



Modélisation de l'influence du changement climatique sur la nappe phréatique du Rhin Supérieur

Simon Lecluse

► To cite this version:

Simon Lecluse. Modélisation de l'influence du changement climatique sur la nappe phréatique du Rhin Supérieur. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2014. Français. NNT : 2014STRAH002 . tel-01037925

HAL Id: tel-01037925

<https://theses.hal.science/tel-01037925>

Submitted on 23 Jul 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

École Doctorale Science de la Terre,
de l'Univers et de l'Environnement

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE STRASBOURG

Discipline : Science de la Terre et de l'Univers

Présentée par

Simon LECLUSE

**Modélisation de l'influence du changement climatique sur la
nappe phréatique du Rhin Supérieur**

Soutenue le 16 Janvier 2014

Membres du Jury

Directeur de thèse : M. P. ACKERER, Directeur de Recherche, LHYGES Strasbourg
Rapporteur interne : M. G. SCHAEFER, Professeur, Université de Strasbourg
Rapporteur externe : M. S. BROUYERE, Professeur, Université de Liège (Belgique)
Rapporteur externe : M. P. HUGGENBERGER, Professeur, Université de Bâle (Suisse)
Examineur : M. P. WENG, Directeur d'agence, BURGEAP Oberhausbergen
Examineur : Mme. F. HABETS, Directeur de Recherche, MINES-PARISTECH
Fontainebleau

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	3
RESUME.....	7
ABSTRACT	8
LISTE DES FIGURES.....	9
INTRODUCTION.....	13
CHAPITRE 1 ETAT DES LIEUX.....	17
1.1. LE FOSSE RHENAN.....	19
1.1.1. Structure géologique	19
1.1.2. Présentation du domaine d'étude	21
1.1.2.1 Structure du Rhin	21
1.1.2.1.1 Le Rhin Alpin et le Haut Rhin.....	22
1.1.2.1.2 Le Rhin Supérieur et le Rhin Moyen.....	22
1.1.2.1.3 Le Rhin Inférieur	22
1.1.2.2 Le bassin Rhénan, une ressource fortement exploitée	23
1.1.3. Le bassin franco-allemand du Rhin supérieur.....	23
1.1.3.1 Situation géographique.....	23
1.1.3.2 Le réseau hydrographique	25
1.2. LES OUTILS DE SIMULATION UTILISES.....	27
1.2.1. HPP-INV	27
1.2.1.1 Ecoulement du fluide dans un milieu poreux.....	27
1.2.1.1.1 Loi de Darcy	27
1.2.1.1.2 Equation de continuité.....	28
1.2.1.1.3 Equation de diffusivité	28
1.2.1.2 Rivières.....	29
1.2.1.2.1 Calcul du débit.....	29
1.2.1.2.2 Calcul des hauteurs d'eau.....	32
1.2.1.2.3 Echange nappe-rivière	33
1.2.1.3 Recharge de la nappe par les précipitations	34
1.2.1.3.1 Transfert au travers de la zone non saturée	35
1.2.1.3.2 Transformation de la lame d'eau infiltrée par zone en débit en chaque nœud.....	36
1.2.1.4 Apports latéraux par les bassins versants	37
1.2.1.4.1 Transfert des eaux souterraines vers l'exutoire	37
1.2.1.4.2 Transformation de la lame d'eau infiltrée par zone en débit, en chaque nœud et pour chaque période	37
1.2.1.5 Résolution du calcul direct.....	38
1.2.1.6 Méthode de calage.....	39
1.2.1.6.1 Méthode de l'état adjoint.....	39
1.2.1.6.2 Paramétrisation multi-échelle.....	40
1.2.2. Modélisation hydrologique	42
1.2.2.1 Modèles pluie-débit.....	42
1.1.1.1.1 Modèles à réservoir unique	42
1.1.1.1.2 Modèles à réservoirs multiples.....	50
1.1.1.1.3 Conclusion.....	63
1.2.2.2 Modules de transformation de la neige en pluie.....	64
1.1.1.1.4 Module dérivé de Markhlouf (GR2M - 1994).....	64
1.1.1.1.5 Module dérivé de HBV	66

1.1.1.1.6	Module dérivé de Meslier.....	67
1.1.1.1.7	Conclusion.....	68
CHAPITRE 2 CALAGE DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE		69
2.1.	MODELISATION DU DOMAINE D'ETUDE	70
2.1.1.	Maillage de la nappe.....	70
2.1.1.1	Structure	70
2.1.1.2	Caractéristiques morphologiques de l'aquifère	71
2.1.1.3	Pompages	72
2.1.1.4	Surfaces imperméables.....	73
2.1.1.5	Porosité de l'aquifère.....	74
2.1.2.	Rivières.....	76
2.1.3.	Apports latéraux	79
2.1.4.	Conditions aux limites.....	81
2.2.	MODELE PLUIE DEBIT	82
2.2.1.	Développement du modèle précipitations-débit (article soumis).....	82
2.2.2.	Application à la thèse	110
2.2.2.1	Spatialisation des données.....	110
2.2.2.2	Débits retenus	111
2.3.	VALIDATION DU CALAGE.....	113
2.3.1.	Données météorologiques	113
2.3.1.1	Précipitations	113
2.3.1.1.1	Pluie.....	113
2.3.1.1.2	Neige.....	114
2.3.1.2	Evapotranspiration Potentielle	115
2.3.1.3	Température.....	116
2.3.1.4	Infiltrations efficaces appliquées.....	117
2.3.2.	Perméabilité.....	119
2.3.2.1	Détermination du nombre de calages nécessaires	119
2.3.2.2	Modèle calé	120
2.3.3.	Piézomètres	122
2.3.4.	Stations de mesure de débit	124
2.4.	FONCTIONNEMENT DE L'AQUIFERE DU RHIN SUPERIEUR SUR LA PERIODE 1986-2002 ..	129
2.4.1.	Bilan hydrique 1986-2002.....	129
2.4.1.1	Débits entrants.....	129
2.4.1.2	Débits sortants	130
2.4.1.3	Variations du stock d'eau disponible	131
2.4.1.4	Comparaison avec les résultats du modèle MODCOU	132
2.4.2.	Débits dans les rivières.....	133
2.4.3.	Hauteurs piézométriques	134
CHAPITRE 3 CALCULS DE L'INFLUENCE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE...		138
3.1.	EVOLUTION DES DONNEES METEOROLOGIQUES	143
3.1.1.	Précipitations.....	143
3.1.1.1	Futur proche	143
3.1.1.2	Futur lointain	146
3.1.2.	ETP.....	151
3.1.2.1	Futur proche	151
3.1.2.2	Futur lointain	153
3.1.3.	Bilan mensuel.....	157

3.1.3.1	Précipitations	157
3.1.3.1.1	Futur proche.....	157
3.1.3.1.2	Futur lointain	158
3.1.3.2	Evapotranspiration Potentielle	161
3.1.3.2.1	Futur proche.....	161
3.1.3.2.2	Futur lointain	163
3.1.3.3	Conclusion générale sur les évolutions météorologiques	164
3.2.	APPROXIMATIONS EFFECTUEES	165
3.3.	IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LA NAPPE DU RHIN SUPERIEUR	168
3.3.1.	Evolution moyenne de la hauteur piézométrique	168
3.3.1.1	Futur proche	168
3.3.1.2	Futur lointain	170
3.3.1.2.1	Modèles ARPEGE.....	170
3.3.1.2.2	Autres modèles	172
3.3.1.3	Comparaison avec les résultats du modèle MODCOU	175
3.3.1.3.1	Futur proche.....	177
3.3.1.3.2	Futur lointain	177
3.3.2.	Evolution de la hauteur piézométrique pour les mois de hautes et basses eaux	179
3.3.2.1	Futur proche	179
3.3.2.2	Futur lointain.....	183
3.3.2.2.1	Modèles ARPEGE.....	183
3.3.2.2.2	Autres modèles	185
3.3.2.3	Estimation de l'incertitude des prévisions.....	189
3.3.3.	Evolution du débit dans les rivières	193
3.3.3.1	Futur proche	193
3.3.3.1.1	L'Ill à Strasbourg et la Kinzig	193
3.3.3.1.2	Le Rhin à l'exutoire du domaine	196
3.3.3.1.3	Conclusions futur proche.....	197
3.3.3.2	Futur lointain	198
3.3.3.2.1	L'Ill à Strasbourg et la Kinzig	198
3.3.3.2.2	Le Rhin à l'exutoire du domaine	200
3.3.3.2.3	Conclusions futur lointain	201
3.3.3.3	Comparaison avec les résultats du modèle MODCOU	203
	CONCLUSION GENERALE	205
	REMERCIEMENTS.....	208
	RÉFÉRENCES.....	209
	ANNEXE A : RESULTATS DU CALAGE DES DEBITS AUX PREMIERS DES RIVIERES PAR LE MODELE PLUIE-DEBIT	213
	ANNEXE B : CHRONIQUES DES PIEZOMETRES CALES SUR LA PERIODE 1986-2002.....	227
	ANNEXE C : CHRONIQUES DES DEBITS CALES SUR LA PERIODE 1986-2002.	279
	ANNEXE D : ECARTS TYPES CALCULES POUR DIFFERENTS SCENARIOS DE CHANGEMENT CLIMATIQUE ET CHAQUE HORIZON FUTUR.....	289

RESUME

Cette recherche vise, dans un premier temps, à améliorer la connaissance du fonctionnement de l'aquifère du Rhin Supérieur entre Bâle et Lauterbourg, sur une période de temps présent (janvier 1986 à décembre 2002), puis, dans un deuxième temps, à évaluer l'impact du changement climatique sur l'aquifère.

Pour obtenir ces résultats, nous avons utilisé le modèle hydrogéologique HPP-INV (Chardigny, 1997) pour le calage de différents paramètres par méthode inverse, pour évaluer le fonctionnement de l'aquifère du Rhin Supérieur en temps présent. Ce modèle, associé à un modèle hydrologique que nous avons développé pour l'occasion, nous a permis de calculer les évolutions piézométriques et de débits dans les rivières pour les 2 horizons futurs par rapport la période de temps présent.

Nous avons d'abord caractérisé l'aquifère et défini son fonctionnement. Au niveau de la hauteur piézométrique et du débit dans les rivières de plaine, nous avons identifié le mois de février comme le mois des hautes eaux et le mois de septembre comme celui des basses eaux. A l'inverse, le Rhin suit un régime nivo-glaciaire, soit une période d'étiage en hiver et une période de pointe durant l'été. Nous avons également mis en évidence l'importance des échanges nappe-rivières dans le fonctionnement de l'aquifère, qui représentent 59 % du débit entrant et 87 % du débit sortant par rapport à la nappe phréatique.

L'impact du changement climatique sur l'aquifère est ensuite étudié selon 3 scénarios d'émission de gaz à effet de serre développés par le GIEC (Groupement d'experts Intergouvernementaux sur l'Evolution du Climat) : un scénario optimiste, un scénario pessimiste et un scénario intermédiaire. Ces 3 scénarios d'émissions de gaz à effet de serre ont permis la création de 9 scénarios météorologiques, utilisés pour les prévisions sur 2 horizons futurs par rapport au temps présent (août 1961 à juillet 2000) : un futur proche (août 2046 à juillet 2065) et un futur lointain (août 2081 à juillet 2098).

Nous avons déterminé que pour la période de futur proche, l'évolution piézométrique calculée dépend du scénario météorologique. En effet, certains scénarios prévoient un abaissement non significatif du niveau de la nappe, alors que d'autres prévoient une élévation. Enfin, un dernier prévoit une élévation du niveau de la nappe dans sa moitié Sud et un abaissement dans sa moitié Nord.

Pour la période de futur lointain, certaines prévisions présentent un abaissement du niveau de la nappe, plus important pour le scénario climatique le plus pessimiste. Les autres scénarios présentent une élévation globale du niveau de la nappe, très variable selon le scénario météorologique.

Concernant le débit dans les rivières, tous les scénarios prévoient la même tendance pour les 2 horizons futurs. Le Rhin présente une diminution du débit estival, soit son débit de pointe, et une augmentation de son débit hivernal, soit son débit d'étiage ; ce phénomène, plus important pour la période de futur lointain que pour la période de futur proche, montre une modification du régime du Rhin vers un régime pluvio-nival. Pour les autres rivières, nous avons observé une diminution du débit d'étiage et une augmentation du débit de pointe, plus importantes pour la période de futur lointain (entre -46% et -8% pour le débit d'étiage, et entre +32% et +94% pour le débit de pointe) que pour la période de futur proche (entre -42% et -6% pour le débit d'étiage, entre +0% et +102% pour le débit de pointe).

ABSTRACT

This research aims to, firstly, improve the understanding of the functioning of Upper Rhine aquifer between Basel and Lauterbourg during present time (January 1986-December 2002) and, secondly, assess the impact of climate change on the aquifer.

To obtain these results, we used the hydrogeological model HPP- INV (Chardigny, 1997) for different parameters calibration by inverse method, to assess the functioning of the Upper Rhine aquifer in present time. Combining this model with a hydrological model that we developed for the occasion, we could calculate changes of piezometric level and flows in rivers for two future horizons of this report time period.

We first characterized the aquifer and defined its operation. At the pressure head and flow in lowland rivers, we identified the month of February as the month of high water and September as the low water month. On the opposite the Rhine follows a snow and ice regime, a period of low water in winter and a peak during summer. We also highlighted the importance of exchange water table/river in the functioning of the aquifer, which represent 59% of the inflow and 87% of the outflow compared to the groundwater.

The impact of climate change on the aquifer is then studied through three scenarios of greenhouse gas emissions developed by the IPCC (the Intergovernmental Panel on Climate Change): an optimistic scenario, a pessimistic scenario and an intermediate scenario. These three scenarios led to the creation of nine weather scenarios used to forecast 2 future horizons compared to the present time (August 1961-July 2000) : a near future (August 2046 to July 2065) and distant future (August 2081-July 2098).

We determined that for the period of the near future, the calculated piezometric evolution depends on the weather scenario. In fact, some scenarios predict an insignificant lowering of the water, while others predict a rise. Finally, one foresees a raise of the water level in its southern half and a reduction in its northern half.

For the distant future, some forecasts show a lowering of the water, the most important diminution for the pessimistic climate scenario. Other scenarios show an overall rise of the water level, variable depending on the weather scenario.

Concerning the rivers flows, all scenarios predict the same trend for the two future horizons. The Rhine has a reduced summer flow - its peak flow - and an increase in winter flows - its low flow. This phenomenon, more important for the distant future compared to the near future, shows a shift of the Rhine regime to a snow and rain regime. For other rivers, we observed a decrease in low flows and an increase of the peak flow, more important for the distant future period (between -46% and -8% for low flows, and between +32% and +94% for the peak flow) than the near future (between -42% and -6% for low flows, between +0% and +102% for the peak flow).

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Structure géologique de la plaine du Rhin Supérieur (Infoterre)	20
Figure 2.	Structure du Rhin de la source à l'embouchure	21
Figure 3.	Aquifères d'Alsace (DIREN-Alsace, 2007)	24
Figure 4.	Réseau hydrologique du bassin du Rhin Supérieur.....	25
Figure 5.	Principe d'un tronçon de rivière (Chardigny, 1999)	29
Figure 6.	Représentation du lit mineur des rivières (Chardigny, 1999)	32
Figure 7.	Principe de la recharge de la nappe par les précipitations.....	34
Figure 8.	Principe de la paramétrisation multi-échelle (Chardigny, 1999)	41
Figure 9.	Schéma structurel du modèle de Gardner-Bhaskar (1999)	43
Figure 10.	Schéma structurel du modèle de Guo (2002)	45
Figure 11.	Schéma structurel du modèle de Vandwiele et al (1991).....	46
Figure 12.	Schéma structurel du modèle de Nanjing-Wood (1991).....	48
Figure 13.	Schéma structurel du modèle GR2M – Mouelhi (2003).....	51
Figure 14.	Schéma structurel du modèle de Thornthwaite et Mater (1955).....	53
Figure 15.	Schéma structurel du modèle de Ibrahim et Cordery (1995)	55
Figure 16.	Schéma structurel du modèle Ta – Alley (1985).....	57
Figure 17.	Schéma structurel du modèle ABCD – Thomas (1981).....	59
Figure 18.	Schéma structurel du modèle de Milly (1994)	61
Figure 19.	Mailles et nœuds utilisés pour le modèle	70
Figure 20.	Topographie de la zone modélisée	71
Figure 21.	Epaisseur de la nappe	72
Figure 22.	Localisation des données de pompages.....	73
Figure 23.	Imperméabilisation des surfaces	74
Figure 24.	Chroniques piézométriques obtenues au nœud 2170 lors du calage de la porosité	75
Figure 25.	Porosité des formations géologiques.....	76
Figure 26.	Nœuds de modélisation des rivières.....	77
Figure 27.	Débits imposés aux nœuds amont des rivières.....	78
Figure 28.	Données de modélisation du Rhin.....	79
Figure 29.	Bassins versants d'échanges souterrains latéraux	80
Figure 30.	Conditions aux limites du modèle	81
Figure 31.	Localisation des bassins versants modélisés	110
Figure 32.	Zones d'altitude des bassins versants	111
Figure 33.	Précipitations pluvieuses moyennes annuelles.....	113
Figure 34.	Précipitations neigeuses moyennes annuelles	115
Figure 35.	Moyennes annuelles d'évapotranspiration potentielle (ETP)	116
Figure 36.	Températures moyennes annuelles.....	117
Figure 37.	Pluies efficaces moyennes annuelles.....	118
Figure 38.	Valeur moyenne et écart-type liés à la perméabilité en fonction du nombre de calages pour la maille n°10	119
Figure 39.	Valeurs moyennes de perméabilité obtenues par les calages	120
Figure 40.	Valeurs du coefficient de variation lié à la perméabilité.....	121
Figure 41.	Répartition des piézomètres sur la zone d'étude.....	122
Figure 42.	Spatialisation des erreurs moyennes absolues obtenues lors du calage	123
Figure 43.	Pourcentage d'occurrence des erreurs obtenues.....	124
Figure 44.	Localisation des 15 stations de mesure de débits	125

Figure 45.	Débit simulé et débit réel au 2e point de l'Ill (après l'affluence de la Thur et de la Doller).....	126
Figure 46.	Débit simulé et débit réel au 3e point de l'Ill (après l'affluence de la Lauch)	127
Figure 47.	Débits simulés et débits réels de l'Etz (en haut) et du canal Léopold (en bas)	128
Figure 48.	Débits moyens entrant vers la nappe.....	129
Figure 49.	Débits moyens sortant de la nappe.....	130
Figure 50.	Bilan hydrique	131
Figure 51.	Ecarts au débit moyen pour les mois de hautes eaux (février) et d'étiage (septembre).....	133
Figure 52.	Hauteur piézométrique moyenne.....	134
Figure 53.	Ecarts à la hauteur moyenne pour les mois de hautes eaux (février) et d'étiage (septembre).....	135
Figure 54.	Variation des précipitations moyennes annuelles entre la période « temps présent » et la période « futur proche »	143
Figure 55.	Variation des précipitations moyennes annuelles entre la période « temps présent » et la période « futur lointain » pour les 3 modèles calculés par Météo-France	146
Figure 56.	Variation des précipitations moyennes annuelles entre la période « temps présent » et la période « futur lointain » pour les 6 autres modèles.....	148
Figure 57.	Variation de l'évapotranspiration potentielle entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche »	151
Figure 58.	Variation de l'évapotranspiration potentielle entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour les 3 modèles calculés par Météo-France	153
Figure 59.	Variation de l'évapotranspiration potentielle entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour les 6 autres modèles	155
Figure 60.	Différence moyenne de précipitations entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche ».....	157
Figure 61.	Différence moyenne de précipitations entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain »	159
Figure 62.	Différence moyenne de l'ETP entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche ».....	161
Figure 63.	Différence moyenne de l'ETP entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain »	163
Figure 64.	Débits moyens mensuels appliqués au Rhin à Bâle pour les 3 périodes étudiées.....	166
Figure 65.	Variations des hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche ».....	168
Figure 66.	Variations des hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour les modèles ARPEGE.....	171
Figure 67.	Variations des hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour les 6 autres modèles.....	173
Figure 68.	Evolution des niveaux piézométriques moyens simulés aux 190 piézomètres entre la période de temps présent et la période de futur lointain pour les 3 modèles climatiques ARPEGE (THIERION, 2012)	175
Figure 69.	Evolution des niveaux piézométriques moyens simulés aux 190 piézomètres entre la période de temps présent et les périodes de futur proche (en haut) et de futur lointain (en bas) (THIERION, 2012).....	176

Figure 70.	Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche » pour le mois de février 179
Figure 71.	Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche » pour le mois de septembre..... 180
Figure 72.	Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour le mois de février pour les modèles ARPEGE 183
Figure 73.	Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour le mois de septembre pour les modèles ARPEGE 183
Figure 74.	Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour le mois de février pour les 6 autres modèles..... 185
Figure 75.	Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour le mois de septembre pour les 6 autres modèles..... 186
Figure 76.	Ecart type calculé par rapport au niveau piézométrique pour les modèles ARPEGE_A1B, CCCMA et MRI pour la période de futur proche 190
Figure 77.	Ecart type calculé par rapport au niveau piézométrique pour les modèles ARPEGE_A1B, ARPEGE_A2 et ARPEGE_B1 pour la période de futur lointain..... 190
Figure 78.	Ecart type calculé par rapport au niveau piézométrique pour les modèles CCCMA et MRI pour la période de futur lointain..... 191
Figure 79.	Evolution du débit mensuel moyen de l'Ill à Strasbourg (futur proche)..... 194
Figure 80.	Evolution du débit mensuel moyen de la Kinzig (futur proche) 194
Figure 81.	Evolution du débit mensuel moyen du Rhin à l'exutoire du domaine (futur proche)..... 196
Figure 82.	Evolution du débit mensuel moyen de l'Ill à Strasbourg (futur lointain) 198
Figure 83.	Evolution du débit mensuel moyen de la Kinzig (futur lointain)..... 198
Figure 84.	Evolution du débit mensuel moyen du Rhin à l'exutoire du domaine (futur lointain) 201

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	Tableau comparatif de la répartition des flux entrants et sortants de l'aquifère calculés par les programmes HPP-INV et MODCOU pour le temps présent	132
Tableau 2	Noms complets et abréviations des modèles de changement climatique utilisés.....	142
Tableau 3	Tableau récapitulatif des évolutions des débits pour la période de futur proche	197
Tableau 4	Tableau récapitulatif des évolutions des débits pour la période de futur lointain.....	202

INTRODUCTION

L'aquifère du Rhin Supérieur est un des plus grands aquifère d'Europe, d'une capacité d'environ 50 milliards de mètres cubes d'eau. Soumis à une pression anthropique énorme, l'aquifère souffre beaucoup de pollutions diverses ; cette eau souterraine peu profonde est donc très vulnérable. De plus, la qualité et la quantité d'eau disponible pourraient subir de fortes modifications dues au changement climatique et aux différentes pressions anthropiques. Il est donc essentiel de pouvoir déterminer l'impact de ce changement climatique sur cet aquifère.

Depuis 1988, le Groupement d'experts Intergouvernementaux sur l'Evolution du Climat (GIEC) suit et estime les émissions de gaz à effet de serre. En 2007, le GIEC a publié un rapport dont une partie contient une étude sur l'impact, l'adaptation et la vulnérabilité au changement climatique. Cette étude a permis d'aboutir à différents scénarios d'émission de gaz à effet de serre à l'échelle mondiale (IPCC, 2007). Ces scénarios sont répartis en plusieurs familles dont les familles A1, A2 et B1, comprenant les scénarios SRES_A1B, SRES_B1 et SRES_A2, que nous utiliserons dans notre travail.

La famille des scénarios A1 prévoit une croissance économique très rapide, une introduction rapide de nouvelles technologies plus efficaces ainsi qu'une augmentation de la population mondiale atteignant son maximum au milieu du siècle puis une diminution pour le reste du siècle à venir. La famille de scénarios A2 prévoit un accroissement continu de la population ; ainsi qu'une croissance économique et une évolution technologique plus lentes que pour la famille A1. Enfin la famille B2 prévoit une augmentation de la population jusqu'au milieu du siècle puis une diminution, comme la famille A1, et une introduction de technologies plus propres et plus rentables.

Ces scénarios d'évolutions démographiques, économiques et technologiques entraînent des évolutions d'émissions de gaz à effet de serre différentes.

Le scénario SRES_B1 est le scénario le plus optimiste, les émissions de gaz à effet de serre estimées augmentent légèrement entre le temps présent et 2040, puis elles diminuent jusqu'en 2100, date à laquelle les émissions sont inférieures aux émissions actuelles.

Le scénario SRES_A2 prévoit une augmentation constante des émissions de gaz à effet de serre, jusqu'à atteindre en 2100 des émissions 4 fois supérieures aux émissions actuelles, ce qui en fait le scénario le plus pessimiste.

Enfin le scénario SRES_A1B est considéré comme intermédiaire, car les émissions de gaz à effet de serre prévues augmentent dans un premier temps jusqu'à atteindre en 2050 le double des émissions actuelles, puis diminuent jusqu'en 2100 pour atteindre une valeur légèrement supérieure à la valeur actuelle.

Cependant, il faut noter que les concentrations en gaz à effet de serre sont en augmentation jusqu'en 2100 quel que soit le scénario utilisé. Le scénario SRES_A2 prévoit une multiplication par 2,2 des concentrations en gaz à effet de serre par rapport au temps actuel, alors que le scénario SRES_B1 prévoit une multiplication par 1,4 et le scénario SRES_A1B par 1,8.

Ces 3 scénarios d'émission de gaz à effet de serre sont à la base des 7 Modèles de Circulation Générale Océan-Atmosphère (MCGOA) utilisés lors de nos travaux. Ces MCGOA ont permis d'obtenir les données météorologiques utilisées pour les calculs de débits pour les périodes de temps présent, de futur proche et de futur lointain. Les 7 modèles sont :

- ARPEGE (Météo-France, France)
- CCCMA_CGCM3_1_T63 (Canadian Center for Climate Modeling and Analysis, Canada)
- GFDL_CM2_0 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA, USA)
- GFDL_CM2_1 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA, USA)
- GISS_MODEL_E_R (Goddard Institute for Space Studies, NASA, USA)
- MPI_ECHAM5 (Max Planck Institute for Meteorology, Allemagne)
- MRI_CGCM2_3_2A (Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, Japon)

Tous les modèles utilisés par le GIEC proposent différentes représentations et prises en compte de l'atmosphère, des océans et des zones terrestres à travers l'humidité du sol.

L'atmosphère est pris en compte sur différentes résolutions pour chaque modèle, variant entre $1,9^\circ \times 1,9^\circ$ et $4^\circ \times 5^\circ$. De plus, la pression atmosphérique appliquée à la couche supérieure varie également entre 0,1 hPa et 10 hPa.

De même, les modèles proposent différentes résolutions de maillage pour la prise en compte des océans, variant entre $0,9^\circ \times 1,4^\circ$ et $4^\circ \times 5^\circ$. Les conditions à la limite supérieure changent également : les modèles CCCMA_CGCM3_1_T63 et MRI_CGCM2_3_2A considèrent un milieu confiné alors que les autres considèrent la limite comme une surface libre.

Enfin, la prise en compte des surfaces terrestres varie uniquement par rapport à l'humidité dans le sol. En effet, les modèles GFDL_CM2_0, GFDL_CM2_1 et MPI_ECHAM5 ne considèrent le sol que comme une seule couche, alors que les autres utilisent un modèle multicouche. Par contre, les 7 modèles s'accordent pour prendre en compte le couvert végétal et le tracé des rivières.

Toutes ces différences entre les modèles entraînent donc des différences sur les données météorologiques en résultant, ce qui permet de couvrir une plus grande partie du champ des évolutions possibles. Ces différents jeux de données météorologiques seront explicités dans ce travail.

Les sorties de ces modèles étant à l'échelle planétaire, le maillage utilisé pour les données météorologiques était donc trop grand. C'est pourquoi la régionalisation des données a été effectuée par le modèle SAFRAN (HABETS et al., 2008), développé au sein de Météo France. Grâce à ce modèle, nous avons obtenu les données météorologiques sur un maillage allant de 1 km^2 à 16 km^2 .

Ces jeux de données météorologiques sont disponibles sur 3 périodes (temps présent 1961-2000, futur proche 2046-2065 et futur lointain 2081-2098), ce qui permet le calcul d'état de la nappe pour 2 horizons futurs distincts grâce au code HPP-INV (Chardigny, 1999). Ces 2 horizons futurs (proche 2046-2065 et lointain 2081-2098) vont donc être utilisés pour obtenir

l'évolution de l'état de la nappe et des rivières la parcourant par rapport au temps présent (1961-2000).

L'objectif de cette thèse est d'analyser l'impact du changement climatique sur la ressource en eau de l'aquifère du Rhin Supérieur en fonction des différents scénarios d'évolution du climat. Cette démarche a impliqué, dans un premier temps, une caractérisation approfondie du fonctionnement actuel de bassin du Rhin Supérieur. Nous avons ensuite appliqué ces principes de fonctionnement au bassin du Rhin soumis aux différents scénarios de changement climatique, afin d'établir les évolutions potentielles des caractéristiques de la nappe.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet ANR-VULNAR, soutenu par l'Agence National de la Recherche (ANR) dans le cadre de la thématique « Vulnérabilité : Milieux et Climats ». Ce projet regroupe des équipes de recherche de Météo France (CNRM / GAME), du Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg (LHYGES), de MINES Paristech (Centre de Géosciences) et de l'université Paris 6 (Laboratoire Sisyphe).

Elle a été financée par ce projet ANR-VULNAR, ainsi que par la région Alsace.

Ce projet a permis de financer également la thèse de Charlotte THIERION aux MINES Paristech, dont l'intitulé est « L'aquifère alluvial du fossé rhénan supérieur : fonctionnement, vulnérabilités actuelles et prévisibles sous l'impact du changement climatique ». Cette thèse s'appuie sur le modèle MODCOU, qui est un modèle hydrogéologique couplé à un module permettant une estimation du bilan des eaux de surface. Le module permet d'obtenir, à partir des précipitations journalières et de l'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration réelle, ainsi que l'infiltration et le ruissellement. Ayant décidé de ne pas traiter cette étape avec le code HPP-INV, nous avons récupéré les données d'infiltration grâce au module de MODCOU pour les différents scénarios climatiques. De plus, les résultats du modèle MODCOU vont permettre une comparaison des résultats pour le fonctionnement de l'aquifère en temps présent et pour les estimations de l'impact du changement climatique sur les hauteurs piézométriques et les débits dans les rivières au sein de l'aquifère du Rhin Supérieur.

Le projet franco-germano-suisse INTERREG MoNit, porté par le Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz du Bade Wurtemberg (LUBW), a permis la modélisation de l'aquifère. En effet, grâce à ce projet sur la modélisation de la pollution des eaux souterraines par les nitrates dans la vallée du Rhin Supérieur, nous avons les données nécessaires pour caractériser la géométrie de l'aquifère et des rivières le parcourant, ainsi que l'occupation des sols. De plus, la période de simulation étant également entre janvier 1986 et décembre 2002, nous avons pu obtenir les différents flux imposés (débits à l'entrée des rivières, pompages), ainsi que les données permettant l'initialisation du calcul et le calage de différents paramètres nécessaires à la caractérisation de l'aquifère, des rivières et des flux latéraux en temps présent.

Ce mémoire est organisé en 3 chapitres, dont le contenu est le suivant.

Dans un premier temps, nous aborderons le contexte de l'étude à travers une présentation du contexte géologique, ainsi qu'une énumération de différentes parties du bassin du Rhin et de l'utilisation de l'eau qui y est faite, puis nous nous intéresserons au bassin franco-allemand

plus en détails. Enfin, un récapitulatif des phénomènes modélisés par le programme HPP-INV et une synthèse des principaux modèles pluie-débit seront présentés.

Le deuxième chapitre de ce mémoire présente, en premier lieu, le modèle permettant la représentation du bassin du Rhin Supérieur. Ensuite, un modèle précipitations-débit, développé dans le cadre de ce travail, est présenté sous la forme d'un article soumis à revue scientifique. Enfin, nous aborderons la validité du calage effectué sur le domaine et le fonctionnement du bassin du Rhin Supérieur pour une période allant de janvier 1986 à décembre 2002.

Le troisième chapitre présente l'évolution des données météorologiques utilisées ainsi que les approximations inhérentes à la modélisation de temps futurs. Nous aborderons ensuite les résultats obtenus sur l'impact du changement climatique, sous la forme de différences de hauteurs piézométriques ou de débits pour 2 horizons futurs (2046-2065 et 2081-2098) par rapport à une période de temps présent (1961-2000). Ce chapitre permettra également de mettre en avant la stabilité des résultats à travers l'étude de l'évolution du niveau de la nappe pour 2 mois spécifiques : celui des hautes eaux, février, et celui des basses eaux, septembre.

En conclusion, nous synthétiserons les grandes tendances observées pour les différents scénarios, tout en rappelant les incertitudes liées à la modélisation. Nous évoquerons finalement les utilisations potentielles des résultats de cette recherche.

Chapitre 1 Etat des lieux

1.1.	LE FOSSE RHENAN.....	19
1.1.1.	Structure géologique	19
1.1.2.	Présentation du domaine d'étude	21
1.1.2.1	Structure du Rhin	21
1.1.2.1.1	Le Rhin Alpin et le Haut Rhin.....	22
1.1.2.1.2	Le Rhin Supérieur et le Rhin Moyen.....	22
1.1.2.1.3	Le Rhin Inférieur	22
1.1.2.2	Le bassin Rhénan, une ressource fortement exploitée	23
1.1.3.	Le bassin franco-allemand du Rhin supérieur.....	23
1.1.3.1	Situation géographique.....	23
1.1.3.2	Le réseau hydrographique	25
1.2.	LES OUTILS DE SIMULATION UTILISES.....	27
1.2.1.	HPP-INV	27
1.2.1.1	Ecoulement du fluide dans un milieu poreux.....	27
1.2.1.1.1	Loi de Darcy	27
1.2.1.1.2	Equation de continuité.....	28
1.2.1.1.3	Equation de diffusivité	28
1.2.1.2	Rivières.....	29
1.2.1.2.1	Calcul du débit.....	29
1.2.1.2.2	Calcul des hauteurs d'eau.....	32
1.2.1.2.3	Echange nappe-rivière	33
1.2.1.3	Recharge de la nappe par les précipitations	34
1.2.1.3.1	Transfert au travers de la zone non saturée	35
1.2.1.3.2	Transformation de la lame d'eau infiltrée par zone en débit en chaque nœud.....	36
1.2.1.4	Apports latéraux par les bassins versants	37
1.2.1.4.1	Transfert des eaux souterraines vers l'exutoire	37
1.2.1.4.2	Transformation de la lame d'eau infiltrée par zone en débit, en chaque nœud et pour chaque période	37
1.2.1.5	Résolution du calcul direct.....	38
1.2.1.6	Méthode de calage.....	39
1.2.1.6.1	Méthode de l'état adjoint.....	39
1.2.1.6.2	Paramétrisation multi-échelle.....	40
1.2.2.	Modélisation hydrologique	42
1.2.2.1	Modèles pluie-débit.....	42
1.1.1.1.1	Modèles à réservoir unique	42
	Modèle de Gardner–Bhaskar (1999).....	43
	Modèle de Guo (2002).....	45
	Modèle de Vandewiele et al. (1991).....	46
	Modèle Nanjing–Wood (1991).....	48
1.1.1.1.2	Modèles à réservoirs multiples.....	50
	Modèle GR2M – Mouelhi (2003).....	51
	Modèle de Thornthwaite et Mater (1955).....	53
	Modèle de Ibrahim et Cordery (1995)	55
	Modèle Ta – Alley (1985)	57
	Modèle ABCD – Thomas (1981).....	59

Modèle de Milly (1994)	61
1.1.1.1.3 Conclusion.....	63
1.2.2.2 Modules de transformation de la neige en pluie.....	64
1.1.1.1.4 Module dérivé de Markhlouf (GR2M - 1994).....	64
1.1.1.1.5 Module dérivé de HBV	66
1.1.1.1.6 Module dérivé de Meslier.....	67
1.1.1.1.7 Conclusion.....	68

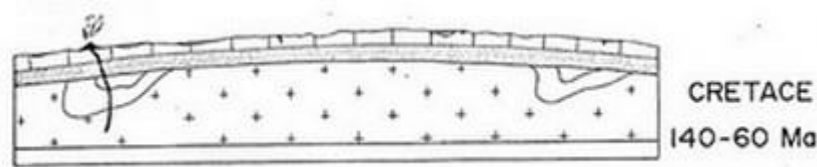
1.1. LE FOSSE RHENAN

1.1.1. STRUCTURE GEOLOGIQUE

Le fossé rhénan, aussi appelé « graben rhénan », est situé à la frontière entre la France et l'Allemagne. Il est composé par la plaine du Rhin et par les massifs des Vosges à l'Ouest et de la Forêt Noire à l'Est.

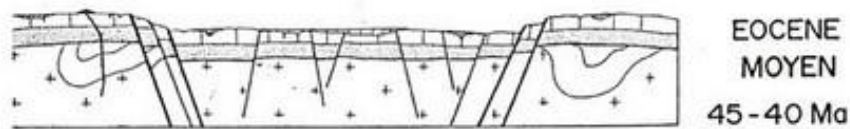
Le socle rhénan est originaire de l'orogénèse hercynienne.

Du Crétacé au Paléocène, ce socle est érodé de par sa situation en domaine continental.

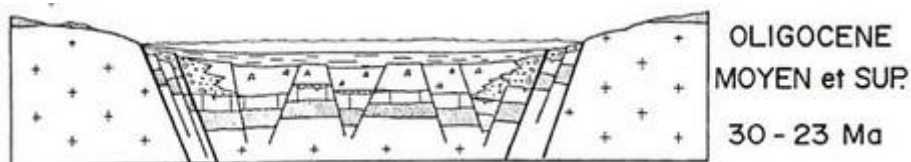


Durant l'Eocène, il y a alors une sédimentation détritique due à la présence de petits lacs et de fleuves.

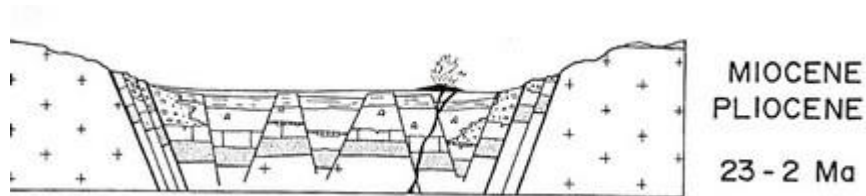
Cependant, l'ouverture de l'Atlantique et la collision alpine font apparaître les premières distensions en Europe de l'Ouest. C'est alors que débute l'affaissement du Fossé Rhénan.



Au début de l'Oligocène, le massif, qui joignait les Vosges à la Forêt Noire, commence à s'effondrer dans sa partie centrale. Cet effondrement se fait par paliers, ce qui provoque le soulèvement des massifs bordiers et l'envahissement de la partie centrale du fossé par les 'mers' oligocènes. A partir de l'Oligocène terminal (Chattien), le soulèvement des Alpes provoque un soulèvement du fossé s'atténuant vers le Nord, il y a alors un retrait progressif de la mer vers le Nord.



Au début du Miocène, il y a un abaissement profond du fossé septentrional, dû au soulèvement et au basculement de la partie méridionale du fossé. La mer est alors chassée vers le Nord, ce qui entraîne une forte sédimentation. Au début du Miocène, un volcanisme débute, ce qui entraîne la formation du massif du Kaiserstuhl au Sud et du Vogelsberg au Nord du Fossé Rhénan du côté allemand.



A la fin du Miocène, il ne subsiste qu'une dépression centrale au Nord du fossé. Durant le Pliocène, le fossé rhénan subit une forte altération et érosion ainsi qu'une accumulation massive de matériaux.

C'est à partir du Quaternaire que la morphologie actuelle apparaît. Le Rhin et ses affluents venant des massifs des Vosges et de la Forêt Noire vont alors combler le fossé par une épaisse couche d'alluvions (galets, graviers, sables, limons et argiles).



Actuellement, les couches affleurant sont principalement de l'ère Quaternaire, comme le montre la Figure 1. Cependant, aux abords de Mulhouse, dans la région du Sundgau, nous pouvons retrouver des couches des époques Oligocène et Pliocène. Il s'agit du horst de Mulhouse qui a subi une subsidence moins importante que le reste du fossé d'effondrement ou bien un soulèvement tardif.

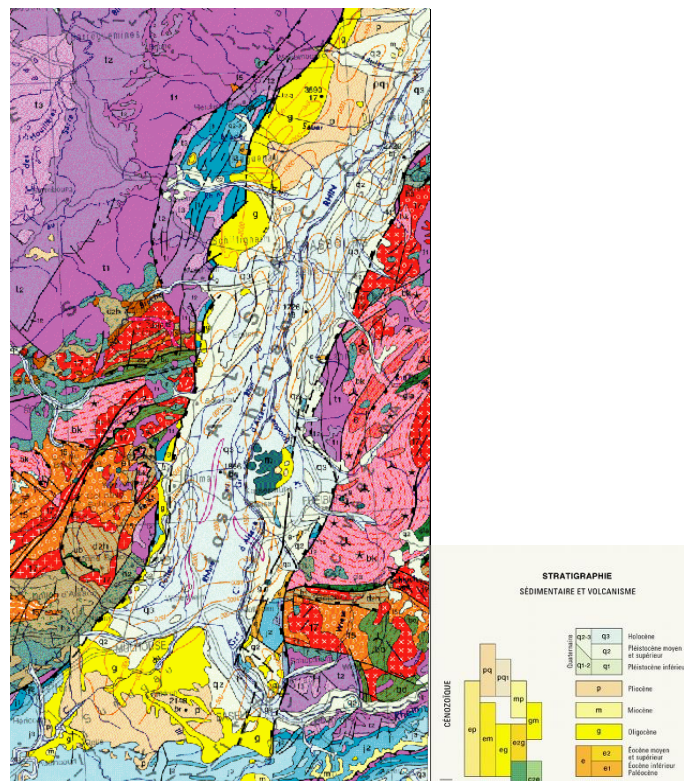


Figure 1. Structure géologique de la plaine du Rhin Supérieur (Infoterre)

La présence du Rhin a permis l'apport et le dépôt des produits de l'érosion alpine. L'érosion des massifs des Vosges et de la Forêt Noire et la présence du Rhin a permis à des matériaux peu consolidés de former un aquifère alluvial d'extension régionale possédant une importante réserve en eau souterraine.

1.1.2. PRESENTATION DU DOMAINE D'ETUDE

1.1.2.1 Structure du Rhin

Le Rhin mesure 1320 km, ce qui en fait un des plus longs fleuves d'Europe. Il prend sa source dans les Alpes suisses. Sur tout son linéaire, il est alimenté par les précipitations et la fonte des neiges de 9 pays. Le bassin du Rhin a une superficie de 185 000 km² et est occupé par près de 50 millions de personnes. Il sert de frontière naturelle entre différents pays : la Suisse et le Liechtenstein, la Suisse et l'Autriche, l'Allemagne et la Suisse et enfin la France et l'Allemagne.

Il peut être séparé en 5 portions principales, comme le montre la Figure 2.



Figure 2. Structure du Rhin de la source à l'embouchure

Nous avons donc d'amont en aval :

- le Rhin alpin, de sa source au lac Constance
- le Haut-Rhin, du lac Constance à Bâle
- le Rhin Supérieur, de Bâle à Bingen
- le Rhin Moyen, de Bingen à Bonn

- le Rhin Inférieur, de Bonn à son delta.

1.1.2.1.1 Le Rhin Alpin et le Haut Rhin

Le Rhin prend sa source dans le massif de Gothard dans les Alpes suisses à 3 400 m d'altitude. Le bassin de Rhin Alpin a une superficie de 16 000 km², dont 400 km² sont recouverts de glaciers (Grabs, 1997). Les précipitations y atteignent 3 000 mm/an dans les montagnes et 600 mm/an dans les vallées (RIZA, 2000), dont la majorité est temporairement stockée sous forme de neige. L'apport par les différentes rivières est donc maximum lors de la fonte des neiges durant la période estivale. Cet apport, cumulé aux précipitations, fait que le Rhin atteint son débit de pointe durant la période estivale (Middelkoop, 2000).

Le Haut-Rhin a été sujet à de fréquentes inondations ainsi qu'à une forte sédimentation et un déplacement fréquent de son lit dans le passé. C'est pourquoi le Rhin est désormais régulé avec un lit stable et régulier dans les zones du Rhin Alpin et du Haut Rhin.

1.1.2.1.2 Le Rhin Supérieur et le Rhin Moyen

L'altitude maximum du terrain naturel est supérieure à 100 m au-dessus du niveau de la mer dans la partie Sud, alors qu'elle est inférieure à 1000 m dans la partie Nord du bassin. De plus, une grande partie des terrains est à une altitude inférieure à 500 m dans la partie Nord.

Les précipitations dépendent fortement de l'altitude.

Au Sud, l'impact de la fonte des neiges est toujours important sur le régime du Rhin, tandis qu'il se fait moins ressentir au Nord du Rhin Supérieur. Il y a alors un début de modification de la dynamique du Rhin, qui devient de plus en plus influencée par les précipitations plutôt que par la fonte des neiges. Le changement de régime a lieu au niveau du Rhin Moyen, à la confluence de la Moselle, à partir de laquelle le pic de crue du Rhin devient hivernal (Middelkoop, 2000).

De plus, cette partie du Rhin a été fortement régulée et endiguée afin de prévenir les risques d'inondation et les risques d'accident de navigation. Cette régulation, ainsi que la construction de digues, ont aussi permis l'exploitation du Rhin comme source d'énergie hydroélectrique. On compte aujourd'hui 10 barrages hydro-électriques sur le Rhin Supérieur.

1.1.2.1.3 Le Rhin Inférieur

L'altitude maximum du Rhin Inférieur est inférieure à 100 m au-dessus du niveau de la mer et la majeure partie des terrains se situe à une altitude inférieure à 500 m.

Les précipitations annuelles sont de l'ordre de 750 mm (Middelkoop, 2000).

Le Rhin se jette alors dans la mer du Nord sous la forme d'un delta.

Il passe alors d'un régime érosif (dans les parties non canalisées) à un régime sédimentaire.

La moitié des Pays Bas étant sous le niveau de la mer, le Rhin a été partiellement endigué depuis le 11^{ème} siècle afin de prévenir les risques d'inondation.

1.1.2.2 Le bassin Rhénan, une ressource fortement exploitée

Actuellement, l'agriculture correspond à 50% de l'occupation du sol du bassin du Rhin. Un tiers de la surface du bassin est occupé par de la forêt, alors que 11% de la surface est construite. Enfin, le reste correspond aux eaux de surface.

Près de 65% du débit disponible en surface est utilisé pour le refroidissement des différentes centrales implantées sur le bassin du Rhin. Cet usage entraîne une hausse de la température des eaux en aval des centrales, ce qui provoque un dérèglement des écosystèmes présents ; de plus, il entraîne une légère perte en eau par évaporation.

L'utilisation des eaux de surface pour la consommation humaine varie entre 5 et 15% du débit moyen annuel. Cependant, cette consommation est fortement dépendante des saisons. En effet, la demande est beaucoup plus forte en été, alors que les débits sont globalement au plus bas, c'est pourquoi la répartition de la ressource est très contrôlée durant cette période (RIZA, 2000).

L'agriculture utilise seulement 10% du débit total prélevé. L'eau est alors perdue par évaporation après assimilation par les cultures.

La navigation est le secteur le moins consommateur en eau. La seule contrainte imposée par cette activité est le tirant d'eau et la vitesse d'écoulement dans le Rhin. C'est pourquoi le Rhin a été canalisé et segmenté par des écluses.

La majorité de l'eau souterraine disponible sur le bassin du Rhin se situe en France et en Allemagne. Comme nous avons pu le voir précédemment, l'aquifère du Rhin Supérieur est formé de sédiments quaternaires qui forment un système continu. Cet aquifère est une des plus importantes ressources en eau souterraine d'Europe. Le temps de séjour élevé de l'eau, variant entre 1 an pour les eaux peu profondes et 100 000 ans pour les eaux les plus profondes, favorise l'activité bactérienne et la filtration mécanique, ce qui permet d'obtenir une eau claire lors des pompages. C'est pourquoi ces eaux souterraines sont principalement utilisées pour l'adduction en eau potable ainsi que pour un usage industriel.

Cependant, la canalisation de la partie franco-allemande du Rhin durant le 19^{ème} siècle a fait chuter le toit de la nappe. L'abaissement de la nappe pouvant atteindre 15 m à certains endroits, les pompages pour l'eau d'irrigation y ont été rendus gratuits dans certaines régions (RIZA, 2000).

1.1.3. LE BASSIN FRANCO-ALLEMAND DU RHIN SUPERIEUR

1.1.3.1 Situation géographique

Dans le cadre de la présente étude, nous nous intéresserons à la partie du Rhin Supérieur située entre Bâle et Lauterbourg, ce qui correspond à la frontière entre la France et l'Allemagne.

Sur ces 200 km, le Rhin a été fortement aménagé depuis le début du XIX^{ème} siècle. Dans un premier temps, il a été canalisé afin de réduire l'incidence des crues et de favoriser en même temps sa navigabilité ; puis de nombreux barrages et centrales hydroélectriques ont été construits afin d'assurer la production d'énergie hydroélectrique.

Le domaine d'étude de ce travail correspond à la plaine d'Alsace et à la plaine de Bade, qui forment l'aquifère Rhénan dans sa partie franco-allemande, comme présenté sur la Figure 3. Il s'étend entre Bâle au Sud et Lauterbourg au Nord. La cote du terrain naturel varie entre 250 m au Sud et 110 m au Nord.

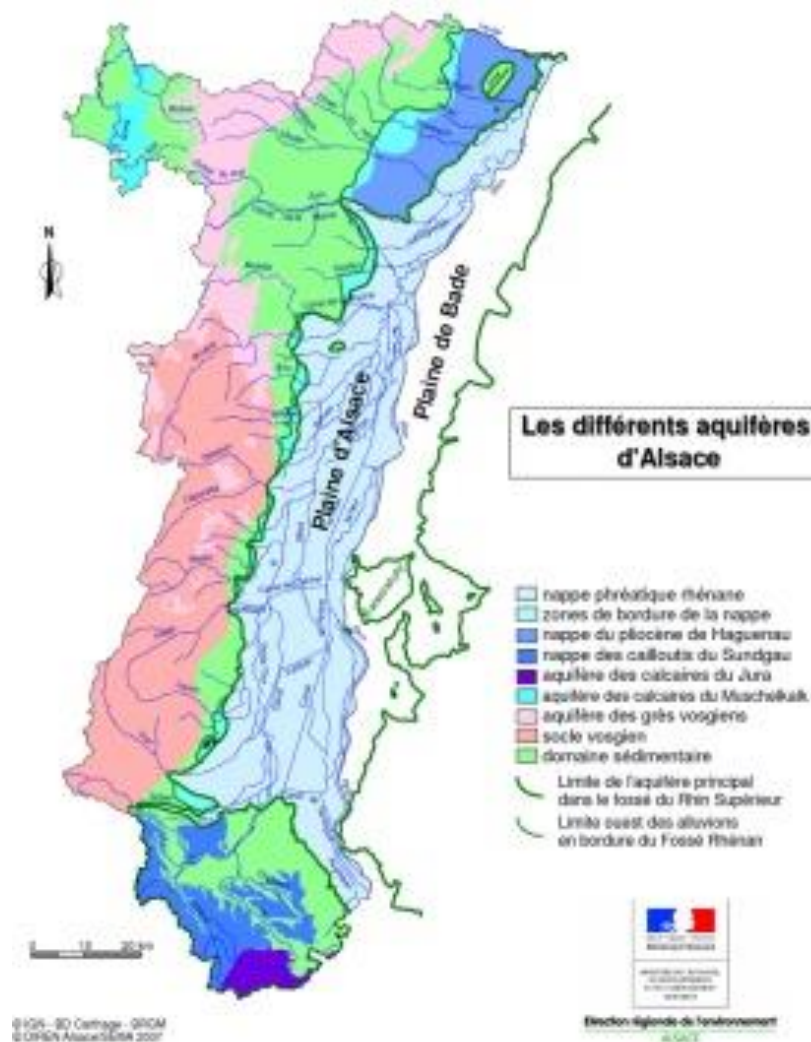


Figure 3. *Aquifères d'Alsace (DIREN-Alsace, 2007)*

Ce bassin est encadré par le massif des Vosges à l'Ouest (côté français) et le massif de la Forêt Noire à l'Est (côté allemand), qui culminent respectivement à 1424 m et 1493 m.

Le massif des Vosges et le massif de la Forêt Noire sont perpendiculaires aux courants atmosphériques. Ceci provoque un gradient pluviométrique entre les zones montagneuses et la plaine du Rhin. Ce gradient est très prononcé au Sud alors qu'il est beaucoup moins important

au Nord. Ce phénomène sera plus détaillé dans le chapitre 2 lors de la présentation de données météorologiques utilisées dans ce travail.

1.1.3.2 Le réseau hydrographique

Le bassin du Rhin Supérieur possède un réseau hydrographique très développé, comme nous pouvons l'observer sur la Figure 4.

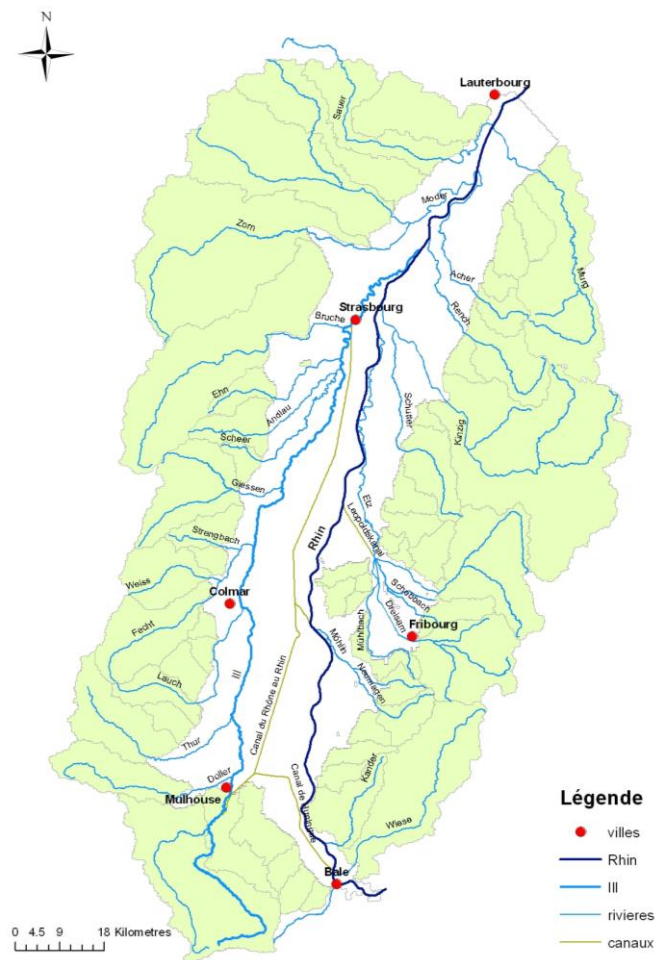


Figure 4. Réseau hydrographique du bassin du Rhin Supérieur

Il est composé de nombreuses rivières prenant leurs sources dans le massif de Vosges ainsi que dans le massif de la Forêt Noire, mais aussi des cours d'eau phréatiques, notamment au sein de la plaine d'Alsace entre l'Ill et le Rhin. Nous pouvons également trouver quelques canaux, dont le plus important est le canal du Rhône au Rhin.

Le Rhin présente un régime pluvio-nival au sein de son bassin franco-allemand. Cependant, on retrouve tout de même une forte influence du régime nivo-glaciaire du Rhin Alpin. C'est pourquoi les débits de pointe se présentent lors de la fin du printemps alors que les débits d'étiage sont en hiver. Le débit moyen à Bâle est de $1050 \text{ m}^3/\text{s}$ et celui à Lauterbourg est de $1280 \text{ m}^3/\text{s}$. Les apports au sein du bassin franco-allemand proviennent de nombreuses rivières, dont la plus importante est l'Ill.

L'Ill possède un linéaire de 223 km pour un bassin versant de 4760 km². Elle suit un axe Sud Nord parallèle au Rhin jusqu'à sa confluence au Nord de Strasbourg. En rive gauche, elle reçoit les contributions de rivières vosgiennes, telles la Fecht et la Bruche, alors qu'en rive droite elle capte les eaux de nombreuses rivières phréatiques.

1.2. LES OUTILS DE SIMULATION UTILISES

1.2.1. HPP-INV

Le logiciel HPP-INV (Chardigny, 1999 ; Majdalani et Ackerer, 2010) est un modèle hydrogéologique munis d'un algorithme d'inversion permettant le calage des différents paramètres hydrodynamiques d'un aquifère. Ce calage est effectué grâce à une paramétrisation multi-échelle.

Le niveau piézométrique est calculé par la méthode des éléments finis sur la base d'un maillage triangulaire. Le calcul du débit au sein des rivières se fait par le modèle de Muskingum (Majdalani et Ackerer, 2010). Les hauteurs piézométriques et les débits des rivières sont calculés au niveau de nœuds correspondant aux sommets des triangles du maillage. Les échanges nappe-rivière sont estimés en fonction de la différence entre le niveau de la rivière et la hauteur de la nappe au nœud considéré.

Cette partie va expliquer plus en détails le fonctionnement de cet outil. Tout d'abord nous aborderons la modélisation de l'écoulement du fluide dans le milieu poreux, puis le calcul du débit dans les rivières ainsi que le terme d'échange nappe-rivière. Nous verrons ensuite la prise en compte de la recharge de la nappe par les précipitations ainsi que des apports latéraux par les bassins versants ; puis la méthode de résolution du calcul direct. Enfin nous aborderons la méthode de calage par l'intermédiaire de la méthode de l'état adjoint et de la paramétrisation multi-échelle.

1.2.1.1 Ecoulement du fluide dans un milieu poreux

1.2.1.1.1 Loi de Darcy

L'écoulement en milieu saturé est ici décrit par la loi de Darcy. Elle permet d'exprimer le lien entre le flux du fluide (vitesse de filtration) et l'opposé du gradient de charge hydraulique.

$$q_d = -\overline{K} \cdot \nabla h \quad (1.1)$$

avec : - q_d : la densité de flux (LT^{-1})

- $\overline{K}$: le tenseur de perméabilité relative du milieu poreux (LT^{-1})

- h : la charge (L)

La loi de Darcy a été initialement établie empiriquement pour un écoulement monodimensionnel dans un milieu isotrope ; cependant, elle peut être généralisée à un fluide quelconque dans un milieu poreux tridimensionnel anisotrope.

Cette loi n'est valide que pour des écoulements potentiels ayant une vitesse faible et des termes d'accélération négligeables.

1.2.1.1.2 Equation de continuité

L'équation de continuité exprime le fait que la variation de la masse du fluide à l'intérieur d'un volume élémentaire représentatif pendant une durée élémentaire est égale à la somme algébrique des flux massiques traversant les faces de ce volume élémentaire et des termes puits/sources. En supposant la matrice solide très peu déformable,

$$\frac{\partial(\rho.\omega)}{\partial t} = \nabla \cdot (\rho.q_d) + \rho.f \quad (1.2)$$

avec : - ρ : la masse volumique du fluide (ML^{-3})

- ω : la porosité (-)

- q_d : la vitesse de filtration pour une section entière offerte à l'écoulement (pore+solide) (LT^{-1})

- f : le terme puits (<0) source (>0) par unité de volume (T^{-1})

En considérant l'eau comme un fluide incompressible et en extrayant le coefficient d'emmagasinement, l'équation de continuité peut s'écrire de la manière suivante :

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot q_d + f \quad (1.3)$$

avec : - S : le coefficient d'emmagasinement spécifique (L^{-1}). Ce coefficient désigne la variation de volume du fluide par unité de volume et par variation de charge unitaire

- h : la charge hydraulique (L)

1.2.1.1.3 Equation de diffusivité

Pour la modélisation des écoulements souterrains, l'équation de diffusivité est classiquement obtenue en combinant la loi de Darcy et l'équation de continuité.

En considérant que le volume élémentaire de référence est le volume total des grains et des pores, en formulant la vitesse de Darcy comme étant la vitesse du fluide à travers la surface considérée et en assimilant les variations de pression à des variations de charge, nous obtenons :

$$S \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot \left[\overline{K} \cdot (\nabla h) \right] + f \quad (1.4)$$

avec : - S : le coefficient d'emmagasinement spécifique (L^{-1})

L'hypothèse de Dupuit-Forcheimer, qui consiste à supposer que la charge est constante sur une verticale, est très souvent utilisée en modélisation hydrodynamique. Elle permet de résoudre l'équation de diffusivité dans un domaine bidimensionnel.

Ainsi, nous pouvons obtenir les équations de l'hydrodynamique en intégrant sur la verticale les termes de l'équation de diffusivité. Lors de l'intégration, la limite inférieure z_1 correspond à la cote du substratum, alors que la limite supérieure z_2 correspond à la cote du toit de la nappe, pour une nappe captive, ou à la cote de surface libre pour une nappe libre. Une fois cette intégration effectuée, il vient donc :

$$\bar{S} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \bar{f} \quad (1.4)$$

avec : - $\bar{S}$: le coefficient d'emménagement multiplié par l'épaisseur de la nappe (-)

- T_x et T_y : la transmissivité suivant l'axe x et l'axe y (L^2T^{-1}) avec

$$\begin{cases} T = k(z_2 - z_1) & \text{pour une nappe captive} \\ T = k(h - z_1) & \text{pour une nappe libre} \end{cases}$$

- $\bar{f}$: le terme puits/source (LT^{-1})

- h : la charge hydraulique (L)

1.2.1.2 Rivières

1.2.1.2.1 Calcul du débit

L'ensemble du réseau hydrographique est considéré comme un ensemble de biefs homogènes. Chaque bief se voit attribuer un débit d'entrée, un débit de sortie et un terme de stockage dans le tronçon caractérisant la dynamique du système. Les échanges nappe-rivière sont pris en compte sous la forme d'un débit supplémentaire répartie sur le tronçon. (Figure 5)

Le débit sortant d'un tronçon est considéré comme le débit d'entrée du tronçon suivant.

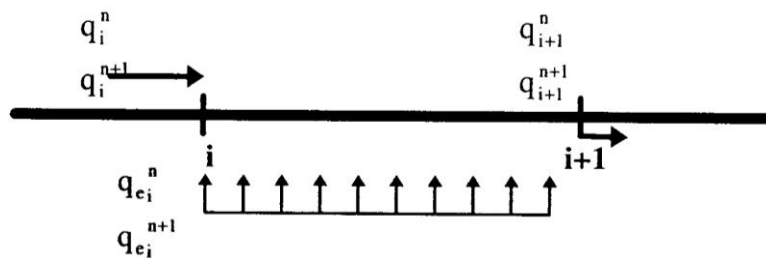


Figure 5. Principe d'un tronçon de rivière (Chardigny, 1999)

Pour chaque tronçon, nous pouvons écrire l'équation de continuité suivante :

$$\frac{\partial q(x,t)}{\partial x} + \frac{\partial A_m(x,t)}{\partial t} = \frac{q_e}{\Delta x} \quad (1.5)$$

avec : - x : l'abscisse continue de la rivière

- t : le temps (T)

- q : le débit (L³T⁻¹)

- A_m : la section mouillée (L²)

- $\frac{q_e}{\Delta x}$: le terme puits/source par unité de longueur (L²T⁻¹)

- Δx : la longueur du tronçon (L)

En intégrant l'équation de continuité entre l'entrée et la sortie du tronçon, nous aboutissons à l'équation de conservation des flux :

$$\int_{x_i}^{x_{i+j}} \frac{\partial A_m(x,t)}{\partial t} dx = \frac{\partial \Sigma_M}{\partial t} = (q_i(t) - q_{i+1}(t)) + q_{e_i}(t) \quad (1.6)$$

Le stock Σ_M est exprimé en fonction des débits aux extrémités du tronçon par la méthode de Muskingum :

$$\Sigma_M(t) = K_M (x_M \cdot q_i(t) + (1 - x_M) \cdot q_{i+1}(t)) \quad (1.7)$$

Ce terme de stockage suppose donc que l'accumulation d'eau se fait dans un tronçon trapézoïdal et qu'une relation linéaire existe entre l'accumulation et le débit de l'écoulement.

La discrétisation de l'équation de conservation des flux sur la période [n, n+1] de durée Δtⁿ⁺¹ donne :

$$\frac{\Sigma_M(t^n + \Delta t^{n+1}) - \Sigma_M(t^n)}{\Delta t^{n+1}} = \frac{q_i^n + q_i^{n+1}}{2} - \frac{q_{i+1}^n + q_{i+1}^{n+1}}{2} + \frac{q_{e_i}^n + q_{e_i}^{n+1}}{2} \quad (1.7)$$

En remplaçant Σ_M par la formule de Muskingum, il vient :

$$q_{i+1}^{n+1} = c_{i,i+1}^1 \cdot q_i^n + c_{i,i+1}^2 \cdot q_i^{n+1} + c_{i,i+1}^3 \cdot q_{i+1}^n + c_{i,i+1}^4 \cdot \bar{q}_e \quad (1.8)$$

$$\begin{aligned}
 \text{avec : } - c_{i,i+1}^1 &= \frac{\Delta t^{n+1} + 2K_M \cdot x_M}{\Delta t^{n+1} + 2K_M \cdot (1 - x_M)} \\
 - c_{i,i+1}^2 &= \frac{\Delta t^{n+1} - 2K_M \cdot x_M}{\Delta t^{n+1} + 2K_M \cdot (1 - x_M)} \\
 - c_{i,i+1}^3 &= \frac{\Delta t^{n+1} + 2K_M \cdot (1 - x_M)}{\Delta t^{n+1} + 2K_M \cdot (1 - x_M)} \\
 - c_{i,i+1}^4 &= \frac{\Delta t^{n+1}}{\Delta t^{n+1} + 2K_M \cdot (1 - x_M)} \\
 - q_e &= \frac{q_{e_i}^n + q_{e_i}^{n+1}}{2}
 \end{aligned}$$

Les coefficients $c_{i,i+1}^1$, $c_{i,i+1}^2$ et $c_{i,i+1}^3$ correspondent à la transmission du débit d'entrée compte tenu des débits à l'entrée et à la sortie du tronçon au pas de temps précédent. Leur somme doit être égale à 1. Le coefficient $c_{i,i+1}^4$ est le coefficient des termes puits/sources sur le bief.

En régime permanent, il est possible de vérifier que le débit de sortie est égal au débit d'entrée plus ou moins les termes puits/sources.

Le paramètre K_M est fonction de la longueur du tronçon et de la célérité de l'onde. Il représente le premier moment de la réponse du modèle à une impulsion, soit le retard entre le centre de gravité d'une onde de crue entrante et l'onde de crue résultante en sortie.

Le paramètre x_M dépend de la célérité de l'onde et des propriétés géométriques du tronçon. Il représente la déformation de l'onde passant dans le tronçon.

Les paramètres K_M et x_M sont calculés suivant l'approche proposée par Georgakakos et al. (1990) qui permet de faire apparaître la relation entre les coefficients de Muskingum et les caractéristiques physiques des tronçons de rivière (géométrie et débit) :

$$K_{Mij} = \frac{L_{ij}}{c_{ij}} \text{ et } x_{Mij} = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{\bar{q}_{ij}}{b_{ij}(\bar{y}) \cdot c_{ij} \cdot L_{ij} \cdot S_{0_{ij}}} \right) \quad (1.9)$$

avec : - c_{ij} : la célérité de l'onde sur le tronçon ij (LT^{-1})

- L_{ij} : la longueur du tronçon ij (L)

- $\bar{q}_{ij}$: le débit moyen sur le tronçon ij (L^3T^{-1})

- $S_{0_{ij}}$: la pente moyenne du tronçon ij (-)

- $b_{ij}(\bar{y})$: la largeur moyenne de la surface libre compte tenu de la hauteur d'eau moyenne $\bar{y}$ (L).

La célérité utilisée précédemment est calculée suivant la relation classique célérité-débit (Wong et Laurenson, 1983) :

$$c = \alpha \cdot q^\beta \quad (1.10)$$

1.2.1.2.2 Calcul des hauteurs d'eau

Le calcul des hauteurs d'eau au sein des rivières se fait grâce à la formule de Manning pour une section trapézoïdale.

