 Validation en période estivale

En se restreignant aux données estivales (21 juin au 20 septembre compris) de la période 1992 – 2005, la précision obtenue est très bonne, avec une valeur du critère RMSE de 0.95 °C. On remarque bien sur le diagramme de comparaison des valeurs observées et simulées (Figure 5.9) que les valeurs de températures comprises entre 20 et 28 °C sont bien restituées, avec un biais quasiment nul.

Les erreurs commises par le modèle pour les données estivales (Figure 5.10) sont plus symétriques que celles pour l'ensemble des données de la période 1992 – 2005 (biais faible). 73% des erreurs commises par le modèle sont également inférieures à 1 °C en valeur absolue et 97% sont inférieures à 2 °C. Enfin le biais de notre modèle pour les données estivales est de -0.09 °C. Ce biais bien meilleur que celui obtenu sur l'ensemble des données (-0.62 °C).

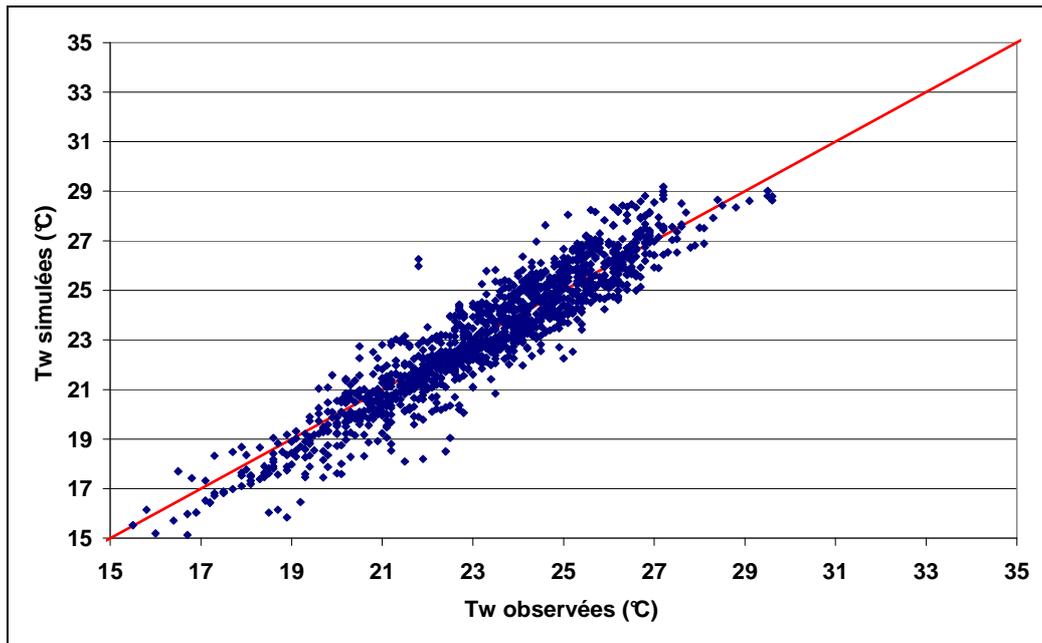


Figure 5.9 : Comparaison des températures de l'eau à Malaucène observées et simulées pour les données estivales de la période 1992 – 2005

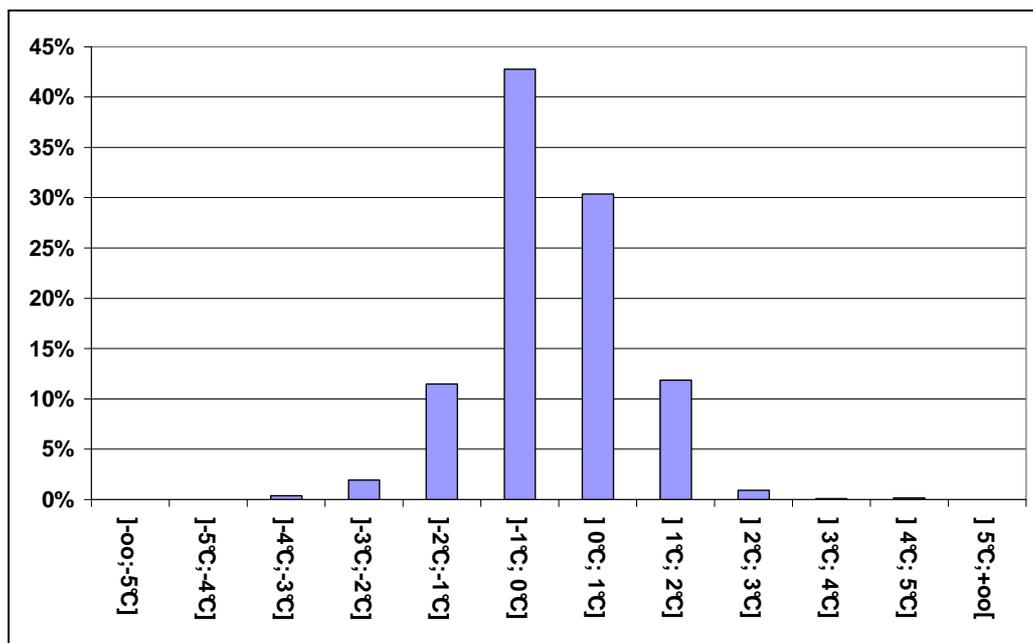


Figure 5.10 : Répartition des erreurs commises par le modèle sur les données estivales de la période 1992 – 2005

5.3.3 Restitution des franchissements de seuils de températures liés aux conditions migratoires du saumon atlantique

Les erreurs calculées pour les températures aux alentours de 19 °C sont moins concentrées autour de zéro. 61 % de erreurs en valeur absolue sont inférieures à 1 °C et 93 % sont inférieures à 2 °C La précision pour le seuil 24 °C est en revanche équivalente à la précision pour les températures estivales avec 71 % des erreurs inférieures à 1 °C et 97 % inférieures 2 °C (voir Figure 5.11).

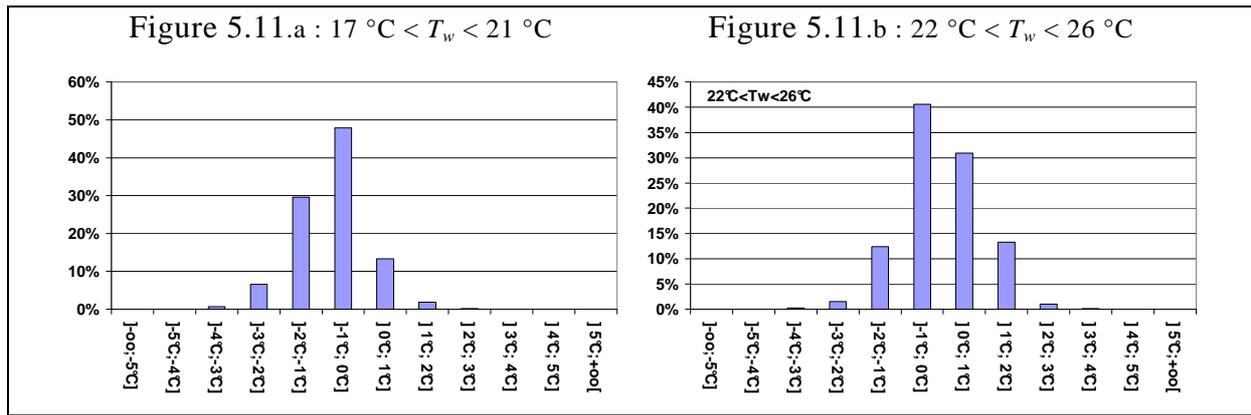


Figure 5.11 : Répartition des erreurs commises par le modèle pour les températures voisines des seuils 19°C (a) et 24°C (b)

5.4 Conclusion

Le modèle détaillé dans ce chapitre est de type 0D et aucune modélisation hydraulique n'est utilisée. Cette approche qui peut sembler simple produit toutefois de très bons résultats. La précision de ce modèle est même légèrement meilleure que celle des modèle statistiques (valeur de RMSE de 1.02 °C contre 1.07 °C pour le modèle autorégressif augmenté) pour la restitution de l'ensemble des valeurs de la période. En revanche pour les températures élevées, le modèle autorégressif augmenté produit de meilleures estimations (RMSE de 0.99 °C pour le modèle 0D contre 0.79 °C pour le modèle autorégressif augmenté).

Toutefois, l'un de nos objectifs est d'étudier la réponse du régime thermique de la Garonne face à des scénarii (notamment des scénarii de changement de régime hydrologique, voire d'ajout ponctuel de volumes d'eau). L'utilisation d'un modèle 0D sans résolution hydraulique ne peut être envisagée dans ce cas. C'est pourquoi nous utilisons actuellement un modèle couplé hydraulique et thermique monodimensionnel. Les parties hydrauliques et thermiques de ces modèles 1D sont le sujet des deux chapitres suivants.

Conduire une étude sur un modèle 0D permet de gagner du temps dans la détermination des formulations et des paramètres du modèle. L'étude de sensibilité réalisée n'a nécessité qu'une nuit de calcul. La même étude dans le cas 1D n'a pas pu être envisagée dans le cadre de ce travail de thèse pour des raisons de temps de calcul. L'étape de construction et de vérification du modèle physique (équations, valeurs des coefficients, etc.) doit donc être préférentiellement réalisée à l'aide de modèles 0D. Enfin, les bons résultats obtenus nous permettent de penser que les formulations des flux utilisées ainsi que des valeurs proches des valeurs optimales obtenues pour le modèle 0D nous permettront d'obtenir des résultats équivalents, voire meilleurs, dans le cas 1D.

Chapitre 6 : Modélisation hydraulique

6.1	Introduction	138
6.2	Méthodologie	138
6.2.1	Modèle.....	138
6.2.2	Etude de cas tests	139
6.2.3	Modélisation de la zone d'étude	143
6.3	Résultats	148
6.3.1	Station de Portet-sur-Garonne.....	148
6.3.2	Station de Verdun-sur-Garonne	149
6.3.3	Station de Malause	152
6.4	Conclusion.....	154

6.1 Introduction

Afin d'améliorer la modélisation thermique de notre tronçon, une approche monodimensionnelle est nécessaire. Ceci permet notamment de travailler avec des données distribuées spatialement (surtout dans notre cas où nous disposons d'un grand nombre de profils en travers). Des phénomènes localisés (prélèvements, ouvrages, etc.) peuvent ainsi être étudiés. Une amélioration des résultats par rapport à l'approche 0D était donc attendue.

Toutefois les données hydrauliques dont nous disposons ne sont pas suffisamment distribuées pour permettre de forcer un modèle filaire de transport de la température. Nous avons donc dû également mettre en place une modélisation filaire de l'hydraulique de notre tronçon.

La modélisation d'un tronçon de rivière repose sur la résolution des équations de St-Venant. Dans l'état actuel des choses et des moyens informatiques dont nous disposons, la méthode la plus appropriée passe par la résolution numérique. Nous avons donc développé un modèle hydraulique basé sur la résolution des équations de St-Venant filaire décrite au paragraphe 2.8.2.

6.2 Méthodologie

6.2.1 Modèle

Notre modélisation hydraulique repose sur la résolution numérique des équations de St-Venant 1D, sous la forme:

$$\begin{cases} B \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial Z}{\partial x} + J \right) = qu' \end{cases} \quad (6.1)$$

Un schéma numérique de type différences finies (schéma de Preissman) est utilisé pour résoudre ces équations. Ce schéma n'est pas limité en terme de pas de temps (contrairement aux schémas explicites) et permet donc des simulations à pas de temps assez grands. Ceci est appréciable dans notre cas où de longues chroniques temporelles doivent être simulées.

La linéarisation des équations (6.1) dans le cadre du régime transitoire, à l'aide de ce schéma, conduit à la résolution en chaque nœud du maillage du système d'équation suivant :

$$\begin{cases} CM1_j \Delta Q_{j+1} + CM2_j \Delta Z_{j+1} = CM3_j \Delta Q_j + CM4_j \Delta Z_j + CM5_j \\ CQ1_j \Delta Q_{j+1} + CQ2_j \Delta Z_{j+1} = CQ3_j \Delta Q_j + CQ4_j \Delta Z_j + CQ5_j \end{cases} \quad (6.2)$$

Ce système d'équation est résolu, dans notre cas, en utilisant la méthode du double balayage.

La présence de nombreuses zones et ouvrages à fortes pentes, propices au régime transcritique, voir supercritique, nous a conduit à améliorer notre modèle à l'aide de la méthode LPI (Local Partial Inertia ou inertie locale partielle). Cette méthode consiste à minimiser les termes d'inertie de l'équation de quantité de mouvement pour des nombres de Froude élevés. Pour des régimes rapides, ces termes d'inertie sont

généralement sujets à divergence sans l'utilisation d'une telle méthode. Les équations du modèle ont donc été modifiées de la façon suivante:

$$\begin{cases} B \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \\ \theta_{LPI} \left[\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) \right] + gA \left(\frac{\partial Z}{\partial x} + J \right) = qu' \end{cases} \quad (6.3)$$

La formulation que nous avons utilisée pour le filtre local est un peu différente de celle trouvée dans la bibliographie. Le filtre utilisé par Fread fait décroître θ_{LPI} jusqu'à zéro pour un nombre de Froude unité (dans ce cas, le paramètre Fr_{LPI} n'est pas défini, mais implicitement fixé à 1). Toutefois la précision de la simulation peut être améliorée en conservant une faible contribution des termes d'inertie pour des nombres de Froude supérieurs à 1. Dans le code de calcul HEC-RAS, par exemple, la plage de valeurs préconisée pour Fr_{LPI} s'étend de 1.0 à 2.0. Leur formulation de θ_{LPI} est différente de celle de Fread et plus adaptée. Pourtant deux problèmes ont été relevés pour cette formulation : d'une part θ_{LPI} peut être supérieur à 1 pour des nombres de Froude suffisamment faibles (d'autant plus si m_{LPI} est élevé), d'autre part pour des nombres de Froude compris entre 1 et Fr_{LPI} , θ_{LPI} peut prendre des valeurs négatives. Nous avons finalement utilisé une formulation adimensionnelle combinant les avantages des formulations de HEC et de Fread :

$$\theta_{LPI} = \begin{cases} 1 - \left(\frac{Fr}{Fr_{LPI}} \right)^{m_{LPI}} & \text{si } Fr < Fr_{LPI} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (6.4)$$

Avec Fr_{LPI} le nombre de Froude seuil et $m_{LPI} \geq 1$ le facteur de forme. A l'aide de cette formulation, θ_{LPI} varie bien entre 0 et 1 pour Fr compris entre 0 et Fr_{LPI} . Les valeurs des paramètres utilisés dans notre cas sont $Fr_{LPI} = 1.6$ et $m_{LPI} = 7$.

Enfin nous avons du également utiliser l'application de la méthode du double balayage en réseau maillé (voir paragraphe 2.8.2, *Modélisation Réseau maillé*) afin de pouvoir d'une part prendre en compte le Tarn comme affluent de la Garonne et surtout de pouvoir bien modéliser l'écoulement au niveau de l'île du Ramier. Le modèle est référencé ci-après sous l'appellation SV1D_DB_LPI.

6.2.2 Etude de cas tests

La validation d'un modèle passe par l'étude de cas tests. Dans certains cas une solution analytique est calculable, comme dans le cas de l'équation de la convection simple en réponse à un échelon. Mais ces cas sont peu nombreux. Dans le cas général, il est alors nécessaire de comparer les résultats obtenus par le modèle à valider avec des données expérimentales ou avec les résultats d'un modèle éprouvé. Dans notre cas, nous avons choisi de comparer pour deux cas tests les résultats obtenus avec ceux de HEC-RAS. Le premier est celui de la propagation d'une onde de crue en canal rectangulaire, visant à tester le cœur du modèle (résolution des équations de Saint-Venant en régime fluvial) et le deuxième est un exemple fourni avec le logiciel mettant en valeur la résolution des changements de régimes longitudinaux.

Cas test n°1 : propagation d'une onde de crue en canal rectangulaire

Le premier cas test permet d'évaluer la résolution des équations de St-Venant en régime fluvial. La géométrie utilisée est celle d'un canal rectangulaire de pente constante fixée à 0.5 ‰, de largeur 100 m et de longueur de 50 km. Le maillage utilisé est composé de profils espacés de 1000 m. Le coefficient de Strickler est uniforme et égal à $20 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ et le forçage du modèle est le suivant :

- A l'amont : onde de crue (voir Figure 6.1)
- A l'aval : hauteur imposée $h=3 \text{ m}$

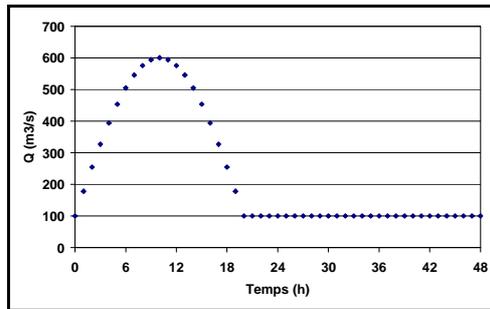


Figure 6.1 : Chronique de crue amont du cas test n°1

Les résultats obtenus pour les temps $t = 10 \text{ h}$ et $t = 20 \text{ h}$ sont représentés Figure 6.2 et Figure 6.3. Sur chaque figure, l'axe des abscisses représente la distance à l'exutoire (l'écoulement s'effectue donc de droite à gauche). Les erreurs relatives entre les deux modèles sont représentées sur l'axe des ordonnées secondaires, en pourcentage. Sur la Figure 6.2, l'erreur relative est calculée sur les hauteurs d'eau.

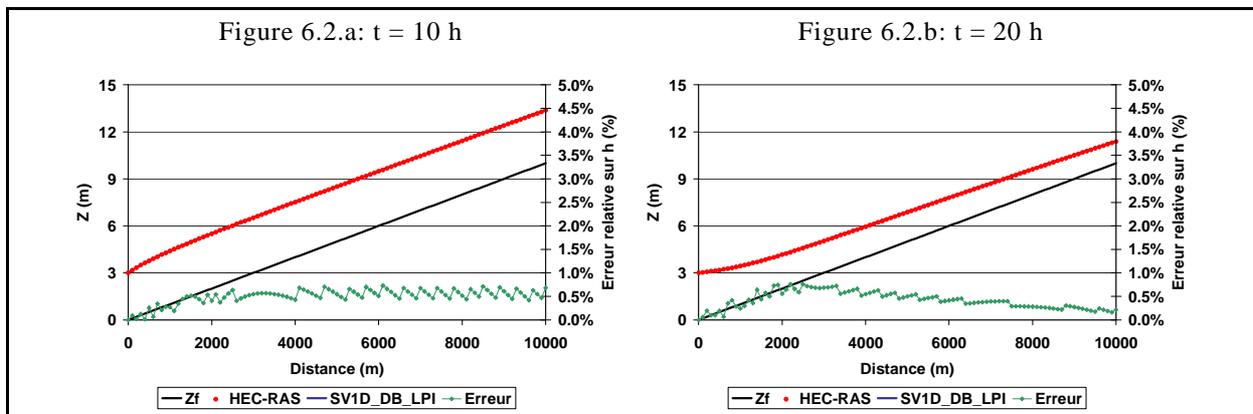


Figure 6.2 : Comparaison des cotes de surface libre simulées pour le cas test n°1

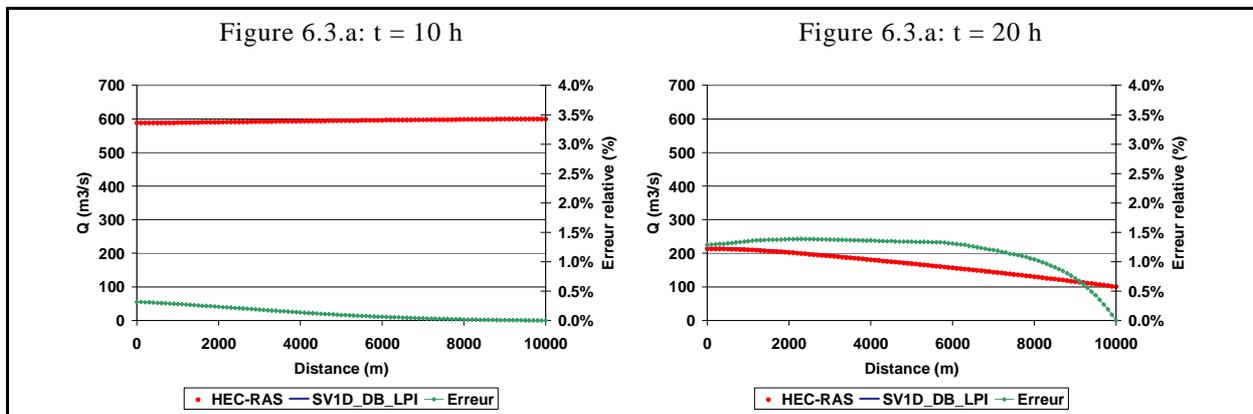


Figure 6.3 : Comparaison des débits simulés pour le cas test n°1

On note un léger écart entre les résultats obtenus avec notre modèle et ceux obtenus avec HEC-RAS. Au niveau des hauteurs d'eau, l'écart est en moyenne de 0.32 % et atteint au maximum 1.01 %. Dans le cas des débits, l'écart est en moyenne de 0.47 % et atteint au maximum 1.39 % d'erreur. Ces faibles erreurs et l'allure des courbes obtenues permettent la validation de notre modèle pour le cas test n°1.

Cas test n°2 : régime transcritique

Le second cas test vise à estimer la capacité de notre modèle à passer du régime fluvial (ou subcritique) au régime torrentiel (ou supercritique) dans le cas où la pente du fond du canal subit des variations rapides. Pour valider ce cas test, notre modèle doit être capable de localiser les zones de changements de régime et de restituer la position des ressauts. Le cas utilisé est issu des exemples fournis avec HEC-RAS, intitulé « MixedFlow » qui fait partie des exemples de résolution en transitoire. La largeur du canal de cet exemple (canal rectangulaire, comme dans l'exemple précédent) est de 6 m. Le profil en long du fond de ce canal est représenté Figure 6.4 et les forçages utilisés Figure 6.5.

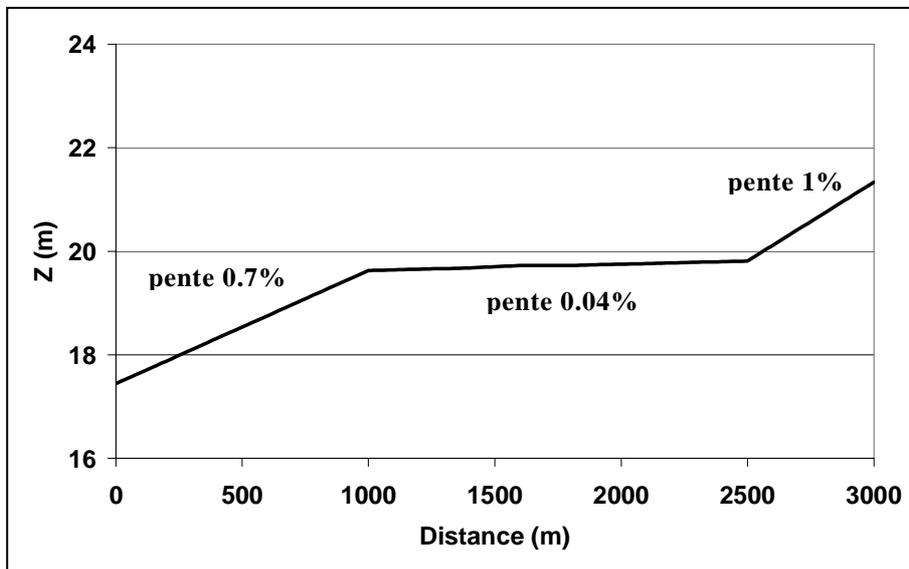


Figure 6.4 : Profil en long de la cote de fond du canal du cas test n°2

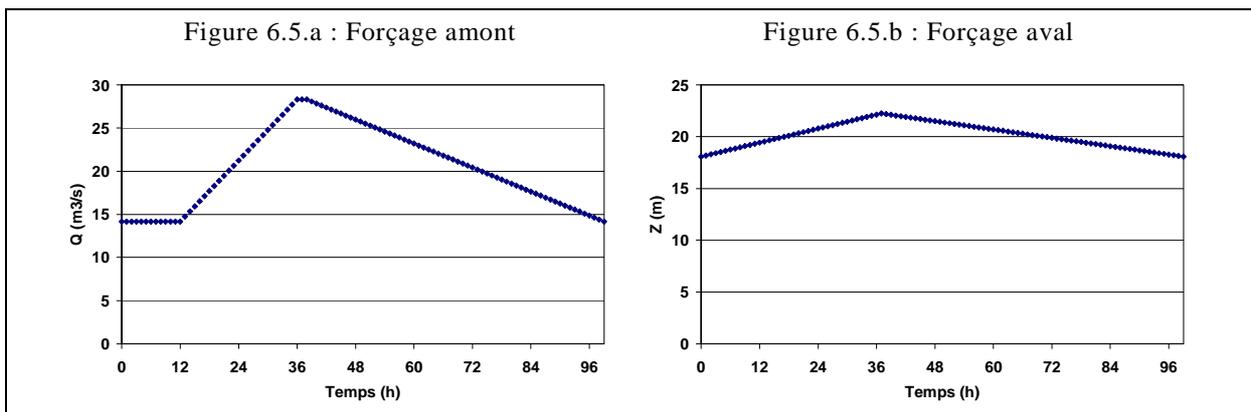


Figure 6.5 : Forçages amont et aval pour le cas test n°2

Les résultats obtenus pour les temps $t = 12$ h et $t = 36$ h sont représentés Figure 6.6 et Figure 6.7, de la même manière que pour le cas test n°1. Une courbe supplémentaire qui représente la cote critique (séparation entre les zones d'écoulements subcritiques et supercritiques) est représentée les graphiques de la Figure 6.6.

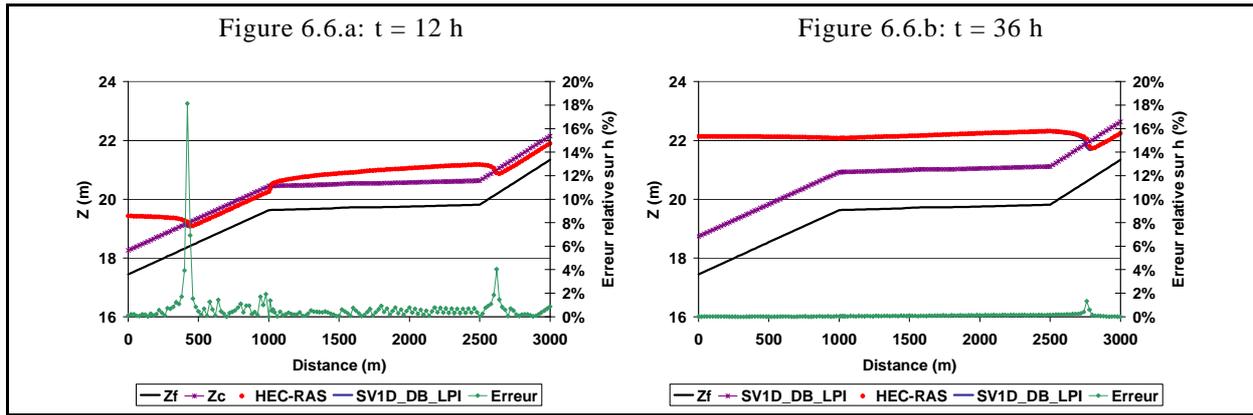


Figure 6.6 : Comparaison des cotes de surface libre simulées pour le cas test n°2

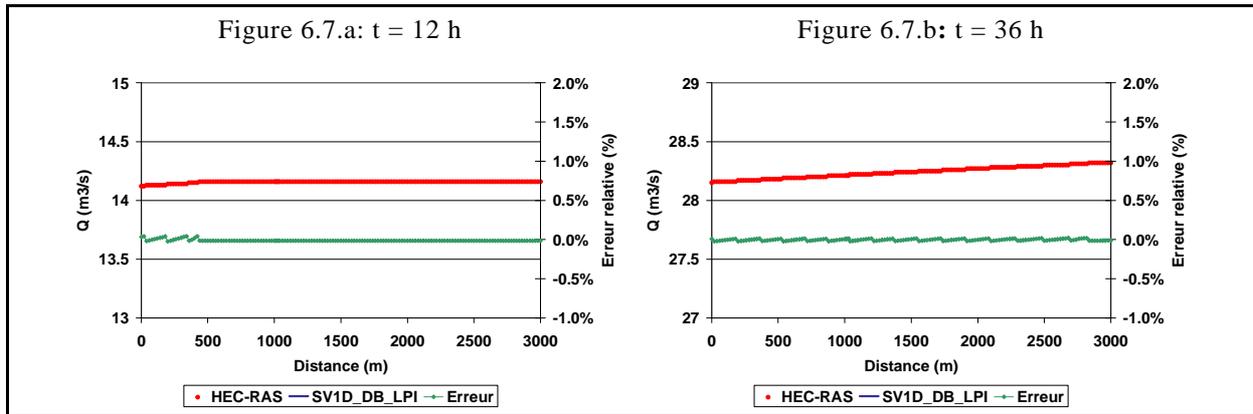


Figure 6.7 : Comparaison des débits simulés pour le cas test n°2

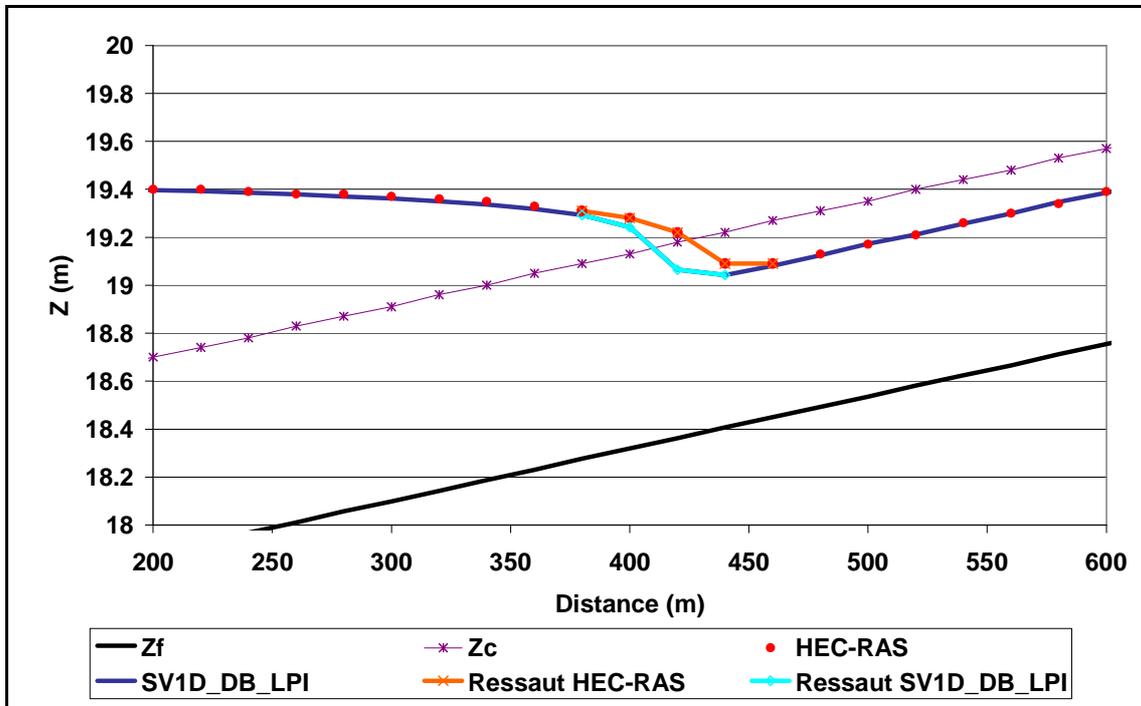


Figure 6.8 : Comparaison des ressauts pour le cas test n°2, t = 12 h

Des pics d'erreurs pouvant aller jusqu'à 18 % ont été obtenus pour les hauteurs d'eau. Ces différences se situent dans les zones de changement de régime et résultent de la différence de restitution de la zone transcritique (formulation du filtre LPI). Les

différences les plus importantes se situent au niveau du ressaut. Ces phénomènes sont difficiles à modéliser du fait que ce sont des zones de variations brutales des variables hydrauliques. En se focalisant sur la zone du ressaut de la Figure 6.6.a, on note que notre modèle semble mieux restituer le ressaut hydraulique (voir Figure 6.8). Le ressaut obtenu avec notre modèle est plus localisé et de pente plus importante.

En dehors des zones de ressaut, les erreurs sont au maximum de 2 %, au niveau des zones de changement de régime. Sur les zones où l'écoulement est à régime constant, les erreurs sont inférieures à 1 %. Les résultats obtenus pour les débits sont très satisfaisants, avec des erreurs inférieures à 0.1 %. Le deuxième cas-test est donc validé pour notre modèle, avec même une légère amélioration des zones de changements de régime du fait de notre formulation du filtre LPI.

Ces deux cas test ont assuré, d'une part la cohérence de notre schéma numérique pour la résolution des équations de St-Venant, ainsi que la robustesse de notre méthode de résolution. Dans le cadre de ce travail de thèse, ces deux cas-tests ont constitué l'étape de validation du modèle, les étapes usuellement nécessaires pour mener à bien une validation de modèle (étude de sensibilité, robustesse, etc.) ne pouvant être conduites dans le cadre d'un travail de thèse pour des raisons de temps. Notre modèle a donc été directement confronté à la modélisation réelle sur notre tronçon d'étude.