Le lit mineur d'une rivière peut donc être schématisé de la manière suivante (Figure 6) :

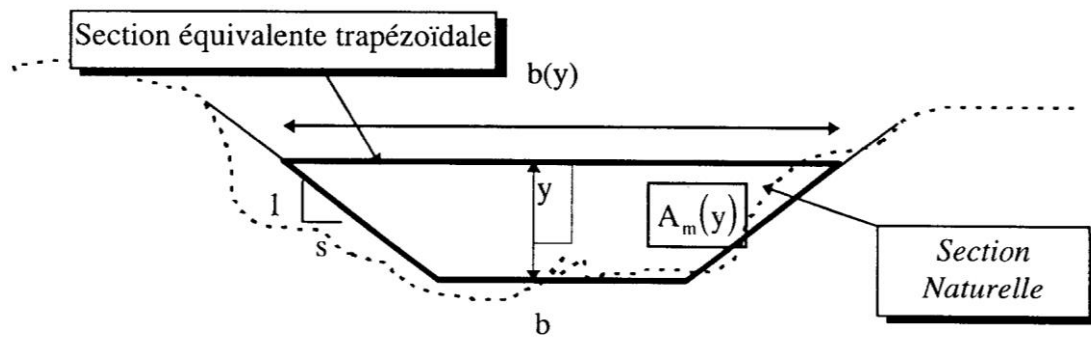


Figure 6. Représentation du lit mineur des rivières (Chardigny, 1999)

Il est alors possible de déterminer :

- la largeur au miroir : $b(y) = b + 2 \cdot s \cdot y$
- la surface mouillée : $A_m = (b + s \cdot y) \cdot y$
- le périmètre mouillé : $P_m = b + 2 \cdot y \cdot \sqrt{s^2 + 1}$
- le rayon hydraulique : $R_H = \frac{A_m}{P_m} = \frac{(b + s \cdot y) \cdot y}{b + 2 \cdot y \cdot \sqrt{s^2 + 1}}$

La formule de Manning dit :

$$q = \frac{A_m(y) \cdot R_H(y)^{2/3} \cdot S_f^{1/2}}{n} \quad (1.11)$$

avec : - A_m : la section transversale du cours d'eau (L^2)

- R_H : le rayon hydraulique (L)

- S_f : la pente énergétique du cours d'eau (-)

- n : le coefficient de Manning, caractérisant la résistance à l'écoulement du tronçon ($T.L^{-1/3}$)

Il suffit d'introduire les différentes formules dans celle de Manning pour aboutir à :

$$\frac{n \cdot q}{S_f^{1/2}} = \frac{(b + s \cdot y)^{5/3} \cdot y^{5/3}}{(b + 2 \cdot y \cdot \sqrt{s^2 + 1})^{2/3}} \quad (1.12)$$

Deux cas se présentent :

- la section est triangulaire, soit $b=0$ et $s>0$. La résolution de l'équation est alors directe à condition de connaître le coefficient de Manning (n). La hauteur d'eau prend la valeur :

$$y = \left((2)^{2/3} \cdot \frac{(1 + s^2)^{1/3}}{s^{5/3}} \cdot \frac{n}{S_f^{1/2}} \right)^{3/8} \cdot q^{3/8} \quad (1.13)$$

- la section est trapézoïdale, soit $b>0$ et $s>0$. La résolution se fait de manière numérique par itération avec les conditions suivantes :

$$\begin{cases} \frac{y_{k+1}}{b} = \left(\frac{nq}{b^{8/3} S_f^{1/2}} \right)^{3/5} \cdot \frac{b^{3/5} \cdot (b + 2 \cdot y_k \cdot \sqrt{1 + s^2})^{2/5}}{(b + s \cdot y_k)} \\ y_0 = 0 \end{cases} \quad (1.14)$$

Pour un écoulement permanent et uniforme, il est possible de remplacer S_f par S_0 , la pente naturelle du cours d'eau.

1.2.1.2.3 Echange nappe-rivière

La formule globale pour le calcul des échanges nappe-rivière à chaque nœud passe par les équations suivantes :

$$\begin{cases} q_{nr} = C_{nr} \cdot (csl - h) & \text{si } h \geq crad \\ q_{nr} = C_{nr} \cdot (csl - crad) & \text{si } h \leq crad \end{cases}$$

- avec
- q_{nr} : le débit d'échange nappe-rivière au nœud (L^3T^{-1})
 - C_{nr} : le coefficient d'échange nappe-rivière (L^2T^{-1})
 - csl : la cote de surface libre de la rivière au nœud (L)
 - $crad$: la cote du radier de la rivière au nœud (L)
 - h : la charge dans la nappe au voisinage du nœud (L)

1.2.1.3 Recharge de la nappe par les précipitations

La lame d'eau arrivant jusqu'à la nappe est généralement calculée à partir de données de pluie brute et d'évapotranspiration brute. Il y a alors prise en compte d'une zone d'interception correspondant au couvert végétal, puis de l'occupation des sols à travers un degré d'imperméabilité, du transfert à travers la zone racinaire et enfin du transfert à travers la zone non saturée par l'intermédiaire d'une fonction de Nash. Ce processus est schématisé sur la Figure 7.

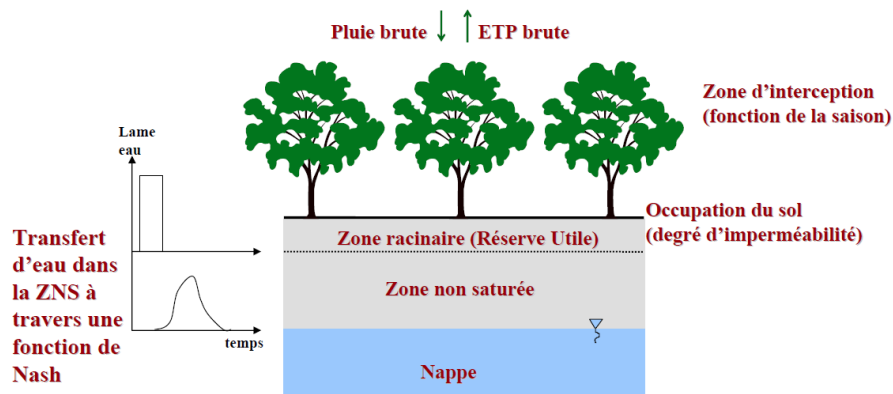


Figure 7. Principe de la recharge de la nappe par les précipitations

Le programme HPP-INV est capable de prendre en compte l'interception par rapport au couvert végétal ainsi que le transfert vers la zone racinaire et le drainage. Cependant, nous avons travaillé avec les données d'infiltration calculées par Météo-France et utilisées par le programme MODCOU dans le cadre de la thèse de C. THIERION. Cette infiltration correspond à la lame d'eau sortant de la zone racinaire. J'expliquerai donc le fonctionnement de HPP-INV correspondant au transfert à travers la zone non saturée jusqu'à la nappe.

1.2.1.3.1 Transfert au travers de la zone non saturée

Le transfert à travers la zone non saturée est donc modélisé par une fonction de Nash. Cette fonction permet de modéliser les effets de retard et d'étalement de la quantité d'eau infiltrée grâce à deux paramètres (Ledoux, 1980 ; Walters, 1987).

L'influence d'une impulsion unitaire donnée au temps τ sur le pas de temps t :

$$\Phi(t - \tau) = \frac{1}{\Gamma(Rn).Tau} \cdot e^{-\frac{(t-\tau)}{Tau}} \cdot \left(\frac{t-\tau}{Tau}\right)^{(Rn-1)} \quad (1.15)$$

avec : - Φ : la fonction de Nash

- $\Gamma(Rn)$: une loi de distribution gamma fonction du paramètre Rn

- Rn et Tau : les paramètres de la fonction de Nash

Cette fonction a les propriétés suivantes :

- position du centre de gravité (déphasage) : $m = Tau.Rn$
- variance de la distribution (étalement dans le temps) : $s^2 = Tau^2.Rn^2$

En supposant que toutes les impulsions qui se sont produites à chaque instant τ passé avec une amplitude $e(\tau)$ se superposent de manière linéaire, pour donner la quantité infiltrée au pas de temps t , nous pouvons écrire :

$$S(t) = \int_0^t \Phi(t - \tau).e(\tau)d\tau \quad (1.16)$$

En ce qui concerne le modèle, les débits sont supposés constants pendant les périodes de calcul.

Au début de la simulation, l'effet mémoire dû aux événements passés est connu dans les conditions initiales. Si les conditions initiales ne sont pas connues, quelques périodes au début de la simulation permettent d'initialiser le calcul. Le débit infiltré pendant la période $n+1$ après transfert dans la zone non saturée s'écrit donc :

$$Rc_z^{n+1} = \bar{e}_{rc_z}^1 \cdot \int_0^{t_1} \Phi(t^{n+1} - \tau)d\tau + \bar{e}_{rc_z}^2 \cdot \int_{t_1}^{t_2} \Phi(t^{n+1} - \tau)d\tau + \dots + \bar{e}_{rc_z}^{n+1} \cdot \int_{t_n}^{t_{n+1}} \Phi(t^{n+1} - \tau)d\tau \quad (1.17)$$

$$Rc_z^{n+1} = \sum_{k=0}^n \bar{e}_{rc_z}^{k+1} \cdot \int_{t_k}^{t_{k+1}} \Phi(t^{n+1} - \tau)d\tau \quad (1.18)$$

Si le temps de réponse de la zone non saturée est court par rapport à la durée de la période, tout l'effet mémoire dû à la traversée de la zone non saturée est contenu à l'intérieur de la période :

$$\int_{t_k}^{t_{k+1}} \Phi(t - \tau) d\tau = 1 \quad (1.19)$$

L'intégrale de l'eau percolée va à la nappe pendant la durée de la période.

L'intégrale $\int_{t_k}^{t_{k+1}} \Phi(t^{n+1} - \tau) d\tau$ est calculée de manière numérique par la méthode de Gauss :

$$\int_{t_k}^{t_{k+1}} \Phi(t^{n+1} - \tau) d\tau = \frac{\Delta t^{k+1}}{2 \cdot \Gamma(Rn) \cdot \text{Tau}^{Rn}} \cdot \int_{-1}^1 \varphi(X) dX \approx \frac{\Delta t^{k+1}}{2 \cdot \Gamma(Rn) \cdot \text{Tau}^{Rn}} \cdot \sum_{i=1}^7 \omega_{g_i} \cdot \varphi(X_i) \quad (1.20)$$

avec : $-\varphi(X) = e^{-\frac{\left(t - \left(\frac{\Delta t^{k+1}}{2} \cdot X + \frac{\Delta t^{k+1}}{2} + t_k\right)\right)}{\text{Tau}}} \left(t - \left(\frac{\Delta t^{k+1}}{2} \cdot X + \frac{\Delta t^{k+1}}{2} + t_k\right)\right)^{(Rn-1)}$

- $\Delta t_{k+1} = t_{k+1} - t_k$

- ω_{g_i} : les coefficients d'intégration de Gauss (Dhatt et Touzot, 1984)

1.2.1.3.2 Transformation de la lame d'eau infiltrée par zone en débit en chaque nœud

Pour chaque maille de la zone de recharge qui n'est ni une maille imperméable vis-à-vis des précipitations, ni une maille rivière, la lame d'eau s'applique de manière uniforme sur la maille. Selon cette hypothèse, le débit de recharge en chaque nœud est égal au tiers de la lame d'eau infiltrée multiplié par la surface d'infiltration.

$$\forall i \in e, q_{rc_i}^{[n, n+1]} = \frac{Rc_z^{n+1} \cdot \text{Sinf}_e}{3} = \frac{(1 - \text{COS}_z) \cdot S_e \cdot Rc_z^{n+1}}{3} \quad (1.21)$$

avec : - Sinf_e : la surface efficace d'infiltration (L^2)

- COS_z : le coefficient d'occupation des sols

- S_e : la surface de la maille e (L^2)

- Rc_z^{n+1} : la lame d'eau infiltrée pendant la période $[n, n+1]$

Si la maille est imperméable, le coefficient d'imperméabilisation lié vaut 1, et donc la recharge par les précipitations est nulle.

Dans le cas d'une maille rivière, si la rivière est plus large que les mailles du modèle nappe, le modèle d'écoulement à surface libre reste monodirectionnel selon l'axe de la rivière. Seuls les débits d'échange nappe-rivière sont répartis sur les nœuds associés pour simuler un échange surfacique. Certaines mailles sont donc entièrement recouvertes d'eau. La recharge vers la nappe en tant que mécanisme d'infiltration sol-atmosphère est donc nulle. Le bilan se fait entre la rivière et l'atmosphère en supposant le stock d'eau inépuisable (Pluie-ETP). Le débit résultant sur cette maille est ainsi partagé entre les nœuds du modèle rivière appartenant à la maille. Dans le cas où la largeur de la rivière est négligeable devant la taille des mailles du modèle de nappe, la surface d'échange eau-atmosphère pour le modèle de rivière est négligée.

1.2.1.4 Apports latéraux par les bassins versants

La prise en compte du forçage climatique sur les bassins versant est quasiment identique à sa prise en compte pour la nappe.

Nous ne nous intéresserons donc pas au transfert à travers la zone racinaire.

1.2.1.4.1 Transfert des eaux souterraines vers l'exutoire

Le transfert de l'eau souterraine vers l'exutoire du bassin versant est réalisé à l'aide d'une fonction de Nash (de paramètre Rn_{bv} et Tau_{bv}) selon la même méthode que le modèle de recharge.

$$li_{bv}^{n+1} = (1 - Fr_{bv}) \cdot \sum_{k=0}^n e_{t_{bv}}^{k+1} \int_{t_k}^{t_{k+1}} \Phi_{bv}(t_{n+1} - \tau) d\tau \quad (1.22)$$

avec : Fr_{bv} : un coefficient de partage entre le ruissellement et l'infiltration

1.2.1.4.2 Transformation de la lame d'eau infiltrée par zone en débit, en chaque nœud et pour chaque période

Le débit arrivant à la nappe est fonction de la surface non imperméabilisée et de la lame d'eau infiltrée. Nous supposons que le débit infiltré s'applique de manière uniforme sur la frontière définie par le bassin versant, de surface S_{bv} et de coefficient d'occupation des sols COS_{bv} . Si cette frontière Γ_{bv} comporte nn_{bv} nœuds, nous avons donc :

$$\forall i \in \Gamma_{bv}, q_{bv_i}^{[n,n+1]} = \frac{(1 - COS_{bv}) \cdot S_{bv} \cdot li_{bv}^{n+1}}{nn_{bv}} \quad (1.23)$$

Parallèlement, le débit de ruissellement provenant des zones non imperméabilisées pendant une période est le suivant :

$$q_{r_{bv}}^{[n,n+1]} = (1 - COS_{bv}) \cdot S_{bv} \cdot e_{r_{bv}}^{-n+1} \quad (1.24)$$

De même, le débit de ruissellement provenant des zones imperméabilisées pendant une période est :

$$q_{imp_{bv}}^{[n,n+1]} = COS_{bv} \cdot S_{bv} \cdot e_{imp_{bv}}^{-n+1} \quad (1.25)$$

1.2.1.5 Résolution du calcul direct

L'équation à résoudre correspond à l'équation de diffusivité relative à un aquifère confiné et isotrope, qui a été généralisée à une nappe libre :

$$\bar{S} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \bar{f} \quad (1.26)$$

avec : - $\bar{S}$: un coefficient d'emménagement moyen multiplié par l'épaisseur

- T : la transmissivité

- $\bar{f}$: un débit par unité de surface

La discrétisation de l'équation se fait par la méthode des éléments finis, basée sur la méthode de Galerkin, elle-même issue de la méthode des « résidus pondérés ».

Le domaine d'étude Ω de frontière Γ est discrétisé par des triangles. La solution h sert à approcher la solution exacte de l'équation de diffusivité pour chaque pas de temps.

$$h(x, y, t) = \sum_{i=1}^{Nn} h_i(t) \cdot \omega_i(x, y) \quad (1.27)$$

avec : - ω_i : une fonction d'interpolation linéaire définie par

$$\begin{cases} \omega_i(x_i, y_i) = 1 \text{ sur l'élément} \\ \omega_i(x_j, y_j) = 0 \text{ si } j \neq i \end{cases}$$

- $h_i(t)$: la valeur de la hauteur piézométrique en chaque nœud du maillage

- Nn : le nombre de nœuds du maillage

Cette solution approchée h ne vérifie donc pas de manière exacte l'équation de diffusivité, nous avons donc :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \bar{f} - \bar{S} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \varepsilon(x, y, t) \quad (1.28)$$

$\varepsilon(x, y, t)$ correspond au résidu de l'équation. Sa valeur dépend du choix de la valeur de $h_i(t)$ pour chaque nœud i .

La méthode des résidus pondérés consiste à trouver la valeur de $h_i(t)$, avec i décrivant l'ensemble des nœuds, pour laquelle $\varepsilon(x, y, t)$ est minimum sur tout le domaine et pour chaque pas de temps. Cette condition s'écrit de la manière suivante :

$$\begin{cases} \int_{\Omega} (\varepsilon \cdot \omega_i) dx dy = 0 \\ i = 1, \dots, Nn \end{cases}$$

Suite au remplacement de $\varepsilon(x, y, t)$ dans l'équation de diffusivité, le système à résoudre devient :

$$[S_h]^{n+1} = \left([A(h^{n+1})] + \frac{[B]}{\Delta t^{n+1}} \right) \cdot h^{n+1} - \frac{[B]}{\Delta t^{n+1}} \cdot h^n - [F]^{n+1} = 0 \quad (1.29)$$

avec : - $[A(h^{n+1})]$: une matrice dépendant de la transmissivité et de la géométrie pour chaque élément

- $[B]$: une matrice fonction de la valeur du coefficient d'emménagement S et de la géométrie pour chaque élément

- $[F]^{n+1}$: la somme des termes puits sources (débits de pompage ou d'infiltration, recharge de la nappe et échange nappe-rivière) et des conditions aux limites (Dirichlet, Neumann)

Pour la suite, cette équation sera écrite sous la forme : $S = Ah - B$

1.2.1.6 Méthode de calage

1.2.1.6.1 Méthode de l'état adjoint

Le calage d'un modèle implique la création d'une fonction objectif devant être minimale en fin de calage. Dans notre cas, la fonction objectif $J(p)$ utilisée correspond à la somme quadratique sur chaque pas de temps de la différence entre la hauteur piézométrique mesurée et la hauteur piézométrique calculée et de la différence entre le débit mesuré et le débit calculé, soit :

$$J(p) = \sum (h_m - h)^2 + \sum (q_m - q)^2 \quad (1.30)$$

avec : - h_m la hauteur piézométrique mesurée

- h la hauteur piézométrique calculée

- q_m le débit mesuré

- q le débit calculé.

La méthode de l'état adjoint implique la création d'une fonction du type :

$$L(p, h, \gamma) = J(p) + \langle \gamma, S \rangle \quad (1.31)$$

avec : - p : le vecteur des paramètres

- h : le vecteur des hauteurs piézométriques

- $J(p)$: la fonction objectif

- γ : les multiplicateurs de Lagrange

- S : l'équation décrivant l'écoulement discrétisée par la méthode des éléments finis

L'objectif de la méthode de l'état adjoint est de déterminer la dérivée de la fonction créée ci-dessus :

$$dL = \frac{\delta L}{\delta p} \delta p + \frac{\delta L}{\delta h} \delta h + \frac{\delta L}{\delta \gamma} \delta \gamma \quad (1.32)$$

$$\text{soit } dL = \left(\frac{\partial J(p)}{\partial p} + \left\langle \gamma, \frac{\partial S}{\partial p} \right\rangle \right)_{h, \gamma} \delta p + \left(\frac{\partial J(p)}{\partial h} + \langle \gamma, A \rangle \right)_{p, \gamma} \delta h + (Ah - b)_{h, p} \delta \gamma \quad (1.33)$$

Or l'équation d'écoulement a été résolue par la méthode des éléments finis, donc $(Ah - B)_{h, p} = 0$

$$\text{De plus } \gamma \text{ est défini comme solution de } \left(\frac{\partial J(p)}{\partial h} + \langle \gamma, A \rangle \right)_{p, \gamma} = 0$$

γ est donc connu par l'intermédiaire de l'équation : $A\gamma = 2J(p)$

$$\text{Il reste donc : } dL = \left(\frac{\partial J(p)}{\partial p} + \left\langle \gamma, \frac{\partial S}{\partial p} \right\rangle \right)_{h, \gamma} \delta p \quad \text{où} \quad \frac{\partial S}{\partial p} = \frac{\partial A}{\partial p} h - \frac{\partial B}{\partial p} \quad (1.34)$$

En imposant $dL = 0$, le gradient de la fonction objectif est accessible. Ce gradient est ensuite optimisé par un calage itératif des paramètres grâce à la méthode BFGS.

Cette optimisation est associée à une méthode de paramétrisation dite « multi-échelle ».

1.2.1.6.2 Paramétrisation multi-échelle

La méthode de paramétrisation utilisée dans le programme HPP-INV est basée sur une approche multi-échelle de l'espace des paramètres.

L'espace des paramètres est tout d'abord discrétisé par des grandes mailles triangulaires ; les paramètres à estimer ne sont plus ceux appliqués au maillage de calcul mais ceux appliqués à chaque sommet du maillage multi-échelle.

Les paramètres du maillage de calcul sont calculés par interpolation linéaire à l'intérieur des mailles du maillage multi-échelle.

Entre chaque itération, le maillage multi-échelle est affiné en fonction de la fonction objectif obtenue au sein de chacune de ses mailles. Si la fonction objectif est satisfaisante, le maillage ne change pas ; si la fonction objectif est trop élevée, le maillage s'affine en plusieurs mailles triangulaires. Les nœuds alors créés sont situés au centre de chaque côté des mailles concernées, comme le montre le Figure 8 :

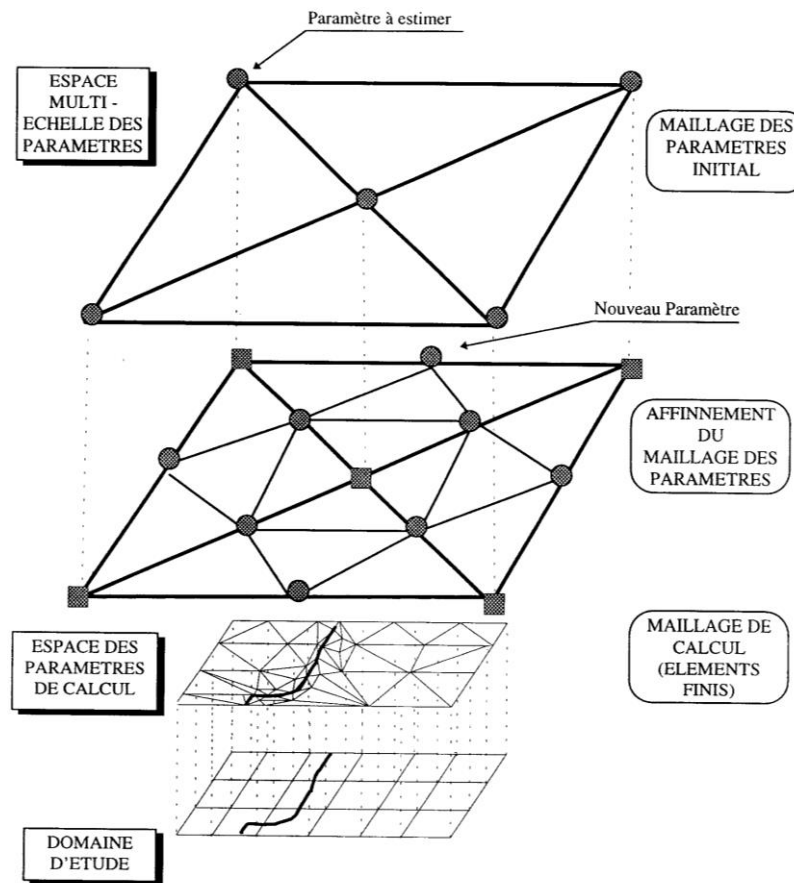


Figure 8. Principe de la paramétrisation multi-échelle (Chardigny, 1999)

Entre chaque itération liée au maillage multi-échelle, la fonction objectif est minimisée à partir des paramètres du maillage multi-échelle. Cette minimisation se fait par un algorithme de type BGFS. Si la norme du gradient de la fonction objectif est inférieure à un critère prédéfini et que l'écart entre les données mesurées et les données calculées (hauteur piézométrique et/ou débit) n'a pas atteint un seuil défini initialement, le maillage multi-échelle est affiné en divisant chaque maille multi-échelle en quatre.

La valeur appliquée de paramètres à chaque nouveau nœud était originellement une interpolation linéaire des valeurs appliquées aux sommets de l'arête sur laquelle le nœud est créé. Cependant, afin d'obtenir plusieurs solutions possibles dans la paramétrisation de notre domaine d'étude, cette interpolation n'est plus linéaire mais il s'agit d'une valeur prise aléatoirement entre les 2 valeurs appliquées aux sommets de l'arête. De cette manière, chaque nouveau calage est unique et permet, en exécutant un nombre de calage assez important, d'éviter d'obtenir des minimums locaux pour les paramètres estimés.

1.2.2. MODELISATION HYDROLOGIQUE

1.2.2.1 Modèles pluie-débit

Comme nous avons pu le voir précédemment, le débit au premier nœud des rivières est imposé. Ceci devient problématique lorsque nous devons calculer les effets des changements climatiques à plus ou moins long terme. Nous avons donc décidé d'utiliser un modèle pluie-débit. Aux vues du nombre de bassins versants pour lesquels ce modèle sera utilisé, nous avons recherché un modèle simple à mettre en place et dont le nombre de paramètres à caler reste raisonnable. De plus, le programme HPP-INV étant au pas de temps mensuel, nous nous sommes restreints aux modèles permettant le calcul au pas de temps mensuel.

Les modèles présentés sont rangés en 2 groupes : les modèles ne possédant qu'un réservoir et ceux en possédant plusieurs. Au sein de chacun des 2 groupes, ils sont classés suivant leur complexité.

1.1.1.1.1 Modèles à réservoir unique

Les modèles suivants ne sont munis que d'un réservoir représentant l'ensemble du bassin versant.

Les termes suivants seront utilisés pour décrire leur fonctionnement :

- S : état du réservoir (S_{i-1} pour l'état au début du pas de temps, S_{i+1} pour l'état à la fin du pas de temps et S_i pour l'état intermédiaire)
- $S_{\max}$: capacité maximale du réservoir
- A, B, C et D : différents paramètres intervenant dans le fonctionnement de chaque modèle

Modèle de Gardner-Bhaskar (1999)

La Figure 9 présente la structure du modèle de Gardner-Bhaskar (1999).

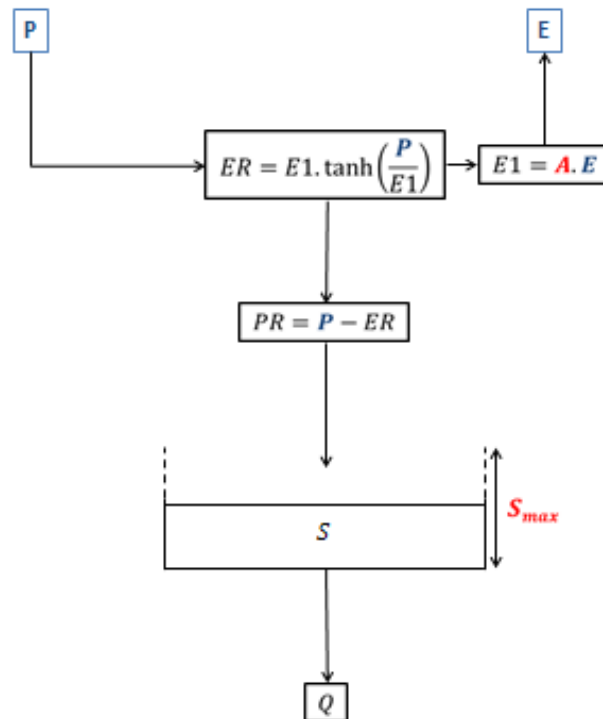


Figure 9. Schéma structurel du modèle de Gardner-Bhaskar (1999)

Ce modèle se présente comme le modèle le plus basique.

La 1^{ère} étape consiste à calculer l'évapotranspiration réelle (ER).

Pour cela, un ajustement de l'évapotranspiration potentielle E est effectué par l'intermédiaire d'un paramètre A à caler :

$$E1 = A.E$$

Une fois l'ajustement effectué, l'évapotranspiration réelle (ER) est calculée à partir des précipitations (P) et de l'évapotranspiration potentielle (E) par la formule d'O'ledekop, soit :

$$ER = E1. \tanh\left(\frac{P}{E}\right)$$

Ensuite, la lame d'eau atteignant le réservoir (PR) est la différence entre les précipitations et cette évapotranspiration réelle, soit :

$$PR = P - ER$$

La 2^{ème} étape concerne le stock d'eau S_i dans le réservoir de capacité S_{max} . Celui-ci est dépendant du stock au pas de temps précédent S_{i-1} et de PR :

$$S_i = S_{i-1} + PR$$

Une fois ce stock actualisé, le débit de vidange du réservoir est alors calculé. La vidange du réservoir peut être effectuée de 2 manières différentes par rapport au stock actuel S_i :

- soit une vidange linéaire pour laquelle $Q = S_{\max} \cdot S_i$, le stock disponible à la fin du pas de temps S_{i+1} vaut donc $S_{i+1} = S_i - Q$
- soit une vidange quadratique consistant à calculer le stock S_{i+1} à la fin du pas de temps par la formule $S_{i+1} = \frac{S_i}{1 + \frac{S_i}{S_{\max}}}$, puis à déterminer le débit de vidange Q par différence, soit $Q = S_i - S_{i+1}$

Ce modèle présente donc 2 paramètres à caler sont donc :

- $S_{\max}$: la capacité maximale du réservoir
- A : le paramètre d'ajustement de l'évapotranspiration

Modèle de Guo (2002)

La Figure 10 présente la structure du modèle de Guo (2002).

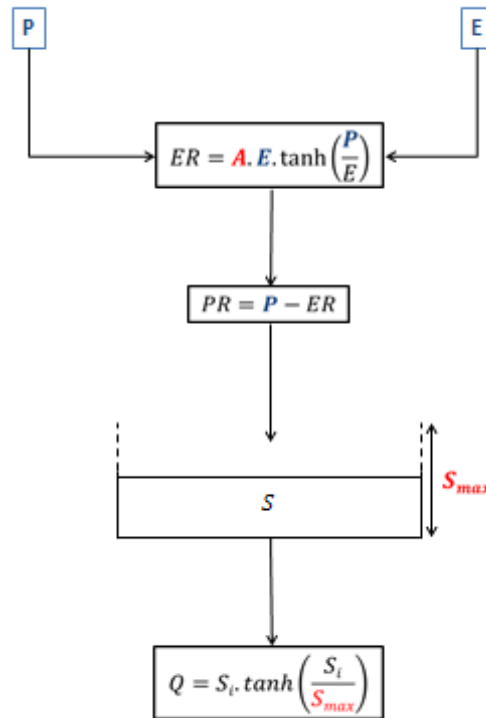


Figure 10. Schéma structurel du modèle de Guo (2002)

Ce modèle est très similaire au modèle du Gardner-Bhaskar puisque qu'il possède également un seul réservoir de capacité maximale S_{max} , mais aussi puisqu'il présente la même structure globale, soit une 1^{ère} étape permettant d'obtenir la lame d'eau réelle atteignant le réservoir, une mise à jour du stock S du réservoir et enfin une vidange du réservoir.

Cependant la vidange du réservoir est différente du modèle précédent, puisqu'elle est calculée d'une unique manière :

$$Q = S_i \cdot \tanh\left(\frac{S_i}{S_{max}}\right)$$

Ce modèle présente donc 2 paramètres à caler sont donc :

- S_{max} : la capacité maximale du réservoir
- A : le paramètre d'ajustement de l'évapotranspiration

Modèle de Vandewiele et al. (1991)

La Figure 11 présente la structure du modèle de Vandewiele et al. (1991).

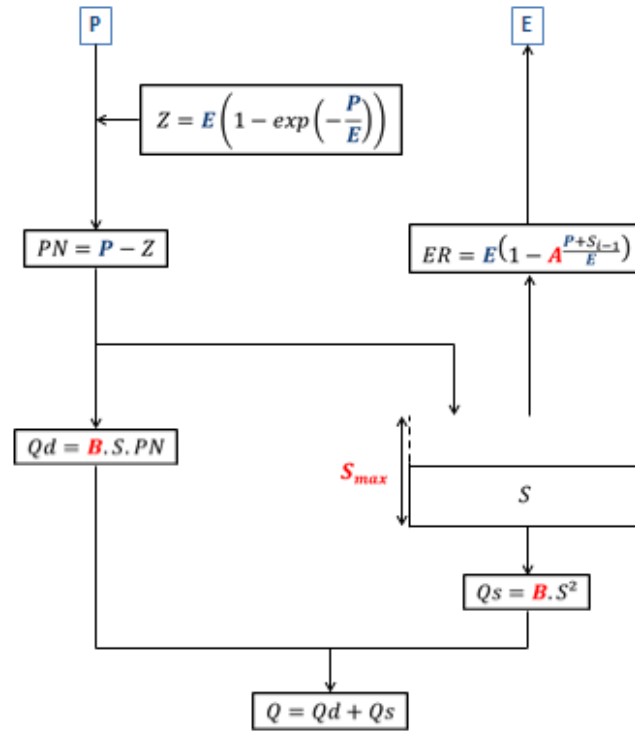


Figure 11. Schéma structurel du modèle de Vandewiele et al (1991)

Ce modèle présente également un réservoir unique de stock S , cependant il ne lui est pas assigné de capacité maximale.

La méthode de calcul du débit de sortie du modèle est assez différente des 2 premiers modèles présentés puisqu'elle consiste à calculer 2 débits, un lié à l'évapotranspiration potentielle Q_s et un lié aux précipitations Q_d .

En effet, dans un 1^{er} temps, le réservoir de stock initial S_{i-1} subit les effets de l'évapotranspiration par l'intermédiaire de ES , faisant apparaître un premier facteur à caler A :

$$ES = E \left(1 - A \frac{P + S_{i-1}}{E} \right)$$

Le nouveau stock S_i , de valeur $S_{i-1} - ES$, permet d'acquérir le débit Q_s venant de la vidange du réservoir en suivant une loi quadratique, avec B un autre paramètre à caler :

$$Q_s = \frac{S_i^2}{B + S_i}$$

Dans un 2^{ème} temps, le débit Q_d correspond à un écoulement direct lié aux précipitations P .

Ces précipitations P subissent une 1^{ère} interception Z due à l'évapotranspiration potentielle calculée comme suit :

$$Z = E \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{P}{E}\right) \right)$$

Le reste des précipitations PN , avec $PN = P - Z$, est alors séparé en 2 débits : un débit allant vers le réservoir et un débit correspondant à un écoulement direct Q_d dépendant du stock S_i du réservoir et d'un paramètre C à caler :

$$Q_d = C \cdot S_i \cdot PN$$

Le débit final Q correspond donc à la somme de l'écoulement direct des précipitations Q_d et du débit de vidange du réservoir Q_s :

$$Q = Q_s + Q_d$$

Le stock final du réservoir S_{i+1} peut alors être calculé par différence entre le stock actuel, les précipitations et le débit final résultant du modèle, soit

$$S_{i+1} = S_i + P - Q$$

Ce modèle comporte donc également 3 paramètres à caler :

- A : le facteur lié au calcul de ES
- B : le facteur de vidange linéaire du réservoir de routage
- C : la fraction participant à l'écoulement direct

Modèle Nanjing–Wood (1991)

La Figure 12 présente la structure du modèle de Nanjing–Wood (1991).

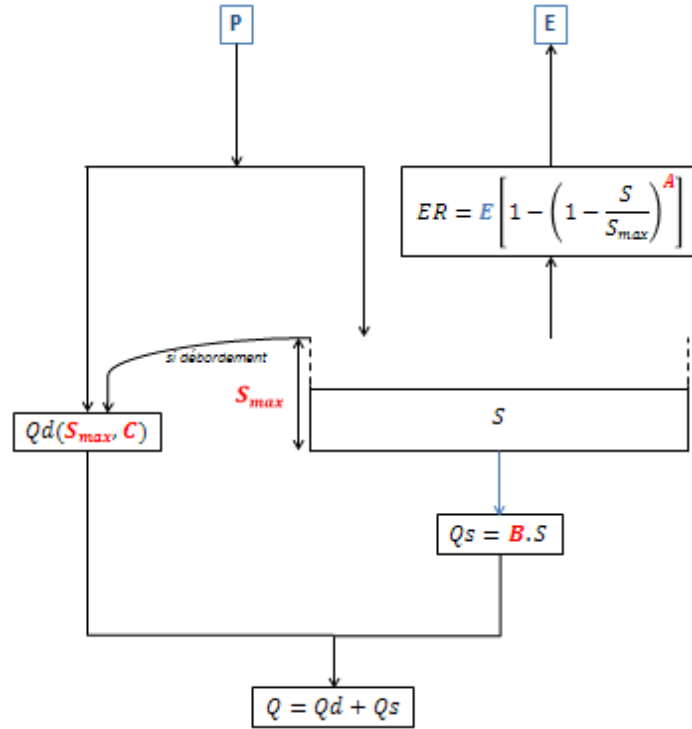


Figure 12. Schéma structurel du modèle de Nanjing–Wood (1991)

Ce modèle suit la même structure que le modèle de Vandewiele et al., puisque que le débit final se compose d'un débit résultant de la vidange du réservoir suite aux effets de l'évaporation Q_b et d'un débit lié à un écoulement direct des précipitations Q_d .

Cependant le réservoir S possède une capacité maximale $S_{\max}$, qui correspond à un paramètre à caler.

De plus le calcul de l'évapotranspiration réelle ER dépend toujours du stock initial du réservoir S_{i-1} , de l'évapotranspiration potentielle E , mais aussi de la capacité maximale du réservoir $S_{\max}$ et d'un paramètre A à caler :

$$ER = E \cdot \left(1 - \left(1 - \frac{S_{i-1}}{S_{\max}} \right)^A \right)$$

Le calcul du débit de vidange est également différent, puisqu'il suit une loi linéaire avec B comme un paramètre à caler :

$$Q_s = B \cdot S_{i-1}$$

Le stock du réservoir doit alors être mis à jour avant de poursuivre les calculs par :

$$S_i = S_{i-1} - Q_s - ES$$

Le débit Qd lié à l'écoulement direct est fortement dépendant des précipitations mais surtout du stock du réservoir S et de sa capacité maximale $S_{\max}$, puisque

- si $\left(1 - \frac{S_i}{S_{\max}}\right)^C > C \cdot \frac{P}{S_{\max}}$, $Qd = P - S_{\max} + S_i + S_{\max} \left[\left(1 - \frac{S_i}{S_{\max}}\right)^C - C \cdot \frac{P}{S_{\max}} \right]^{1/C}$
- si $\left(1 - \frac{S_i}{S_{\max}}\right)^C \leq C \cdot \frac{P}{S_{\max}}$, $Qd = P + S_i - S_{\max}$

Ce débit de vidange nous permet donc de déterminer le stock à la fin du pas de temps S_{i+1} et le débit total résultant du modèle Q

$$S_{i+1} = S_i + P - Qd \text{ et } Q = Qb + Qd$$

Ce modèle comporte donc 4 paramètres à caler :

- $S_{\max}$: la capacité maximale du réservoir
- A : le paramètre d'ajustement de l'évapotranspiration
- B : le paramètre de vidange linéaire du réservoir
- C : le paramètre de l'équation d'écoulement direct

1.1.1.1.2 Modèles à réservoirs multiples

Les modèles suivants présentent une structure avec 2 sortes de réservoirs : un réservoir de production permettant le suivi de l'humidité dans le sol et un réservoir de routage aboutissant au débit final représentant le flux d'eau de surface sortant du bassin versant.

Pour leur présentation, les termes suivant seront utilisés :

- S : état du réservoir de production (S_{i-1} pour l'état au début du pas de temps, S_{i+1} pour l'état à la fin du pas de temps et S_i pour l'état intermédiaire)
- $S_{\max}$: capacité maximale du réservoir de production
- R : état du réservoir de routage (R_{i-1} pour l'état au début du pas de temps, R_{i+1} pour l'état à la fin du pas de temps et R_i pour l'état intermédiaire)
- $R_{\max}$: capacité maximale du réservoir de routage
- A, B, C et D : différents paramètres intervenant dans le fonctionnement de chaque modèle

Modèle GR2M – Mouelhi (2003)

La Figure 13 présente la structure du modèle GR2M – Mouelhi (2003).

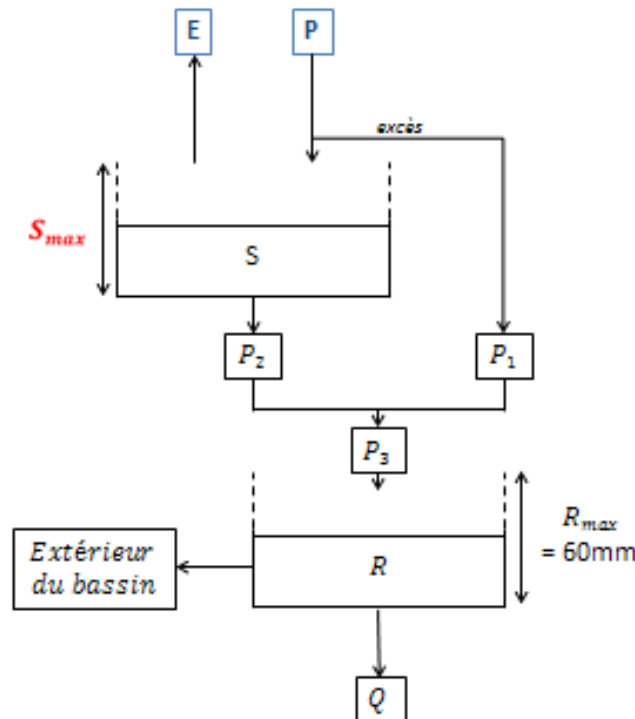


Figure 13. Schéma structurel du modèle GR2M – Mouelhi (2003)

Ce modèle développé au sein du Cemagref est composé d'un réservoir de production de capacité maximale $S_{\max}$ (permettant le suivi d'humidité du sol) et d'un réservoir de routage de capacité fixe. La vidange du réservoir se fait également suivant une fonction quadratique. Cependant, ce modèle possède un terme d'échange d'eau lié au paramètre A.

Le calcul présenté par le schéma ci-dessus est explicité ci-après.

Dans un premier temps, le niveau du réservoir de production est mis à jour suite à l'effet de la pluie en suivant la formule suivante :

$$S_{i1} = \frac{S_{i-1} + S_{\max} \varphi}{1 + \varphi \frac{S_{i-1}}{S_{\max}}} \text{ avec } \varphi = \tanh\left(\frac{P}{S_{\max}}\right)$$

- où :
- $S_{\max}$ est la capacité maximale du réservoir, en mm.
 - P est la pluie brute précipitant sur le bassin versant, en mm
 - S_{i1} est le niveau du réservoir après prise en compte l'effet de la pluie
 - S_{i-1} est le niveau de la pluie au début du pas de temps

Nous pouvons alors calculer la pluie en excès P_1 par la formule suivante :

$$P_1 = P + S_{i-1} - S_{i1}$$

Le réservoir de production subit ensuite l'effet de l'évapotranspiration potentielle E pour atteindre le niveau S_{i2} :

$$S_{i2} = \frac{S_{i1}(1-\psi)}{1+\psi\left(1-\frac{S_{i1}}{S_{\max}}\right)} \text{ avec } \psi = \tanh\left(\frac{E}{S_{\max}}\right)$$

Le réservoir se vidange alors par une percolation P_2 et son niveau devient S_{i+1} , niveau initial pour le mois suivant.

$$S_{i+1} = \frac{S_{i2}}{\left[1 + \left(\frac{S_{i2}}{S_{\max}}\right)^3\right]^{1/3}} \text{ et } P_2 = S_{i2} - S_{i+1}$$

Nous pouvons alors calculer la lame d'eau P_3 atteignant le réservoir de routage :

$$P_3 = P_1 + P_2$$

Le niveau du réservoir de routage passe donc du niveau R au niveau R_1 sous l'effet de cette lame d'eau P_3 :

$$R_{i1} = R_{i-1} + P_3$$

Un terme d'échange en eau est alors calculé par :

$$F = (A-1).R_i$$

Suite à cet échange, le niveau R_1 devient donc R_2 :

$$R_{i2} = R_{i1}.A$$

Le réservoir, de capacité maximale 60 mm, se vidange ensuite selon la formule quadratique suivante :

$$Q = \frac{R_{i2}^2}{R_{i2} + R_{\max}} \text{ avec } R_{\max} \text{ fixé à 60mm}$$

Enfin, le réservoir de routage reprend son niveau R , permettant le calcul pour le mois suivant.

$$R_{i+1} = R_{i2} - Q$$

Ce modèle possède donc 2 paramètres à caler :

- $S_{\max}$: la capacité maximale du réservoir de production
- A : le terme d'échange entre le réservoir de routage et l'extérieur du bassin

Modèle de Thornthwaite et Mater (1955)

La Figure 14 présente la structure du modèle de Thornthwaite et Mater (1955).

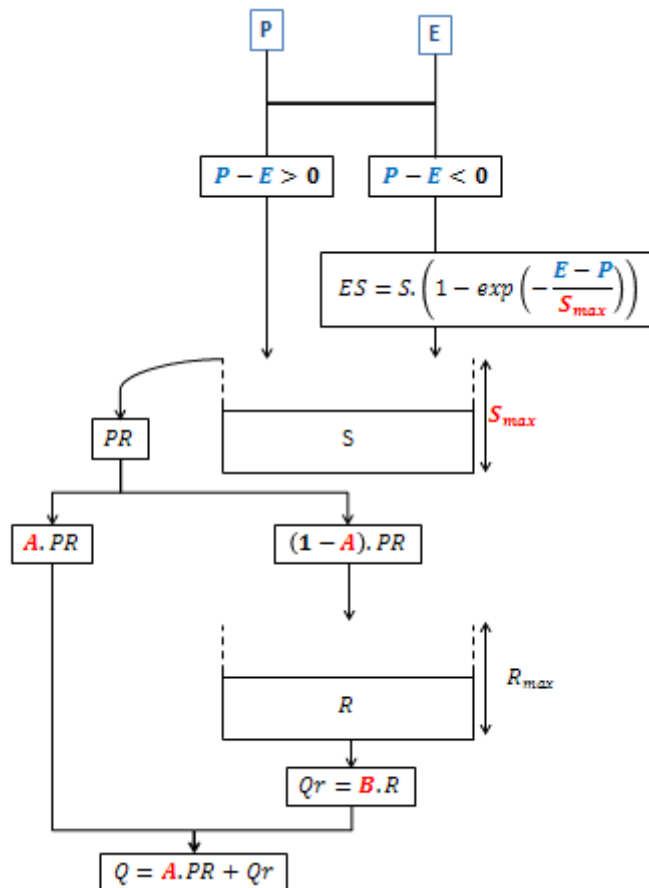


Figure 14. Schéma structurel du modèle de Thornthwaite et Mater (1955)

Ce modèle possède 2 réservoirs : un réservoir de production de capacité maximale $S_{\max}$ et un réservoir de routage.

Le réservoir de production est contrôlé par la différence entre la pluie P et l'évapotranspiration E :

- si $P - E < 0$

Le réservoir de production va alors subir un prélèvement. Le stock du mois i (S_i) est donc :

$$S_i = S_{i-1} \cdot \exp\left(-\frac{E - P}{S_{\max}}\right)$$

- si $P - E > 0$

Le réservoir voit son stock passer de S_{i-1} à S_i :

$$S_i = S_{i-1} + (P - E)$$

Si $S_i > S_{\max}$, il va alors y avoir débordement (PR). Ce débordement est alors fractionnée en 2 composante : une fraction ($A.PR$) de ce débordement correspond à un écoulement direct, alors que l'autre fraction participe au remplissage du réservoir de routage qui passe du niveau R_{i-1} au niveau R_i :

$$R_i = R_{i-1} + (1 - A).PR$$

Une fois ce nouveau stock calculé, le réservoir se vidange suivant une loi linéaire de paramètre B.

$$Q_r = B.R_i$$

Le débit total Q résultant du bassin versant est donc :

$$Q = A.PR + B.R_i$$

Les 3 paramètres à caler sont donc :

- $S_{\max}$: la capacité maximale du réservoir de production
- A : la portion de pluie participant à l'écoulement direct
- B : le facteur de vidange linéaire du réservoir de routage

Modèle de Ibrahim et Cordery (1995)

La Figure 15 présente la structure du modèle de Ibrahim et Cordery (1995).

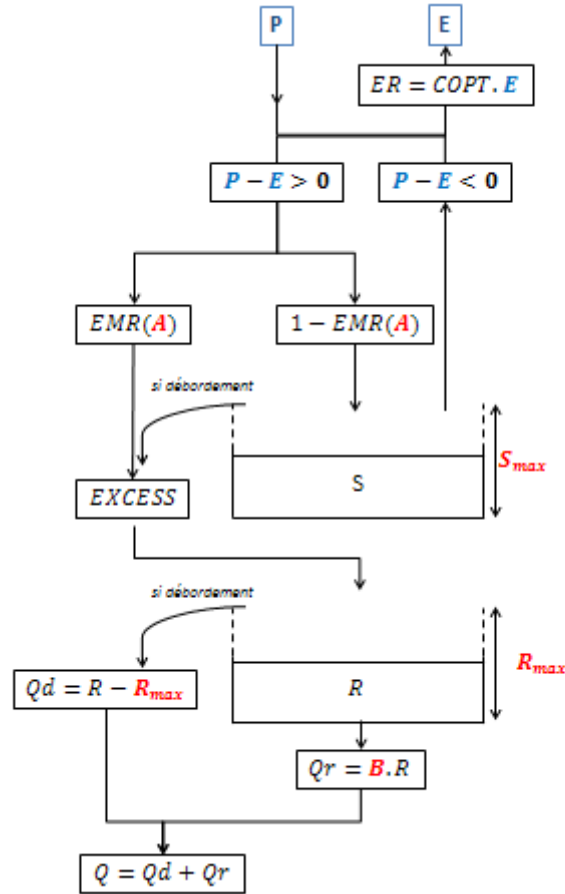


Figure 15. Schéma structurel du modèle de Ibrahim et Cordery (1995)

Ce modèle possède 2 réservoirs fonctionnant par débordement : un réservoir de production S de capacité maximale $S_{\max}$ et un réservoir de routage R de capacité maximale $R_{\max}$.

Comme pour le modèle Thornthwaite et Mater (1955), le stock du réservoir de production est dépendant de la différence entre la pluie P et l'évapotranspiration E. Cependant l'évapotranspiration est corrigée par un facteur *COPT* dépendant de l'état du réservoir de production au début du pas de temps S_{i-1} :

$$ER = COPT.E$$

Avec : $\text{si } S_{i-1} < 0.7S_{\max}, COPT_i = \frac{S_{i-1}}{0.7S_{\max}}$

$\text{si } S_{i-1} > 0.7S_{\max}, COPT_i = 1$

A partir de cette évaporation corrigée, nous pouvons déterminer une composante d'excès d'eau dans le réservoir de production *EXCESS* par l'intermédiaire du ratio d'excès d'humidité *EMR* :

$$EXCESS = EMR.(P - ER)$$

Ce ratio *EMR* dépend du niveau du réservoir de production au début du pas de temps S_{i-1} , de la capacité maximale du réservoir de production $S_{\max}$ et d'un coefficient *A* à caler.

- si $\frac{S_{i-1}}{S_{\max}} < A$, $EMR = 0$
- si $A < \frac{S_{i-1}}{S_{\max}} < 1$, $EMR = \frac{\frac{S_{i-1}}{S_{\max}} - A}{1 - A}$
- si $\frac{S_{i-1}}{S_{\max}} > 1$, $EMR = 1$

Le nouveau stock du réservoir de production S_i peut alors être calculé suivant l'équation de continuité suivante :

$$S_i = S_{i-1} + P - ER - EXCESS$$

La portion *EXCESS* va alors contribuer au remplissage du réservoir de routage *R*. Le nouveau stock R_i est donc :

$$R_i = R_{i-1} + EXCESS - QR$$

Avec *Qr* le débit de vidange calculé par l'intermédiaire du coefficient *B* :

$$Qr = B.R_{i-1}$$

Une fois le stock mis à jour, le débit de débordement *Qd* peut être calculé si $R_i > R_{\max}$ et le niveau R_i devient donc $R_{\max}$:

$$Qd = R_i - R_{\max}$$

Le flux total pour le mois *i* *Q* est donc :

$$Q = Qr + Qd$$

Il y a donc 4 paramètres à optimiser :

- $S_{\max}$: la capacité maximale du réservoir de production
- $R_{\max}$: la capacité maximale du réservoir de routage
- *A* : le coefficient d'ajustement de l'évapotranspiration
- *B* : le facteur de vidange linéaire du réservoir de routage

Modèle Ta – Alley (1985)

La Figure 16 présente la structure du modèle Ta – Alley (1985).

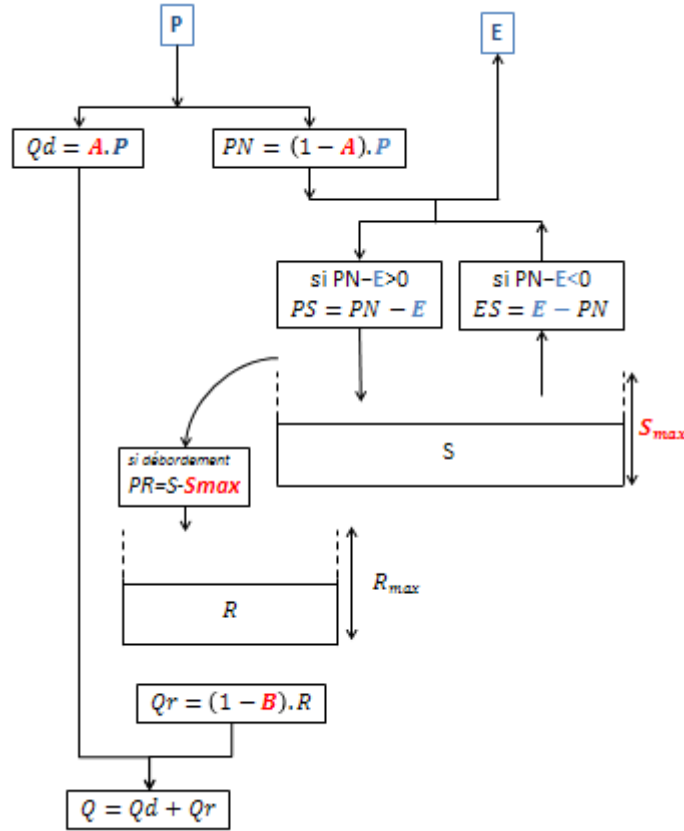


Figure 16. Schéma structurel du modèle Ta – Alley (1985)

Ce modèle est composé de 2 réservoirs : un réservoir de production de capacité maximale $S_{\max}$ et un réservoir linéaire de routage. La transformation pluie-débit se fait selon la méthode suivante :

Ce modèle présente une séparation de la pluie brute P en 2 fractions : une fraction Qd qui participera directement à l'écoulement final et une fraction PN pouvant servir à remplir le réservoir de production.

$$Qd = A.P \text{ et } PN = (1 - A).P$$

La mise à jour du niveau du réservoir de production dépende de la différence entre la fraction de pluie PN et l'évapotranspiration E :

- si $PN \geq E$, l'apport par la pluie vaut $PS = PN - E$ alors que la reprise due à E (ES) est nulle. La hauteur d'eau dans le réservoir vaut alors :

$$S_i = \text{Min}[PS + S_{i-1}, S_{\max}]$$

et le débordement possible PR vaut :

$$PR = \text{Max}[PS + S_{i-1} - S_{\max}, 0]$$

- si $PN < E$, l'apport par la pluie PS est nul ainsi que le débordement PR. La prise ES vaut alors $ES = E - PN$. Le niveau du réservoir prend donc la valeur :

$$S_i = S_{i-1} \cdot \exp\left(-\frac{ES}{S_{\max}}\right)$$

S'il y a débordement, la valeur de PR est alors ajoutée au réservoir de routage qui atteint alors le niveau R_i :

$$R_i = B \cdot (R_{i-1} + PR)$$

Le débit résultant du réservoir de routage vaut alors :

$$Qr = (1 - B) \cdot R_i = (1 - B) \cdot (R_{i-1} + PR)$$

Le débit total sortant du bassin versant vaut donc :

$$Q = Qd + Qr = C \cdot P + (1 - B) \cdot (R_{i-1} + PR)$$

Ce modèle comporte donc 3 paramètres variables :

- $S_{\max}$: la capacité maximale du réservoir de production
- A : la fraction participant à l'écoulement direct
- B : le facteur de vidange linéaire du réservoir de routage

Modèle ABCD – Thomas (1981)

La Figure 17 présente la structure du modèle ABCD – Thomas (1981).

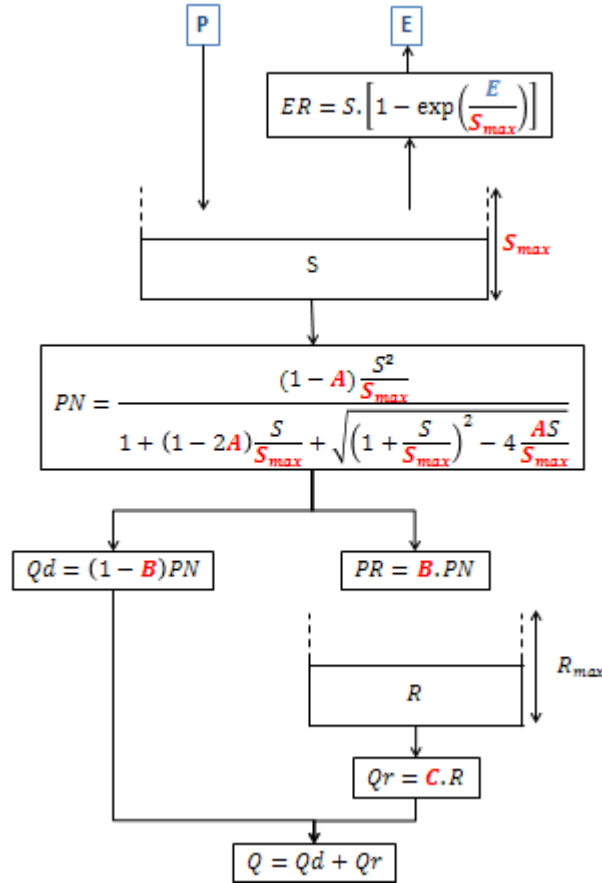


Figure 17. Schéma structurel du modèle ABCD – Thomas (1981)

Ce modèle présente 2 réservoirs : un réservoir de production de capacité maximale $S_{\max}$ et un réservoir de routage. La vidange du réservoir de routage se fait de manière linéaire caractérisée par le paramètre D.

La transformation pluie-débit se fait en 2 temps : une fonction de production et une fonction de transfert.

La fonction de production permet de calculer la pluie nette destinée à l'écoulement par le processus exposé ci-après.

Le stock du réservoir de production prend la valeur S_{i1} sous l'effet de la pluie P :

$$S_{i1} = S_{i-1} + P$$

Grâce ce nouveau stock, l'évapotranspiration réelle ER est calculée grâce à l'évapotranspiration potentielle comme suit :

$$ER = S_i \left(1 - \exp \left(- \frac{E}{S_{\max}} \right) \right)$$

Le stock prend alors la forme :

$$S_{i2} = S_{i1} - ER = (S_{i-1} + P) \exp\left(-\frac{E}{S_{\max}}\right)$$

Ce nouveau stock permet de calculer la pluie nette PN par la relation suivante :

$$PN = \frac{(1-A) \frac{(S_{i2})^2}{S_{\max}}}{1 + (1-2A) \frac{S_{i2}}{S_{\max}} + \sqrt{\left(1 + \frac{S_{i2}}{S_{\max}}\right)^2 - 4 \frac{A.S_{i2}}{S_{\max}}}} \quad \text{avec } A \text{ compris entre } 0 \text{ et } 1$$

Une fois la pluie nette calculée, elle est divisée en 2 fractions : une première caractérisant un écoulement direct et une seconde passant par le réservoir de routage.

L'écoulement direct se calcule selon l'équation suivante :

$$Qd = (1-B).PN, B \text{ étant un paramètre à caler}$$

La 2^{ème} fraction permet le remplissage du réservoir selon la formule suivante :

$$R_i = R_{i-1} + (B.PN)$$

Le débit sortant du réservoir est calculé suivant une loi linéaire :

$$Qr = C.R_i, C \text{ étant un paramètre à caler}$$

Le débit total résultant du bassin est donc :

$$Q = Qd + Qr$$

Pour ce modèle, le nombre de paramètres à caler s'élève à 4 :

- $S_{\max}$: la capacité maximale du réservoir de production
- A : le paramètre intervenant dans le calcul de la pluie nette atteignant le réservoir de routage
- B : le facteur permettant le calcul de l'écoulement pseudo-direct
- C : le paramètre gérant la vidange linéaire du réservoir de routage

Modèle de Milly (1994)

La Figure 18 présente la structure du modèle de Milly (1994).

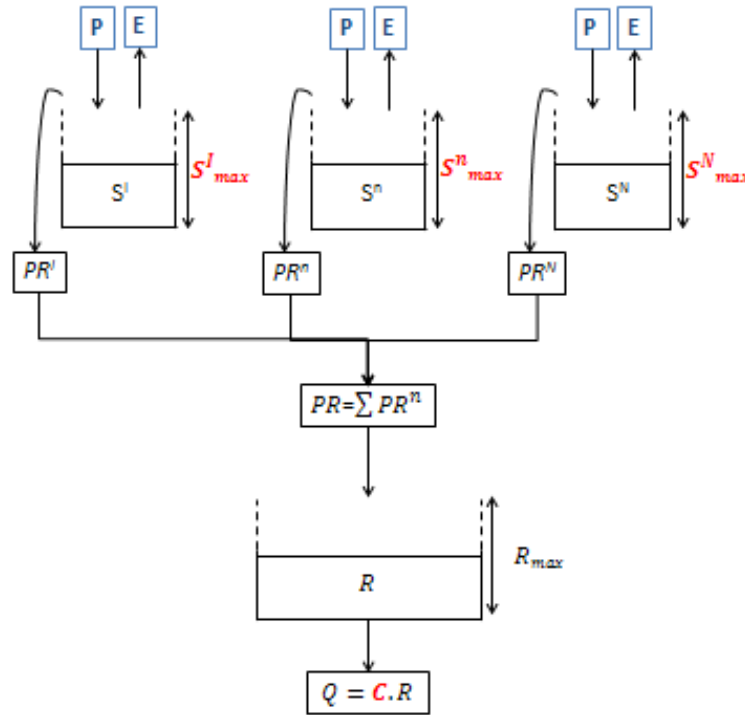


Figure 18. Schéma structurel du modèle de Milly (1994)

Ce modèle prend en compte la variabilité spatiale de la capacité de stockage d'eau dans le sol. Le bassin versant est donc séparé en plusieurs réservoirs de production dont les capacités maximales $S_{\max}^I$ sont déduites d'une loi log-normale. Dans notre cas, nous considérons un échantillon de N capacités différentes calculées comme suit :

$$S_{\max}^I = \exp(A + BU(I))$$

avec : - $S_{\max}^I$: capacité du réservoir de production du rang I (I compris entre 1 et N)

- A : moyenne du logarithme de la capacité du de production

- B : écart-type du logarithme de la capacité du de production

- U(I) : quantile de la loi normale réduite correspondant au rang I (avec une fréquence au non dépassement $((I-0.3)/20.4)$ pour le rang I)

Pour chaque zone I, le nouveau stock du réservoir de production S_i^I est calculé en fonction de la pluie P et de l'évaporation potentielle E :

$$S_i^I = S_{i-1}^I + P - E$$

Si cette valeur est négative, le stock du réservoir est alors considéré comme nul.

Le réservoir de production se vide par débordement, donc uniquement si $S_i^I > S_{\max}^I$ et vaut :

$$PR^I = S_i^I - S_{\max}^I$$

Le niveau du réservoir de production revient donc à $S_{\max}^I$.

Après avoir calculé les N débits sortants par débordement, la quantité PR atteignant l'unique réservoir de routage est calculée comme suit :

$$PR = \frac{\sum_{I=1}^N PR^I}{N}$$

Le réservoir de routage passe donc du stock R_{i-1} au stock R_i :

$$R_i = R_{i-1} + PR$$

Ce réservoir se vidange alors suivant la loi linéaire suivante :

$$Q = C.R_i$$

Les paramètres à caler pour chaque zone I sont les suivants :

- A : la moyenne du logarithme de la capacité maximale du réservoir de production
- B : l'écart type du logarithme de la capacité maximale du réservoir de production

Le dernier paramètre à caler est indépendant des zones cités précédemment :

- C : le facteur de vidange linéaire du réservoir de routage

1.1.1.1.3 Conclusion

L'idée originale était d'utiliser un modèle simple à mettre en place et ayant des résultats satisfaisants pour calculer les débits d'entrée pour le programme HPP-INV dans le cas des différents scénarios climatiques. C'est pourquoi nous recherchions un modèle avec peu de paramètres à caler. Nous avons donc choisi de travailler avec le modèle GR2M (Mouelhi, 2003).

Il s'est avéré par la suite que l'utilisation des données brutes de neige, sans stockage ou retard d'écoulement, ne donnait pas de résultats satisfaisants. Nous avons donc dû rechercher un modèle permettant la transformation de la neige en pluie.

1.2.2.2 Modules de transformation de la neige en pluie

Chacun des modèles présentés dans cette partie correspond à un morceau de modèle précipitation-débit au pas de temps mensuel.

1.1.1.1.4 Module dérivé de Markhlouf (GR2M - 1994)

Pour l'utilisation de ce modèle, le bassin versant doit être séparé en Z zones virtuelles, pour pouvoir gérer Z stocks de neige indépendants.

Considérant que nous possédons M mesures disponibles (où M peut être différent de Z), ces dernières sont séparées en 2 catégories : $M1$ correspondent à de la neige et $M2$ à de la pluie, de telle sorte que $M1 + M2 = M$.

Les Z zones définies sur le bassin versant étant virtuelles, nous pouvons considérer que les $Z \cdot \left(\frac{M1}{M1 + M2} \right)$ premières zones ont reçu de la neige et les suivantes de la pluie.

Le calcul du stockage de la neige est effectué sur les zones ayant été soumises à des précipitations neigeuses.

Dans un premier temps, la neige mesurée $N_{mesurée}$ (en équivalent en eau) sur chaque zone est majorée par l'intermédiaire d'un coefficient A à caler. Cette majoration existe car globalement les pluviomètres sous-estiment les précipitations neigeuses de par leur conception et leur position géographique (ECKERT, 2002) :

$$N_{réelle} = A \cdot N_{mesurée}$$

Dans un 2ème temps, nous calculons la quantité de neige stockée $N_{stockée}$ par rapport à la neige mesurée par l'intermédiaire d'un autre coefficient à caler B :

$$N_{stockée} = B \cdot N_{mesurée}$$

Enfin, nous pouvons déterminer le volume de neige considéré comme de la pluie transitant directement vers le réservoir de production du modèle pluie-débit auquel est associé ce module :

$$N_{direct} = N_{réelle} - N_{stockée} = (A - B) \cdot N_{mesurée}$$

Pour les zones où le stock de neige est non nul, on calcule alors un débit de fonte. Cette fonte s'effectue par l'effet de la pluie P tombant sur la neige et prend pour valeur :

$$Q_{fonte} = C \cdot N_{mesurée}$$

Une fois ce débit calculé, le stock de neige est mise à jour en ôtant au stock actuel le débit de fonte calculée précédemment ainsi qu'une partie s'évaporant pouvant être calculée de 2 manières différentes :

- la méthode dite « Makhoulouf ETP » :

le débit de fonte est considéré comme dû aux échanges avec l'atmosphère et vaut $\left(\frac{L_e}{L_f}\right) \cdot D \cdot ETP$ avec L_e la chaleur latente d'évaporation de l'eau et L_f la chaleur latente de fusion de l'eau.

- la méthode dite « Makhlouf degré » :

la fonte, calculée avec les degrés jours, prend la valeur $D \cdot (T_m - T_0)$ avec T_m la température moyenne journalière et T_0 une température seuil.

Les paramètres à optimiser lors de la phase de calage sont donc :

- A : le facteur de majoration de la neige mesurée
- B : la fraction de neige stockée
- C : la fraction de neige stockée formant un débit de fonte
- D : le facteur lié à la perte de neige par échange avec l'atmosphère

1.1.1.1.5 Module dérivé de HBV

L'extrapolation des données suit la même procédure que le modèle dérivé de Markhlouf. Nous avons donc N zones différentes sur le bassin versant et la quantité de neige ajoutée au stock préexistant vaut AP .

Le calcul de la fonte de neige sur les zones dont le stock est non nul se fait par l'intermédiaire d'un facteur de fonte B et dépend de la température maximale journalière T_m et d'une température seuil T_0 .