6.2.3 Modélisation de la zone d'étude

Notre tronçon d'étude a été découpé en sept sous tronçons (ou biefs). Ce découpage a été dicté par la présence d'ouvrages, de ramifications ou de station hydrologique. De l'amont à l'aval, les découpages suivants ont été effectués :

- Déflueance au sud de l'île du Ramier : séparation en deux bras régulée par un barrage de 360 m de long, hauteur de chute de 6.4 m, avec usine hydroélectrique (débit turbiné faible, $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ maximum).
- Confluence au nord de l'île du Ramier : jonction des deux bras autour de l'île du Ramier, systèmes de vannes en aval du bras supérieur (pour contrôler la hauteur d'eau au niveau de l'usine hydroélectrique du Ramier).
- Chaussée du Bazacle : barrage de 265 m de long, hauteur de chute de 7.2 m pour usine hydroélectrique (pas de données sur l'exploitation).
- Station hydrologique de Verdun-sur-Garonne.
- Confluence avec le Tarn.

Le découpage mis en place autour de l'île du Ramier est simplifié (voir Figure 6.9). En effet il manque à notre modélisation deux bras qui assurent la communication entre le bras supérieur et le bras inférieur de la Garonne par le biais de deux déversoirs, la chaussée de la Loge et la chaussée de Banlève, ainsi que l'usine hydro-électrique. Nous n'avons pas intégré ces bras dans notre modélisation pour deux raisons. La première est le manque de données (pas de profils en travers principalement) et la deuxième est le risque accru de non convergence de l'algorithme de résolution en réseau maillé. De plus ces deux bras sont actifs dans le cas de crues et non pendant les périodes qui nous intéressent principalement, à savoir les périodes de basses eaux. Pendant ces périodes, le découpage en deux bras principaux est important car le bras inférieur est très peu actif en été, donc susceptible de participer activement au réchauffement de l'eau.

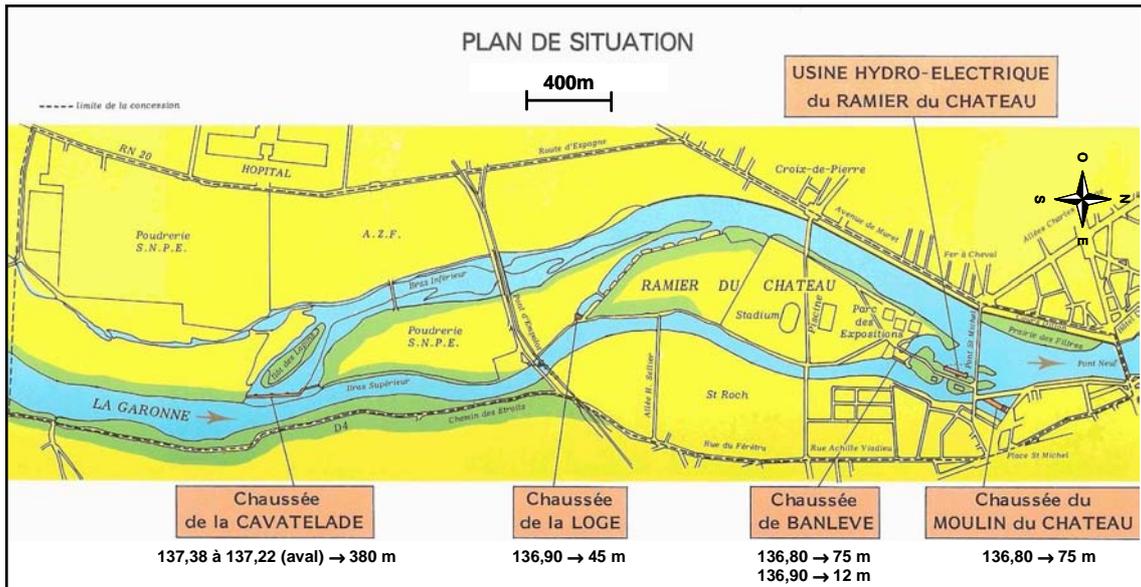


Figure 6.9 : Carte des ouvrages autour de l'île du Ramier

Source : Régie municipale d'électricité de Toulouse

Sur cette portion, on compte de nombreux ponts, notamment tout au long de la traversée de Toulouse. L'écoulement autour d'un pont est singulier et perturbe localement l'écoulement. La perturbation étant locale, nous avons choisi d'approximer les ponts par une modification des paramètres d'expansion et de contraction.

Un autre type d'ouvrage influence l'hydraulique du cours d'eau et sa prise en compte est nécessaire, il s'agit des déversoirs. On distingue sur notre zone d'étude 3 ouvrages importants de type déversoir. Tout d'abord au niveau de la déflueuse à l'amont de l'île du Ramier, la chaussée de la Cavatelade dont les caractéristiques sont récapitulées Figure 6.9. Ce déversoir répartit l'écoulement dans les deux bras en cas de fort écoulement. Dans ce cas, une loi de seuil est utilisée pour calculer le débit sortant ainsi que la hauteur d'eau au droit du déversoir. La loi de fonctionnement pour ce déversoir est donc la suivante :

$$\begin{cases} h_1 = f(Q) + p_{CAV} & \text{si } Z_1 > Z_f + p_{CAV} \\ Q = 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (6.5)$$

Avec $f(Q)$, la loi du seuil et p_{CAV} la hauteur du seuil par rapport à la cote de fond, communément appelée « pelle » du seuil (notée p sur la Figure 6.10).

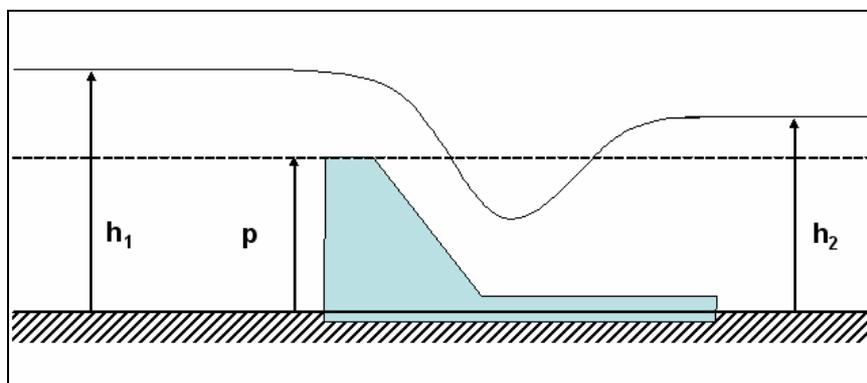


Figure 6.10 : Schéma d'un seuil en régime dénoyé

La loi de fonctionnement d'un seuil varie selon le régime de l'écoulement au droit du seuil. Deux cas sont possibles : le régime noyé et le régime dénoyé. Le régime dénoyé correspond au régime pour lequel il y a présence d'un ressaut hydraulique en sortie du seuil (voir Figure 6.10). En étudiant la hauteur critique, il ressort que la frontière entre les deux régimes est $h_2 - p < \frac{2}{3}(h_1 - p)$. La définition de la loi de seuil est alors :

$$f(Q) = \begin{cases} \left(\frac{Q}{\mu_s B_s \sqrt{2g}} \right)^{2/3} & \text{si } h_2 - p < \frac{2}{3}(h_1 - p) \\ \left(\frac{Q}{\mu'_s B_s \sqrt{2g}} \right)^2 + h_2 - p & \text{sinon} \end{cases} \quad (6.6)$$

Avec μ_s , le coefficient du débit du seuil qui varie de 0.32 à 0.50 suivant le profilage du seuil (fixé à 0.35 dans ce cas) et B_s la longueur de l'ouvrage (m).

Le second ouvrage important se situe au centre de Toulouse. Il s'agit de la chaussée du Bazacle (voir Figure 6.11). Cette retenue de dimensions très importantes (plus de 200m de long) sert à alimenter l'usine hydroélectrique implantée sur la rive droite. Cet ouvrage est composé de plusieurs parties (de la rive droite à la rive gauche): l'usine, une passe à poisson, un déversoir avec clapet de décharge pour régulation de la hauteur d'eau en cas de forte crue et la chaussée proprement dite. Pour modéliser cet ensemble, nous avons décidé de considérer un seul ouvrage de type déversoir dont les caractéristiques sont celles de la chaussée. Cette hypothèse est surtout justifiée par la taille respective des différentes parties, et donc par la part de l'écoulement qui les traverse. Par exemple le débit qui circule dans la passe à poisson est inférieur à 5 % du débit amont de la chaussée (source EDF Bazacle).

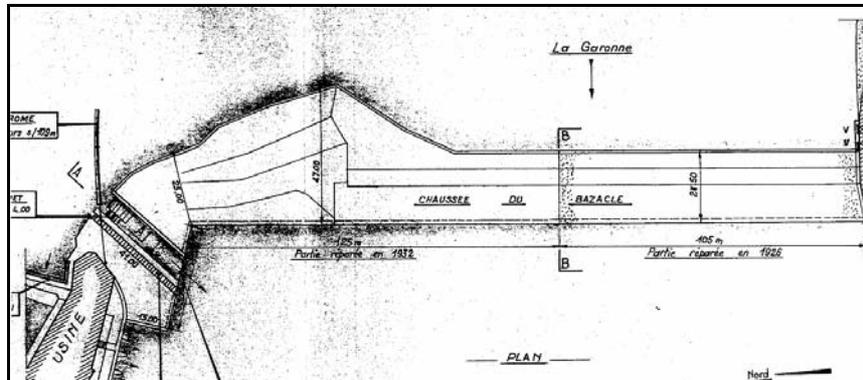


Figure 6.11 : Plan de la chaussée du Bazacle

Source : EDF

Enfin, le troisième ouvrage modélisé correspond au système de l'usine hydro-électrique du Moulin du Château, à l'aval de la confluence des deux bras de Garonne autour du Ramier. Ce système est composé de deux chaussées (chaussée de Banlève et chaussée du Moulin du Château) et de l'usine hydro-électrique proprement dite. Tout comme pour la chaussée du Bazacle, on note la présence d'une passe à poisson qu'on ne prendra pas en compte pour les mêmes raisons que précédemment. Du fait de la difficulté de modéliser chaque partie de cet ensemble, nous avons modélisé le tout par un seul ouvrage comme pour le cas du Bazacle.

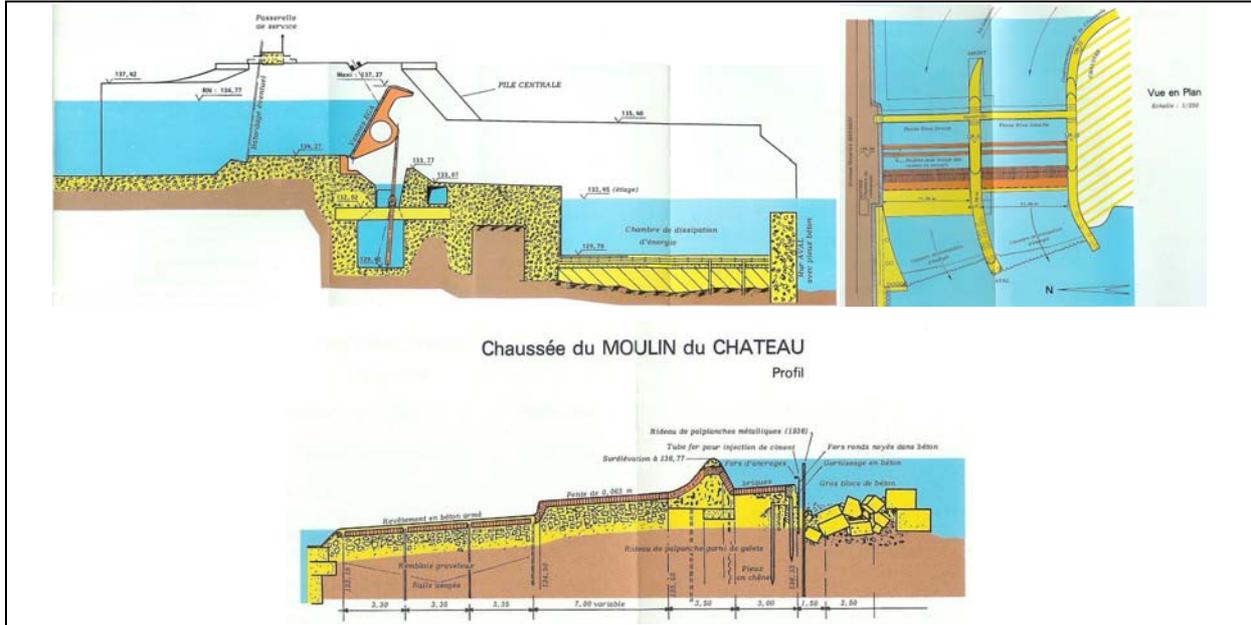


Figure 6.12 : Caractéristiques de la chaussée du Moulin du Château (plan des vannes en haut et profil en long de la chaussée en bas)

Source : Régie municipale d'électricité de Toulouse

Or dans ce cas, on ne peut se contenter de modéliser l'ensemble par une loi de déversoir. En effet, la chaussée du Moulin du Château est complétée par deux vannes permettant de réguler le niveau d'eau aux alentours de 137.30 m NGF (voir Figure 6.12). Ces deux vannes sont asservies en fonction du débit à la station de Portet-sur-Garonne : les deux vannes sont fermées pour un débit inférieur à $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, entre $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ une des vannes est ouverte et pour des débits supérieurs à $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, les deux vannes sont ouvertes. Etant donné le rôle important de cet ouvrage (chaussée + vannes) dans la régulation de la hauteur d'eau, l'ensemble du site hydroélectrique du Ramier a été modélisé par un ouvrage dont la loi est la suivante :

- Si le débit à Portet est inférieur à $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$:

$$h = \left(\frac{Q}{\mu_{CMC} B_{CMC} \sqrt{2g}} \right)^{2/3} + p_{CMC} \quad (6.7)$$

Avec μ_{CMC} , B_{CMC} et p_{CMC} les paramètres de la loi de seuil de la chaussée du Moulin du Château dont les valeurs sont respectivement 0.45, 96 m et 6.2 m.

- Si le débit à Portet est supérieur à $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$:

On cherche α_{CMC} tel que $h_{CMC} = h_{VANNE}$ avec :

$$\begin{cases} h_{CMC} = \left(\frac{\alpha_{CMC} Q}{\mu_{CMC} B_{CMC} \sqrt{2g}} \right)^{2/3} + p_{CMC} \\ h_{VANNE} = \left(\frac{(1 - \alpha_{CMC}) Q}{\mu_{VANNE} B_{VANNE} \sqrt{2g}} \right)^{2/3} + p_{VANNE} \end{cases} \quad (6.8)$$

Avec μ_{VANNE} , B_{VANNE} et p_{VANNE} les paramètres de la loi de seuil représentant la ou les vannes du Moulin du Château dont les valeurs sont respectivement 0.98, 11.06 m et 4.37 m dans le cas d'une seule vanne ouverte (débit à Portet inférieur à $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Dans le cas des deux vannes ouvertes (débit à Portet supérieur à $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), la valeur de B_{VANNE} est multipliée par deux et passe donc à 22.12 m. On a alors $h = h_{CMC} = h_{VANNE}$.

Le choix de ces paramètres est conforme aux données conceptuelles (voir Figure 6.12) et de gestion de ces ouvrages fournies par EDF et la commune de Toulouse.

Finalement, les trois lois de seuil utilisées ont les paramètres suivants :

Tableau 6.1 : Récapitulatif des paramètres des déversoirs

	Cavatelade	Moulin du Château*	Bazacle
μ_s	0.35	0.45	0.38
B_s (m)	300	96	250
p (m)	4.64	6.2	0

* pour la chaussée seulement, voir équation (6.8) pour les vannes.

Le sixième bief de notre modélisation représente la portion du Tarn entre Moissac et la confluence avec la Garonne. Ne disposant pas de données de bathymétrie ou de profils en travers, nous avons modélisé cette section par un canal rectangulaire de 4 km de long, de pente 1 ‰ et de largeur comprise entre 150 et 200 m. Par ailleurs la chronique des débits disponibles pour la station de la banque HYDRO à Moissac n'excède pas 1979. Une reconstitution des débits de cette station a donc du être réalisée. Un modèle de régression linéaire entre les données de la station de Villemur-sur-Tarn (située 60 km en amont) et de Moissac a été calibré sur les années pour lesquelles des données étaient disponibles pour les deux stations (1978 – 1979). Ce modèle a ensuite été utilisé pour estimer les données de la période 1992 – 2005.

Une fois la modélisation des ouvrages et de l'affluent déterminée, il ne reste qu'à mettre en place le forçage de notre modèle ainsi que sa paramétrisation. Le forçage consiste à déterminer les lois de conditions aux limites à utiliser. Etant donné que le régime est principalement fluvial, il faut imposer une loi sur les débits en amont et une loi sur les hauteurs d'eau à l'aval :

- Chronique de débit imposée à l'amont : utilisation des données de débit de la station de Portet-sur-Garonne
- Chronique de hauteur d'eau ou loi d'ouvrage en aval

Pour la loi en aval, deux approches ont été utilisées. La première consiste à utiliser les données de hauteurs d'eau mesurées à la station de Lamagistère. Pour cette approche, nous avons calculé les cotes de surface libre à Lamagistère à partir de des hauteurs d'eau et de la cote du zéro de l'échelle de cette station. Ensuite nous avons estimé les cotes de surface libre à Malaussade de la même manière que pour le calcul des hauteurs d'eau du chapitre précédent (voir 5.2.2). La deuxième approche consiste à utiliser une loi d'ouvrage de type déversoir à l'aval, calculée à partir de la relation entre débits et hauteurs d'eau mesurés. Cette deuxième approche présente l'avantage de pouvoir être utilisée dans le cas d'étude de scénarii du type modification du régime hydrologique (apports supplémentaires de débits, modification prélèvements, etc.).

Enfin la dernière étape consiste à optimiser le seul paramètre d'un modèle de type St-Venant filaire (coefficient de Strickler). Ne disposant pas de données sur la composition du sol au niveau du lit de la Garonne, nous avons choisi d'appliquer un

coefficient constant sur tout le tronçon. Une étude de sensibilité de type Monte-Carlo a été utilisée afin d'optimiser la valeur de ce paramètre.

6.3 Résultats

Les objectifs de notre modèle hydraulique sont de restituer de manière précise les débits et les hauteurs d'eau en tout point de notre tronçon d'étude en période estivale et de basses eaux. L'accent est donc mis sur la restitution des variables hydrauliques durant les mois d'été et non sur la restitution des pics de crues. La validation de notre modèle est réalisée par comparaison des valeurs simulées des variables hydrologiques (débits et hauteurs d'eau) avec les valeurs observées provenant des 3 stations hydrologiques de notre zone d'étude ainsi que quelques mesures de débits ou de profils de cotes de surface libre effectués ponctuellement. Le remplacement de la condition aval (cotes de surface libre mesurées) par une loi de seuil est aussi étudiée. Utiliser une telle condition à l'aval permet de modéliser des scénarii basés sur des modifications du régime hydrologique (apports d'eau, modification du débit amont, etc.), contrairement à une condition de type chronique de cote de surface libre observées.

6.3.1 Station de Portet-sur-Garonne

La station de Portet-sur-Garonne représente notre station de contrôle amont. Seules les cotes de surface libre sont à comparer pour la validation en ce point, car la chronique de débits de cette station est utilisée comme condition à la limite amont de notre modèle. La validation en ce point pose toutefois problème car la zone couverte par les profils en travers dont nous disposons ne s'étend pas jusqu'à la station de Portet-sur-Garonne (profil amont P36, voir Figure 6.13). Les cotes de surface libre mesurées à Portet-sur-Garonne sont donc translatées vers notre profil amont. Une pente $i = 0.002$ m/m est utilisée pour cette translation. Cette pente est légèrement forte mais permet de prendre en compte la présence de la singularité que l'on peut voir Figure 6.13, au niveau de laquelle une forte perte de charge doit avoir lieu.



Figure 6.13 : Singularité entre la station hydrologique de Portet-sur-Garonne et le profil amont de notre tronçon (PA36)

Source : Google Earth 2010

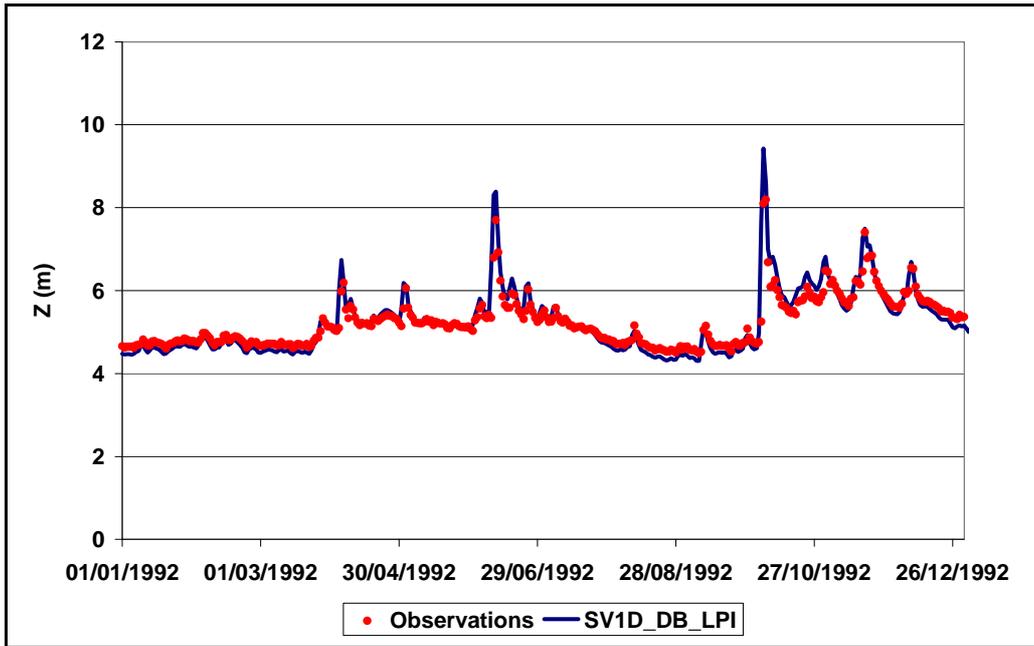


Figure 6.14 : Comparaison des hauteurs d’eau simulées et observées à la station de Portet-sur-Garonne – année 1992

Les résultats obtenus sont représentés Figure 6.13. On note que l’évolution des hauteurs d’eau est bien restituée (sous l’hypothèse que notre translation est fidèle) et les écarts sont très faibles, même en période estivale.

6.3.2 Station de Verdun-sur-Garonne

La station de Verdun-sur-Garonne est notre seul point de contrôle du modèle où les débits et les hauteurs d’eau peuvent être comparés. Aucune loi de seuil n’a été implémentée en ce point donc les résultats dépendent vraiment de la paramétrisation de notre modèle. La pertinence de notre modélisation est quantifiable à cet endroit car nous disposons d’un profil en travers pour cette station.

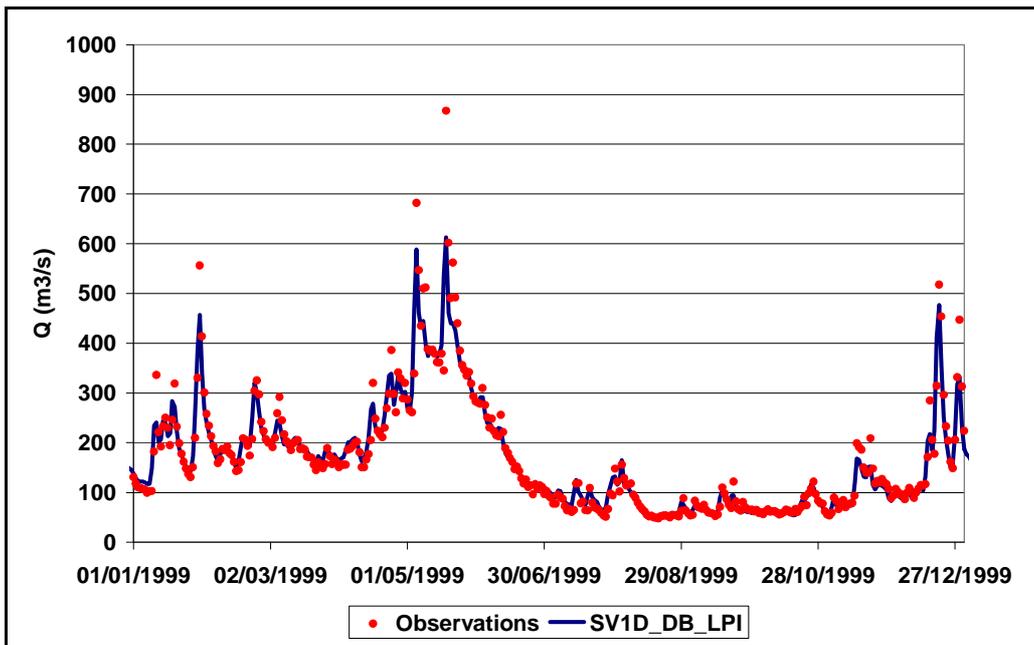


Figure 6.15 : Comparaison des débits simulés et observés à la station de Verdun-sur-Garonne – année 1999

Les débits sont globalement très bien restitués (voir Figure 6.15). On note une légère sous-estimation des débits de crues. Toutefois les résultats sont satisfaisants car l'accent est mis dans notre étude sur les faibles débits.

Deux critères sont utilisées pour quantifier la pertinence de notre modèle: le critère de Nash et l'étude de la répartition des erreurs commises. Ces deux critères ont été calculés à la fois pour toutes les données et pour les données des périodes estivales (voir Figure 6.16 et Tableau 6.2).

Tableau 6.2 : Valeur des critères de validation pour les débits à Verdun-sur-Garonne

	Nash	Erreurs < 20%
Globalité	0.81	53%
Périodes estivales	0.84	57%

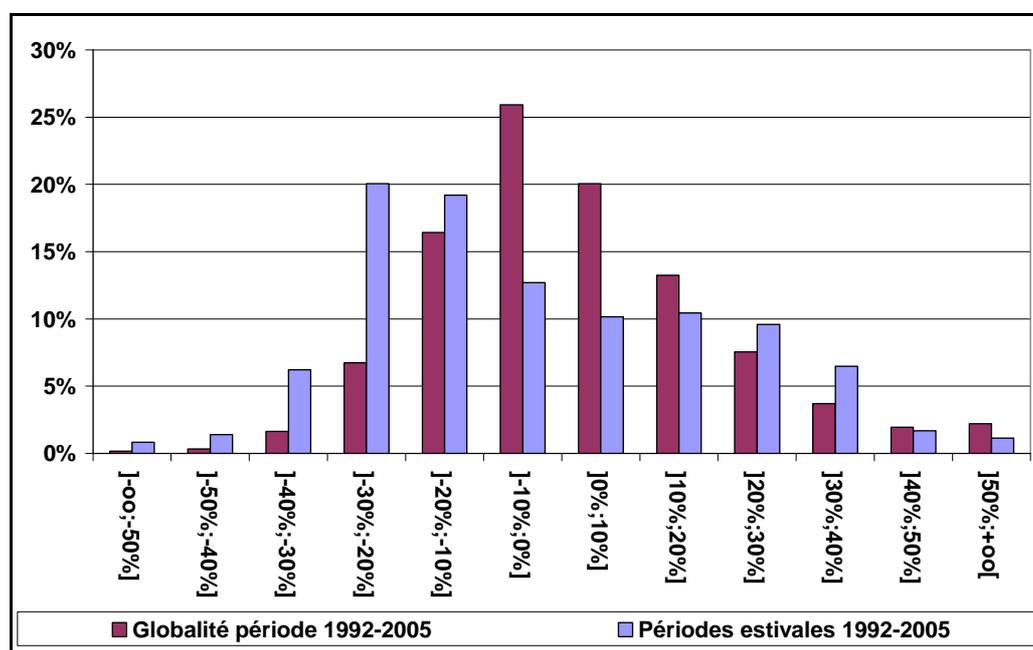


Figure 6.16 : Répartition des erreurs du modèle sur les débits à Verdun-sur-Garonne

La même étude est effectuée pour les cotes de surface libre (voir Figure 6.17 et Tableau 6.3). Les résultats montrent que le modèle sous-estime légèrement les cotes de surface libre en période de basses eaux. Toutefois l'évolution est bien retranscrite (voir Figure 6.18) et les valeurs des critères de validation restent acceptables (Nash<0.75).

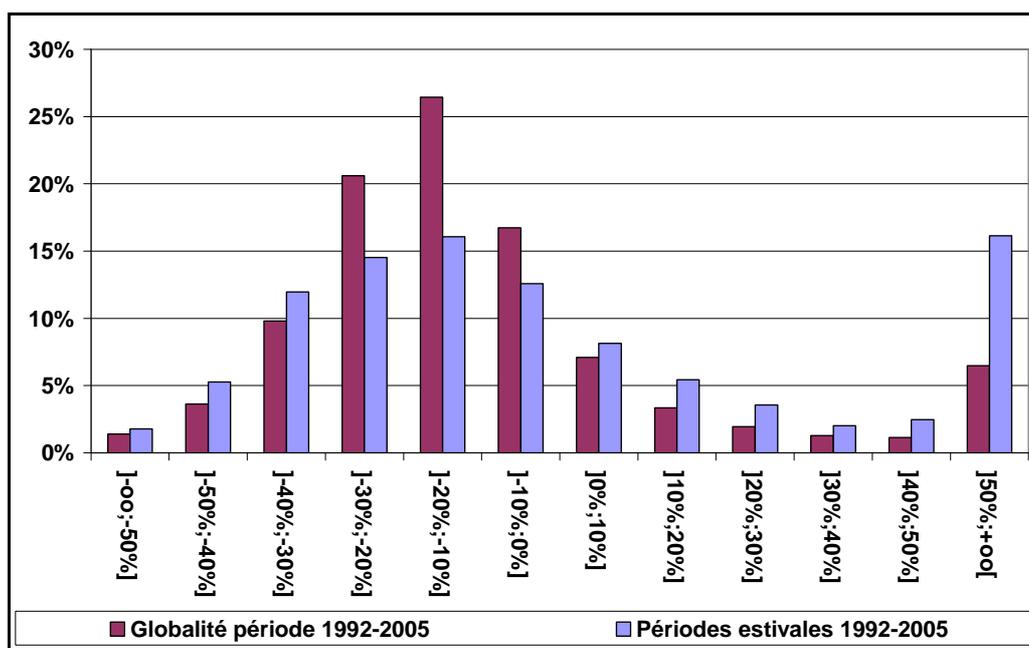


Figure 6.17 : Répartition des erreurs du modèle sur les hauteurs d'eau pour la station de Verdun-sur-Garonne

Tableau 6.3 : Valeur des critères de validation pour les hauteurs d'eau à Verdun-sur-Garonne

	Nash	Erreurs < 20%
Globalité	0.84	54%
Périodes estivales	0.71	42%

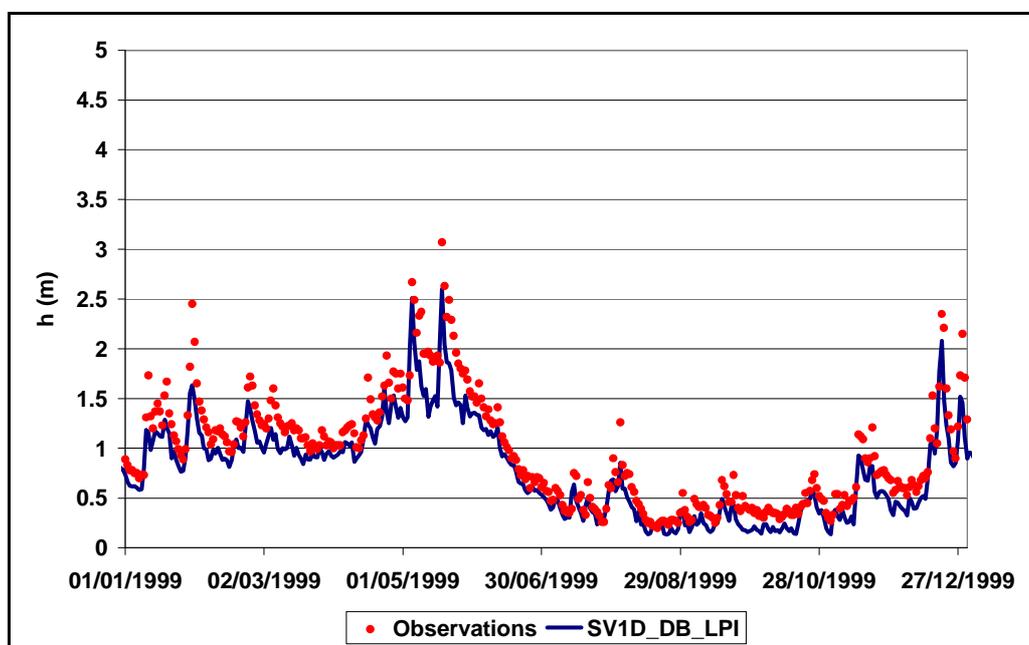


Figure 6.18 : Comparaison des hauteurs d'eau simulées et observées à la station de Verdun-sur-Garonne – année 1999

6.3.3 Station de Malause

Pour la validation à l'exutoire, la différence entre les deux forçages à l'aval est sensible, nous allons donc comparer les résultats en fonction du forçage utilisé avec les données observées. Tout d'abord au niveau des débits, la distance entre Lamagistère et Malause étant de l'ordre de la dizaine de kilomètre, les données de débits journaliers en ces deux points peuvent être considérés égaux. Nous allons donc utiliser les données de débits journaliers mesurés à Lamagistère pour cette validation. Puis dans un deuxième temps, nous validerons la loi de déversoir utilisée pour le forçage aval en comparant les hauteurs d'eau calculées à l'aval et les hauteurs d'eau mesurées que l'on a utilisée pour l'autre forçage aval.

Au niveau des débits, les résultats obtenus avec hauteur d'eau imposée à l'aval sont représentés Figure 6.19 et sont comparés à ceux obtenus avec forçage de type loi de seuil Figure 6.20. La quantification des résultats sur toute la période pour les deux approches est récapitulée Tableau 6.4 et Figure 6.21.

Les débits simulés avec les deux approches sont très satisfaisants. Des valeurs de Nash de 0.84 (périodes estivales) à 0.87 (toutes données) ont été obtenues. Les débits en régime normal sont bien restitués. Les différences entre les deux approches sont faibles pour les débits inférieurs à $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Enfin les répartitions des erreurs obtenues pour les deux approches sont similaires.

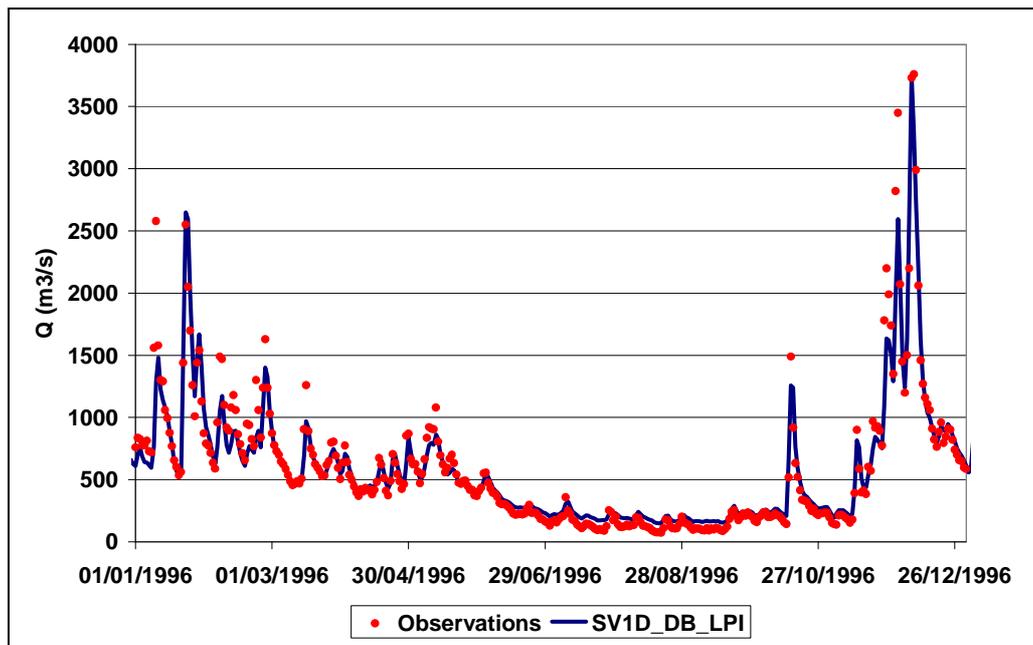


Figure 6.19 : Comparaison à Malause des débits observés et simulés par le modèle avec hauteurs d'eau imposées à l'aval- année 1996

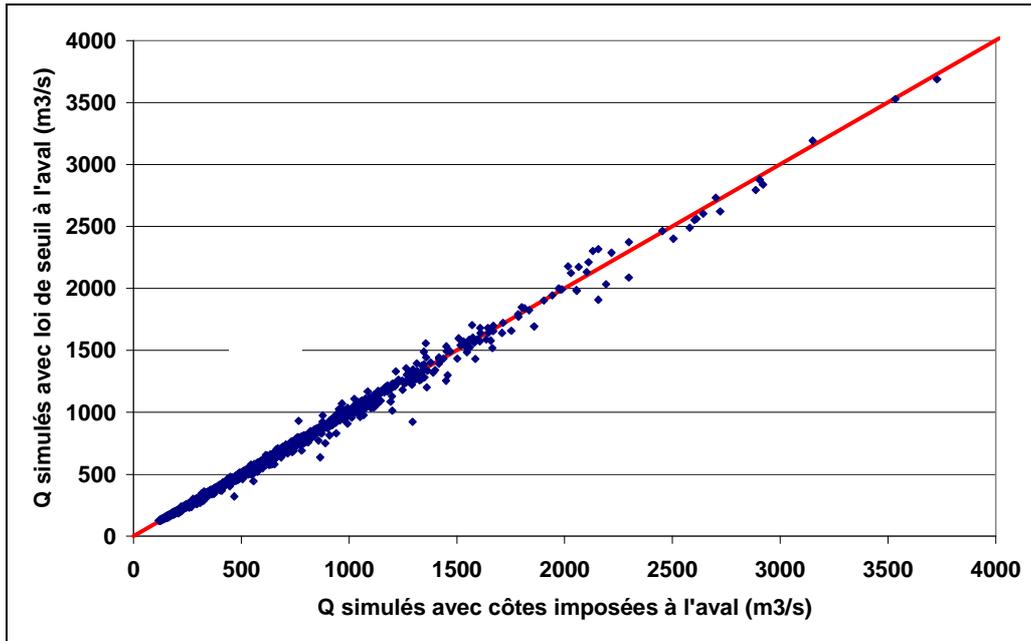


Figure 6.20 : Comparaison des débits simulés en fonction du forçage aval

Tableau 6.4 : Valeur des critères de validation pour les débits à Malause

	Nash		Erreurs < 20%	
	Hauteurs imposées	Loi de seuil	Hauteurs imposées	Loi de seuil
Globalité	0.87	0.87	51%	52%
Périodes estivales	0.84	0.84	57%	55%

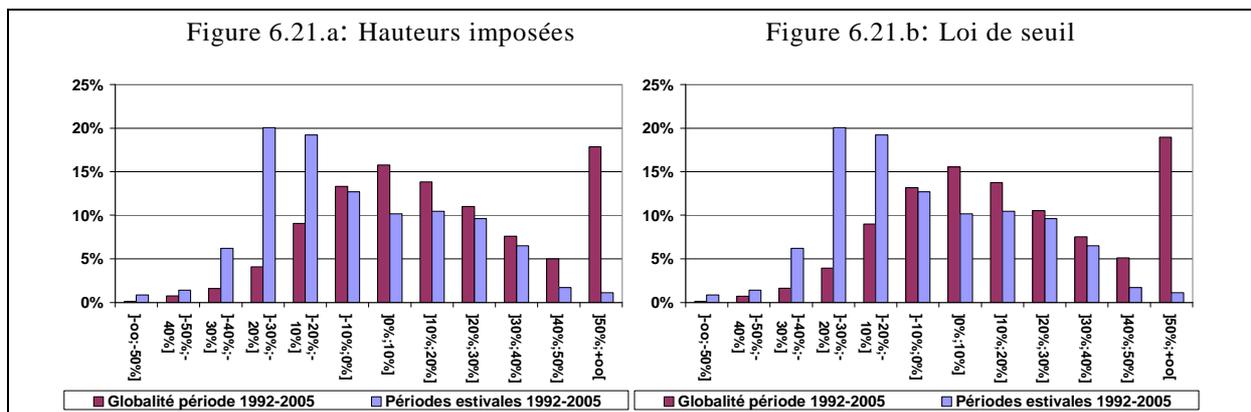


Figure 6.21 : Comparaison de la répartition des erreurs sur les débits à Malause selon le forçage aval

Les deux approches fournissant des résultats similaires pour les débits, les hauteurs d'eau calculées en utilisant la loi de seuil à l'aval ont été comparées avec les données mesurées (Figure 6.22). Les hauteurs d'eau à Malause sont légèrement surestimées par notre modèle. Toutefois la précision est satisfaisante car les données observées ont fait l'objet d'une translation (donc l'incertitude est augmentée).

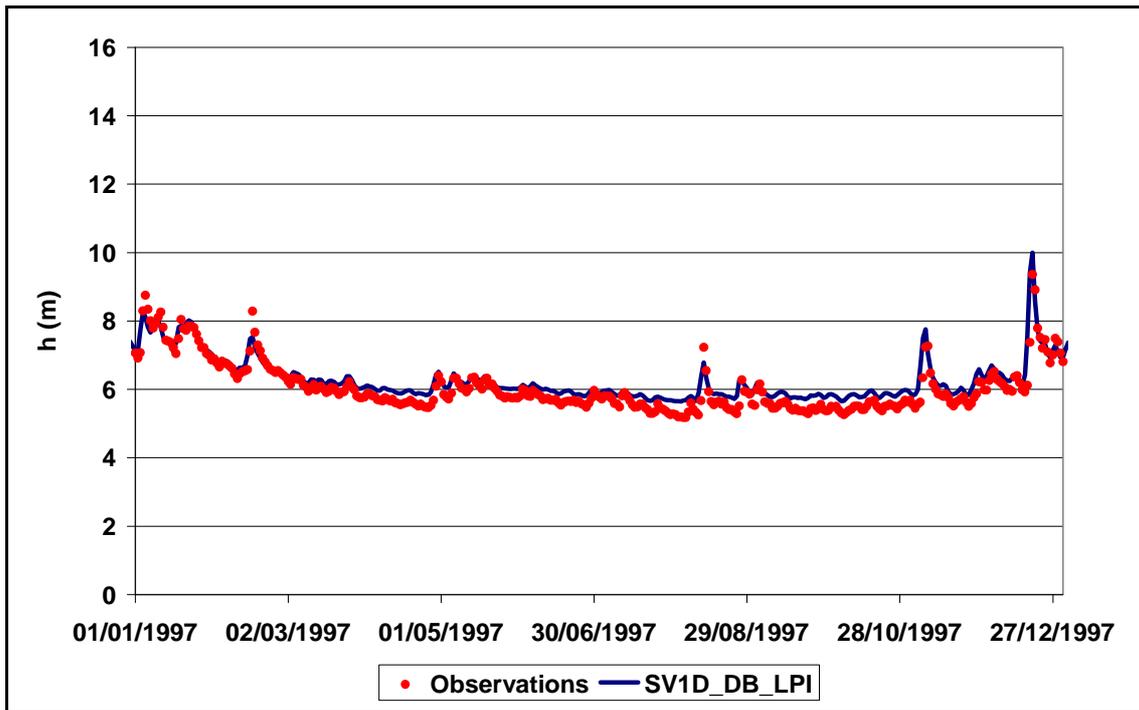


Figure 6.22 : Comparaison à Malause des hauteurs d'eau observées et simulées par le modèle avec loi de seuil à l'aval – année 1997

6.4 Conclusion

De nombreuses particularités sont recensées sur ce tronçon (ouvrages, fortes pentes, etc.) et mettent en défaut la résolution au moyen des équations classiques de St-Venant. Les équations doivent être modifiées dans de tels cas. Des méthodes de minimisation des variations, telles que la méthode LPI, sont nécessaires pour pouvoir retranscrire les changements de régime et éviter les phénomènes de divergence. Les résultats obtenus dans cette étude ont montré qu'une modélisation filaire capable de retranscrire les trois régimes d'écoulement (subcritique, transcritique et supercritique) permet d'obtenir de très bons résultats. L'utilisation d'un schéma implicite permet également de pouvoir simuler avec des pas de temps importants, ce qui permet de réduire le temps de calcul nécessaire à la simulation de grandes chroniques temporelles.

De nombreuses difficultés sont apparues lors de cette étude (absence de profils pour les stations hydrologiques amont et aval, prise en compte de la répartition des débits autour de l'île du Ramier, etc.). Pourtant les résultats obtenus sont très satisfaisants. Les débits et hauteurs d'eau en régime normal et de basses eaux sont bien reproduits. Les valeurs obtenues en période de crues sont moins proches des valeurs observées mais notre étude ne concerne pas cet aspect du régime hydrologique.

Notre tronçon d'étude présente de nombreux faciès morphologiques. Il est donc important de pouvoir modéliser finement les phénomènes tant hydrauliques que thermiques. Certaines zones, de faibles profondeur, ou d'écoulement peu rapide (bras inférieur de la Garonne au niveau de l'île du Ramier) peuvent être sujettes à de forts gradients thermiques. La collection importante de profils en travers dont nous disposons nous permet à l'aide de modèles 1D de pouvoir évaluer les gradients thermiques au sein de ces zones. Le modèle 0D précédemment utilisé ne peut fournir ce genre d'information. De manière équivalente, la prise en compte des prélèvements est rendue possible grâce aux modèles 1D.

Chapitre 7 : Couplage hydraulique et thermique

7.1	Introduction	156
7.2	Adaptation du modèle thermique	156
7.2.1	Equations générales.....	156
7.2.2	Forçages et paramétrisation	157
7.3	Résultats	157
7.3.1	Validation globale.....	157
7.3.2	Validation en période estivale.....	160
7.3.3	Restitution des franchissements de seuils de températures liés aux conditions migratoires du saumon atlantique.....	161
7.4	Etude des flux	163
7.5	Conclusion	166

7.1 Introduction

Grâce aux données hydrauliques issues du modèle de résolution des équations de St-Venant détaillé au chapitre précédent, une résolution thermique monodimensionnelle de notre tronçon d'étude a pu être réalisée. Par rapport au modèle 0D (voir chapitre 5), certaines modifications ont dû être effectuées car certaines hypothèses simplificatrices ne sont plus valables en 1D.

7.2 Adaptation du modèle thermique

7.2.1 Equations générales

Dans le cas monodimensionnel, l'équation à résoudre est l'équation complète de transport de l'énergie définie paragraphe 2.7.2. Du fait de la grande variabilité entre profils en travers, la formulation retenue fut celle de Kim et Chapra (équation (2.85)), exprimée sous la forme :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} + U \frac{\partial T_w}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L \frac{\partial T_w}{\partial x} \right) + \frac{q_L}{A} (T_L - T_w) + \frac{BS_{Surf}}{\rho_w C_w A} + \frac{PS_{CD}}{\rho_w C_w A} \quad (7.1)$$

Avec T_w la température de l'eau (°C), U la vitesse longitudinale moyenne de l'écoulement (m.s⁻¹), D_L le coefficient de diffusion thermique longitudinal dans la direction de l'écoulement (m².s⁻¹), B la largeur au radier (m), ρ_w la masse volumique de l'eau (kg.m⁻³), C_w la capacité thermique de l'eau (J.kg⁻¹.°C⁻¹), A la surface mouillée (m²) et P le périmètre mouillé (m).

Le coefficient de dispersion longitudinal est modélisé en utilisant la relation empirique de Fisher (2.52) et les flux qui composent le terme source à la surface ont été modifiés par rapport à la modélisation 0D afin d'obtenir une estimation plus fine. Ils sont cette fois exprimés directement à partir des formulations explicitées dans la partie bibliographique, en W.m⁻². Les formulations suivantes ont été retenues :

$$S_{RC} = S_{iRC} (1 - r) \quad (7.2)$$

$$S_{RL} = \varepsilon_w \left((9.37 \times 10^{-6} T_a^6) (1 + K.C_c^2) - T_w^4 \right) \quad (7.3)$$

$$S_{CV} = C_B f(W) (T_w - T_a) \quad (7.4)$$

$$S_{EV} = f(W) (e_s - e_a) \quad (7.5)$$

$$S_{PR} = \rho_w C_w I_P (T_{wb} - T_w) \quad (7.6)$$

Pour le calcul du flux radiatif en ondes courtes (équation (7.2)), la loi de Fresnel a été utilisée afin de calculer la réflectivité de la surface de l'eau en fonction de l'angle solaire. Pour la définition des variables et paramètres, se reporter au paragraphe 2.7.3.

Pour le flux de conduction au niveau du lit, la formulation définie pour le modèle 0D est utilisée:

$$S_{CD} = -\lambda_s \left. \frac{\partial T_s}{\partial z} \right|_{z=Z_f} \quad (7.7)$$

Avec λ_s la conductivité thermique ($\text{W.m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$) et Z_f la cote du fond du lit (m).

L'équation de transport ainsi obtenue a été discrétisée selon le même schéma que celui utilisé pour le modèle hydraulique (schéma de Preissman), avec les mêmes valeurs des paramètres α et θ .

Tout comme pour le modèle 0D, 4 paramètres sont réglables, le paramètre K , lié à l'altitude des nuages et les paramètres a_f , b_f et c_f de la fonction de vent.

7.2.2 Forçages et paramétrisation

Forçages

Dans le cas de ce modèle 1D, le forçage hydraulique est issu des sorties du modèle de résolution 1D des équations de St-Venant. Les données de hauteur d'eau et de débit sont ainsi fournies au modèle thermique permettant la détermination des données de vitesse d'écoulement longitudinal, de surface mouillée et de périmètre mouillé nécessaires à la résolution de l'équation de transport.

Le forçage climatique et le forçage du flux de conduction avec le lit du fleuve quant à eux restent les mêmes que ceux du modèle 0D.

Paramétrisation

L'étude de sensibilité du modèle aux paramètres effectuée dans le cas 0D n'a pu être reconduite, faute de temps, dans le cas 1D. Les valeurs des paramètres obtenues pour le modèle 0D ont été utilisées comme base de départ pour un calage manuel (différentes tentatives avec des valeurs proches). Les valeurs optimales des paramètres qui en résultent sont $a_f = 2.35$, $b_f = 0.89$, $c_f = 0.008$, et $K = 0.25$.

7.3 Résultats

7.3.1 Validation globale

La validation du modèle thermique monodimensionnel est effectuée de la même manière que pour le modèle 0D, sur la chronique des températures moyennes journalières à Malause pour la période 1992 – 2005 (Comparaisons qualitatives et critères de pertinences). Une deuxième chronique de températures de l'eau (mesurée au niveau de la chaussée du Bazacle à Toulouse et qui s'étend de 1999 à 2005) est également utilisée pour la phase de validation de ce modèle.

Température à Malause

L'évolution des températures de l'eau observées et simulées pour l'année 2000 est représentée Figure 7.1 et la comparaison entre les valeurs observées et simulées pour toute la période 1992 – 2005 est représentée Figure 7.2. La précision des résultats obtenus est bonne même pour les températures élevées. La restitution des températures moyennes et basses semble également proche des valeurs observées, contrairement aux résultats obtenus avec le modèle 0D. L'approche monodimensionnelle permet donc d'obtenir une précision plus uniforme. Le critère de RMSE calculé pour toutes les valeurs est de 0.95 °C . Cette valeur est légèrement plus faible que la valeur obtenue avec le modèle 0D.

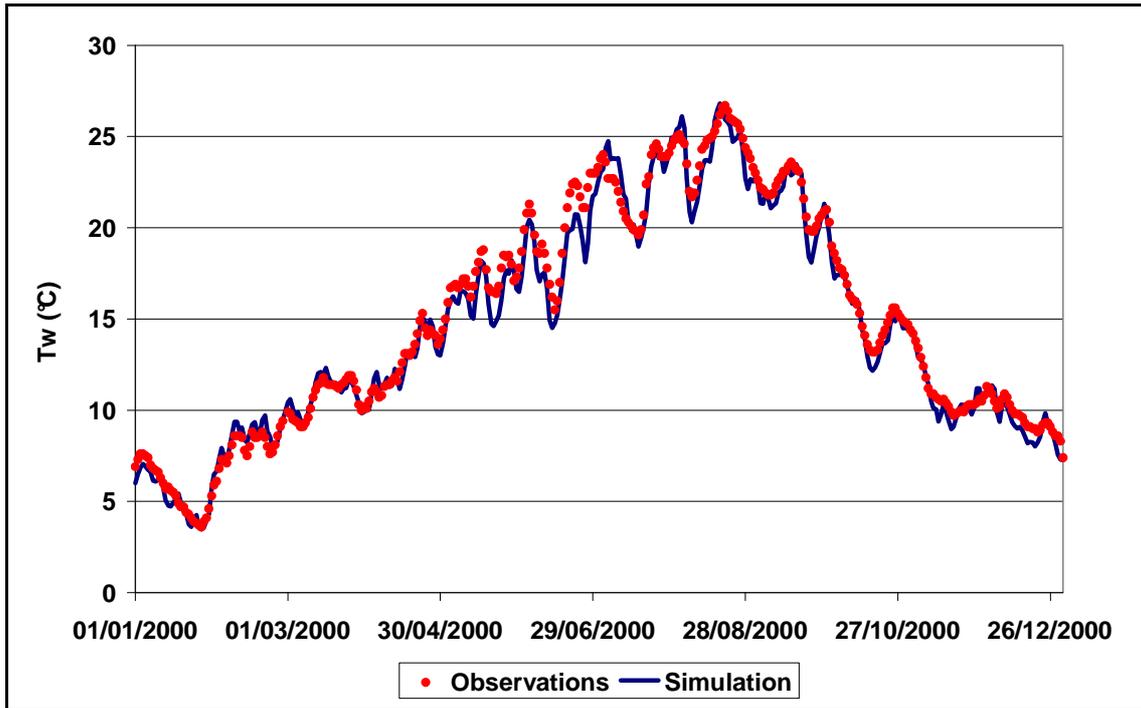


Figure 7.1 : Températures simulées pour l'année 2000 par le modèle monodimensionnel

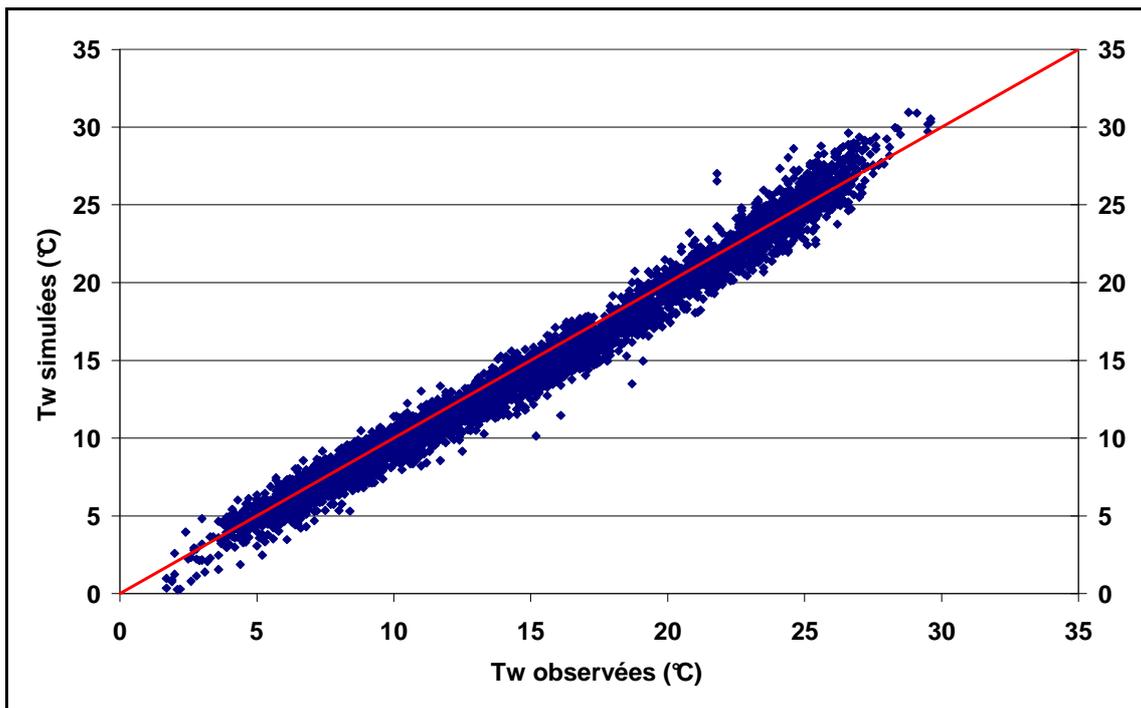


Figure 7.2 : Comparaison des températures de l'eau, observées et simulées par le modèle monodimensionnel, à Malause pour la période 1992 – 2005

La Figure 7.2 montre que notre modèle présente un léger biais, notamment pour les températures comprises entre 15 et 25 °C environ. Le biais calculé sur l'ensemble des valeurs est de -0.45 °C. Etant donné les incertitudes nombreuses, issues à la fois du modèle hydraulique et du modèle thermique, cette valeur reste tout à fait satisfaisante. Elle est même meilleure que celle obtenue avec le modèle 0D (-0.6 °C).

Les différences entre les valeurs observées et simulées par le modèle sont légèrement plus symétriques que celles pour les valeurs simulées par le modèle 0D. La répartition

des erreurs est du même ordre le cas 0D, avec 70 % des erreurs inférieures à 1 °C en valeur absolue (resp. 67 % pour le modèle 0D) et 96 % inférieures à 2°C (resp. 96 %).

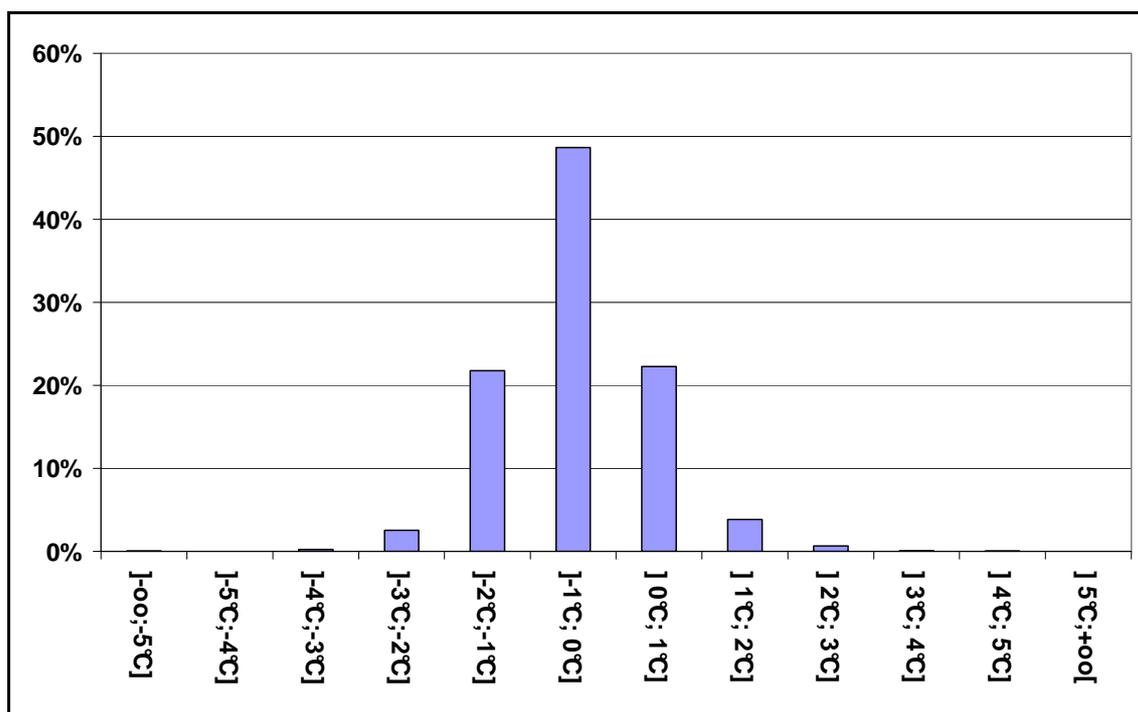


Figure 7.3 : Répartition des erreurs commises par le modèle 1D pour l'ensemble des données de la période 1992 – 2005

Autres données de températures

Les sorties du modèle ont également été confrontées à la chronique des températures de l'eau mesurée au Bazacle sur la période 1999 – 2005. La comparaison des données observées et simulées est représentée Figure 7.4. Les résultats obtenus sont très satisfaisants, avec une valeur de RMSE de 0.42 °C, 95 % des erreurs inférieures à 1 °C en valeur absolue et un biais acceptable (-0.21 °C). La pertinence de ces résultats est bien supérieure à ceux obtenus pour les températures de l'eau à Malause. Ceci peut premièrement provenir de l'estimation des données de température du Tarn. Le Tarn contribue pour environ 75% du débit de Lamagistère en période estivale. Par conséquent, son influence sur la température à Malause ne doit pas être négligeable et il conviendrait donc de disposer de mesures de températures réelles de cet affluent. La deuxième hypothèse envisagée concerne l'hypothèse d'absence de stratification thermique. Les 5 derniers kilomètres de notre tronçon font partie de la zone de retenue du barrage de Malause. Au sein de cette zone dont la profondeur excède 5m généralement, la répartition verticale de température ne doit pas être uniforme. Il pourrait être donc judicieux de modéliser cette zone au moyen d'un modèle 2D vertical de transport thermique.

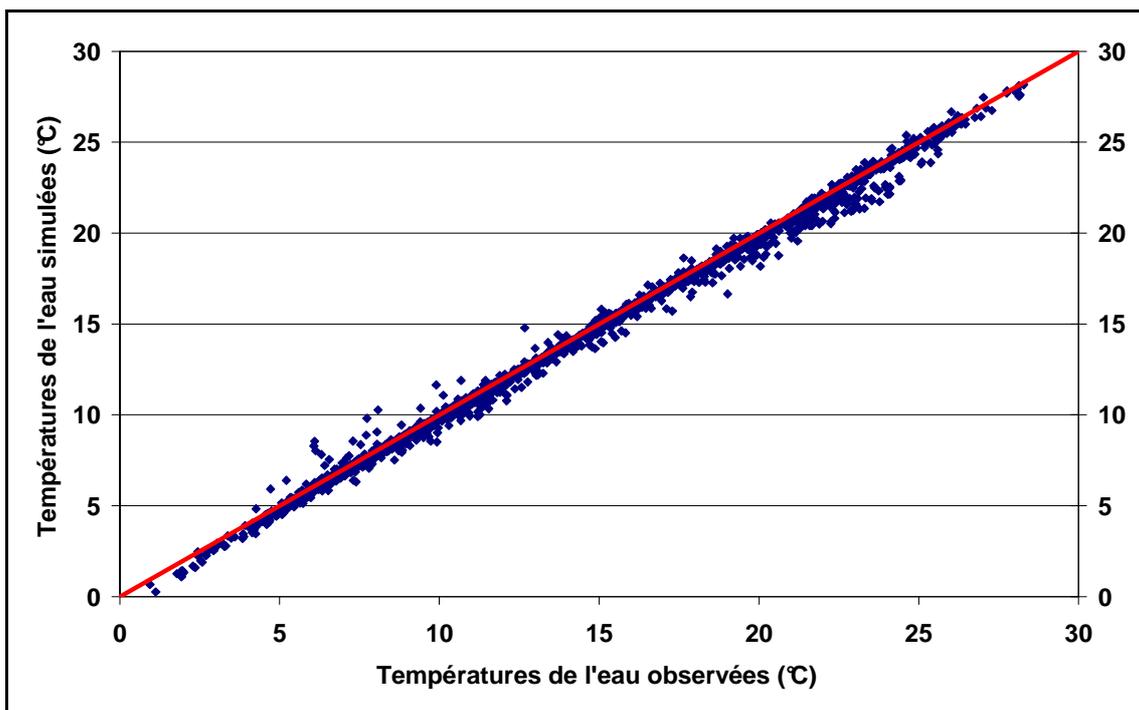


Figure 7.4 : Comparaison des températures de l'eau, observées et simulées par le modèle monodimensionnel, au niveau de la chaussée du Bazacle

7.3.2 Validation en période estivale

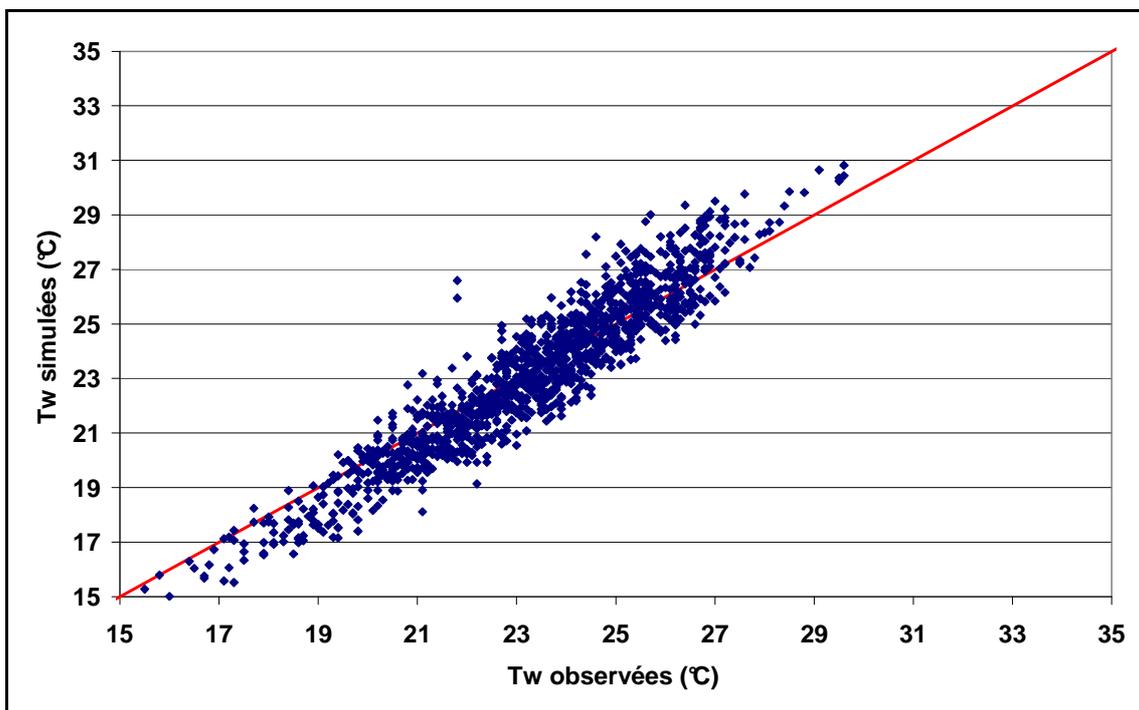


Figure 7.5 : Comparaison des températures de l'eau, observées et simulées par le modèle monodimensionnel, à Malausse pour les valeurs estivales

La pertinence du modèle pour les données estivales est satisfaisante. Le diagramme comparaison entre valeurs observées et simulées Figure 7.5 montre bien que le biais pour les températures entre 22 °C et 27 °C est très faible. Le biais calculé pour les valeurs estivales est proche de 0 (-0.11 °C). Les erreurs commises par le modèle sont

cependant légèrement plus importantes que pour toutes les valeurs (RMSE=1.01 °C). 68 % des erreurs sont inférieures à 1 °C en valeur absolue (95 % inférieures à 2 °C).