Si $T_m < T_0$, la fonte prend alors la valeur $B.(T_m - T_0)$. Le facteur B et la température seuil T_0 sont à optimiser durant une phase de calage.

La nouveauté de ce modèle vient de la présence du calcul du regel possible si la température est inférieure à la température seuil. En effet, l'eau de fonte est alors censée geler et la quantité d'eau vaut $G = C.B.(T_0 - T_m)$. Le facteur de regel C est à caler et G correspond alors à la quantité d'eau à stocker sous forme de glace.

Pour représenter la porosité du manteau neigeux, ce modèle possède un réservoir neige qui permet de stocker l'eau de fonte et d'induire des retards à l'écoulement supplémentaires. La capacité maximale de ce réservoir est RN_{max} , à caler également. Ce réservoir fonctionne par débordement, l'eau en excès dans ce réservoir transite alors vers le réservoir de production du modèle pluie-débit associé.

Les paramètres à caler pour ce module sont donc :

- T_0 : la température seuil de fonte
- RN_{max} : la capacité maximale du réservoir de neige
- A : la fraction de neige stockée
- B : le facteur de fonte

1.1.1.1.6 Module dérivé de Meslier

Le modèle développé par Meslier (1999) possède 2 paramètres fixes et un paramètre à caler.

La hauteur de neige est supposée uniforme sur l'ensemble du bassin versant ; de plus, la fonte et le stockage de la neige sont proportionnels à la température moyenne du bassin versant et font intervenir le stock disponible.

La première étape de ce modèle est l'extrapolation des données météorologiques. En effet, la précipitation moyenne P est calculée à partir de plusieurs mesures ponctuelles.

La quantité de neige P_N dépend alors de la précipitation moyenne P ainsi que du nombre de pluviomètres ayant mesuré une précipitation neigeuse ($N1$) par rapport au nombre total de pluviomètres installés sur le bassin versant (N). Nous avons alors :

$$P_N = P \cdot \frac{N1}{N}$$

La quantité de pluie arrivant directement au réservoir de production (P_p) est la différence entre la hauteur de précipitation pluvieuse et la hauteur de précipitation neigeuse :

$$P_p = P - P_N$$

Une fois la quantité de neige disponible calculée, il faut alors décider si cette neige se stocke ou fond. Pour cela, le modèle prend en compte la température maximale journalière T_m et une température seuil T_0 , qu'il faut caler.

- si $T_m < T_0$, il y a alors stockage de la neige et la fonte du stock est nulle. Un taux de stockage $X1$ est donc calculé par l'intermédiaire d'un coefficient de stockage A (de valeur 6.7, suivant les travaux de Meslier) :

$$X1 = \frac{T_0 - T_m}{A}$$

La quantité de neige stockée $P_N \times X1$ est donc ajoutée au stock préexistant.

- si $T_m > T_0$, il y a alors déstockage de la neige. Pour le calcul du déstockage, on introduit la variable Z de valeur $RN \times (T_m - T_0)$, avec RN le stock de neige déjà présent. La fonte est calculée grâce à un coefficient de déstockage B (de valeur 360, suivant les travaux de Meslier) et vaut $RN \times \frac{Z}{Z + B}$.

Pour ce module, les paramètres à caler sont donc :

- T_0 : la température seuil
- A : le coefficient de stockage
- B : le coefficient de déstockage

1.1.1.1.7 Conclusion

Nous pensions travailler directement à l'échelle du bassin versant, nous avons donc décidé d'utiliser le modèle dérivé de Meslier. De plus, il semble que ce modèle soit le plus adapté pour une association avec un modèle de type GR (Eckert, 2002).

Nous avons dû apporter quelques modifications à ce modèle et à nos données pour que le résultat de l'association du modèle GR2M et du module de transformation neige-pluie dérivé de Meslier puisse nous donner les résultats souhaités. Ces modifications sont présentées dans le 2ème chapitre de ce manuscrit.

Chapitre 2 Calage du modèle hydrogéologique

2.1.	MODELISATION DU DOMAINE D'ETUDE	70
2.1.1.	Maillage de la nappe.....	70
2.1.1.1	Structure	70
2.1.1.2	Caractéristiques morphologiques de l'aquifère	71
2.1.1.3	Pompages	72
2.1.1.4	Surfaces imperméables.....	73
2.1.1.5	Porosité de l'aquifère.....	74
2.1.2.	Rivières.....	76
2.1.3.	Apports latéraux	79
2.1.4.	Conditions aux limites.....	81
2.2.	MODELE PLUIE DEBIT	82
2.2.1.	Développement du modèle précipitations-débit (article soumis).....	82
2.2.2.	Application à la thèse	110
2.2.2.1	Spatialisation des données.....	110
2.2.2.2	Débits retenus	111
2.3.	VALIDATION DU CALAGE.....	113
2.3.1.	Données météorologiques	113
2.3.1.1	Précipitations.....	113
2.3.1.1.1	Pluie.....	113
2.3.1.1.2	Neige.....	114
2.3.1.2	Evapotranspiration Potentielle	115
2.3.1.3	Température.....	116
2.3.1.4	Infiltrations efficaces appliquées.....	117
2.3.2.	Perméabilité.....	119
2.3.2.1	Détermination du nombre de calages nécessaires	119
2.3.2.2	Modèle calé	120
2.3.3.	Piézomètres	122
2.3.4.	Stations de mesure de débit.....	124
2.4.	FONCTIONNEMENT DE L'AQUIFERE DU RHIN SUPERIEUR SUR LA PERIODE 1986-2002 129	
2.4.1.	Bilan hydrique 1986-2002.....	129
2.4.1.1	Débits entrants.....	129
2.4.1.2	Débits sortants	130
2.4.1.3	Variations du stock d'eau disponible	131
2.4.1.4	Comparaison avec les résultats du modèle MODCOU	132
2.4.2.	Débits dans les rivières.....	133
2.4.3.	Hauteurs piézométriques	134

2.1. MODELISATION DU DOMAINE D'ETUDE

2.1.1. MAILLAGE DE LA NAPPE

2.1.1.1 Structure

L'ensemble de la nappe d'Alsace a été modélisé par 6386 nœuds, dont une partie représente le tracé des rivières et le reste est réparti sur toute la nappe. Ces nœuds ont permis la création d'un maillage triangulaire de 12278 mailles, présenté sur la Figure 19.

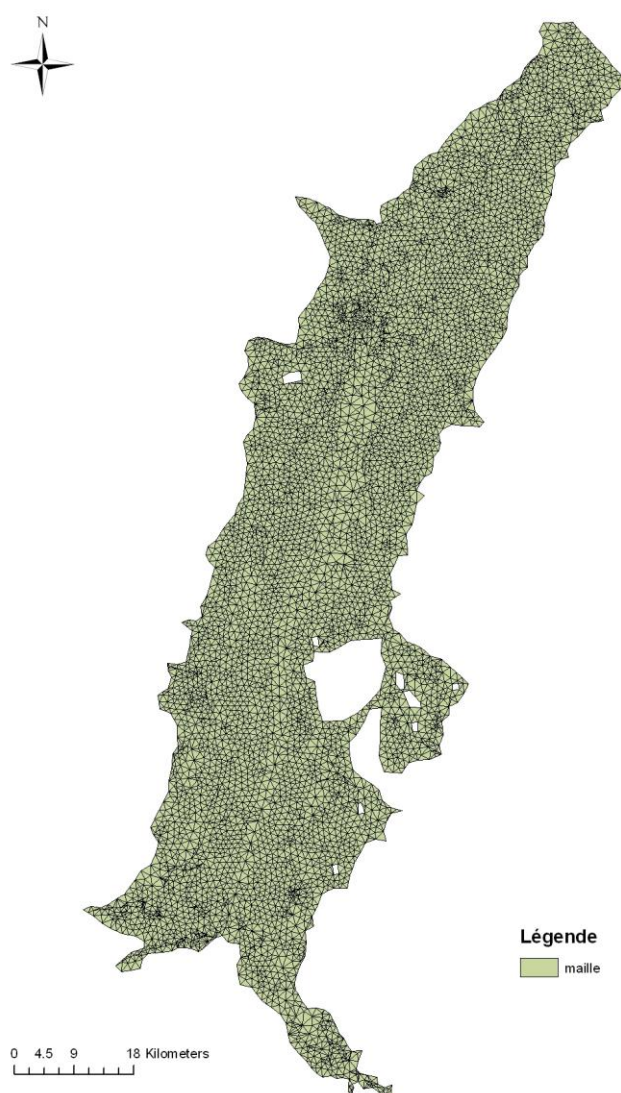


Figure 19. Mailles et nœuds utilisés pour le modèle

Les nœuds créés vont permettre le calcul de la hauteur piézométrique de la nappe. Ils se voient attribuer une cote de substratum et une cote de la surface du sol, afin de pouvoir

visualiser toute inondation occasionnelle. De plus, cet ensemble de nœuds est le support des différentes données ponctuelles disponibles (pompages, mesures de hauteur piézométrique, mesure de débit).

Le maillage triangulaire est le support pour les données de perméabilité, de porosité, d'imperméabilisation du sol ainsi que pour le forçage climatique.

La perméabilité associée à chaque maille est optimisée lors de la phase de calage du modèle, la porosité du sol a dû être calé manuellement comme nous l'aborderons dans la suite de ce mémoire, les autres paramètres sont imposés et ont des valeurs reprises du projet INTERREG MoNit (LUBW, 2006b).

2.1.1.2 Caractéristiques morphologiques de l'aquifère

La Figure 20 présente la cote de la surface du sol appliquée à notre modèle.

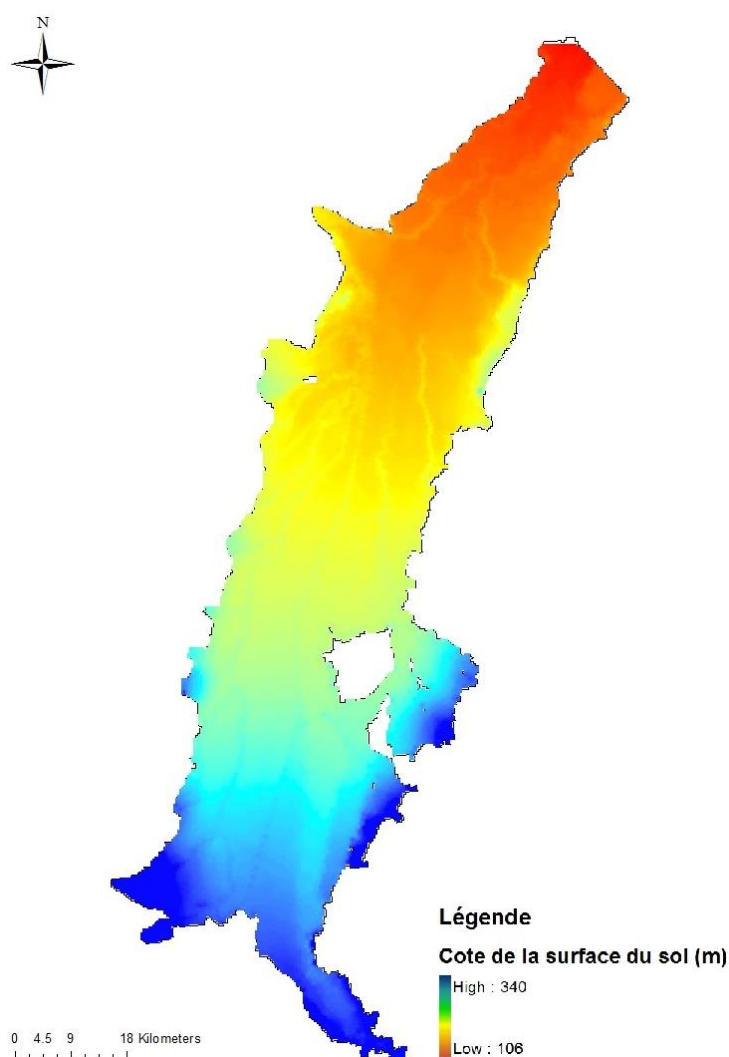


Figure 20. Topographie de la zone modélisée

La cote maximale atteinte par le terrain naturel est de 340 m à la pointe Sud-ouest du domaine, soit à l'Ouest de Mulhouse. Cependant la pente principale du terrain naturel suit un axe allant de Bâle, au Sud, à Lauterbourg, au Nord, dont l'altitude est respectivement de

250 m et 106 m. Cette pente douce du Sud vers le Nord implique un écoulement général suivant le même axe Sud-Nord.

La cote altimétrique et la cote du substratum sont tirées du projet INTERREG MoNit, ce qui permet le calcul de la puissance de l'aquifère.

La Figure 21 présente la puissance de l'aquifère. Au niveau des bords, nous pouvons observer une épaisseur d'une dizaine de mètres, alors qu'elle peut atteindre plus de 200 m au centre de l'aquifère.

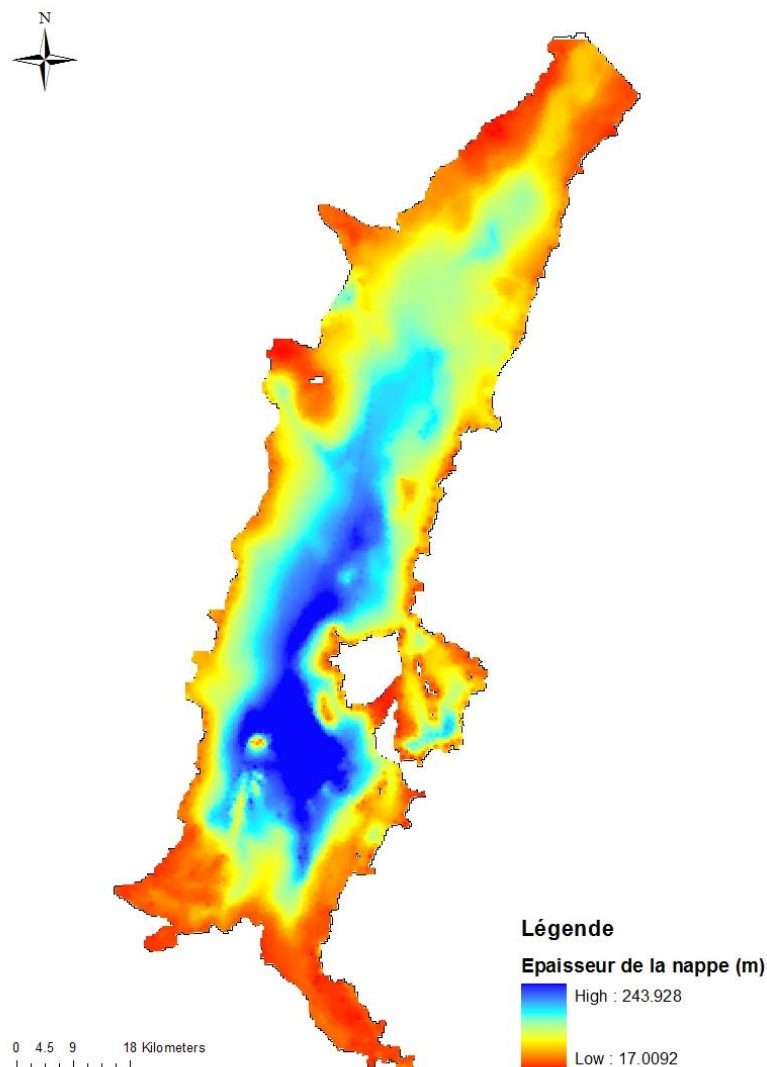


Figure 21. Epaisseur de la nappe

2.1.1.3 Pompages

Les données de pompage disponibles correspondent principalement aux pompages industriels et aux pompages permettant l'adduction en eau potable. Ces données ont été extraites du

projet INTERREG MoNit. L'ensemble de ces données est réuni sur 559 nœuds du maillage, comme le montre la Figure 22 :

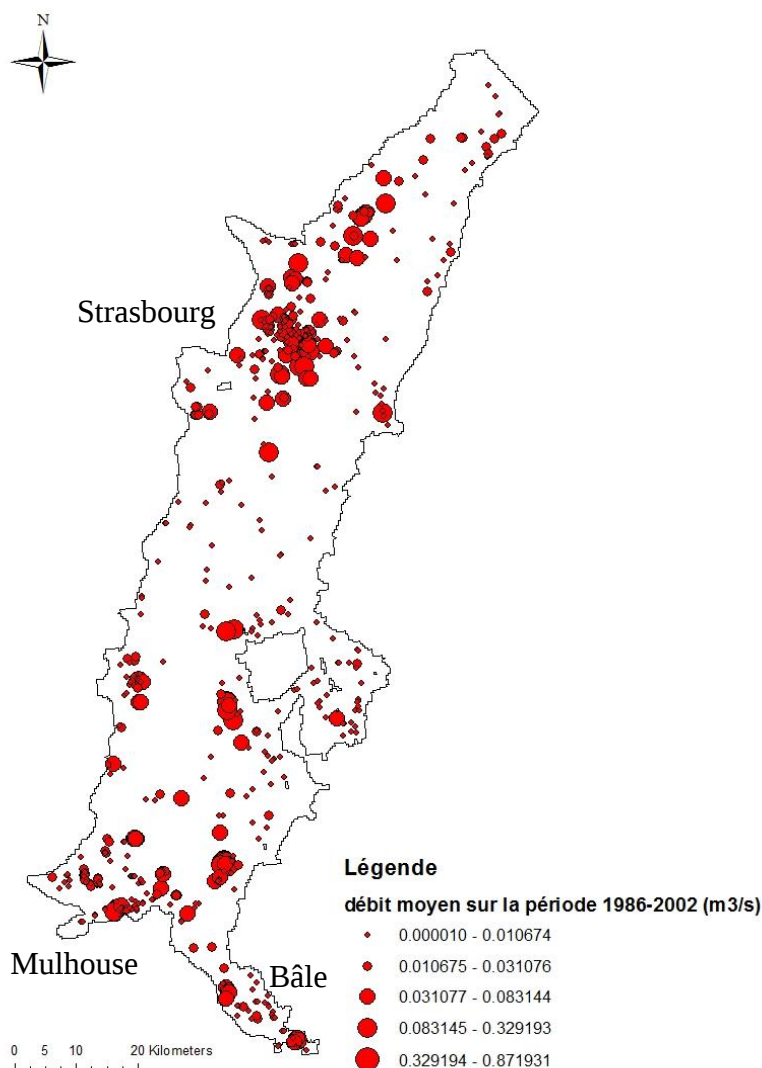


Figure 22. Localisation des données de pompages

Nous retrouvons donc une forte concentration de pompages aux alentours de chaque grande ville, avec des débits moyens pouvant atteindre $0.87 \text{ m}^3/\text{s}$.

2.1.1.4 Surfaces imperméables

Les agglomérations sont prises en compte dans le modèle sous la forme de surfaces imperméables. Ces données viennent également du projet INTERREG MoNit. Chaque maille possède donc un coefficient d'imperméabilité : sa valeur est 90% pour les mailles dites « imperméables » et 0% pour les autres mailles.

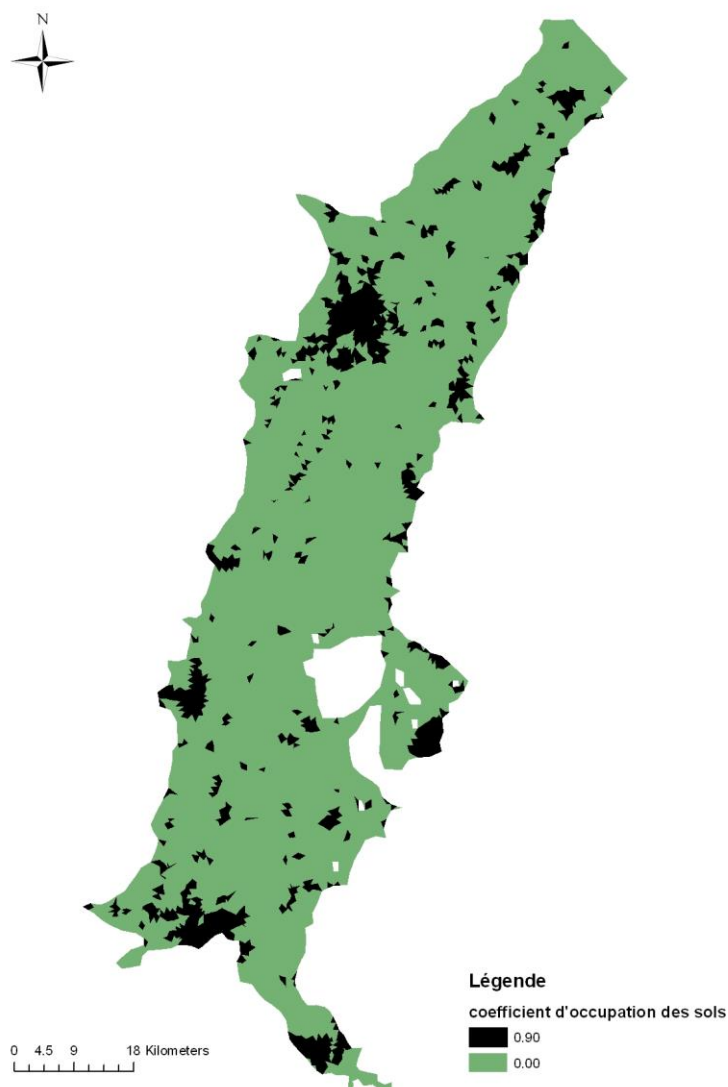


Figure 23. *Imperméabilisation des surfaces*

2.1.1.5 Porosité de l'aquifère

Concernant la porosité du sol, nous avons dû effectuer un calage manuel, car le calage effectué par le programme HPP-INV ne donnait pas de résultats satisfaisants. Le but de ce calage manuel était donc d'obtenir les hauteurs piézométriques les plus réalistes possibles, grâce aux hauteurs piézométriques mesurées disponibles. La Figure 24 présente un exemple de chroniques piézométriques obtenues lors du calage de la porosité.

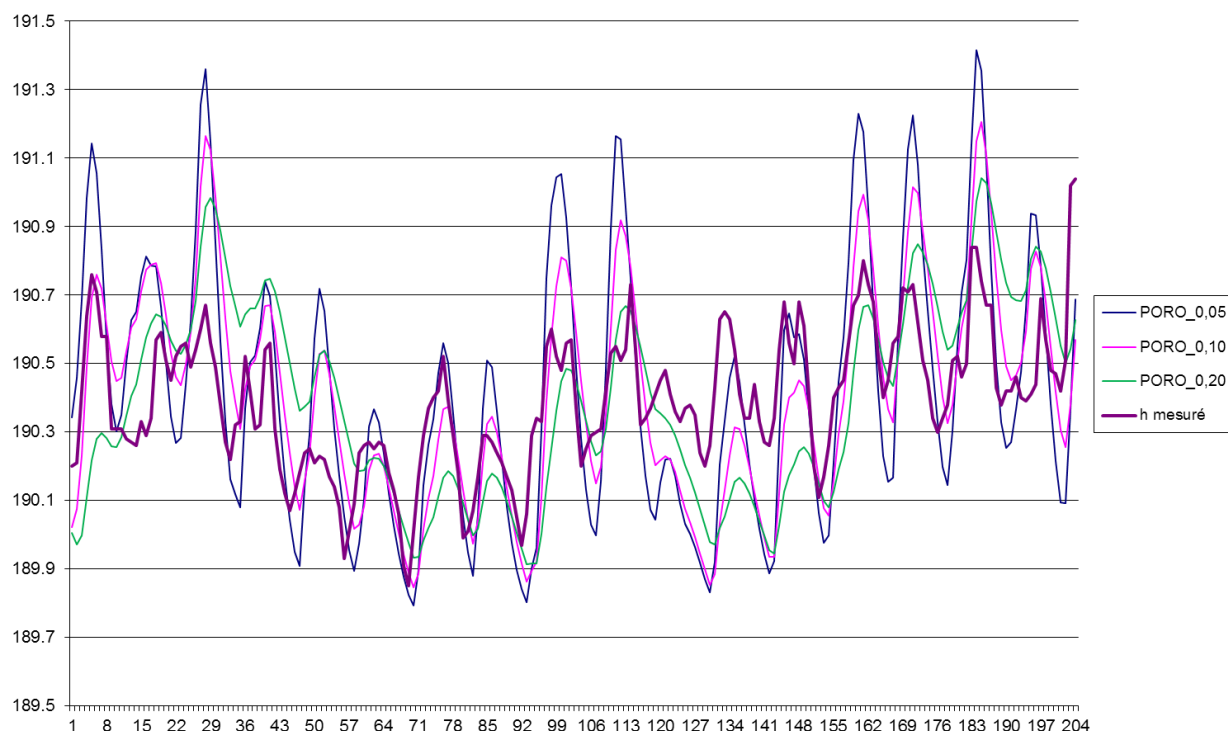


Figure 24. Chroniques piézométriques obtenues au nœud 2170 lors du calage de la porosité

Nous pouvons observer que, pour ce piézomètre, la porosité optimale est de 0,20, valeur pour laquelle la chronique simulée se rapproche le plus de la chronique mesurée. Nous pouvons observer qu'une porosité trop faible provoque une accentuation de l'amplitude de la chronique. A contrario, une porosité trop importante entraîne un aplanissement de la chronique piézométrique. Cette démarche a été effectuée sur les 99 piézomètres utilisés pour le calage du modèle hydrogéologique.

Pour caler la porosité sur l'ensemble du domaine d'étude, nous nous sommes appuyés sur les structures géologiques présentées précédemment afin de créer 5 différentes zones. Une fois ces zones définies, nous avons donc calé manuellement la valeur de porosité associée à chacune d'elles comme expliqué ci-dessus.

Nous avons abouti à la carte présentée en Figure 25 :

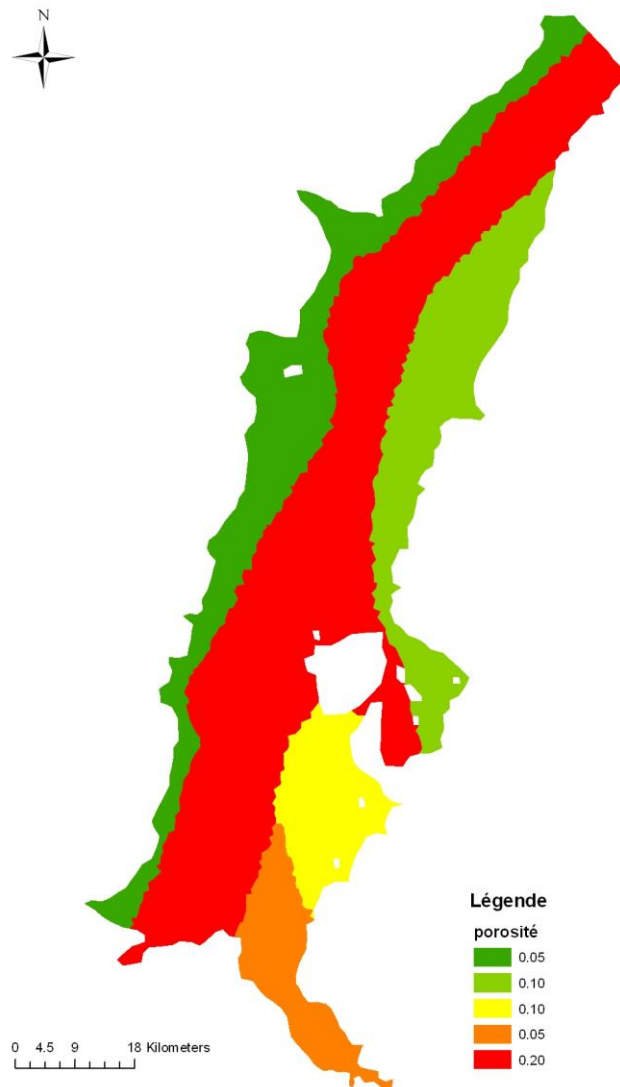


Figure 25. Porosité des formations géologiques

Nous retrouvons donc une porosité plus importante au centre de la nappe suivant un axe Sud-Nord par rapport aux bords du domaine modélisé. Nous pouvons observer que le bord français (à l'Ouest) possède une porosité globalement plus faible que le bord allemand (à l'Est).

De plus, pour obtenir les meilleurs résultats possibles, nous avons dû séparer la partie Sud-Est du modèle en 2 zones distinctes. La partie la plus proche de Bâle (en orange sur la carte) se voit donc attribuer une porosité plus faible que celle plus au Nord (en jaune sur la carte).

2.1.2. RIVIERES

La modélisation des rivières s'appuie sur les nœuds présentés précédemment. Les 1205 nœuds représentés sur la Figure 26 sont donc ceux associés aux différentes rivières.

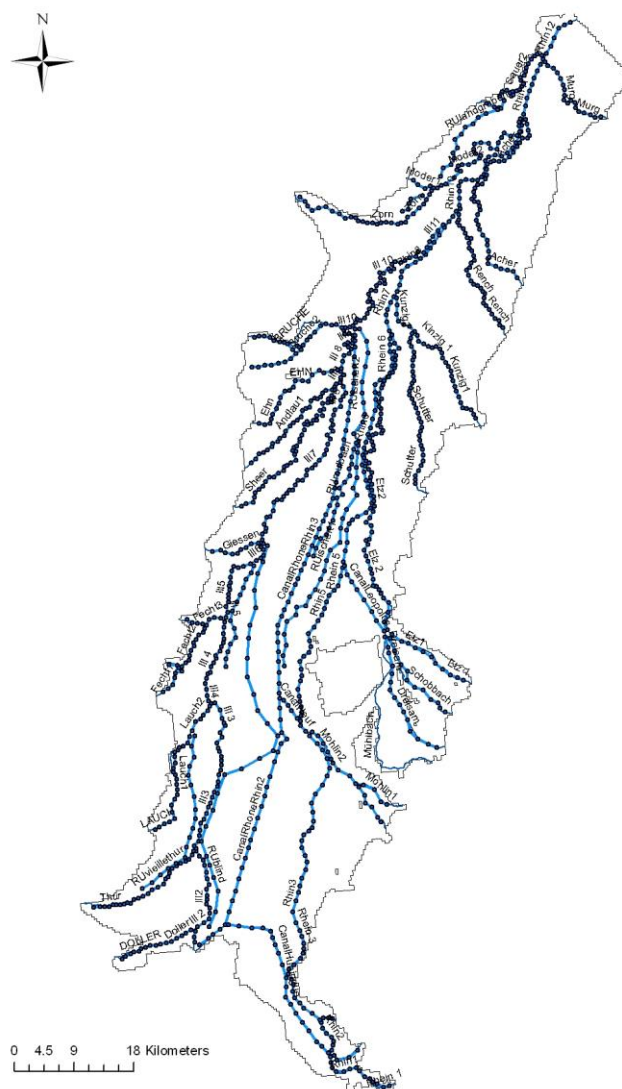


Figure 26. *Nœuds de modélisation des rivières*

Les 28 rivières, 4 canaux et 8 ruisseaux sont donc représentés sous la forme de 74 fragments de rivière, appelés « bras ». Pour exemple, le Rhin est séparé en 12 bras et l'Ill en 11.

Chacun de ces bras est constitué de plusieurs nœuds (un bras peut contenir jusqu'à 15 nœuds).

C'est au niveau de ces nœuds que se trouvera toute l'information nécessaire au calcul de débit, c'est-à-dire la pente de la berge, la largeur du lit de la rivière, la cote du radier, le coefficient de Manning et le coefficient de colmatage. Nous retrouvons aussi des valeurs de débits minimum et maximum utiles pour le calage du modèle.

Les coefficients de Manning et de colmatage sont des données à optimiser lors de la phase de calage. Les informations liées à la géométrie du lit, présentes sur chaque nœud également, sont imposées par l'opérateur.

Afin d'être cohérent avec notre méthode de calcul pour les scénarios de changement climatique, nous avons utilisé les débits calés par le modèle précipitation-débit présenté dans la 2^{ème} partie de ce chapitre. Les débits sont calés par rapport aux données du projet INTERREG MoNiT.

Cependant, le programme HPP-INV nous imposant un débit à l'entrée de chaque rivière, nous avons dû différencier les rivières des canaux et des rus. En effet, si nous appliquons les débits calculés par notre modèle précipitations-débits à 27 rivières, les débits imposés aux canaux, aux rus et au Rhin sont eux fixes dans le temps. Le Rhin se voit donc imposer un débit de $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ à son premier nœud, ce qui correspond à son débit moyen. Les rus étant secs une partie de l'année, nous avons dû leur imposer un débit très faible en leurs premiers nœuds, soit $0.001 \text{ m}^3/\text{s}$. Le seul canal n'étant pas raccordé en amont à une rivière est le canal du Rhône au Rhin ; le débit lui étant imposé au premier nœud est le débit appliqué dans la cadre du projet MoNiT, soit $5 \text{ m}^3/\text{s}$.

La Figure 27 présente l'ensemble des nœuds liés au réseau hydrographique, ainsi que la répartition spatiale de différents nœuds auxquels nous imposons un débit.

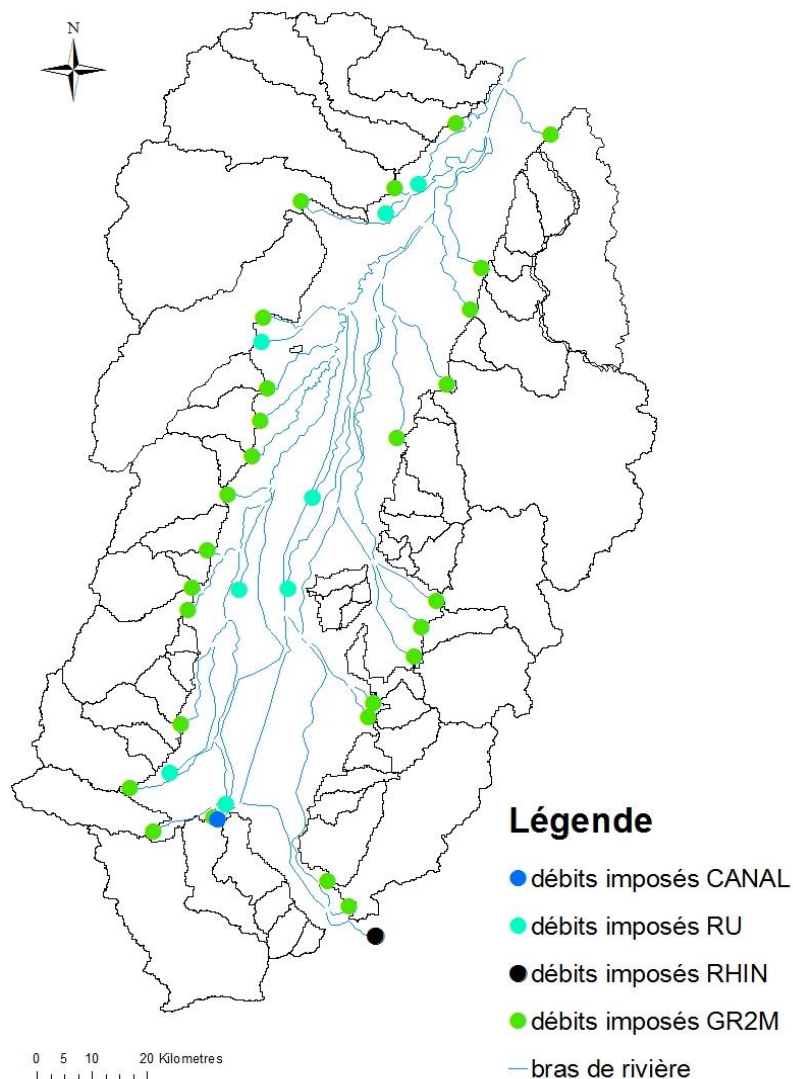


Figure 27. Débits imposés aux nœuds amont des rivières

Cas particulier du Rhin :

Le cas de la modélisation du Rhin est assez problématique. Le programme ne prenant pas en compte les différents ouvrages présents le long du Rhin (barrages et canalisation du Rhin), les bras modélisés correspondent donc aux tronçons de rivière entre chaque ouvrage. Cependant, il a fallu caler manuellement les coefficients Manning et la cote radier appliqués à chaque bras de rivière afin d'obtenir une hauteur d'eau dans le Rhin la plus réaliste possible.. Cette modélisation approximative a aussi des conséquences sur le terme d'échange nappe-rivière tout le long de ce fleuve, et sur la cote piézométrique de la nappe aux abords du Rhin de par le fait que le contre canal de drainage du Rhin n'est pas modélisé.

Nous avons donc utilisé le niveau d'eau moyen du Rhin calculé dans le projet INTERREG MoNiT pour caler le coefficient et la cote du radier de chaque bras du Rhin.

Nous avons pu aboutir au résultat suivant :

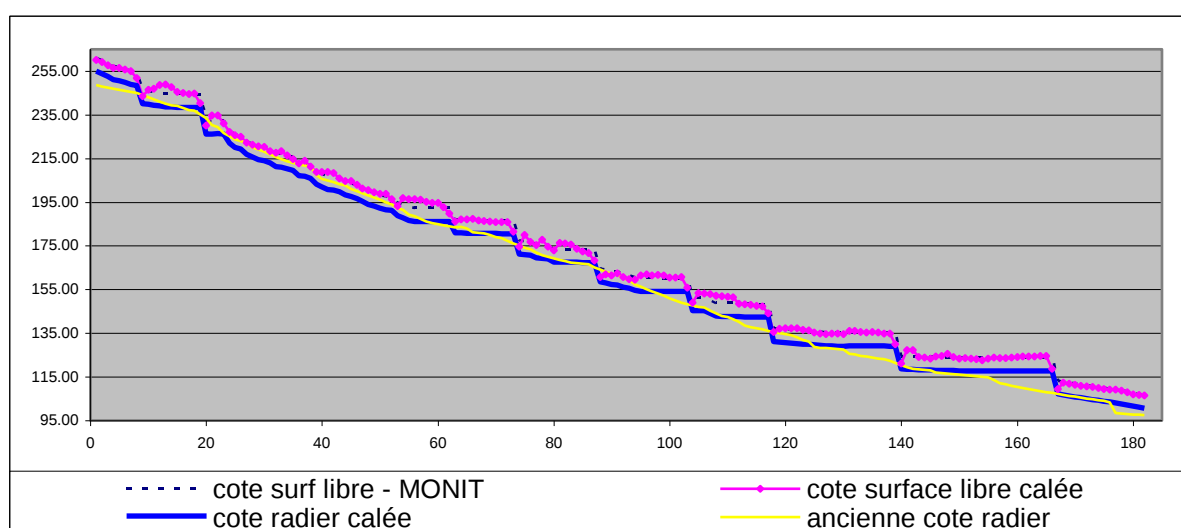


Figure 28. Données de modélisation du Rhin

Comme nous pouvons le voir sur la figure précédente, la cote radier naturelle du Rhin est en pente uniforme sur toute sa longueur alors qu'après calage elle suit le fil d'eau. Cette modification, et le calage manuel du coefficient de Manning de chaque bief modélisant le Rhin, ont permis de s'approcher au maximum de la cote de surface libre calculée lors du projet INTERREG MoNiT, qui a nous a servi de référence.

Les modifications auront logiquement des conséquences sur le terme d'échange nappe-rivière calculé par le programme HPP-INV, comme nous avons pu le voir dans le chapitre 1.

2.1.3. APPORTS LATÉRAUX

Les apports latéraux correspondent aux débits souterrains provenant des différents bassins versants. Nous dénombrons 57 bassins versants jouxtant la nappe phréatique, comme présenté sur la Figure 29.

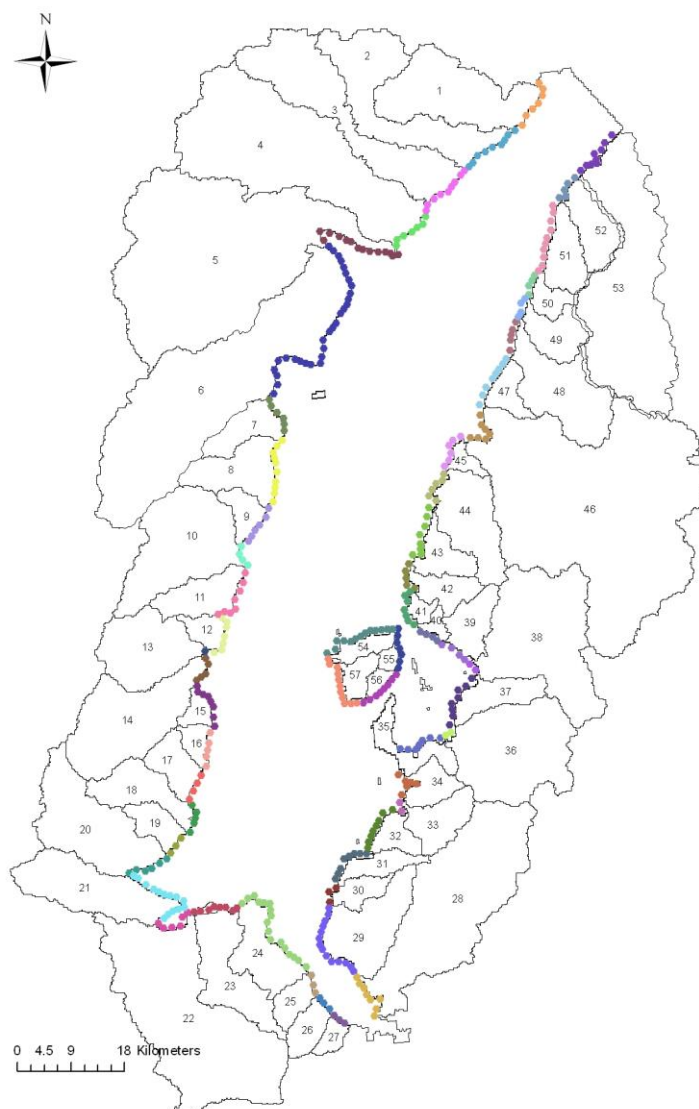


Figure 29. Bassins versants d'échanges souterrains latéraux

Les bassins en eux-mêmes sont pris en compte de par leur superficie et 2 coefficients permettant la résolution de l'équation de Nash. Ces 2 coefficients sont également optimisés lors de la phase de calage.

Chacun d'eux se voit également imposer un forçage climatique. Dès la phase de calage, il faut séparer les bassins versants ayant une rivière à son exutoire des autres bassins versants. En effet, pour les premiers, nous imposons la fraction de pluie P4 du modèle précipitation-débit, comme expliqué dans la 2^{ème} partie de ce chapitre, en tant que pluie efficace, alors que pour les autres nous appliquons les données d'infiltration calculées par MODCOU.

2.1.4. CONDITIONS AUX LIMITES

Afin que le système représentant la nappe phréatique d'Alsace soit complet et fermé, il a fallu appliquer des conditions particulières aux limites Nord et Sud du modèle.

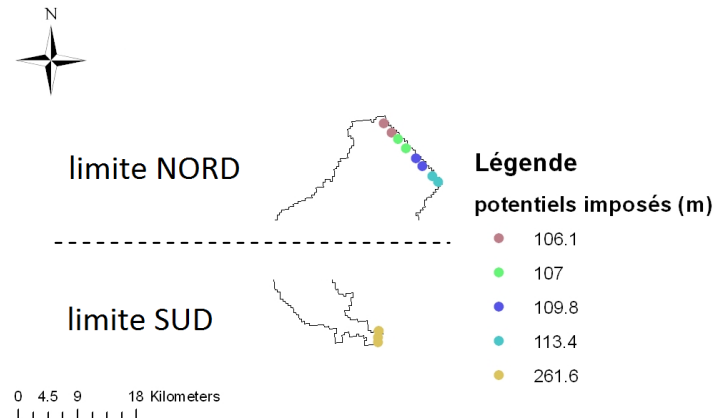


Figure 30. Conditions aux limites du modèle

Ces conditions aux limites sont imposées en termes de charge. Nous avons donc imposé une piézométrie fixe de 261.6 m à la limite sud du modèle, et une piézométrie variant entre 106.1 m et 109.8 m au Nord. Ces valeurs ont été également ajustées manuellement pour un fonctionnement optimal de la phase de calage.

2.2. MODELE PLUIE DEBIT

2.2.1. DEVELOPPEMENT DU MODELE PRECIPITATIONS-DEBIT

Impacts des changements climatiques sur les débits de rivières en moyenne montagne : exemple de deux rivières du massif des Vosges.

Lecluse S., Ackerer P.

LHyGeS, Université de Strasbourg/EOST – CNRS

1, rue Blessig

67000 Strasbourg

Résumé

Pour évaluer des impacts du changement climatique sur le régime des cours d'eau en moyenne montagne, un modèle hydrologique conceptuel semi-distribué a été construit à partir de modèles existants, notamment le modèle GR2M (IRSTEA). Ce modèle a été associé à une procédure de calage automatique par optimisation itérative stochastique. La méthodologie développée permet l'estimation des paramètres du modèle mais aussi à une estimation des incertitudes sur les paramètres calés.

Les forçages météorologiques de 7 modèles de circulation générale océan-atmosphère (MCGOA) sont utilisés par le modèle hydrologique développé. Les résultats montrent une tendance générale à une forte augmentation des débits de hautes eaux et une baisse des débits de basses eaux. Les incertitudes établies par l'utilisation conjointe des différents forçages et des différents jeux de paramètres sont plus élevées pour le futur proche (2046-2065) que pour le futur lointain (2081-2098). Cette différence est très probablement liée aux incertitudes existantes quant à la couverture de neige. Les MCGOA s'accordent bien sur l'absence d'un manteau neigeux pour le futur lointain, alors que les résultats concernant la présence ou non de la neige diffèrent fortement pour le futur proche.

Mots clés

hydrologie, bassin versant, changement climatique, optimisation, essai particulière.

1. Introduction

La modélisation hydrologique est l'une des approches possibles permettant d'évaluer les impacts des changements climatiques sur les principales composantes du cycle de l'eau. Cette modélisation aboutit à un outil de simulation, outil très largement utilisé et qui fait l'objet de nombreux débats (Carpenter et Georgakakos, 2006 ; Khakbaz *et al.*, 2012, par exemple) tant sur sa formulation (mécaniste ou conceptuel) que sur la description du système étudié (forme distribuée ou non, déterministe ou stochastique).

L'objectif de la modélisation dans ce travail est la simulation de débits mensuels à l'exutoire d'un bassin versant à partir de données météorologiques fournies à l'échelle du site (pluie, neige, température et évapotranspiration potentielle au pas de temps journalier et à l'échelle de mailles kilométriques). Compte tenu de la variabilité spatiale des forçages et de l'objectif de simulation, le modèle proposé est un modèle distribué de type réservoir communément utilisé en hydrologie (Seiller *et al.*, 2012). Ces modèles reposent sur le calcul de flux d'eau entre les différents compartiments d'un hydrosystème représenté par un ou plusieurs réservoirs. Ces flux font l'objet de formalismes mathématiques différents et les réservoirs sont en nombre variable et ont des dynamiques et des fonctions qui leur sont propres.

Les paramètres nécessaires à la mise en œuvre de ce type de modélisation sont difficilement mesurables sur le terrain compte tenu de la nature conceptuelle de ce type de modèle. Ils sont donc estimés par calage, ce qui nécessite une méthode adaptée pour l'estimation de ces paramètres et de leurs incertitudes liées aux objectifs et résultats du calage. Dans ce travail, nous avons développé une méthode originale, à notre connaissance, issue des algorithmes d'optimisation stochastiques itératifs. La méthode proposée permet d'estimer un ensemble de jeux de paramètres possibles, jeux de paramètres ayant la même qualité en termes de calage du modèle sur les observations. La qualité du calage du modèle et les incertitudes associées aux paramètres sont des éléments clés pour l'utilisation des modèles à des fins de prédiction (Beven, 2000 ; Andréassian *et al.*, 2012).

L'impact des changements climatiques sur les grands bassins hydrographiques a déjà été étudié à plusieurs reprises (Christensen et Lettenmaier, 2007 par exemple), notamment en France (Etchevers *et al.*, 2002 ; Ducharme *et al.*, 2007 ; Quintana Segui *et al.* 2010 ; Thierion *et al.*, 2012). Nous nous intéressons ici à l'impact des changements climatiques sur les débits à l'exutoire de bassins versants de moyenne montagne. Ces bassins sont particulièrement intéressants car, selon les modèles climatiques mis en œuvre et les scénarios d'émission des gaz à effet de serre, l'effet du manteau neigeux est plus ou moins significatif.

2. Présentation du modèle utilisé

Dans le modèle élaboré, l'évaluation de l'évapotranspiration réelle (ETR) et le modèle de fonte de neige représentant les interactions sol-atmosphère sont spatialisés avec une discrétisation du bassin versant fonction de la topographie. Par contre, pour éviter un nombre trop important de paramètres, le réservoir de routage souterrain est unique.

Interactions sol-atmosphère à l'échelle d'une maille

Le calcul de l'ETR est un élément clé dans l'évaluation du bilan en eau. La plupart des modèles réservoirs évalue l'ETR en fonction uniquement d'un état de saturation du réservoir sol aussi appelé réservoir de production. L'ETR, calculée à partir de l'état de saturation du réservoir de production, est évaluée à partir d'un modèle mathématique sous forme de loi de puissance à un paramètre (Vandwiele *et al.* 1991, Wood, 1991) ou d'une loi exponentielle à un paramètre (Thornthwaite et Mater 1955, Thomas, 1981).

La discrétisation temporelle retenue est celle du mois. Cette discrétisation permet de s'affranchir, au moins partiellement, des phénomènes à temps caractéristique court (crue par exemple) dont les processus physiques ne sont que très grossièrement décrits par le modèle envisagé. L'évaluation de l'ETR dans le modèle proposé reprend un formalisme déjà mis en œuvre et testé dans un modèle à pas de temps mensuel : le modèle GR2M (**Fig. 1**) développé par IRSTEA (Mouelhi, 2003).

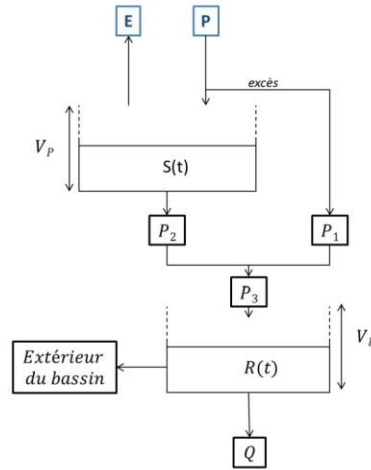


Fig. 1 Présentation schématique du modèle GR2M (d'après Mouelhi, 2003).

Dans un premier temps, le niveau du réservoir de production représentant le sol est mis à jour suite aux précipitations (pluie et/ou fonte de la neige) selon la formulation :

$$S_p = (S(t) + V_p \varepsilon) / \left(1 + \varepsilon \frac{S(t)}{V_p} \right) \text{ avec } \varepsilon = \tanh(P(t)/V_p)$$

avec V_p la capacité maximale du réservoir [mm], P les précipitations (pluie et/ou neige fondue) sur le bassin versant [mm], $S(t)$ le niveau du réservoir au temps t [mm].

Une première contribution à l'écoulement est estimée par :

$$P_1 = P - (S_p - S(t))$$

Le réservoir de production subit ensuite l'effet de l'évapotranspiration potentielle E pour atteindre le niveau S_E :

$$S_E = S_p (1 - \psi) / \left(1 + \psi (1 - \frac{S_p}{V_p}) \right) \text{ avec } \psi = \tanh(E(t)/V_p)$$

Le stock du réservoir de routage est alors :

$$S(t + \Delta t) = S_E / \left(1 + \left(\frac{S_E}{V_p} \right)^3 \right)^{\frac{1}{3}}$$

Ce réservoir se vidange par une percolation P_2 , $P_2 = S_z - S(t + \Delta t)$

La prise en compte de la neige se fait par un module de calcul dérivé de Meslier (Valéry, 2010). Le stockage/déstockage de la neige est fonction de la température. Si la température locale T est inférieure à une température seuil T_s , la totalité de la neige précipitée est stockée sur la zone concernée. Si la température est supérieure à la valeur seuil, le réservoir de production est alimenté par les précipitations et par la fonte d'une partie du stock de neige évaluée par :

$$Q_f = \delta_n S_n(t) \frac{S_n(t)(T - T_s)}{S_n(t)(T - T_s) + X_n}$$

avec Q_f la lame d'eau correspondant à la fonte [mm], δ_n la densité de la neige [-], $S_n(t)$ le stock de neige [mm], et X_n un paramètre d'ajustement.

Le débit de fonte est ajouté à la pluie pour constituer les précipitations intervenant dans le premier calcul du stock du réservoir de production.

Le routage du ruissellement et des écoulements souterrains

La lame d'eau arrivant au réservoir de routage (réservoir unique pour un bassin versant) est pondérée par la surface des mailles élémentaires de la discrétisation, soit :

$$P_3 = \frac{\sum_i A_i (P_1 + P_2)_i}{\sum_i A_i}$$

avec A_i , l'aire de la maille i .

Une fraction de cette lame d'eau constitue la contribution des eaux souterraines à la vidange du bassin versant. Elle est définie par :

$$F = \varphi(t) P_3$$

où $\varphi(t)$ est un coefficient de calage qui peut être fonction du temps.

Le niveau du réservoir de routage est alors :

$$R' = R(t) + P_3 (1 - \varphi(t))$$

Modèle pluie débit

Ce réservoir, de capacité maximale V_R , se vidange ensuite pour générer le débit Q dans la rivière à l'exutoire :

$$Q = \frac{R'^2}{R' + V_R}$$

Le stock dans le réservoir de routage est au final.

$$R(t + \Delta t) = R' - Q$$

Pour une discrétisation du bassin versant en N mailles, le modèle nécessite le calage de $3N+13$ paramètres, soit :

- par maille : V_p , la capacité maximale du réservoir de production, T_s et X_n les paramètres du module de neige ;
- $\phi(t)$, la fraction de la lame d'eau infiltrée (valeur mensuelle) qui permet de tenir compte de la vidange du bassin versant par la nappe d'accompagnement de la rivière ;
- V_R la capacité maximale du réservoir de routage.

Ce nombre de paramètres peut être réduit en considérant que les paramètres intervenant pour la fonte de neige sont dépendants de l'altitude uniquement et que le paramètre représentant la capacité de stockage du sol est dépendant de la pédologie et/ou de la couverture végétale.

Le concept complet du modèle utilisé est présenté dans la **Fig. 2**.

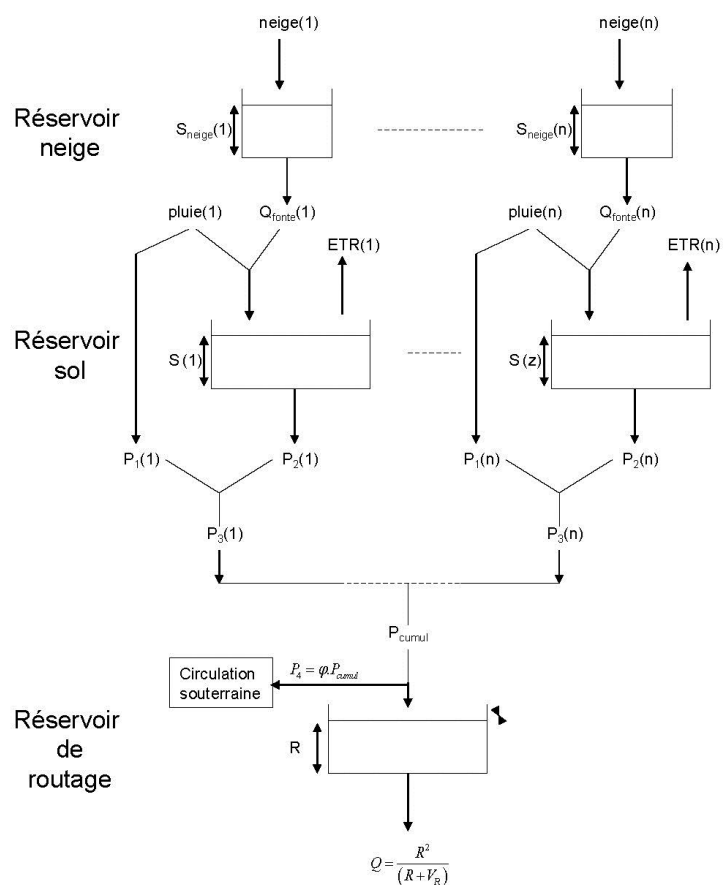


Fig. 2 : Structure du modèle précipitation-débit.

3. Estimation des paramètres par approche inverse

Les paramètres du modèle développé ont peu de sens physique et l'utilisation du modèle nécessite donc une phase de calage. Compte tenu du nombre important de paramètres, nous avons développé une procédure d'identification de ces paramètres. L'algorithme retenu repose sur l'utilisation d'une fonction 'objectif' représentant les écarts entre la variable mesurée et la variable calculée (ici, le débit mensuel à l'exutoire au cours du temps). La procédure consiste

à modifier un jeu de paramètres initial pour trouver le minimum de cette fonction objectif. Traditionnellement, la fonction objectif est de type quadratique (moindres carrés) quel que soit le cadre théorique de départ (maximum de vraisemblance, moindres carrés généralisés, maximum a posteriori). Le jeu de paramètres recherché est alors celui qui annule la dérivée de cette fonction quadratique.

Dans le modèle proposé, la formulation de la fonte de neige repose sur un seuil, ce qui rend la fonction objectif non dérivable et l'utilisation d'une forme quadratique n'est plus vraiment justifiée. Par ailleurs, les formulations basées sur ces écarts quadratiques donnent plus de poids aux valeurs numériques élevées. De ce fait, nous avons retenu une fonction 'objectif' basée sur les différences en valeur absolue :

$$F(p) = \sum_{i=1}^{Nm} |Q_i^o - Q_i^s|$$

avec Nm , le nombre mois simulés, Q_i^o le débit mensuel estimé à partir des mesures, Q_i^s le débit mensuel simulé, et p le vecteur des paramètres.

L'algorithme d'optimisation retenu est un algorithme par essaim particulaire. Cet algorithme d'optimisation fait partie de la famille des algorithmes stochastiques itératifs, qui progressent vers un optimum global (le minimum de $F(p)$ dans notre cas) par échantillonnage de la fonction objectif. Cet algorithme se comporte comme un algorithme de recherche, tentant d'apprendre les caractéristiques d'un problème afin d'en trouver une approximation de la meilleure solution. Cette technique d'optimisation considère un ensemble de particules, chaque particule ayant pour coordonnées les paramètres à optimiser. A chaque particule est associée une valeur de la fonction 'objectif' calculée à l'aide du modèle et des paramètres liés à cette particule. Le principe est de générer un nombre important de particules (de jeux de paramètres initiaux) et de déplacer ces particules (corriger les valeurs des paramètres) pour trouver une position optimale qui correspond au minimum de la fonction 'objectif' c.-à-d. trouver les paramètres optimaux. Les coordonnées de la particule k (donc les valeurs des paramètres) sont modifiées à chaque itération selon l'algorithme suivant :

$$\begin{aligned} v_{i,n}^k &= \omega v_{i,n-1}^k + c_1 Z_1(p_{best,i}^k - x_{i,n-1}^k) + c_2 Z_2(g_{best,i} - x_{i,n-1}^k) \\ x_{i,n}^k &= x_{i,n-1}^k + v_{i,n}^k \end{aligned}$$

avec $v_{i,n}^k$ la correction affectée au paramètre i de la particule k lors de l'itération n , $v_{i,n-1}^k$ la correction affectée au paramètre i lors de l'itération $(n-1)$, $x_{i,n-1}^k$ la valeur du paramètre à l'itéré $(n-1)$, $p_{best,i}^k$ la valeur du paramètre correspondant à la fonction 'objectif' la plus faible obtenue au cours des itérations par la particule k , $g_{best,i}$ la valeur du paramètre correspondant à la fonction objectif la plus faible obtenue au cours des itérations par l'ensemble des particules, Z_1 et Z_2 sont des nombres aléatoires compris entre 0 et 1, et ω , c_1 et c_2 sont des constantes.

Ainsi, le déplacement de la particule (la correction affectée au paramètre) prend en compte le déplacement déjà effectué à l'itération précédente à travers $v_{i,n-1}^k$, l'écart entre la solution actuelle et la meilleure solution trouvée par la particule elle-même, et l'écart entre la solution actuelle et la meilleure de toutes les solutions. Les constantes ω , c_1 et c_2 permettent de pondérer ces différentes contributions. L'aspect stochastique de l'optimisation est assuré par les nombres aléatoires Z_1 et Z_2 . Cette méthode d'optimisation est utilisée dans de nombreux domaines de la physique, notamment en électronique (Robinson et Rahmat-Samii, 2004), avec quelques très rares applications en Géosciences comme dans Chabaux *et al.* (2012).

Les valeurs initiales des paramètres pour chaque particule sont prises aléatoirement entre des bornes imposées *a priori* (valeurs de la littérature). De plus, si le déplacement entre 2 itérations d'une particule l'entraîne en dehors des bornes fixées, le paramètre prendra alors la valeur de la borne dépassée.

Afin de couvrir au mieux le champ des valeurs possibles de la fonction 'objectif' dans un espace borné des paramètres, le nombre de particules utilisé doit être important. Après plusieurs tests, nous avons retenu un nombre de particules égal à 10 000.

Le processus itératif (le déplacement d'une particule) est arrêté lorsque la fonction 'objectif' atteint une valeur seuil. Cette valeur seuil est définie *a priori*. Compte tenu des incertitudes sur les débits observés, nous avons considéré que, en moyenne, un écart de 10% de la valeur mesurée est acceptable. La valeur seuil est donc égale à 10% de la somme des débits mesurés sur la période de calage. Une seconde condition d'arrêt des itérations est appliquée lorsque cette valeur seuil est susceptible de ne pas être atteinte. Cette 2^{ème} condition dépend de l'évolution de la fonction 'objectif' au cours des itérations. Si, pendant 20 itérations consécutives, le gain entre chaque itération est inférieur à une valeur seuil, il est supposé que la particule a atteint un minimal local dont elle n'arrive plus à 'sortir'. L'utilisation d'un

nombre élevé de particules et la mise en œuvre du premier critère d'arrêt permet d'obtenir plusieurs solutions compatibles avec le critère de minimisation. A la fin de la procédure, on dispose ainsi d'un ensemble de jeux de paramètres possibles. L'incertitude sur les paramètres peut donc être évaluée et ces jeux de paramètres peuvent être utilisés pour la simulation de scénarii prédictifs. On disposera ainsi de l'incertitude sur les prédictions des débits en fonction de l'incertitude sur les paramètres de calage.

4. Caractéristiques topographiques et hydrologiques des bassins versants

La partie du bassin versant de la Bruche nous intéressant est la partie dite « Haute Vallée de la Bruche », dont la superficie est de 707 km². Dans la partie la plus en amont, la rivière Bruche possède une forte pente et son lit est étroit, ce qui est caractéristique d'une rivière de montagne. Plus en aval, la pente devient plus faible et le lit s'agrandit, ce qui marque le début d'une rivière de plaine (**Fig. 3**). La partie étudiée du bassin versant de la Fecht présente une morphologie de zone montagneuse. La Fecht y reste assez étroite avec une pente importante. La superficie de cette zone est de 248 km². Malgré sa superficie plus importante, le bassin versant de la Bruche n'atteint pas des altitudes aussi élevées que celui de la Fecht (**Fig. 3**).

Les données météorologiques sont issues de SAFRAN-Météo France. SAFRAN (Habets *et al.*, 2008) combine des données issues de modèles de circulation atmosphérique avec des observations de terrain pour fournir les forçages au pas de temps horaire sur un maillage dépendant de l'altitude et de taille kilométrique (de 1x1 km² à 4x4 km² dans notre cas - voir **Fig. 3**). Le modèle hydrologique présenté précédemment s'appuie sur ce maillage.

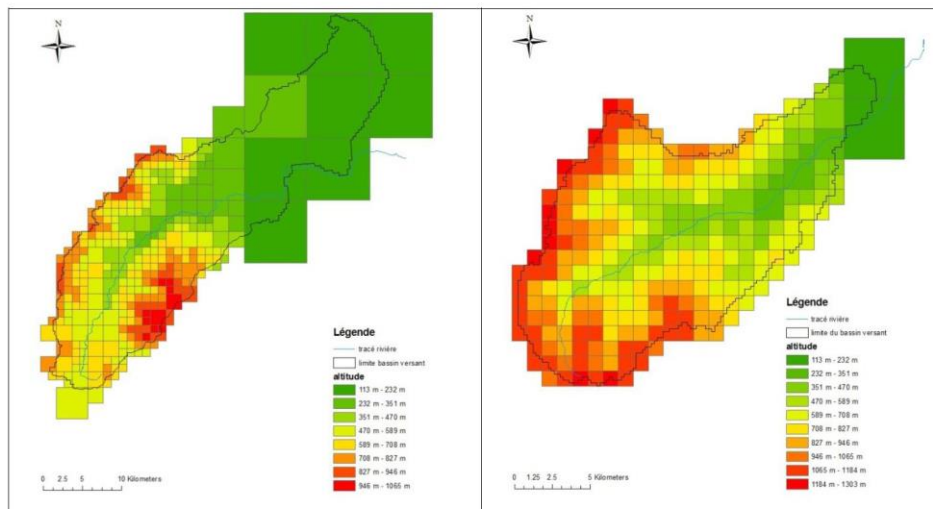


Fig. 3 : Topographie et maillage du bassin versant de la Bruche (à gauche) et du bassin de la Fecht (à droite).

Pour ces deux bassins, un gradient pluviométrique très net est observé entre la partie amont du bassin, avec des précipitations importantes, et la partie aval, où les précipitations sont plus faibles (**Fig. 4**). Pour le bassin versant de la Bruche, les précipitations varient entre 608 mm/an pour la partie la plus en aval et 1596 mm/an au Sud-Ouest du bassin. Au niveau du bassin versant de la Fecht, elles vont de 548 mm/an au Nord-Est, donc à l'aval du bassin, à 1749 mm/an au Sud, donc vers la source de la Fecht.

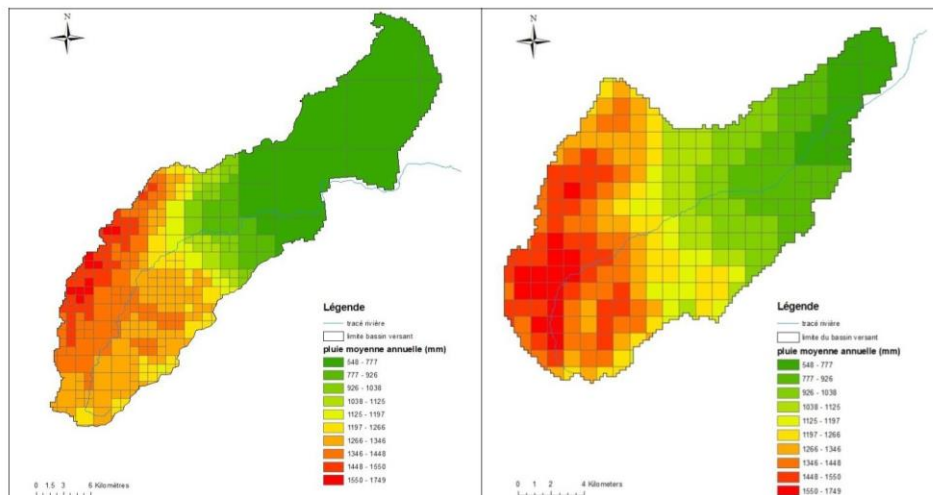


Fig. 4: Pluviométrie annuelle sur le bassin versant de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) entre janvier 1986 et décembre 2002.

Sur les 2 bassins versant, nous retrouvons de fortes précipitations neigeuses en altitude (**Fig. 5**), donc sur les bords Sud-Ouest de chaque bassin versant, atteignant jusqu'à 352 mm/an pour la Bruche et 714 mm/an pour la Fecht. Par contre, dans la vallée et au Nord-Est des bassins versant, les précipitations neigeuses sont très faibles, 13 mm/an au minimum sur le bassin de la Bruche et 16 mm/an au minimum pour le bassin de la Fecht.

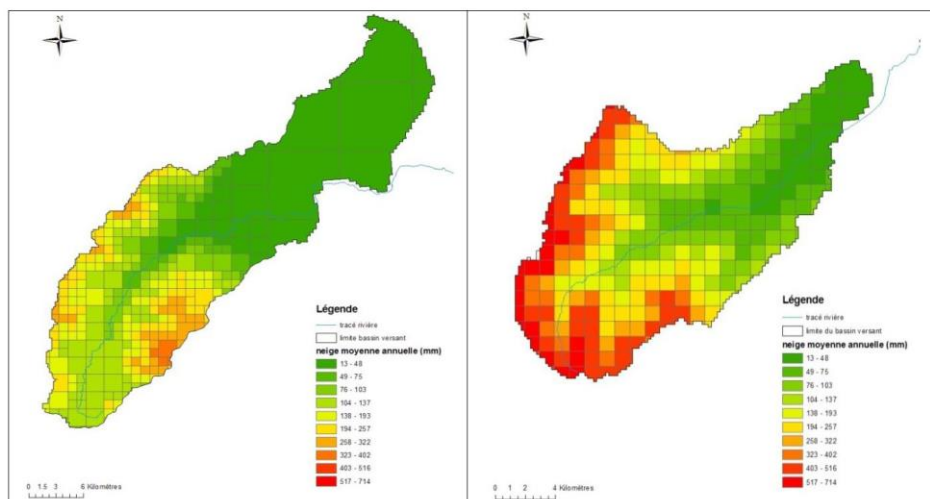


Fig. 5: Précipitations neigeuses annuelles sur le bassin versant de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) entre janvier 1986 et décembre 2002.