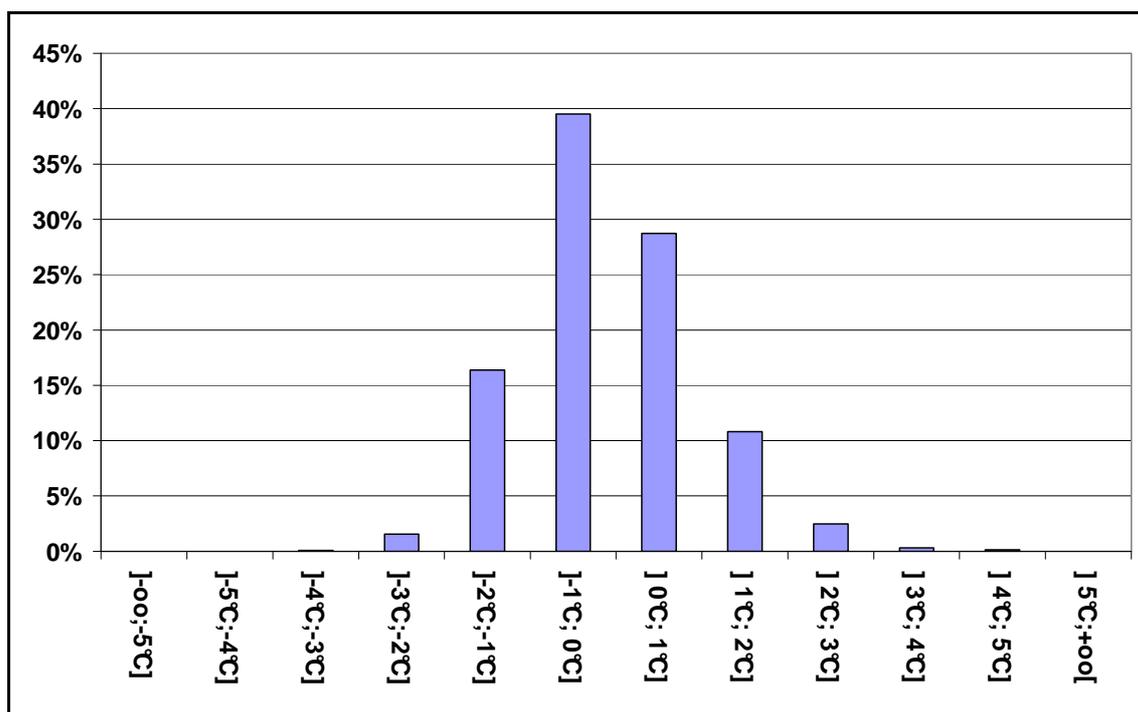


Figure 7.6 : Répartition des erreurs commises par le modèle 1D pour les valeurs estivales

7.3.3 Restitution des franchissements de seuils de températures liés aux conditions migratoires du saumon atlantique

L'analyse des franchissements des seuils de températures, liés aux conditions migratoires du saumon atlantique, réalisée lors de l'étude des modèles statistiques a été reconduite pour valider les modèles déterministes. Les distributions temporelles des plages de températures liées aux conditions migratoires du saumon atlantique calculées pour les données observées ainsi que les données simulées par les modèles 0D et 1D sont représentées Figure 7.7.

Les franchissements des différents seuils sont globalement bien reproduits par les deux modèles. Des différences de quelques jours peuvent être relevées, celles-ci étant majoritairement plus importantes pour le seuil 24 °C. Toutefois les modèles reproduisent bien les franchissements, même ceux de faibles durées. Le modèle 1D est celui qui « capture » le mieux ces franchissements de courte durée, comme on peut le voir pour les franchissements du seuil 24 °C pour les années 1996 et 2000 par exemple.

Les erreurs aux alentours des températures seuil 19 °C et 24 °C ont également été évaluées en utilisant les données pour lesquelles la température observée était égale à la température seuil plus ou moins 2 °C. Les distributions obtenues sont tracées Figure 7.8.

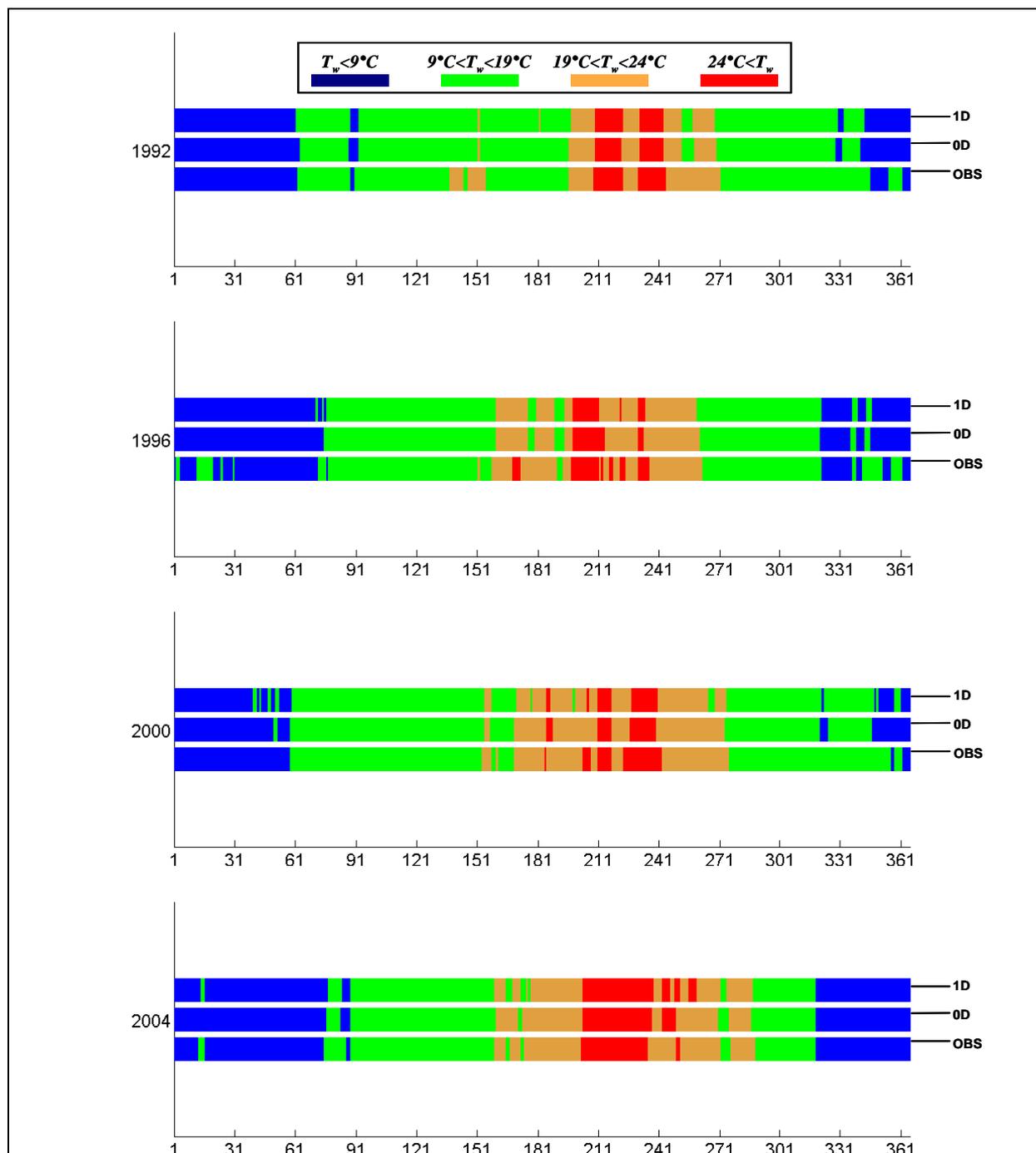


Figure 7.7 : Comparaison des distributions des plages de températures liées aux conditions migratoires du saumon atlantique simulées (0D et 1D) et observées

Les erreurs calculées pour les températures aux alentours de 19 °C restent acceptables, avec 59 % des erreurs inférieures à 1 °C en valeur absolue et 94 % inférieures à 2 °C. Les erreurs pour les températures aux alentours de 24 °C sont plus concentrées autour de zéro, avec respectivement 65 % et 94 % des erreurs inférieures à 1 °C et 2 °C.

La distribution des erreurs pour les températures proches de 24 °C a également été calculée pour les mesures effectuées au Bazacle. Les résultats obtenus sont plus satisfaisants, avec respectivement 85 % et 99 % des erreurs inférieures à 1 °C et 2 °C en valeur absolue. Ceci vient donc appuyer le constat établi précédemment.

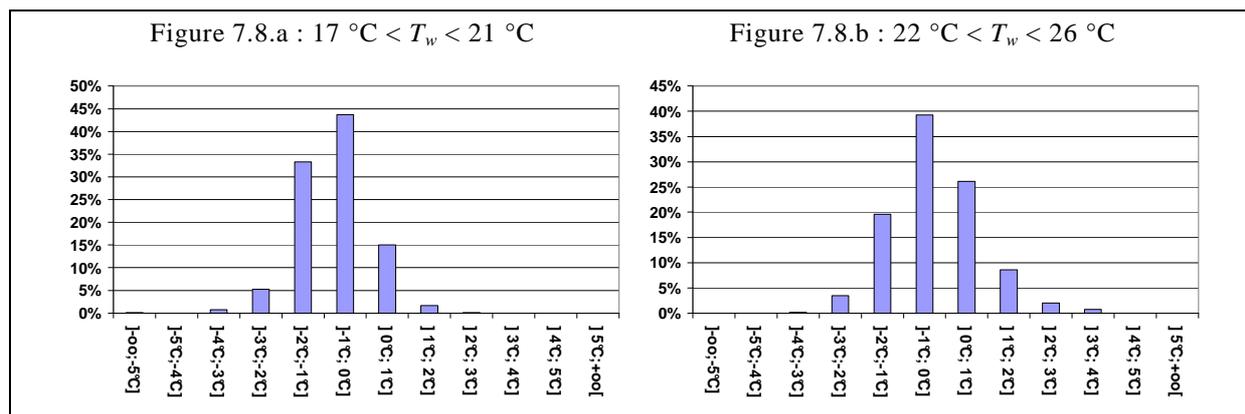


Figure 7.8 : Répartition des erreurs commises pour les températures voisines des seuils 19 °C (a) et 24 °C (b)

7.4 Etude des flux

Les moyennes journalières des différents flux thermiques calculés par le modèle ont été étudiées afin de caractériser le régime thermique de notre tronçon d'étude et de déterminer si parmi ces flux certains peuvent expliquer l'augmentation des températures à Malause.

Importance respective des différents flux

L'évolution des moyennes journalières interannuelles des différents flux est représentée Figure 7.9. Pour l'étude sur l'évolution des flux, le flux résultant des précipitations n'est pas considéré car il est négligeable par rapport aux autres flux (comme on peut le voir sur la Figure 7.9). Le flux majoritaire est bien le flux d'insolation, comme rapporté dans la littérature pour des rivières larges (Webb & Zhang 1997; Evans et al. 1998; Mohseni & Stefan 1999). Par ordre d'importance viennent ensuite les flux d'évaporation et de rayonnement en ondes longues, de même ordre de grandeur, le flux de convection à la surface et enfin le flux de conduction au niveau du lit du fleuve. La répartition des flux pour la Garonne est donc bien en accord avec les résultats trouvés dans la littérature. Par ailleurs, les flux d'évaporation et de radiation en ondes longues, qui sont de même ordre de grandeur sur l'année entière, ont des amplitudes qui varient temporellement. L'influence du flux de radiation en ondes longues est ainsi plus importante en hiver que celle du flux d'évaporation et inversement en été.

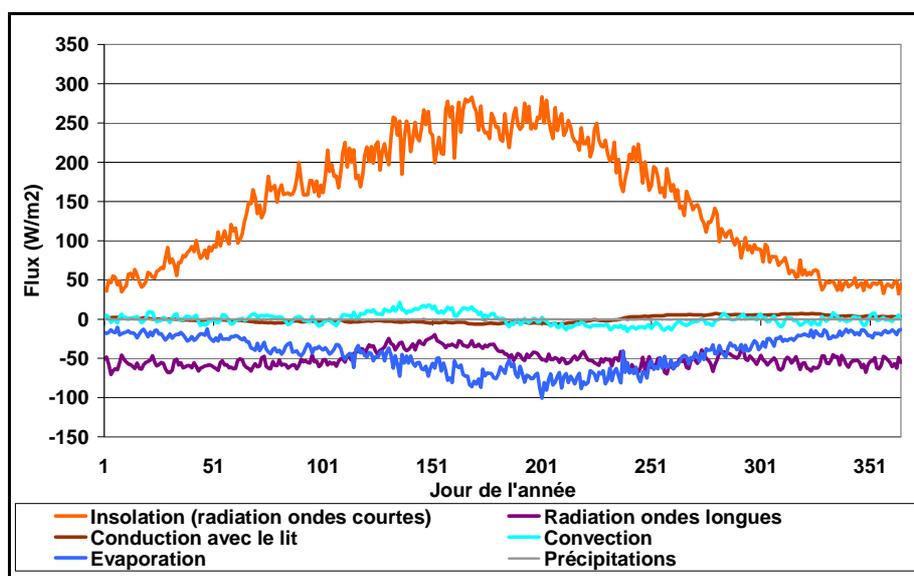


Figure 7.9 : Moyennes journalières interrannuelles des flux thermiques simulés par le modèle

On retrouve ceci en étudiant les moyennes saisonnières des flux calculés sur toute la période (Figure 7.10). Par ailleurs on remarque que le flux de convection participe au réchauffement du fleuve seulement au printemps. Ceci vient contredire le constat établi sur la comparaison des composantes saisonnières des modèles autorégressifs qui laissait penser que l'eau réchauffe continuellement (aux variations rapides près) l'air en surface.

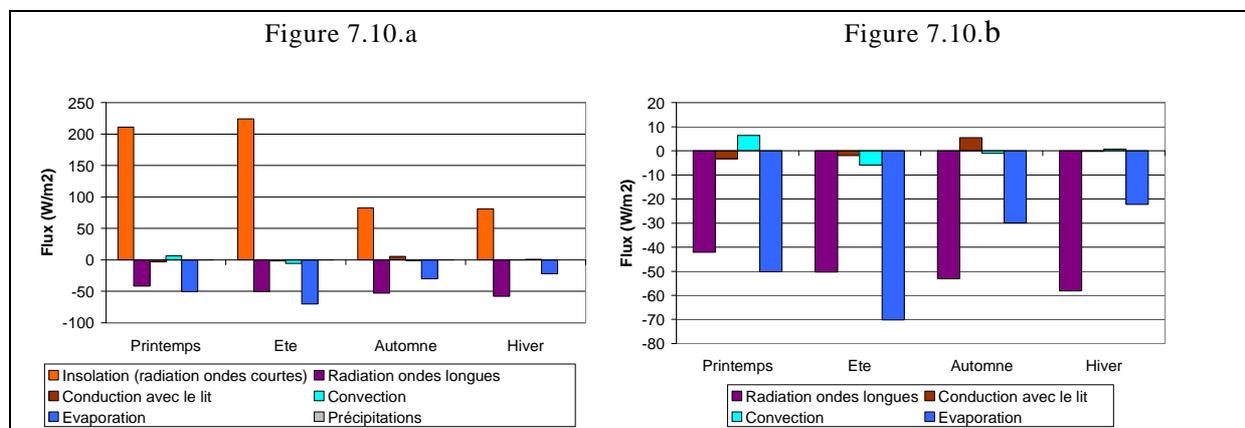


Figure 7.10 : Répartition des flux suivant les saisons : tous les flux (a), sans insolation (b)

Cette étude des flux révèle donc l'importance du flux d'insolation et, pour partie, des températures de l'air (par le biais du flux convectif) au printemps, dans le réchauffement de la Garonne. En reliant ceci au fait que les températures de l'air et l'insolation ont significativement augmenté (voir chapitre 3), l'évolution du régime thermique de la Garonne semble donc principalement due à l'évolution des conditions climatiques.

Evolution des flux

Une étude en tendance a ensuite été réalisée pour déterminer les flux dont l'évolution pourrait expliquer l'augmentation des températures de la Garonne à Malause. La méthodologie employée est la même que pour l'étude en tendance des données recueillies détaillée au chapitre 3, mais on ne considère ici que les moyennes saisonnières. Les résultats obtenus sont résumés dans le Tableau 7.1 et les évolutions correspondantes sont représentées Figure 7.11 .

Tableau 7.1 : Etude en tendances de l'évolution des moyennes saisonnières des flux

	Printemps		Ete		Automne		Hiver	
	Evolution (W.m ⁻²)	p-value						
Insolation (radiation ondes courtes)	+ 23	0.63	+ 52	0.05	+ 45	0.14	+ 5	0.72
Radiation ondes longues	+ 10.5	0.01	+ 0.9	0.84	- 10.1	0.11	+ 1.3	0.82
Convection	+ 6.8	0.03	- 1.1	0.48	- 6.0	0.01	- 0.5	0.88
Evaporation	- 6.5	0.07	- 15.4	0.02	- 5.8	0.10	+ 0.3	0.88
Conduction au niveau du lit	- 0.8	0.16	- 0.3	0.78	+ 1.2	0.03	+ 0.6	0.20

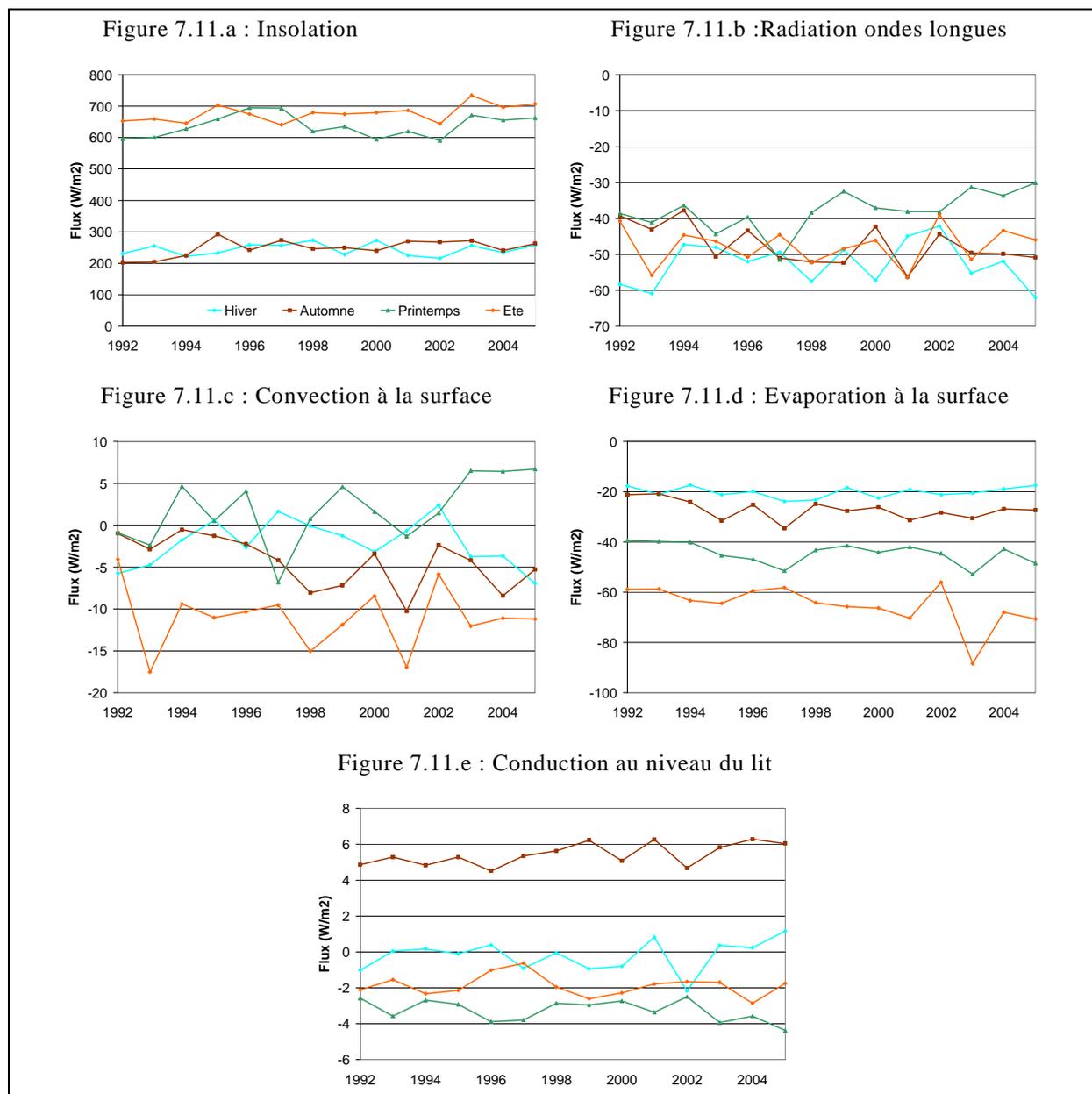


Figure 7.11 : Evolution des moyennes saisonnières des flux d'insolation (a), de radiation en ondes longues (b), de convection (c), d'évaporation (d) et de conduction au niveau du lit (e)

Au printemps, le flux de convection a significativement augmenté ($+ 6.8 \text{ W.m}^{-2}$, $p = 0.03$), ainsi que le flux radiatif dans les grandes longueurs d'ondes ($+ 10.5 \text{ W.m}^{-2}$, $p = 0.01$). L'augmentation du flux convectif semble être contrebalancée par l'évolution du flux d'évaporation ($- 6.5 \text{ W.m}^{-2}$), même si la significativité de cette tendance est moins élevée ($p = 0.07$). En été, l'insolation a sensiblement augmentée ($+ 52 \text{ W.m}^{-2}$, $p = 0.05$) et le flux d'évaporation a diminué ($- 15.4 \text{ W.m}^{-2}$, $p = 0.02$) mais pas suffisamment pour contrebalancer l'évolution de l'insolation. En automne les flux convectifs et de conduction au niveau du lit ont évolué significativement. Le flux convectif a diminué ($- 6.0 \text{ W.m}^{-2}$, $p = 0.01$) alors que le flux de conduction a légèrement augmenté ($+ 1.2 \text{ W.m}^{-2}$, $p = 0.03$). Il ressort de ces résultats que l'augmentation des températures estivales semble principalement relié à l'augmentation importante de l'insolation estivale.

Il a été montré dans le chapitre 3 que l'insolation ne présentait pas de tendance significative d'évolution sur la période 1978 – 2005. L'évolution significative de

l'insolation estivale pour la période 1992 – 2005 semble donc prouver que l'insolation a commencé à augmenter sur la deuxième moitié de la période 1978 – 2005.

7.5 Conclusion

Intérêt de la modélisation déterministe monodimensionnelle

Les températures de l'eau simulées par le modèle 1D sont globalement proches des valeurs observées, avec une valeur de RMSE global de 1.00 °C. Cette valeur est meilleure que celle obtenue avec les modèles statistiques et correspond aux valeurs des modèles de la littérature. Ce genre de modélisation requiert beaucoup de données, de temps de calcul mais offre plus de possibilité et de meilleurs résultats que les modèles statistiques. Un des intérêts majeurs d'une modélisation 1D réside dans le fait de pouvoir accéder à une quantité d'information plus importante qu'avec les modèles statistiques. L'étude des flux, l'accès à des valeurs distribuées spatialement et une plus grande souplesse (prise en compte d'apports latéraux, etc.) sont ainsi permises.

Les résultats obtenus pour les températures estivales restent proches de ceux obtenus en utilisant le modèle 0D. Cependant on a noté que le modèle 1D permettait d'obtenir une précision plus uniforme sur l'ensemble des valeurs de températures, avec un biais moins variable selon la plage de température considérée. Par ailleurs la comparaison de la capacité des deux modèles déterministes à retranscrire les franchissements de seuils de températures liés aux conditions migratoires du saumon atlantique montre une meilleure pertinence du modèle 1D pour « capturer » les franchissements de courte durée. Enfin le modèle 1D offre plus de possibilités que le modèle 0D du fait de la distribution spatiale plus fine. Ceci a permis par exemple de prendre en compte les prélèvements liés à l'irrigation pour l'agriculture ainsi que le terme de dispersion dans l'équation de transport thermique. L'intérêt de ces deux améliorations par rapport au modèle 0D ne ressort pas de manière significative sur les résultats, mais il est possible que cela participe à la meilleure pertinence du modèle 1D.

Evolution du régime thermique de la Garonne

Cette étude a permis de répondre à la problématique de la détermination des causes de l'évolution du régime thermique de la Garonne. L'étude des flux réalisée a mis en évidence le rôle prépondérant de l'insolation sur l'évolution, tant annuelle que sur le long terme, dans l'évolution des températures de notre tronçon d'étude. Ce flux est en effet le flux participant le plus à l'échauffement du cours d'eau tout au long de l'année, avec une influence maximale en été. Par ailleurs l'étude de l'évolution des différents flux sur la période 1992 – 2005 a révélé l'augmentation importante de l'insolation estivale (+ 52 W.m⁻²) qui n'est pas contrebalancée par l'évolution du flux d'évaporation (- 15.4 W.m⁻²). On a noté également une augmentation des flux de convection (+ 6.8 W.m⁻²) et de radiation en ondes longues (+ 10.5 W.m⁻²) à la surface de l'eau au printemps. Là encore, l'évolution du flux d'évaporation ne suffit pas à contrebalancer ces augmentations (- 6.5 W.m⁻²). Ces constats, ainsi que ceux énoncés dans le chapitre 3, amènent à penser que les conditions climatiques sont majoritairement responsables du réchauffement de la Garonne.

Chapitre 8 : Etude de scenarii

8.1	Introduction	168
8.2	Etude devenir de la température - scenarii IPCC	168
8.2.1	Méthodologie.....	168
8.2.2	Evolution IPCC.....	169
8.2.3	Evolution conséquente de la température de l'eau	172
8.3	Etude d'une solution visant à réduire la température de l'eau	175
8.3.1	Méthodologie.....	175
8.3.2	Résultats	175
8.4	Conclusion.....	177

8.1 Introduction

Cette dernière partie prospective vient compléter le travail précédent en utilisant des scénarii d'évolutions climatiques et un soutien d'été estival.

Puisque nous avons mis en évidence l'impact des conditions climatiques, le premier scénario s'appuie sur les sorties des modèles globaux de l'IPCC²³ du climat qui n'intègrent pas l'évolution des débits pour étudier l'évolution du régime thermique de la Garonne à l'horizon 2050. Nous avons donc réuni des données issues des modèles climatiques globaux afin de modéliser à l'aide de notre modèle 1D le devenir des températures de l'eau à Malause.

Le second scénario, dans les conditions actuelles, étudie une solution visant à réduire la température estivale de l'eau compatible avec la migration des espèces piscicoles, par un soutien d'été d'eau plus fraîche que celle du cours d'eau.

8.2 Etude devenir de la température - scénarii IPCC

8.2.1 Méthodologie

Les sorties du modèle CM3 du Centre National de Recherche Météorologique (CNRM²⁴) suivant trois scénarii du Special Report on Emissions Scenarios (SRES) ont été rassemblées afin de calculer les données d'entrée de notre modèle pour l'année 2050. Le rapport SRES a été publié par l'IPCC lors de son troisième rassemblement en 2001, et les scénarios y étant détaillés ont été à la base des résultats du quatrième rapport (2007). La terminologie des scénarii du SRES repose sur la balance entre d'une part la globalisation (A) ou la régionalisation (B) des échanges et d'autre part l'économie (1) et l'environnement (2), comme représenté sur la Figure 8.1. Par ailleurs le scénario A1 a donné naissance à trois scénarii dérivés se différenciant par l'évolution des ressources énergétiques. Le scénario A1FI repose sur une évolution privilégiant les énergies fossiles. A contrario le scénario A1T prévoit une disparition des énergies fossiles au profit de l'utilisation d'autres sources d'énergie. Enfin le scénario A1B postule un équilibre entre les énergies fossiles et non fossiles.

Deux de ces six scénarii ont été étudiés lors de cette étude : le scénario SRES-A1B pour lequel les émissions de CO₂ continuent de croître jusqu'en 2050 puis décroissent et le scénario SRES-B1 pour lequel les émissions de CO₂ sont presque stabilisées dès l'année 2000, puis décroissent à partir de 2050.

Les données climatiques obtenues étant équivalentes à celles obtenues pour la période 1992 – 2005, les mêmes traitements ont été appliqués (estimation de l'humidité relative, de la température de bulbe humide, traitement des données manquantes, etc.). Cependant, la majorité des données nécessaires n'étant disponible qu'au pas de temps journalier, les simulations ont été menées selon ce pas de temps et non au pas de temps tri-horaire.

²³ Intergovernmental Panel on Climate Change <http://www.ipcc.ch/>

²⁴ <http://www.cnrn.meteo.fr/>

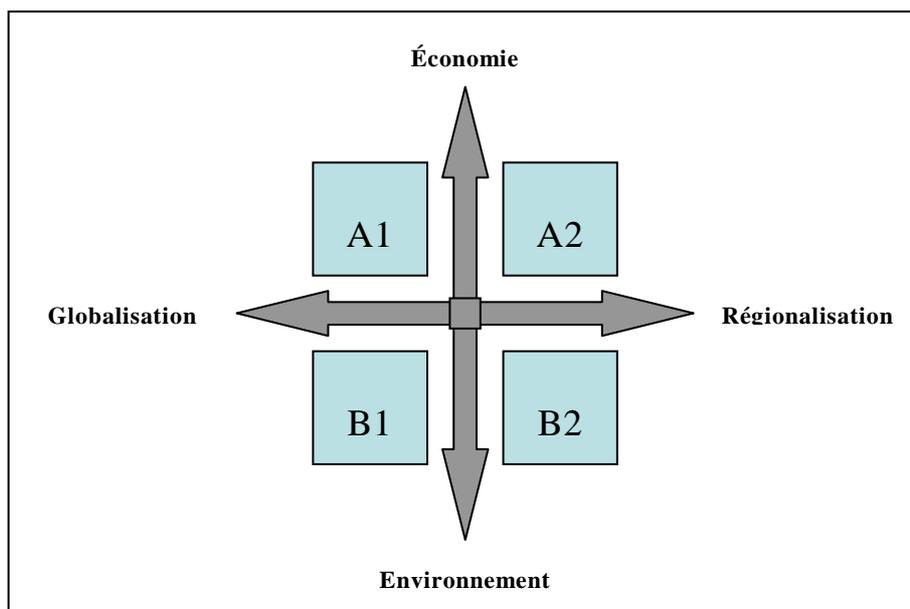


Figure 8.1 : Représentation schématique des hypothèses des quatre principaux scénarii du SRES

Les deux principales difficultés rencontrées lors de cette étude ont été les estimations des débits à Portet-sur-Garonne et des températures de l'eau en amont (Toulouse). Etant donné la complexité du régime hydraulique de la Garonne, les méthodes statistiques d'estimation des débits n'ont pu être utilisées. Les débits ont donc été estimés en moyennant les 3 chroniques annuelles des débits disponibles (1978 – 2005) pour lesquelles les chroniques de pluies correspondantes étaient les plus proches de celles de l'année 2050. Les températures de l'eau à Toulouse ont quant à elles été estimées à partir des données de températures de l'air au moyen d'un modèle de type réseau de neurones

8.2.2 Evolution IPCC

Evolution des variables influentes

Les évolutions correspondantes aux deux scénarii des deux variables climatiques principalement influentes, à savoir l'insolation et les températures de l'air ont fait l'objet d'une étude qualitative. Les chroniques des températures de l'air à Blagnac prévues par les deux scénarii pour l'année 2050 ont été comparées à deux statistiques descriptives (quantile 5 % et quantile 95 %) de ces températures pour la période 2000 – 2005 en ne prenant pas en compte l'année 2003, celle-ci étant une année particulière (canicule). Dans le reste de cette étude, sauf mention spéciale, les données correspondantes à la période 2000 – 2005 ne comprennent pas les données de l'année 2003. Pour plus de lisibilité, les données représentées sur la Figure 8.2 sont les moyennes glissantes sur 7 jours correspondantes à l'insolation et sur la Figure 8.3 celles correspondantes aux températures de l'air.

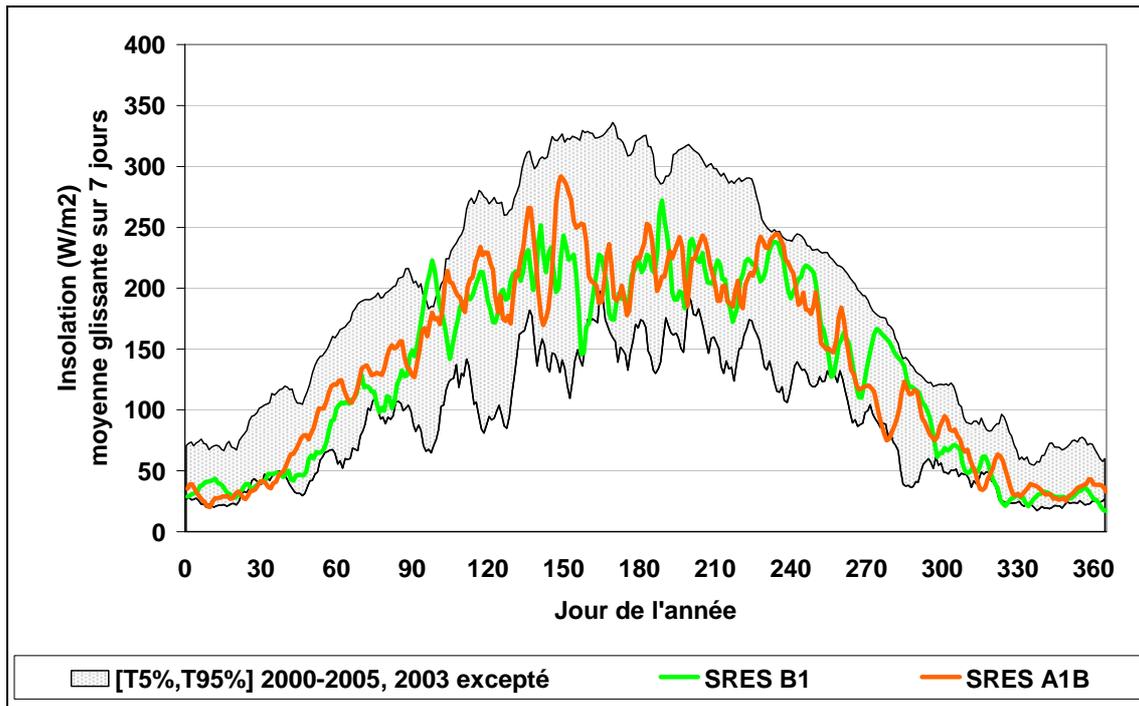


Figure 8.2 : Insolations prévues pour l'année 2050 par le modèle CM3 sous hypothèses SRES A2, B1 et A1B

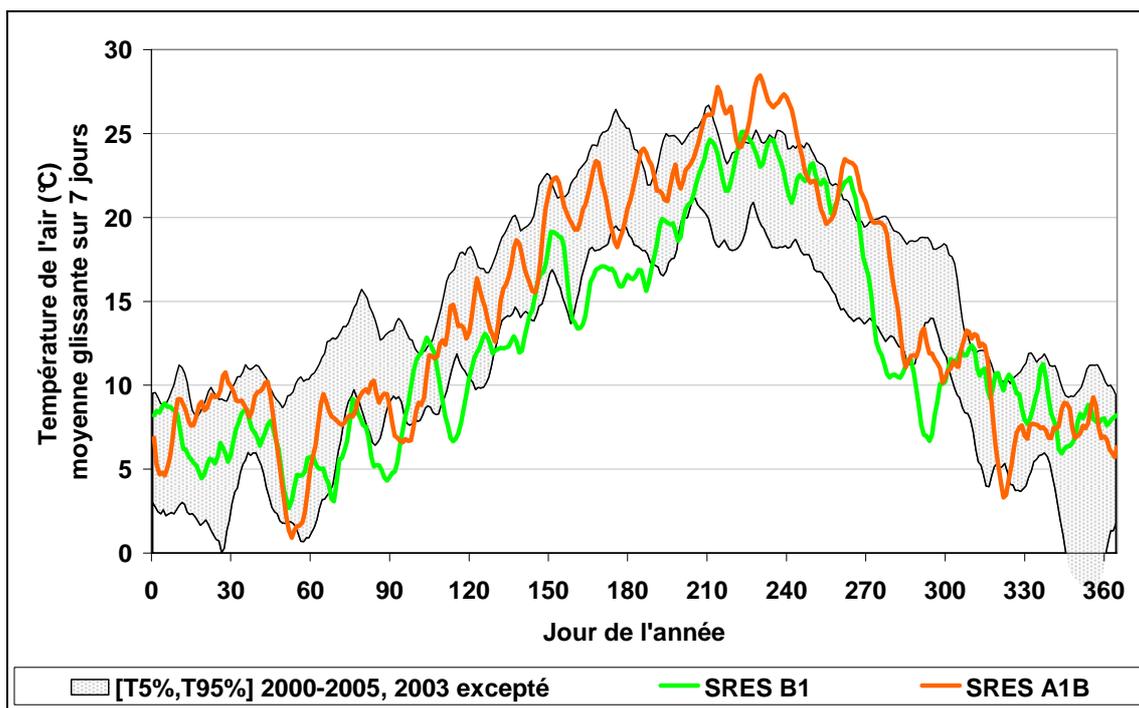


Figure 8.3 : Températures de l'air à Blagnac prévues pour l'année 2050 par le modèle CM3 sous hypothèses SRES A2, B1 et A1B

Les deux scénarii prévoient pour l'année 2050 une insolation moyenne, voire légèrement plus faible que les valeurs moyennes de la période 2000 – 2005. Les valeurs plus faibles se situent notamment en hiver et en été, l'insolation étant proche de la moyenne au printemps et en automne. Le scénario A1B présente quelques valeurs plus élevées, mais les différences entre les deux hypothèses sont peu flagrantes.

Au niveau des températures de l'air en revanche, sous l'hypothèse B1 l'amplitude annuelle est clairement moins importante que sous l'hypothèse A1B. Il a également été relevé que sous cette dernière hypothèse, les températures atteintes en août et septembre 2050 seront bien plus élevées que le quantiles 95 % des températures de la période 2000 – 2005, avec jusqu'à plus de 5.6 °C de différence (sur les moyennes glissantes).

Il convient également de vérifier que l'année 2050 n'est pas une année exceptionnelle pour ces deux variables climatiques. Pour cela, l'évolution annuelle des ces dernières a été comparée à l'évolution des 5èmes et 95èmes centiles correspondants sur l'ensemble de la période de simulation des modèles globaux englobant 2050, à savoir la période 2046-2065. Tant au niveau de l'insolation (Figure 8.4) que de la température de l'air à Blagnac (Figure 8.5), l'évolution prévue pour l'année 2050 est globalement représentative d'une année moyenne de la période 2046-2050, à quelques exceptions près. Ainsi, pour le cas de l'insolation, les valeurs prévues au début du printemps (jour 98 notamment) et en fin d'été (jours 223 à 249) sont globalement plus élevées que les valeurs moyennes sur la période 2046-2050. Pour la température de l'air, en revanche, à de rares valeurs près, les valeurs prévues s'inscrivent bien dans la moyenne.

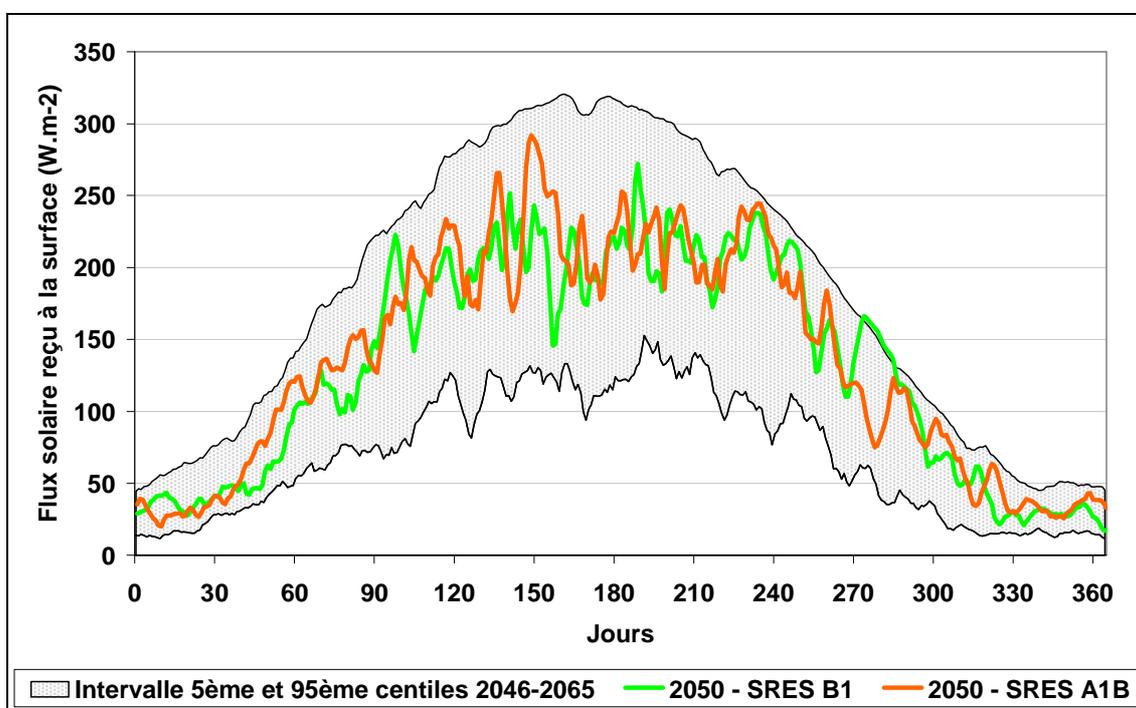


Figure 8.4 : Evolution de l'insolation prévue à la station de Blagnac pour l'année 2050 par rapport à l'évolution prévue sur la période 2046-2065

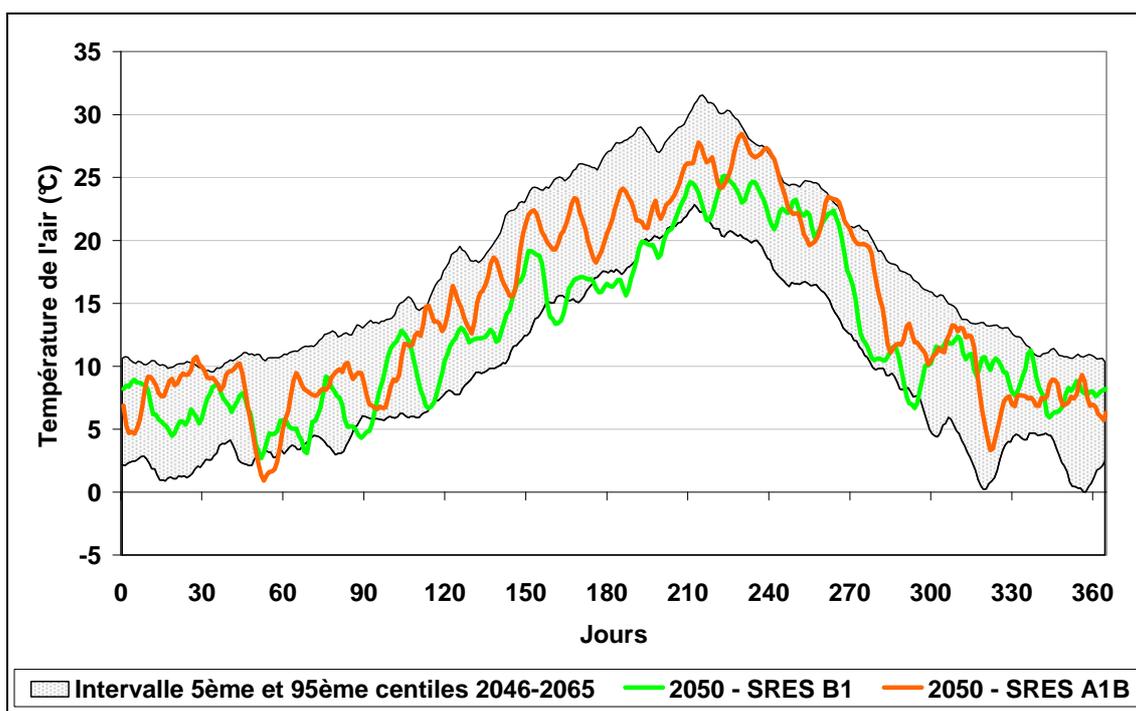


Figure 8.5 : Evolution de la température de l'air prévue à la station de Blagnac pour l'année 2050 par rapport à l'évolution prévue sur la période 2046-2065

8.2.3 Evolution conséquente de la température de l'eau

Température de l'eau en amont

Les températures de l'eau en amont (Toulouse) ont ensuite été estimées à l'aide d'un modèle de type réseau de neurones prenant en compte des données de températures de l'air à Blagnac, calibré sur la période 1978– 2005. Les chroniques estimées pour l'année 2050 ont été comparées de la même manière que pour l'insolation et la température de l'air (Figure 8.6).

Les températures de l'eau ayant été estimées à partir de températures de l'air, les conclusions sur la comparaison entre les deux hypothèses restent les mêmes. Au niveau de la comparaison avec le régime interrannuel pour la période 2000 – 2005, il a été remarqué que des températures plus froides que le quantile 5 % sont prévues pour le printemps 2050 (ainsi qu'en automne, principalement sous hypothèse B1) et que les températures prévues sont la plupart du temps en dessous du quantile 95 %. Quelques températures printanières sont toutefois supérieures au quantile 95 %, notamment sous hypothèse A1B avec des écarts supérieurs à 2 °C. On remarque également que le cycle annuel des températures est modifié par rapport au cycle actuel, avec une augmentation des températures au printemps plus rapide qu'actuellement mais commençant plus tard (mi-avril, jour 100 contre mi-février, jour 50 actuellement), une période chaude décalée vers fin août – début septembre et enfin une diminution des températures en automne en deux phases, une phase rapide en octobre (jours 260 – 280) suivie d'une phase lente jusqu'à retrouver le cycle actuel vers fin novembre (jour 300).

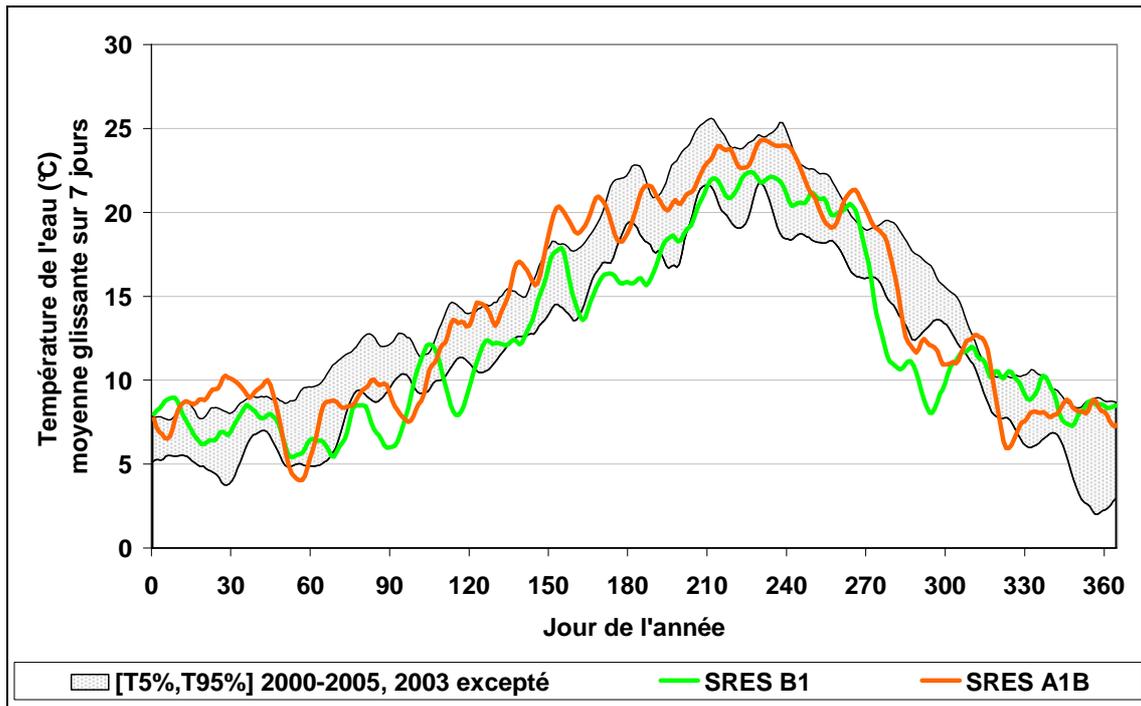


Figure 8.6 : Températures de l'eau à Toulouse estimées pour l'année 2050 d'après les résultats du modèle CM3 sous hypothèses SRES A2, B1 et A1B

Température de l'eau à Malause

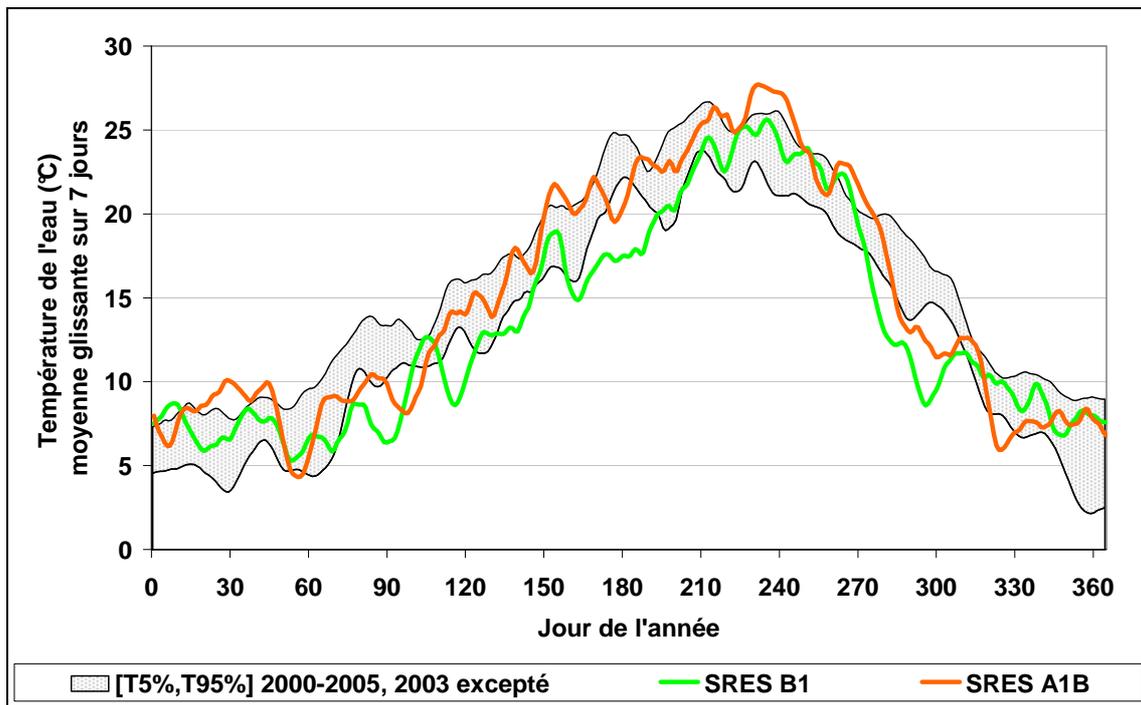


Figure 8.7 : Températures de l'eau à Malause simulées pour l'année 2050 d'après les résultats du modèle CM3 sous hypothèses SRES A2, B1 et A1B

Les températures de l'eau à Malause simulées par le modèle 1D en utilisant les températures de l'eau à Toulouse calculés pour l'année 2050 sous les deux hypothèses SRES ont été comparées aux statistiques descriptives des températures observées pour la période 2000 – 2005 (Figure 8.7). On retrouve des températures pour l'année 2050 plus froides que le quantile 5 % pour le printemps et l'automne (principalement pour

l'hypothèse B1 en automne). Les températures estivales prévues pour l'hypothèse A1B sont également supérieures au quantile 95 % pour les jours 225 à 250 (13 août au 7 septembre).

Les quantiles 95% des températures de l'eau (T_{95}) prévues pour les deux hypothèses ainsi que le nombre de jours avec température supérieure à 19°C et 24°C ont ensuite été comparés à ceux calculés sur les moyennes interrannuelles de la période 2000 – 2005, en prenant en compte les données de l'année 2003 cette fois-ci (Tableau 8.1). Le quantile T_{95} obtenu pour l'hypothèse A1B est significativement supérieur (+ 1.68 °C) à celui obtenu pour la période 2000 – 2005. Celui pour l'hypothèse B1 est inférieur (– 0.98 °C). Ces résultats se retrouvent sur les nombres de jours avec température supérieure à 24°C, avec respectivement 44 et 27 jours pour les hypothèses A1B et B1 contre 33 jours pour la période actuelle.

Tableau 8.1 : Comparaison du 95^{ème} centile de température et du nombre de jours avec température supérieure à 24°C à Malause, pour la période d'étude et selon les 3 scénarii

	2000-2005	2050 A1B	2050 A2	2050 B1
T_{95}	25.22°C	26.90°C	25.59°C	24.61
$N_{jours}(T_w > 24°C)$	33	44	32	27

Enfin, les résultats obtenus sous les deux hypothèses ont été comparés à l'année particulière 2003 (Figure 8.8). On remarque que sous les deux hypothèses, les températures estivales sont globalement moins importantes que celles de l'année 2003, exceptée pour la fin de la période estivale et sous hypothèse A1B.

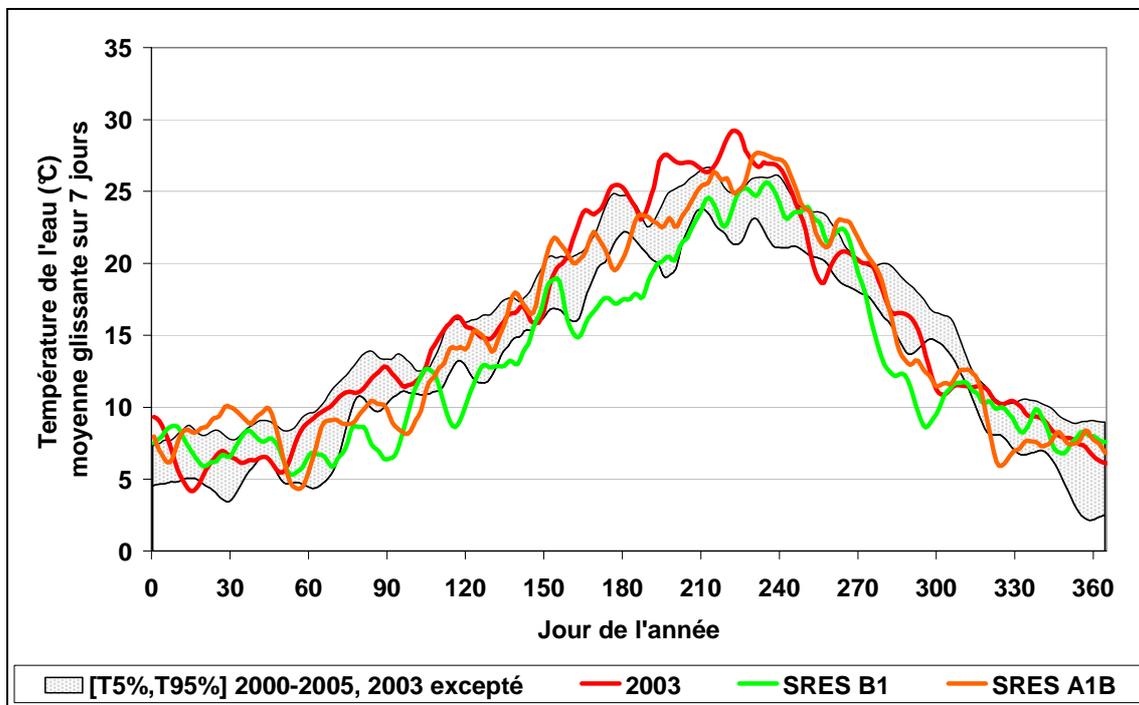


Figure 8.8 : Comparaison des températures de l'eau à Malause simulées pour l'année 2050 avec les températures observées pour l'année 2003

8.3 Etude d'une solution visant à réduire la température de l'eau

8.3.1 Méthodologie

Cette quatrième étude a évaluée l'impact de largage d'eau plus fraîche que celle de la Garonne, au moyen du terme d'apport latéral de l'équation de transport de la température (équation (2.51)). Le terme d'apport de l'équation (2.51) est un terme de débit linéique ($m^2.s^{-1}$), qui est calculé en fonction du débit volumique ($m^3.s^{-1}$) de « lâcher », selon la formule suivante :

$$q_L = \frac{Q_b}{B_b} \quad (8.1)$$

Où Q_b est le débit volumique d'apport ($m^3.s^{-1}$) et B_b la largeur du canal d'apport (m).

Afin de modéliser une approche opérationnelle, l'apport d'eau fraîche débute lorsque la température de l'eau au point de « lâcher » devient supérieure à 23 °C et s'interrompt dès que la température redescend en dessous de 22.5 °C.

Plusieurs valeurs de débits et de températures d'apports ont été utilisées et de la même manière que pour les trois cas précédents, le 95^{ème} quantile des températures de l'eau des années 2000 à 2005, la différence moyenne de température estivale par rapport aux résultats des simulations en l'état, ainsi que le nombre de jours avec température supérieures à 24°C ont été calculés dans chaque cas.

De manière concrète, ce cas peut se rapprocher d'un lâcher de barrage s'effectuant par le bas de l'ouvrage, l'eau au fond du barrage étant plus froide du fait de la stratification thermique.

8.3.2 Résultats

Les résultats disponibles actuellement proviennent des cinq premières simulations effectuées pour cette étude (Tableau 8.2). Les températures sont significativement diminuées dans chacun des cas. Les écarts moyens obtenues entre les simulations avec apports et sans apports varient entre - 0.32 °C ($Q_b = 25 m^3.s^{-1}$, $T_b = 20$ °C) et - 1.51 °C ($Q_b = 50 m^3.s^{-1}$, $T_b = 15$ °C). Le 95^{ème} quantile pour la période 2000 – 2005 sans apport est de 25.3 °C. Les 95^{èmes} quantiles obtenus avec apport sont tous inférieurs à 25 °C et varient de 24.8 °C ($Q_b = 25 m^3.s^{-1}$, $T_b = 20$ °C) à 23.1 °C ($Q_b = 50 m^3.s^{-1}$, $T_b = 15$ °C). Le nombre de jours avec température supérieures à 24 °C est également réduit de 240 jours (sans apports) il varie entre 211 jours et 71 jours avec apports.

Tableau 8.2 : Paramètres d'apports et résultats obtenus

Q_b	25 $m^3.s^{-1}$	25 $m^3.s^{-1}$	50 $m^3.s^{-1}$	50 $m^3.s^{-1}$	75 $m^3.s^{-1}$
T_b	15 °C	20 °C	15 °C	20 °C	20 °C
T_{95}	24.2 °C	24.8 °C	23.1 °C	24.3 °C	23.8 °C
ΔT_{moy}	- 0.76 °C	- 0.32 °C	- 1.51 °C	- 0.71 °C	- 1.03 °C
$N_{jours}(T_w > 24^\circ C)$	152	211	71	162	121

L'évolution des températures pour les différentes hypothèses sur les apports, ainsi que sans apport, sont représentés Figure 8.9 (été 2000) et Figure 8.10 (été 2003). Le modèle avec un débit d'apport de 50 $m^3.s^{-1}$ et une température de 15 °C permet de conserver une température inférieure à 24 °C pendant tout l'été 2000. Les autres modèles en revanche

franchissent tous ce seuil. A contrario, aucun des modèles avec apport ne permet de rester en dessous de 24 °C pour l'été particulièrement chaud de 2003.

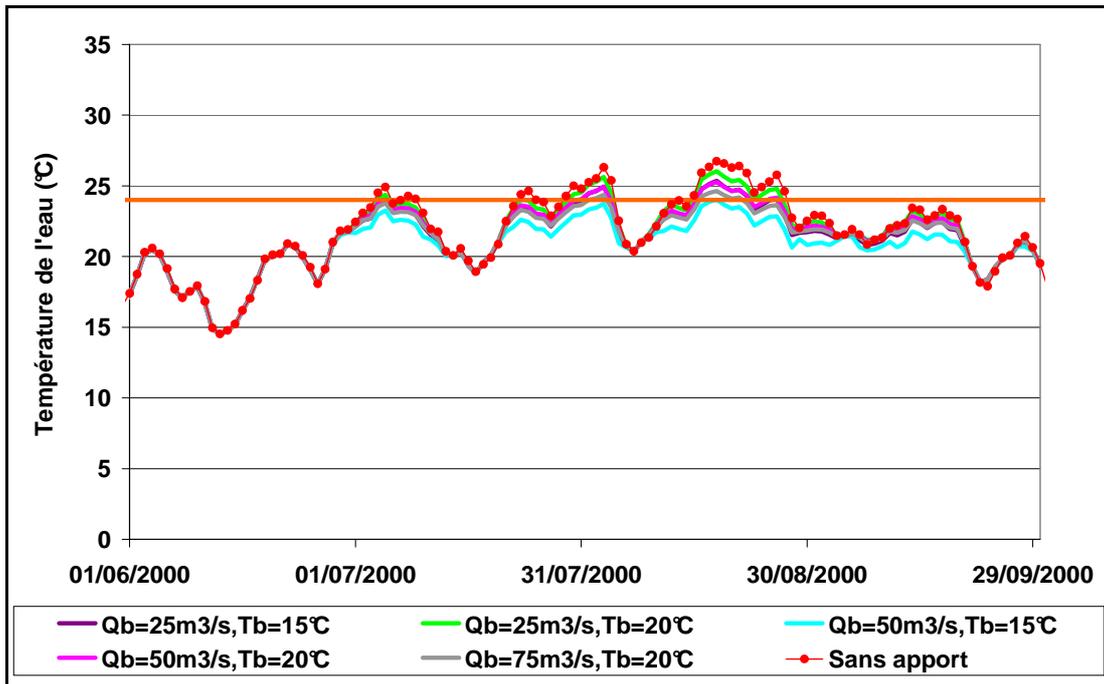


Figure 8.9 : Evolution de la température durant l'été 2000 dans le cas d'apports d'eau fraîche

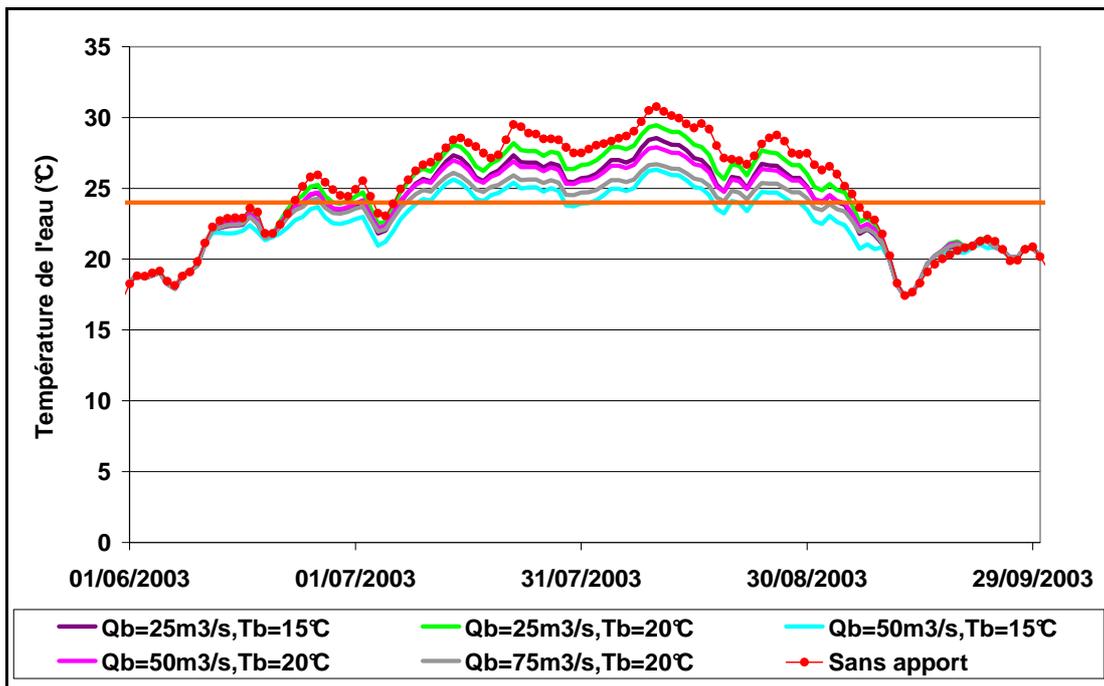


Figure 8.10 : Evolution de la température durant l'été 2003 dans le cas d'apports d'eau fraîche

D'autres résultats concernant cette étude sont en cours d'obtention. Un plus grand nombre de couple (Q_b, T_b) doit être étudié. Les volumes apportés doivent également être calculés afin d'évaluer la faisabilité de transposer ces résultats au cas d'un barrage. Si les résultats obtenus vont dans ce sens, l'étude d'une modélisation 2D verticale d'un barrage sera effectuée et l'impact sur la température évaluée.

8.4 Conclusion

Les deux axes de recherches de ce chapitre ont débuté récemment et sont présentés comme des perspectives pour cette étude. Ces résultats fournissent des indices sur le devenir de la situation thermique de la Garonne.

Les résultats issus des sorties des modèles globaux de changement climatiques montrent que la situation de la température de l'eau de la Garonne risque de s'aggraver encore dans les 40 ans à venir, avec des augmentations possible des températures des périodes chaudes pouvant aller jusqu'à + 1.68 °C. Le régime annuel devrait également être modifié, avec des variations saisonnières de températures plus rapides au printemps et en automne et une période de fortes températures se déplaçant vers fin août – début septembre.

La deuxième étude porte sur l'évaluation de l'intérêt d'un apport d'eau froide localisé sur le rétablissement de conditions de température de l'eau à Malause favorables. Ces résultats montrent que l'action conjointe de débits d'apports importants et de température d'apport sensiblement plus fraîche devrait permettre de diminuer de manières significatives les températures en aval de notre tronçon. Cette étude doit maintenant être développée et l'étude de la transposition des résultats au cas d'un barrage doit être étudié. Une modélisation 2D verticale de la température de ce barrage viendra compléter le modèle thermique si cette transposition s'avère possible. Il conviendra toutefois d'accompagner ceci d'une étude sur le transport d'autres composantes abiotiques. Car la restauration des conditions de température ne doit pas être contrebalancée par la dégradation d'autres composantes abiotiques.

Conclusions et perspectives

La première étape de restauration de la continuité écologique pour les espèces piscicoles de la Garonne a été l'implantation de dispositifs de franchissement. A l'heure actuelle, la cause principale de détérioration des conditions de migration et de survie des amphihalins est l'évolution de la température de l'eau. Une étude est donc conduite au moyen d'outils de modélisation statistiques et déterministes afin de déterminer les phénomènes environnementaux, climatiques et hydrologiques, qui participent à l'évolution du régime thermique de ce fleuve.

Une large collection de données est utilisée et différents outils de modélisation de la température d'un cours d'eau basés sur ces données sont présentés. L'évaluation de la qualité des modèles est réalisée par la comparaison de leur capacité respective à reproduire l'évolution des températures de l'eau. L'accent est particulièrement mis sur l'estimation des températures élevées mesurées en périodes estivales ainsi que sur le franchissement des seuils de températures liés aux conditions migratoires du saumon atlantique, organisme amphihalin particulièrement sensible aux fortes températures.