L'évapotranspiration potentielle suit un gradient allant de 730 mm/an au Sud-Ouest dans la zone la plus élevée, à 850 mm/an au Nord-Est, dans la zone la plus plane du bassin versant de la Bruche (**Fig. 6**). Sur le bassin versant de la Fecht, l'évapotranspiration potentielle atteint de fortes valeurs, de l'ordre de 780 mm/an au centre du bassin, alors qu'elle prend des valeurs plus faibles au niveau des hautes altitudes, sur les bords Sud et Est du bassin, de l'ordre de 730 mm/an.

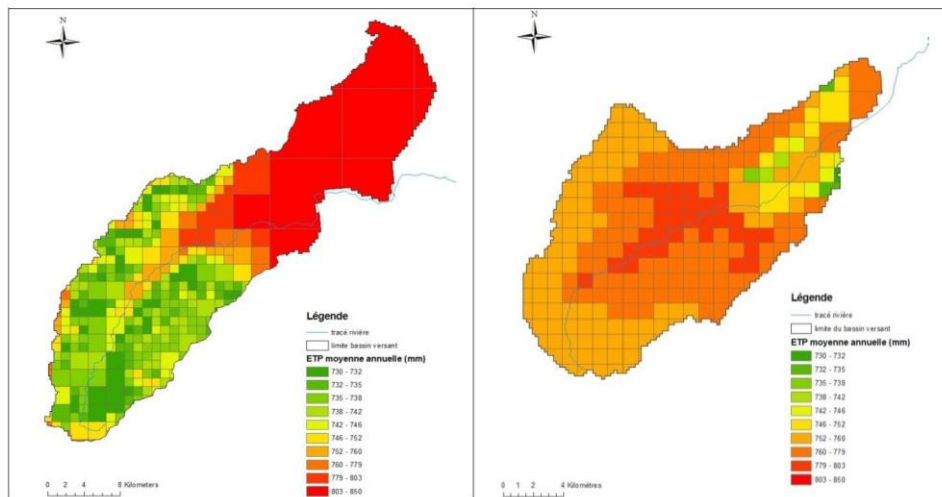


Fig. 6: Evapotranspiration annuelle sur le bassin versant de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) entre janvier 1986 et décembre 2002.

La température moyenne annuelle est plus forte dans la partie aval des bassins versant, avec une valeur de 14.5 °C pour les 2 bassins versant, que dans les zones les plus élevées, où les températures atteignent 8.3 °C pour la Bruche et 7.1 °C pour la Fecht (**Fig. 7**). Nous retrouvons donc logiquement un gradient de température inversement proportionnel au gradient d'altitude.

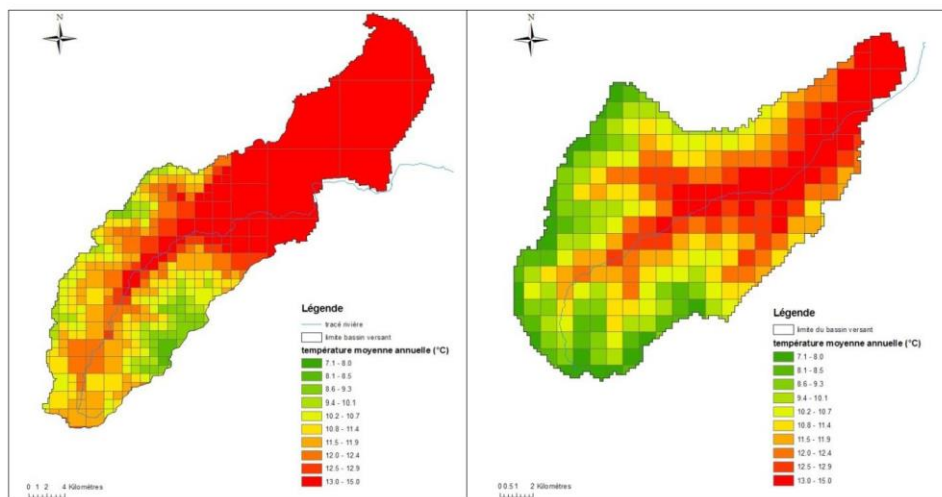


Fig. 7 : Température moyenne annuelle sur le bassin versant de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) entre janvier 1986 et décembre 2002.

Les données météorologiques au pas de temps mensuels sur l'ensemble de chaque bassin versant pour la période de calage (janvier 1986 – décembre 2000) sont représentés sur les **Fig. 8** et **Fig. 9**.

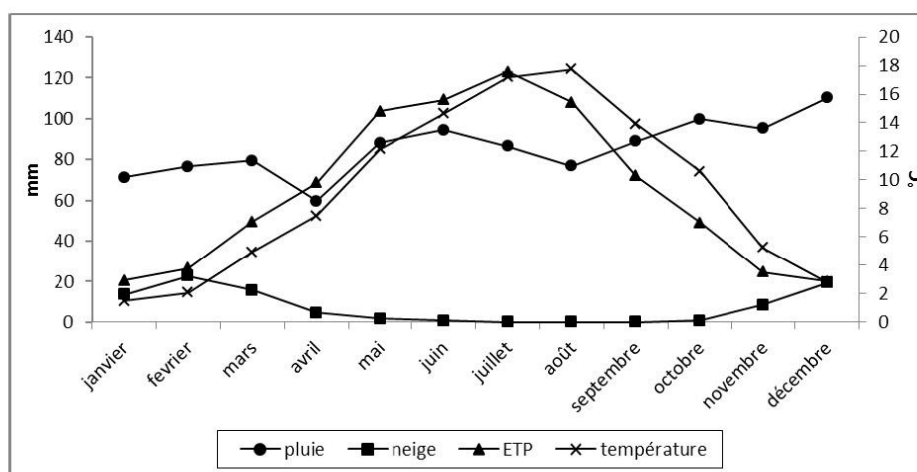


Fig. 8 : Evolution des forçages climatiques sur le bassin versant de la Bruche (moyennes mensuelles).

La pluviométrie est plutôt homogène sur le bassin de la Bruche au cours de l'année et varie autour de 100 mm/mois, malgré une légère augmentation entre le mois de janvier (71 mm/mois) et le mois de décembre (110 mm/mois). Nous pouvons cependant noter un minimum local pour le mois d'avril, pour lequel la pluviométrie a une valeur de 59 mm/mois. La quantité de neige est, quant à elle, nulle pour les mois d'été et assez faible pour les mois d'hiver, durant lesquels elle atteint 22 mm/mois pour le mois de février.

L'évapotranspiration potentielle et la température prennent des valeurs faibles en janvier (20 mm/mois pour l'évapotranspiration potentielle et 1.5 °C pour la température moyenne), puis elles augmentent progressivement pour atteindre leurs maximums durant l'été (123 mm/mois pour l'ETP en juillet et 17.7 °C pour la température moyenne en août), et finalement diminuent jusqu'à atteindre 20 mm/mois pour l'ETP et 2.8 °C pour la température moyenne en décembre.

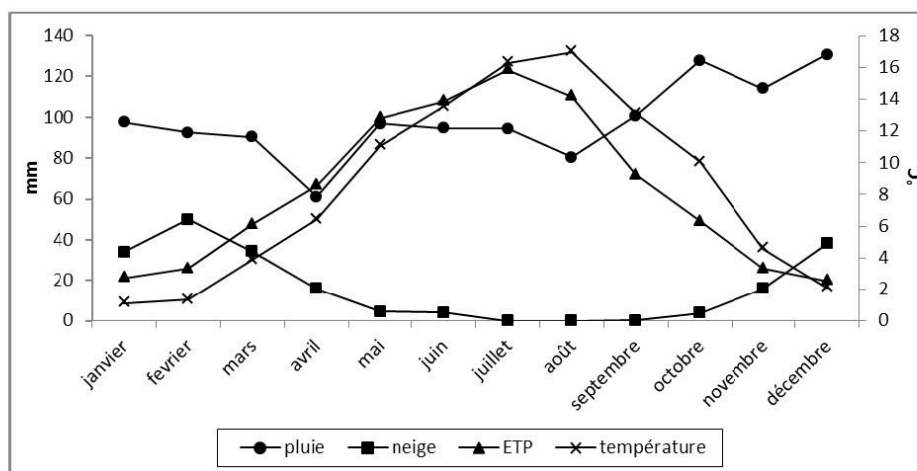


Fig. 9 : Evolution des forçages climatiques sur le bassin versant de la Fecht (moyennes mensuelles).

Les données météorologiques sur la Fecht suivent la même tendance que celles du bassin versant de la Bruche, mais avec des valeurs plus contrastées. En effet, la pluviométrie est de 97 mm/mois en janvier et atteint son maximum de 130 mm/mois en décembre. Nous retrouvons également le minimum local en avril à 61 mm/mois. Les précipitations neigeuses sont nulles pour les mois d'été et possèdent un maximum en février de 50 mm/mois.

La température moyenne et l'évapotranspiration potentielle suivent toujours la même évolution dans des proportions similaires au bassin versant de la Bruche. La température moyenne est de 1.1°C en janvier, puis atteint 16.9 °C en août pour redescendre à 2.1°C en décembre. L'évapotranspiration potentielle vaut 21 mm/mois en janvier, pour augmenter jusqu'à 123 mm/mois en juillet, puis redescendre à 20 mm/mois pour le mois de décembre.

5. Calage du modèle hydrologique sur la période de référence

Le calage des paramètres de chaque bassin versant se fait sur une période allant de janvier 1986 à décembre 2002. Cette période a déjà été beaucoup étudiée d'un point de vue hydrologique et hydrogéologique lors de travaux antérieurs (LUBW, 2006, Thierion, 2011).

La procédure d'optimisation par essaim particulaire a permis de caler le modèle avec 100 jeux de paramètres différents mais avec une même qualité de calage (valeur de la fonction objectif). Les **Fig. 10** et 11 représentent la moyenne des 100 débits simulés à chaque pas de temps comparée aux débits observés. Les barres d'incertitude sont calculées à l'aide des 100 valeurs par pas de temps. Cette barre représente l'incertitude liée aux différents jeux de paramètres obtenus après convergence de la procédure de minimisation. Ces incertitudes sont assez faibles, ce qui montre la bonne stabilité du modèle.

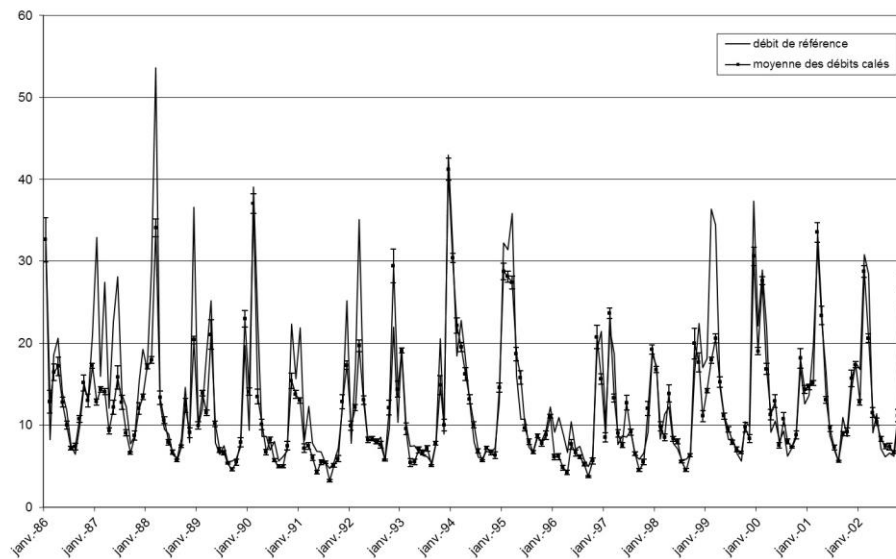


Fig. 10 : Simulation des débits observés à l'exutoire de la Bruche.

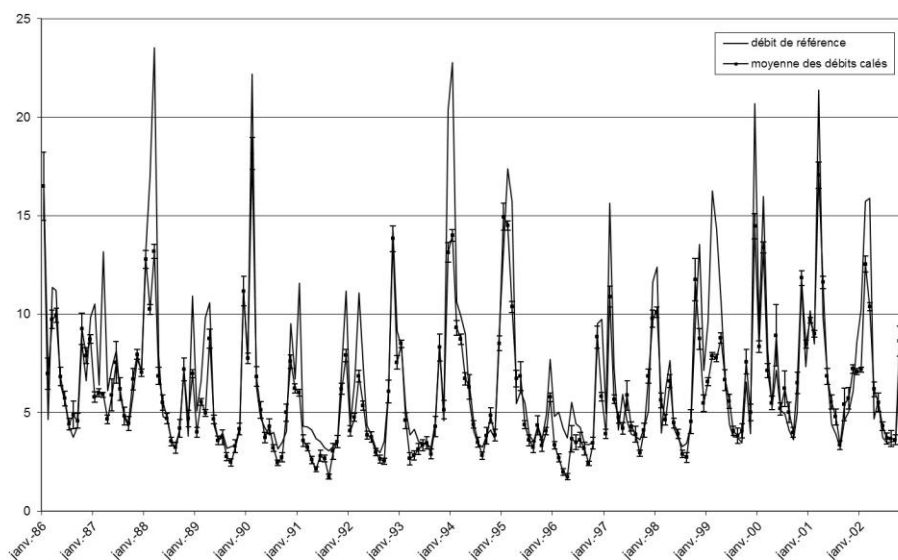


Fig. 11 Simulation des débits observés à l'exutoire de la Fecht.

Qualitativement, la simulation présente des résultats tout à fait cohérents avec les observations pour les deux bassins versants. Nous retrouvons bien les débits de pointe lors de la fonte des neiges et les débits d'étiage en été. Cependant, quantitativement, les extrêmes (hautes eaux, étiages) sont dans l'ensemble sous-estimés.

Le paramètre $\phi(t)$ correspond au coefficient de partage entre le flux principal allant directement dans le réservoir de routage et l'infiltration profonde vers l'extérieur du bassin versant. Lors des mois d'hiver, ce coefficient est quasiment nul (**Fig. 12**), l'ensemble des précipitations disponibles participent à la création du débit à l'exutoire du bassin versant. Au contraire, durant les mois d'été, ce coefficient a une valeur proche ou supérieure à 50%, ce qui nous montre que les précipitations sont alors équitablement partagées entre la rivière à l'exutoire du bassin versant et le flux souterrain. Il est intéressant de noter que, statistiquement, il n'y a pas de différence significative entre les paramètres des deux bassins versants.

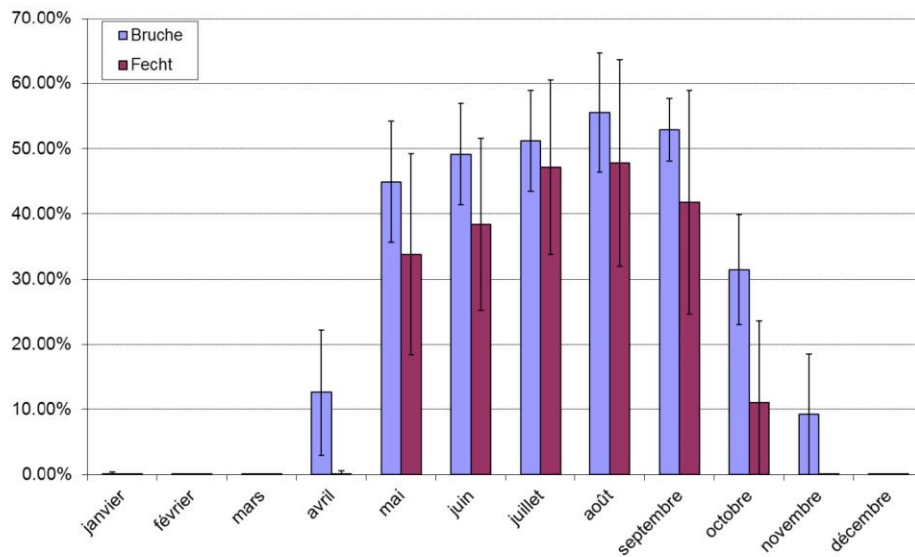


Fig. 12: Valeurs mensuelles moyennes et incertitudes du paramètre $\varphi(t)$

Les différents paramètres liés au réservoir de neige sont la température critique T_s , température seuil à partir de laquelle la neige est libérée du réservoir de neige, et X_n le coefficient utilisé pour estimer le déstockage de la neige. La température critique varie peu en fonction de la zone d'altitude concernée, avec une moyenne autour de 0°C (**Fig. 13**).

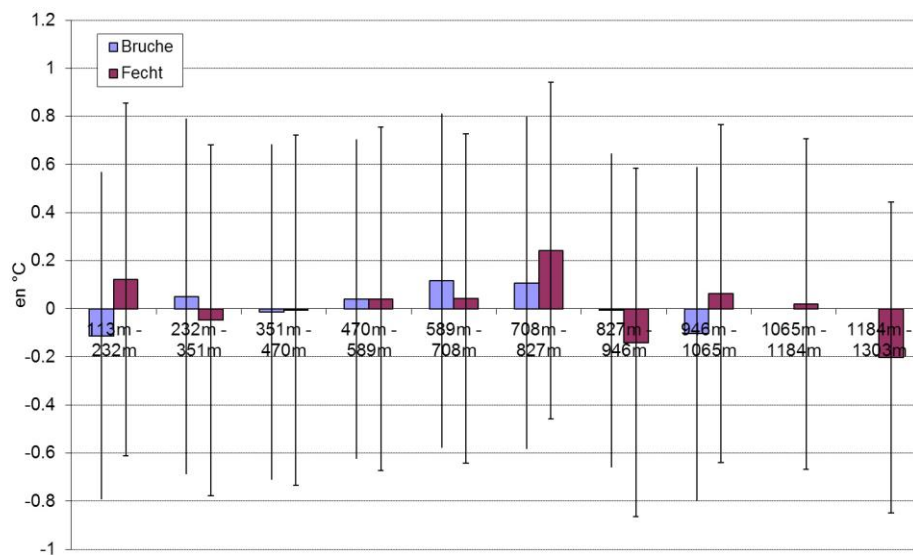


Fig. 13 : Valeurs mensuelles moyennes de la température critique.

Le coefficient décrivant la fonte du stock de neige X_n est égal à 4 en moyenne et ne varie pas non plus d'une manière significative d'un bassin à l'autre ou d'une altitude à l'autre (**Fig. 14**).

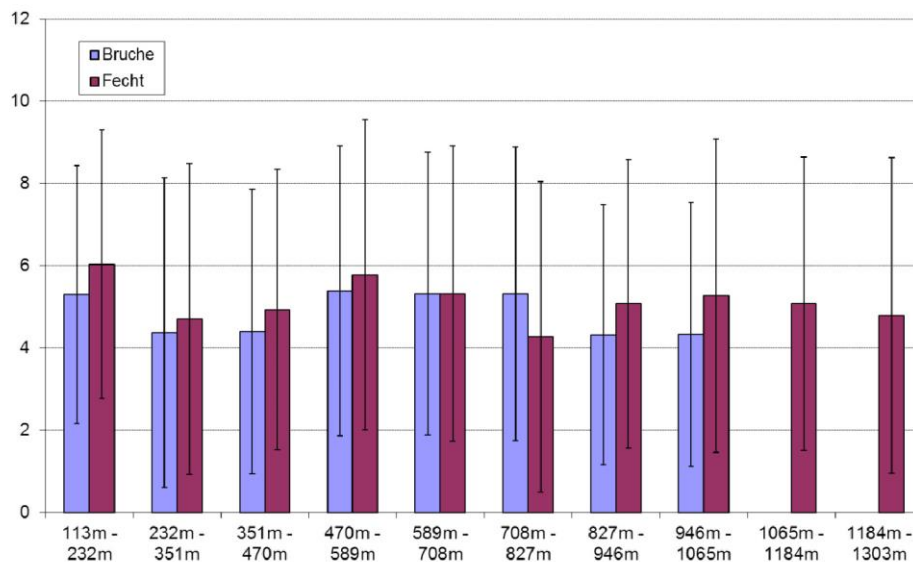


Fig. 14 : Valeurs mensuelles moyennes du coefficient de déstockage de la neige.

La variabilité de la capacité maximale du réservoir de production en fonction de l'altitude est décrite par la **Fig. 15**.

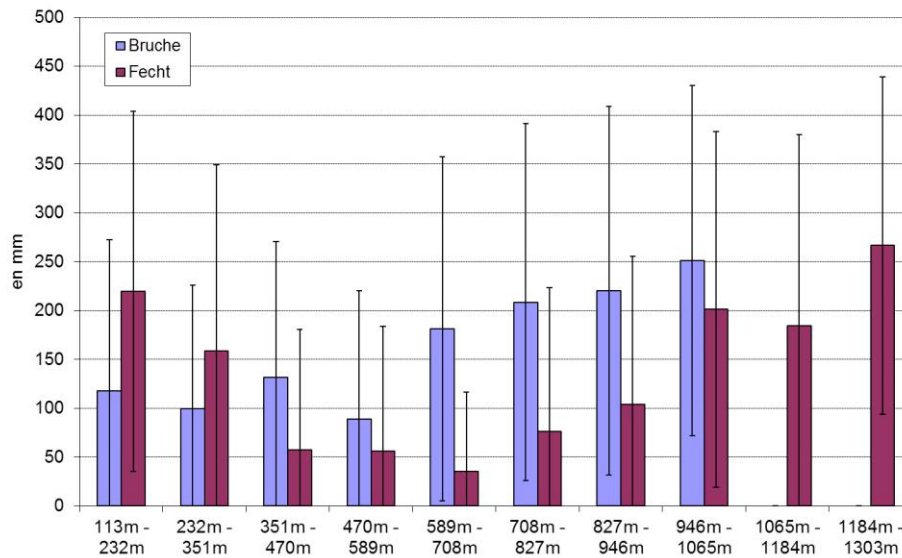


Fig. 15 : Valeurs mensuelles moyennes de la capacité maximale du réservoir de production.

Pour le bassin versant de la Fecht, nous pouvons observer que le réservoir de production a une plus grande capacité maximale (supérieure à 150 mm) pour les faibles et les hautes altitudes. Pour les altitudes intermédiaires (entre 351 m et 946 m), la capacité maximale est inférieure ou égale 100 mm. Concernant le bassin de la Bruche, les réservoirs situés aux faibles altitudes (entre 113 m et 589 m) ont une capacité maximale avoisinant les 100 mm, alors que les zones de plus hautes altitudes ont une capacité plus importante (supérieure à 175 mm).

La capacité maximale du réservoir de routage est de 210 à 230 mm pour le bassin de la Bruche et de 300 à 600 mm pour le bassin de la Fecht.

L'écart type sur les 100 calages est important pour les paramètres estimés. Ceci indique une éventuelle sur-paramétrisation comme le confirme la relative constance de certains paramètres qui apparaissent comme indépendants du bassin versant étudié et de la topographie. Les bassins versants sont représentés par un grand nombre de paramètres (54 pour le bassin de la

Bruche et 64 pour le bassin de la Fecht) et une étude de sensibilité globale pour réduire ce nombre de paramètre est envisagée.

6. Impacts des changements climatiques dans un futur proche et lointain.

L'impact des changements climatiques est abordé en essayant d'évaluer les débits futurs à l'exutoire des bassins versants, mais aussi certaines incertitudes inhérente à la méthode développée. Pour ce faire, les forçages climatiques issus de 7 modèles de circulation générale océan-atmosphère (MCGOA) sont utilisés. Ces modèles sont des modèles référencés par le Groupement d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) et ont été choisis en fonction des processus intégrés dans la modélisation et des données disponibles. Ces modèles sont ARPEGE (développé par Météo-France), CCCMA_CGCM3_1_T63, GFDL_CM2_0, GFDL_CM2_1, GISS_MODEL_E_R, MPI_ECHAM5 et MRI_CGCM2_3_2A (voir IPCC, 2007a pour plus de détails).

Les sorties de ces modèles sont régionalisées par SAFRAN, comme pour les données calage, et sur le même maillage. Les périodes retenues sont août 2046 à juillet 2065, dénommé 'futur proche' et août 2081 à juillet 2098, dénommé 'futur lointain'.

Les scénarios d'évolution du climat A1B, A2 et B1 définis dans le 4ème rapport du GIEC (IPCC, 2007b) ont été retenus. Il s'agit de scénarii basés sur différentes évolutions économiques, démographiques et technologiques possibles qui interagissent sur les concentrations des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Le scénario A2 correspond à une augmentation constante de l'émission des gaz à effet de serre pour atteindre une valeur 4 fois supérieure à la valeur actuelle en 2100. Le scénario B1 suppose que ces émissions augmentent légèrement jusqu'en 2040, puis diminuent jusqu'en 2100, date pour laquelle les émissions seraient inférieures aux émissions actuelles. Enfin, le scénario A1B est un scénario intermédiaire où les émissions augmentent dans un premier temps jusqu'à atteindre le double des émissions actuelles en 2050, puis diminuent jusqu'en 2100 pour atteindre une valeur légèrement supérieure à la valeur actuelle.

Les impacts des émissions de gaz à effet de serre sur les forçages climatiques pour le scénario A1B simulés par les 7 MCGOA ont été utilisés pour les futurs proche et lointain. Seuls les

forçages estimés par le MCGOA ARPEGE pour les scénarios A2 et B1 et le futur lointain ont été exploités.

Les résultats obtenus sont présentés sous forme de variations relatives des débits mensuels. La période de référence est août 1961 - juillet 2000. Les débits de référence sont calculés par le modèle hydrologique développé à partir des forçages issus de chaque MCGOA. Les débits simulés pour les futurs proche et lointain sont calculés à l'aide des 100 jeux de paramètres possibles du modèle hydrologique et chaque MCGOA. 700 valeurs de débits mensuels sont donc estimées pour chaque période.

Les variations estimées des débits mensuels de la Bruche et la Fecht pour le futur proche sont présentées sur la **Fig. 16** et celles pour le futur lointain sont illustrées par la **Fig. 17**.

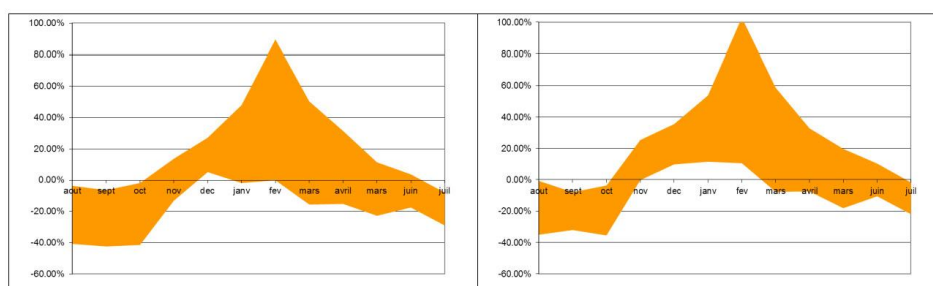


Fig. 16 : Evolution des débits mensuels de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) sur la période de futur proche.

Qualitativement, pour les deux rivières, l'ensemble des simulations indique une baisse du débit en période de basses eaux et une hausse en période de hautes eaux. Les incertitudes restent élevées puisque ces variations fluctuent entre 0% et 40% pour les baisses et 0% à 100% pour les hausses. La probabilité d'une baisse des débits est très forte pour les deux rivières alors que l'augmentation est plus probable pour la Fecht que pour le Bruche.

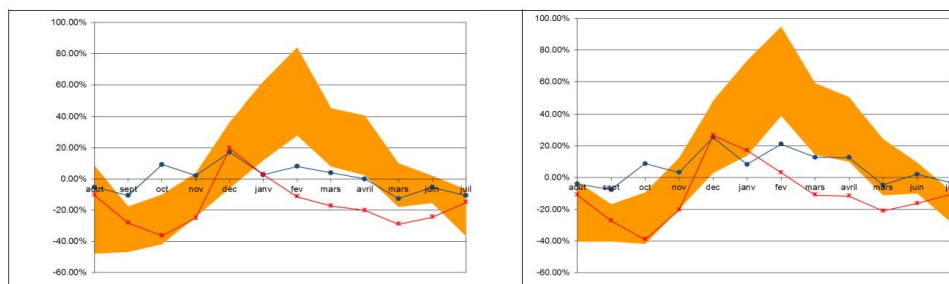


Fig. 17 : Evolution des variations des débits mensuels de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) sur la période de futur lointain (en rouge, le scénario A2, en bleu le scénario B1).

Pour le futur lointain, les variations de débits mensuels sont très proches de celles estimées pour le futur proche, avec cependant une nette réduction des incertitudes. La diminution des débits de basses eaux se situe entre 20 et 40% et l'augmentation des débits de hautes eaux entre 30 et 80% pour la Bruche et 50% à 90% pour la Fecht.

L'ensemble des résultats pour le scénario A1B prévoit une accentuation des débits extrêmes (étiage et crue) mais sans modification significative du fonctionnement du bassin versant (période d'étiage entre juin et septembre et période de crue entre janvier et avril).

Le scénario A2 se traduit par une diminution générale des débits mensuels, sauf pour les mois de décembre à janvier pour la Bruche et décembre à février pour la Fecht (aux incertitudes de modèle près). Les débits des mois de juillet et août sont peu modifiés mais la période d'étiage est décalée vers le mois d'octobre. En effet, nous pouvons observer une forte diminution des débits (entre 35 et 40%) pour les mois de septembre et octobre. Le mois d'octobre devient alors le mois pour lequel le débit est le plus faible. A contrario, le mois de décembre présente la plus forte augmentation (environ 20%) alors que le débit du mois de février n'augmente que très peu. Les variations les plus faibles sont obtenues pour le scénario B1. L'augmentation la plus importante (20%) est atteinte lors du mois de décembre et la diminution des débits d'étiage ne dépasse pas les 10% par rapport au temps présent. Ces conclusions ne sont que partielles, les incertitudes liées aux MCGOA ne sont pas prises en compte, seul le modèle ARPEGE a été utilisé pour ces scénarii.

L'incertitude plus forte pour le futur proche par rapport au futur lointain peut paraître surprenante. Elle est liée à la présence de la neige sur le massif montagneux. En fonction des

MCGOA, la couverture du manteau neigeux est plus ou moins importante pour un futur proche alors qu'elle devient très faible pour un futur lointain, quel que soit le MCGOA. La neige joue un rôle de stockage très important. Elle réduit les débits élevés en hiver et assure une alimentation des rivières au printemps, évitant ainsi un étiage trop marqué. Cet effet 'tampon' étant réduit pour un futur proche, voire absent pour un futur lointain, entraîne une forte augmentation des débits de pointe en hiver et une baisse importante des débits d'étiage fin de l'été. Cet effet de réduction du manteau neigeux liée à l'augmentation de la température est encore plus fort pour le scénario A2. Cependant, il est compensé par une diminution des précipitations.

7. Conclusion

La prévision des impacts du changement climatique sur l'hydrologie des bassins versants de moyenne montagne est un exercice difficile compte tenu des nombreuses incertitudes existantes, à savoir –pour ne citer que les plus importantes- celles liées aux émissions des gaz à effets de serre, celles liées aux forçages climatiques, et enfin, les incertitudes sur le modèle hydrologique lui-même et les paramètres associés.

Les incertitudes liées aux émissions des gaz à effet de serre sont estimées en retenant trois scénarii possibles ayant des impacts significativement différents sur les évolutions des températures. Pour un même scénario de changements climatiques, la méthodologie développée ici consiste à intégrer les incertitudes sur les forçages climatiques en utilisant des modèles de circulation générale océan-atmosphère qui diffèrent par les processus pris en compte et la discrétisation du globe. Enfin, pour un forçage climatique donné, nous avons développé :

- un modèle hydrologique conceptuel semi-distribué sur la base de modèles existants ;
- une méthode de calage du modèle par optimisation itérative et stochastique. Cette procédure d'optimisation a été améliorée en intégrant une approche de Monté Carlo pour échantillonner l'espace des paramètres possibles afin d'évaluer l'incertitude sur ces paramètres.

Cette méthodologie a été appliquée à la prévision des débits moyens mensuels pour deux bassins-versants de moyenne montagne situés dans les Vosges, pour un futur proche (2046-2065) et un futur lointain (2081-2098). Qualitativement, la plupart des prédictions montrent

une augmentation des débits de hautes eaux et une baisse des débits des étiages. La prédiction des débits pour un futur proche est associée à une forte incertitude liée à la présence ou non d'un manteau neigeux de volume significatif. Quantitativement, ces incertitudes se traduisent par une augmentation des débits de hautes eaux entre près de 0% à 80% et une baisse des débits de basse eaux entre 0% et 40%. Pour un futur lointain, l'incertitude diminue nettement, les modèles de circulation générale océan-atmosphère s'accordent sur une baisse significative du manteau neigeux.

Les prévisions effectuées montrent un impact potentiel très fort du changement climatique sur des débits mensuels à l'exutoire de deux bassins versants vosgiens. Il est fort probable que cet impact sera encore plus fort pour des débits journaliers.

Remerciements

Le financement de ces travaux ont été assurés par le Programme 'Vulnérabilité, Milieux, Climats' de l'ANR (2007) et par la Région Alsace. Nous tenons également à remercier F. Habets (MinesParisTech) et E. Martin (MétéoFrance) pour leur contribution scientifique à ce travail.

Références

- Andréassian, V., Le Moine, N., Perrin, C., Ramos, M.-H., Oudin, L., Mathevet, T., Lerat, J., Berthet, L. 2012. All that glitters is not gold: The case of calibrating hydrological models. *Hydrological Processes* 26 (14), 2206-2210.
- Beven, K. J., 2000. Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 4, 203–213, doi:10.5194/hess-4-203-2000.
- Carpenter T. M., Georgakakos K. P., 2006. Intercomparison of lumped versus distributed hydrologic model ensemble simulations on operational forecast scales. *Journal of Hydrology*, 329, 174– 185.
- Chabaux F., Blaes E., Granet M., di Chiara Roupert R., Stille P., 2012. Determination of transfer time for sediments in alluvial plains using ²³⁸U-²³⁴U-²³⁰Th disequilibria: The case of the Ganges river system. *Comptes Rendus Geoscience*, 344 (11–12), 688-703.
- Christensen, N.S., Lettenmaier, D.P. 2007. A multimodel ensemble approach to assessment of climate change impacts on the hydrology and water resources of the Colorado River Basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11 (4), 1417-1434.
- Ducharne A, Baubion C, Beaudoin N, Benoit M, Billen G, Brisson N, Garnier J, Kieken H, Lebonvallet S, Ledoux E, Mary B, Mignolet C, Poux X, Sauboua E, Schott C, Théry S, Viennot P (2007). Long term prospective of the Seine river system: Confronting climatic and direct anthropogenic changes. *Science of the Total Environment*, 375, 292-311, doi:10.1016/j.scitotenv.2006.12.011

- Etchevers P. C. Golaz, F. Habets and J. Noilhan 2002: Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology, *Journal of Geophysocal Research* 107 (D15) 10, 1029-10,1048.
- Habets F., Boone A., Champeaux J-L., Etchevers P., Franchisteguy L., Leblois E., Ledoux E., Le Moigne P., Martin E., Morel S., Noilhan J., Quintana Segui P., Rousset-Regimbeau F., Viennot P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research D : Atmospheres* 113, D06113 18.
- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007a. IPCC : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis, Rapport technique, chap.8, 597-599.
- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007b. IPCC : Climate change 2007 : Synthesis Report, Rapport technique.
- Khakbaz B., Imam B., Hsu K., Sorooshian S., 2012. From lumped to distributed via semi-distributed: Calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 418–419, 61–77.
- LUBW, 2006. Projet INTERREG III Monit : Modelisation hydrodynamique et transport des nitrates (INTERREG III project Monit : Hydrodynamic modelling and nitrates transport). Tech. rept. Ed. LUBW, Karlsruhe (D).
- Mouehli S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse Sciences de l'eau, Cemagref d'Antony, ENGREF, 323 p.
- Quintana Seguí, P. , Ribes A., Martin E., Habets F., Boé J. 2010. Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *Journal of Hydrology*, 383 (1-2), 111-124.
- Robinson J., Rahmat-Samii, Y., 2004. Particle Swarm Optimization in Electromagnetics. *IEEE transactions on antennas and propagation*, 52, (2), 2004 397.
- Seiller G., Anctil F., Perrin C. 2012. Multimodel evaluation of twenty lumped hydrological models under contrasted climate conditions. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 1171–1189.
- Thierion C., 2011. Modélisation du fonctionnement de l'aquifère alluvial du fossé rhénan supérieur et vulnérabilité sous l'impact du changement climatique. Thèse de Doctorat de l'Ecole des Mines-ParisTech, 187 p.
- Thierion C., L. Longuevergne, F. Habets, E. Ledoux, P. Ackerer, S. Majdalani, E. Leblois, S. Lecluse, E. Martin, S. Queguiner, P. Viennot. (2012) Modeling the Upper Rhine Graben hydrosystem: a parameter sensitivity analysis. *Journal of Hydrology*, 424–425, 68–83.
- Thomas H.A., 1981. Improved methods for rational water assessment. Washington, Report, Contrat WR 15249270 US Water Resources Council. Report, Number, 1981.
- Thornwaite C.W., Mather J.R., 1955. The water balance. *Publ. Climatol. Lab. Drexel. Inst. Technol*, 8(1), 1-104.
- Valery A. 2010. Modélisation précipitations – débit sous influence nivale. Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. Doctorat Paris Tech, 417 p.
- Vandewiele G. L., Xu C.-Y., Huybrecht W., 1991. Regionaliation of physically - based water balance models in Belgium. Application to ungauged catchments. *Water Resources Management*, 199 – 208.

Wood E.F., 1991. Comparison of alternative land surface parametrisation with the high resolution climate model. IAHS Publication 204, 53-64.

Liste des figures

Fig. 1 Présentation schématique du modèle GR2M (d'après Mouelhi, 2003).

Fig. 2 : Structure du modèle précipitation-débit.

Fig. 3 : Topographie et maillage du bassin versant de la Bruche (à gauche) et du bassin de la Fecht (à droite).

Fig. 4: Pluviométrie annuelle sur le bassin versant de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) entre janvier 1986 et décembre 2002.

Fig. 5: Précipitations neigeuses annuelles sur le bassin versant de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) entre janvier 1986 et décembre 2002.

Fig. 6: Evapotranspiration annuelle sur le bassin versant de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) entre janvier 1986 et décembre 2002.

Fig. 7 : Température moyenne annuelle sur le bassin versant de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) entre janvier 1986 et décembre 2002.

Fig. 8 : Evolution des forçages climatiques sur le bassin versant de la Bruche (moyennes mensuelles).

Fig. 9 : Evolution des forçages climatiques sur le bassin versant de la Fecht (moyennes mensuelles).

Fig. 10 : Simulation des débits observés à l'exutoire de la Bruche.

Fig. 11 : Simulation des débits observés à l'exutoire de la Fecht.

Fig. 12 : Valeurs mensuelles moyennes et incertitudes du paramètre $\varphi(t)$.

Fig. 13 : Valeurs mensuelles moyennes de la température critique.

Fig. 14 : Valeurs mensuelles moyennes du coefficient de déstockage de la neige.

Fig. 15 : Valeurs mensuelles moyennes de la capacité maximale du réservoir de production.

Fig. 16 : Evolution des débits mensuels de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) sur la période de futur proche.

Fig. 17 : Evolution des variations des débits mensuels de la Bruche (à gauche) et de la Fecht (à droite) sur la période de futur lointain (en rouge, le scénario A2, en bleu le scénario B1).

2.2.2. APPLICATION A LA THESE

2.2.2.1 Spatialisation des données

Comme vu dans le paragraphe précédent, l'ensemble des bassins versants peut être séparé en 2 catégories : les bassins versants ayant une rivière à leur exutoire et ceux n'en possédant pas. Nous dénombrons 27 bassins versants possédant une rivière à leur exutoire sur les 57 modélisés. Cependant, pour l'Ill, nous avons dû prendre en compte 2 bassins versants, car sa source et son premier nœud modélisé sont sur 2 bassins versants distincts. Ces 2 bassins versants ont été modélisés par un unique bassin dont la superficie est égale à la somme des superficies de chaque bassin versant.

La Figure 31 présente les bassins versants pour lesquels nous avons calculé les débits à l'exutoire ainsi que les débits d'infiltration profonde.

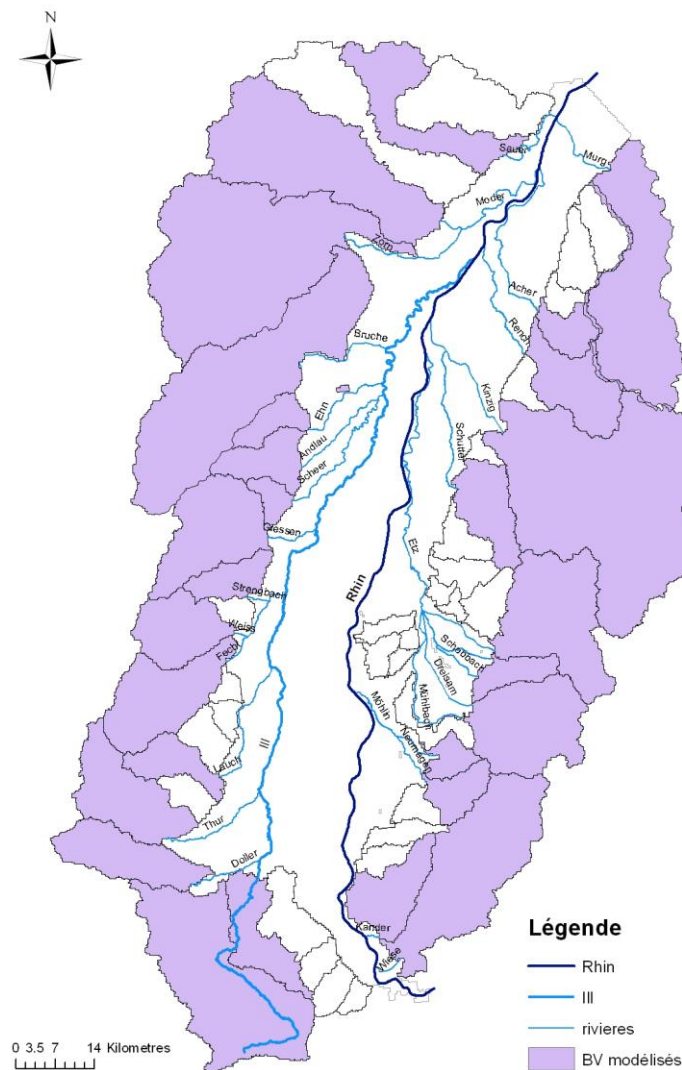


Figure 31. Localisation des bassins versants modélisés

Chaque bassin versant présenté ci-dessus est séparé en zones d'altitude, comme cela a été présenté pour les bassins versants de la Fecht et de la Bruche. Ce maillage, s'appuyant sur le maillage Météo France, sépare donc l'ensemble du domaine en 11 zones d'altitude comme le présente la Figure 32.

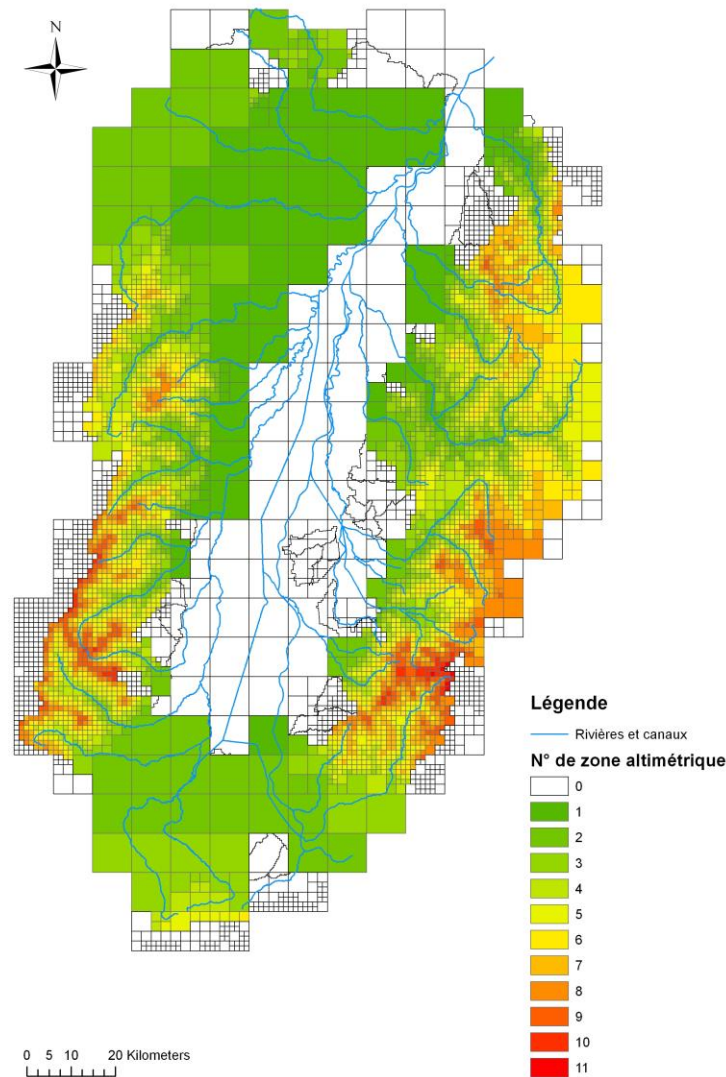


Figure 32. Zones d'altitude des bassins versants

Nous retrouvons donc un fort gradient altimétrique entre la vallée et les bords des bassins versants des massifs des Vosges et de la Forêt Noire, alors que ceux situés au Sud et au Nord possèdent un gradient très faible.

2.2.2.2 Débits retenus

Grâce à cette modélisation, nous avons pu déterminer les débits aux premiers nœuds de chaque rivière pour la période de calage, ainsi que pour les calculs liés au changement climatique.

De plus, le modèle pluie-débit nous a permis de calculer les débits d'infiltration profonde pour les bassins versants concernés. Pour l'Ill, nous avons appliqué le débit d'infiltration du bassin équivalent à chacun des 2 bassins que l'Ill traverse.

L'ensemble des débits calculés par le modèle pluie-débit est présenté en annexe A.

2.3. VALIDATION DU CALAGE

2.3.1. DONNEES METEOROLOGIQUES

L'ensemble des données météorologiques utilisées dans ce travail a été fourni par Météo-France dans le cadre du projet VulNar.

2.3.1.1 Précipitations

2.3.1.1.1 Pluie

La Figure 33 présente les précipitations moyennes annuelles appliquées sur l'ensemble du domaine d'étude durant la période 1986-2002.

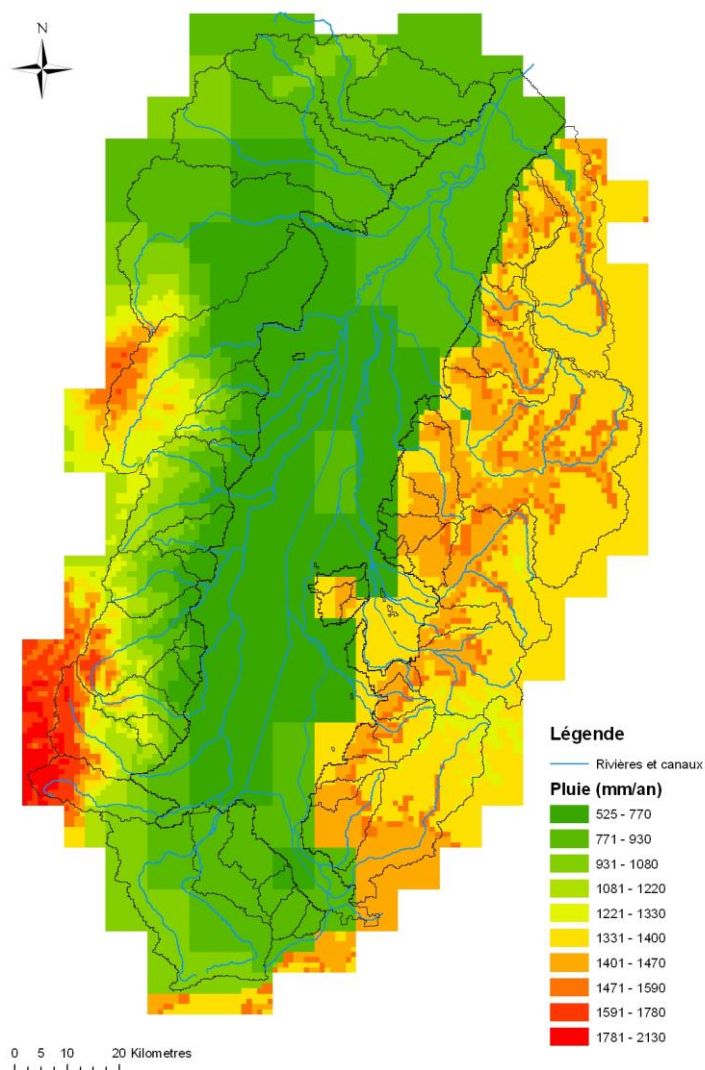


Figure 33. Précipitations pluvieuses moyennes annuelles

Les précipitations moyennes annuelles sont liées à l'altitude du terrain naturel. En effet, elles sont globalement plus importantes au niveau des bassins versants d'altitude par rapport à la plaine du bassin du Rhin.

Elles varient entre 500 mm/an et 700 mm/an au centre de la plaine, et peuvent atteindre 900 mm/an au Sud et au Nord de la plaine.

On peut noter un gradient Est-Ouest au niveau des bassins versants. En effet, les bassins versants allemands reçoivent globalement plus de pluie que les bassins versants français. Cependant, la zone recevant le plus de précipitations se situe au Sud-Ouest du domaine.

Côté allemand, les précipitations sont assez homogènes (entre 1330 mm/an et 1500 mm/an), alors que les bassins versants français sont beaucoup plus impactés par l'altitude. En effet, les précipitations sont faibles aux pieds du massif des Vosges (entre 500 mm/an et 800 mm/an) alors qu'elles sont beaucoup plus importantes au niveau des sommets, où elles peuvent atteindre 2130 mm/an.

Nous pouvons également observer que les bassins versants liés à l'Ill au Sud, ainsi qu'à la Zorn, la Moder et la Sauer reçoivent peu de pluie, dans les mêmes proportions que l'aquifère en lui-même, du fait du faible gradient altimétrique de ces bassins versants.

2.3.1.1.2 Neige

La Figure 34 présente la moyenne annuelle des précipitations neigeuses appliquées à notre modèle. Cette moyenne a également été effectuée sur la période 1986-2002.

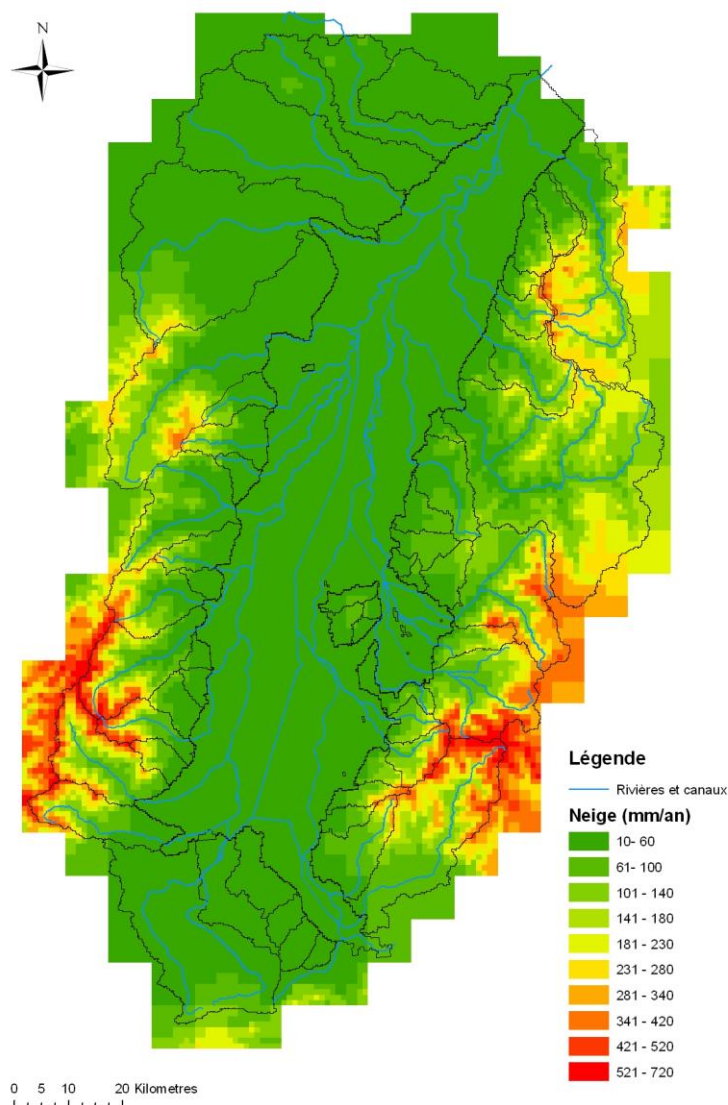


Figure 34. *Précipitations neigeuses moyennes annuelles*

La répartition des précipitations neigeuses est similaire à celle de la pluviométrie de par le fait que la plaine et certains bassins versants reçoivent moins de neige que les massifs des Vosges et de la Forêt Noire. En effet, les précipitations neigeuses ne dépassent pas 60 mm/an au sein de la plaine, alors qu'elles atteignent 720 mm/an aux sommets des deux massifs montagneux.

Alors que cette répartition est similaire à celle de la pluie au sein du massif des Vosges, elle est plus hétérogène que celle de la pluie au sein du massif de la Forêt Noire. En effet, les précipitations neigeuses sont plus sensibles au gradient altimétrique puisqu'elles n'excèdent pas 180 mm/an dans les vallées allemandes tandis qu'elles peuvent atteindre 720 mm/an au niveau des sommets.

2.3.1.2 Evapotranspiration Potentielle

La Figure 35 présente les valeurs moyennes annuelles d'évapotranspiration potentielle (ETP) appliquées à notre modèle pour la période 1986-2002.

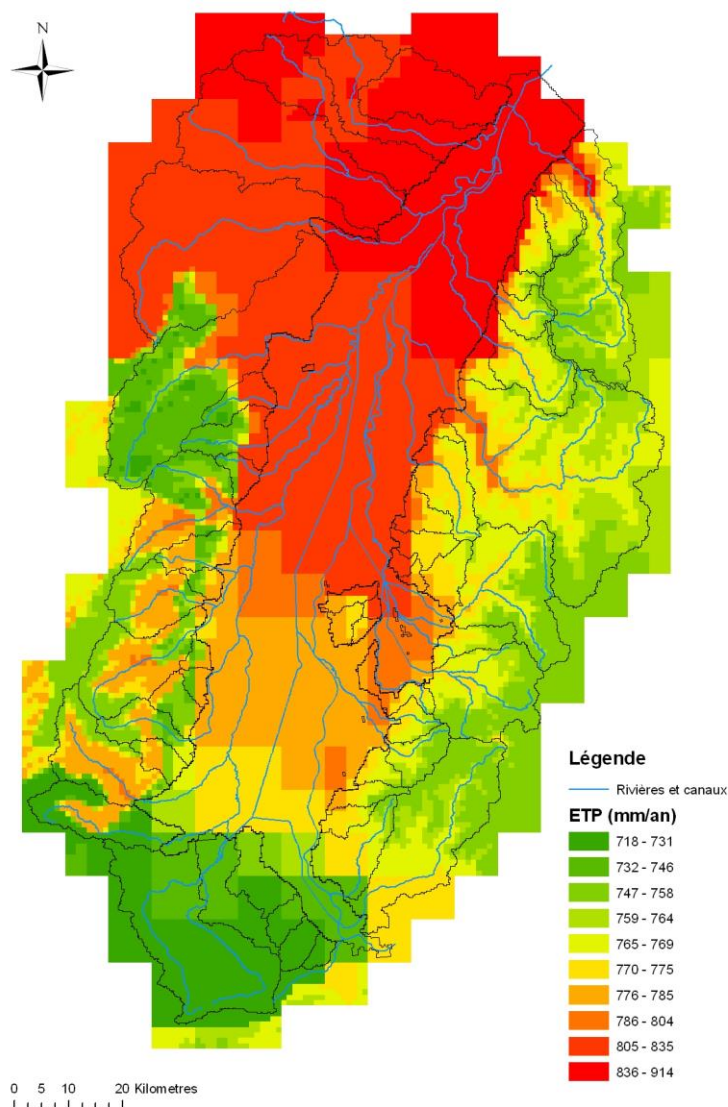


Figure 35. Moyennes annuelles d'évapotranspiration potentielle (ETP)

Alors que les précipitations montrent un gradient Est-Ouest, l'ETP présente un fort gradient Sud-Nord. En effet, au sein de la plaine, l'ETP a une valeur légèrement supérieure à 700 mm/an au Sud alors qu'elle atteint plus de 900 mm/an au Nord.

Ce gradient, très marqué au sein de la plaine, est beaucoup moins important au niveau des deux massifs montagneux, pour lesquels nous pouvons observer une répartition de l'ETP similaire ; les vallées subissent une ETP plus importante (entre 770 mm/an et 800 mm/an) que les zones de plus fortes altitudes (entre 718 mm/an et 760 mm/an).

2.3.1.3 Température

La Figure 36 présente la moyenne annuelle de températures liées au modèle sur la période 1986-2002.

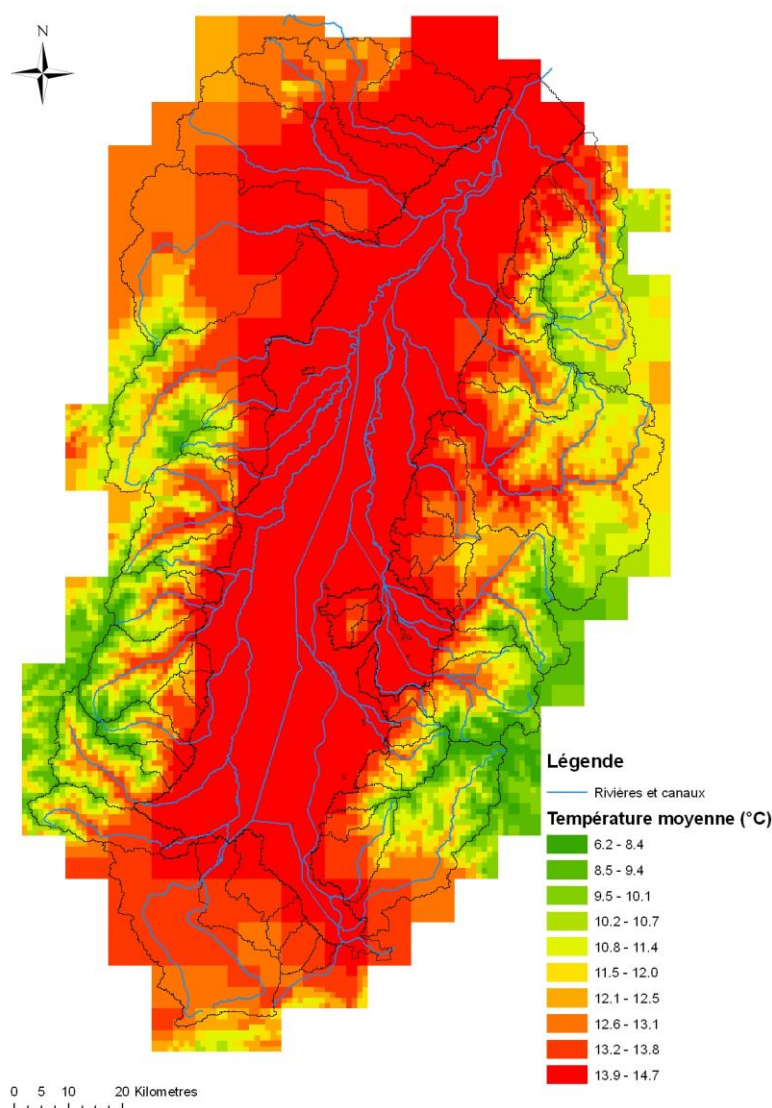


Figure 36. Températures moyennes annuelles

La température moyenne annuelle est inversement proportionnelle à l'altitude de la maille sur laquelle elle est appliquée. En effet, les mailles dont l'altitude est la plus faible, soit la plaine principalement, possèdent la température la plus élevée, alors que les mailles appliquées aux zones montagneuses, donc avec l'altitude la plus élevée, ont une température beaucoup plus faible. Ainsi, nous retrouvons une température moyenne annuelle aux alentours de 14°C au sein de la plaine et de 6°C au niveau des sommets.

Au sein des différents bassins versants, la température est plus élevée dans les vallées qu'aux points les plus élevés.

2.3.1.4 Infiltrations efficaces appliquées

Les infiltrations efficaces ont été calculées par le programme MODCOU, lors de la thèse de C. THIERION (2012). Ces infiltrations efficaces ont été appliquées à chaque maille modélisant l'aquifère.

Pour les bassins versants, nous avons utilisé les données de débits d'infiltration profonde calculées par notre modèle pluie-débit pour les bassins versants concernés. Pour les 29 autres bassins versants, nous avons utilisé les infiltrations efficaces utilisées dans la thèse de C. THIERION, calculées par le programme MODCOU. Etant donné que nous avions ces débits pour l'ensemble du domaine, nous avons pu comparer les infiltrations calculées par MODCOU aux infiltrations profondes calculées par notre modèle pluie-débit sur les bassins versants de la Bruche, de la Fecht et de l'Ill. Cette comparaison nous a permis de faire ressortir un rapport moyen entre l'infiltration calculée par MODCOU et l'infiltration profonde calculée par notre modèle pour chaque mois de la simulation. Ce rapport a été appliqué aux 29 bassins versants afin d'harmoniser les infiltrations avec les 27 autres bassins versants, dont l'infiltration profonde est calculée par nos soins.

Les pluies efficaces moyennes annuelles appliquées à notre modèle sont présentées sur la Figure 37.

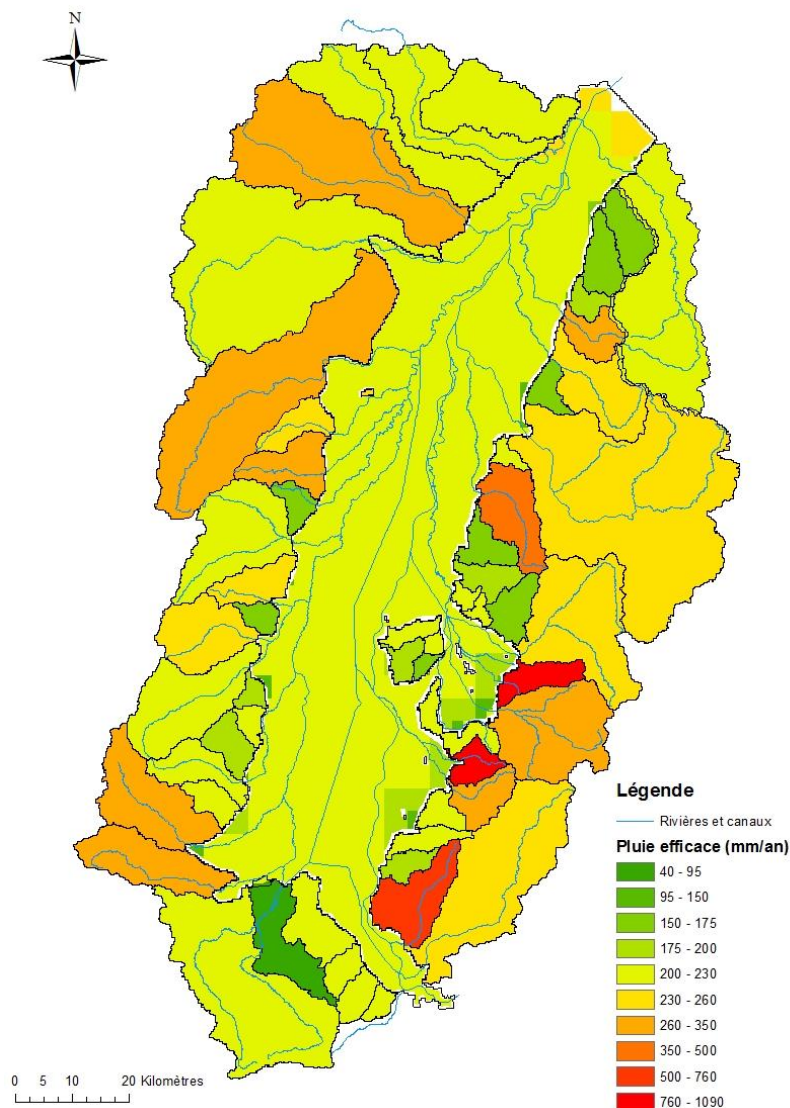


Figure 37. Pluies efficaces moyennes annuelles

Nous pouvons observer que la pluie efficace est uniforme sur l'ensemble de la nappe entre 200 et 230 mm/an. Au niveau des bassins versants, nous pouvons noter que la pluie efficace moyenne est plus importante du côté allemand que du côté français. Les bassins versants dont la pluie efficace est la plus importante sont les bassins du Kander, du Möhlin et du Schobbach. Ceci s'explique par le fait que ce sont les bassins versants sur lesquels les précipitations sont les plus importantes et l'évapotranspiration potentielle est la plus faible.

Au Nord de l'aquifère, certaines mailles triangulaires modélisant la nappe ne sont pas couvertes par le maillage Météo-France. Pour ces dernières, nous avons appliqué la pluie efficace de la maille Météo-France la plus proche.

2.3.2. PERMEABILITE

2.3.2.1 Détermination du nombre de calages nécessaires

Dans un premier temps, nous avons effectué 100 calages avec une seule série de débits calculés grâce au modèle précipitations-débits présenté précédemment. Ces 100 calages ont permis de déterminer le nombre de simulations maximum à effectuer pour la suite du travail.

Nous nous sommes basés sur 4 mailles prises au hasard sur la zone d'étude, afin de calculer la moyenne et l'écart type en fonction du nombre de calages effectués. La Figure 38 présente les résultats obtenus pour la maille n°10 du modèle.

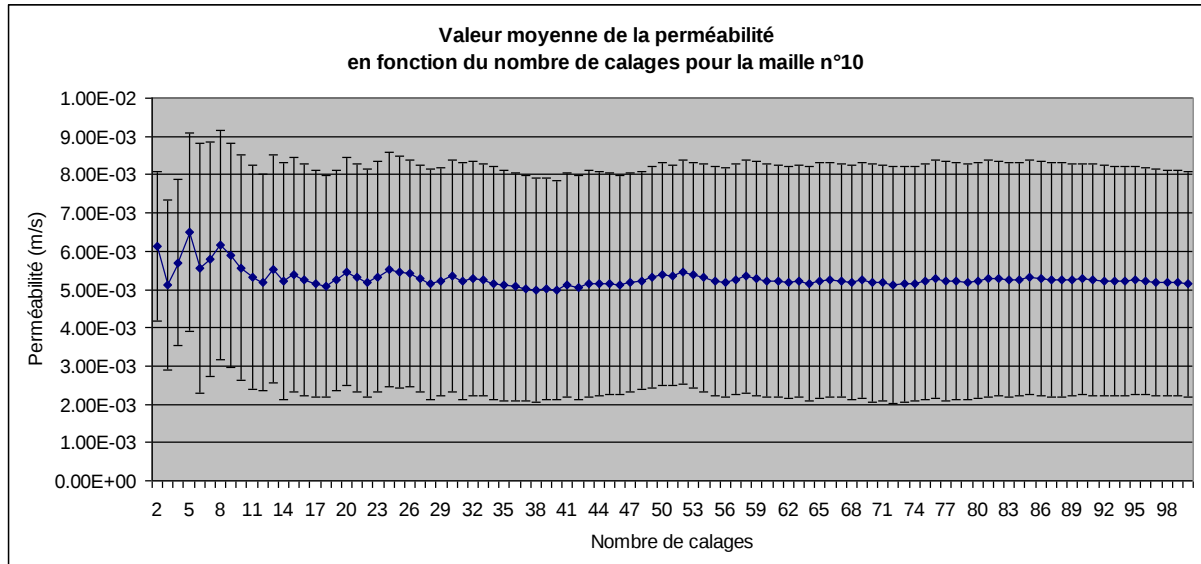


Figure 38. Valeur moyenne et écart-type liés à la perméabilité en fonction du nombre de calages pour la maille n°10

Comme nous pouvons le constater sur la Figure 38, la moyenne des perméabilités calées tend vers une valeur fixe à partir d'un certain nombre de simulations. De plus, l'écart type lié à ces perméabilités, représenté par les barres d'erreur verticales, se stabilise également quand le nombre de calages augmente. Après avoir comparé avec les 3 autres mailles étudiées, nous avons déterminé qu'il n'y avait pas d'apport supplémentaire en information après 75 calages.