Certains de ces modèles, ainsi que des outils statistiques, permettent de déterminer les influences respectives des variables environnementales sur le régime thermique de la Garonne. L'étude de l'évolution de ces influences permet de dégager des éléments de réponse à la problématique de survie des espèces piscicoles en regard de l'augmentation de la température.

Pertinence des modèles

Etude statistique

L'estimation des températures de l'eau au moyen de modèles statistiques est généralement pertinente (Benyahya et al. 2007a). De tels modèles fournissent de bons résultats pour l'estimation des températures de l'eau à Malause (erreur-type entre 1.07 °C et 1.22 °C suivant les modèles). Les modèles autorégressifs (Cluis 1972; Box et al. 1976) sont particulièrement performants du fait de la présence de fortes autocorrélations au sein de la chronique des températures de l'eau. L'intérêt des modèles statistiques pour répondre à notre problématique est toutefois faible car ils ne permettent pas d'étudier la répartition des différents flux. Le modèle basé sur la température d'équilibre (Caissie et al. 2005) a aussi permis de tester la formulation des flux utilisés par la suite au sein des modèles déterministes.

Modélisation déterministe

La modélisation déterministe du bilan thermique de notre tronçon a été réalisée en deux étapes. Un modèle de type 0D a tout d'abord été utilisé afin de vérifier la pertinence des formulations utilisées pour les différents flux. Le temps de calcul au moyen de cette approche 0D est beaucoup plus faible celui du 1D. Un grand nombre de simulations par une méthode de Monte-Carlo peut être réalisé, ce qui permet d'optimiser les paramètres de nos formulations. L'utilisation d'un modèle 0D est comparable à celle d'un modèle statistique puisque les résultats obtenus sont équivalents en terme d'erreur-type.

Un modèle thermique monodimensionnel a ensuite été développé afin d'affiner la simulation et de permettre des études localisées (débit latéraux, prélèvements, etc.). Un modèle de résolution des équations de St-Venant filaires a également été développé afin de forcer le modèle thermique. Les résultats obtenus sont également très bons, avec une erreur-type globale de 0.95 °C. Cette valeur est légèrement plus faible que celle calculée à partir des résultats du modèle 0D, bien que les sources d'incertitudes soient plus nombreuses (notamment celles liées à la résolution hydraulique). De plus le biais de ce modèle est relativement uniforme quelle que soit la plage de température considérée, ce qui n'est pas le cas pour le modèle 0D. Ceci prouve la pertinence de lier les modèles

monodimensionnels de St-Venant et de transport. Le modèle filaire complet est plus précis (erreur-type) et plus robuste (biais plus uniforme) que le modèle 0D.

Lier les modèles monodimensionnels de la thermique et de l'hydraulique présente un autre intérêt qui ressort de ce travail. L'utilisation conjointe de ces deux modèles permet d'étudier des scénarii pour lesquels des modèles statistiques ou déterministes basés sur la thermique seule ne peuvent fournir de réponse. Des études telles que celle sur l'impact d'apports d'eau fraîche ne peuvent être réalisées sans de tels outils.

Phénomènes participant à l'évolution du régime thermique

Deux résultats importants ont été énoncés lors de l'étude statistique menée dans le cadre de cette étude. Tout d'abord les études en corrélation des statistiques descriptives ont révélées trois facteurs dont les évolutions des moyennes saisonnières sont corrélées avec les évolutions des moyennes saisonnières de la température de l'eau à Malause. Deux variables climatiques, l'insolation et les températures de l'air et une variable hydrologique, le débit, ont des moyennes saisonnières corrélées avec les moyennes saisonnières de l'eau. Des corrélations significatives pour ces variables ont été calculées au printemps (insolation et température de l'air) et en été (températures de l'air et débits).

Afin de préciser ces résultats, une étude, portant sur la caractérisation de l'évolution des flux auxquels est soumis notre tronçon, a été réalisée sur la période 1992 – 2005 au moyen du modèle filaire. Une augmentation importante de l'insolation estivale a été mise en évidence sur cette période. Ce flux est apparu comme le flux majoritaire sur notre tronçon et l'échauffement résultant de ce flux est rarement contrebalancé par les autres flux (excepté en hiver). Une augmentation plus modérée mais significative des températures printanières de l'air a également été relevée. Ces températures sont reliées au flux de convection à la surface qui participe au réchauffement de l'eau au printemps (et parfois en hiver). L'augmentation des températures de l'air au printemps semble donc en partie responsable de l'évolution des températures de l'eau.

Perspectives

Spatialisation de la température

Même si cette étude représente l'évolution spatiale et temporelle de la température le long du cours d'eau, certaines zones sensibles doivent être encore étudiées par rapport aux conditions de survie des espèces piscicoles. Notre tronçon est composé de nombreuses zones avec affleurement de roche propice au réchauffement (Johnson 2004). En effet, les faibles hauteurs d'eau et la prise en compte du rayonnement sur les roches affleurantes favorisent les variations importantes de températures. La modélisation 1D ne fait que répartir l'eau sur la largeur de la rivière.

« Refuges thermiques »

En complément, certaines zones présentent des profondeurs relativement importantes où en été des stratifications thermiques peuvent apparaître compte tenu des faibles débits. De telles zones, plus fraîches, servent de refuge transitoire aux migrateurs (Khalanski et al. 2008). Après avoir localisé ces zones, l'implémentation d'un modèle de transport 2D vertical doit permettre de connaître l'évolution et la répartition verticale de la température en ces points. Typiquement des profondeurs supérieures à 5m doivent être recherchées.

Amélioration de l'évolution de la température

Pour mieux connaître l'évolution de la température de l'eau, deux pistes peuvent être encore envisagées. L'une concerne une étude de sensibilité systématique sur les paramètres des modèles, la précision des mesures et leur distribution spatiale (il en

ressortirait très probablement que l'absence de mesure sur le Tarn ne permet pas d'évaluer précisément la température au niveau de la retenue de Malause...). La seconde est d'intégrer les travaux en cours sur la modification du régime hydrologique de la Garonne (Caballero et al. 2003).

Ces travaux sont préliminaires à la réflexion consistant à définir des retenues d'eau fraîche sur les cours d'eau afin de soutenir les températures d'étiage, ce qui permettrait de restaurer la continuité hydro-écologique pour les espèces migratrices.

Bibliographie

- Ahmadi-Nedushan, B., St-Hilaire, A., Ouarda, T. B. M. J., Bilodeau, L., Robichaud, E., Thiemonge, N., and Bobee, B. (2007). "Predicting river water temperatures using stochastic models: case study of the Moisie River (Quebec, Canada)." *Hydrological Processes*, 21(1), 21-34.
- Ahsan, A. K. M. Q., and Blumberg, A. F. (1999). "Three-dimensional hydrothermal model of Onondaga Lake, New York." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 125(9), 912-923.
- Akaike, H. (1974). "A new look at the statistical model identification." *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6), 716-723.
- Akan, A. O., and Yen, B. C. (1981). "Diffusion-Wave flood routing in channel networks." *Journal of the Hydraulics Division-ASCE*, 107(6), 719-732.
- Alabaster, J. S., and Lloyd, R. (1982). *Water quality criteria for freshwater fish*, Butterworth Scientific, London.
- Allen, R. G., Jensen, M. E., Wright, J. L., and Burman, R. D. (1989). "Operational Estimates of Reference Evapotranspiration." *Agronomy Journal*, 81(4), 650-662.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., and Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*, FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy.
- Amein, M., and Chu, H. L. (1975). "Implicit Numerical Modeling of Unsteady Flows." *Journal of the Hydraulics Division-ASCE*, 101(NHY6), 717-731.
- Anderson, E. R. (1954). "Energy budget studies, water-loss investigations, Lake Hefuer studies." *prof. paper No. 269*, U.S. Geological Survey, Reston, Va.
- Babajimopoulos, C., and Papadopoulos, F. (1986). "Mathematical Prediction of Thermal Stratification of Lake Ostrovo (Vegorit), Greece." *Water Resources Research*, 22(11), 1590-1596.
- Baltzer, R. A., and Lai, C. (1968). "Computer simulation of unsteady flows in water ways." *Journal of Hydraulic Division-ASCE*, 94(HY4), 1083-1117.
- Bardonnet, A., and Baglinière, J. L. (2000). "Freshwater habitat of Atlantic salmon (*Salmo salar*)." *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 57(2), 497-506.
- Barkau, R. L. (1985). "A mathematical model of unsteady flow through a dentritic network," PhD Dissertation, Colorado State University, Ft. Collins, CO, U.S.
- Bathe, K., and Wilson, E. L. (1976). *Numerical methods in finite element analysis*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ, U.S.
- Bélanger, M., El-Jabi, N., Caissie, D., Ashkar, F., and Ribí, J. M. (2005). "Estimation de la température de l'eau en rivière en utilisant les réseaux de neurones et la régression linéaire multiple." *Revue des Sciences de l'Eau*, 18(3), 403-421.

- Benyahya, L., Caissie, D., St-Hilaire, A., Ouarda, T. B. M. J., and Bobee, B. (2007a). "A review of statistical water temperature models." *Canadian Water Resources Journal*, 32(3), 179-192.
- Benyahya, L., St-Hilaire, A., Ouarda, T. B. M. J., Bobee, B., and Ahmadi-Nedushan, B. (2007b). "Modeling of water temperatures based on stochastic approaches: case study of the Deschutes River." *Journal of Environmental Engineering and Science*, 6(4), 437-448.
- Berger, J. O. (1985). "2.4.2 Certain Standard Loss Functions." *Statistical decision theory and Bayesian Analysis* (2nd ed.), Springer-Verlag, New-York, NY, 60.
- Bindon, H. H. (1965). *Humidity and moisture: Measurement and control in science and industry*, Reinhold Publishing Co., NY, USA.
- Bormans, M., and Webster, I. T. (1998). "Dynamics of temperature stratification in lowland rivers." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 124, 1059-1063.
- Bowen, I. S. (1926). "The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface." *Physical Review*, 27(6), 779 LP - 787.
- Bowie, G. L., Mills, W. B., Porcella, D. B., Campbell, C. C., Pagenkopf, J. R., Rupp, G. L., Johnson, K. M., Chan, R. W. H., Gherini, S. A., and Chamberlin, C. E. (1985). *Rates, constants, and kinetics formulations in surface water quality modeling*, United States Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Environmental Research Laboratory, Athens, Ga.
- Box, G. E. P., Jenkins, G. M., and Reinsel, G. C. (1976). *Time series analysis: forecasting and control*, Enders Robinson, Holden-Day Inc., San Francisco, Calif.
- Brady, D. K., Graves, W. L., and Geyer, J. C. (1969). "Surface heat exchange at power plant cooling lakes." *Rep. No. 49-5*, Dept. of Geography and Envir. Engrg., The Johns Hopkins University, Baltimore, Md.
- Brown, G. W. (1969). "Predicting temperatures of small streams." *Water Resources Research*, 5(1), 69-75.
- Brown, L. C., and Barnwell, T. O. (1987). *The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS : documentation and user model*, Environmental Research Laboratory, Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Athens, Ga.
- Brunner, G. W. (2010). "HEC-RAS - Hydraulic reference manual." US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, U.S.A.
- Buishand, T. A., and Brandsma, T. (2001). "Multisite simulation of daily precipitation and temperature in the Rhine basin by nearest-neighbor resampling." *Water Resources Research*, 37(11), 2761-2776.
- Caballero, Y., Habets, F., Noilhan, J., and Moor, J. F. (2003). "Le changement climatique: étude de l'impact sur les ressources en eau du bassin Adour-Garonne." *Revue de l'agence de l'eau*, 88, 5-11.
- Cairns, M. A., Ebersole, J. L., Baker, J. P., Wigington, P. J., Lavigne, H. R., and Davis, S. M. (2005). "Influence of summer stream temperatures on black spot infestation of juvenile coho salmon in the Oregon Coast Range." *Transactions of the American Fisheries Society*, 134(6), 1471-1479.

- Caissie, D. (2006). "The thermal regime of rivers: a review." *Freshwater Biology*, 51(8), 1389-1406.
- Caissie, D., El-Jabi, N., and St-Hilaire, A. (1998). "Stochastic modelling of water temperatures in a small stream using air to water relations." *Canadian Journal of Civil Engineering*, 25(2), 250-260.
- Caissie, D., Satish, M. G., and El-Jabi, N. (2005). "Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada)." *Hydrological Processes*, 19(11), 2137-2159.
- Caissie, D., Satish, M. G., and El-Jabi, N. (2007). "Predicting water temperatures using a deterministic model: Application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada)." *Journal of Hydrology*, 336(3-4), 303-315.
- Carlier, M. (1982). *Hydraulique générale et appliquée*, Eyrolles, Paris, France.
- CETMEF. (2001). *Hydraulique des cours d'eau: la théorie et sa mise en pratique*.
- Chow, V. T. (1959). *Open-channel Hydraulics*, McGraw-Hill, New-York, USA.
- Chow, V. T. (1964). *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New-York.
- Clark, E., Webb, B. W., and Ladle, M. (1999). "Microthermal gradients and ecological implications in Dorset rivers." *Hydrological Processes*, 13, 423-438.
- Cluis, D. A. (1972). "Relationship between stream water temperature and ambient temperature - a simple autoregressive model for mean daily stream water temperature fluctuations." *Nordic Hydrology*, 3(2), 65-71.
- Coulibaly, P., Anctil, F., Aravena, R., and Bobee, B. (2001). "Artificial neural network modeling of water table depth fluctuations." *Water Resources Research*, 37(4), 885-896.
- Coulibaly, P., Dibike, Y. B., and Anctil, F. (2005). "Downscaling precipitation and temperature with temporal neural networks." *Journal of Hydrometeorology*, 6(4), 483-496.
- Cozzetto, K., McKnight, D., Nylen, T., and Fountain, A. (2006). "Experimental investigations into processes controlling stream and hyporheic temperatures, Fryxell Basin, Antarctica." *Advances in Water Resources*, 29(2), 130-153.
- Croze, O., Blot, E., Delmas, F., Alesina, R., Jourdan, H., Bau, F., and T., B. (2006). "Suivi de la qualité de l'eau de la Garonne lors de la migration anadrome du saumon en amont de Golfech." *RA06.04*, GHAAPÉ, Toulouse.
- Croze, O., Blot, E., and Delmouly, L. (2007). "Evolution de la température de l'eau de la Garonne au cours des 3 dernières décennies (1977-2005)." *RA07.04*, GHAAPÉ, Toulouse.
- Cunge, J. A., Holly, F. M., and Verway, A. (1980). *Practical aspects of computational river hydraulics*, Pitman Advanced Publishing Program, Boston, MA, U.S.
- Cunjak, R. A., Caissie, D., El-Jabi, N., Hardie, P., Conlon, J. H., Pollock, T. L., Giberson, D. J., and Komadina-Douthwright, S. (1993). "The Catamaran Brool (New Brunswick) Habitat Reasearch-Project : Biological, Physical

- and Chemical Conditions (1990-1992)." Canadian Technical Report of Fisheries and Aquatic Sciences.
- Dake, J. M. K., and Harleman, D. R. F. (1969). "Thermal Stratification in Lakes: Analytical and Laboratory Studies." *Water Resources Research*, 5(2), 484-495.
- Danie, D. S., Trial, J. G., and Stanley, J. G. (1984). "Species profiles: life histories and environmental requirements of coastal fish and invertebrates (North Atlantic). Atlantic salmon." *FWS/OBS-82/11.22*, University of Maine, U.S. Fish and Wildlife Service, Orono, ME, USA.
- Daufresne, M. (2008). "Impacts des pressions climatiques et non climatiques sur les communautés piscicoles de grands fleuves français." *Hydroécol. Appl.*, 16, 109-134.
- Edinger, J. E., Brady, D. K., and Geyer, J. C. (1974). "Heat exchange and transport in the environment." *Report No. 14, Cooling Water Res. Project (RP-49)*, Electric Power Research Institute, Palo Alto, Calif.
- Edinger, J. E., Duttweiler, D. W., and Geyer, J. C. (1968). "The Response of Water Temperatures to Meteorological Conditions." *Water Resources Research*, 4(5), 1137-1143.
- Elliot, J. M. (1994). *Quantitative ecology and the Brown Trout*, Oxford University Press, Oxford.
- Elliot, J. M., and Hurley, M. A. (1997). "A functional model for maximum growth of Atlantic Salmon parr, *Salmo salar*, from two populations in northwest England." *Functional Ecology*, 11(5), 592-603.
- Elliott, J. M. (1991). "Tolerance and resistance to thermal stress in juvenile Atlantic salmon, *Salmo salar*." *Freshwater Biology*, 25(1), 61-70.
- Erickson, T. R., and Stefan, H. G. (1996). "Correlation of Oklahoma stream temperatures with air temperatures, Project Report No. 398." University of Minnesota, St. Anthony Falls Laboratory, Minneapolis, MN.
- Erickson, T. R., and Stefan, H. G. (2000). "Linear Air/Water Temperature Correlations for Streams during Open Water Periods." *Journal of Hydrologic Engineering-ASCE*, 5(3), 317-321.
- Escofier, B., and Pages, J. (1997). *Initiation aux traitements statistiques : méthodes, méthodologie*, Presses universitaires de Rennes, Rennes.
- Evans, E. C., McGregor, G. R., and Petts, G. E. (1998). "River energy budgets with special reference to river bed processes." *Hydrological Processes*, 12(4), 575-595.
- Fisher, H. B. (1975). "Discussion of "simple method for predicting dispersion in streams" by R.S. McQuivey and T.N. Keefer." *Journal of Environmental Engineering-ASCE*, 101, 453-455.
- Fread, D. L. (1974). "Numerical properties of implicit four-point finite difference equations of unsteady flow." *NWS HYDRO-18*, Hydrologic Research Laboratory, National Weather Service, Silver Spring, USA.
- Fread, D. L., Jin, M., and Lewis, J. M. (1996). "An LPI Numerical Implicit Solution for Unsteady Mixed-Flow Simulation." *North American Water and Environment Congress*, Anaheim, CA.

- Galeati, G. (1990). "A Comparison of Parametric and Non-Parametric Methods for Runoff Forecasting." *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 35(1), 79-94.
- Glassy, J. M., and Running, S. W. (1994). "Validating Diurnal Climatology Logic of the Mt-Clim Model across a Climatic Gradient in Oregon." *Ecological Applications*, 4(2), 248-257.
- Gurramn, S. K., Karki, K. S., and Hager, W. H. (1997). "Subcritical junction flow." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 123(5), 447-455.
- Hannah, D. M., Malcolm, I. A., Soulsby, C., and Youngson, A. F. (2004). "Heat exchanges and temperatures within a salmon spawning stream in the Cairngorms, Scotland: seasonal and sub-seasonal dynamics." *River Research and Applications*, 20(6), 635-652.
- Harten, A., and Osher, O. (1987). "Uniformly high-order accurate nonoscillatory schemes I." *SIAM Journal of Numerical Analysis*, 24(2), 279-309.
- Hirsch, R. M., Slack, J. R., and Smith, R. A. (1982). "Techniques of Trend Analysis for Monthly Water Quality Data." *Water Resour. Res.*, 18(1), 107-121.
- Hsu, C. C., Lee, W. J., and Chang, C. H. (1998). "Subcritical open-channel junction flow." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 124(8), 847-855.
- Hsu, C. C., Tang, C. J., Lee, W. J., and Shieh, M. Y. (2002). "Subcritical 90° equal-width open-channel dividing flow." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 128(7), 716-720.
- Idso, S. B., and Jackson, R. D. (1969). "Thermal radiation from the atmosphere." *Journal of Geophysical Research*, 74(23).
- Jobson, H. E. (1980). "Thermal modelling of flow in the San Diego aqueduct, California, and its relation to evaporation." *Prof. paper 1122*, U.S. Geological Survey, Washington, D.C.
- Jobson, H. E., and Keefer, T. N. (1979). "Modelling highly transient flow, mass, and heat transport in the Chattahoochee river near Atlanta, Georgia." *Prof. paper 1136*, U.S. Geological Survey, Washington, D.C.
- Johnson, S. L. (2004). "Factors influencing stream temperatures in small streams : substrate effects and a shading experiment." *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 61(6), 913-923.
- Kashefipour, S. M., and Falconer, R. A. (2002). "Longitudinal dispersion coefficients in natural channels." *Water research*, 36(6), 1596-1608.
- Khalanski, M., Carrel, G., Desaint, B., Fruget, J. F., Olivier, J. M., Poirel, A., and Souchon, Y. (2008). "Etude thermique globale du Rhône - Impacts hydrobiologiques des échauffements cumulés." *Hydroécol. Appl.*, 16, 53-108.
- Kim, K. S. (1993). "Development, application and analysis of the physical aspects of a water-quality modeling framework for highly transient streams," PhD thesis, University of Colorado, Boulder, Colo.
- Kim, K. S., and Chapra, S. C. (1997). "Temperature model for highly transient shallow streams." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 123(1), 30-40.

- Kimball, J. S., Running, S. W., and Nemani, R. (1997). "An improved method for estimating surface humidity from daily minimum temperature." *Agricultural and Forest Meteorology*, 85(1-2), 87-98.
- Knapp, R. A., and Matthews, K. R. (1996). "Livestock Grazing, Golden Trout, and Streams in the Golden Trout Wilderness, California: Impacts and Management Implications." *North American Journal of Fisheries Management*, 16(4), 805-820.
- Kothandaraman, V. (1971). "Analysis of water temperature variations in large river." *Journal of the Sanitary Engineering Division-ASCE*, 97(1), 19-31.
- Koussis, A. D., and Rodriguez-Mirasol, J. (1998). "Hydraulic estimation of dispersion coefficient for streams. Technical Note." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 124, 317-320.
- Lang, M., Perret, C., Renouf, E., Sauquet, E., and Paquier, A. (2006). "Incertitudes sur les débits de crues." *La Houille Blanche*, 6, 33-41.
- Langdon, T. E. L. (1990). *Ecological effects of thermal discharges*, Elsevier, London.
- Law, S. W., and Reynolds, A. J. (1966). "Dividing flow in an open channel." *Journal of the Hydraulics Division-Asce*, 92(HY2), 207-231.
- Levenberg, K. (1944). "A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares." *Quarterly of applied mathematics*, 2, 164-168.
- Liu, B. H., Xu, M., Henderson, M., Qi, Y., and Li, Y. Q. (2004). "Taking China's temperature: Daily range, warming trends, and regional variations, 1955-2000." *Journal of Climate*, 17(22), 4453-4462.
- Lyn, D. A., and Goodwin, P. (1987). "Stability of a general Preissmann scheme." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 113(1), 16-28.
- Marcé, R., and Armengol, J. (2008). "Modelling river water temperature using deterministic, empirical, and hybrid formulations in a Mediterranean stream." *Hydrological Processes*, 22(17), 3418-3430.
- Marquardt, D. W. (1963). "An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters." *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431-441.
- Martinez, A. T. (1994). "On the evaluation of the wet bulb temperature as a function of dry bulb temperature and relative humidity." *Atmósfera*, 7, 179-184.
- Mills, D. (1989). *Ecology and management of Atlantic salmon*, Chapman & Hall, London.
- Moatar, F., and Gailhard, J. (2006). "Water temperature behaviour in the River Loire since 1976 and 1881." *Comptes Rendus Geosciences*, 338(5), 319-328.
- Mohseni, O., and Stefan, H. G. (1999). "Stream temperature air temperature relationship: a physical interpretation." *Journal of Hydrology*, 218(3-4), 128-141.
- Mohseni, O., Stefan, H. G., and Erickson, T. R. (1998). "A nonlinear regression model for weekly stream temperatures." *Water Resources Research*, 34(10), 2685-2692.

- Moore, R. D., Sutherland, P., Gomi, T., and Dhakal, A. (2005). "Thermal regime of a headwater stream within a clear-cut, coastal British Columbia, Canada." *Hydrological Processes*, 19(13), 2591-2608.
- Morin, G., and Couillard, D. (1990). "Predicting river temperatures with a hydrological model." *Encyclopedia of Fluid mEchanic, Surface and Groundwater Flow Phenomena*, Golf Publishing Company, Houston, TX, 171-209.
- Murray, F. W. (1967). "On the computation of saturation vapor pressure." *Journal of Applied Meteorology*, 6(1).
- Navarro, G. P., Alcrudo, F., and Saviron, J. M. (1992). "1-D open-channel flow simulation using TVD-MacCormack scheme." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 118(10), 1359-1372.
- Neumann, G., and Pierson, W. J. (1966). *Principles of physical oceanography*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- O'Driscoll, M. A., and DeWalle, D. R. (2006). "Stream-air temperature relations to classify stream-ground water interactions." *Journal of Hydrology*, 329(1-2), 140-153.
- Olden, J. D., and Jackson, D. A. (2002). "Illuminating the "black box": a randomization approach for understanding variable contributions in artificial neural networks." *Ecological Modelling*, 154(1-2), 135-150.
- Pearson, K. (1920). "Notes on the History of Correlation." *Biometrika*, 13(1), 25-45.
- Philibert, J. C. (2009). "Expertise Saumon - Barrage de Poutès pour MEEDDAT."
- Pilgrim, J. M., Fang, X., and Stefan, H. G. (1998). "Stream temperature correlations with air temperatures in minnesota: implications for climate warning." *Journal of the American Water Resources Association*, 34(5), 1109-1121.
- Poole, G. C., and Berman, C. H. (2001). "An ecological perspective on in-stream temperature: natural heat dynamics and mechanisms of human-caused thermal degradation." *Environmental Management*, 27(6), 787-802.
- Poulain, P. (2001). "Le volet « poissons migrateurs » du SDAGE Adour-Garonne." *Bull. Fr. Pêche Piscic.*(357-360), 311-322.
- Pourplanche, A., Lebosse, A., and Ladreyt, S. (2000). "LIDO 2.0 - Notice théorique."
- Preissmann, A. (1961). "Propagation des intumescences dans les canaux et rivières." *First Congress of the French Association for Computation*, Grenoble, France, 433-442.
- Raclot, D., Puech, C., Blin, C., and Cornet, J.-M. (2000). "Guide méthodologique: intégration des photos aériennes d'inondation dans les modèles hydrauliques." Cemagref/Engref, CETMEF.
- Rhachi, M., Boukalouch, M., and Bourret, B. (1997). "Étude d'une nouvelle technique de mesure des températures dans le solA new technique for measuring soil temperatures." *Revue Générale de Thermique*, 36(11), 851-860.

- Rivière, N., Travin, G., and Perkins, R. J. (2007). "Transcritical flows in open channel intersections." *Proc. of the 32st IAHR Congress, Venice, Italie*, paper SS05-11.
- Roe, P. L. (1981). "Approximate Riemann solvers, parameter vectors, and difference schemes." *Journal of Computational Physics*, 43, 357-372.
- Roux, H. (2004). "Estimation de paramètres en hydraulique fluviale, à partir de données caractéristiques de l'imagerie aérienne," Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, France.
- Rungo, M., and Olesen, K. W. "Combined 1- and 2- dimensional flood modelling." *4th Iranian Hydraulic Conference*, Shiraz, Iran.
- Sahoo, G. B., Schladow, S. G., and Reuter, J. E. (2009). "Forecasting stream water temperature using regression analysis, artificial neural network, and chaotic non-linear dynamic models." *Journal of Hydrology*, In Press, Corrected Proof.
- Salas, J. D., Delleur, J. W., Yevjevich, V., and Lane, W. L. (1980). *Applied modeling of hydrologic time series*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, US.
- Salençon, M. J., and Thébault, J. M. (1997). *Modélisation d'écosystème lacustre*, Masson, New York.
- Schälchli, U. (1992). "The clogging of coarse gravel river beds by fine sediment." *Hydrobiologia*, 235-236(1), 189-197.
- Scherrer, B. (1984). *Biostatistiques*.
- Seaid, M. (2004). "Non-oscillatory relaxation methods for the shallow-water equations in one and two space dimensions." *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 46(5), 457-484.
- Shabayek, S., Steffler, P., and Hicks, F. (2002). "Dynamic Model for Subcritical Combining Flows in Channel Junctions." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 128(9), 821-828.
- Shepard, S. L. (1995). "Atlantic salmon spawning migrations in Penobscot River, Maine - Fishways, flows and high temperatures," MSc Thesis, University of Maine, Orono, ME, USA.
- Shuttleworth, W. J. (1993). "Chapter 4 - Evaporation." *Handbook of Hydrology*, D. R. Maidment, ed., McGraw Hill, Inc., New York, N.Y.
- Sidle, R. C., and Sharma, A. (1996). "Stream Channel Changes Associated with Mining and Grazing in the Great Basin." *J Environ Qual*, 25(5), 1111-1121.
- Sinokrot, B. A., and Stefan, H. G. (1994). "Stream water-temperature sensitivity to weather and bed parameters." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 120(6), 722-736.
- Smith, K. (1972). "River water temperatures - an environmental review." *Scottish Geographical Magazine*, 88(3), 211 - 220.
- Stanford, J. A., and Hauer, F. R. (1992). "Mitigating the impacts of stream and lake regulation in the flathead river catchment, Montana, USA: An ecosystem perspective." *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 2(1), 35-63.
- Stefan, H. G., Gulliver, J., Hahn, M. G., and Fu, A. Y. (1980). "Water temperature dynamics in experimental field channels: analysis and

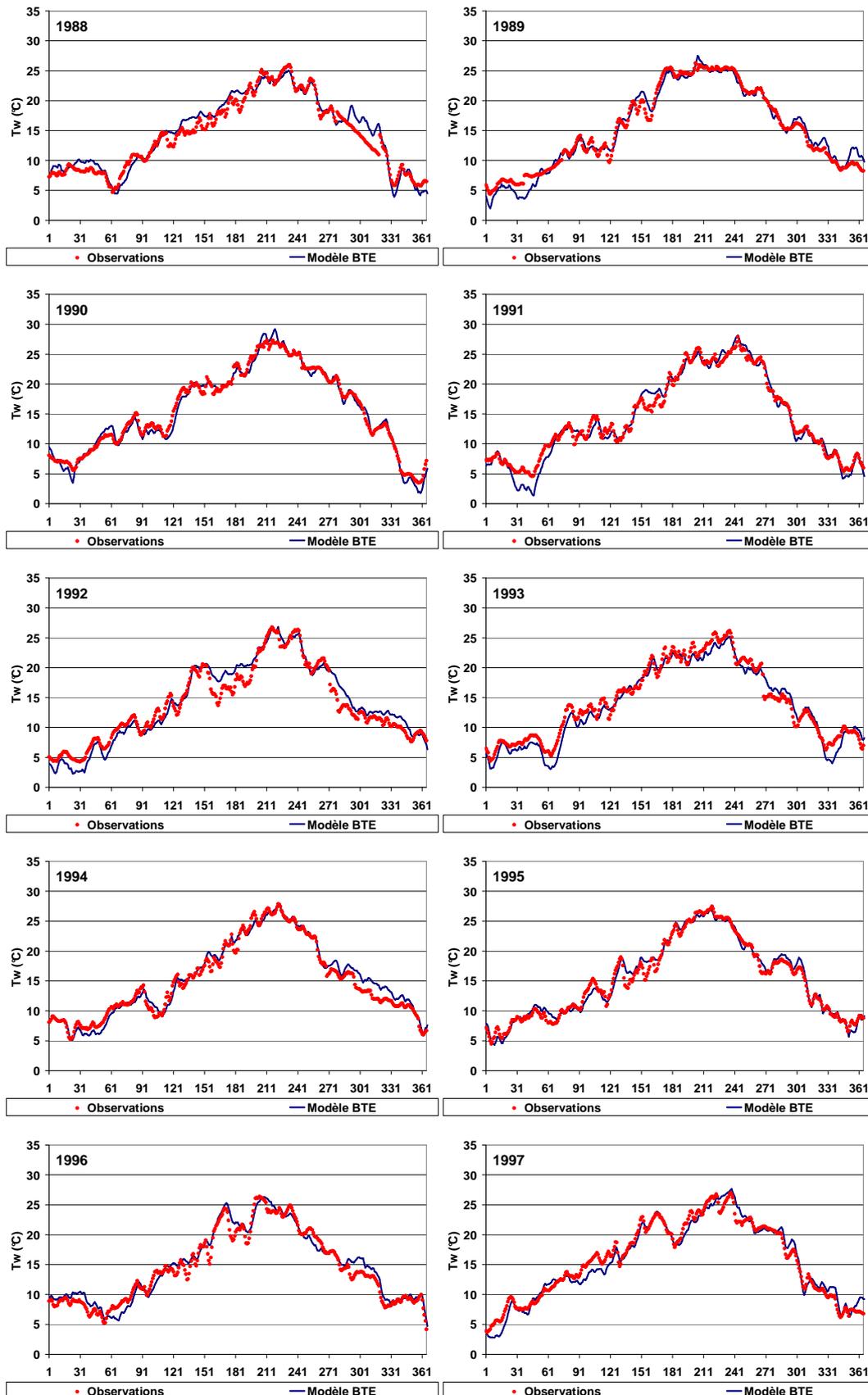
- modeling." *St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory, Minneapolis, Minn. Rep. No. 193.*
- Steiger, J., James, M., and Gazelle, F. (1998). "Channelization and consequences on floodplain system functioning on the Garonne River, SW France." *Regulated Rivers: Research & Management*, 14(1), 13-23.
- Story, A., Moore, R. D., and Macdonald, J. S. (2003). "Stream temperatures in two shaded reaches below cutblocks and logging roads: downstream cooling linked to subsurface hydrology." *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 33(8), 1383-1396.
- Swamee, P. K., Pathak, S. K., and Sohrab, M. (2000). "Empirical relations for longitudinal dispersion in streams." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 126, 1056-1062.
- Szymkiewicz, R. (1993). "Solution of the inverse problem for the Saint Venant equations." *Journal of Hydrology*, 147, 105-120.
- Tang, W. Y., Kassim, A. H. M., and Abubakar, S. H. (1996). "Comparative studies of various missing data treatment methods - Malaysian experience." *Atmospheric Research*, 42, 247-262.
- Teegavarapu, R. S. V., and Chandramouli, V. (2005). "Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records." *Journal of Hydrology*, 312(1-4), 191-206.
- Thomann, R. V., and Mueller, J. A. (1987). *Principles of surface water quality modelling and control*, Harper & Rowe, New York, N.Y.
- Torgersen, C. E., Faux, R. N., McIntosh, B. A., Poage, N. J., and Norton, D. J. (2001). "Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams." *Remote Sensing of Environment*, 76(3), 386-398.
- Toro, E. F. (1992). "Riemann Problems and the Waf Method for Solving the 2-Dimensional Shallow-Water Equations." *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 338(1649), 43-68.
- Travade, F. (2005). "Le franchissement des aménagements hydroélectriques par les poissons migrateurs : l'expérience EDF " *La Houille Blanche*(3), 60-68.
- Travade, F., and Carry, L. (2008). "Effet de la canicule de 2003 sur les poissons migrateurs en Garonne et Dordogne - Réflexions sur l'effet des rejets thermiques de la centrale nucléaire de Golfech sur la Garonne." *Hydroécol. Appl.*, 16, 169-189.
- Veysseyre, R. (2002). *Statistique et probabilité pour l'ingénieur*, Dunod, Paris.
- Ward, J. V. (1985). "Thermal characteristics of running waters." *Hydrobiologia*, 125(1), 31-46.
- Ward, J. V., and Stanford, J. A. (1995). "Ecological connectivity in alluvial river ecosystems and its disruption by flow regulation." *Regulated Rivers: Research & Management*, 11(1), 105-119.
- Webb, B. W., Hannah, D. M., Moore, R. D., Brown, L. E., and Nobilis, F. (2008). "Recent advances in stream and river temperature research." *Hydrological Processes*, 22(7), 902-918.