Ces 75 calages vont donc permettre de couvrir tous les cas particuliers pouvant apparaître lors de la caractérisation du domaine d'étude.

Nous avons donc effectué 75 calages avec chacune des 2 séries de débits calés par le modèle précipitation-débit, ce qui a permis d'obtenir 150 jeux de paramètres caractérisant la nappe phréatique et le réseau hydrologique associé.

2.3.2.2 Modèle calé

La Figure 39 présente les valeurs moyennes de la perméabilité à l'issue des 150 calages.

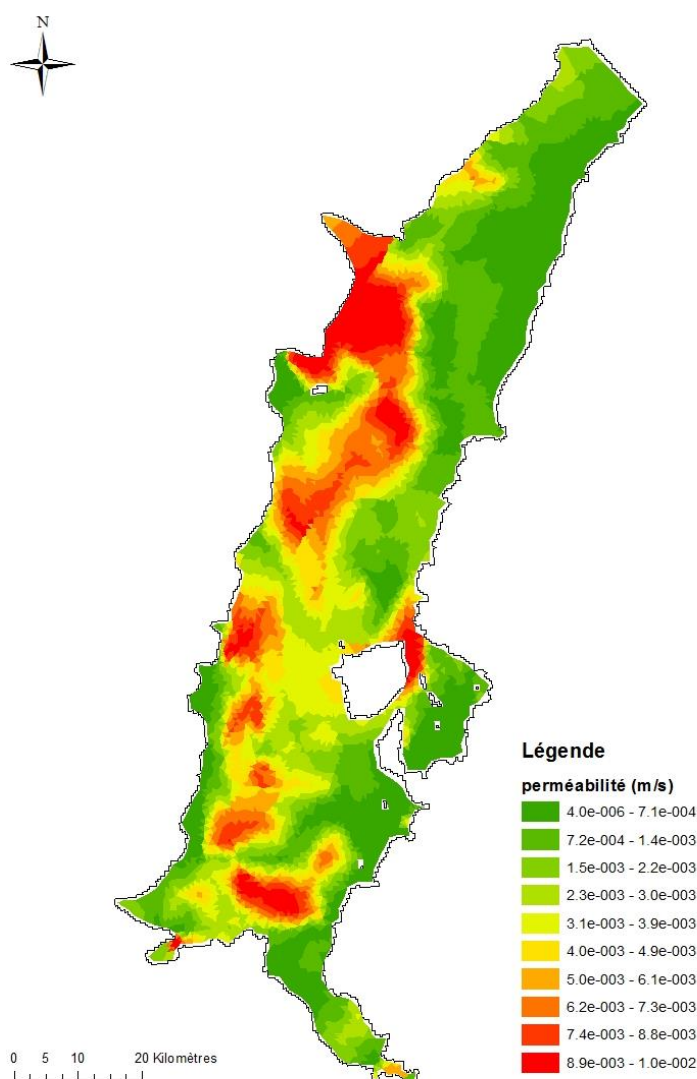


Figure 39. Valeurs moyennes de perméabilité obtenues par les calages

La perméabilité au sein de la nappe varie donc entre 4.10^{-6} m/s et 1.10^{-2} m/s. Le milieu de la nappe phréatique présente une perméabilité avoisinant les 2.10^{-3} m/s.

Nous pouvons observer que les zones de fortes perméabilités le long du tracé de l'Ill correspondent à la jonction de différents affluents (la Thur, la Lauch aux abords de Colmar, la

Fecht, le Giessen ou encore la Bruche en amont de Strasbourg). De plus, nous observons le même phénomène du côté allemand au niveau de la jonction entre l'Etz, le Dreisam et le Mülhbach.

La Figure 40 illustre le coefficient de variation, soit le rapport entre l'écart-type et la moyenne sur les 150 calages, lié à la perméabilité. Ce coefficient correspond à la variation de la perméabilité calée au sein des 150 calages.

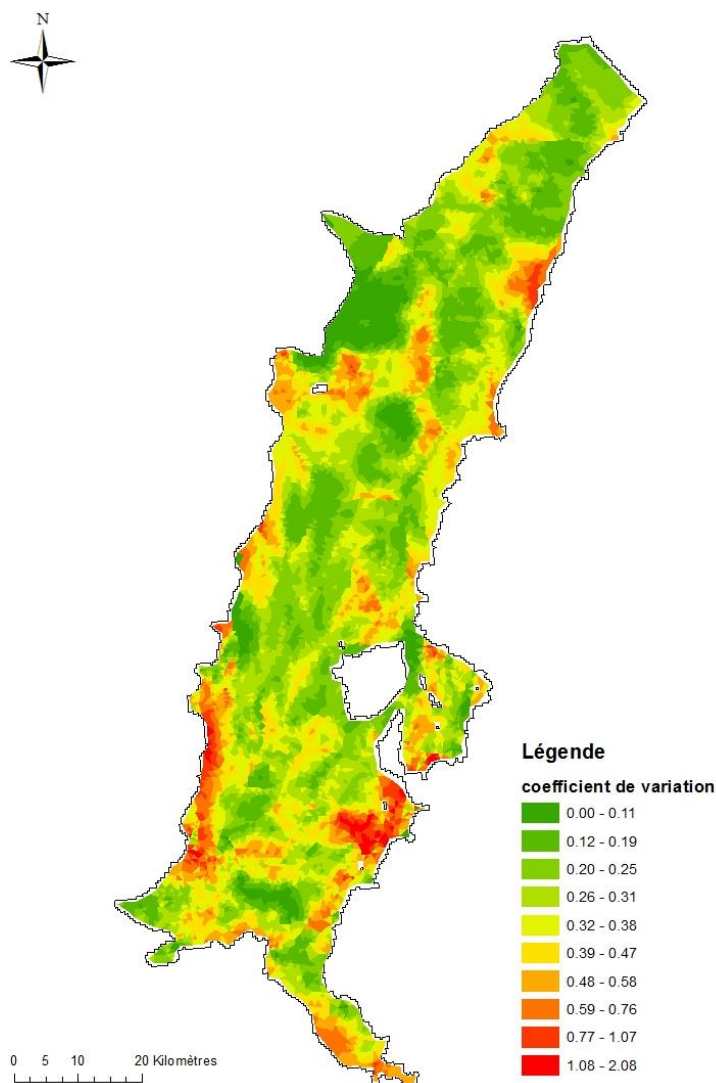


Figure 40. Valeurs du coefficient de variation lié à la perméabilité

Le coefficient de variation est donc inférieur à 1 sur la quasi-totalité de la nappe. Les zones où le coefficient de variation est supérieur à 1 correspondent à des perméabilités très faibles, ce qui explique le fort coefficient de variation. Ainsi, nous pouvons dire que les perméabilités résultant de chacun des 150 calages sont proches pour un point donné.

2.3.3. PIEZOMETRES

Le domaine d'étude est couvert par 109 piézomètres dont nous connaissons les chroniques piézométriques pour une période allant de janvier 1986 à décembre 2002.

Ces piézomètres sont répartis uniformément sur tout le domaine d'étude, comme le montre la Figure 41.

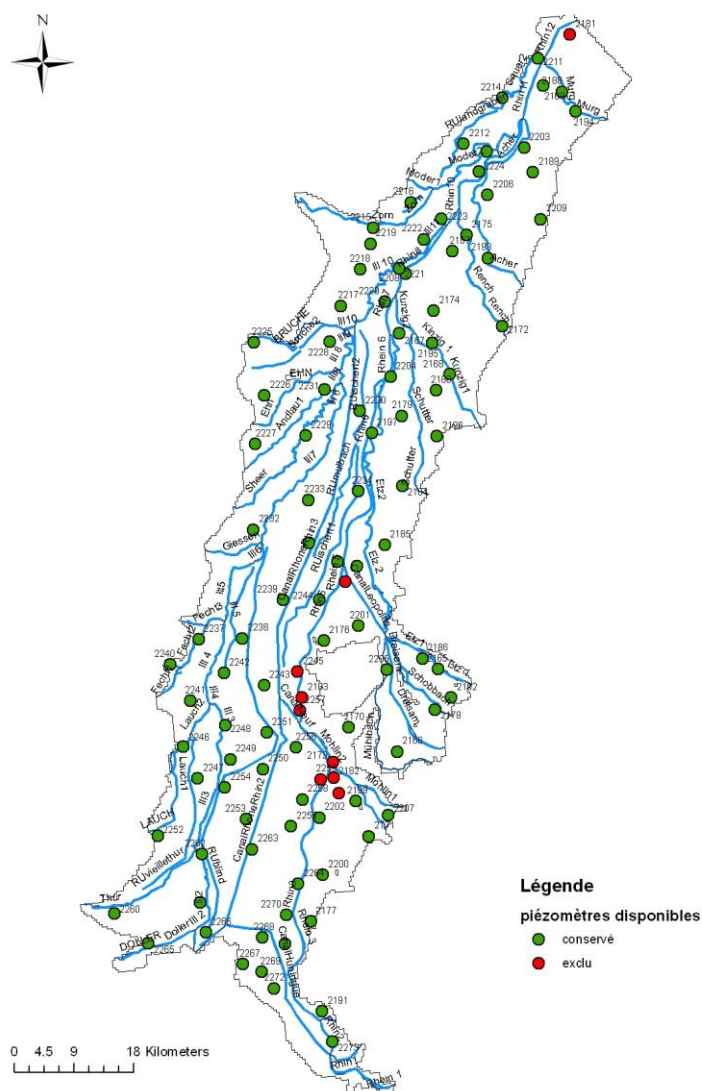


Figure 41. Répartition des piézomètres sur la zone d'étude

Cependant, nous n'avons pas pu prendre en compte l'ensemble de ces piézomètres : de par la modélisation approximative du Rhin, nous avons dû exclure les piézomètres trop proches de ce dernier. Afin de ne pas pénaliser le calage, nous avons donc retiré 11 piézomètres car ils étaient trop proches du Rhin ou bien trop proches de la limite Nord du modèle, les effets de bord étant trop présents sur la chronique calculée.

La Figure 42 présente la spatialisation des erreurs obtenues lors du calage : il s'agit de l'erreur moyenne sur les 150 calages obtenue sur l'ensemble de la période de calage en valeur absolue.

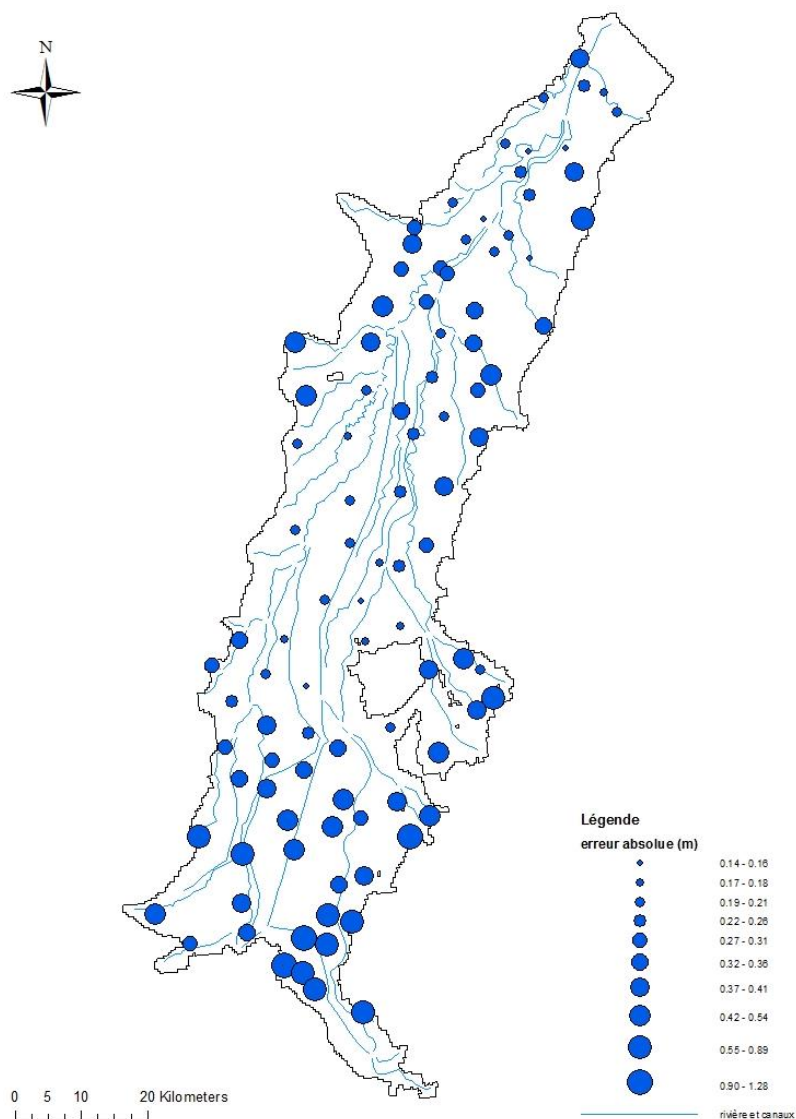


Figure 42. Spatialisation des erreurs moyennes absolues obtenues lors du calage

Nous pouvons donc voir qu'au centre de la plaine d'Alsace, le calage est bon car les erreurs maximales sont de l'ordre de 40 cm. Cependant, au Sud et aux bords du domaine, l'erreur moyenne peut atteindre 1 m, ce qui est plus problématique. Vers Bale, le Rhin a une influence importante sur la hauteur d'eau dans la nappe ; les erreurs rencontrées à ce niveau peuvent donc s'expliquer par la modélisation du Rhin expliquée précédemment.

De plus, les erreurs supérieures à 1 m en valeurs absolues correspondent uniquement à 6% de l'ensemble des valeurs mesurées, comme le montre la Figure 43.

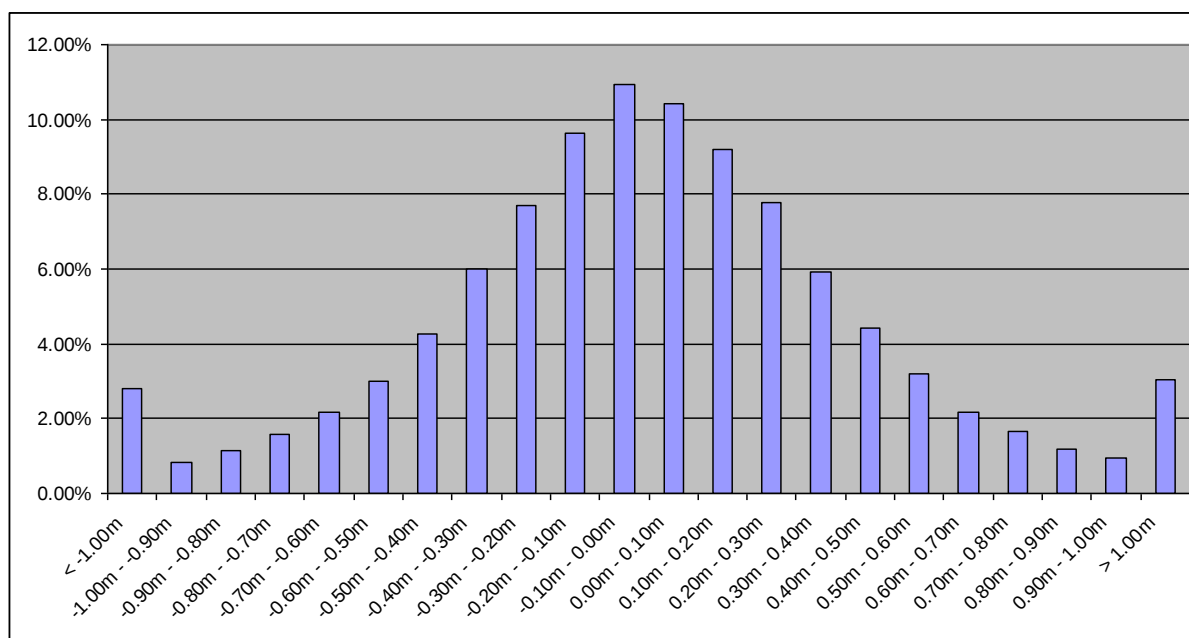


Figure 43. Pourcentage d'occurrence des erreurs obtenues

Ce graphique montre la répartition des erreurs sur l'ensemble des piézomètres et sur l'ensemble de la période de calage pour les 150 simulations effectuées.

Nous pouvons également observer que plus de 50% des erreurs se situent entre – 30 cm et + 30 cm.

L'ensemble des résultats obtenus sur les piézomètres est présenté en annexe B.

2.3.4. STATIONS DE MESURE DE DEBIT

Le calage des paramètres du système hydrologique a pu être effectué grâce à la présence de 15 stations de mesure de débit. Leur disposition est présentée sur la Figure 44.

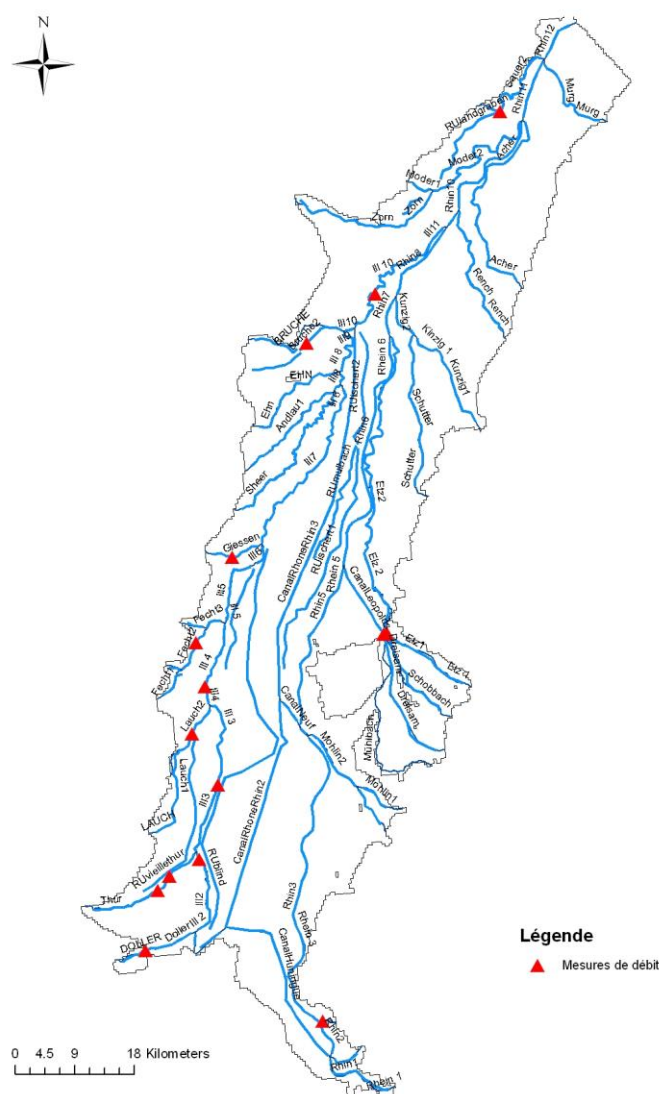


Figure 44. Localisation des 15 stations de mesure de débits

L'ensemble des chroniques calculées et mesurées est présenté en annexe C. Le calage des débits s'effectue globalement de manière correcte. L'information liée aux débits dans certaines rivières est donc bien prise en compte pour la modélisation de l'aquifère du Rhin Supérieur.

L'Ill a une influence importante sur le fonctionnement de l'aquifère du Rhin Supérieur ; de plus, elle possède comme affluents une majeure partie des rivières circulant dans la partie française de l'aquifère du Rhin, c'est pourquoi elle reflète bien les débits calés.

Le point de mesure le plus en amont sur l'Ill est proche du 1^{er} nœud des bras des rivières la modélisant, les erreurs de calcul sont donc celles liées au modèle pluie-débit, soit une diminution du débit de pointe simulé par rapport au débit de pointe réel, ainsi qu'une légère sous-estimation des débits en période de temps sec.

Le 2^{ème} point de mesure se situe après l'affluence de la Thur et de la Doller. La Figure 45 présente le débit simulé et l'écart type lié aux 150 calages, ainsi que la chronique de débit réel.

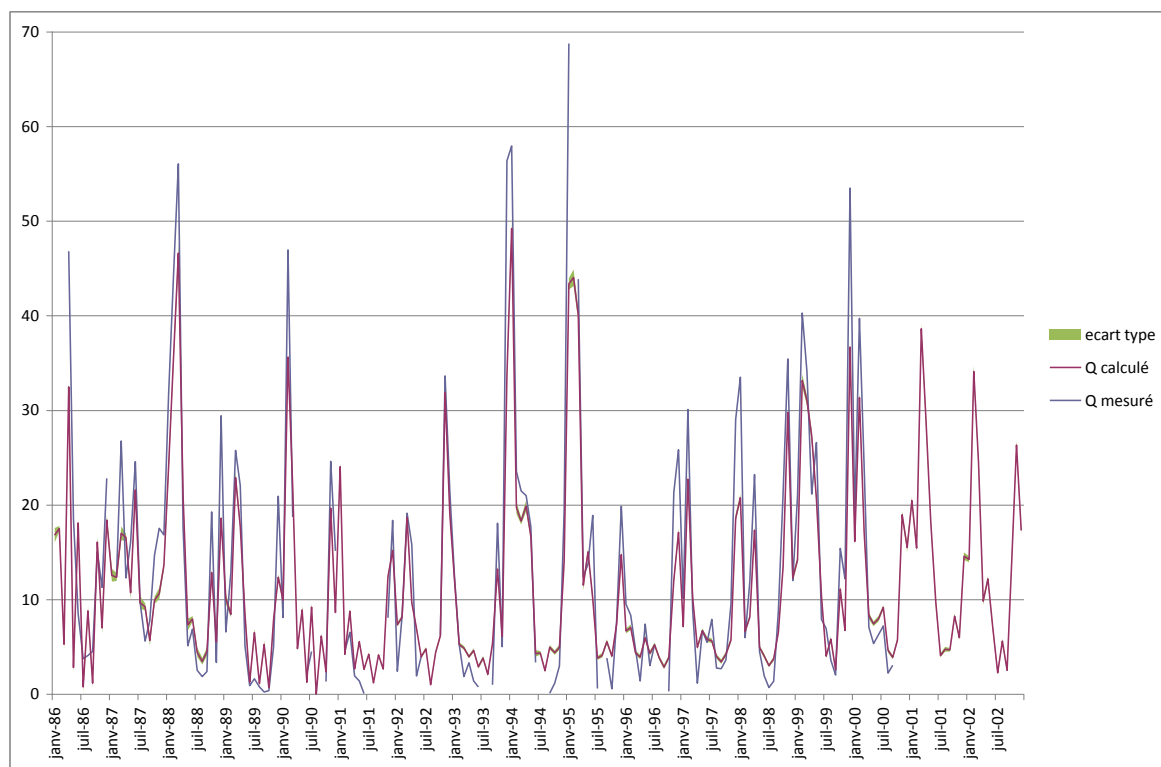


Figure 45. Débit simulé et débit réel au 2e point de l'Ill (après l'affluence de la Thur et de la Doller)

Nous pouvons remarquer que la chronique de débit réel est incomplète. Cet inconvénient est également présent sur d'autres points de mesure. Malgré ces chroniques manquantes, nous pouvons constater que la dynamique de l'Ill à ce point est bien retranscrite par le modèle. Seuls les débits de pointe d'avril 1986 et janvier 1995 sont très sous-estimés avec une erreur de 30% environ ; cependant, ce sont des cas isolés sur les 204 mois simulés. De plus, l'écart type sur les 150 calages est quasi-nul sur l'ensemble de la chronique, ce qui nous permet d'affirmer que ce calage est stable.

Le 3ème point de mesure présent sur l'Ill se situe aux environs de Colmar, après l'affluence de la Lauch. La dynamique de l'Ill y est également bien retranscrite, cependant la sous-estimation des débits de pointe y persiste.

Le dernier point de mesure présent sur l'Ill se situe après Strasbourg, juste avant que l'Ill ne se jette dans le Rhin. L'ensemble des affluents l'ont alors rejointe, dont la Bruche et la Fecht. Les erreurs liées au calcul de débit sont alors cumulées. De plus la chronique de débits mesurés est incomplète, comme le montre la Figure 46.

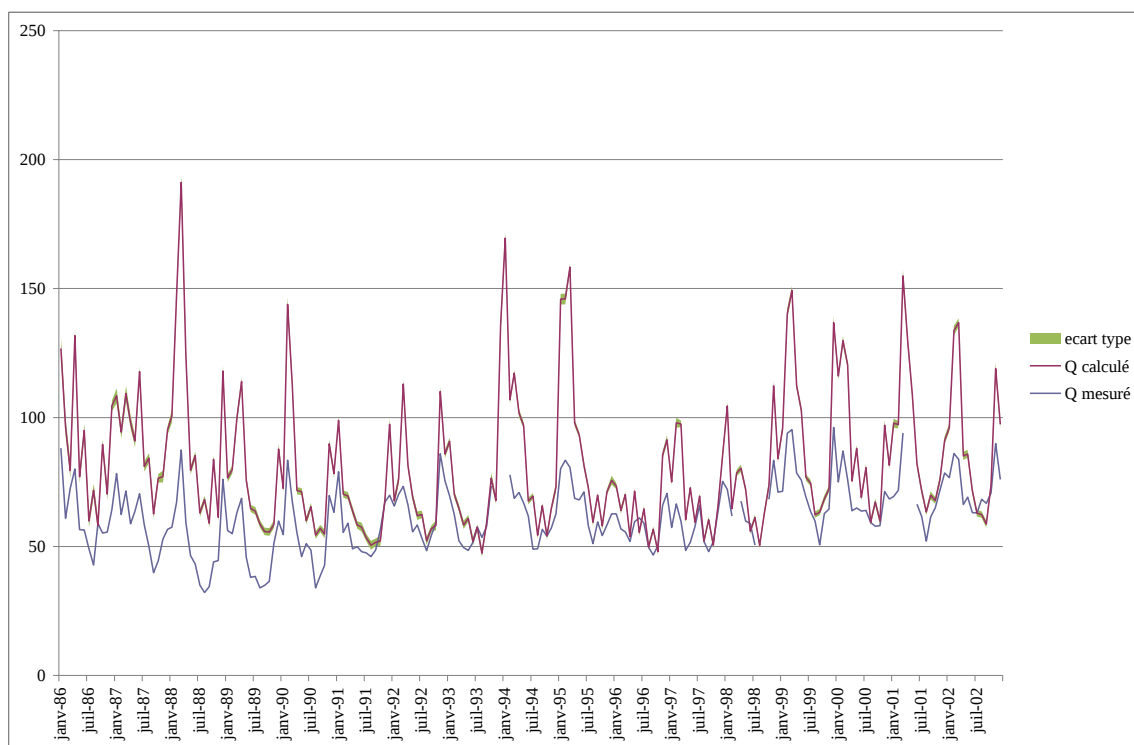


Figure 46. Débit simulé et débit réel au 3e point de l'Ill (après l'affluence de la Lauch)

Nous pouvons observer que les débits sont surestimés, alors qu'ils étaient globalement sous-estimés précédemment.

Cas particulier des points de mesure de débit situés après la jonction entre l'Etz et le canal Léopold :

Le canal Léopold est alimenté par le biais d'un seuil ; or, le programme ne prend pas en compte les seuils ou les barrages, comme nous avons pu le voir lors de la modélisation du Rhin.

C'est pourquoi, alors que le débit de l'Etz est normalement écrêté par la présence de ce seuil, la modélisation de ce débit est mauvaise alors que le débit dans le canal Léopold est correctement simulé, comme le montrent les graphiques de la Figure 47.

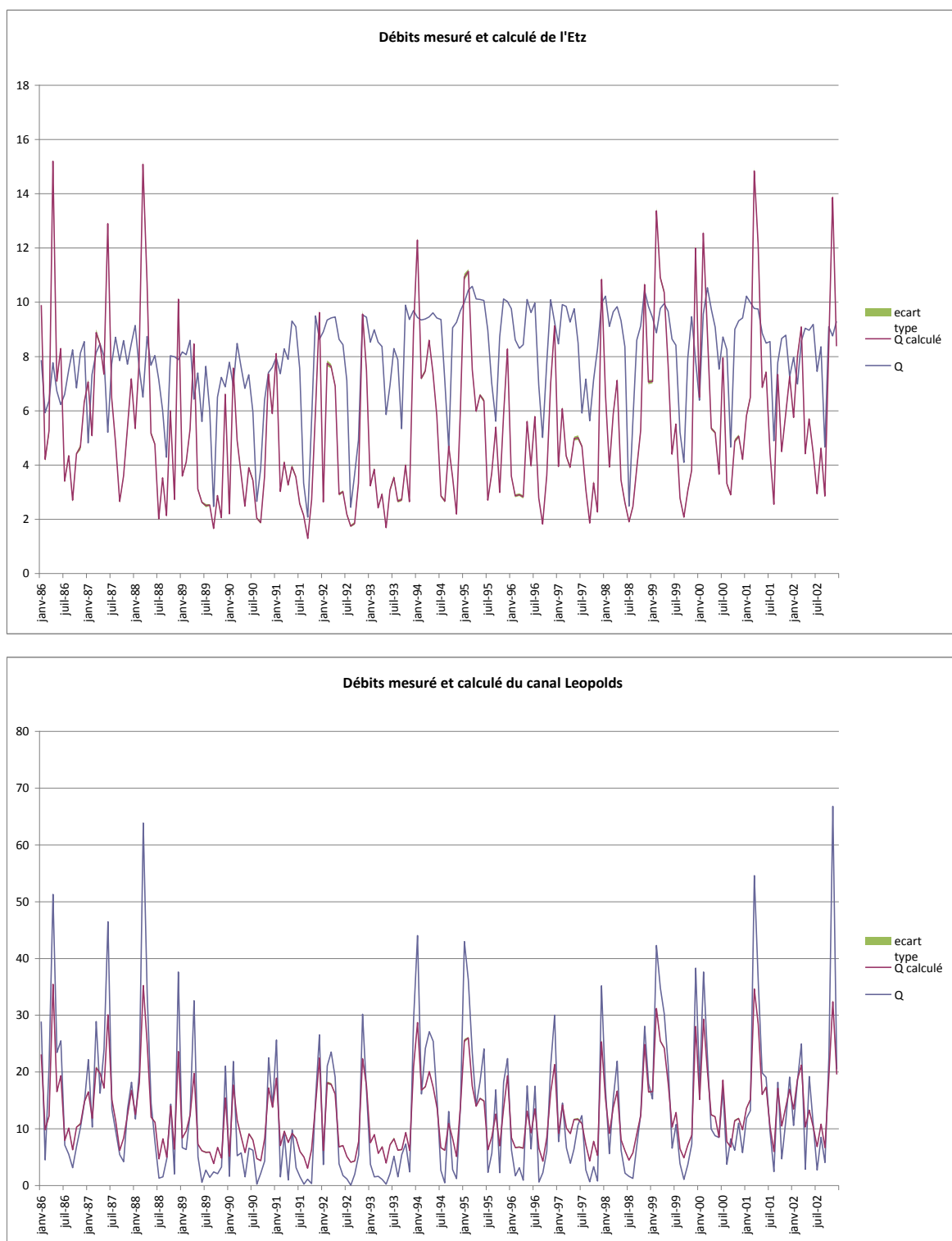


Figure 47. Débits simulés et débits réels de l'Etz (en haut) et du canal Léopold (en bas)

2.4. FONCTIONNEMENT DE L'AQUIFERE DU RHIN SUPERIEUR SUR LA PERIODE 1986-2002

2.4.1. BILAN HYDRIQUE 1986-2002

2.4.1.1 Débits entrants

La Figure 48 présente les différents débits moyens mensuels entrant vers la nappe ainsi qu'un bilan annuel de ces entrées. Les débits présentés correspondent à la moyenne obtenue sur les 150 calages effectués.

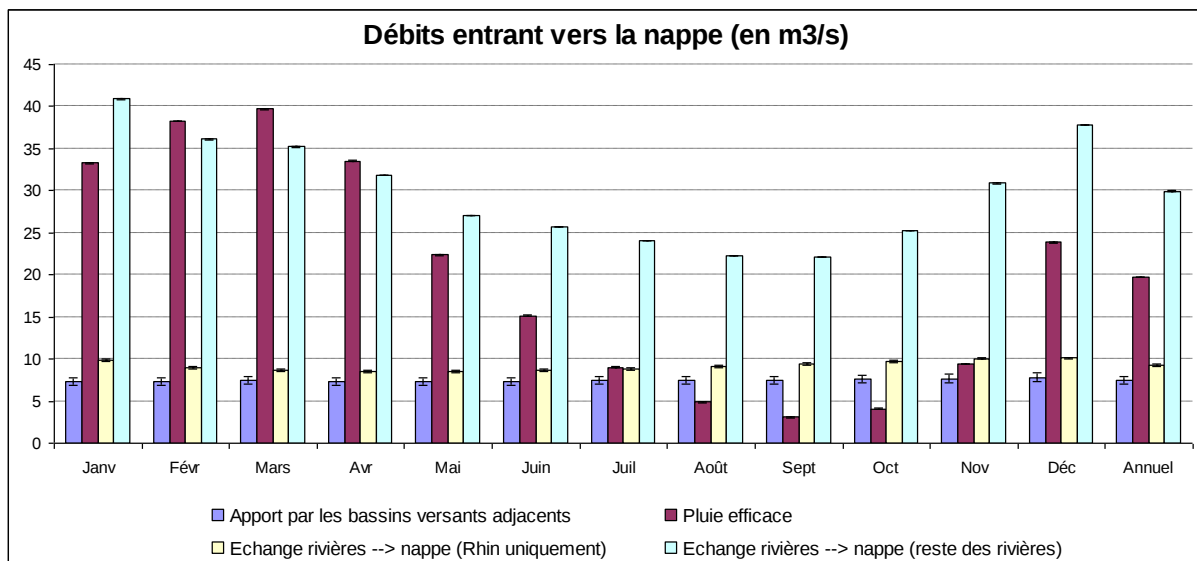


Figure 48. Débits moyens entrant vers la nappe

Nous pouvons donc observer que les principaux apports sont liés au forçage climatique et aux échanges nappe-rivières lors de la période hivernale, alors que les échanges nappe-rivières sont prépondérants durant la période estivale.

En effet, les apports par les bassins versants sont constants toute l'année avec un débit assez faible, de l'ordre de $7 \text{ m}^3/\text{s}$. De même, les apports liés aux échanges entre le Rhin et la nappe sont constants dans le temps, mais ne sont pas prépondérants, puisque légèrement inférieurs à $10 \text{ m}^3/\text{s}$. Le forçage climatique appliqué permet un apport important en hiver et au printemps, avec un pic en mars à $40 \text{ m}^3/\text{s}$, alors qu'il est très faible en été et en automne, avec un minimum en septembre à moins de $5 \text{ m}^3/\text{s}$. Les échanges entre la nappe et les rivières autres que le Rhin jouent donc un rôle très important dans le fonctionnement de l'aquifère du Rhin Supérieur, car le débit d'apport minimum est de $22 \text{ m}^3/\text{s}$ en août et le débit maximum est de plus de $40 \text{ m}^3/\text{s}$ en janvier.

Globalement, nous avons donc des débits entrants vers la nappe très importants durant la période hivernale, pouvant atteindre plus de $90 \text{ m}^3/\text{s}$ en janvier, février et mars, et des débits plus faibles en été, de l'ordre de $40 \text{ m}^3/\text{s}$ en septembre.

Annuellement, les apports liés aux échanges entre les rivières et la nappe sont aussi les plus importants avec plus de $35 \text{ m}^3/\text{s}$, en cumulant les échanges du Rhin et des autres rivières. Le forçage climatique apporte un peu moins de $20 \text{ m}^3/\text{s}$ annuellement, ce qui en fait le 2^{ème} apport le plus important. Enfin les apports des bassins versants influencent peu le fonctionnement de l'aquifère car le débit engendré est faible, environ $7 \text{ m}^3/\text{s}$ en moyenne annuellement.

Le débit annuel moyen entrant est donc de $66 \text{ m}^3/\text{s}$.

Le débit entrant par la limite Sud n'est pas représenté sur la Figure 48 car le modèle HPP-INV ne présente que le bilan des entrées par la limite Sud et des sorties par la limite Nord du modèle. Or ce dernier est négatif, il est donc représenté dans la Figure 49.

2.4.1.2 Débits sortants

La Figure 49 présente un bilan des 150 calages par rapport aux débits d'eau sortants de l'aquifère.

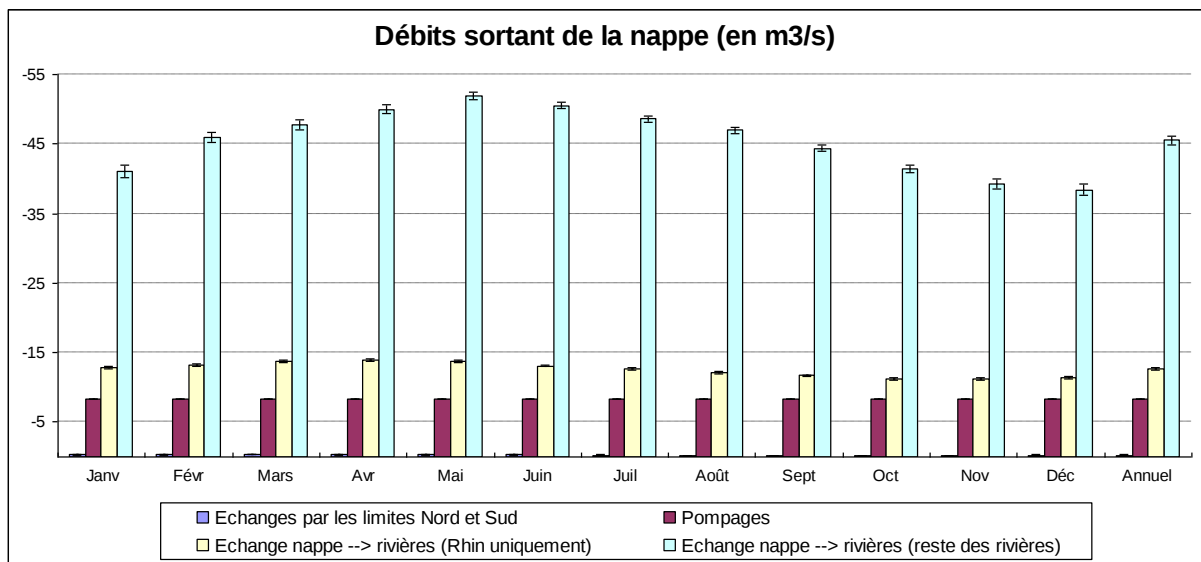


Figure 49. Débits moyens sortant de la nappe

Les débits de pompage imposés sont constants et faibles, avec une valeur de $8.25 \text{ m}^3/\text{s}$ toute l'année. La différence entre le flux entrant à la limite Sud et celui sortant à la limite Nord est inférieur à $0.30 \text{ m}^3/\text{s}$ toute l'année, il peut donc être considéré comme négligeable.

Comme pour les apports, les échanges entre les rivières et la nappe sont prépondérants dans le fonctionnement de l'aquifère. Cependant, nous pouvons séparer les échanges entre le Rhin et la nappe des échanges nappe-rivières globaux. En effet, les échanges entre le Rhin et la nappe phréatique peuvent être constants sur l'année, car le débit moyen est de $12.5 \text{ m}^3/\text{s}$, et la différence entre le débit le plus fort (en avril) et le plus faible (en novembre) est inférieure à $2 \text{ m}^3/\text{s}$. Au contraire, les échanges entre la nappe et les autres rivières sont fortement

dépendants du temps : le débit le plus élevé est atteint en avril avec une valeur de $51 \text{ m}^3/\text{s}$, alors que le plus faible est de $38 \text{ m}^3/\text{s}$ en décembre.

Annuellement, les pertes d'eau du point de vue de la nappe sont donc de $60 \text{ m}^3/\text{s}$, dont $58 \text{ m}^3/\text{s}$ sont dus aux échanges entre la nappe et l'ensemble du réseau hydrographique.

2.4.1.3 Variations du stock d'eau disponible

La Figure 50 présente la moyenne sur les 150 calages des variations du stock d'eau disponible dans l'aquifère, ainsi qu'un bilan sommaire des flux d'eau entrant et sortant mensuellement.

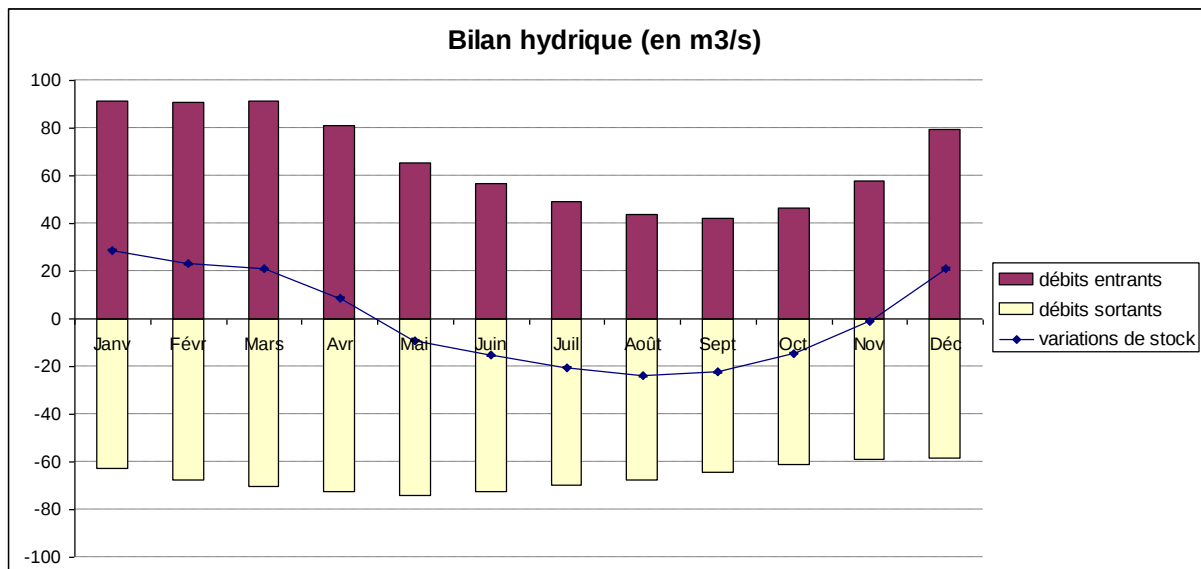


Figure 50. Bilan hydrique

Nous pouvons observer que les flux entrants sont supérieurs aux flux sortants durant la période hivernale et au début du printemps, alors que la tendance s'inverse durant l'été et l'automne. Fort logiquement, les variations du stock d'eau suivent cette évolution avec un débit de stockage maximum de $29 \text{ m}^3/\text{s}$ en janvier et une perte maximale de $24 \text{ m}^3/\text{s}$ en août. Nous pouvons donc dire qu'il y a un stockage de l'eau durant l'hiver et le printemps, alors que l'aquifère perd de l'eau durant l'été.

Nous pouvons également noter que le flux mensuel est légèrement plus important lors des phases de stockage par rapport aux phases de déstockage de l'eau. Cependant, la période de stockage ne dure que 5 mois (de décembre à avril), alors que l'aquifère perd de l'eau tout le reste de l'année. Ainsi, la variation du stock d'eau disponible tend vers une très légère perte en eau de $0,29 \text{ m}^3/\text{s}$. Cependant, en prenant en compte les différentes erreurs de calcul pouvant intervenir, nous pouvons considérer que ce débit est négligeable, et que l'aquifère possède un bilan entrée/sortie globalement nul sur une année complète.

2.4.1.4 Comparaison avec les résultats du modèle MODCOU

Le flux total moyen annuel entrant ou sortant de la nappe n'est que de 66 m³/s pour le programme HPP-INV, alors qu'il atteint 140 m³/s pour le programme MODCOU (THIERION, 2012). Cependant les 2 programmes proposent un bilan entrée/sortie équilibré sur une année.

Nous retrouvons également des différences dans la répartition de ces flux. Le Tableau 1 présente la répartition des flux entrants et sortants par rapport à la nappe calculés par les programmes HPP-INV et MODCOU.

		HPP-INV	MODCOU
Débits entrants	Infiltration rivières vers nappe	59% (14% Rhin + 45% autres rivières)	80%
	Apports latéraux	11%	7%
	Pluie efficace	30%	13%
Débits sortants	Pompage	12%	7%
	Drainage nappe vers rivières	87% (19% Rhin + 68% autres rivières)	93%
	Echanges limites	1%	-

Tableau 1 Tableau comparatif de la répartition des flux entrants et sortants de l'aquifère calculés par les programmes HPP-INV et MODCOU pour le temps présent

Nous pouvons observer que pour les 2 programmes les flux entrants et sortants prédominants sont liés aux échanges entre les rivières et la nappe.

Cependant, ils ne correspondent qu'à 59% du flux total entrant pour HPP-INV alors qu'il s'agit de 80% du flux entrant de MODCOU. Cette différence se retrouve au niveau de la pluie efficace, puisqu'elle correspond à 30% des apports de HPP-INV et seulement 13% des apports de MODCOU. Pour les 2 programmes, les apports liés aux bassins versants correspondent à environ 10% du flux total entrant.

Au niveau des flux sortants, les pompages correspondent à environ 10% du flux sortant pour les 2 modélisations. De même les échanges nappe-rivière correspondent à la quasi-totalité du flux sortant pour les 2 modèles.

Etant donné la différence de répartition des flux entrants, nous pouvons nous attendre à ce que les effets liés au changement climatique soient plus contrastés pour le modèle HPP-INV par rapport à MODCOU, puisque la contribution liée à la pluie efficace y est plus importante.

2.4.2. DEBITS DANS LES RIVIERES

Nous avons pu déterminer que, sur l'ensemble du réseau hydrographique, le mois correspondant aux hautes eaux est le mois de février, et que le mois d'étiage est le mois de septembre (Figure 51).

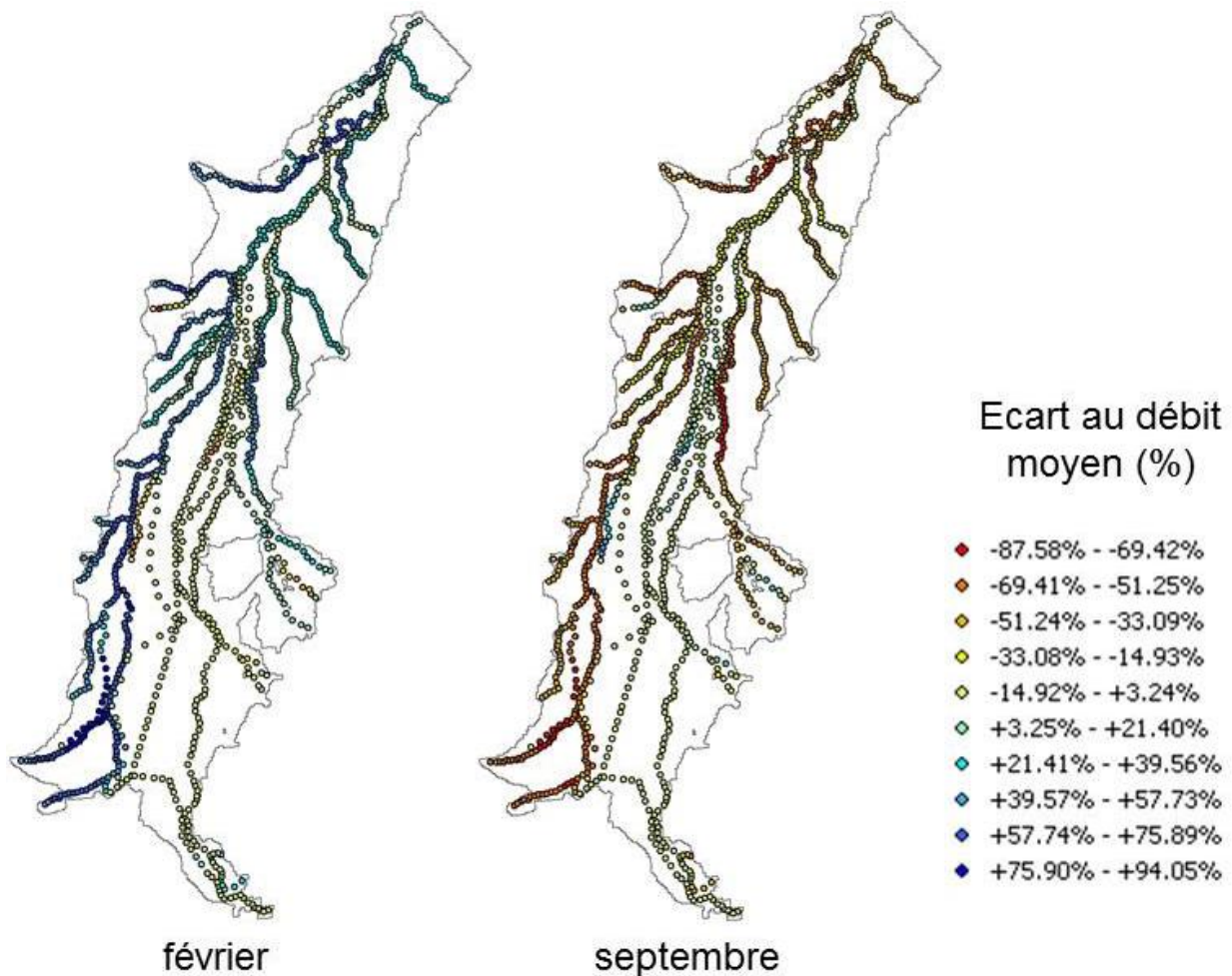


Figure 51. *Ecarts au débit moyen pour les mois de hautes eaux (février) et d'étiage (septembre)*

Etant donné que nous avons appliqué un débit constant au premier nœud du Rhin, le régime modélisé du Rhin tend vers un régime pluvio-nival dans sa partie aval. Cependant l'écart à la moyenne pour les mois de février et de septembre est inférieur à 10% en valeur absolue. Ces variations sont donc très faibles et n'impactent pas significativement sur le niveau du Rhin, compte tenu de son débit moyen et de la géométrie de son lit.

Nous retrouvons cette dynamique pour les canaux, au sein desquels les variations de débits peuvent également être considérées comme négligeables.

Les rivières représentées dans notre modèle présente un régime pluvio-nival, soit un débit de pointe en février et un débit d'étiage en septembre. Cependant les variations du débit dépendent de la situation du point considéré par rapport à l'amont de la rivière. En effet nous pouvons noter que la différence par rapport au débit moyen est supérieure à 50 % en valeur absolue, soit supérieure à +50 % en février et inférieure à -50 % en septembre

en valeur relative, à l'amont de chaque rivière. Cette différence tend à diminuer lorsque l'on suit la rivière jusqu'à n'atteindre que +25 % en février et -25 % en septembre pour l'Ill à Strasbourg.

Nous pouvons également noter que les rus suivent une dynamique inverse aux rivières. En effet la différence par rapport au débit moyen est positive en septembre et négative en février. Cependant ces débits sont faibles, de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}$, les variations de débits n'ont donc pas d'impact conséquents sur le niveau de la nappe phréatique.

2.4.3. HAUTEURS PIEZOMETRIQUES

La hauteur piézométrique moyenne obtenue sur la période de calage est présentée sur la Figure 52.

Les 2 mois extrêmes y sont aussi représentés, par des lignes piézométriques : le mois de février pour les hautes eaux et le mois de septembre pour les basses eaux.

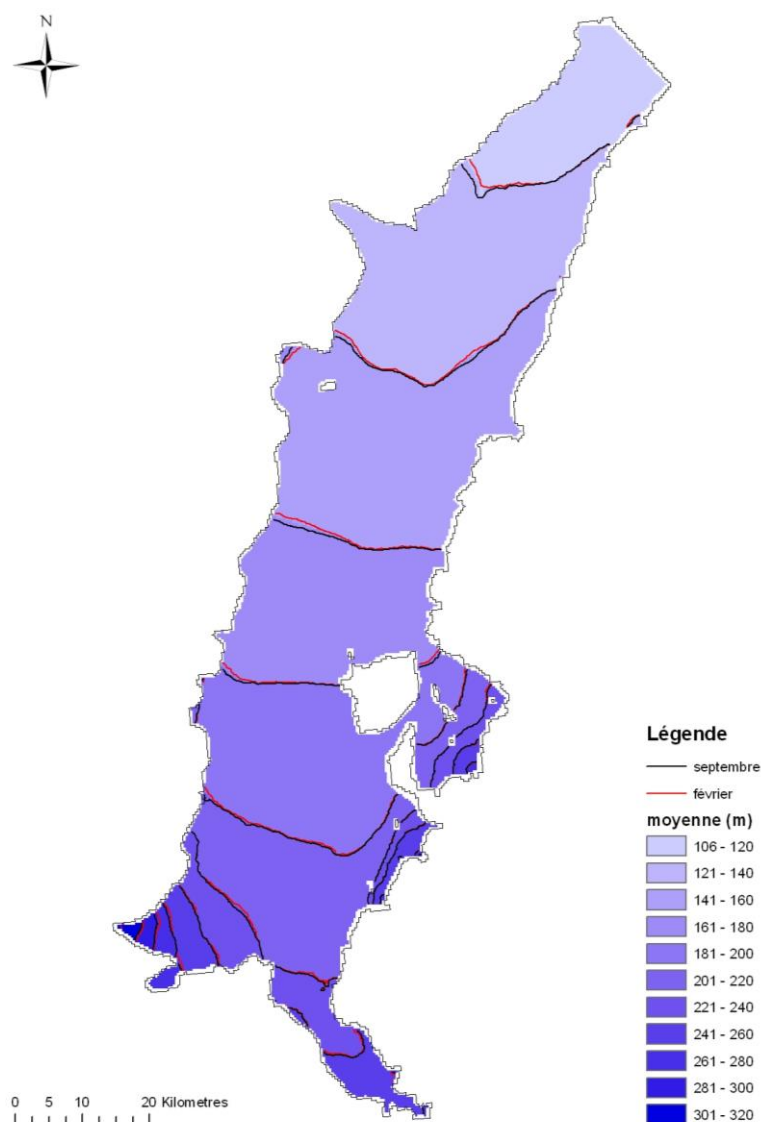


Figure 52. Hauteur piézométrique moyenne

La hauteur moyenne de la nappe est donc de 260 m à Bâle et de 160 m à Lauterbourg. Ce gradient permet un écoulement principal allant du Sud vers le Nord.

De plus, nous pouvons observer que la hauteur de la nappe possède également un gradient entre les bords latéraux de l'aquifère et son centre, avec un gradient plus important du côté Est. Ce phénomène entraîne un écoulement allant du bord de l'aquifère vers son centre.

L'écoulement au sein de l'aquifère du Rhin Supérieur se fait donc des bassins versants aux bords de l'aquifère vers le centre de la nappe, puis suit un axe Sud Nord en son centre.

Comme nous avons pu le voir précédemment, les échanges nappe-rivières ont une importance primordiale dans le fonctionnement de l'aquifère du Rhin Supérieur. C'est pourquoi les variations de hauteur de la nappe phréatique sont étroitement liées aux variations de débits dans les rivières.

La Figure 53 présente la différence de hauteur piézométrique par rapport à la hauteur moyenne de la nappe pour les mois de février et de septembre.

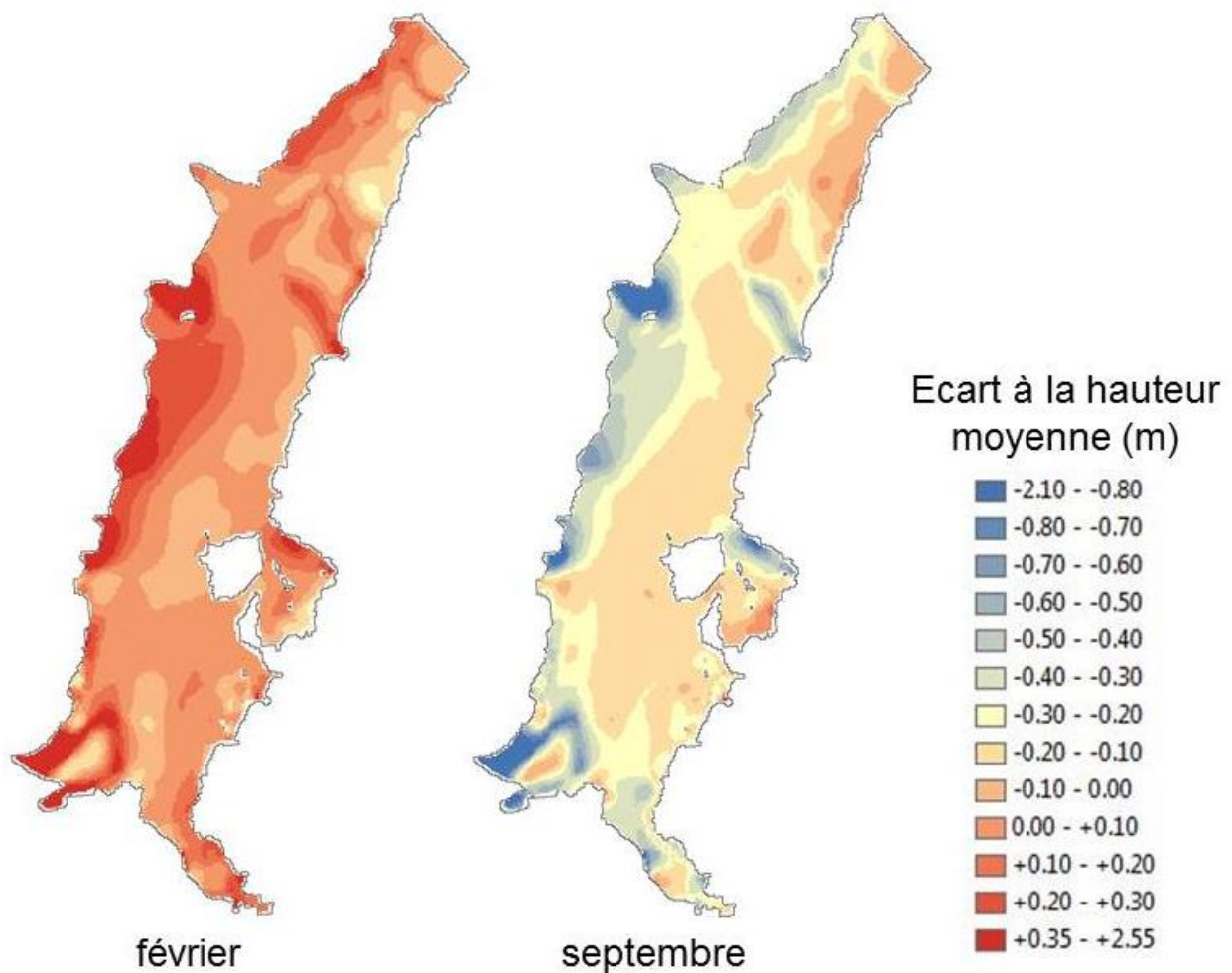


Figure 53. *Écarts à la hauteur moyenne pour les mois de hautes eaux (février) et d'étiage (septembre)*

Nous pouvons observer que les zones de fortes variations du niveau de la nappe correspondent aux bras de rivières pour lesquels les débits de crue et d'étiage sont fortement contrastés.

En effet, la nappe phréatique suit de fortes variations piézométriques au niveau des premiers bras de la Thur, de la Fecht, du Giessen, de la Bruche et du Kinzig principalement. Ces variations peuvent atteindre ponctuellement jusqu'à +2.50 m en février et -2 m en septembre. Cependant, elles avoisinent plus régulièrement les +30 cm en février et -70 cm en septembre au niveau de ces bras de rivières. Ces valeurs extrêmes ne sont pourtant pas représentatives des réelles variations, car les erreurs liées au calage sur la piézométrie sont importantes pour ces points, entre 70 cm et 1.20 m. Nous pouvons donc dire que la nappe phréatique subit des variations piézométriques non négligeables aux bords de l'aquifère ; cependant, les variations réelles ne sont pas aussi importantes que celles présentées. En effet, en nous basant sur les données mesurées utilisées lors de la phase de calage, nous avons pu observer que les variations de hauteurs de nappe étaient comprises entre -53 cm et +65 cm en février pour une moyenne de +2 cm sur l'intégralité du domaine, et entre -87 cm et +69 cm en septembre pour une moyenne de -15 cm sur l'intégralité du domaine.

Concernant le centre de l'aquifère, il peut être séparé en 2 partie : une moitié Est et une moitié Ouest.

La moitié Est encadre le tracé du Rhin. Les variations de la nappe sont entre 0 cm et +20 cm en février, et 0 cm et -20 cm en septembre. Le calage de la piézométrie dans cette zone est plutôt bon avec des erreurs moyennes inférieures à 30 cm. Cependant, les variations de hauteur piézométrique étant inférieures aux erreurs moyennes de calage, ces variations ne peuvent pas être considérées comme significatives. La stabilité du niveau de la nappe dans le temps peut s'y expliquer par la présence du Rhin. En effet, étant modélisé par un débit fixe en amont et très peu variable en aval, il tend donc à maintenir la hauteur piézométrique de la nappe à un niveau constant.

La moitié Ouest, quant à elle, suit globalement le tracé de l'Ill et de ses affluents. Nous pouvons y observer des élévations de la nappe variant entre 10 et 30 cm en février et un abaissement de la nappe entre 20 et 50 cm en septembre. Les erreurs moyennes liées au calage du domaine sont également inférieures à 30 cm. Cependant, les variations sont plus importantes que dans la moitié Est ; nous pouvons donc dire que la nappe phréatique subit une légère élévation en février par rapport au niveau moyen annuel et un abaissement plus important en septembre dans cette moitié Ouest. Ces différences de variations s'expliquent par le régime pluvio-nival des rivières présentes en partie Ouest, qui possèdent, un fort débit en février et un faible débit en septembre, comme nous avons pu le voir dans la partie IV.2, ce qui impacte sur le niveau de la nappe à travers les échanges nappe-rivières.

Chapitre 3 Calculs de l'influence du changement climatique

3.1.	EVOLUTION DES DONNEES METEOROLOGIQUES	143
3.1.1.	Précipitations	143
3.1.1.1	Futur proche	143
	Modèle ARPEGE_A1B	144
	Modèle CCCMA	144
	Modèle GDFL_0	144
	Modèle GDFL_1	144
	Modèle GISS	144
	Modèle MPI	144
	Modèle MRI	145
	Conclusion	145
3.1.1.2	Futur lointain	146
	Modèle ARPEGE_A1B	146
	Modèle ARPEGE_A2	146
	Modèle ARPEGE_B1	147
	Modèles CCCMA et GISS : augmentation des précipitations	148
	Modèles GDFL_0 et GDFL_1 : diminution des précipitations	149
	Modèles MPI et MRI : variation hétérogène	149
3.1.2.	ETP	151
3.1.2.1	Futur proche	151
	Modèle ARPEGE_A1B	151
	Modèles CCCMA et GDFL_0	151
	Modèle GDFL_1	152
	Modèle GISS	152
	Modèles MPI et MRI	152
	Conclusion	152
3.1.2.2	Futur lointain	153
	Modèle ARPEGE_A1B	153
	Modèle ARPEGE_A2	153
	Modèle ARPEGE_B1	154
	Modèle CCCMA	155
	Modèle GDFL_0	155
	Modèle GDFL_1	156
	Modèle GISS	156
	Modèle MPI	156
	Modèle MRI	156
	Conclusion	156
3.1.3.	Bilan mensuel	157
3.1.3.1	Précipitations	157
3.1.3.1.1	Futur proche	157
	Modèle ARPEGE_A1B	157

Autres modèles	157
Conclusion	158
3.1.3.1.2 Futur lointain	158
Modèle ARPEGE_A1B	159
Modèle ARPEGE_A2	159
Modèle ARPEGE_B1	159
Autres modèles	160
Conclusion	160
3.1.3.2 Evapotranspiration Potentielle	161
3.1.3.2.1 Futur proche.....	161
Modèle ARPEGE_A1B	161
Autres modèles	161
3.1.3.2.2 Futur lointain	163
Modèle ARPEGE_A1B	163
Modèle ARPEGE_A2	163
Modèle ARPEGE_B1	163
Autres modèles	164
Conclusion	164
3.1.3.3 Conclusion générale sur les évolutions météorologiques	164
3.2. APPROXIMATIONS EFFECTUEES	165
Données externes au modèle.....	165
Niveau initial de la nappe	165
Débits imposés à l'amont des rivières	165
Débits imposés à l'amont des rivières : cas particulier du Rhin	165
3.3. IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LA NAPPE DU RHIN SUPERIEUR	168
3.3.1. Evolution moyenne de la hauteur piézométrique	168
3.3.1.1 Futur proche	168
Modèle ARPEGE_A1B	169
Modèle MRI.....	169
Modèle CCCMA.....	169
Modèles GDFL_0, GDFL_1, GISS et MPI	170
Conclusion	170
3.3.1.2 Futur lointain	170
3.3.1.2.1 Modèles ARPEGE.....	170
Modèle ARPEGE_A1B	171
Modèle ARPEGE_A2	171
Modèle ARPEGE_B1	172
Conclusion	172
3.3.1.2.2 Autres modèles	172
Modèle GDFL_0 et MRI : augmentation faible, voire diminution.....	173
Modèle GDFL_1 et MPI : augmentation faible à nulle	174
Modèle CCCMA et GISS : augmentation importante à nulle	174
Conclusion	174
3.3.1.3 Comparaison avec les résultats du modèle MODCOU	175
3.3.1.3.1 Futur proche.....	177
3.3.1.3.2 Futur lointain	177
3.3.2. Evolution de la hauteur piézométrique pour les mois de hautes et basses eaux	179
3.3.2.1 Futur proche	179
Modèle ARPEGE_A1B	180
Modèle CCCMA.....	180

Modèles GFDL_0, GFDL_1, GISS et MPI	181
Modèle MRI.....	181
Conclusion	181
3.3.2.2 Futur lointain	183
3.3.2.2.1 Modèles ARPEGE	183
Modèle ARPEGE_A1B	184
Modèle ARPEGE_A2	184
Modèle ARPEGE_B1	184
3.3.2.2.2 Autres modèles	185
Modèles CCCMA et GISS.....	186
Modèles GFDL_0 et MRI.....	187
Modèles GFDL_1 et MPI	187
Conclusion	187
3.3.2.3 Estimation de l'incertitude des prévisions.....	189
3.3.3. Evolution du débit dans les rivières	193
3.3.3.1 Futur proche	193
3.3.3.1.1 L'Ill à Strasbourg et la Kinzig	193
Modèle ARPEGE_A1B	194
Les 6 autres modèles.....	195
3.3.3.1.2 Le Rhin à l'exutoire du domaine	196
3.3.3.1.3 Conclusions futur proche.....	197
Rivières, hormis le Rhin	197
Le Rhin	197
3.3.3.2 Futur lointain	198
3.3.3.2.1 L'Ill à Strasbourg et la Kinzig	198
Modèle ARPEGE_A1B	199
Modèle ARPEGE_A2	199
Modèle ARPEGE_B1	199
Les 6 autres modèles.....	199
3.3.3.2.2 Le Rhin à l'exutoire du domaine	200
3.3.3.2.3 Conclusions futur lointain	201
Rivières, hormis le Rhin	201
Le Rhin	202

Ce chapitre présente l'évaluation de l'effet du changement climatique sur l'aquifère du Rhin Supérieur, calculés à partir des scénarios présentés dans le chapitre 2. L'étude des effets du changement climatique suivant les différents scénarios s'effectuera selon les étapes suivantes :

- Etude des changements climatiques en eux-mêmes à travers l'évolution des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle (ETP),
- Etude des approximations effectuées sur les données fixes du modèle, soit les pompages, les surfaces imperméabilisées et le débit à l'entrée des rivières,
- Etude de l'évolution de la hauteur piézométrique de la nappe, puis des débits, à travers les changements des débits d'étiage et des débits de pointe.

Les effets du changement climatique sont calculés pour 2 horizons :

- un futur proche, entre août 2046 et juillet 2065,
- un futur lointain, entre août 2081 et juillet 2098.

Les résultats présentés correspondent à l'évolution par rapport à une période de temps présent allant d'août 1961 à juillet 2000. Ces résultats représentent les données obtenues par les 150 jeux de paramètres présentés précédemment. Ces 150 calculs nous ont permis d'échantillonner l'ensemble des évolutions possibles et d'en faire ressortir une tendance générale qui est présentée dans ce chapitre. De plus, étant donné que nous travaillons au pas de temps mensuel avec une erreur globale de l'ordre de 40 cm sur la piézométrie, nous ne pouvions pas prétendre apporter des réponses quantitatives précises à la question des évolutions liées au changement climatique ; nous avons donc décidé de travailler sur des tendances sans chiffrer précisément les évolutions possibles en termes de hauteur piézométrique et de débit dans les rivières.

Pour rappel, nous avons à notre disposition 9 forçages climatiques basés sur les scénarios d'émission de gaz à effet de serre SRES_A1B, SRES_A2 et SRES_B1. Le scénario SRES_A2 est le scénario le plus pessimiste, alors que le scénario SRES_B1 est le plus optimiste. Le scénario SRES_A1B est intermédiaire.

Les forçages climatiques ARPEGE_A1B, CCCMA_CGCM3_1_T63, GFDL_CM2_0, GFDL_CM2_1, GISS_MODEL_E_R, MPI_ECHAM5 et MRI_CGCM2_3_2A sont basés sur le scénario d'émission de gaz à effet de serre SRES_A1B.

Les forçages climatiques ARPEGE_A2 et ARPEGE_B1 sont basés respectivement sur les scénarios SRES_A2 et SRES_B1. Le scénario SRES_A2 est le plus pessimiste des scénarios d'émission de gaz à effet de serre, en prévoyant une multiplication par 4 des émissions de gaz à effet de serre d'ici à 2100, tandis que le scénario SRES_B1 est le plus optimiste des scénarios puisqu'il prévoit une diminution des émissions de gaz à effet de serre d'ici à 2100.

Dans la suite de ce travail, le terme de « scénario » sera utilisé à la place de « forçage climatique ». De plus, pour des raisons de clarté dans la présentation des résultats, les noms des scénarios seront raccourcis conformément au Tableau 2

Noms	complets	et
abréviations des modèles de changement climatique utilisés :		

Scénario d'émission de gaz à effet de serre	MCGOA	Nom utilisé dans ce travail
SRES_A1B	ARPEGE	ARPEGE_A1B
SRES_A2	ARPEGE	ARPEGE_A2
SRES_B1	ARPEGE	ARPEGE_B1
SRES_A1B	CCCMA_CGCM3_1_T63	CCCMA
SRES_A1B	GFDL_CM2_0	GFDL_0
SRES_A1B	GFDL_CM2_1	GFDL_1
SRES_A1B	GISS_MODEL_E_R	GISS
SRES_A1B	MPI_ECHAM5	MPI
SRES_A1B	MRI_CGCM2_3_2A	MRI

Tableau 2 Noms complets et abréviations des modèles de changement climatique utilisés

3.1. EVOLUTION DES DONNEES METEOROLOGIQUES

3.1.1. PRECIPITATIONS

3.1.1.1 Futur proche

La Figure 54 présente l'évolution des précipitations moyennes annuelles, pluie et neige cumulées, entre la période « temps présent » (août 1961 à juillet 2000) et la période « futur proche » (août 2046 à juillet 2065).

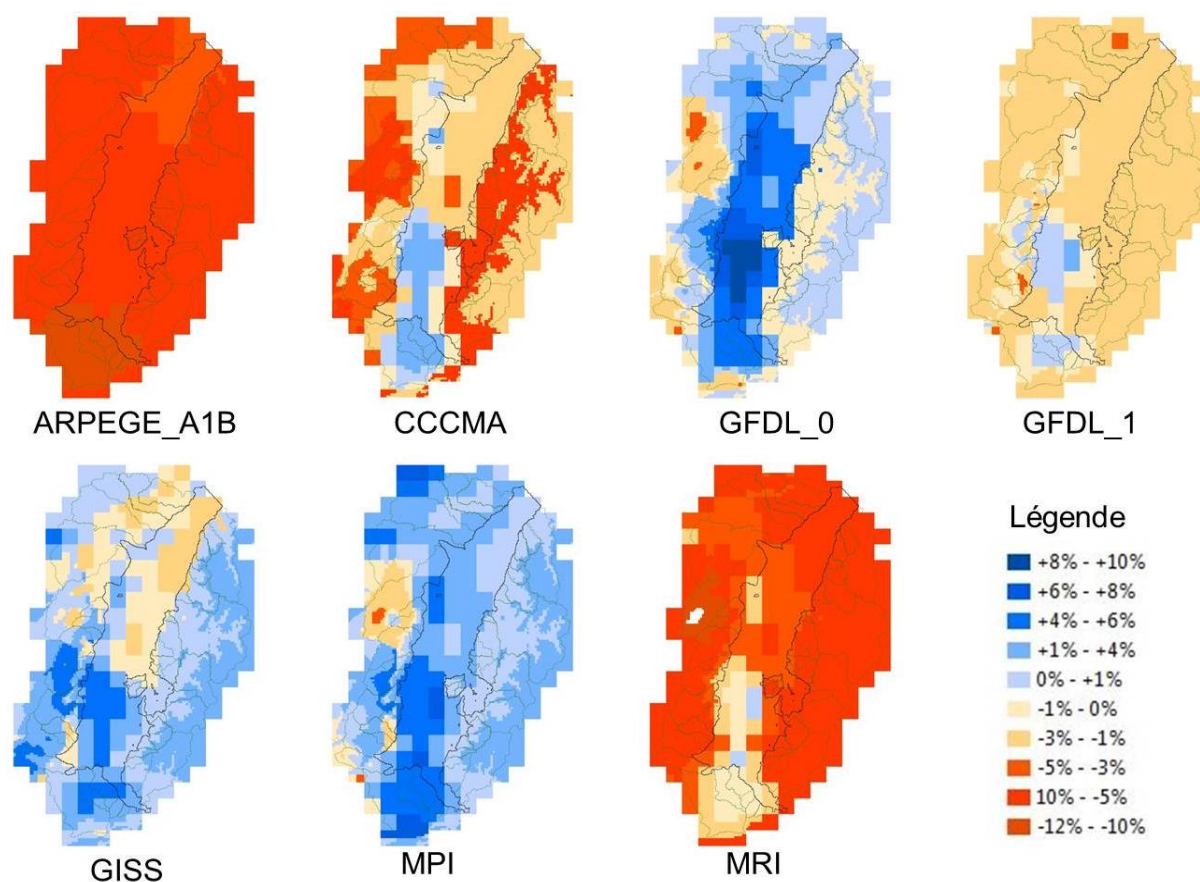


Figure 54. Variation des précipitations moyennes annuelles entre la période « temps présent » et la période « futur proche »

Dans un premier temps, nous pouvons noter que les précipitations moyennes annuelles subissent de faibles variations. L'évolution de précipitations se situe dans une fourchette allant de +10% à -11% pour l'ensemble des modèles.

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B projette une diminution des précipitations assez homogène comprise entre -3% et -11%. Cependant, la majeure partie du domaine subit une diminution entre -5% et -9%.

Les bassins versants situés les plus au Nord, ainsi que les régions de Bâle et de Mulhouse, subissent la diminution la plus importante, pouvant atteindre -11%. Au contraire, la partie Sud de la plaine, entre Strasbourg et Lauterbourg, subit des diminutions moindres, entre -3% et -5%.

Les 6 autres modèles présentent une évolution des précipitations plus hétérogène.

Modèle CCCMA

Le modèle CCCMA projette une diminution des précipitations de -1% à -3% dans la partie Nord de la plaine, alors que les précipitations augmentent jusqu'à +3% dans la partie Sud.

Les bassins versants voient leurs précipitations diminuer globalement, jusqu'à -9% au niveau des sommets français et à l'interface entre la plaine et les bassins versants allemands.

Modèle GDFL_0

Le modèle GDFL_0 projette une augmentation globale des précipitations par rapport au temps présent. Les précipitations au niveau de la plaine n'augmentent quasiment pas au Nord alors qu'elles peuvent atteindre jusqu'à +10% au centre. Au niveau des bassins versants, les précipitations augmentent au Sud alors qu'elles ont tendance à diminuer sur les autres bassins versants. Cette diminution peut atteindre -5% en certains points.

Modèle GDFL_1

Le modèle GDFL_1 projette une faible diminution globale des précipitations par rapport au temps présent. En effet, l'ensemble du domaine subit une baisse des précipitations allant de -1% à -3%, sauf en partie Sud du domaine, où les précipitations peuvent localement présenter une augmentation allant jusqu'à +3%.

Modèle GISS

Le modèle GISS projette une augmentation des précipitations, quasi-nulle au niveau des points les plus hauts des bassins versants français et au pied des bassins versants allemands, et pouvant atteindre +5% en partie Sud du domaine. La partie Nord de la plaine prévoit une faible diminution des précipitations, ne dépassant pas -3%.

Modèle MPI

Le modèle MPI propose une augmentation des précipitations également, mais celle-ci est plus importante que celle prévue par le modèle GISS, puisqu'elle peut atteindre +10% au Sud.

Au niveau des bassins versants, nous pouvons observer une augmentation également, jusqu'à +10% localement. Cependant, les bassins versants de la Bruche et alentours présentent des diminutions de précipitations, allant jusqu'à +5%.

Modèle MRI

Contrairement aux 2 modèles précédents, le modèle MRI prévoit une augmentation des précipitations. Cette augmentation atteint +9% au niveau des bassins versants, alors qu'elle est quasi-nulle au niveau de certaines zones au Sud du domaine d'étude.

Conclusion

Comme nous avons pu le voir, les 7 modèles présentent une grande hétérogénéité quant à l'évolution des précipitations pour le futur proche par rapport au temps présent. Cependant, en considérant le domaine dans son ensemble, seuls les modèles A1B, CCCMA et MRI subissent une réelle diminution des précipitations, de -7,8%, -3,9% et -7,5%. Pour les autres modèles, les variations de précipitations sur l'ensemble du domaine sont comprises entre -1,5% et 1%, ce qui est négligeable.

On constate globalement que les différents modèles prévoient tous une situation plus favorable au Sud du domaine qu'au Nord, avec des diminutions plus faibles, ou des augmentations plus élevées, au Sud qu'au Nord, selon les modèles.

3.1.1.2 Futur lointain

Les Figure 55 et Figure 56 présentent l'évolution des précipitations moyennes annuelles, pluie et neige cumulées, entre la période « temps présent » (août 1961 à juillet 2000) et la période « futur lointain » (août 2081 à juillet 2098).

La Figure 55 présente l'évolution prévue par les modèles calculés par Météo-France, soit ARPEGE_A1B, ARPEGE_A2 et ARPEGE_B2.

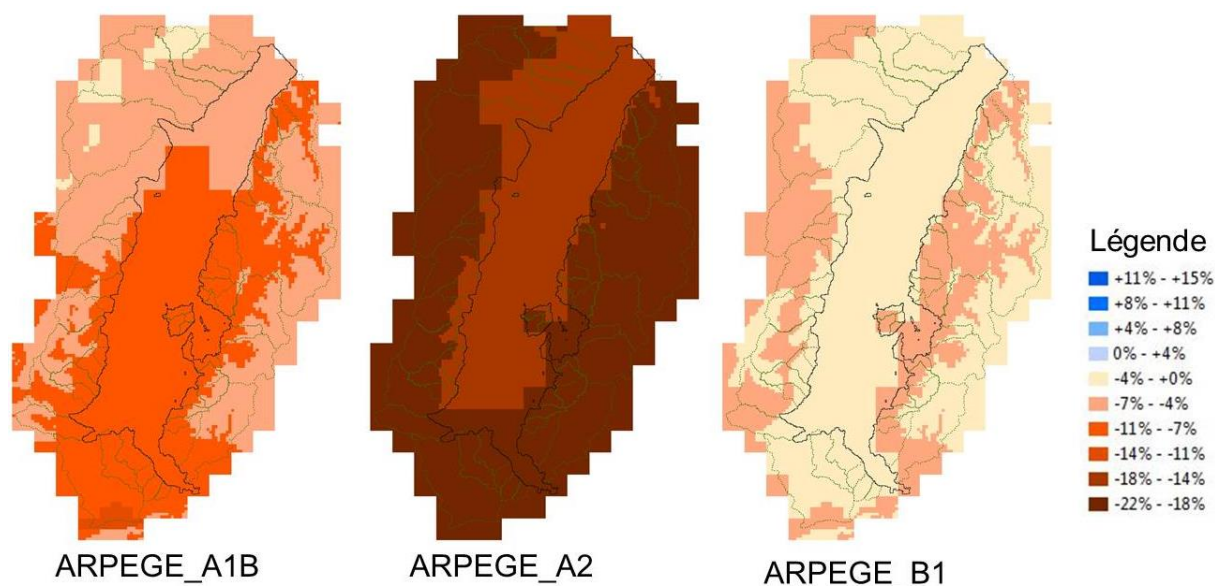


Figure 55. Variation des précipitations moyennes annuelles entre la période « temps présent » et la période « futur lointain » pour les 3 modèles calculés par Météo-France

Rappelons que les données de temps présent n'étant pas disponibles pour les scénarios SRES_A2 et SRES_B1, les évolutions présentées pour ces scénarios ont été calculées par différence avec les données de temps présent pour le scénario SRES_A1B.

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B prévoit une diminution générale des précipitations inversement proportionnelle au gradient altimétrique.

Au sud du domaine, ainsi qu'aux points bas des bassins versants, la diminution varie entre -7% et -10%, tandis qu'au niveau des sommets et au Nord du domaine, cette diminution est plus faible, avec des variations de -3% à -7%.

Modèle ARPEGE_A2

Le modèle ARPEGE_A2 étant le plus pessimiste, il présente la diminution de précipitations la plus importante. Les précipitations diminuent de -14% à -18% au niveau de la plaine, et jusqu'à -22% au niveau des bassins versants.

Modèle ARPEGE_B1

Le modèle ARPEGE_B1 est le plus optimiste : les précipitations y diminuent également, mais de manière moins importante, entre -7% et 0%.

Au niveau de la plaine, les variations sont presque nulles, ainsi qu'au sommet des bassins versants allemands et à l'interface entre la plaine et les bassins versants français. Ces variations peuvent cependant atteindre -7% aux points les plus hauts des bassins versants français et au pied des bassins versants allemands.

La Figure 56 présente la différence de précipitations annuelles moyennes entre la période de futur lointain et la période de temps présent pour les 6 autres modèles.

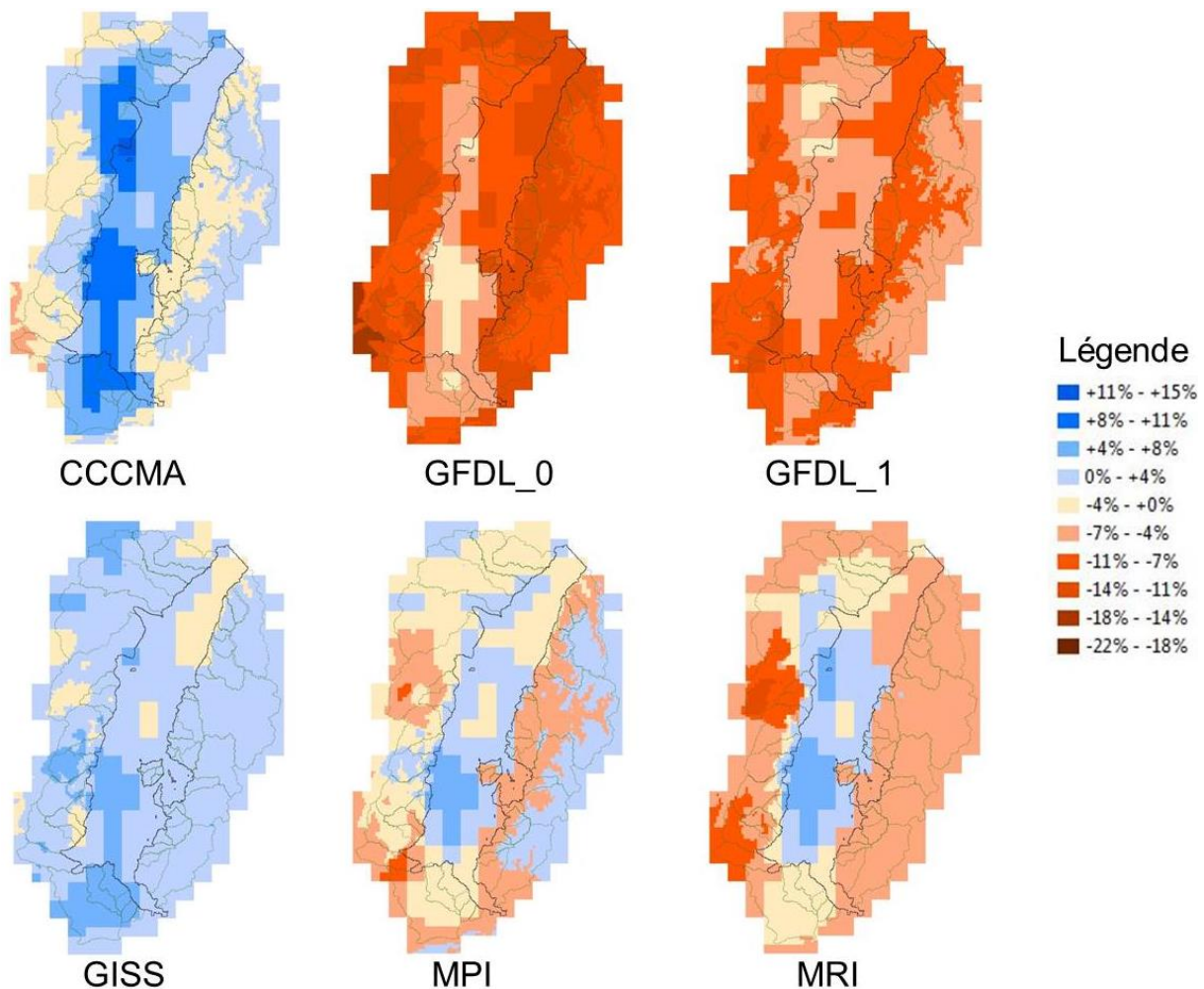


Figure 56. Variation des précipitations moyennes annuelles entre la période « temps présent » et la période « futur lointain » pour les 6 autres modèles

Les modèles peuvent être répartis en 3 groupes :

- Augmentation générale des précipitations (CCCMA et GISS)
- Diminution générale des précipitations (GFDL_0 et GFDL_1)
- Variations hétérogènes sur l'ensemble du domaine (MPI et MRI)

Modèles CCCMA et GISS : augmentation des précipitations

Les modèles CCCMA et GISS présentent tous 2 une augmentation générale des précipitations, avec cependant une augmentation plus élevée pour le modèle CCCMA.

Le modèle GISS présente des variations de précipitations relativement homogènes, variant entre 0% et +7%, avec une augmentation plus importante au Sud du domaine (+7%) qu'au Nord de la plaine (0%).

Le modèle CCCMA prévoit des variations de précipitations plus hétérogènes, avec une augmentation atteignant +15% au Sud de la plaine et au Nord de Strasbourg, une variation nulle au sommet des bassins versants français et au pied des bassins versants allemands, et même, très localement, une diminution jusqu'à -5% aux sommets des bassins de la Thur et de la Doller..

Modèles GDFL_0 et GDFL_1 : diminution des précipitations

Les modèles GDFL_0 et GDFL_1 prévoient une diminution de précipitations, voire une variation nulle, sur l'ensemble du domaine étudié, avec des diminutions plus importantes pour le modèle GDFL_0.

Le modèle GDFL_0 présente des variations de précipitations de 0% à -7% en partie Sud de la plaine et aux pieds du bassin versant de l'Ill et des bassins versant adjacents, tandis que la diminution atteint localement -18% au sommet du bassin versant de la Fecht. La partie Nord de la plaine et les bassins versants présentent des variations allant de 7% à 10% (sommet des bassins versants allemands, Nord de la plaine et pied des bassins versants français) jusqu'à 11% à 15% (sommet des bassins versants français et pied des bassins versants allemands).

Le modèle GDFL_1 présente 2 zonages de variations :

- diminution de 3% à 7% : sommet des bassins versants allemands, centre de la plaine et pied des bassins versants français,
- diminution de 7% à 10% : sommet des bassins versants français, extrémités Nord et Sud de la plaine et pied des bassins versants allemands.

Ce modèle prévoit localement des variations de précipitations nulles aux pieds des bassins versants proches de Strasbourg..

Modèles MPI et MRI : variation hétérogène

Ces 2 modèles prévoient des variations positives ou négatives de précipitations selon les secteurs observés. On remarquera cependant des variations plus extrêmes pour le modèle MRI, avec toutefois un zonage comparable quant à l'orientation de ces variations :

- augmentation maximale en partie Sud de la plaine,
- diminution maximale au sommet des bassins versants français en partie Sud du domaine étudié,
- variation faible à nulle aux extrémités Nord et Sud de la plaine, ainsi qu'au pied des bassins versants situés en partie Nord du domaine.

Le modèle MRI prévoit une diminution des précipitations d'autant plus important qu'on s'éloigne du centre de la plaine, avec des variations allant de +7% au centre de la plaine à -7% au sommet des bassins versants. Localement, la diminution de précipitations atteint -15% au niveau des bassins versants français de la Doller et de la Thur au Sud et de la Fecht plus au Nord.

Le modèle MPI présente un zonage similaire :

- une zone d'augmentation des précipitations jusqu'à +7% au centre de la plaine, moins étendue puisque localisée au Sud de la plaine,

- deux zones de diminution maximale des précipitations au niveau des bassins versants français de la Fecht et de la Doller, bien que celles-ci soient moins importantes puisqu'elles ne dépassent pas -10%.

Ce modèle présente toutefois des différences, puisqu'il prévoit une augmentation des précipitations au sommet des bassins versants allemands jusqu'à +3%, et des variations nulles au niveau des bassins versants français.

3.1.2. ETP

3.1.2.1 Futur proche

La Figure 57 présente la différence d'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne entre la période de temps présent et la période de futur proche.

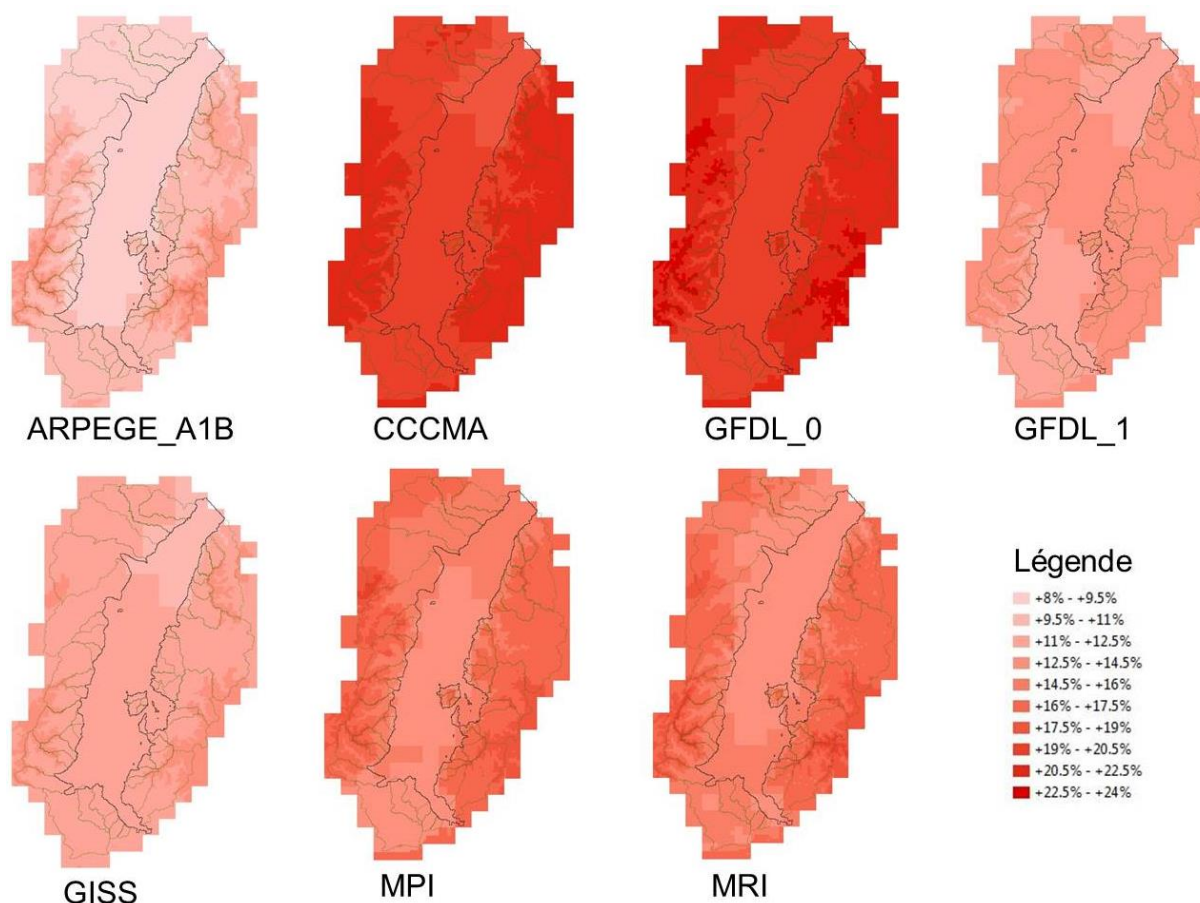


Figure 57. Variation de l'évapotranspiration potentielle entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche »

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B est le modèle pour lequel l'ETP varie le moins. Au niveau de la plaine, l'augmentation n'excède pas les +10%, alors qu'elle atteint +16% ponctuellement au niveau des points les plus hauts des bassins versants.

Modèles CCCMA et GFDL_0

Les modèles CCCMA et GFDL_0 présentent les augmentations les plus importantes. Dans les 2 cas, nous pouvons observer une augmentation de l'ETP de +19% à +20% au niveau de la plaine. Cependant le modèle GFDL_0 prévoit une augmentation légèrement moins importante

(+17%) pour la partie Nord de la plaine que sur le reste de la plaine. Au niveau des bassins versants, l'augmentation est comprise entre +20% et +22% pour les 2 modèles. Nous pouvons tout de même noter que, ponctuellement, cette augmentation peut atteindre +24% pour le modèle GFDL_0.

Modèle GFDL_1

Le modèle GFDL_1 présente les variations les plus uniformes concernant l'ETP. L'augmentation de l'ETP varie entre +11% et +12% pour la partie centrale de la plaine et les bassins versants, sauf ceux le plus au Sud. Sur le reste du domaine, l'augmentation varie entre +13% et +14,5%.

Modèle GISS

Le modèle GISS présente également une augmentation relativement homogène. Dans la partie Nord de la plaine, les variations sont comprises entre +9% et +11%. Au niveau des sommets elles sont comprises entre +13% et +15%. Enfin, sur le reste du domaine, l'augmentation de l'ETP varie entre +11% et +13%.

Modèles MPI et MRI

Les modèles MPI et MRI présentent les plus forts contrastes entre les zones de basses altitudes et les sommets. En effet, pour les 2 modèles, l'augmentation au niveau de la plaine varie entre +13% et +15%. Au niveau des bassins versants, les 2 modèles prévoient une augmentation pouvant atteindre +16% dans le fond des vallées, tandis qu'au niveau des sommets, le modèle MPI prévoit une augmentation maximale de +22%, alors qu'elle n'est que de +20% pour le modèle MRI.

Conclusion

Contrairement aux précipitations, la répartition des variations d'évapotranspiration potentielle est similaire pour tous les modèles. Pour chacun des modèles, nous pouvons observer que l'ETP est en augmentation par rapport au temps présent. De plus, un gradient suivant l'altitude semble ressortir. En effet, l'augmentation de l'ETP est, pour chaque modèle, plus importante au niveau des bassins versants qu'au niveau de la plaine. Alors que l'évolution de l'ETP est homogène au sein de la plaine, nous pouvons noter un gradient interne aux bassins versants, l'augmentation de l'ETP est plus importante au niveau des sommets par rapport aux vallées. La variation de l'ETP entre le temps présent et le futur proche est donc globalement proportionnelle à l'altitude.

3.1.2.2 Futur lointain

Les Figure 58 et Figure 59 présentent la différence d'évapotranspiration potentielle entre la période futur lointain (août 2081 à juillet 2098) et la période temps présent (août 1961 à juillet 2000).

La Figure 58 présente l'évolution de l'évapotranspiration potentielle calculée pour les 3 modèles ARPEGE.

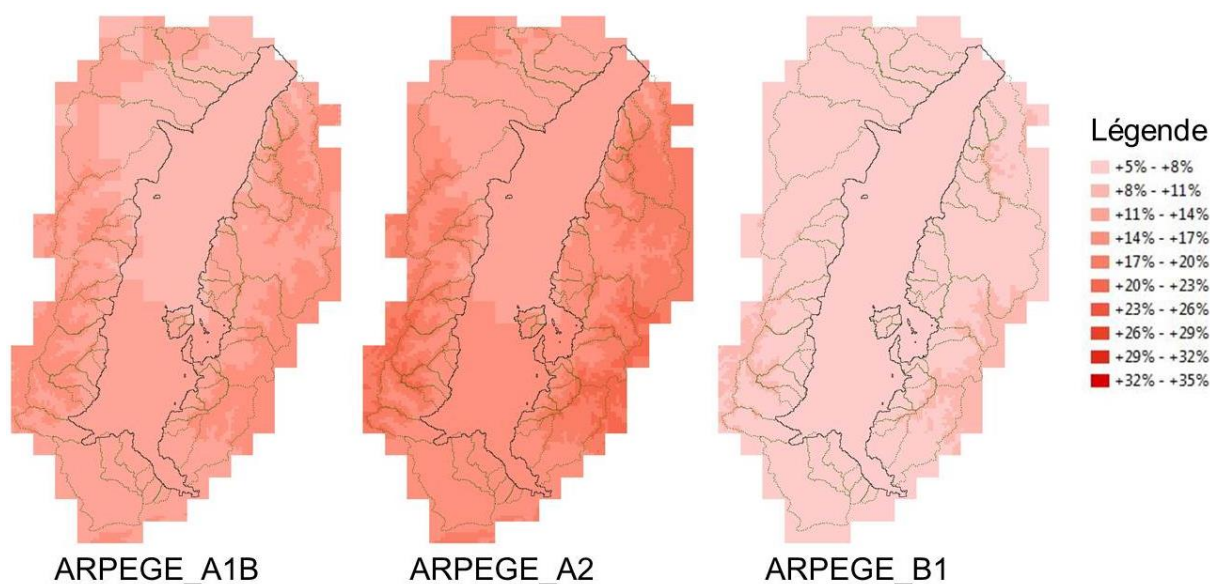


Figure 58. Variation de l'évapotranspiration potentielle entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour les 3 modèles calculés par Météo-France

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B prévoit une augmentation de l'évapotranspiration potentielle entre +8% et +11% dans la partie Nord de la plaine. Dans les zones montagneuses, cette augmentation peut atteindre +17%, alors qu'elle se maintient entre +14% et +17% sur le reste du domaine.

Modèle ARPEGE_A2

Le modèle ARPEGE_A2 est le modèle le plus pessimiste des modèles développés par Météo-France, c'est pourquoi nous pouvons observer la plus forte augmentation des 3 modèles, atteignant jusqu'à +23% au niveau des zones montagneuses. La partie Nord de la plaine est encore la zone subissant la plus faible variation, entre +11% et +14%. La partie Sud de la plaine ainsi que les vallées des bassins versants subissent donc une variation intermédiaire, entre +14% et +20%.

Modèle ARPEGE_B1

Le modèle ARPEGE_B1 est le plus optimiste des 3 modèles ARPEGE, les variations d'ETP y sont donc les plus faibles. En effet, la variation maximale est de +11%, elle est atteinte dans les zones montagneuses les plus élevées. Le reste du domaine d'étude subit une augmentation de l'ETP entre +5% et +8%.

La Figure 59 présente l'évolution de l'ETP pour les 6 autres modèles.

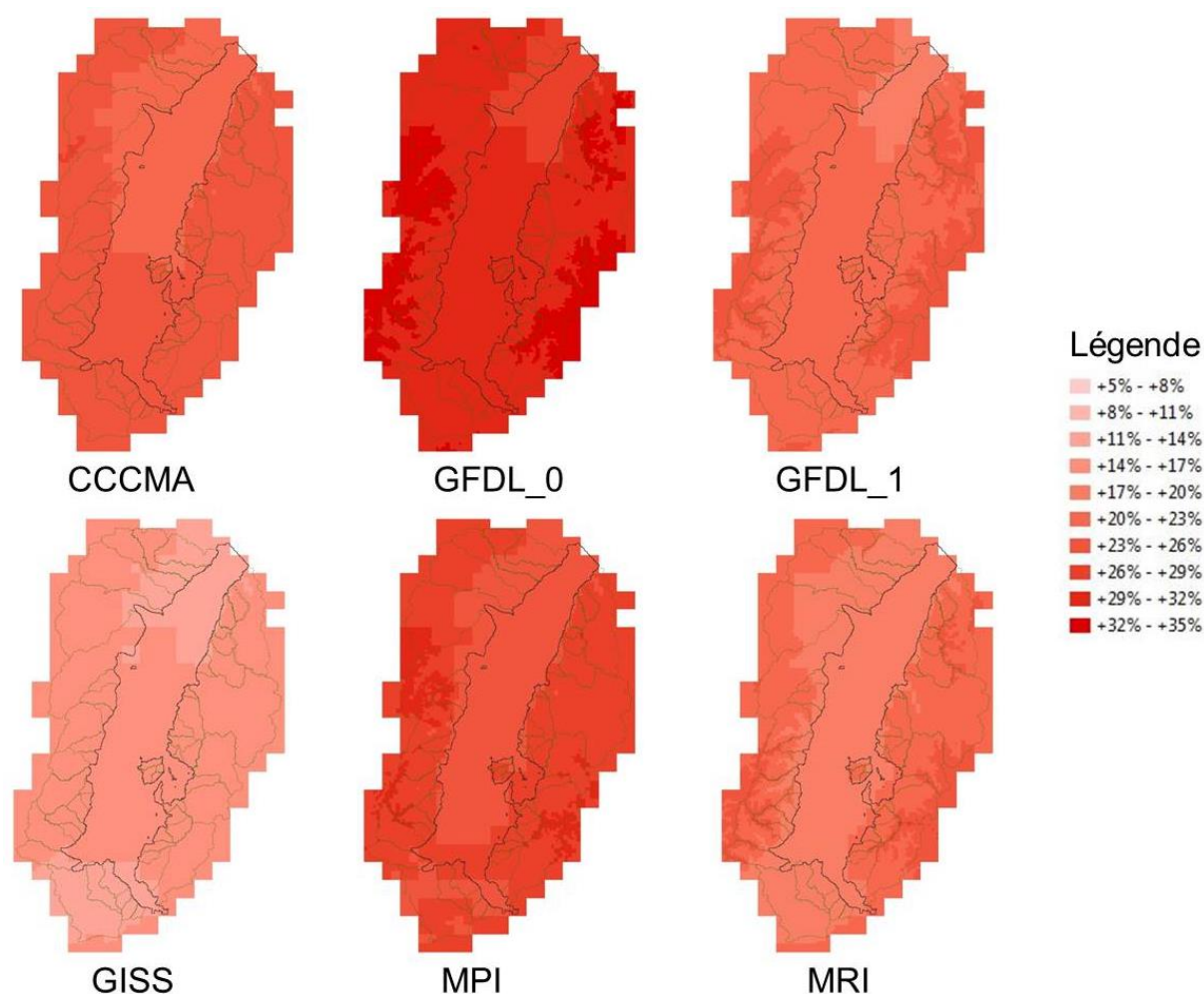


Figure 59. *Variation de l'évapotranspiration potentielle entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour les 6 autres modèles*

Comme pour la période de futur proche, les modèles CCCMA et GFDL_0 présentent les plus fortes augmentations de l'évapotranspiration potentielle.

Modèle CCCMA

Le modèle CCCMA prévoit une augmentation de l'ETP entre +23% et +26% sur l'ensemble du domaine, sauf sur la partie Nord de la plaine, où l'augmentation ne dépasse pas +23%. Enfin, ponctuellement, cette augmentation peut dépasser les +27%, notamment au niveau de bassin versant de la Zorn.

Modèle GFDL_0

Comme pour la période de futur proche, le modèle GFDL_0 est plus contrasté et possède des valeurs extrêmes plus importantes. En effet, la majeure partie du domaine suit une augmentation entre +29% et +30%, alors que la partie Nord de la plaine subit une

augmentation entre +26% et +29%. Enfin, les zones montagneuses subissent l'augmentation la plus importante, pouvant atteindre +35%.

Modèle GDFL_1

Comme pour les 2 modèles précédents, le modèle GFDL_1 prévoit une augmentation moins importante au Nord de la plaine, entre +17% et +20%, que pour le reste du domaine, entre +20 % et +13%. Au niveau des zones montagneuses, l'ETP subit une augmentation maximale, pouvant atteindre +26%.

Modèle GISS

Le modèle GISS est le modèle le plus optimiste des 6 modèles présentés dans ce paragraphe. L'augmentation se situe entre +14% et +17% sur l'ensemble du domaine, sauf aux extrêmes Nord et Sud du domaine où elle varie entre +11% et +14%.

Modèle MPI

Le modèle MPI prévoit une augmentation minimum de +23% sur l'ensemble du domaine. Au niveau de la plaine, elle atteint +26%, alors qu'elle peut atteindre +32% dans les zones montagneuses.

Modèle MRI

Le modèle MRI prévoit une augmentation entre +17% et +20% au niveau de la plaine et des bassins versants les plus au Sud. Nous retrouvons un gradient lié à l'altitude car les bassins versants subissent une augmentation entre +20% et +23% au niveau des points les plus bas, alors qu'elle atteint +26% au niveau des sommets.

Conclusion

Les variations d'ETP pour la période de futur lointain sont donc également proportionnelles à l'altitude, avec un zonage commun aux 9 modèles :

- variation maximale aux sommets des bassins versants,
- variation minimale en plaine,
- le cas échéant, variation plus faible au Nord de la plaine qu'au Sud.

3.1.3. BILAN MENSUEL

3.1.3.1 Précipitations

3.1.3.1.1 Futur proche

La Figure 60 présente les variations saisonnières moyennes des précipitations sur l'ensemble du domaine entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche ».

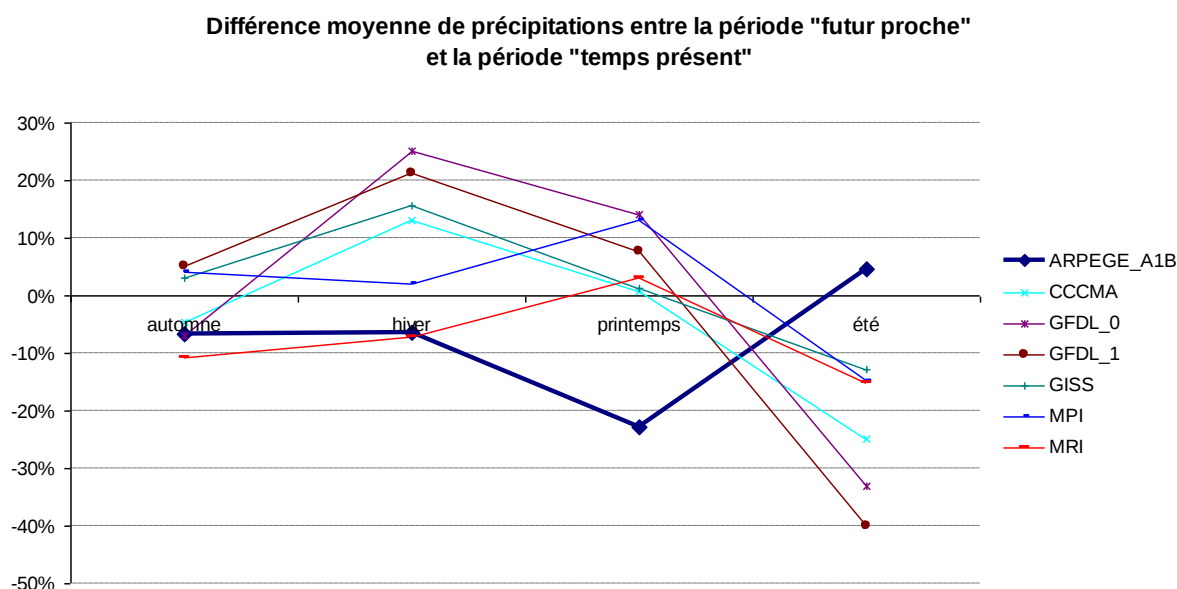


Figure 60. Différence moyenne de précipitations entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche »

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B prévoit donc en moyenne une diminution des précipitations de -6% en automne et en hiver. Nous pouvons observer que la diminution est maximale durant le printemps, où elle atteint -22%. Cependant, en été, alors que les précipitations sont minimales, elles ont tendance à augmenter de +5% entre la période de temps présent et la période de futur proche.

Autres modèles

En automne, les 6 autres modèles présentent des évolutions hétérogènes. En effet, alors que 3 des modèles (GFDL_1, GISS et MPI) prévoient une augmentation des précipitations de +4%, les 3 autres (CCCMA, GFDL_0 et MRI) prévoient une diminution pouvant atteindre -10%.

Les prévisions pour l'hiver sont plus homogènes, avec une augmentation entre +2% pour le modèle MPI, et +25% pour le modèle GFDL_0. Cependant, le modèle MRI présente toujours

une dynamique similaire au modèle ARPEGE_A1B, avec une diminution des précipitations de -7% par rapport au temps présent.

Pour la période printanière, l'ensemble des modèles prévoit une augmentation des précipitations. Cette dernière est quasi-nulle pour les modèles GISS et CCCMA, alors qu'elle atteint +13% pour le modèle MPI.

Enfin, la période estivale présente une évolution contraire à celle prévue par le modèle ARPEGE_A1B ; les 6 modèles prévoient une diminution des précipitations, allant de -12% pour le modèle GISS à -40% pour le modèle GDFL_1.

Conclusion

Pour le futur proche, nous avons donc des profils différents entre le modèle ARPEGE_A1B et les 6 autres. Le modèle ARPEGE_A1B prévoit une diminution globale des précipitations durant l'année, sauf en période sèche, où les précipitations augmentent légèrement par rapport au temps présent. Nous pouvons donc nous attendre à une atténuation de la différence de niveau de la plaine et des débits dans les rivières entre la période de hautes eaux et la période d'étiage.

Au contraire, les 6 autres modèles prévoient une accentuation des différences entre période sèche et période de pluie. En effet, alors que les précipitations augmentent durant les $\frac{3}{4}$ de l'année, avec un pic au printemps, elles diminuent durant l'été, suggérant une accentuation de la différence entre les 2 états extrêmes que peuvent atteindre le niveau de la plaine et les débits dans les rivières.

De plus, nous avons pu constater que les données météorologiques fournies par Météo-France (ARPEGE_A1B, ARPEGE_A2 et ARPEGE_B1) présentaient des évolutions différentes des autres modèles.

3.1.3.1.2 Futur lointain

La Figure 61 présente l'évolution temporelle de la différence de précipitations entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain ».

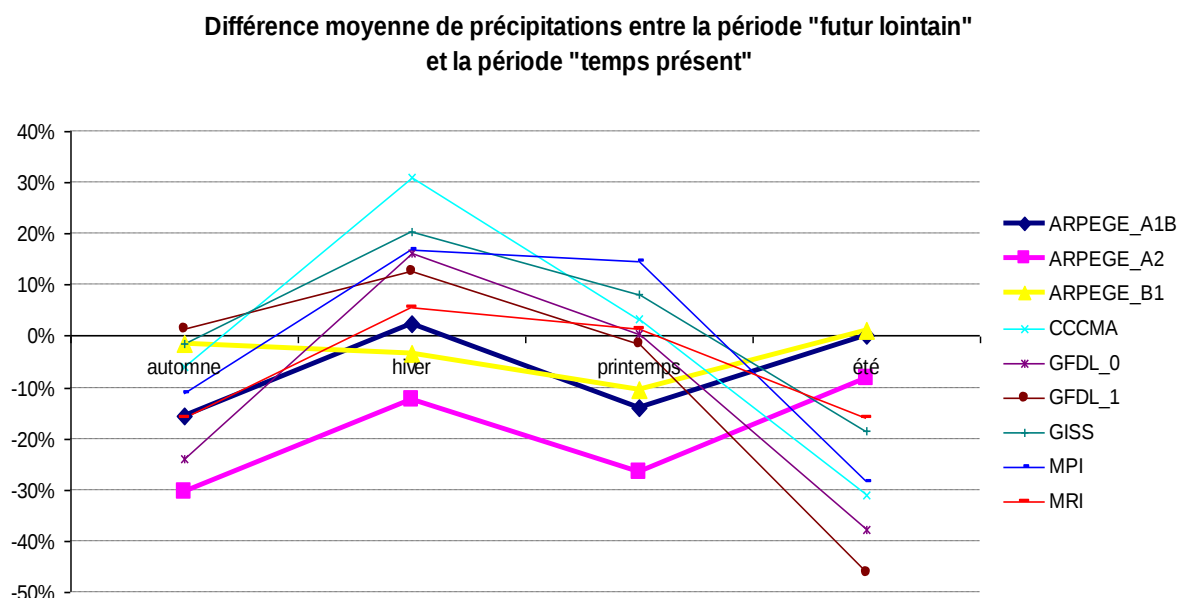


Figure 61. Différence moyenne de précipitations entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain »

Modèle ARPEGE_A1B

Alors qu'il prévoyait une diminution en hiver également pour la période de « futur proche », le modèle ARPEGE_A1B ne prévoit, pour la période de « futur lointain », une diminution des précipitations seulement en automne et au printemps, avec des variations de -16% et -14% respectivement. Les précipitations estivales et hivernales ne varient quasiment pas entre le « temps présent » et le « futur lointain » selon ce modèle.

Modèle ARPEGE_A2

Le modèle ARPEGE_A2, le plus pessimiste des modèles ARPEGE, suit la même dynamique que le modèle ARPEGE_A1B, soit de fortes diminutions en automne et au printemps (-30% et -26% respectivement) et des variations moins importantes pour les périodes hivernale et estivale (-12% et -8% respectivement). Remarquons que la courbe de variation saisonnière des précipitations du modèle ARPEGE_A2 est quasiment la même que celle du modèle ARPEGE_A1B décalée de -10% à -15%.

Modèle ARPEGE_B1

Le modèle ARPEGE_B1 est le plus optimiste des modèles ARPEGE, l'impact du changement climatique y est donc beaucoup moins important. Nous pouvons noter que les précipitations ont tout de même tendance à diminuer ; cependant, la diminution maximale n'est que de -10% au printemps. Les diminutions liées à l'automne et à l'hiver restent faibles, avec des variations n'excédant pas -3%, alors que pour la période estivale, les précipitations augmentent très légèrement (+1%).

Autres modèles

Les 6 autres modèles suivent la même dynamique qu'ils suivaient pour le futur proche, avec cependant un contraste plus accentué entre la période hivernale et la période estivale.

En effet, durant la période hivernale, l'ensemble des 6 modèles prévoit une augmentation des précipitations, entre +5% et +31% (modèles MRI et CCCMA respectivement).

Au contraire, pour la période estivale, les 6 modèles prévoient une diminution des précipitations entre -15% (modèle MRI) et -46% (modèle GDFL_1).

Durant l'automne, les précipitations diminuent pour 5 des modèles, entre -1,5% et -24% (modèles GISS et GDFL_0 respectivement), tandis que le modèle GDFL_1 prévoit une très faible augmentation de +1,5%.

Pour la période printanière, nous retrouvons le phénomène inverse, c'est-à-dire que le modèle GDFL_1 prévoit une très faible diminution des précipitations de -1,5%, tandis que les 5 autres modèles prévoient une augmentation de +0,3% à +14% pour les modèles GDFL_0 et MPI respectivement.

Conclusion

Les modèles ARPEGE présentent une diminution globale des précipitations sur l'année. Cependant, cette diminution est plus importante en automne et au printemps, elle risque donc d'impacter fortement sur le temps de transition entre la période de hautes eaux et la période de basses eaux. En hiver et en été, la diminution des précipitations, plus faible, risque d'entraîner des débits d'étiage plus faibles en été et un couvert neigeux moins important en hiver.

Les 6 autres modèles s'accordent à prévoir une augmentation des précipitations en hiver et au printemps. Ceci va donc entraîner un couvert neigeux plus important en hiver et un débit de pointe plus important dans les rivières au printemps. Au contraire, ils prévoient une forte diminution des précipitations en été et une diminution moins importante en automne. Cette diminution risque donc d'impacter sur le niveau de la plaine en provoquant un abaissement par rapport au temps présent, ainsi que sur les débits d'étiage en les réduisant par rapport au temps présent.

3.1.3.2 Evapotranspiration Potentielle

3.1.3.2.1 Futur proche

La Figure 62 présente l'évolution saisonnière de l'évapotranspiration potentielle entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche ».

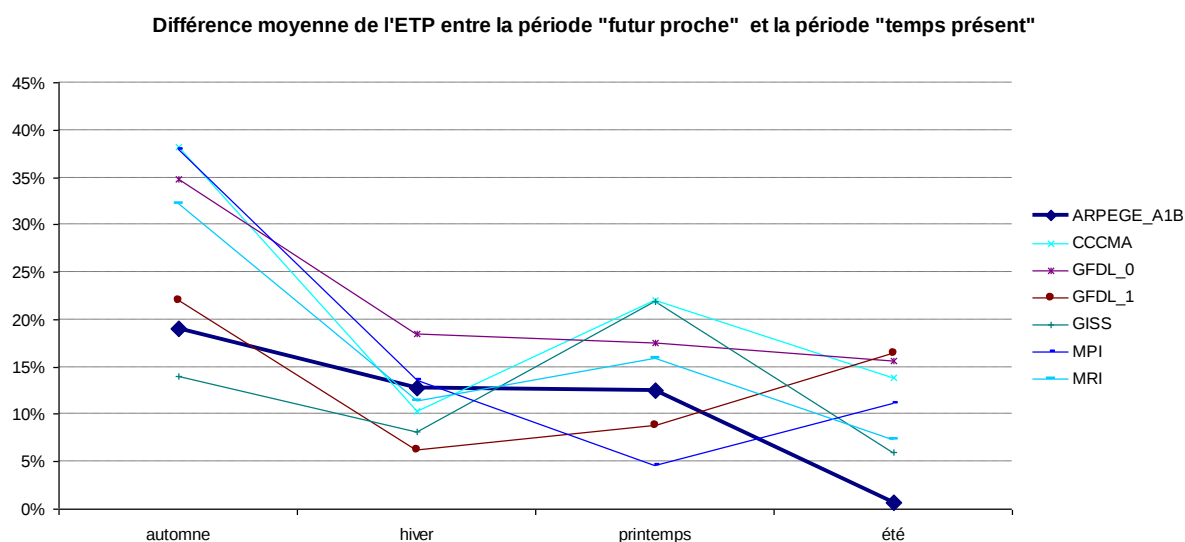


Figure 62. Différence moyenne de l'ETP entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche »

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B prévoit une augmentation maximale de l'ETP en automne (+19%). L'augmentation est constante entre l'hiver et le printemps (respectivement +12,8% et +12,4%), puis atteint son minimum en été, période durant laquelle l'ETP est quasi-identique au temps présent (+0,6%).

Autres modèles

Les 6 autres modèles proposent une évolution globalement similaire. Le maximum est atteint en automne, avec une augmentation variant entre +14% (modèle GISS) et +38% (modèle MPI).

En hiver, l'augmentation est moins importante pour tous les modèles (entre +6% pour le modèle GFDL_1 et +18% pour le modèle GFDL_0).

Les modèles CCCMA, GISS et MPI proposent une augmentation plus importante au printemps, de +16% pour le modèle MPI à +22% pour les modèles CCCMA et GISS. Cette augmentation est moins importante en été, entre +6% et +14%.

Le modèle GDFL_0 propose une augmentation de l'ETP de moins en moins élevée entre l'hiver et l'été, avec des valeurs passant de +18% en hiver à +17% au printemps, puis +16% en été.

Au contraire, pour le modèle GDFL_1, l'augmentation est de plus en plus importante entre l'hiver et l'été, puisqu'elle passe de +6% en hiver à +16% en été.

Enfin, le modèle MPI est le seul modèle proposant une augmentation moins importante au printemps (+4,5%) qu'en hiver (+13,5%) et en été (+11%).

3.1.3.2.2 Futur lointain

La Figure 63 présente l'évolution saisonnière de l'évapotranspiration potentielle entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain ».

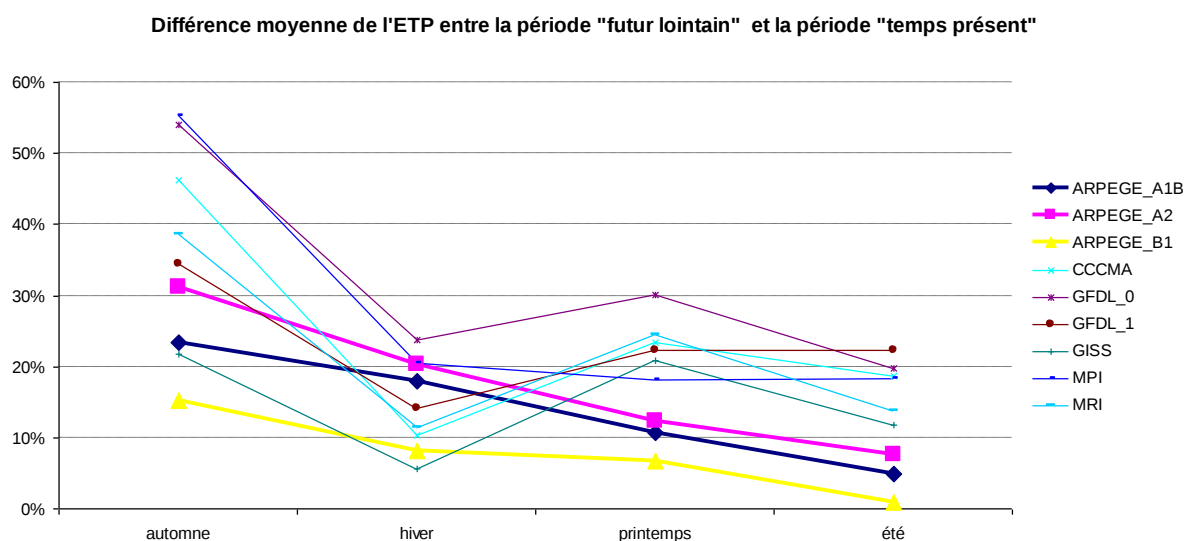


Figure 63. Différence moyenne de l'ETP entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain »

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B propose une augmentation maximale de l'ETP en automne, avec une augmentation de +23% par rapport au temps présent. Cette augmentation décroît régulièrement dans le temps pour atteindre +5% en été.

Modèle ARPEGE_A2

Le modèle ARPEGE_A2 propose une augmentation de l'ETP également, qui suit la même dynamique que le modèle ARPEGE_A1B, avec des valeurs plus élevées de 8% à 2%. Nous avons donc une augmentation maximale de +31% en automne et une augmentation minimale de +7% en été.

Modèle ARPEGE_B1

Enfin, le modèle ARPEGE_B1 suit également la même évolution ; cependant, celui-ci étant le plus optimiste des modèles ARPEGE, il présente des augmentations plus faibles que les 2 modèles précédents, avec une augmentation maximale en automne de +15% seulement, diminuant progressivement jusqu'en été où l'augmentation d'ETP est quasi-nulle (+1%).

Autres modèles

Comme nous l'avons vu précédemment, les 6 autres modèles présentent également une augmentation globale de l'ETP sur l'année.

Si cette augmentation diminue également entre l'automne et l'hiver (entre +21% et +55% en automne, et entre +5% et +24% en hiver), cette diminution n'est pas régulière, puisque l'augmentation d'ETP est plus importante au printemps qu'en hiver (entre +18% et +30% au printemps). En été, nous retrouvons une augmentation moins importante qu'au printemps, mais globalement plus importante qu'en hiver (entre +11% et +22% en été).

Conclusion

Globalement, nous avons donc pu voir que l'ETP augmentait de manière plus importante durant la période la plus froide (automne et hiver). Or, l'ETP est étroitement liée à la température, ce qui signifie que les changements climatiques risquent d'avoir un impact non négligeable sur le couvert neigeux. Durant la période estivale, l'ETP est également en augmentation sur l'ensemble du domaine par rapport au temps présent. Cette augmentation va donc impacter les débits d'étiage des rivières ainsi que le niveau de la plaine en période sèche. Nous pouvons donc nous attendre à voir des débits d'étiage plus faibles et un niveau de la plaine plus bas par rapport au temps présent. De plus, nous pouvons noter que cet impact risque d'être plus important pour la période de futur lointain que pour la période de futur proche.

3.1.3.3 Conclusion générale sur les évolutions météorologiques

Comme nous avons pu le voir précédemment pour les 2 horizons futurs, les précipitations augmentent ou diminuent peu par rapport au temps présent durant la période hivernale. De plus, la température augmente, ce qui réduit le stockage de la neige et favorise la fonte. Ces 2 facteurs combinés suggèrent que les débits de pointe, atteints en février dans le temps présent, risquent d'être plus importants dans le futur (futur proche et futur lointain).

De plus, durant la période estivale, les précipitations diminuent globalement alors que l'ETP augmente, ce qui suggère que les débits d'étiage seront plus faibles et que le niveau de la plaine risque d'être plus bas dans le futur durant cette période.

La diminution des précipitations et l'augmentation de l'ETP étant plus importantes pour le futur lointain que pour le futur proche, nous pouvons donc nous attendre à ce que l'impact sur les débits dans les rivières et sur le niveau de la plaine soit plus important pour le futur lointain que pour le futur proche.

3.2. APPROXIMATIONS EFFECTUEES

Certaines données ne pouvant être estimées pour le futur, nous avons dû effectuer quelques hypothèses.

Données externes au modèle

Dans un premier temps, n'ayant pas de données concernant leur évolution possible, nous n'avons considéré que les surfaces imperméabilisées, ainsi que les modes de culture agricole, ne seraient pas modifiés de façon significative.

Nous avons également considéré que les pompages dans la nappe seraient inchangés.

Niveau initial de la nappe

Les niveaux imposés au Sud et au Nord du modèle sont inchangés par rapport au calage car il est difficile de prévoir leur évolution dans le futur.

Le niveau initial de la nappe étant difficile à évaluer pour les horizons futurs, nous avons ajouté une période d'initialisation du système. Nous avons donc ajouté une période de 5 ans avant chaque période étudiée ; pour cela, nous avons répété les 5 premières années du forçage climatique avant la période de calcul. La même manipulation a été effectuée pour les débits imposés aux premiers nœuds des rivières.

Cette méthode a été appliquée aux modèles ARPEGE_A2 et ARPEGE_B1, ainsi qu'aux 6 autres modèles étudiés.

Les données climatiques disponibles pour le modèle ARPEGE_A1B couvraient la période août 1950 à juillet 2099. Ceci nous a permis de calculer les effets du changement climatique de manière continue pour la période août 1950 – juillet 2099 et donc de ne pas ajouter de période d'initialisation pour les horizons futurs.

Débits imposés à l'amont des rivières

Etant donné que nous disposions de l'ensemble des données météorologiques pour les 3 horizons utilisés (temps présent, futur proche et futur lointain), nous avons pu calculer les débits au premier nœud des rivières grâce au modèle pluie-débit développé durant la thèse. La méthode et les résultats obtenus sont présentés dans la partie 2.2.1 à travers les exemples de la Fecht et de la Bruche.

Le seul canal ayant besoin d'un débit imposé à son premier nœud est le Canal du Rhône au Rhin. Nous avons conservé le débit imposé lors de la phase de calage pour les 3 périodes utiles au calcul des effets du changement climatique, soit $5 \text{ m}^3/\text{s}$.

Débits imposés à l'amont des rivières : cas particulier du Rhin

Le Rhin est la seule rivière pour laquelle nous ne pouvons pas calculer le débit au 1^{er} nœud grâce au modèle pluie-débit ; nous avons donc dû lui imposer un débit. Alors que le débit

imposé durant la phase de calage était fixe, nous avons appliqué un débit variable pour les périodes « temps présent », « futur proche » et « futur lointain ».

Ce débit est issu du projet Rheinblick 2050. Ces données ont été fournies par l'Institut Fédéral d'Hydrologie allemande (BfG). Les simulations ont été effectuées par le modèle hydrologique HBV pour ce projet (Lindström et al., 1997). Le modèle HBV est un modèle conceptuel semi-distribué simulant le bassin du Rhin par l'intermédiaire d'un découpage en sous-bassins versants. Le modèle a été calibré au pas de temps journalier grâce à des données météorologiques et hydrométriques observées en temps présent (Gorgen et al., 2010). Les résultats issus de ce modèle pour le débit du Rhin à Bâle ont été fournis pour 3 modèles distincts.

L'ensemble des 3 chroniques proposées couvrent la période allant du 1^{er} janvier 1953 au 31 décembre 2100. Cependant, ces chroniques ne sont pas complètes sur toute la période ; nous avons donc fait le choix d'utiliser la moyenne des 3 chroniques comme débit à imposer au 1^{er} nœud du Rhin.

La Figure 64 présente les débits moyens mensuels appliqués au Rhin à Bâle pour les 3 périodes étudiées, soit le temps présent (août 1961 à juillet 2000), le futur proche (août 2046 à juillet 2065) et le futur lointain (août 2081 à juillet 2098).

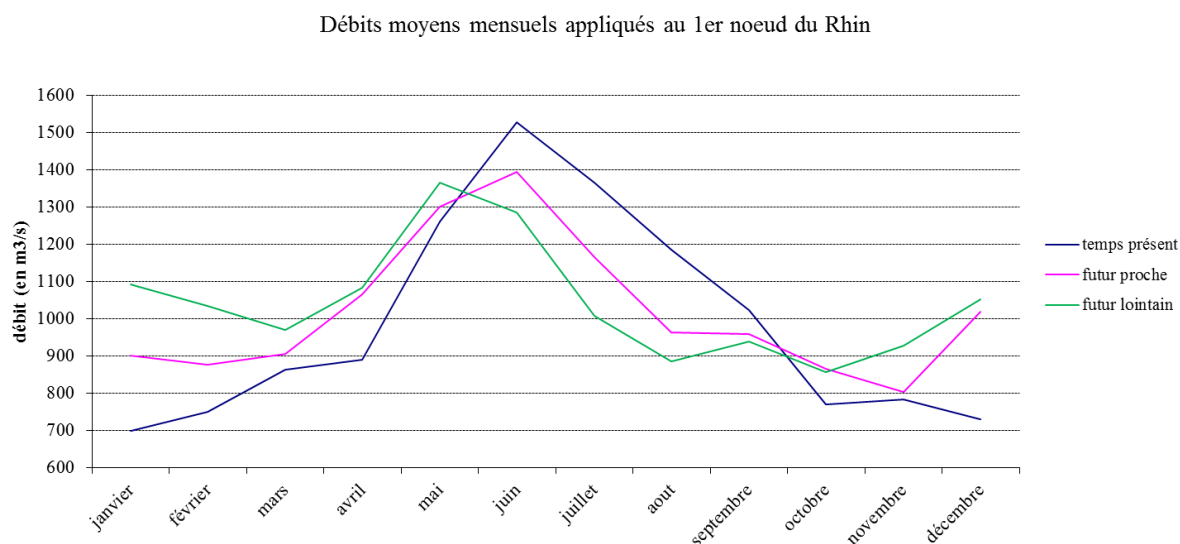


Figure 64. Débits moyens mensuels appliqués au Rhin à Bâle pour les 3 périodes étudiées

Pour la période de temps présent, le débit d'étiage du Rhin est atteint pour les mois hivernaux ($730 \text{ m}^3/\text{s}$ et $700 \text{ m}^3/\text{s}$ en décembre et janvier respectivement), alors que le débit de pointe est atteint en juin ($1526 \text{ m}^3/\text{s}$). Nous retrouvons donc un régime nivo-glaciaire pour la période de temps présent.

Ce régime est conservé pour la période de futur proche, avec un débit de pointe toujours présent en juin et des débits d'étiage en hiver. Cependant, son caractère nivo-glaciaire est atténué, avec un débit de pointe moins important ($1400 \text{ m}^3/\text{s}$) et un débit d'étiage plus élevé ($800 \text{ m}^3/\text{s}$ en novembre et $900 \text{ m}^3/\text{s}$ en janvier et février) qu'en temps présent.

Nous pouvons observer que, pour la période de futur lointain, la dynamique globale du Rhin commence à se modifier. En effet, le débit de pointe est décalé au mois de mai, tandis que le débit d'étiage est atteint en période automnale. De plus, le débit d'étiage est plus important

Approximations effectuées

que pour le temps présent et le futur proche ($1100 \text{ m}^3/\text{s}$ en janvier). Le débit de pointe n'est pas modifié significativement par rapport au futur proche.

3.3. IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LA NAPPE DU RHIN SUPERIEUR

3.3.1. EVOLUTION MOYENNE DE LA HAUTEUR PIEZOMETRIQUE

Les résultats présentés dans cette partie correspondent à la différence moyenne de hauteur piézométrique de la nappe entre le temps présent et le futur proche ou le futur lointain.

Pour le cas des modèles ARPEGE_A1B, CCCMA, GDFL_0, GDFL_1, GISS, MPI et MRI, la hauteur piézométrique a pu être calculée pour chacune des 3 périodes. La hauteur de référence est donc la hauteur piézométrique moyenne calculée sur la période de « temps présent » pour chacun des modèles.

Pour les modèles ARPEGE_A2 et ARPEGE_B1, nous ne disposons pas des données nécessaires au calcul des hauteurs piézométriques pour les périodes de « temps présent » et « futur proche ». La hauteur piézométrique de référence est donc la hauteur moyenne calculée pour le modèle ARPEGE_A1B en « temps présent ».

3.3.1.1 Futur proche

La Figure 65 présente l'évolution moyenne de la hauteur piézométrique au niveau de la nappe pour la période de futur proche par rapport au temps présent.

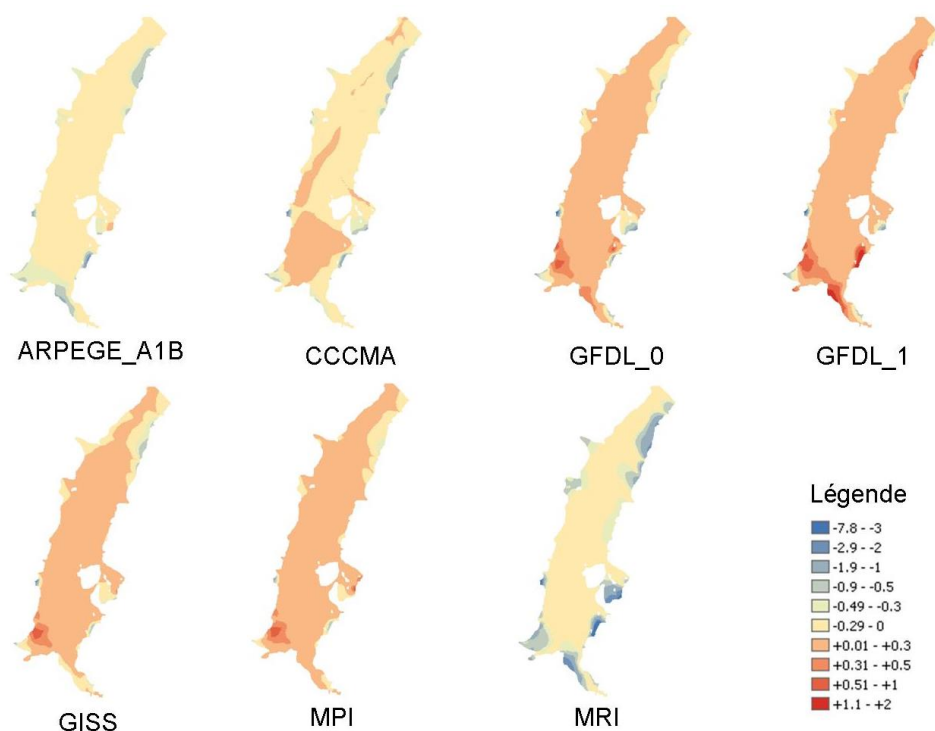


Figure 65. Variations des hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche »

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B prévoit une diminution de la hauteur piézométrique sur l'ensemble de la nappe. La majorité de la nappe subit un abaissement inférieur à 30 cm. Cependant, la zone au Nord de Mulhouse subit un abaissement global pouvant atteindre 50 cm.

De plus, nous pouvons observer un abaissement plus important de la nappe, pouvant atteindre -0,9 m à la limite Sud de l'aquifère, entre Bâle et Mulhouse, ainsi qu'à la limite Nord-Est, alors qu'il peut atteindre ponctuellement -2,9 m à la limite Sud-Est de la nappe.