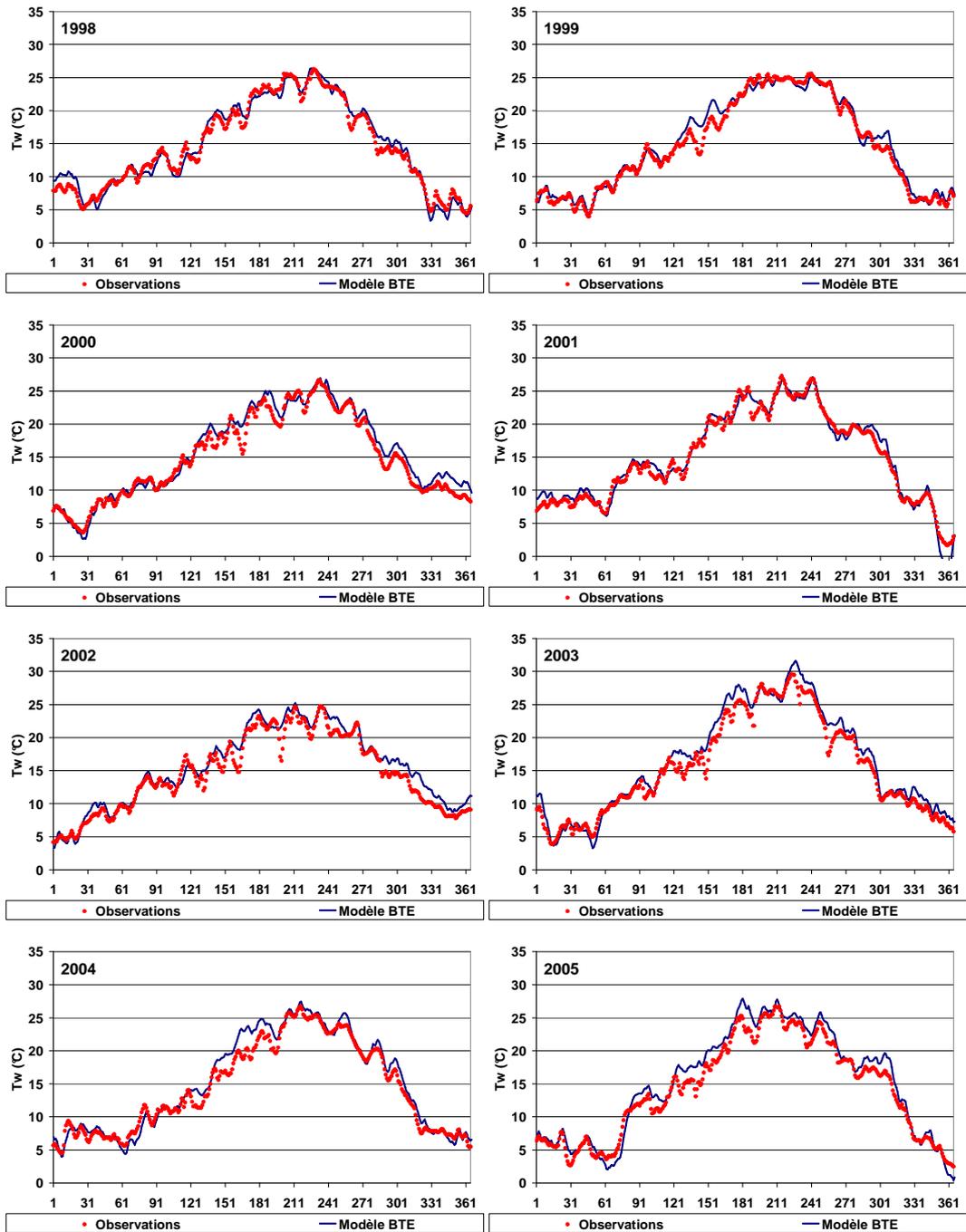
- Webb, B. W., and Zhang, Y. (1997). "Spatial and seasonal variability in the components of the river heat budget." *Hydrological Processes*, 11(1), 79-101.
- Webb, B. W., and Zhang, Y. (1999). "Water temperatures and heat budgets in Dorset chalk water courses." *Hydrological Processes*, 13(3), 309-321.
- Weber, J. F., and Menéndez, A. N. "Performance of lateral velocity distribution models for compound channel sections." *River Flow 2004, Second International conference on Fluvial Hydraulics*, Naples, Italy, 449-457.
- Wright, S. A., Holly, F. M., Bradley, A. A., and Krajewski, W. (1999). "Long-term simulation of thermal regime of Missouri River." *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 125(3), 242-252.
- Wyzga, B. I. o. (1993). "River response to channel regulation: Case study of the Raba river, Carpathians, Poland." *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(6), 541-556.
- Yates, D., Gangopadhyay, S., Rajagopalan, B., and Strzepek, K. (2003). "A technique for generating regional climate scenarios using a nearest-neighbor algorithm." *Water Resources Research*, 39(7), -.
- Young, K. C. (1994). "A Multivariate Chain Model for Simulating Climatic Parameters from Daily Data." *Journal of Applied Meteorology*, 33(6), 661-671.
- Yue, S., Pilon, P., and Cavadias, G. (2002). "Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series." *Journal of Hydrology*, 259(1-4), 254-271.

Annexes

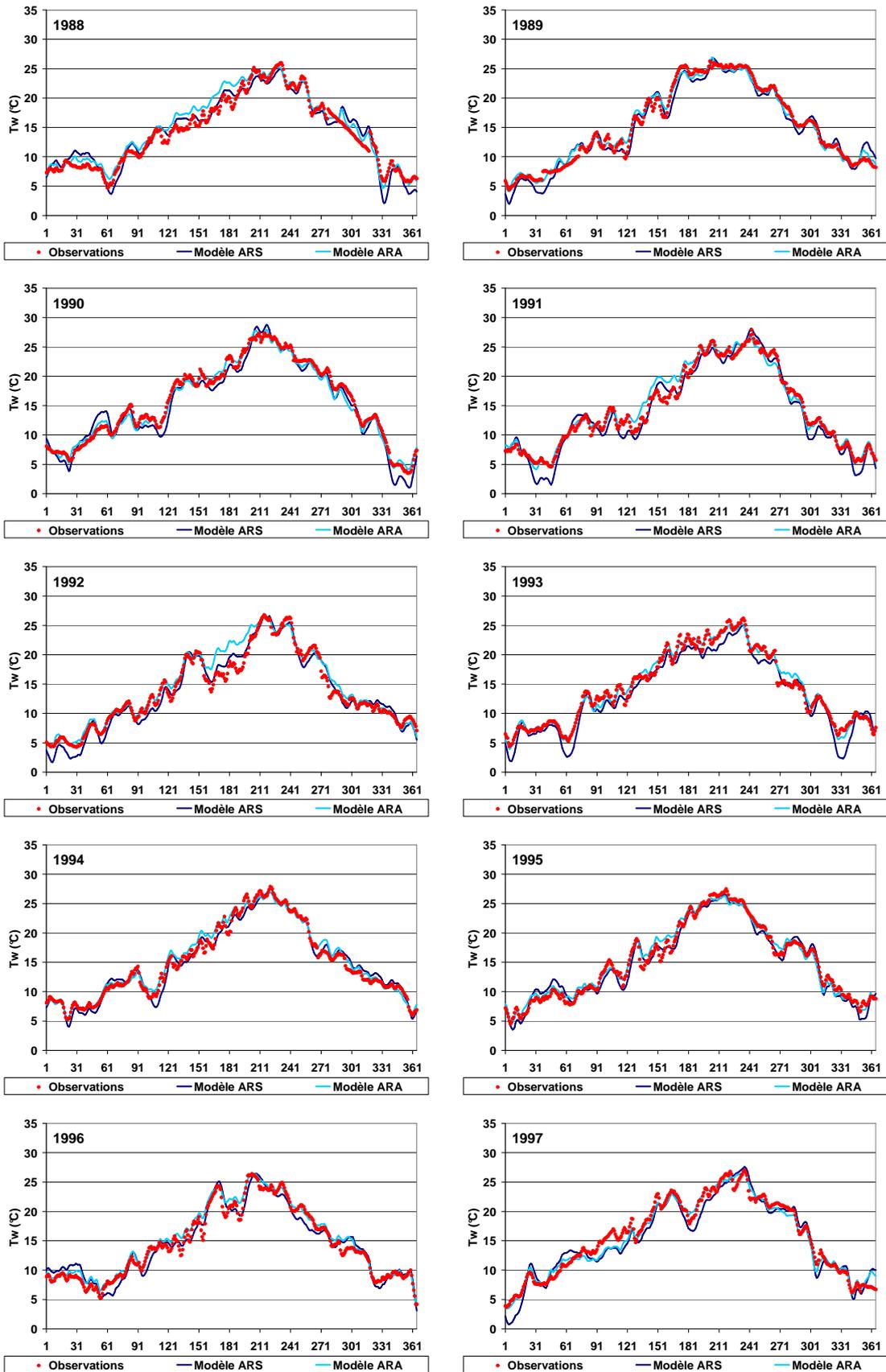
Annexe A : Résultats détaillés des modèles

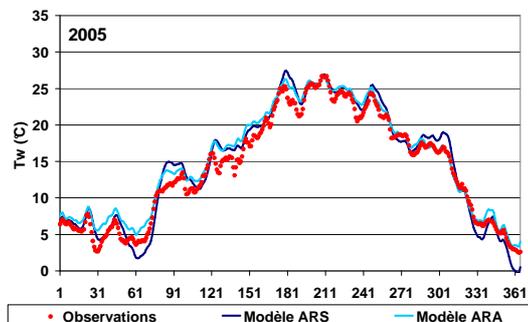
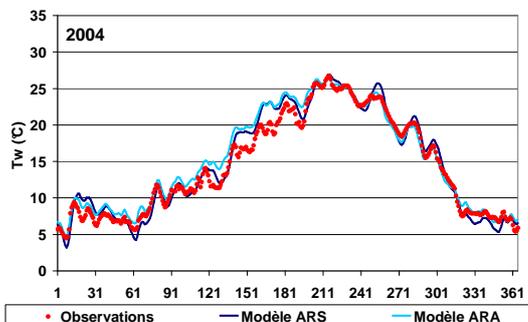
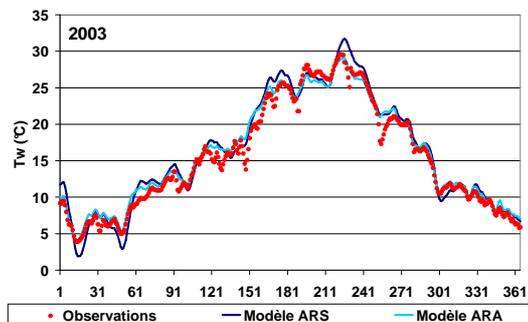
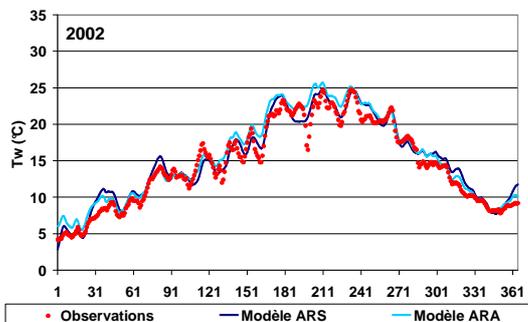
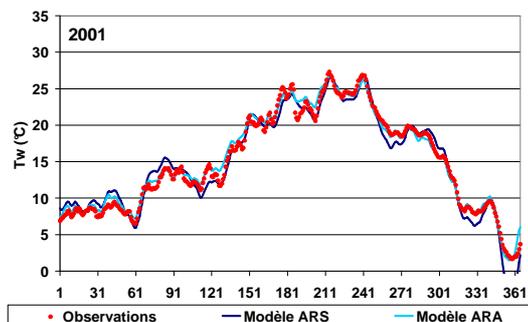
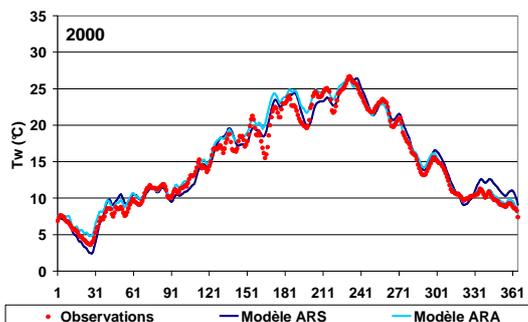
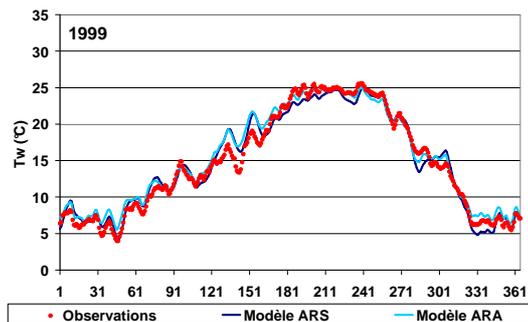
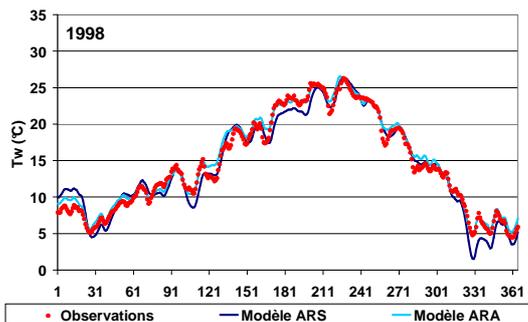
Résultats annuels du modèle basé sur la température d'équilibre



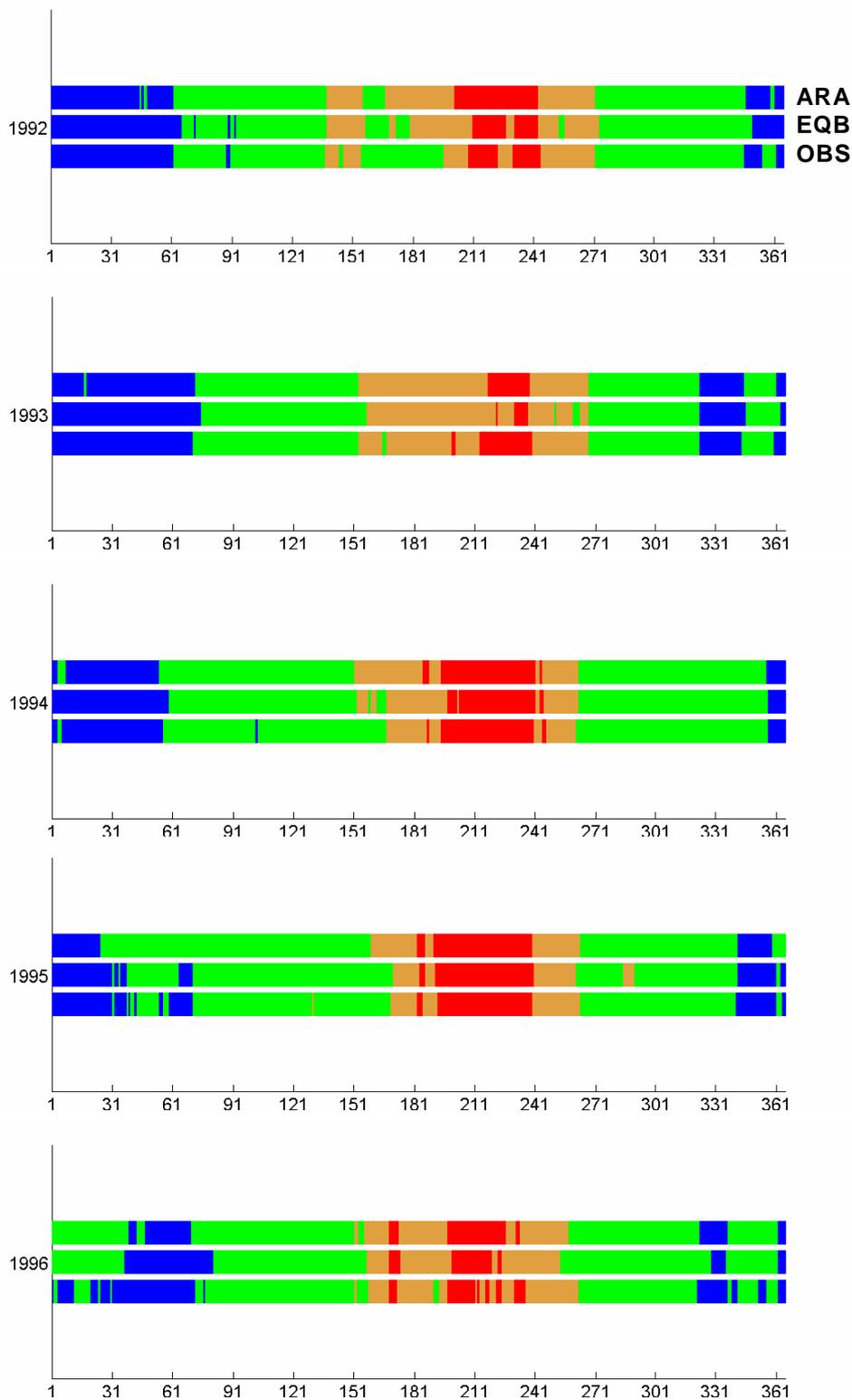


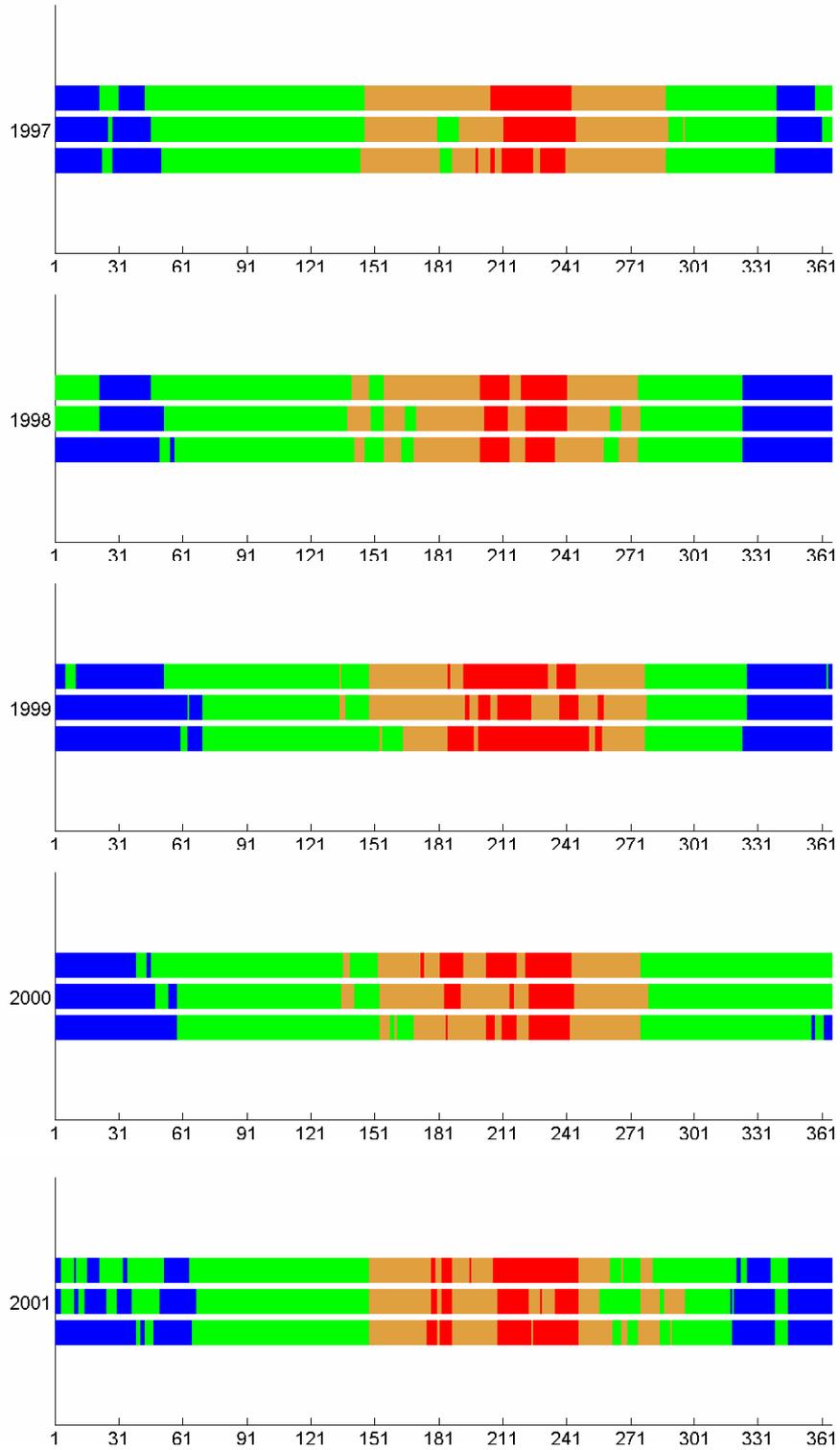
Résultats annuels des modèles autorégressifs

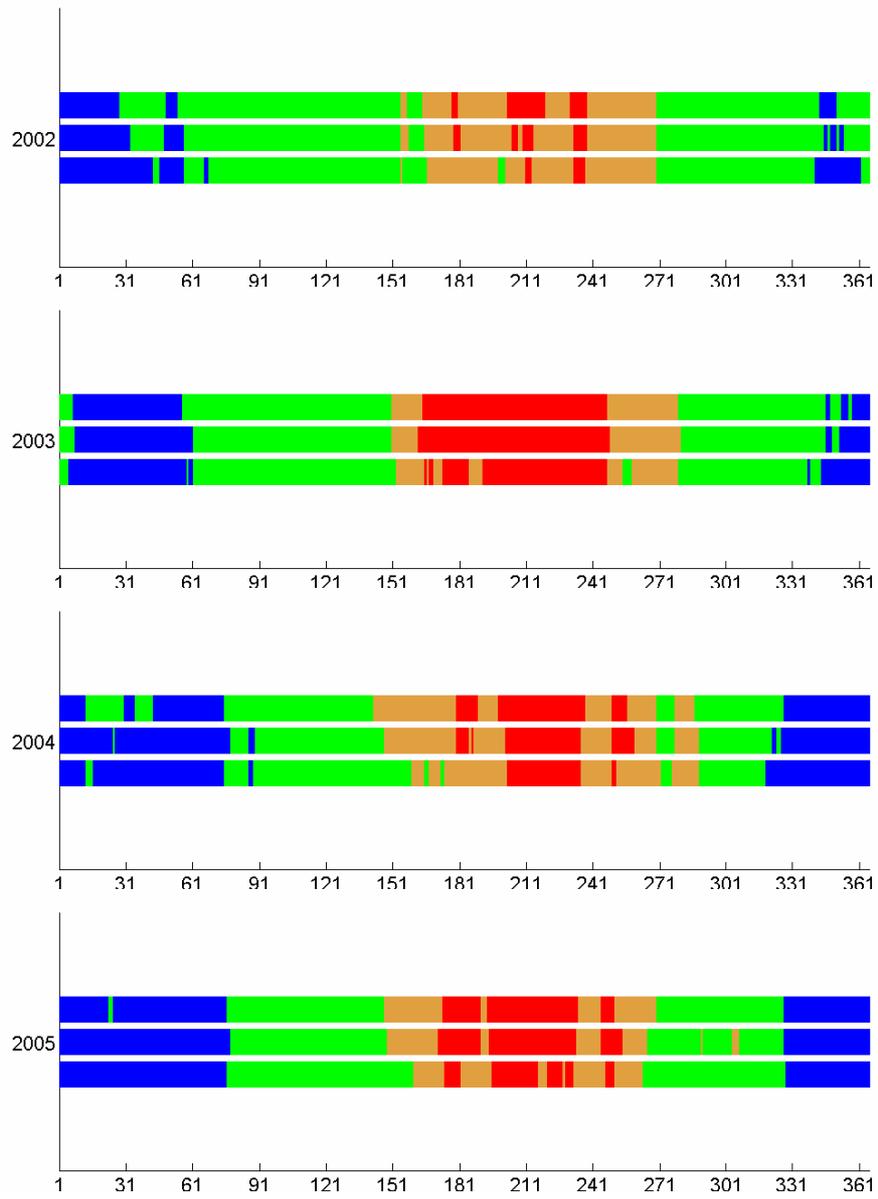




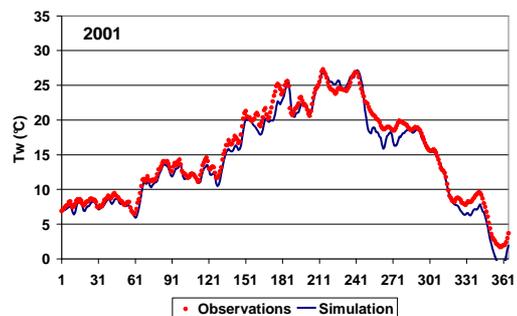
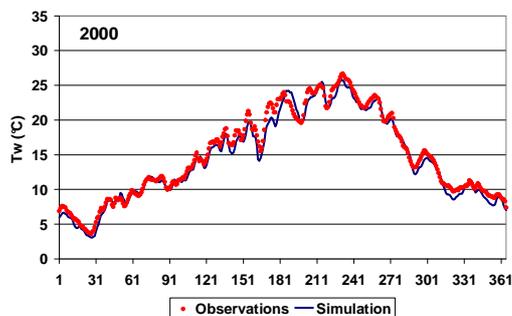
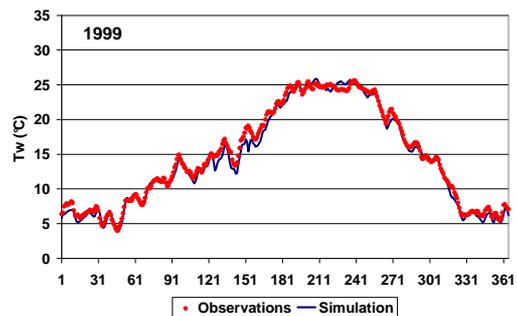
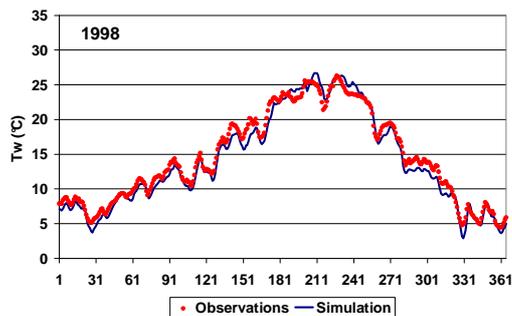
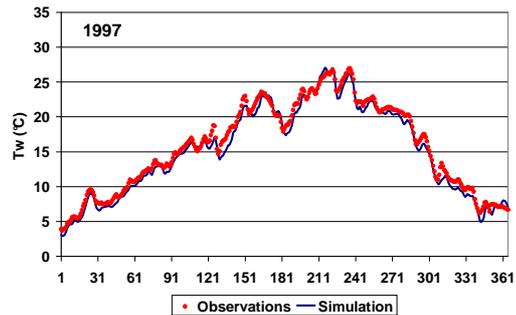
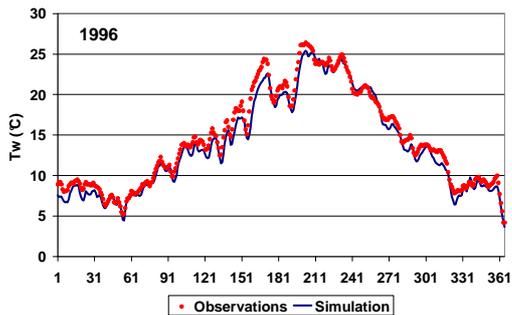
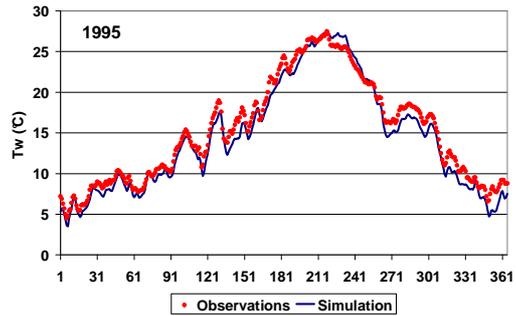
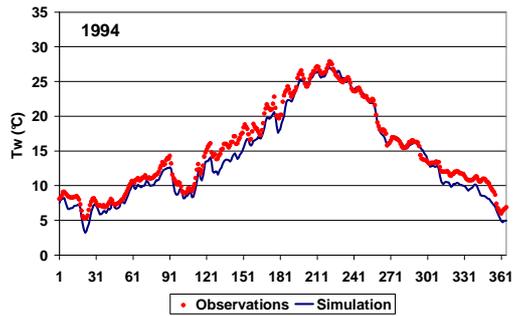
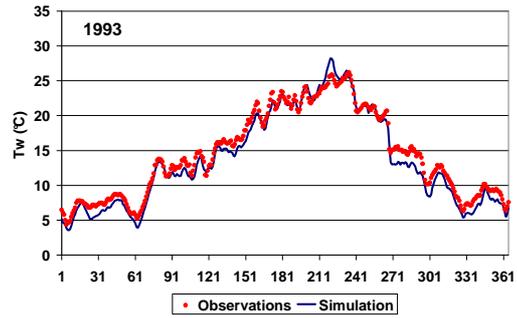
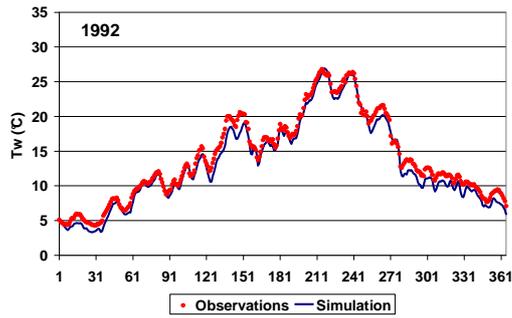
Estimations des franchissements de seuils de températures par les modèles statistiques

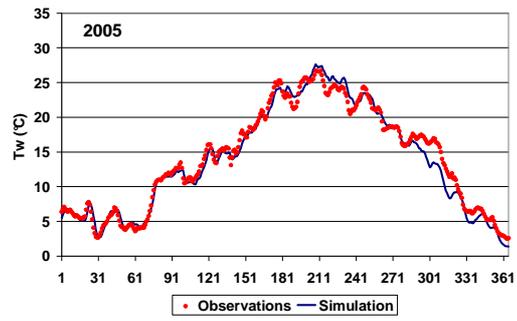
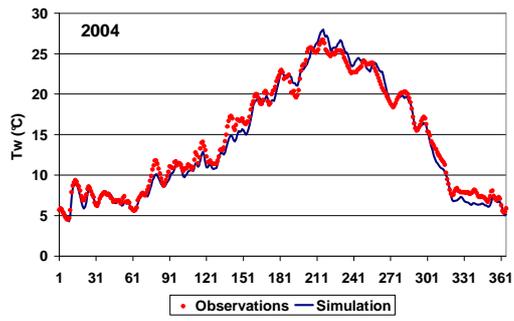
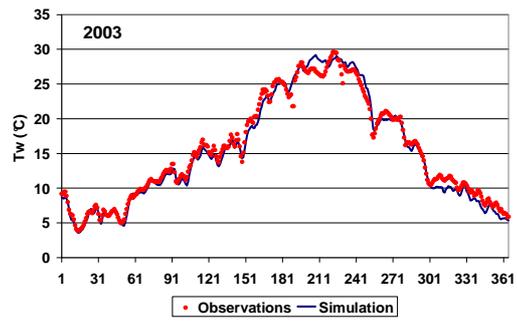
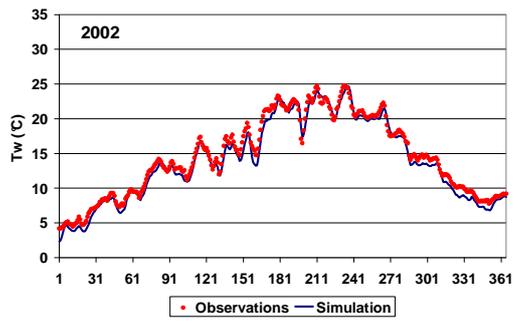