Ces résultats sont à modérer avec les erreurs de calage. En effet, celles-ci sont en moyenne de 30 cm au centre de la nappe, alors qu'elles varient entre 50 cm et 1,30 m dans les zones correspondant aux forts abaissements.

Nous pouvons donc supposer qu'au centre de l'aquifère, l'abaissement de la nappe ne sera pas significatif, alors qu'il pourrait l'être au bord de l'aquifère, notamment vers Bâle ou à la limite Nord-Est de l'aquifère.

Modèle MRI

Le modèle MRI propose des résultats semblables à ceux proposés par le modèle ARPEGE_A1B. En effet, toute la partie centrale de l'aquifère semble subir un abaissement de la nappe inférieur à 30 cm. Nous retrouvons les mêmes zones subissant des variations plus importantes que le centre de l'aquifère ; cependant, l'abaissement prévu y est plus important. En effet, au Nord de Mulhouse, l'abaissement peut atteindre 2 m, et au Nord de Bâle, il peut atteindre 3 m. De plus, au niveau de Fribourg, la nappe subit également un abaissement, pouvant être supérieur à 3 m, comme à la limite Sud-Est de l'aquifère. Enfin, nous pouvons observer une nouvelle zone à l'Ouest de Strasbourg où la nappe s'abaisse jusqu'à 2 m ponctuellement.

En prenant en compte les erreurs de calage, nous pouvons donc dire que l'aquifère voit son niveau piézométrique diminuer en son centre, mais de manière non significative. Contrairement au modèle ARPEGE_A1B, les zones de forte variation du niveau de la nappe sont à considérer comme non négligeables malgré les erreurs de calage importantes.

Modèle CCCMA

Les prévisions du modèle CCCMA permettent de séparer l'aquifère en 2 zones.

La zone Nord présente un abaissement de la nappe inférieur à 30 cm en moyenne, pouvant atteindre 2 m à la limite Nord-Est.

La zone Sud de l'aquifère, entre Colmar et Mulhouse, subirait une élévation de la nappe inférieure à 30 cm. Nous pouvons également noter une élévation de la cote piézométrique le long de l'Ill entre Colmar et Strasbourg, cependant cette élévation est également inférieure à 30 cm.

Globalement, après prise en compte des erreurs de calage, nous pouvons supposer que le niveau de la nappe aurait tendance à s'élever dans la moitié Sud de l'aquifère et à s'abaisser dans la moitié Nord. Cependant, toutes ces variations de la cote piézométrique moyenne ne sont pas significatives.

Modèles GDFL_0, GDFL_1, GISS et MPI

Les modèles GDFL_0, GDFL_1, GISS et MPI proposent une évolution similaire au niveau de la nappe pour le futur proche. Les 4 modèles prévoient une évolution globale au niveau de la nappe, qui serait en moyenne inférieure ou égale à 30 cm sur l'ensemble de l'aquifère. Nous retrouvons également les mêmes zones de fortes variations que pour les modèles précédents, mais avec une élévation de la nappe pouvant atteindre 2 m au Nord de Bâle, pour le modèle GDFL_1.

Cette différence entre ces 4 modèles et les précédents peut s'expliquer par l'évolution des précipitations, puisque ces 4 modèles sont les seuls prévoyant une augmentation des précipitations pour le futur proche par rapport au temps présent.

Conclusion

Pour la période de futur proche, les modèles ARPEGE_A1B et MRI étant les modèles prévoyant une diminution des précipitations sur l'ensemble du domaine, l'évolution du niveau de la nappe tend vers un abaissement non significatif.

Les modèles GDFL_0, GDFL_1, GISS et MPI prévoient une élévation moyenne de la nappe pouvant être significative en certains points.

Enfin, le modèle CCCMA prévoit une augmentation du niveau de la nappe au Sud et un abaissement au Nord. Cette dualité peut s'expliquer par le fait que le modèle présente une évolution similaire pour les précipitations dans un futur proche.

3.3.1.2 Futur lointain

3.3.1.2.1 Modèles ARPEGE

La Figure 66 présente la différence de hauteur piézométrique de la nappe entre le temps présent et le futur lointain pour les 3 modèles développés par Météo-France.

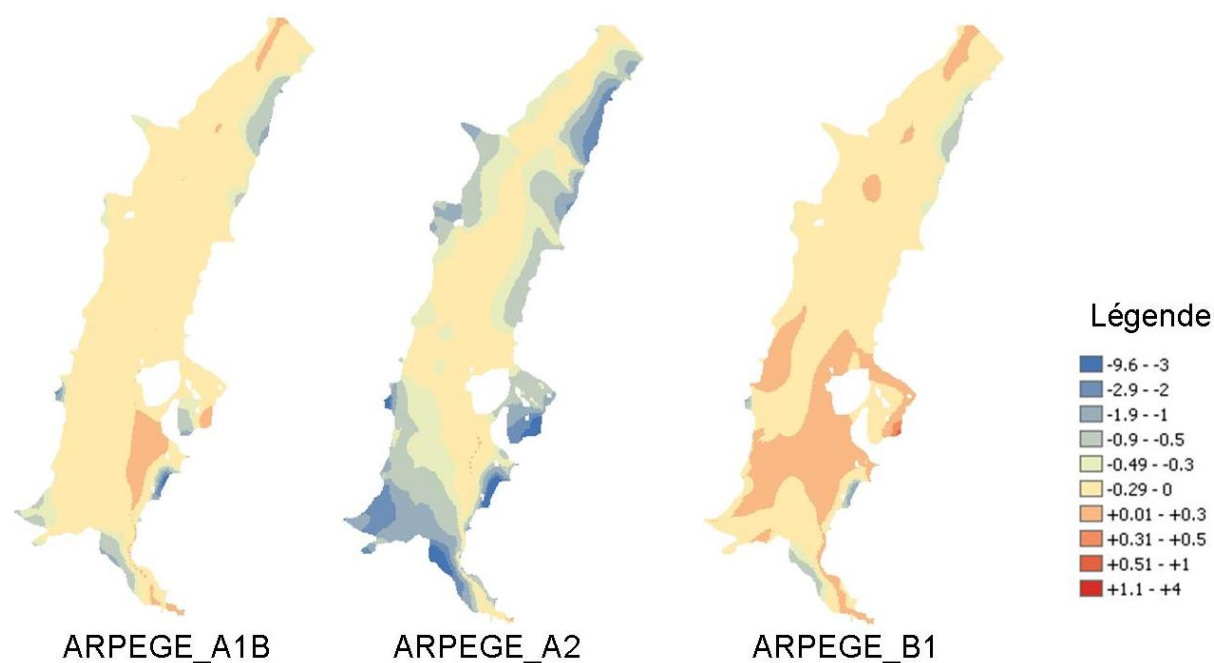


Figure 66. Variations des hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour les modèles ARPEGE

Rappelons que les résultats présentés prennent pour valeur de référence les hauteurs moyennes calculées pour le modèle ARPEGE_A1B en temps présent.

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B prévoit une diminution de la hauteur de la nappe très faible, inférieure à -0,3 m, sur la majorité de la surface étudiée. La variation est plus importante ponctuellement, sur les bords de la nappe, avec une baisse de la nappe jusqu'à -4 m.

Quelques zones présentent une faible augmentation du niveau de la nappe, inférieure à +0,3 m : ce sont les bords du Rhin au Nord de la nappe, le secteur de Fribourg, les bords du Rhin au Sud de Bâle, ainsi qu'une zone plus étendue de part et d'autre du Rhin, 30 à 55 km au Nord de Bâle.

Considérant le fait que les erreurs de calage sont comprises entre -0,3 m et +0,3 m, le modèle ARPEGE_A1B ne présente pas de variation significative de la hauteur de la nappe sur la quasi-totalité de la surface étudiée, à l'exception de quelques zones de diminution de la hauteur d'eau très localement sur les bords de la nappe.

Modèle ARPEGE_A2

Ce modèle prévoit une diminution globale de la hauteur d'eau, avec la variation faible à nulle au centre de la nappe, et des variations maximales sur les bords de la nappe, notamment au Sud de la nappe entre Colmar, Mulhouse et Bâle, le secteur de Fribourg et du Sud de Fribourg, l'Ouest de Strasbourg, et la limite Nord-est de la nappe.

Cette baisse des hauteurs piézométriques peut atteindre jusqu'à -9 m au Sud de Fribourg, ce qui est significatif au regard des marges d'erreurs de $\pm 0,3$ m évoquées précédemment.

Modèle ARPEGE_B1

Tout comme le modèle ARPEGE_A1B, ce modèle présente des variations de la hauteur de la nappe non significatives sur la quasi-totalité de la zone étudiée.

Cependant, certaines zones présentent des diminutions de la hauteur d'eau plus significatives, notamment à l'Ouest de Colmar, en bordure Nord-Est de la nappe, au Sud de Fribourg et au Nord-Ouest de Bâle. Ces zones sont les mêmes que celles présentées par le modèle ARPEGE_A1B, et les variations prévues sont sensiblement les mêmes.

On remarquera cependant une zone d'augmentation significative de la hauteur d'eau au niveau de Fribourg, qui n'était pas présente dans le modèle ARPEGE_A1B.

Conclusion

Ces 3 modèles prévoient tous une diminution des niveaux d'eau, voire une variation nulle. Les variations les plus faibles se situent au centre de la nappe, et les plus importantes sur les bords de la nappe, et ce pour les 3 modèles.

Le modèle ARPEGE_A2 étant le plus pessimiste, il présente les diminutions les plus importantes, tandis qu'il n'y a pas de différence significative entre les modèles ARPEGE_A1B et ARPEGE_B1.

3.3.1.2.2 Autres modèles

La Figure 67 présente la différence de hauteur piézométrique de la nappe entre le temps présent et le futur lointain pour les 6 autres modèles.

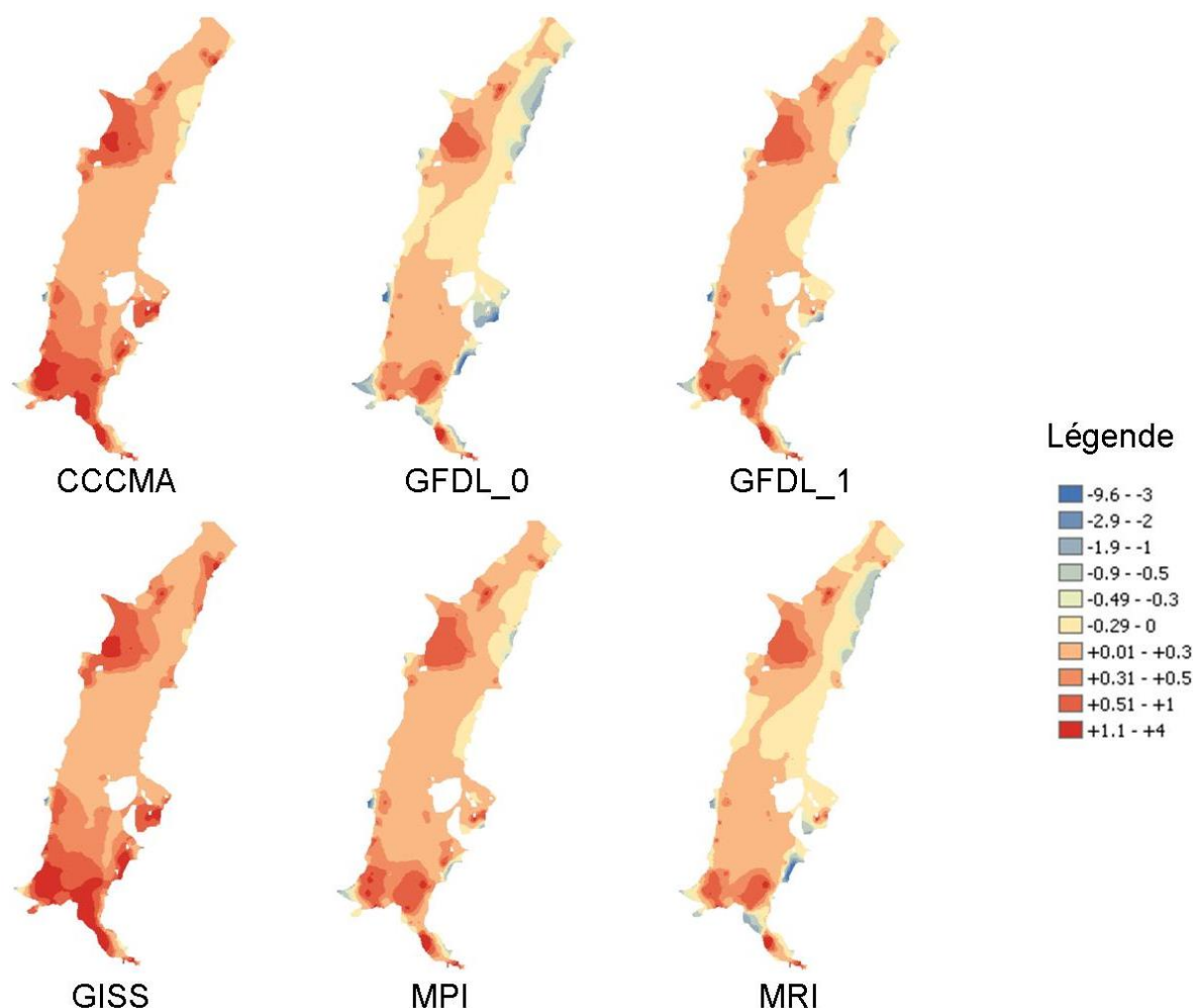


Figure 67. Variations des hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour les 6 autres modèles

Contrairement aux 3 modèles ARPEGE, les 6 autres modèles prévoient une variation de la nappe plutôt positive. Ces 6 modèles peuvent être séparés en 3 groupes de 2 présentant des résultats sensiblement identiques :

- augmentation faible, voire diminution : modèles GFDL_0 et MRI,
- augmentation faible à nulle : modèles GFDL_1 et MPI ;
- augmentation importante à nulle : modèles CCCMA et GISS.

Modèle GFDL_0 et MRI : augmentation faible, voire diminution

Ces 2 modèles présentent des variations non significatives sur la majorité de la surface de la nappe, notamment toute la zone centrale.

Des diminutions sont observées très localement, au niveau des mêmes zones que celles identifiées pour les modèles ARPEGE_A1B et ARPEGE_B1 ; ce sont l'Ouest de Colmar, la bordure Nord-Est de la nappe, le Sud de Fribourg et le Nord-Ouest de Bâle. Les diminutions prévues y sont de -0,3 m à -6 m.

Certaines zones présentent des augmentations de la hauteur d'eau plus importantes, pouvant atteindre +2,7 m (au Nord de Bâle). Ces augmentations sont localisées autour de Strasbourg, au Nord et au Nord-Est de Mulhouse, et au Nord de Bâle notamment.

Modèle GDFL_1 et MPI : augmentation faible à nulle

Les modèles GDFL_1 et MPI présentent les mêmes caractéristiques que les 2 modèles traités précédemment, à savoir :

Des zones très localisées présentant une légère baisse des hauteurs d'eau en bordure de nappe, situées dans les mêmes secteurs que ceux identifiés pour les modèles GDFL_0 et MRI ;

Des zones présentant une hausse des hauteurs d'eau plus significatives, situées dans les mêmes secteurs que ceux identifiés pour les modèles GDFL_0 et MRI ;

Une zone centrale, de variation faible à nulle, représentant la majorité de la surface étudiée.

Cependant, ces modèles prévoient globalement une augmentation des hauteurs d'eau plus importante, avec des zones de diminutions des niveaux d'eau très réduites, et des zones d'augmentation significative plus étendues. De plus, les valeurs extrêmes sont plus élevées, avec une diminution maximale de -1,5 m seulement au Sud de Fribourg, et une augmentation maximale jusqu'à +3 m au Nord de Bâle.

Modèle CCCMA et GISS : augmentation importante à nulle

Ces modèles présentent, encore une fois, une organisation générale commune à ceux traités précédemment, avec une zone centrale peu atteinte par les variations de hauteurs d'eau, et des zones de Strasbourg, Fribourg et Bâle-Mulhouse présentant des augmentations de hauteurs d'eau significatives.

Cependant, les augmentations prévues par ces 2 modèles sont les plus importantes de tous les modèles étudiés, avec une augmentation maximale de +3,7 m au Nord de Bâle. De plus, les zones en bordure de nappe prévoyant des diminutions de hauteurs d'eau dans les modèles précédents ne sont plus présentes dans ces modèles.

Conclusion

Les 6 modèles, ainsi que les 3 modèles ARPEGE précédant, présentent un zonage des variations de hauteurs d'eau commun :

La zone centrale de la nappe, jusqu'à Lauterbourg, présente des variations très faibles non significatives ;

Les zones présentant les augmentations les plus importantes sont les zones de Strasbourg, Fribourg et Bâle-Mulhouse ;

Le cas échéant, les zones présentant des diminutions de la hauteur d'eau sont l'Ouest de Colmar, la bordure Nord-Est de la nappe, le Sud de Fribourg et le Nord-Ouest de Bâle.

Il est important de remarquer que les zones présentant les augmentations les plus élevées sont celles pour lesquelles les erreurs de calage sont les plus importantes (voir également Figure

42) ; les valeurs présentées sont donc à nuancer en tenant compte de cette erreur de 1 m à 1,3 m.

3.3.1.3 Comparaison avec les résultats du modèle MODCOU

Comme nous avons pu le voir précédemment, l'évolution des hauteurs piézométriques calculée par le modèle HPP-INV est très variable suivant le modèle climatique considéré. De plus, au sein de chaque modèle climatique, la répartition spatiale de cette évolution est hétérogène. Cependant, nous avons déterminé plusieurs zones au sein desquelles l'évolution piézométrique est assez homogène, qui sont :

- la moitié Nord du modèle,
- la moitié Sud du modèle,
- une zone plus spécifique au Nord de Mulhouse, où nous avons pu observer des valeurs extrêmes en termes d'élévation ou d'abaissement de la nappe.

Les résultats obtenus par le modèle MODCOU présentent une variabilité spatiale similaire pour l'ensemble des scénarii climatiques. La Figure 68 et la Figure 69 présentent l'évolution de la piézométrie pour chaque modèle climatique pour le futur proche (Figure 68) et le futur lointain (Figure 68 et Figure 69).

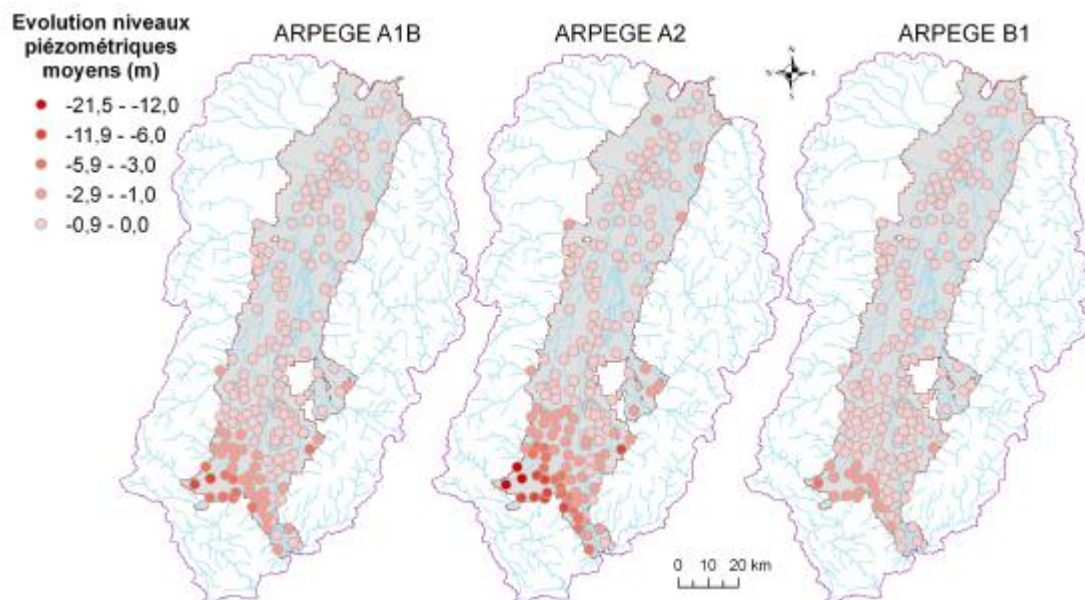


Figure 68. Evolution des niveaux piézométriques moyens simulés aux 190 piézomètres entre la période de temps présent et la période de futur lointain pour les 3 modèles climatiques ARPEGE (THIERION, 2012)

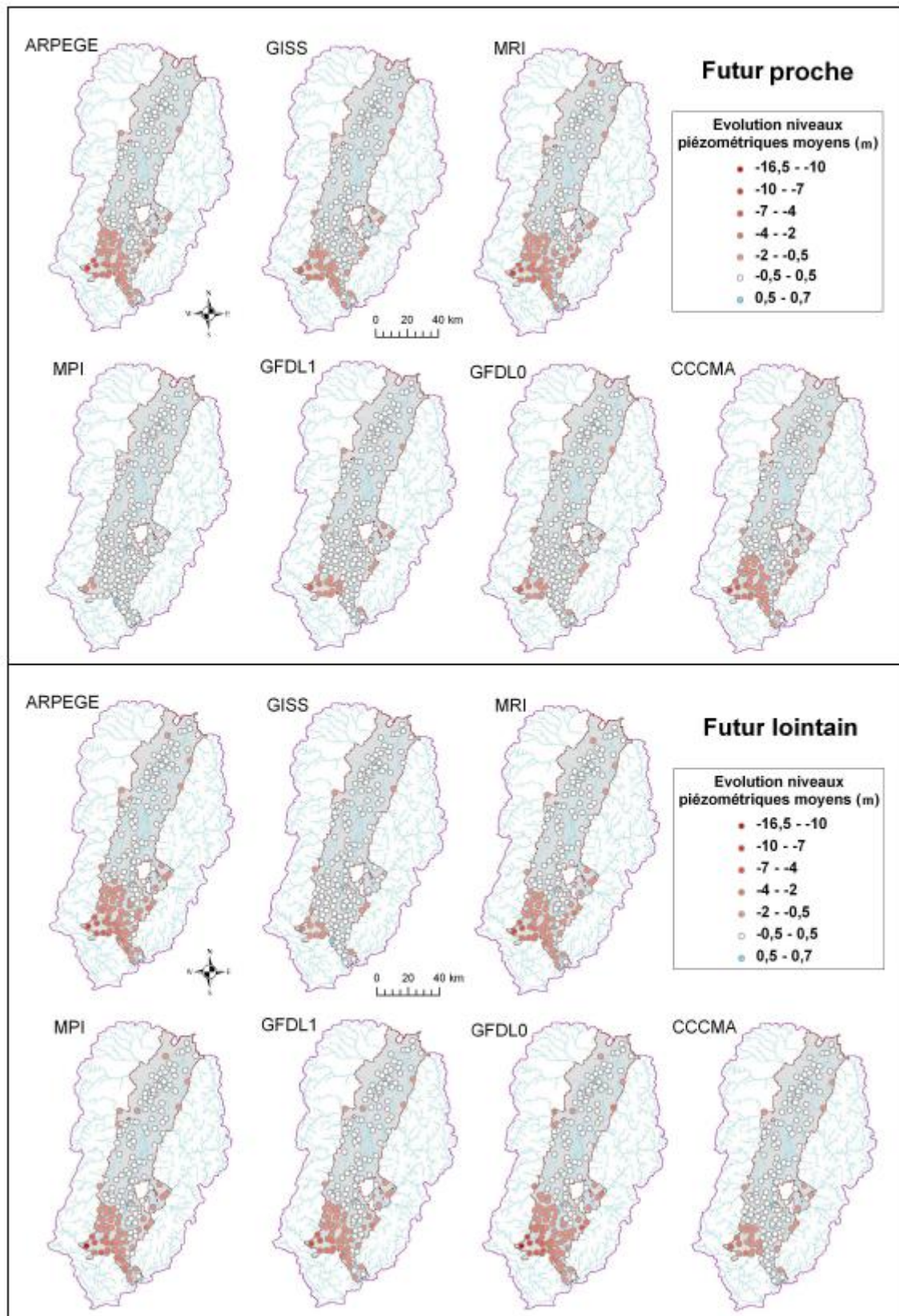


Figure 69. Evolution des niveaux piézométriques moyens simulés aux 190 piézomètres entre la période de temps présent et les périodes de futur proche (en haut) et de futur lointain (en bas) (THIERION, 2012)

3.3.1.3.1 *Futur proche*

Les différences de niveau de la nappe obtenues avec le modèle MODCOU sont moins prononcées que celles obtenues avec le modèle HPP-INV.

Concernant la moitié Nord :

- pour les scénarii GFDL _0, GFDL _1, GISS et MPI, le modèle HPP-INV présente une élévation du niveau piézométrique, tandis que le modèle MODCOU présente un abaissement global dans la même zone.
- pour les autres modèles (ARPEGE_A1B, CCCMA et MRI), le modèle HPP-INV présente un abaissement de nappe, tout comme le modèle MODCOU.

Nous retrouvons pour les 2 modèles une diminution plus prononcée au niveau de la limite Nord-Est.

Concernant la moitié Sud :

- le modèle HPP-INV présente :
 - o une élévation pour les modèles GFDL_0, GFDL_1, GISS et MPI,
 - o un abaissement pour les modèles ARPEGE_A1B et MRI,
 - o une élévation pour le modèle CCCMA, sauf pour les zones situées au Nord de Mulhouse et au Nord de Bâle.
- le modèle MODCOU présente un abaissement de la nappe plus prononcé que dans la moitié Nord

Concernant la zone au Nord de Mulhouse :

- le modèle HPP-INV présente :
 - o la tendance observée pour la moitié Sud (élévation), pour les modèles GFDL_0, GFDL_1, GISS et MPI, avec toutefois des valeurs plus extrêmes ;
 - o la tendance observée dans la moitié Sud avec des valeurs accentuées (abaissement extrême) pour les modèles ARPEGE_A1B et MRI,
 - o un abaissement pour le modèle CCCMA ; cette tendance est également observée au Nord de Bâle.
- le modèle MODCOU présente toujours un abaissement de la nappe ; les valeurs d'abaissement obtenues sont plus importantes dans cette zone que dans les zones Sud et Nord, quel que soit le modèle utilisé.

3.3.1.3.2 *Futur lointain*

Nous pouvons constater des différences plus importantes entre les 2 modèles pour les prévisions pour la période de futur lointain.

En effet, les modèles CCCMA, GFDL_0, GFDL_1, GISS, MPI et MRI présentent un abaissement global de la nappe pour le modèle MODCOU, alors que pour le modèle HPP-

INV, ils présentent une élévation plus ou moins importante avec quelques zones d'abaissement.

Pour les modèles ARPEGE (ARPEGE_A1B, ARPEGE_A2 et ARPEGE_B1) :

- le modèle HPP-INV prévoit :
 - de fortes diminutions pour le modèle ARPEGE_A2,
 - un niveau peu variant pour le modèle ARPEGE_A1B,
 - une tendance à l'élévation du niveau de la nappe pour le modèle ARPEGE_B1.
- le modèle MODCOU prévoit une diminution du niveau de la nappe pour les 3 modèles.

3.3.2. EVOLUTION DE LA HAUTEUR PIEZOMETRIQUE POUR LES MOIS DE HAUTES ET BASSES EAUX

Lors de l'étude du fonctionnement de l'aquifère du Rhin Supérieur, nous avons identifié le mois de février comme le mois des hautes eaux et le mois de septembre comme celui des basses eaux. Dans cette partie, nous allons décrire l'évolution de la piézométrie pour ces 2 mois. L'évolution présentée correspond à l'évolution moyenne mensuelle sur les 150 calculs effectués grâce aux paramètres calés précédemment. Ces 150 calculs ont également permis de déterminer la stabilité des résultats à travers le calcul de l'écart type.

3.3.2.1 Futur proche

La Figure 70 présente l'évolution moyenne de la piézométrie pour le mois de février ; la Figure 71 présente celle du mois de septembre pour les différents modèles utilisés pour ces travaux.

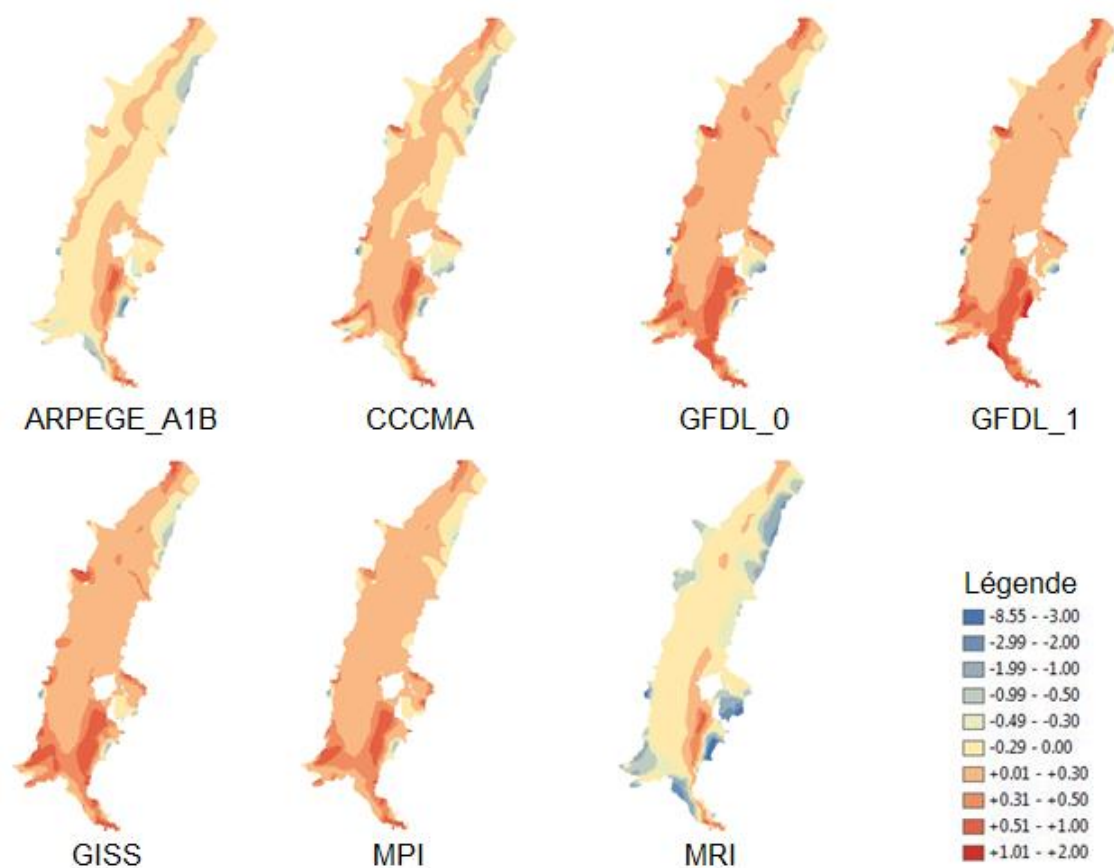


Figure 70. Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche » pour le mois de février

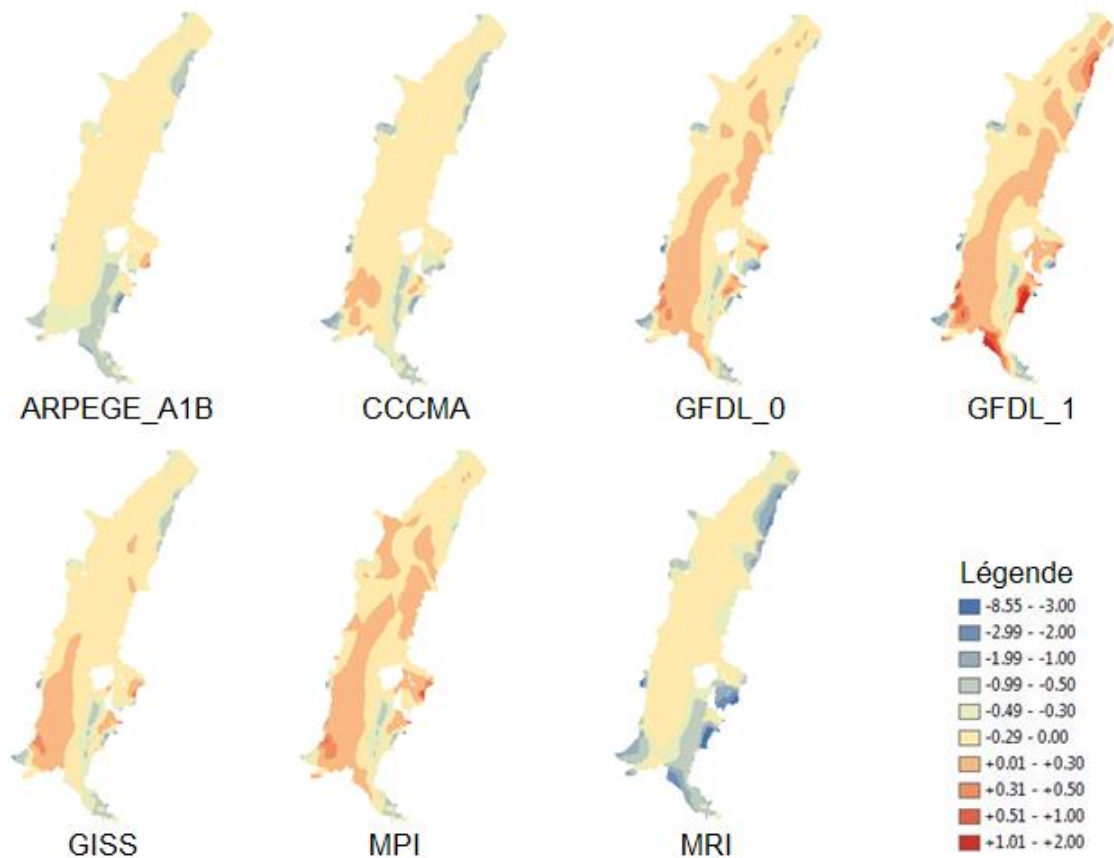


Figure 71. Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur proche » pour le mois de septembre

Modèle ARPEGE_A1B

Pour le mois de février, le modèle ARPEGE_A1B prévoit un abaissement du niveau de la nappe au niveau de la plaine, cependant elle n'est pas significative puisqu'il ne dépasse pas 30 cm. Dans la partie Sud de la plaine, nous pouvons observer une élévation du niveau de la nappe le long du tracé du Rhin, où elle atteint +1 m, puis elle suit le tracé de l'Ill puis du Rhin dans la partie Nord. Nous pouvons noter une diminution importante du niveau de la nappe entre Bâle et Mulhouse, ainsi qu'au niveau de la limite Nord-Est.

Pour le mois de septembre, ce modèle prévoit un abaissement global du niveau de la nappe, plus importante au niveau de la partie Sud du tracé du Rhin ainsi qu'à la limite Nord-Est, où elle peut atteindre -8,55 m. Dans la partie centrale de la plaine, la nappe subit un abaissement non significatif puisqu'il est inférieur à 30 cm.

Modèle CCCMA

Le modèle CCCMA prévoit une élévation du niveau de la nappe pour le mois de février. Cette élévation est plus importante dans la partie Sud, où elle peut atteindre +1 m le long du Rhin ainsi que le long de la Thur avant sa jonction avec l'Ill. Dans la partie Nord de la plaine, la nappe a tendance à s'élever le long du Rhin et de ses affluents, alors qu'elle s'abaisse non

significativement au niveau de la plaine et de manière plus importante à la limite Nord-Est, où l'abaissement peut atteindre -2 m.

Au contraire, le modèle CCCMA prévoit une diminution globale du niveau de la nappe pour le mois de septembre. Cette diminution peut être considérée comme non significative au centre de la plaine, cependant elle atteint jusqu'à -8,55 m au niveau de la limite Nord-Est, dans la partie Sud-Est de la plaine entre Bâle et Mulhouse, ainsi qu'au niveau de la limite Sud-Ouest.

Modèles GFDL_0, GFDL_1, GISS et MPI

Ces 4 modèles présentent une évolution similaire du niveau de la nappe pour les mois de février et de septembre.

Pour le mois de février, nous pouvons observer une élévation globale du niveau de la nappe. Cette dernière est plus importante dans la partie Sud de la plaine, notamment le long du tracé du Rhin et de la Thur où elle peut atteindre +2 m. Au niveau de la partie centrale de la plaine, l'élévation est inférieure à 30 cm, elle n'est donc pas significative. Dans la partie Nord de la plaine, nous pouvons observer une élévation non significative au centre, alors qu'elle atteint +1 m au niveau de l'exutoire du Rhin. Nous pouvons également observer une diminution du niveau de la nappe au niveau de la limite Nord-Est. Cette diminution est très restreinte pour le modèle GFDL_1, alors qu'elle occupe toute la limite Est de la moitié Nord de la plaine pour les 3 autres modèles et peut y atteindre -3 m.

Concernant le mois de septembre, nous pouvons séparer la plaine en 2 parties pour les 4 modèles.

La partie Nord présente un abaissement majoritaire de la nappe, qui peut devenir important au niveau de la limite Nord Est, jusqu'à -2 m. Cependant pour le reste de la partie Nord de la plaine, l'abaissement est inférieur à 30 cm, il ne peut donc pas être considéré comme significatif.

Dans la moitié Sud de la plaine, nous pouvons observer une tendance à l'élévation du niveau de la nappe à l'Ouest, cependant cette variation est très faible, voire non significative. Du côté Est, nous pouvons observer un abaissement de la nappe, significatif le long du tracé du Rhin, alors qu'il ne peut pas être considéré comme tel sur le reste de la plaine. Cependant, nous pouvons noter une élévation du niveau de la nappe au niveau de Fribourg pour les 4 modèles, et à la limite Sud-Est pour le modèle GFDL_1 uniquement.

Modèle MRI

Le modèle MRI prévoit une diminution globale du niveau de la nappe pour les 2 mois considérés. En effet, nous pouvons observer une diminution non significative au niveau du centre de la plaine, alors qu'elle peut atteindre -8,55 m au niveau de la limite avec les bassins versants adjacents, notamment au Nord-Est, Sud-Est et au Sud-Ouest. Cependant, nous pouvons noter une différence entre les 2 mois au niveau du tracé du Rhin, principalement dans sa partie Sud. En effet, pour le mois de février, le niveau de la nappe augmente jusqu'à +1 m, ainsi qu'au niveau de l'exutoire ; cependant, il diminue de façon significative en septembre, jusqu'à -1 m.

Conclusion

Nous avons pu voir précédemment que les précipitations diminuaient peu durant l'automne et l'hiver pour le modèle ARPEGE_A1B. Cette tendance se retrouve au niveau de l'évolution de la piézométrie puisque les mois de septembre et de février sont caractérisés par un abaissement global du niveau de la nappe ; cependant, cet abaissement est plus faible pour le mois de février que pour le mois de septembre.

Pour les 6 autres modèles, nous avons pu observer une augmentation des précipitations pour les mois d'automne, sauf pour les modèles CCCMA et MRI. Pour les mois hivernaux, nous pouvions également observer une faible augmentation des précipitations pour les différents modèles, sauf pour le modèle MRI qui prévoyait une diminution. Ces tendances se retrouvent également au niveau de l'évolution du niveau de la nappe pour le futur proche. En effet, pour le mois de février, le modèle MRI prévoit une diminution du niveau de la nappe, alors que les 5 autres modèles présentent une élévation du niveau de la nappe. Pour le mois de septembre, nous suivons également la tendance annoncée par l'évolution des précipitations, soit une diminution du niveau de la nappe, pouvant être importante en certains points, pour les modèles CCCMA et MR, et une élévation globale assez faible, voire non significative, du niveau de la nappe pour les 4 autres modèles.

3.3.2.2 Futur lointain

3.3.2.2.1 Modèles ARPEGE

La Figure 72 présente l'évolution moyenne de la piézométrie pour le mois de février ; la Figure 73 présente celle du mois de septembre pour les modèles ARPEGE.

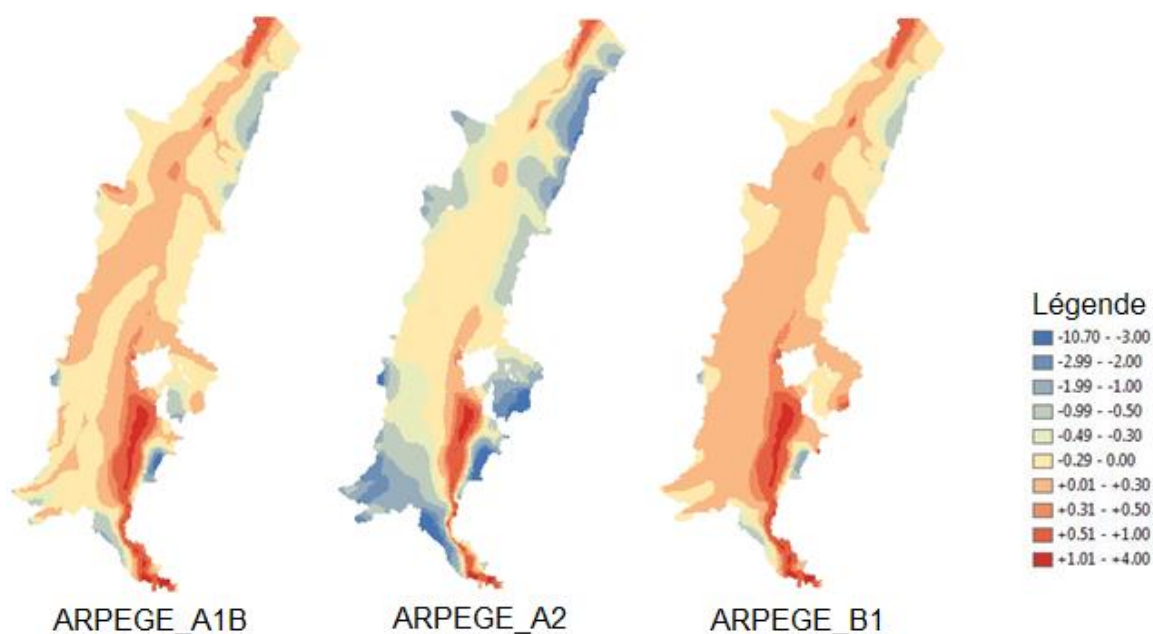


Figure 72. Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour le mois de février pour les modèles ARPEGE

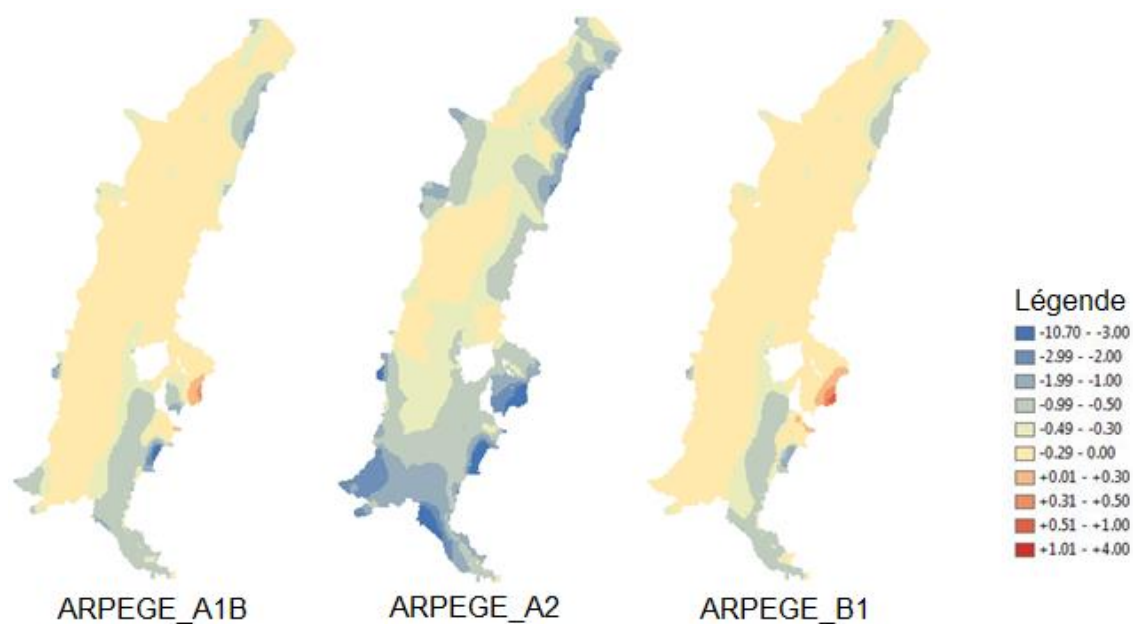


Figure 73. Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour le mois de septembre pour les modèles ARPEGE

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B présente une évolution non significative au niveau du centre de la plaine pour le mois de février. En effet, cette dernière est inférieure à +30 cm le long du tracé du Rhin et de l'Ill, alors qu'elle est comprise entre -30 cm et 0 cm pour le reste de la partie centrale de la plaine. Nous pouvons observer une élévation du niveau de la nappe sur la partie Sud du tracé du Rhin, ainsi qu'au niveau de l'exutoire. Enfin, la nappe subit un abaissement aux abords de certains bassins versants, notamment entre Bale et Mulhouse, au Sud-Est, en amont de la Fecht et à la limite Nord-Est de la plaine.

Pour le mois de septembre, nous pouvons observer un abaissement général du niveau piézométrique. Cet abaissement n'est pas significatif sur la majeure partie de la plaine. Il est plus important dans la partie Sud suivant le tracé du Rhin, ainsi qu'au niveau de l'exutoire du bassin versant de la Thur et au niveau de la limite Nord-Est.

Modèle ARPEGE_A2

En février et en septembre, le modèle le plus pessimiste prévoit un abaissement global du niveau de la nappe. Cependant, en février, nous pouvons noter une élévation du niveau piézométrique le long du Rhin dans sa partie Sud ainsi qu'au niveau de l'exutoire. Pour les 2 mois, nous pouvons observer un abaissement plus important dans la partie Sud aux abords de Mulhouse, ainsi qu'aux alentours de Strasbourg et de Colmar, et sur toute la limite Est du domaine d'étude.

Modèle ARPEGE_B1

Le scénario le plus optimiste prévoit le contraste le plus important entre l'évolution du mois de février et celui du mois de septembre. En effet, le mois de février présente une élévation globale du niveau de la nappe. Cette dernière est plus importante dans la partie Sud au niveau du Rhin, ainsi qu'à l'exutoire de l'aquifère du Rhin Supérieur. Au contraire, en septembre, le modèle ARPEGE_B1 présente un abaissement du niveau de la nappe, négligeable au niveau de la plaine, mais plus important dans sa partie Sud-Est, ainsi qu'au niveau de la limite Nord-Est.

3.3.2.2.2 Autres modèles

La Figure 74 présente l'évolution moyenne de la piézométrie pour le mois de février ; la Figure 75 présente celle du mois de septembre pour les 6 autres modèles.

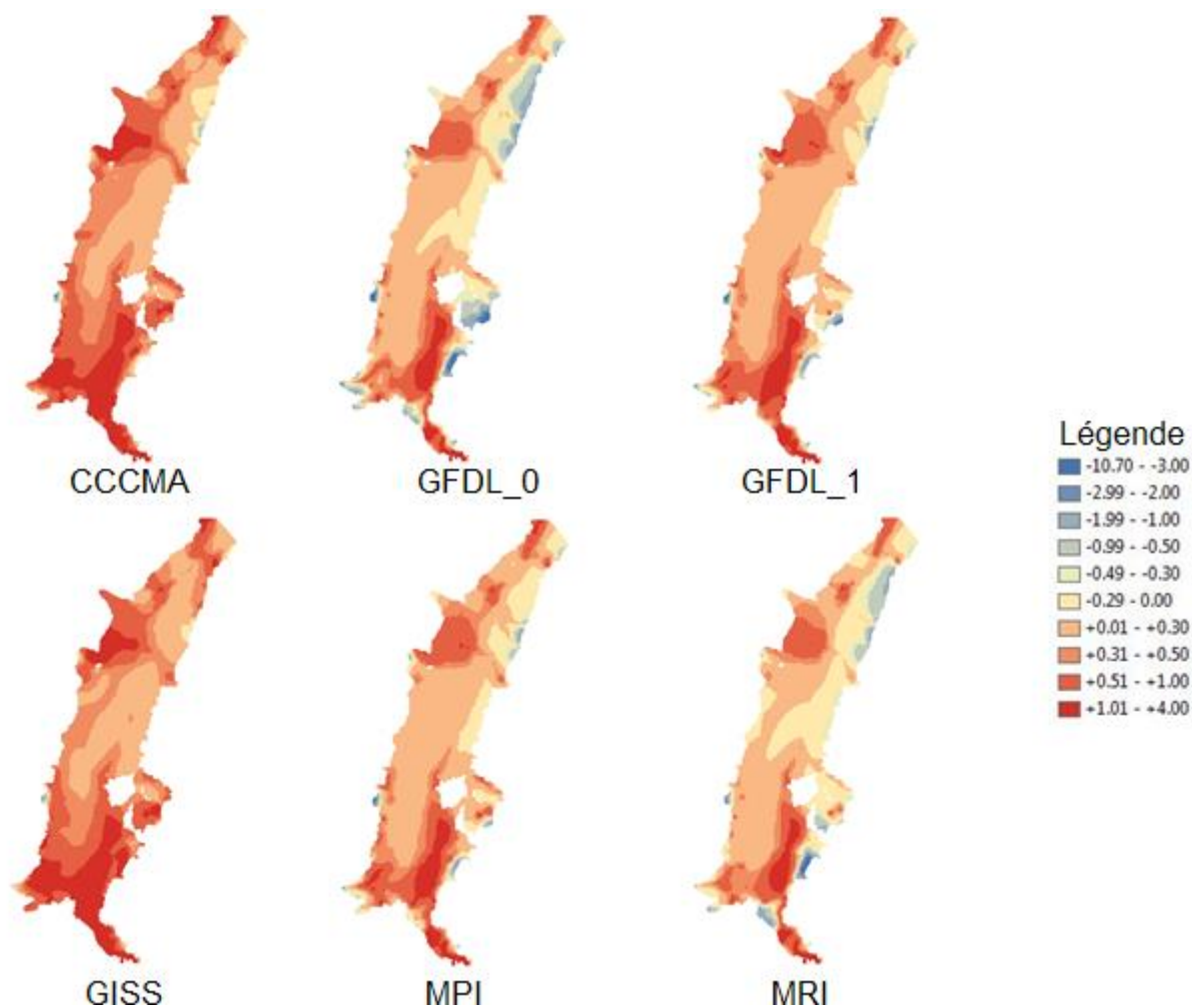


Figure 74. Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour le mois de février pour les 6 autres modèles

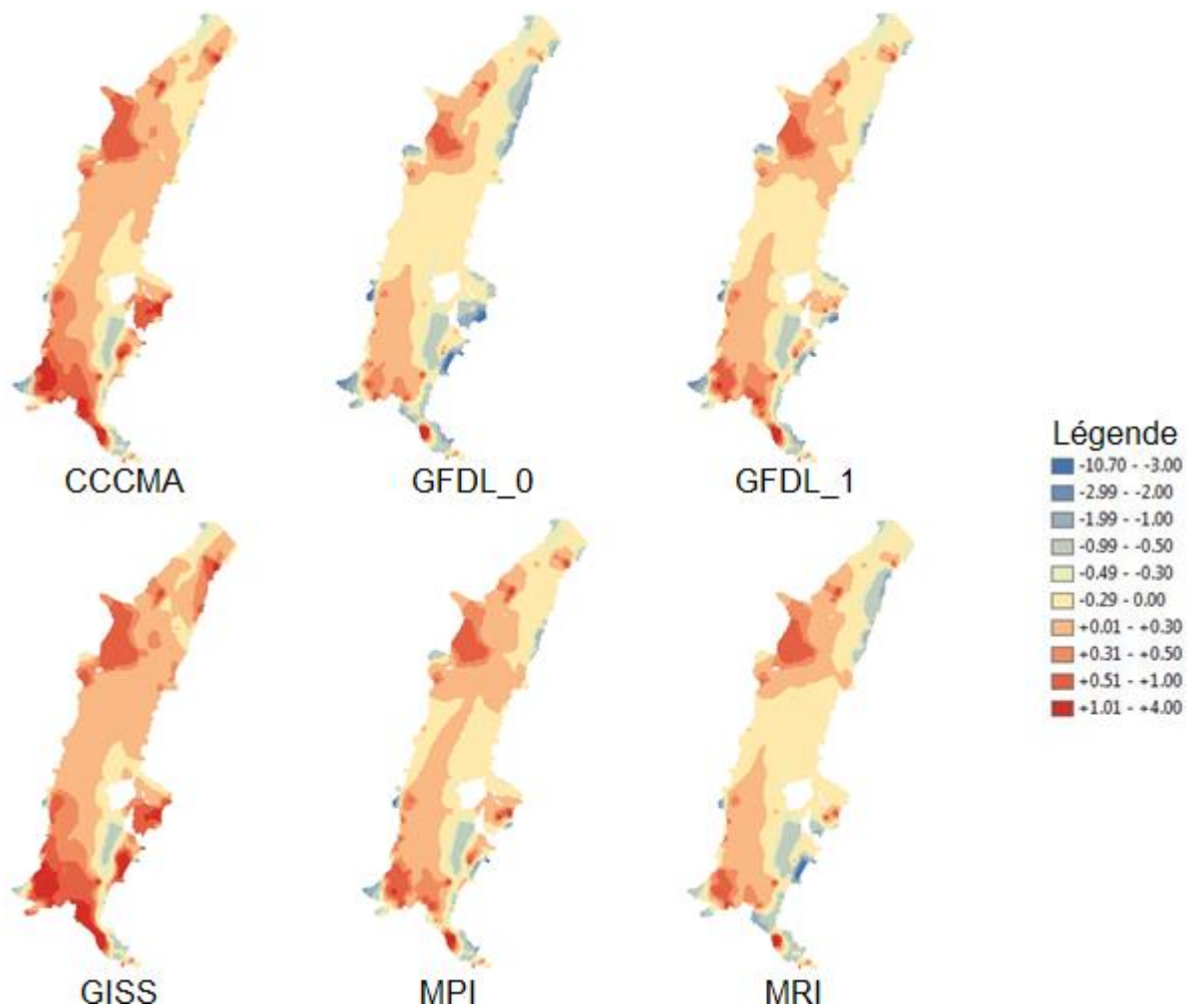


Figure 75. Différences de hauteurs piézométriques entre la période de « temps présent » et la période de « futur lointain » pour le mois de septembre pour les 6 autres modèles

Modèles CCCMA et GISS

Pour la période de futur lointain, ces 2 modèles présentent une forte élévation du niveau de la nappe pour le mois de février et une élévation plus modérée, voire un abaissement, pour le mois de septembre.

En effet, en février nous pouvons observer que la nappe subit une élévation significative pouvant atteindre +4 m dans la partie Sud de la plaine ainsi qu'aux abords de Strasbourg.

Pour le mois de septembre, nous observons également une forte élévation du niveau de la nappe entre Bale et Mulhouse, ainsi qu'aux alentours de Strasbourg. Cependant, nous pouvons noter un abaissement de la nappe à l'exutoire du bassin versant de la Fecht, ainsi que le long du Rhin dans sa partie Sud et à son exutoire.

Modèles GFDL_0 et MRI

Les modèles GFDL_0 et MRI présentent également une forte élévation du niveau de la nappe pour le mois de février, cependant cette dernière est moins importante que pour les modèles CCCMA et GISS. En effet, nous retrouvons des zones de fortes variations positives du niveau de la nappe dans la partie Sud du domaine, notamment au niveau du Rhin, et aux alentours de Strasbourg. Cependant, aux limites Est, à l'exutoire du bassin versant de la Fecht et à la limite Sud entre Bale et Mulhouse, le niveau de la nappe a tendance à fortement s'abaisser, jusqu'à -3 m.

Concernant le mois de septembre, ces 2 modèles présentent une tendance moins marquée que les modèles CCCMA et GISS. En effet, nous retrouvons une élévation du niveau de la nappe pouvant être importante ponctuellement dans la partie Sud de la plaine et au niveau de Strasbourg. Cependant, la partie centrale de la plaine subit un abaissement du niveau de la nappe non significatif, alors que les limites Est du domaine d'étude présentent un abaissement important, pouvant atteindre -10 m ponctuellement.

Modèles GFDL_1 et MPI

Ces 2 modèles présentent des évolutions du niveau piézométrique intermédiaires par rapport aux 4 autres modèles pour les 2 mois considérés.

En février, nous observons une élévation globale du niveau de la nappe, cependant, elle n'est pas significative sur toute la partie centrale de la plaine. Nous retrouvons une forte élévation dans la partie Sud-Est de la plaine et au niveau de Strasbourg comme pour les modèles CCCMA et GISS, mais nous pouvons également noter un abaissement significatif du niveau piézométrique à la limite Nord-Est, au Sud de Fribourg et à l'exutoire du bassin versant de la Fecht, comme pour les modèles GFDL_0 et MRI.

En septembre, les modèles ne prévoient pas de perturbations importantes du niveau de la nappe dans le centre de la plaine, puisque les variations sont comprises entre -30 cm et +30 cm, ce qui correspond à notre erreur moyenne de calage du modèle. Nous observons une élévation du niveau de la nappe plus importante aux alentours de Strasbourg, ainsi qu'à Mulhouse et ses environs, et entre Mulhouse et Bâle, comme les modèles CCCMA et GFDL_0. Au niveau des limites Est et des exutoires des bassins versants de la Thur et de la Fecht, les variations piézométriques se rapprochent de ceux observées pour les modèles GFDL_0 et MRI, puisqu'il s'agit d'un abaissement significatif du niveau de la nappe.

Conclusion

Pour la période de futur lointain, nous avons pu voir précédemment que pour les mois d'hiver les précipitations augmentaient de manière importante pour le modèle CCCMA (+30 %), alors qu'elles étaient quasiment identiques pour le modèle MRI (+5 %) par rapport au temps présent. Ce contraste se retrouve dans l'évolution du niveau de la nappe du mois de février, puisque le modèle CCCMA présente la plus forte élévation du niveau piézométrique des 6 modèles alors que le modèle MRI présente la plus faible, non significative sur une majeure partie de la plaine, pouvant présenter un abaissement significatif en certains points. Pour les 4 autres modèles, les évolutions piézométriques décrites précédemment suivent le même ordre que les évolutions pluviométriques pour la période hivernale. En effet, le modèle GISS présente la plus forte hausse de précipitations des 4 modèles (+20 %) et également la plus

forte élévation du niveau de la nappe. Les 3 derniers modèles présentent une augmentation similaire des précipitations (entre +12 % et +17 %), similitude que nous retrouvons dans l'évolution du niveau de la nappe.

Pour le mois de septembre, le lien entre l'évolution de la pluviométrie et celle du niveau de la nappe se retrouve pour les modèles GFDL_0 et MRI, puisqu'ils présentent les plus fortes diminutions pluviométriques (respectivement -25 % et -15 %) et une évolution du niveau de la nappe tendant vers l'abaissement moyen. De même, le modèle MPI présente une diminution des précipitations de -10 % et un abaissement global du niveau de la nappe, moins important que pour les 2 modèles cités précédemment. Pour les 3 autres modèles, le lien direct évolution pluviométrique/évolution piézométrique n'est pas évident. En effet, le modèle GFDL_1 présente une légère augmentation des précipitations (+1,5 %) et les modèles MPI et GISS une très faible diminution (entre -5 % et -1 %), alors que l'évolution piézométrique liée au GFDL_1 tend à l'abaissement et celle liée aux modèles CCCMA et GISS présente une tendance à l'élévation du niveau de la nappe.

3.3.2.3 Estimation de l'incertitude des prévisions

La Figure 76 représente les écarts types calculés pour les modèles ARPEGE_A1B, CCCMA et MRI pour la période de futur proche. La Figure 77 représente les écarts types calculés pour les modèles ARPEGE_A1B, ARPEGE_A2 et ARPEGE_B1 pour la période de futur lointain et la Figure 78 représente ceux des modèles CCCMA et MRI pour la période de futur lointain. Ces 2 modèles correspondent aux plus forts écarts types pour la période de futur lointain pour le modèle CCCMA et aux plus forts écarts types pour la période de futur proche pour le modèle MRI. Les écarts types liés aux autres modèles sont présentés en annexe D.

Ces écarts types sont calculés sur les 150 évolutions piézométriques utilisées pour obtenir les évolutions moyennes mensuelles ou périodiques présentées précédemment. Le calcul de cet écart type nous permet d'estimer l'incertitude liée aux prévisions de variation de la hauteur piézométrique de l'aquifère du Rhin Supérieur.

Ces figures nous montrent que l'ensemble des modèles présente des résultats similaires :

- Les écarts types obtenus pour le mois de février et pour le mois de septembre sont sensiblement identiques ;
- Les écarts types sont fonction des variations du niveau de nappe annoncées : la plaine, zone de faible variation du niveau de la nappe, présente les écarts types les plus faibles, tandis que les écarts types les plus importants sont observés au niveau des zones de variation de nappe importante ;
- Les écarts types étant corrélés aux variations de la nappe, ils présentent, pour un même modèle, une répartition identique en futur proche et en futur lointain, avec toutefois des valeurs plus importantes en futur lointain.

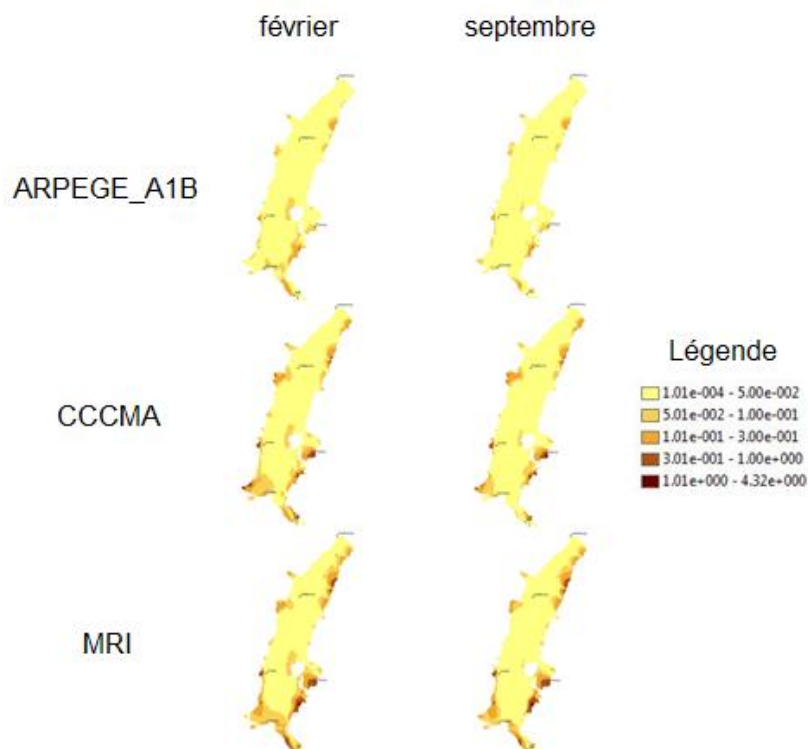


Figure 76. *Ecart type calculé par rapport au niveau piézométrique pour les modèles ARPEGE_A1B, CCCMA et MRI pour la période de futur proche*

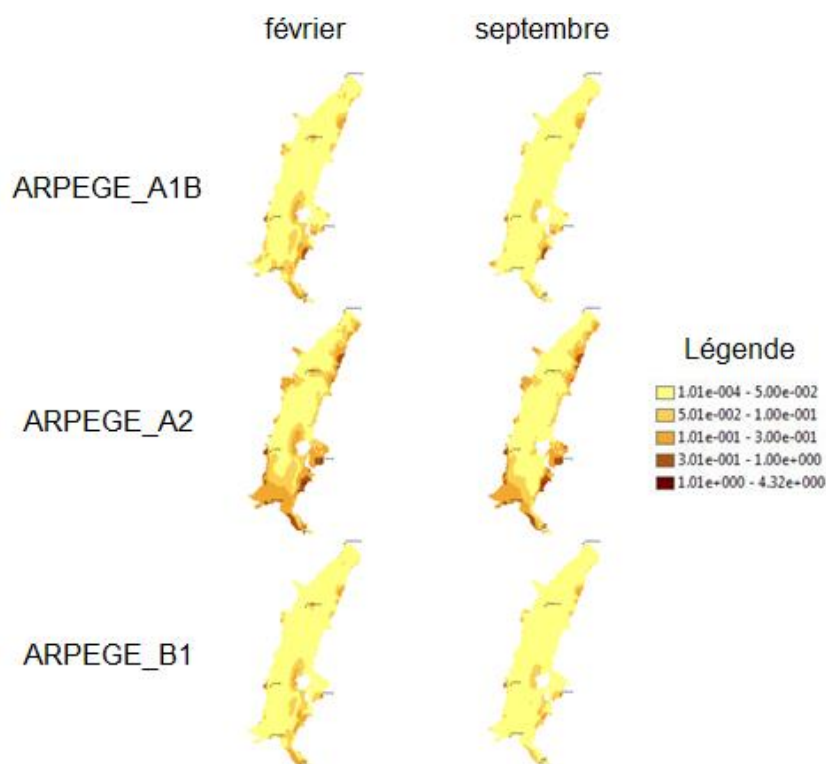


Figure 77. *Ecart type calculé par rapport au niveau piézométrique pour les modèles ARPEGE_A1B, ARPEGE_A2 et ARPEGE_B1 pour la période de futur lointain*

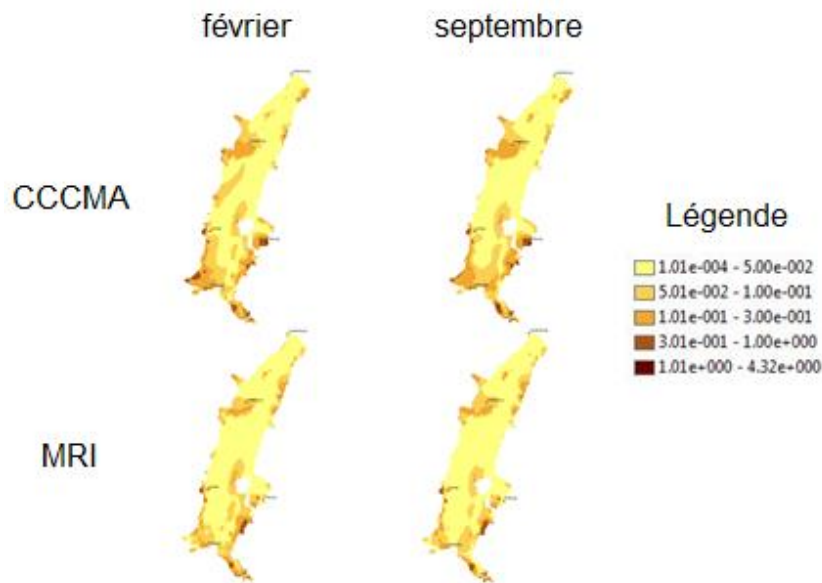


Figure 78. *Ecart type calculé par rapport au niveau piézométrique pour les modèles CCCMA et MRI pour la période de futur lointain*

Les figures précédentes nous montrent également que certaines zones de la plaine présentent un fort écart type pour tous les modèles et les 2 horizons futurs. Ces zones correspondent à l'exutoire de certains bassins versants, notamment celui de la Thur, la Lauch, la Bruche, l'Acher et le Rench. Ces forts écarts types nous montrent qu'il existe des possibilités d'amélioration, soit dans la prise en compte des bassins versants par le modèle HPP-INV, soit dans notre modèle hydrologique.

Grâce au calcul des écarts types présentés précédemment, nous pouvons déterminer l'intervalle de confiance lié aux évolutions moyennes piézométriques. Cet intervalle de confiance correspond à la marge d'erreur intrinsèque au calcul de moyenne. Nous avons décidé de travailler avec 95% de confiance, le calcul de l'intervalle se fait donc par la formule suivante :

$$\hat{\bar{x}} \in \left[\bar{x} \pm \frac{1,96.\sigma}{\sqrt{n}} \right]$$

Avec : - $\hat{\bar{x}}$: moyenne réelle

- $\bar{x}$: moyenne observée

- σ : écart type

- n : population liée au calcul de la moyenne (dans notre cas, il s'agit des 150 simulations)

Par cette formule, nous obtenons :

Ecart type	Intervalle de confiance [m]
$1.10^{-4} - 5.10^{-2}$	$1.10^{-5} - 1.10^{-3}$
$5.10^{-2} - 1.10^{-1}$	$1.10^{-3} - 2.10^{-2}$
$1.10^{-1} - 3.10^{-1}$	$2.10^{-2} - 6.10^{-2}$
$3.10^{-1} - 1$	$6.10^{-2} - 2.10^{-1}$
$1 - 4.32$	$2.10^{-1} - 8.10^{-1}$

Nous avons observé que dans la partie Nord de la nappe, l'écart type varie entre 1.10^{-4} et 1.10^{-1} , sauf points exceptionnels décrits précédemment. Les évolutions moyennes calculées y ont donc un intervalle de confiance compris entre 2.10^{-5} m et 2.10^{-2} m. Cet intervalle étant inférieur ou proche du centimètre, les évolutions moyennes présentées représentent donc très bien les 150 simulations et se rapprochent donc des évolutions moyennes réelles.