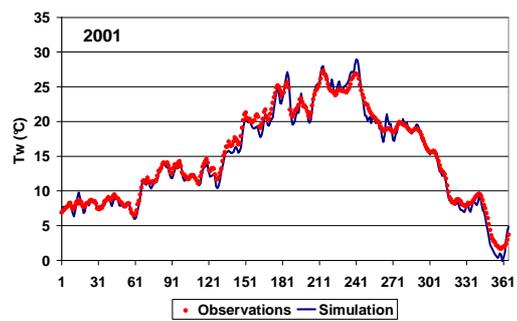
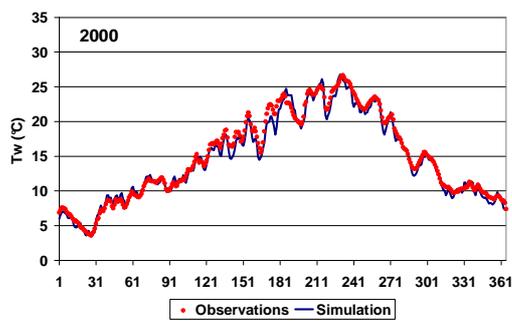
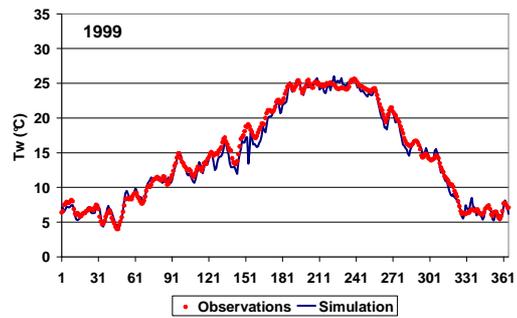
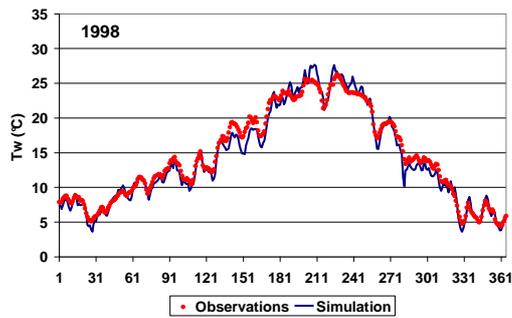
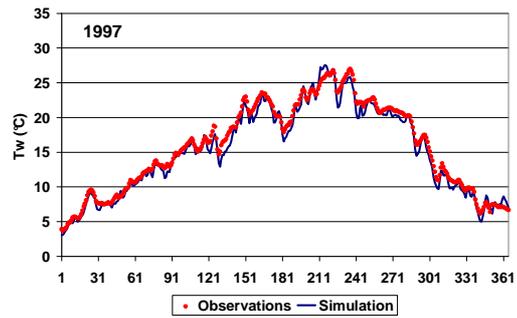
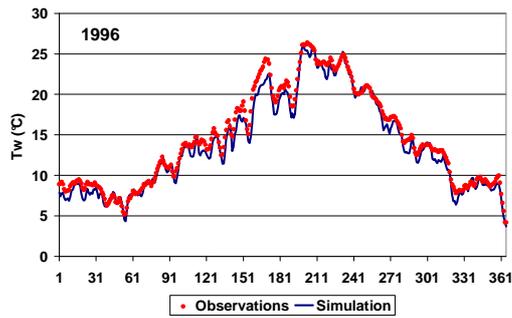
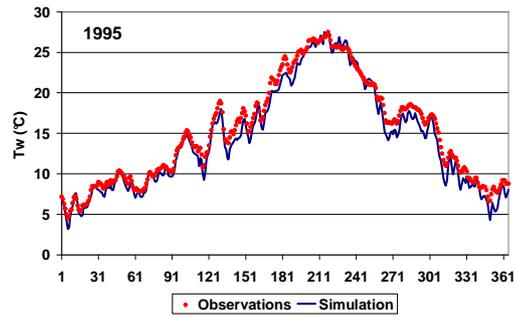
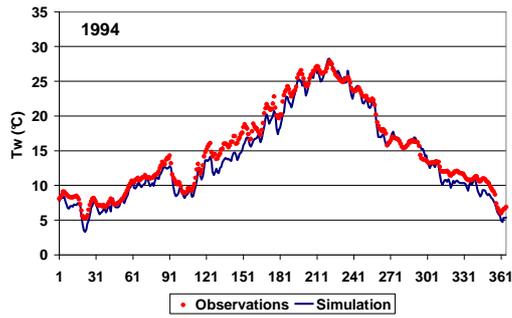
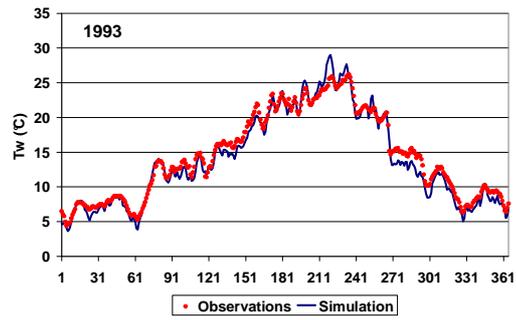
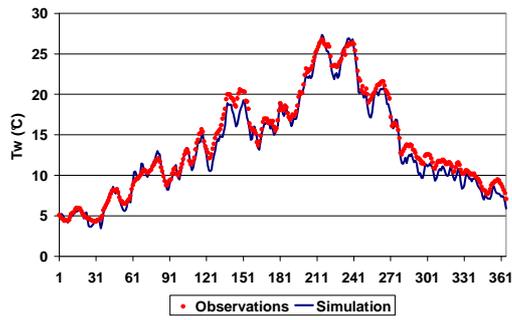


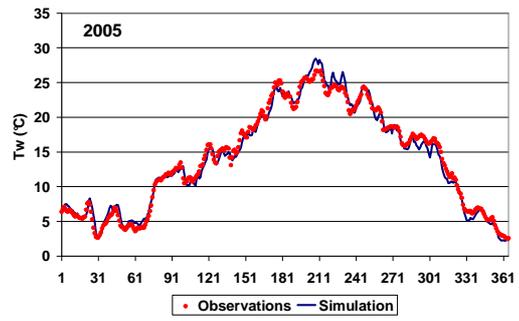
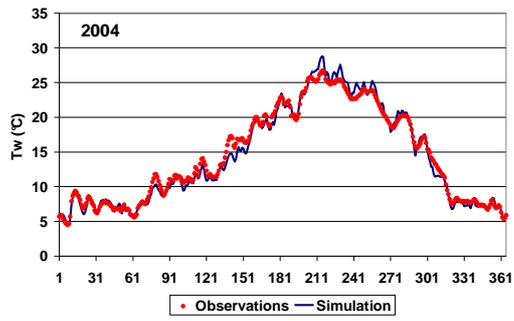
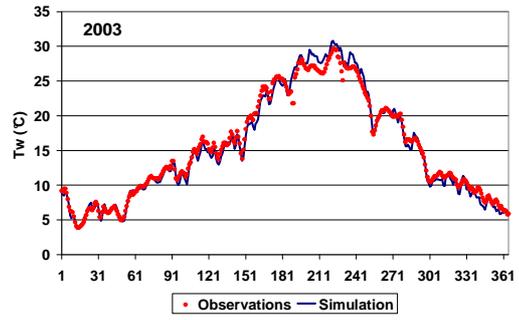
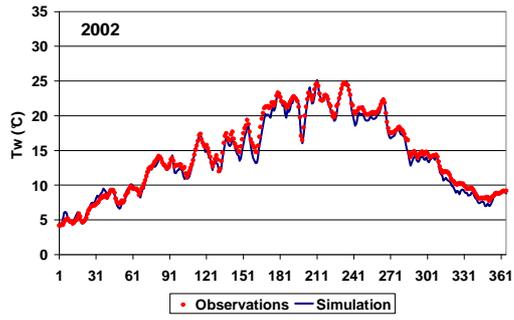
Résultats annuels du modèle déterministe 0D



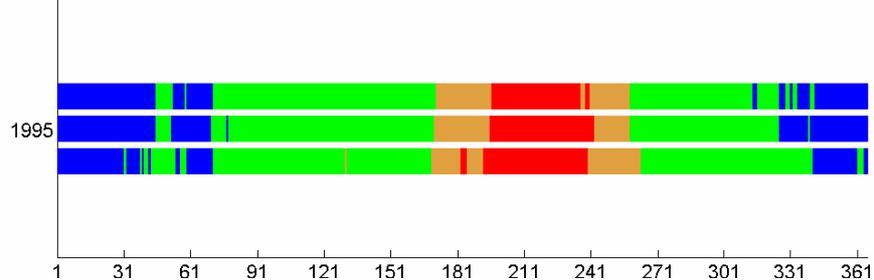
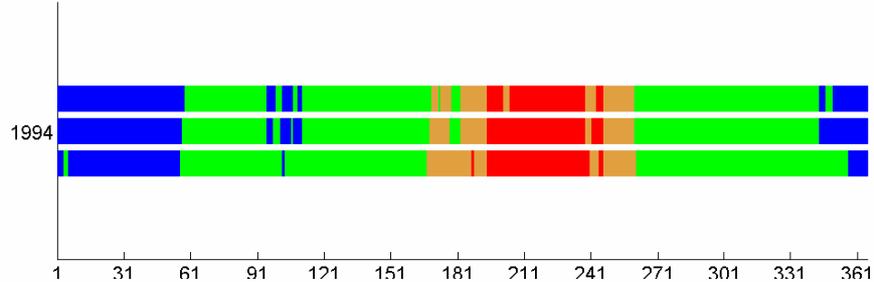
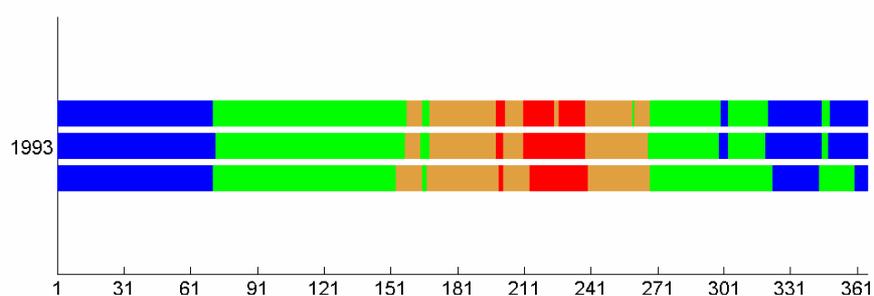
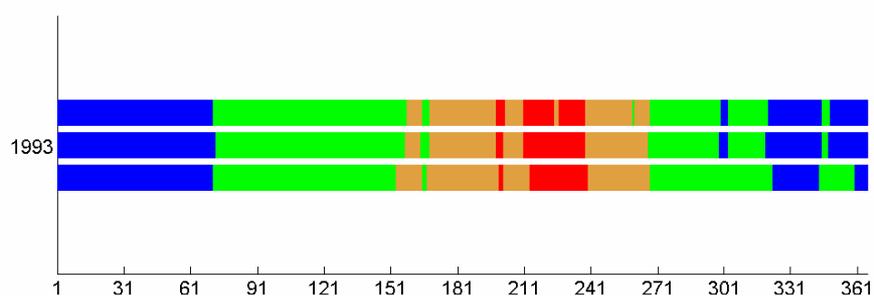
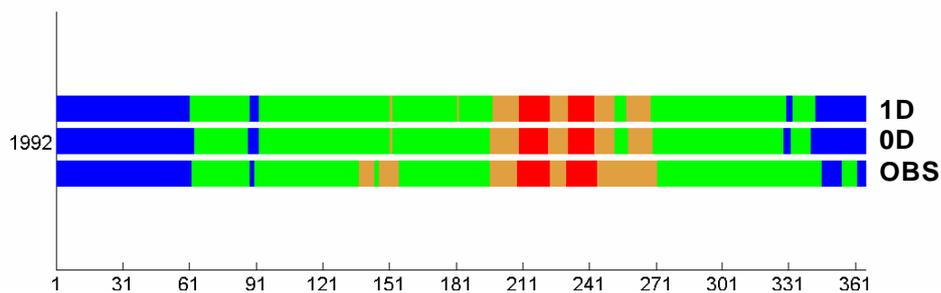


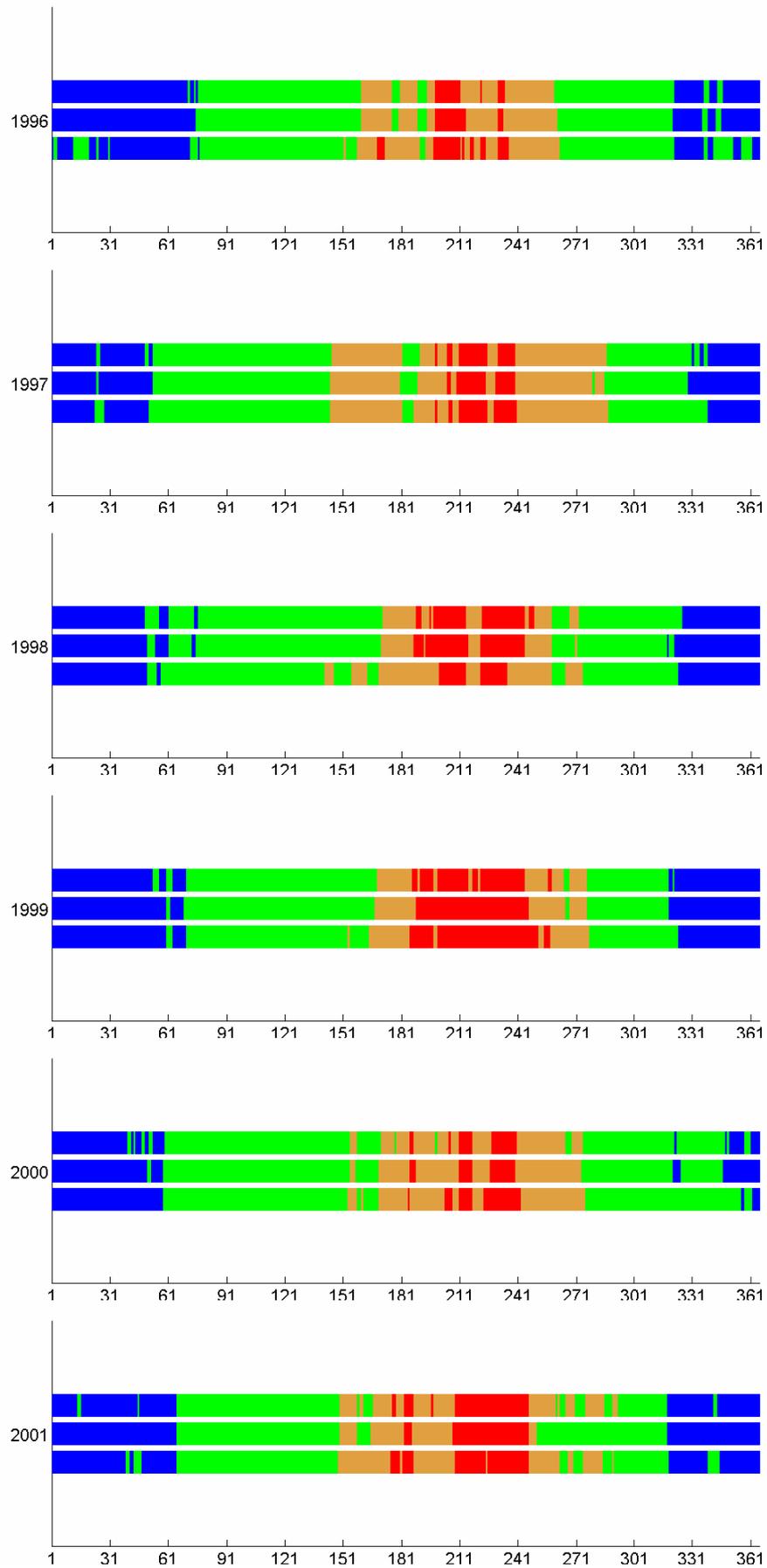
Résultats annuels du modèle déterministe 1D

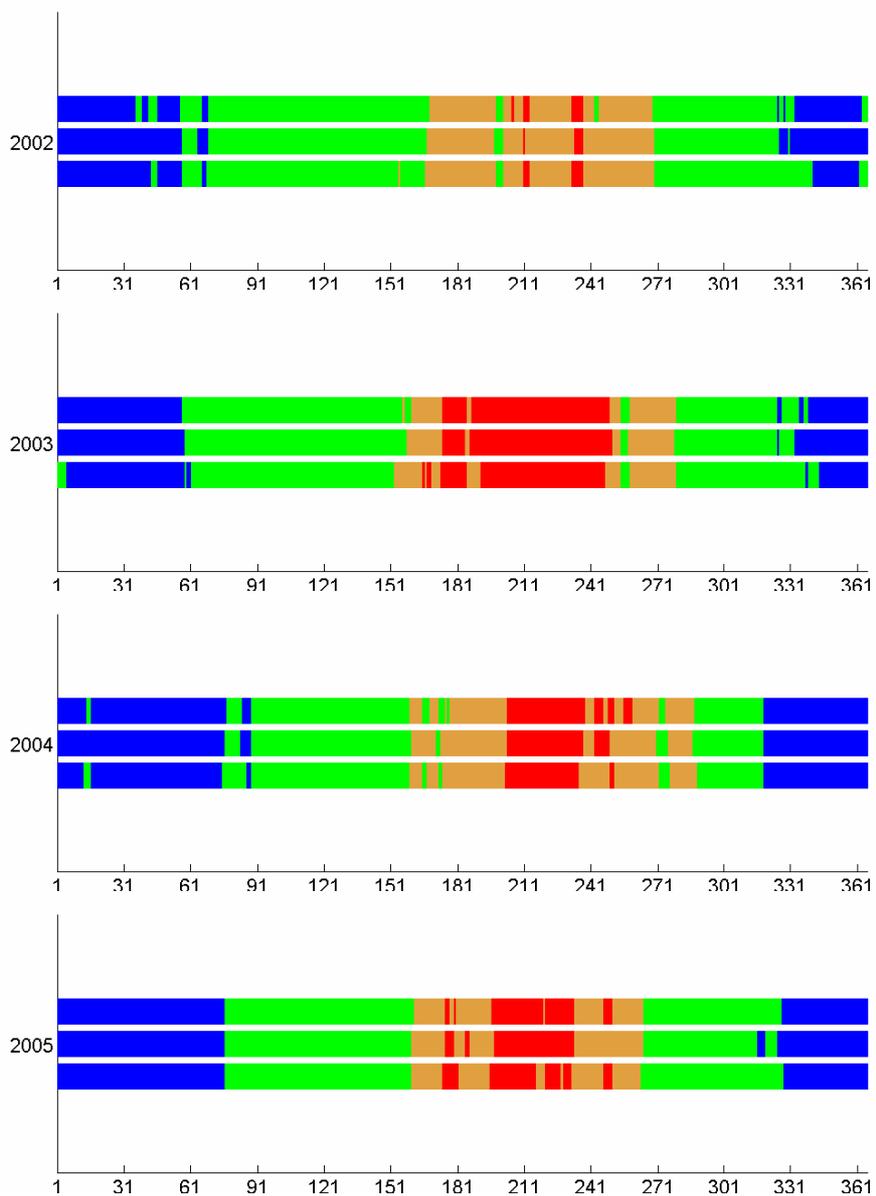




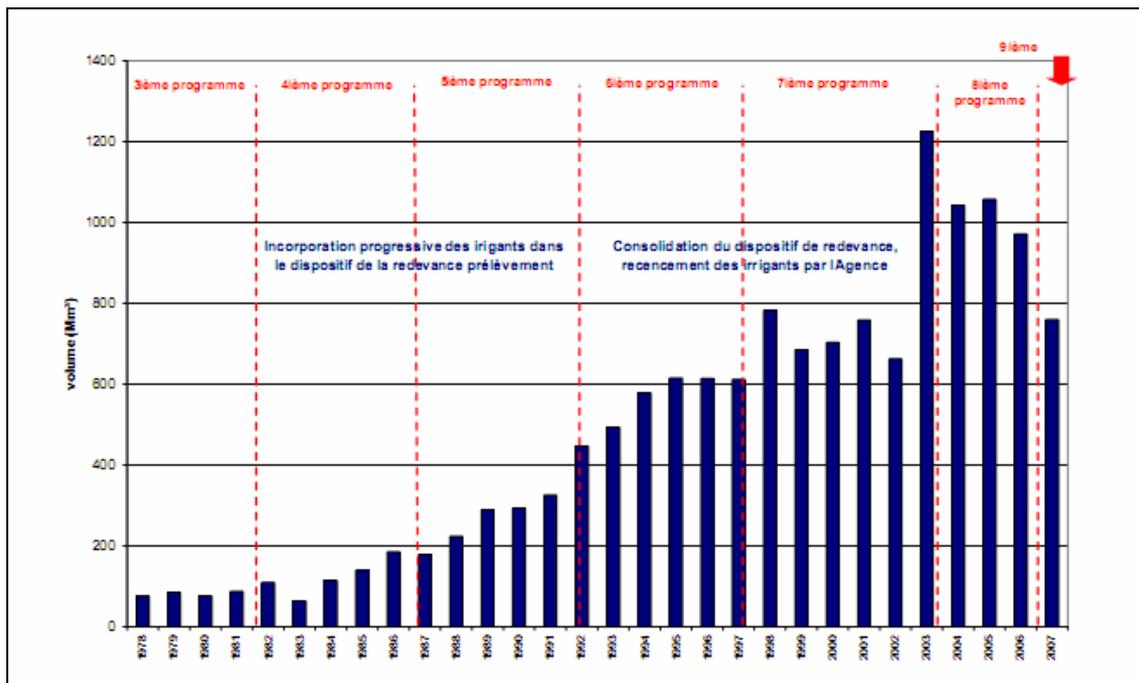
Estimations des franchissements de seuils de températures par les modèles déterministes







Annexe B : sources d'informations complémentaires



Evolution du volume prélevé (Mm³) déclaré à l'Agence de l'eau (source : AEAG, rapport campagne d'irrigation 2007)

Valeurs des coefficients de culture K_c - extrait Table 11 de Allen et al (Allen et al. 1998)

Crop	Init. (L_{ini})	Dev. (L_{dev})	Mid (L_{mid})	Late (L_{late})	Total	Plant Date	Region
i. Cereals							
Barley/Oats/Wheat	15	25	50	30	120	November	Central India
	20	25	60	30	135	March/Apr	35-45 °L
	15	30	65	40	150	July	East Africa
	40	30	40	20	130	Apr	
	40	60	60	40	200	Nov	
	20	50	60	30	160	Dec	Calif. Desert, USA
Winter Wheat	20 ²	60 ²	70	30	180	December	Calif., USA
	30	140	40	30	240	November	Mediterranean
	160	75	75	25	335	October	Idaho, USA
Grains (small)	20	30	60	40	150	April	Mediterranean
	25	35	65	40	165	Oct/Nov	Pakistan; Arid Reg.
Maize (grain)	30	50	60	40	180	April	East Africa (alt.)
	25	40	45	30	140	Dec/Jan	Arid Climate
	20	35	40	30	125	June	Nigeria (humid)
	20	35	40	30	125	October	India (dry, cool)
	30	40	50	30	150	April	Spain (spr, sum.); Calif.
	30	40	50	50	170	April	Idaho, USA
Maize (sweet)	20	20	30	10	80	March	Philippines
	20	25	25	10	80	May/June	Mediterranean
	20	30	50/30	10	90	Oct/Dec	Arid Climate
	30	30	30	103	110	April	Idaho, USA
	20	40	70	10	140	Jan	Calif. Desert, USA
Millet	15	25	40	25	105	June	Pakistan
	20	30	55	35	140	April	Central USA
Sorghum	20	35	40	30	130	May/June	USA, Pakis., Med.
	20	35	45	30	140	Mar/April	Arid Region
Rice	30	30	60	30	150	Dec; May	Tropics; Mediterranean
	30	30	80	40	180	May	Tropics

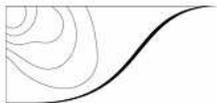
Valeurs des coefficients de culture K_c - extrait Table 12 de Allen et al (Allen et al. 1998)

Crop	K_{cini} ¹	$K_{c\ mid}$	$K_{c\ end}$	Maximum Crop Height (h) (m)
i. Cereals				
Barley		1.15	0.25	1
Oats		1.15	0.25	1
Spring Wheat		1.15	0.25-0.4 ¹⁰	1
Winter Wheat				
- with frozen soils	0.4	1.15	0.25-0.4 ¹⁰	1
- with non-frozen soils	0.7	1.15	0.25-0.4 ¹⁰	
Maize, Field (grain) (<i>field com</i>)		1.20	0.60-0.35 ¹¹	2
Maize, Sweet (<i>sweet com</i>)		1.15	1.05 ¹²	1.5
Millet		1.00	0.30	1.5
Sorghum				
- grain		1.00-1.10	0.55	1-2
- sweet		1.20	1.05	2-4
Rice	1.05	1.20	0.90-0.60	1

¹⁰ The higher value is for hand-harvested crops.

¹¹ The first $K_{c\ end}$ value is for harvest at high grain moisture. The second $K_{c\ end}$ value is for harvest after complete field drying of the grain (to about 18% moisture, wet mass basis).

¹² If harvested fresh for human consumption. Use $K_{c\ end}$ for field maize if the sweet maize is allowed to mature and dry in the field.

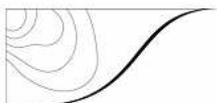


Paramètre	Classe A	Classe B	Classe C	Classe D
Température de l'air	Incertitude globale de mesure de 0,1°C. L'OMM considère que l'incertitude possible en exploitation est de 0,2°C. Commentaire DSO : Donc capteur de performance meilleure que 0,1°C et utilisation d'un abri ventilé artificiellement.	Pt100 de classe A ($\pm 0,25^\circ\text{C}$). Incertitude acquisition $< 0,15^\circ\text{C}$. Abri Socrima ou performance équivalente. Mise en place étalonnage tous les 5 ans.	Pt100 ou capteur avec incertitude $< 0,4^\circ\text{C}$. Incertitude acquisition $\leq 0,3^\circ\text{C}$. Abri de performance connue et « acceptable » (sur-estimation des Tx inférieure à $0,3^\circ\text{C}$ dans 95% des cas).	Spécifications plus lâches que pour les classes A à C. Abri jugé non « acceptable ».
Humidité relative	Incertitude de mesure de 1%. L'OMM considère que l'incertitude possible en exploitation est de 3%.	Capteur spécifié pour $\pm 6\%$. Incertitude acquisition $\leq 1\%$. Étalonnage annuel en laboratoire accrédité.	Capteur spécifié pour $\pm 10\%$. Incertitude acquisition $\leq 1\%$. Étalonnage bi-annuel ou en laboratoire non accrédité.	Spécifications plus lâches que pour les classes A à C (incertitude $> 10\%$). ou Étalonnage inexistant.
Précipitations	$\pm 0,1$ mm pour quantités < 5 mm. $\pm 2\%$ au dessus. <i>L'OMM indique une incertitude possible en exploitation de 5% (ou 0,1 mm) et fonction de l'aérodynamisme du pluviomètre.</i>	Capteur spécifié pour $\pm 5\%$. Erreur en fonction de l'intensité connue. Étalonnage semestriel. Maintenance 1 ^{er} degré Météo-France appliquée	Capteur spécifié pour $\pm 10\%$. Erreur en fonction de l'intensité inconnue. Étalonnage avec une période inférieure ou égale à 18 mois. Une maintenance de 1 ^{er} degré est définie et appliquée.	Spécifications plus lâches que pour les classes A à C. ou pas de méthode de contrôle et de réglage définie ou pas de maintenance appliquée.

NS261.006 DSO/OBS/ClassPerf - Mod/DocProc, version 1 du 30/10/2008

Titre : Classification de performance maintenue	Référence : DSO/GT/OBS-ClassPerf
Date de mise en application : 10/10/2008	Version : 3 n°IdAQ/NS : NS/129/08

Page 4 sur 10

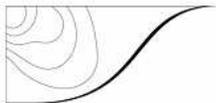


Paramètre	Classe A	Classe B	Classe C	Classe D
Pression	Incertitude de mesure de 0,1 hPa. L'OMM considère que l'incertitude possible en exploitation est de 0,3 hPa. <i>L'OMM indique qu'il peut exister une influence de la vitesse du vent (effet dynamique) ...</i> <i>Note DSO : performance d'un baromètre de référence en laboratoire. Étalonnage au moins annuel.</i>	Capteur spécifié pour $\pm 0,5$ hPa, incluant la stabilité dans le temps. Étalonnage bi-annuel en laboratoire accrédité. Contrôle sur site annuel.	Capteur spécifié pour ± 1 hPa, incluant la stabilité dans le temps. Étalonnage avec périodicité adaptée à cette incertitude.	Spécifications plus lâches que pour les classes A à C ou pas d'étalonnage régulier effectué.
Rayonnement solaire global	Capteur de classe 1 (ISO). Incertitude de $\pm 5\%$ en cumuls quotidiens. Capteur ventilé. Étalonnage bi-annuel. Entretien régulier (au moins hebdomadaire)	Capteur de classe 1 (ISO). Capteur non ventilé. Étalonnage bi-annuel. Maintenance 1 ^{er} degré Météo-France appliquée	Capteur de classe 2 (ISO). Étalonnage bi-annuel. Maintenance 1 ^{er} degré ?	Spécifications plus lâches que pour les classes A à C ou Capteur de type différent d'un pyranomètre à thermopile. ou pas d'étalonnage régulier effectué.
Vent	- Capteur spécifié pour mieux que $\pm 10\%$ (ou $\pm 0,5$ m/s) sur la vitesse. $\pm 5\%$ sur la direction. - Paramètres vent calculés conformément aux recommandations OMM, avec rafales sur 3 secondes.	- Capteur spécifié pour mieux que $\pm 10\%$ (ou $\pm 0,5$ m/s) sur la vitesse. $\pm 10\%$ sur la direction. - Paramètres vent calculés conformément aux recommandations OMM, avec la différence suivante : pour les besoins climatologiques, le maximum de vitesse instantanée concerne la vitesse instantanée représentative d'une période	- Capteur spécifié pour mieux que $\pm 10\%$ (ou $\pm 0,5$ m/s) sur la vitesse. $\pm 10\%$ sur la direction. - Contrôle bi-annuel de l'état mécanique des capteurs et remise en état si nécessaire. - Seuil de démarrage < 2 m/s	Spécifications plus lâches que pour les classes A à C ou Pas de procédure de contrôle appliquée.

NS261.006 DSO/OBS/ClassPerf - Mod/DocProc, version 1 du 30/10/2008

Titre : Classification de performance maintenue	Référence : DSO/GT/OBS-ClassPerf
Date de mise en application : 10/10/2008	Version : 3 n°IdAQ/NS : NS/129/08

Page 5 sur 10



		comprise entre 500 ms et 1 s. - Contrôle annuel des roulements et changement des roulements si un seuil défini est atteint. - Seuil de démarrage < 1 m/s		
Visibilité	± 50 m en dessous de 600 m, ± 10% entre 600 et 1500 m, ± 20% au dessus de 1500, dans 95% des cas. L'OMM considère que l'incertitude possible en exploitation est de 20 m ou 20%.	- Capteur spécifié pour ± 20% dans 90% des cas (de visibilité homogène). - Contrôle d'étalonnage semestriel (ou périodicité recommandée par le constructeur). - Pour les diffusomètres, maîtrise de la chaîne d'étalonnage : plaques de référence, appareils témoins, transmissomètre de référence. - Prise en compte d'alarme capteur pour nettoyer le capteur.	- Capteur spécifié pour ± 40%. - Contrôle d'étalonnage annuel. - Chaîne d'étalonnage identifiée (traçabilité connue), en s'appuyant éventuellement sur les ressources du constructeur.	Spécifications plus lâches que pour les classes A à C ou Pas de procédure de contrôle appliquée.
Température dans le sol et dans l'air hors abri.	Non spécifié par OMM. Incertitude ≤ 0.2°C Etalonnage tous les 5 ans.	Pt100 de classe A (± 0.25°C). Incertitude acquisition < 0.15°C. Contrôle indirect à 0°C lors d'épisodes de neige fondante, pour les températures au dessus du sol.	Pt100 ou capteur avec incertitude < 0.4°C. Incertitude acquisition ≤ 0.3°C.	Spécifications plus lâches que pour les classes A à C Classe E si la hauteur de mesure est inconnue.

NSZ61.006 DSO/OBS-ModèleProcess, version 1 du 30/10/2008

Titre : Classification de performance maintenue	Référence : DSO/GT/OBS-ClassPerf
Date de mise en application : 10/10/2008	Version : 3 n°Id.AQ/NS : NS/129/08

Page 6 sur 10



5. APPLICATION AUX MESURES DES DIFFERENTS RESEAUX

Depuis la version 1 du présent document, la classification a été appliquée (ou est en cours d'application) dans la plupart des réseaux. Une pré-initialisation globale a été effectuée dans le BDCLIM, réseau par réseau, sur les bases suivantes :

5.1. RESEAU RADOME

Les choix effectués pour le réseau Radome (capteurs, maintenance) conduisent à la classification suivante :

	Température air	Humidité relative	Précipitations	Vent	Rayonnement (global)	Températures sol	Pression	Visibilité
Site Radome « Professionnel »	B	B	B	B	A	B	B	B en auto, E sinon
Site Radome « isolé » (RRA)	B	B	B ou C (pluvio. Degréane)	B	B	B	B	/

5.2. RCE

	Température air	Précipitations
Site RCE avec relevés manuels.	D	B

NSZ61.006 DSO/OBS-ModèleProcess, version 1 du 30/10/2008

Titre : Classification de performance maintenue	Référence : DSO/GT/OBS-ClassPerf
Date de mise en application : 10/10/2008	Version : 3 n°Id.AQ/NS : NS/129/08

Page 7 sur 10