Dans la moitié Sud, la nappe présente dans sa partie centrale le même écart type que dans la partie Nord. Les évolutions moyennes présentées sont donc très représentatives de l'ensemble des simulations, et correspondent donc aux évolutions moyennes réelles.

Au niveau de Mulhouse, des limites Sud du modèle et de certains exutoires de bassins versants, nous observons les écarts types les plus importants, compris entre 3.10^{-1} m et 4.32 m, comme décrits précédemment. L'intervalle de confiance est donc compris entre 6.10^{-2} m et 8.10^{-1} m. Les évolutions moyennes présentées sont donc plus éloignées de l'évolution moyenne réelle, il faut donc prendre en compte cette marge d'erreur dans l'interprétation des moyennes en plus de l'erreur liée au calage (30 cm). Ces zones correspondent aux plus fortes évolutions observées, positive ou négative suivant le modèle et la période observée, mais aussi aux écarts types les plus importants, c'est pourquoi même si l'erreur totale peut atteindre 1,10 m (80 cm pour l'intervalle de confiance et 30 cm pour l'erreur de calage), les évolutions restent significatives vu qu'elles sont généralement supérieures à 1 m en valeur absolue.

3.3.3. EVOLUTION DU DEBIT DANS LES RIVIERES

L'évolution des débits de la Bruche et de la Fecht ayant été traitée dans le chapitre 2, ainsi que celle du débit du Rhin à Bâle dans ce chapitre, nous nous attarderons dans cette partie sur l'évolution du débit de l'Ill à Strasbourg, du débit du Rhin à l'exutoire du domaine, ainsi que celle de la Kinzig, car il s'agit de l'affluent du Rhin le plus important côté allemand.

Pour rappel, nous avons montré que, dans un futur proche, les débits de la Bruche et de la Fecht ne devraient pas être modifiés significativement, mais que les périodes d'étiage et de hautes eaux devraient être plus étalées dans le temps. Pour la période de futur lointain, le modèle le plus optimiste (ARPEGE_B1) prévoit une augmentation globale des débits, malgré une diminution ponctuelle des débits d'étiage. Le modèle le plus pessimiste (ARPEGE_A2) présente une diminution globale des débits sur l'année, alors que la période de crue est réduite dans le temps et le que débit de pointe est plus important. Enfin, le modèle ARPEGE_A1B, considéré comme un modèle intermédiaire, annonce une accentuation prononcée des débits de crue et des débits d'étiage, sans modification de la répartition mensuelle des débits.

Le débit du Rhin à Bâle conserve son régime nivo-glaciaire dans un futur proche, cependant, le débit de pointe est moins important et le débit d'étiage augmente. Les révisions pour le futur lointain présentent un décalage temporel de la période de hautes eaux vers la saison printanière, ainsi qu'un débit d'étiage atteint en automne. Le débit de pointe ne diminue pas par rapport au futur proche, alors que le débit d'étiage est plus important.

Tous les graphiques présentés dans cette partie ont la même structure. Les lignes en trait plein représentent les évolutions liées aux modèles ARPEGE (uniquement ARPEGE_A1B pour le futur proche ; ARPEGE_A1B, ARPEGE_A2 et ARPEGE_B1 pour le futur lointain). La surface orange représente la fourchette dans laquelle sont présents les résultats de l'ensemble des 6 autres modèles (CCCMA, GFDL_0, GFDL_1, GISS, MPI, MRI).

3.3.3.1 Futur proche

3.3.3.1.1 L'Ill à Strasbourg et la Kinzig

La Figure 79 et la Figure 80 présentent l'évolution du débit moyen mensuel de l'Ill à Strasbourg et de la Kinzig pour la période de futur proche, soit août 2046 à juillet 2065, par rapport au temps présent.

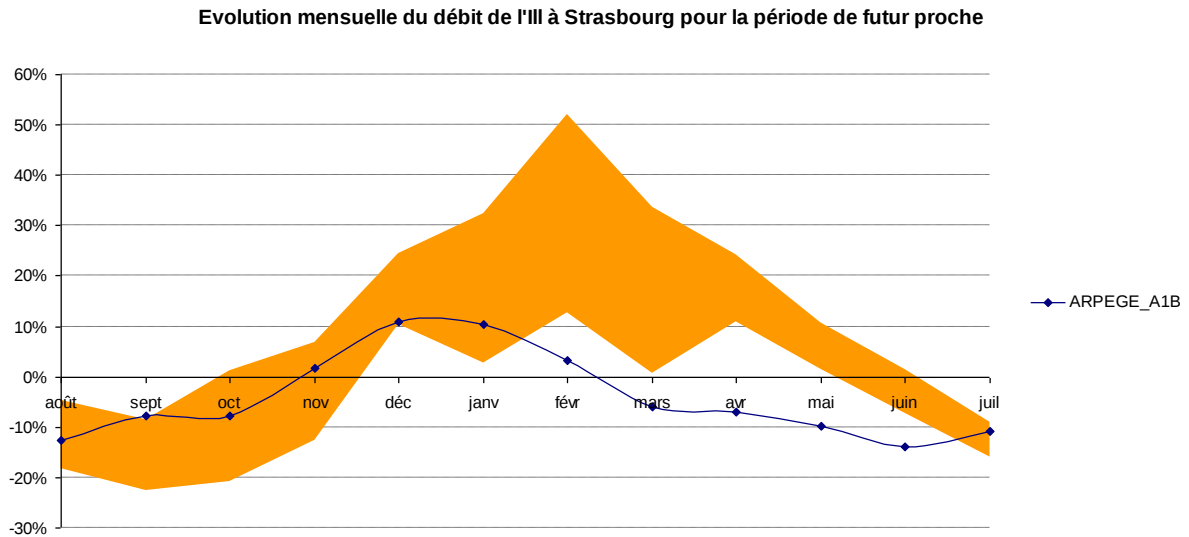


Figure 79. Evolution du débit mensuel moyen de l'Il à Strasbourg (futur proche)

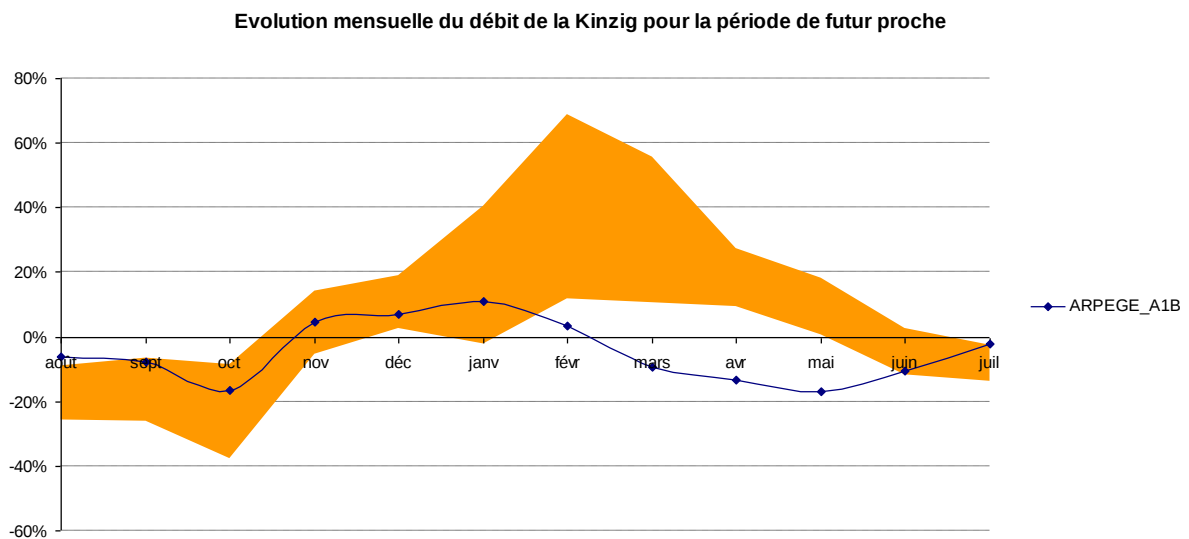


Figure 80. Evolution du débit mensuel moyen de la Kinzig (futur proche)

L'Il et la Kinzig suivent une évolution similaire dans le futur proche par rapport au temps présent.

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B prévoit une augmentation du débit durant les mois de novembre à février. Cette augmentation est maximale pour les mois de décembre et janvier (+10%) pour l'Il et uniquement pour le mois de janvier (+10%) pour la Kinzig. Pour les mois de novembre et février, le débit augmente peu au niveau de l'Il (respectivement +2% et +3%). De même l'augmentation du débit de la Kinzig est minime pour les mois de novembre, décembre et février (respectivement +4%, +6% et +3%).

Cette différence de variations dans le temps tend à allonger la période de hautes eaux de 1 mois à 4 mois pour les 2 rivières avec des débits de pointe plus importants.

Pour le reste de l'année, nous pouvons observer une diminution des débits mensuels moyens pour les 2 rivières. Cette diminution est maximale au mois d'octobre et de mai (-16%) pour la Kinzig alors qu'elle est maximale au mois de juin et août (-16%) au niveau de l'Ill. Cependant cette diminution ne dépasse pas les -6% entre juillet et septembre et elle est comprise entre -10% et -13% pour les mois de mars, avril et juin sur la Kinzig. A Strasbourg, le débit de l'Ill subit également une diminution comprise entre -6% et -10% durant les mois de septembre, octobre, mars, avril, mai et juillet.

Cette diminution durant 8 mois consécutifs tend à allonger la période de basses eaux sur les mois d'août à octobre, en diminuant également le débit d'étiage. De plus, la durée de la période de transition entre le débit d'étiage et le débit de pointe est réduite à 1 mois, puisque le dernier mois d'étiage est octobre alors que le débit des hautes eaux est alors atteinte dès le mois de décembre. La période de transition entre le débit de hautes eaux et le débit d'étiage est quant à elle rallongée puisqu'elle s'étend entre mars et juillet pour le futur proche.

Les 6 autres modèles

L'ensemble des 6 modèles prévoient une augmentation globale des débits de l'Ill et de la Kinzig pour les mois de décembre à mai. Durant cette période au niveau de l'Ill, le modèle MRI propose les augmentations les plus faibles, comprises entre +1% en mars et +12% en février. Les augmentations les plus importantes sont atteintes pour les modèles GFDL_0 et GFDL_1, entre +10% en mai et +52% en février. Au niveau de la Kinzig, les augmentations sont quasi nulles en décembre, janvier et mai, alors qu'elles atteignent +12% en février. La limite maximale varie entre +18% en décembre et en mai et +68% en février.

Durant la période estivale, les 2 rivières voient leurs débits diminuer. Pour l'Ill, l'ensemble des modèles prévoient une diminution entre juillet et septembre. La diminution minimale varie entre -4% en août et -9% en juillet. La diminution maximale atteinte sur la période juillet-septembre varie entre -16% en juillet et -22% en septembre.

Du côté de la Kinzig, le débit diminue entre juillet et octobre. La diminution minimale sur ces quelques mois varie entre -13% en juillet et -37% en octobre.

Durant les périodes transitoires, soit octobre-novembre et juin pour l'Ill, la tendance liée à l'ensemble des 6 modèles est à la diminution du débit. En effet pour ces 3 mois, l'augmentation maximale atteinte n'est que de +6% en novembre et ne dépasse pas les +1,5% en octobre et juin. L'extrême opposé proposé par les 6 modèles varie entre -12% en novembre et -21% en octobre.

Du côté de la Kinzig les périodes de transition sont limitées au mois de novembre et de juin. Les modèles CCCMA, GFDL_0 et MRI prévoient une diminution de -3% du débit en novembre, alors que les 3 autres estiment que le débit va augmenter de +12% en moyenne pour le même mois. En juin, les modèles GFDL_1 et GISS prévoient une diminution moyenne de -7% alors que les autres modèles prévoient une augmentation moyenne de +2%.

3.3.3.1.2 Le Rhin à l'exutoire du domaine

La Figure 81 présente l'évolution du débit moyen mensuel du Rhin au niveau de l'exutoire du domaine d'étude pour la période de futur proche (août 2046 à juillet 2065) par rapport au temps présent.

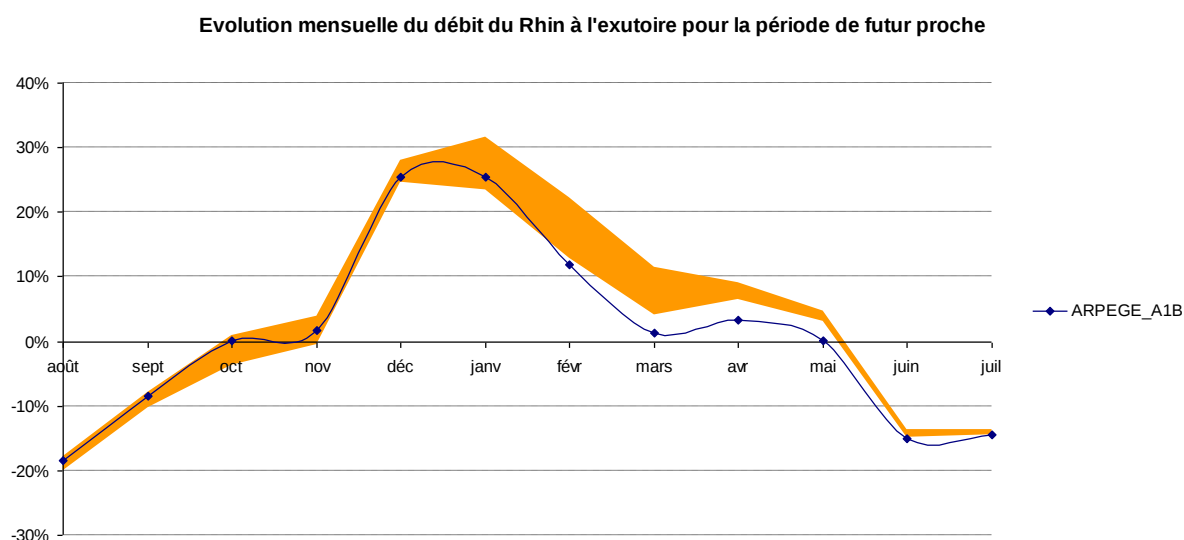


Figure 81. Evolution du débit mensuel moyen du Rhin à l'exutoire du domaine (futur proche)

Dans un premier temps, nous pouvons observer que, contrairement aux autres rivières, tous les modèles semblent avoir le même impact sur le Rhin. En effet dans tous les cas, nous observons une diminution du débit du Rhin de juin à septembre et une augmentation le reste de l'année.

Durant les mois de juin à septembre, le débit du Rhin diminue de -9% en septembre à -18% en août.

Durant les mois d'octobre et novembre, aucun modèle ne propose de modification significative du débit du Rhin.

Pour les mois de décembre à février, les 7 modèles s'accordent à estimer une forte augmentation du débit du Rhin par rapport au temps présent. Le modèle ARPEGE_A1B prévoit une augmentation entre +12% en février et +25% en décembre. Les 6 autres modèles prévoient une augmentation similaire au modèle ARPEGE_A1B pour le mois de décembre, mais elle est plus importante en janvier et février. Elle peut atteindre +32% en janvier (contre +25% pour le modèle ARPEGE_A1B) et est comprise entre +13% et +22% en février (contre +12% pour le modèle ARPEGE_A1B).

Enfin entre mars et mai, le modèle ARPEGE_A1B prévoit une augmentation inférieure à +3%. Les 6 autres modèles prévoient une augmentation plus importante pour ces 3 mois, puisqu'elle est comprise entre +4% et +11%.

3.3.3.1.3 Conclusions futur proche

Rivières, hormis le Rhin

Le Tableau 3 Tableau récapitulatif des évolutions des débits pour la période de futur proche présente une synthèse des évolutions des débits d'étiage et de pointe des rivières Bruche, Fecht, Ill et Kinzig pour la période de futur proche.

Rivières	Evolution du débit d'étiage (septembre)		Evolution du débit de pointe (février)	
	ARPEGE	6 autres modèles	ARPEGE	6 autres modèles
Bruche	- 12%	[- 42% ; - 6%]	+ 1.5%	[+ 0% ; + 89%]
Fecht	- 10%	[- 32% ; - 7%]	+ 10%	[+ 16% ; + 102%]
Ill (à Strasbourg)	- 7%	[- 22% ; - 8%]	+ 3%	[+ 12% ; + 52%]
Kinzig	- 7%	[- 26% ; - 6%]	+ 3%	[+ 11% ; + 68%]

Tableau 3 Tableau récapitulatif des évolutions des débits pour la période de futur proche

L'ensemble des modèles disponibles présente une augmentation du débit de pointe en février et une diminution du débit d'étiage pour le futur proche par rapport au temps présent. De même, la période de transition entre le débit d'étiage et le débit de pointe est réduite à un seul mois pour les 7 modèles par rapport à 4 mois en temps présent.

La différence majeure entre le modèle ARPEGE_A1B et les 6 autres modèles se situe au niveau de la durée de la période de transition entre la période de forts débits et la période sèche. En effet, le modèle ARPEGE_A1B prévoit une période de transition s'étalant entre avril et juin, ce qui limite la période à 4 mois, alors que les 6 autres tendent à étendre la période de forts débits de décembre à mai et donc à réduire la période de transition entre les forts débits et les débits les plus faibles à un seul mois.

Le Rhin

Les 7 modèles disponibles sur la période futur proche s'accordent sur l'évolution du débit mensuel du Rhin. Alors que le Rhin présente un régime clairement nivo-glaciaire en temps présent, il semblerait que ce régime tende à être modifié dans un futur proche. En effet, le débit de pointe est toujours atteint en été, cependant il est moins important qu'en temps présent, passant de 1800 m³/s à un peu plus de 1500 m³/s en moyenne en juin au niveau de l'exutoire.

De plus, la période d'étiage présente des débits plus importants et est décalée dans le temps. En effet, en temps présent, le débit minimum à l'exutoire est de 900 m³/s et est atteint en janvier, alors qu'il est de 1000 m³/s pour le futur proche et est atteint en octobre/novembre.

Le Rhin conserve les caractéristiques d'un régime nivo-glaciaire pour la période de futur proche ; cependant, son hydrogramme lissé suggère une évolution future vers un régime pluvio-nival.

3.3.3.2 Futur lointain

3.3.3.2.1 L'Il à Strasbourg et la Kinzig

La Figure 82 et la Figure 83 présentent les résultats obtenus pour le débit de l'Il à Strasbourg et pour le débit de la Kinzig pour la période de futur lointain, soit août 2081 à juillet 2098. Ces résultats sont présentés sous la forme de différence entre le débit mensuel en temps présent et le débit mensuel pour la période futur lointain.

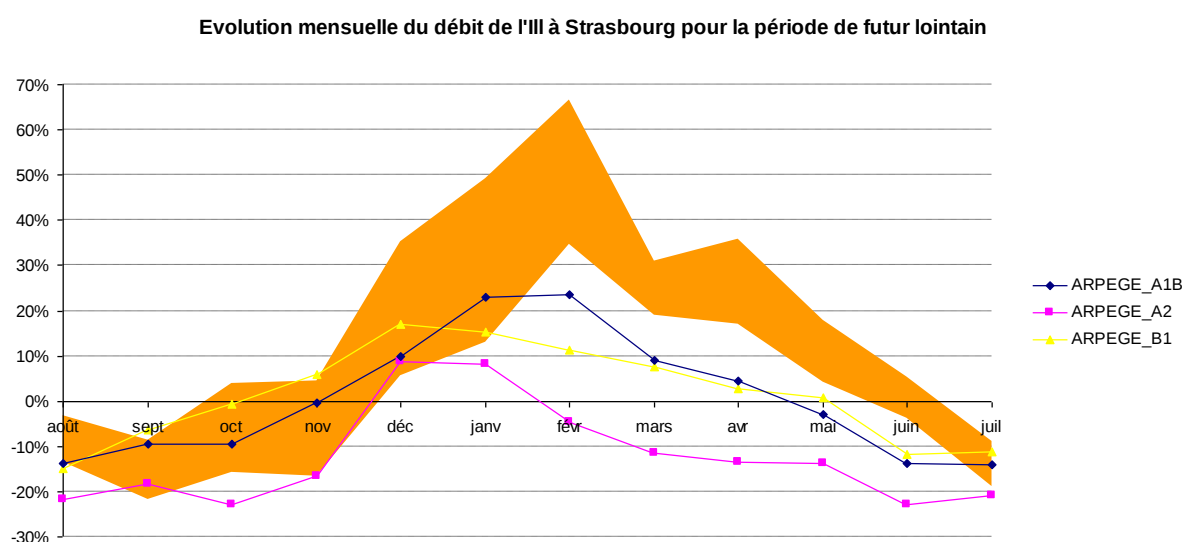


Figure 82. Evolution du débit mensuel moyen de l'Il à Strasbourg (futur lointain)

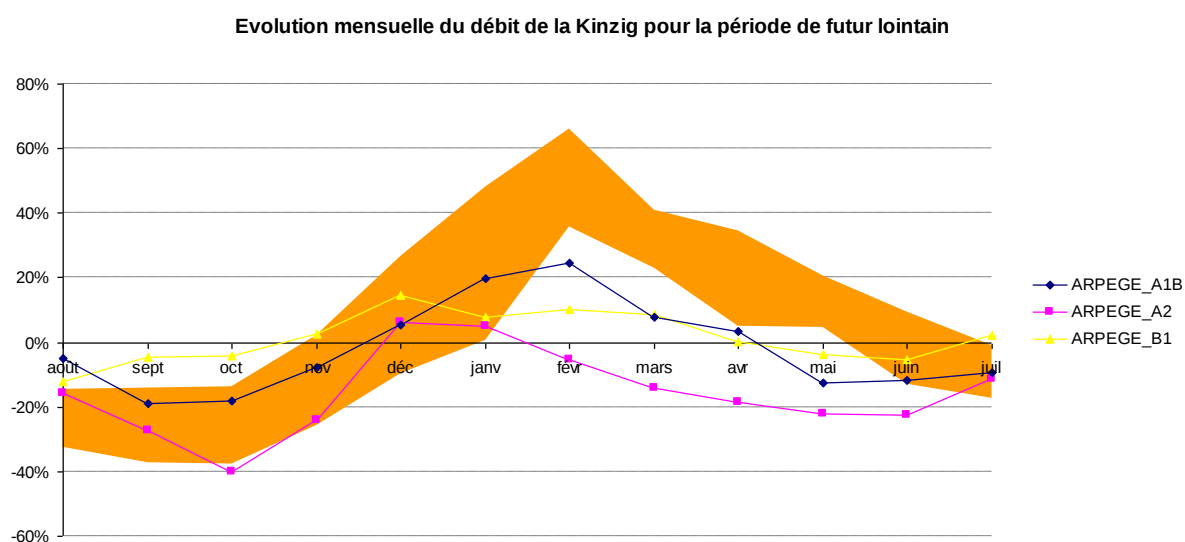


Figure 83. Evolution du débit mensuel moyen de la Kinzig (futur lointain)

Modèle ARPEGE_A1B

Le modèle ARPEGE_A1B prévoit une diminution du débit de juin à octobre pour l'Ill et de mai à novembre pour la Kinzig. Cette diminution est maximale en juillet-août (-14%) pour l'Ill et en septembre-octobre (-18%) pour la Kinzig.

Nous pouvons observer une augmentation du débit pour le reste de l'année pour la Kinzig, avec un pic à +25% en février. Au niveau de l'Ill, le débit est plus important qu'en temps présent pour les mois de décembre à avril, avec un pic en janvier et février à +24%.

Contrairement à la Kinzig, le débit semble le même qu'en temps présent pour les mois de novembre et mai.

Modèle ARPEG_A2

Le modèle ARPEGE_A2 est le modèle le plus pessimiste des modèles ARPEGE.

Nous pouvons observer une augmentation du débit de pointe pour les 2 rivières. En effet la période janvier-février correspond aux seuls mois durant lesquels les débits ne sont pas inférieurs aux débits calculés en temps présent. Cette augmentation est de +9% pour l'Ill et +5% pour la Kinzig.

Le reste de l'année, le débit est toujours inférieur au débit de temps présent. La diminution de débit est inférieure à 15% de février à mai pour l'Ill, alors qu'elle avoisine les 20% de juin à novembre. Pour la Kinzig, la diminution est progressive de février à juin, passant de -5% à -23%. Pour les mois de juillet et août, elle est moins importante (respectivement -11% et -15%), puis atteint son summum sur la période septembre-novembre (-25% en septembre et novembre, -40% en décembre).

Modèle ARPEGE_B1

Le modèle ARPEGE_B1 est le plus optimiste. Cependant les résultats suivent également une dynamique accentuant le contraste entre le débit de pointe et le débit d'étiage.

En effet, nous pouvons noter une augmentation du débit entre novembre et avril, avec un pic de +17% en décembre pour l'Ill. Le débit diminue de manière uniforme en juin, juillet et août (-12%), alors que la diminution n'est que de -6% en septembre et que le débit est identique au débit de temps présent en octobre et en mai.

Au niveau de la Kinzig, nous retrouvons également une diminution estivale et une augmentation hivernale du débit par rapport au temps présent. Cependant nous pouvons noter que le débit ne diminue pas en juillet et a même tendance à augmenter légèrement (+2%). Durant la période hivernale et printanière, le débit augmente donc, avec un pic en décembre à +14%. Durant le reste de l'année, le débit inférieur au temps présent, la différence maximale est atteinte pendant le mois d'août avec -12%.

Les 6 autres modèles

Les 6 autres modèles prévoient une évolution des débits de l'Ill et de la Kinzig dont la dynamique est similaire à celle rencontrée pour le futur proche. Cependant les différences, aussi bien positives que négatives, par rapport au temps présent sont plus importantes.

Au niveau de l'Ill, la période juillet-septembre présente une diminution du débit par rapport au temps présent, comme nous avons pu le constater en futur proche. Cette diminution est comprise entre -3% et -21%. Nous retrouvons également un débit supérieur au temps présent entre décembre et mai. Cependant elle est plus importante que pour le futur proche, puisque la limite minimale est comprise entre +5% en décembre et mai et +34% en février. L'augmentation mensuelle maximale constatée varie entre +17% en mai et +66% en février.

Comme pour la période de futur proche, le débit de la Kinzig pour le futur lointain est inférieur à celui du temps présent entre juillet et octobre. Cependant la variation par rapport au temps présent est plus importante pour les mois d'août à octobre (entre -14% et -37%) alors qu'elle est similaire à celle du futur proche en juillet (entre -1% et -17%).

En novembre, le débit a tendance à diminuer globalement puisque la limite inférieure des variations atteint -25% pour le modèle GFDL_0, cependant les modèles CCCMA, GISS et GFDL_1 prévoient une modification nulle du débit.

Entre décembre et mai, le débit de la Kinzig augmente par rapport au temps présent. Cependant nous pouvons observer qu'au mois de décembre la limite inférieure donne une variation négative (-10%) et quasiment nulle (+0,5%) en janvier. Pour les autres mois, la limite inférieure est toujours positive et comprise entre +5% en avril/mai et +35% en février. En considérant la limite supérieure des résultats obtenus avec les 6 modèles, nous remarquons que la variation de débit est toujours supérieure à +20% entre décembre et mai. Durant cette période, l'augmentation maximale est de +66% en février.

Enfin en juin, la variation du débit de la Kinzig dépend fortement du modèle étudié. En effet les modèles CCCMA et MRI prévoient une augmentation du débit, comprise entre +3% et +10% ; alors que les autres modèles estiment que le débit diminuera (entre -3% et -12%).

3.3.3.2.2 Le Rhin à l'exutoire du domaine

La Figure 84 présente l'évolution du débit mensuel moyen du Rhin à l'exutoire du domaine pour la période de futur lointain.

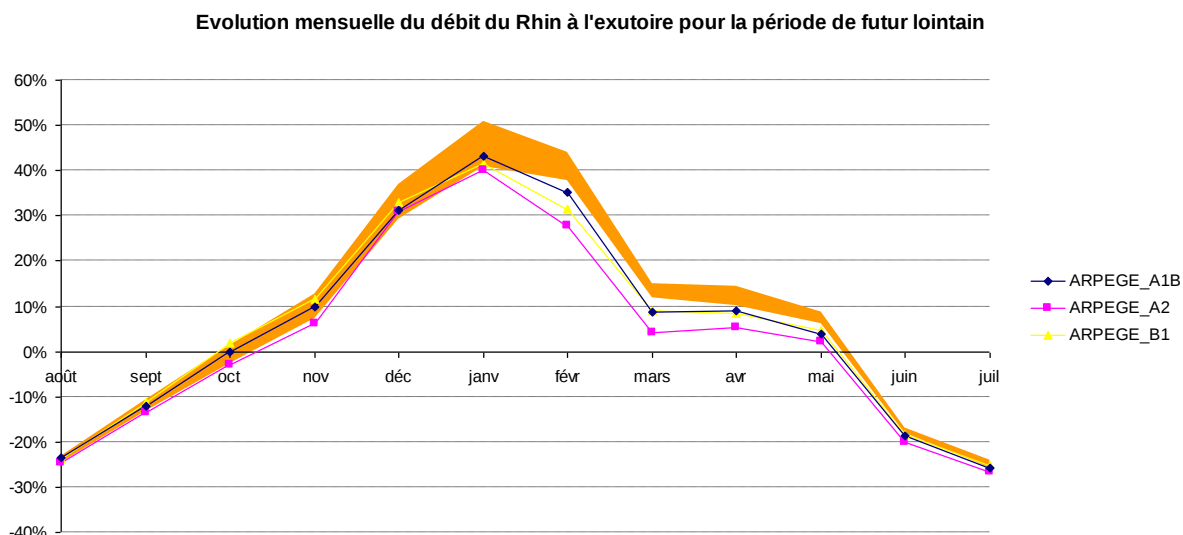


Figure 84. Evolution du débit mensuel moyen du Rhin à l'exutoire du domaine (futur lointain)

Dans le cas du futur lointain, tous les modèles prévoient la même évolution du débit du Rhin à l'exutoire. De plus nous retrouvons la même dynamique que pour le futur proche, soit :

- diminution du débit de juin à septembre par rapport au temps présent
- modification quasi-nulle du débit en octobre
- augmentation globale du débit de novembre à mai, avec une forte augmentation de décembre à février.

Cependant la différence de débit entre le temps présent et le futur lointain est plus importante par rapport à celle liée au futur proche.

La diminution de débit la plus importante est toujours atteinte en juillet et août. Elle est uniforme sur tous les modèles et atteint -25%.

De même l'augmentation de débit la plus importante est atteinte en janvier, mais elle varie ici entre +40% et +50%.

La seule phase où les modèles ne proposent pas exactement la même évolution est de février à mai. En février, les modèles ARPEGE estiment l'augmentation entre +27% et +35%, alors que les 6 autres modèles l'estiment entre +37% et +44%. De même sur la période mars-mai, l'évolution du débit est homogène sur les 3 mois, mais les modèles prévoient une augmentation entre +2% et +8%, alors que les autres modèles l'estiment entre +6% et +15%.

3.3.3.2.3 Conclusions futur lointain

Rivières, hormis le Rhin

La 0 présente une synthèse des évolutions des débits d'étiage et de pointe des rivières Bruche, Fecht, Ill et Kinzig pour la période de futur lointain.

Rivières	Evolution du débit d'étéage (septembre)		Evolution du débit de pointe (février)	
	ARPEGE	6 autres modèles	ARPEGE	6 autres modèles
Bruche	[- 28% ; - 10%]	[- 46% ; - 20%]	[- 11% ; + 28%]	[+ 32% ; + 84%]
Fecht	[- 27% ; - 8%]	[- 40% ; - 19%]	[+ 3% ; + 39%]	[+ 47% ; + 94%]
Ill (à Strasbourg)	[- 18% ; - 6%]	[- 21% ; - 8%]	[- 4% ; + 24%]	[+ 34% ; + 66%]
Kinzig	[- 27% ; - 4%]	[- 37% ; - 14%]	[- 5% ; + 24%]	[+ 35% ; + 65%]

Tableau 4 Tableau récapitulatif des évolutions des débits pour la période de futur lointain

Les résultats proposés par les 9 modèles pour la période de futur lointain présentent des similarités ; en effet, nous pouvons observer les tendances suivantes :

- augmentation du débit de pointe,
- diminution du débit d'étéage,
- étalement de la période de forts débits,
- étalement de la période de faibles débits,
- réduction de la période de transition entre les faibles débits et les forts débits à 1 mois.

Ces grandes tendances étant communes aux 4 rivières étudiées (la Bruche, la Fecht, l'Ill et la Kinzig), nous pouvons considérer qu'elles sont applicables à l'ensemble du réseau hydrographique du domaine, excepté le Rhin.

Le Rhin

Pour la période de futur lointain, les 9 modèles présentent toujours la même évolution montrant que le Rhin subit toujours une modification de son régime.

Le débit de pointe continue de diminuer et tend à se décaler vers les mois printaniers, puisqu'il est désormais atteint en mai à la place de juin. Le débit d'étéage diminue également et la période de faibles débits est désormais atteinte entre août et novembre. Le débit durant les mois de décembre à février a fortement augmenté pour former une 2ème période de forts débits, alors que cette période correspondait à la période d'étéage en temps présent.

Globalement, l'évolution du régime du Rhin suggère qu'il présentera un régime pluvio-nival dans des horizons ultérieur à 2100.

3.3.3.3 Comparaison avec les résultats du modèle MODCOU

Contrairement à l'évolution du niveau de la nappe, le modèle MODCOU et le modèle HPP-INV prévoit une évolution similaire des débits pour les périodes de futur proche et de futur lointain.

En effet, le modèle MODCOU prévoit également une augmentation des débits maximaux pour les mois de janvier et février. De même, nous retrouvons une diminution des débits d'étiage durant les mois estivaux. Ces évolutions sont plus prononcées pour la période de futur lointain que pour la période de futur proche.

Au niveau de l'exutoire, nous retrouvons une augmentation des débits hivernaux et une diminution de débits estivaux. Ces derniers atteignent des valeurs identiques à ceux de la période hivernale. Nous avons donc également une modification du régime du Rhin pour l'horizon 2100, montrant que l'influence nivale n'est plus prépondérante à Lauterbourg. Le régime est alors dominé à parts égales par l'influence alpine et l'influence océanique.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail de thèse a présenté l'élaboration et les résultats d'une modélisation numérique de l'aquifère du Rhin Supérieur, pour améliorer la compréhension de son fonctionnement actuel, puis pour déterminer son comportement futur vis-à-vis du changement climatique.

Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à la structure géologique et aux usages du bassin du Rhin Supérieur. Ceci nous a permis de mettre en évidence l'importance de l'étude de l'impact du changement climatique sur ce bassin pour la gestion future de la ressource, que ce soit par rapport aux différents pompages réalisés au sein de la nappe, pour l'alimentation en eau potable, à but industriel ou bien encore pour l'agriculture, ou encore par rapport à la navigabilité du Rhin et son utilisation en tant que source d'énergie hydroélectrique. Nous avons abordé ensuite les méthodes de calcul utilisées au sein du programme HPP-INV, nous permettant la modélisation de la nappe phréatique, mais aussi la méthode d'inversion permettant la caractérisation du domaine d'étude à partir de données mesurées (piézométrie et débit des rivières). Enfin, nous avons réalisé une étude bibliographique des différents modèles pluie-débit permettant la création d'un modèle adapté à notre étude.

Dans un deuxième temps, nous avons abordé la création du domaine modélisant numériquement le bassin du Rhin Supérieur entre Bâle et Lauterbourg. Cette modélisation nous a permis de mettre en avant l'importance de la création d'un modèle pluie-débit, car les débits en amont des rivières sont imposés et doivent donc être calculés pour les différents scénarios de changement climatique. Cette partie a présenté également le modèle pluie-débit que nous avons développé. Pour rappel, ce modèle est composé de 3 types de réservoirs : un réservoir gérant le stock d'eau sous forme de neige, un réservoir dit « sol » gérant le stock d'eau dans le sol, et enfin un réservoir de routage. De plus, ce modèle permet également un zonage des bassins versants selon l'altitude du terrain naturel afin de mieux prendre en compte les variations du stock de neige principalement. Nous avons ensuite abordé son application dans le cadre de cette étude, par l'intermédiaire de la paramétrisation des bassins versants pour les calculs futurs de débits à l'exutoire du bassin versant.

Nous avons ensuite étudié les résultats de l'inversion du modèle HPP-INV sur une période allant de janvier 1986 à décembre 2000. Ce calage des paramètres caractérisant l'aquifère du Rhin Supérieur a été validé grâce aux données piézométriques et de débits du projet MoNit et nous a permis de déterminer une erreur de calage de 40 cm sur la piézométrie. Cette étape de calage nous a permis de faire ressortir les caractéristiques de la nappe, par le calcul de la transmissivité moyenne, ainsi que son fonctionnement à travers un bilan des débits entrant et sortant du domaine d'étude. Nous avons alors remarqué que les échanges nappe-rivières avaient un impact prépondérant sur ce bilan, ainsi que les précipitations, puisque ces dernières correspondent à 30% du débit entrant. Enfin, nous avons pu déterminer également qu'en moyenne, sur une année, le stock d'eau au sein de la nappe augmente entre décembre et avril alors qu'il diminue sur le reste de l'année ; cependant, le bilan sur une année complète nous montre que ce stock est inchangé.

Enfin, nous avons montré qu'au niveau de la plaine le débit des rivières est maximum autour du mois février et minimum autour du mois de septembre, alors que le débit du Rhin suit une

dynamique inverse, soit une période d'étiage en hiver et une période de crue durant la période estivale. Nous avons également abordé les variations mensuelles du niveau de la nappe et montré que le Rhin permettait une stabilisation du niveau piézométrique dans son entourage alors qu'au niveau du reste de la nappe les hautes eaux sont atteintes en février et les basses eaux en septembre.

Enfin, la troisième et dernière partie de cette thèse a porté sur le calcul de l'impact du changement climatique sur l'aquifère du Rhin supérieur. Pour le calcul de cet impact, nous avons utilisé plusieurs modèles climatiques basés sur 3 scénarios d'émissions de gaz à effet de serre définis par le GIEC au sein de son 4^{ème} rapport. Le calcul de cet impact a été effectué pour 2 périodes futures (« futur proche » de août 2046 à juillet 2065 et « futur lointain » de août 2081 à juillet 2099) par rapport à une période dite « temps présent » entre août 1961 et juillet 2000.

Pour cela, nous avons dans un premier temps décrit les évolutions des précipitations (pluvieuse et neigeuse) et de l'évapotranspiration potentielle décrites par les différents modèles climatiques utilisés. Nous avons pu noter que les précipitations variaient peu pour les 2 horizons futurs durant la période hivernale alors qu'elles diminuent durant la période estivale par rapport au temps présent. Contrairement aux précipitations, les différents modèles climatiques prévoient tous une augmentation de l'évapotranspiration potentielle pour les 2 horizons futurs, cependant nous pouvons noter que cette augmentation est plus importante pour le futur lointain que pour le futur proche.

Nous nous sommes ensuite intéressés à l'évolution du niveau de la nappe, puisque celle-ci est fortement utilisée dans le bassin du Rhin Supérieur, et que de fortes modifications du niveau de cette dernière impacteraient sur la gestion des différents usages ainsi que sur la prévention des inondations par remontée de nappe. Nous avons pu observer que l'évolution du niveau de la nappe était fortement dépendante de l'évolution des conditions météorologiques. En effet, les modèles climatiques prévoyant une diminution des précipitations pour le futur proche ont abouti à une baisse globale du niveau piézométrique et inversement. Ces évolutions piézométriques ont pu être sectorisées, puisque que la moitié Nord du domaine d'étude présente des évolutions non significatives, alors que la moitié Sud, particulièrement au Nord de Mulhouse, présente des modifications plus importantes du niveau de la nappe. Ainsi, sur les 7 modèles climatiques disponibles, 2 prévoient une diminution globale non significative du niveau piézométrique, 4 présentent une élévation pouvant être significative alors que le dernier prévoit une élévation du niveau de la nappe au Nord et un abaissement au Sud pour la période de futur proche, soit entre août 2045 et juillet 2070.

Pour la période de futur lointain, les 3 modèles ARPEGE prévoient une diminution des niveaux d'eau. Ces diminutions sont faibles, voire non significatives, au niveau de la plaine, alors qu'elles deviennent plus importantes sur les bords de la plaine. Parmi ces 3 modèles, le modèle le plus pessimiste (ARPEGE_A2) prévoit un abaissement plus important alors que les 2 autres prévoient une élévation non significative dans cette zone de la moitié Sud du domaine. Les 6 autres modèles prévoient également des modifications non significatives au centre de la plaine, alors qu'ils prévoient des évolutions plus prononcées sur les bords du domaine, avec une élévation du niveau de la nappe sur le bord Ouest de la plaine alors qu'au niveau du bord Est, 4 des 6 modèles prévoient une diminution du niveau piézométrique pouvant être significative en certains points.

Enfin, nous avons abordé les débits dans les rivières. Nous nous sommes intéressés principalement aux modifications des débits d'étiage et de crue puisqu'ils sont importants

pour la prévention de crues pour les rivières de plaine, pour la gestion des barrages hydro-électrique et pour la gestion de la navigabilité du Rhin.

Au niveau des rivières de plaine, nous avons pu observer une diminution du débit d'étiage pour les 2 horizons futurs. Les modèles ARPEGE présentent des évolutions plus faibles du débit d'étiage que les autres modèles utilisés. En effet, la diminution est d'environ -10% en futur proche et entre -10% et -30% pour les modèles ARPEGE, alors qu'elle varie entre -10% et -45% pour les 2 horizons futurs pour les 6 autres modèles. Au niveau des débits de pointe, nous observons une augmentation des débits futurs suivant le même contraste entre les modèles. En effet, les modèles ARPEGE présentent une augmentation variant entre +1% et +10% pour la période de futur proche et entre +0% et +40% pour la période de futur lointain, alors que les 6 autres modèles prévoient une augmentation des débits de pointe pouvant atteindre +100% pour les périodes de futur proche et de futur lointain.

Enfin, le débit du Rhin à l'exutoire présente la même évolution pour l'ensemble des modèles utilisés. En effet, nous pouvons observer une augmentation des débits d'étiage, atteint durant la période hivernale pour la Rhin, et une diminution du débit de pointe, atteint en période estivale. Pour la période de futur proche, la diminution du débit de crue varie entre -15% et -20% et l'augmentation du débit d'étiage avoisine les +30%. Ces variations sont plus importantes pour la période de futur lointain, puisque la diminution du débit de pointe avoisine les -25% et l'augmentation du débit d'étiage varie entre +40% et +50%. Ces évolutions, que ce soit pour le futur proche ou pour le futur lointain, tendent à modifier le régime du Rhin d'un régime nivo-glaciaire vers un régime pluvio-nival.

Suite à cette thèse, certaines perspectives peuvent être mises en avant.

Tout d'abord, le passage à un pas de temps journalier permettrait d'obtenir des résultats plus précis et d'observer notamment les modifications sur des débits remarquables dans les rivières, tels que les débits mensuels minimaux de chaque année civile (QMNA) ou encore des débits de période de retour connu (5 ou 10 ans principalement) pour la prévision de crue. De plus, la précision apportée par ce changement de pas de temps pourrait permettre une meilleure estimation temporelle des modifications des hauteurs d'eau extrêmes (minimum ou maximum) au sein de l'aquifère du Rhin Supérieur pour la gestion des différents cours d'eau. Cependant, ce changement de pas de temps peut demander une amélioration de la conception des modèles (modèle hydrologique notamment) ainsi qu'une analyse approfondie des données disponibles.

Une amélioration est également possible au niveau de la prise en compte des bassins versants dans le modèle hydrogéologique. En effet, comme nous avons pu l'observer, nous avons dû créer un modèle annexe pour modéliser convenablement les apports, de surface ou souterrains, des bassins versants lors de la phase de calcul des évolutions liées au changement climatique. Ce modèle annexe peut certainement être amélioré et intégré au modèle hydrogéologique global.

La formulation actuelle du module d'écoulement à surface libre n'assure pas la continuité des niveaux des cours d'eau au niveau des jonctions de rivière. Une formulation différente (onde cinématique par exemple) devrait être mise en œuvre pour améliorer l'hydrodynamique de surface et ainsi aboutir à une meilleure estimation des échanges nappe-rivière au niveau des jonctions. Cette modélisation doit aussi intégrer la prise en compte d'ouvrages (barrages, seuils)

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier les membres du jury pour avoir pris le temps de relire ce travail. Serge BROUYERE, Peter HUGGENBERGER et Gerhard SCHAEFER en tant que rapporteurs ainsi que Florence HABETS et Philippe WENG en tant qu'examineurs pour leurs remarques ayant permis l'amélioration de ce mémoire.

Je remercie également Philippe ACKERER pour m'avoir donné l'occasion de faire cette thèse. Son aide et sa patience m'ont permis d'effectuer ce travail dans de bonnes conditions. Sa disponibilité et son optimisme depuis mon stage de fin d'étude de l'ENGEES ont également contribué au bon déroulement de ces dernières étapes majeures de ma fin de vie étudiante et de mon début de vie professionnelle.

Mes remerciements vont également à Samer MADJALANI pour sa disponibilité et son support technique précieux lors de la prise en main du programme HPP-INV ainsi que pour tout le travail qu'il a effectué en amont de cette thèse sur le modèle hydrogéologique. Je tiens à remercier Florence HABETS, Charlotte THIERION, Solen QUEGUINER et Eric MARTIN pour leurs différents apports d'un point de vue scientifique, mais aussi humain.

Je souhaite remercier tous les membres du LHyGeS pour leur accueil chaleureux et leur soutien, plus particulièrement Lauriane SCHNEIDER et Fanilo RAMASOMANANA avec qui j'ai eu le bonheur de partager un bureau durant ces 4 dernières années.

Cette thèse a pu être menée à terme grâce aux financements de l'Agence Nationale de la Recherche dans le cadre du projet Vulnérabilité Milieux et Climat, de la Région Alsace, et du LHyGeS par l'équipe « Processus Élémentaires et Modélisation ».

Merci à mes parents pour leur soutien infaillible, leur disponibilité à toute heure du jour ou de la nuit, leur patience et leur aide précieuse tout au long de cette thèse et de l'ensemble de mon cursus étudiant ; à mon frère et mes sœurs pour leur bonne humeur et leurs visites occasionnelles, mais remarquées, à Strasbourg.

Merci également à mes amis, François (malgré son départ prématuré pour le Canada), Adrien ou encore Louis (et tous les membres actifs du fameux GoogleGroup) pour leur bonne humeur, leur soutien et les innombrables mails m'ayant permis de tenir lors des phases difficiles.

Un grand merci également à Aurélie pour avoir cru en moi, m'avoir soutenu et supporté, surtout durant la fin de la rédaction de ce manuscrit. Enfin un dernier merci à Gizmo pour m'avoir accompagné, grâce à sa quête éternelle et inébranlable de nourriture, durant les différentes phases nocturnes liées à ce travail.

RÉFÉRENCES

ALLEY W.M., “ Water balance models in one-month-ahead streamflow forecasting.” Water Resources Research 21(4): 597-606, 1985

BHASKAR J.C.C., “Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model.” Journal of Hydrology 216: 99-110, 1999

DHATT G. et TOUZOT G., “ Une presentation de la method des elements finis “, 2ème edition, Ed. Maloine S.A, 1984

ECKERT, N., “ Prise en compte des couverts neigeux temporaires au sein d’un modèle pluie débit “, DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie, Cemagref d’Antony, ENGREF, p. 60, 2002

GORGEN K., BEERSMA J., BRAHMER G., BUITVELD H., CARAMBIA M., DE KEIZER, O., KRAHE P., NILSON E., LAMMERSEN R., PERRIN C., et VOLKEN D., “ Assessment of climate change impacts on discharge in the Rhine river basin : Results of the RheinBlick2050 project “, Rapport technique, Commission internationale pour l'Hydrologie du bassin du Rhin, 2010.

GABS W., DAAMEN K., GELLENS D., KWADIJK J., LANG H., MIDDLEKOOP H., PARMET B., SCHALDER B., SCHULLA J., et WILKE K., “ Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin “, Rapport technique, Commission internationale pour l'Hydrologie du bassin du Rhin, 1997.

GUO S., WANG J., XIONG L., YING A. et LI D., “A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China.” Journal of Hydrology 268: 1-15, 2002

HABETS F., BOONE A., CHAMPEAUX J.L., ETCHEVERS P., FRANCHISTEGUY L., LEBLOIS E., LEDOUX E., LE MOIGNE P., MARTIN E., MOREL S., NOILHAN J., QUINTANA SEGUI P., ROUSSET-REGIMBEAU F., VIENNOT P., “ The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France ”, Journal of Geophysical Research D : Atmospheres 113, D06113 (2008) 18, 2008

IBRAHIM A. G. et CORDERY I., “Estimation of recharge and runoff volumes from ungauged catchments in eastern Australia.” Journal des Sciences Hydrologiques 40(4): 499-515, 1995

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), “ IPCC : Climate change 2007 : Synthesis Report “, Rapport technique, 2007.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), “IPCC : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis “, chap.8, pp. 597-599, Rapport technique, 2007.

LEDOUX E., “ Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique “, Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris - Université Pierre et Marie Curie, 1980.

LINDSTROM G., JOHANSSON B., PERSSON M., GARDELIN M., et BERGSTROM S., “ Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model ”, Journal of Hydrology, 201, 272 _ 288, doi :10.1016/S0022-1694(97)00041-3, 1997.

LUBW, “ Projet INTERREG III Monit : Structure hydrogéologique et caractéristiques hydrauliques “, Rapport technique, 2006b.

MAJDALANI S. et ACKERER P., “Identification of groundwater parameters using an Adaptative Multiscale method”, Ground Water, doi :10.1111/j.1745-6584.2010.00750.x, 2010.

MIDDLEKOOP H., DAAMEN K., DELLENS D., GRABS W., KWADIJK J., LANG H., PARMET B., SCHADLER B., SCHULLA J., et WILKE K., “Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin”, Climatic change, 49, 105_128, 2001.

MILLY P.C.D., “Climate, soil water storage, and the average annual water balance.” Water Resources Research 30(7): 2143-2156, 1994

MOUELHI S., “ Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier “.Thèse Sciences de l'eau, Cemagref d'Antony, ENGREF, p.323, 2003

OL'DEKOP E.M., “On evaporation from the surface of river bassins.” Trans. Meteorol. Observ. University of Tartu 4: 200, 1911

Institute for Inland Water Management and Waste Water Treatment | RIZA, “Visions for the Rhine (draft)”. Regional vision document for the World Water Council, 2000

Références

THIERION C., “ Modélisation du fonctionnement de l’aquifère alluvial du fossé rhénan supérieur et vulnérabilité sous l’impact du changement climatique “, Thèse de Doctorat de l’Ecole des Mines-ParisTech, 2011

THOMAS H.A., “ Improved methods for rational water assessment “. Washington, Report, Contrat WR 15249270 US Water Ressources Council. Report, Number, 1981

THORNWAITE C.W. et MATHER J.R., “ The water balance. ” Publ. Climatol. Lab. Drexel. Inst. Techol 8(1): 1-104, 1955

VANDEWIELE G. L., XU C.-Y. et HUYBRECHT W., “ Régionalistaion of phyisically - based water balance models in Belgium. Applicaton to ungauged catchments.” Water Ressources Management: 199 – 208, 1991

WALTERS M.O., “ Parametric Modelling of the Upper Rio Cobre Bassin “, 1987

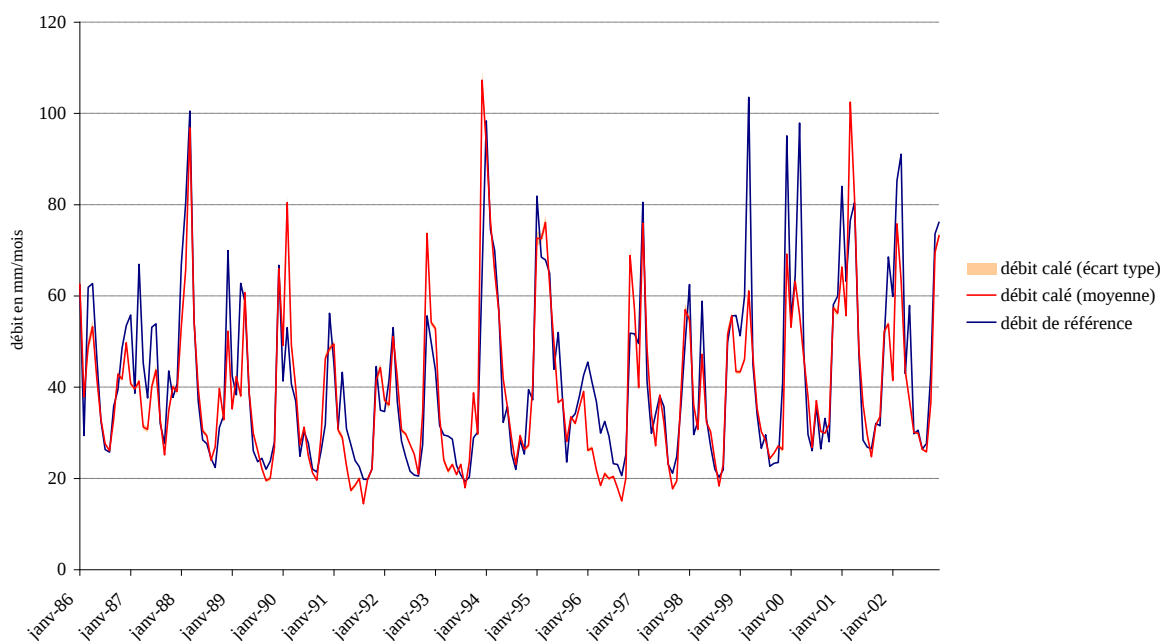
WONG T.H.F. et LAURENSEN E.M., “Wave speed-Discharge Relations in Natural Channels”, Water Ressources Research, vol. 19, No.3, pp. 701-706, 1991

WOOD E.F., “ Comparison of alternative land surface parametrisation with the high resolution climate model.” IAHS Publication 204: 53-64, 1991

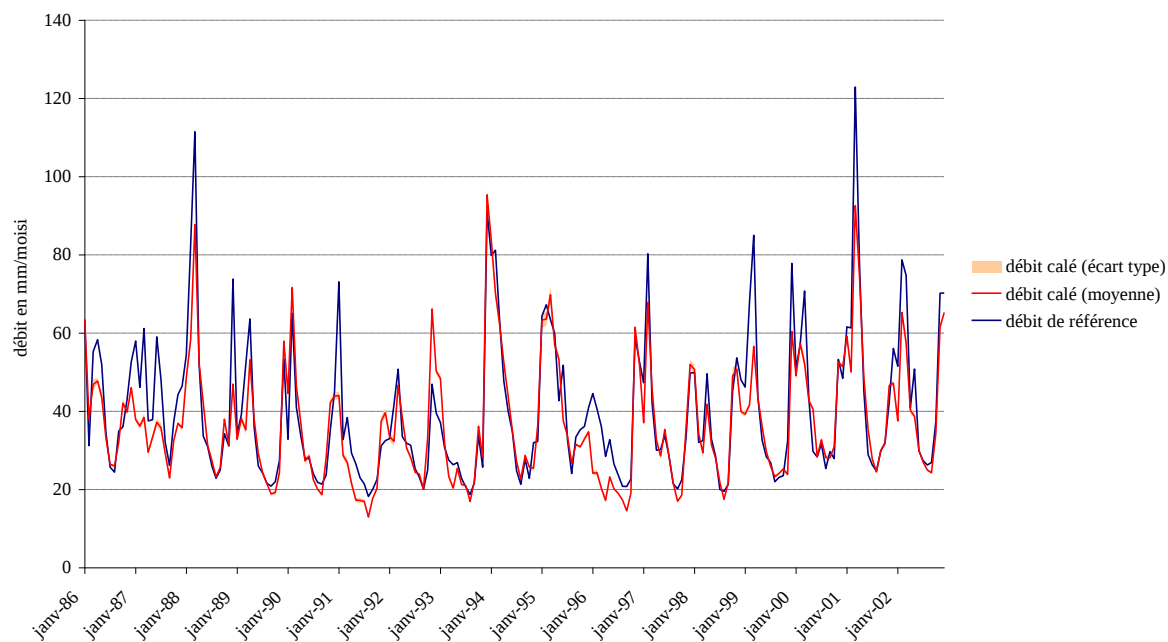
ANNEXE A : RESULTATS DU CALAGE DES DEBITS AUX PREMIERS DES RIVIERES PAR LE MODELE PLUIE-DEBIT

Cette annexe présente les résultats du calage effectué par le modèle pluie-débit développé durant cette thèse. Les graphiques suivants présentent le débit de référence ainsi que la moyenne et l'écart type des 100 débits calés à l'exutoire de chaque bassin versant.

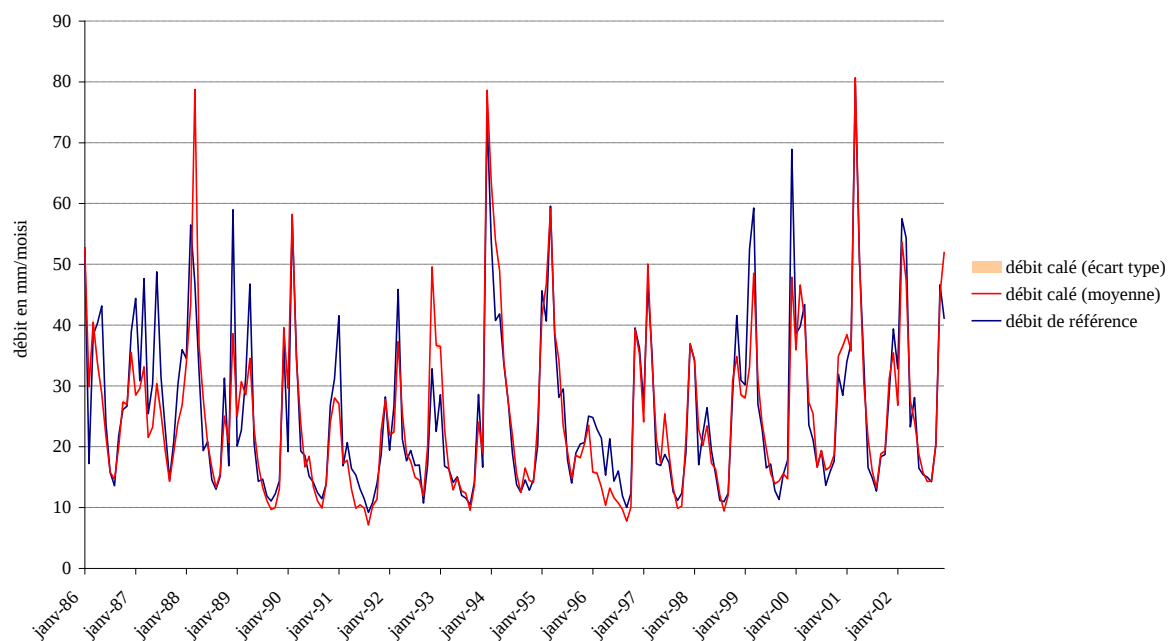
Calage de la Sauer (BV 2)



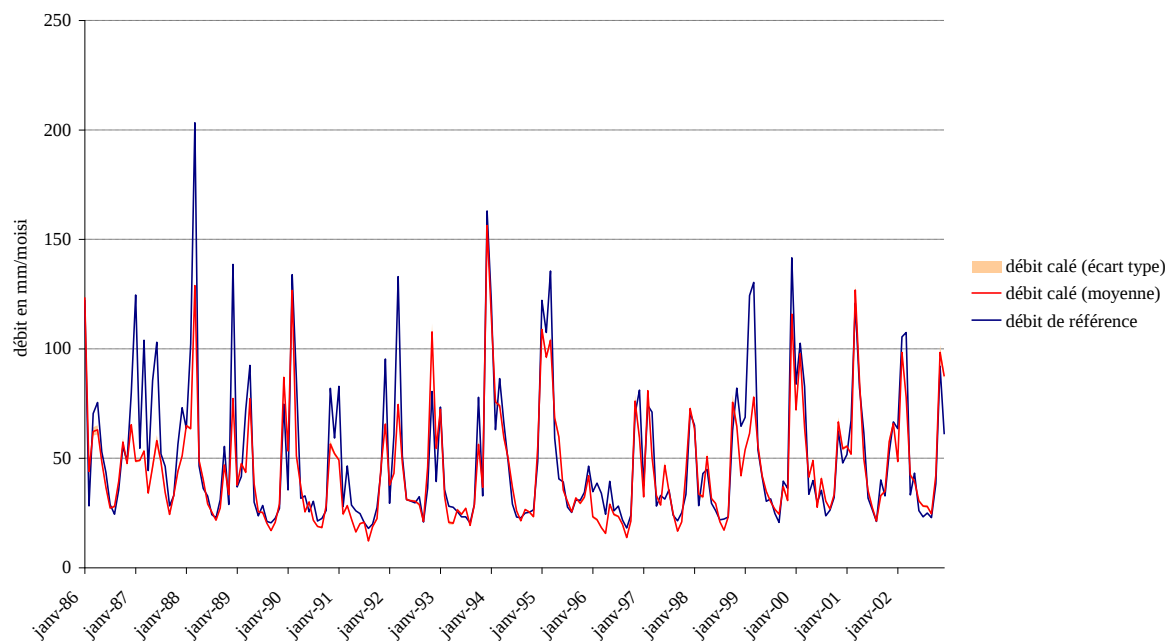
Calage de la Moder (BV 4)



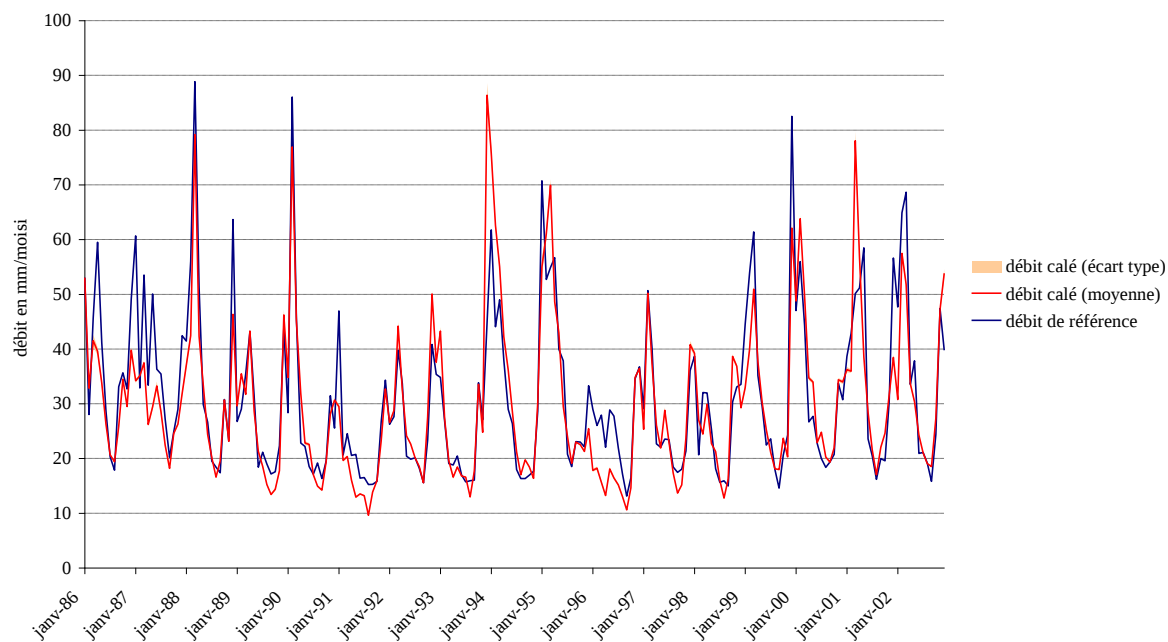
Calage de la Zorn (BV 5)



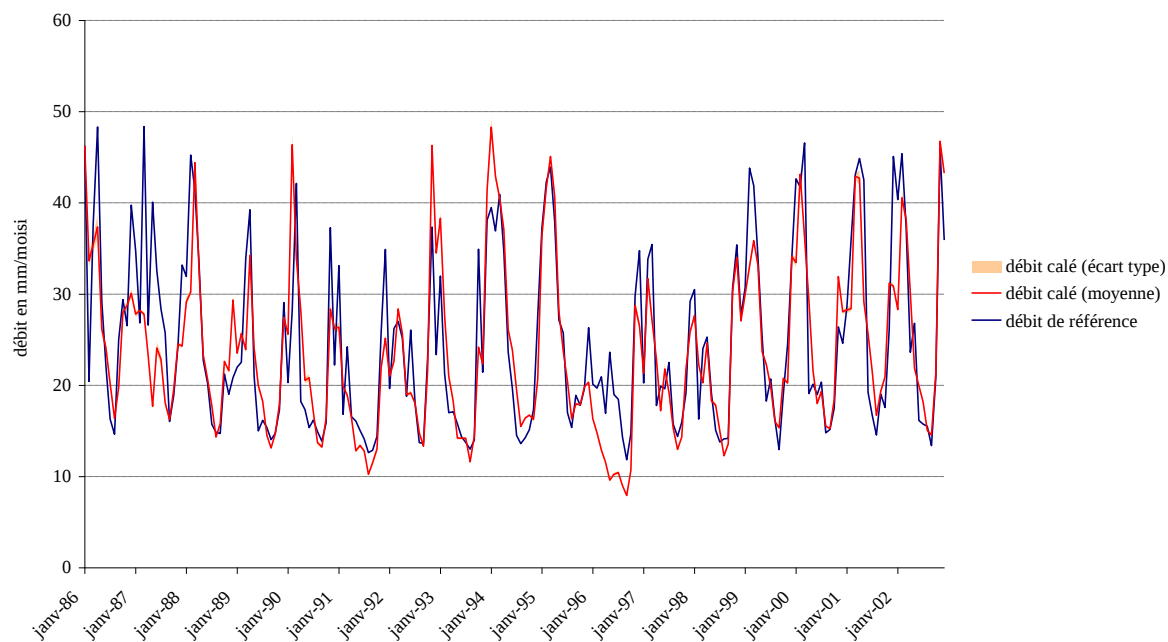
Calage de la Bruche (BV 6)



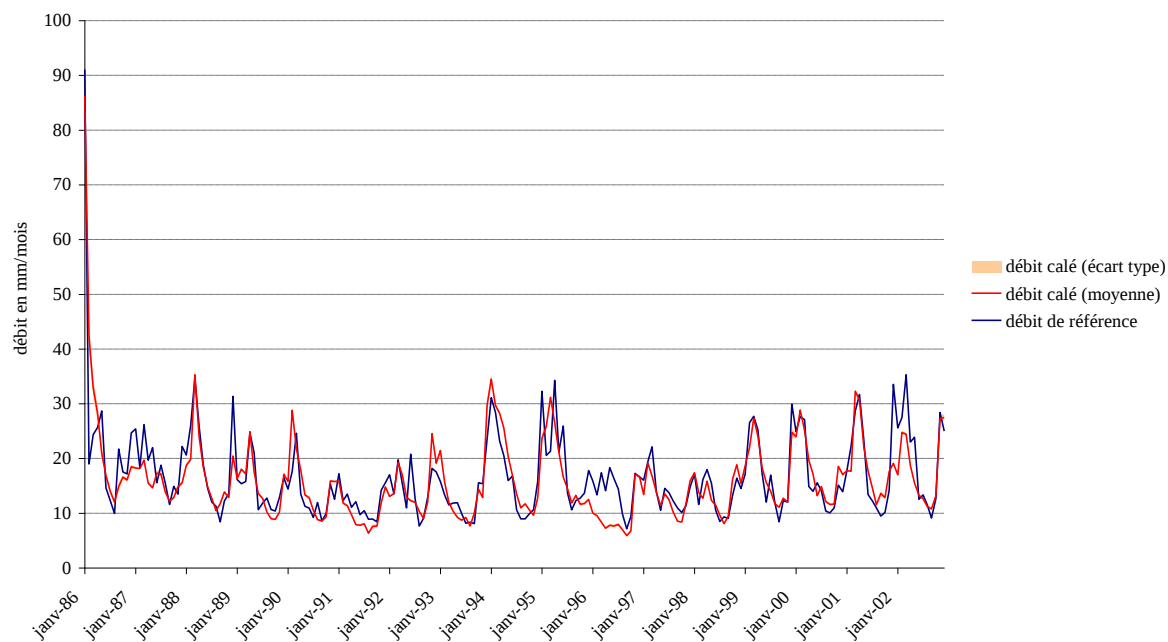
Calage de la Ehn (BV 7)



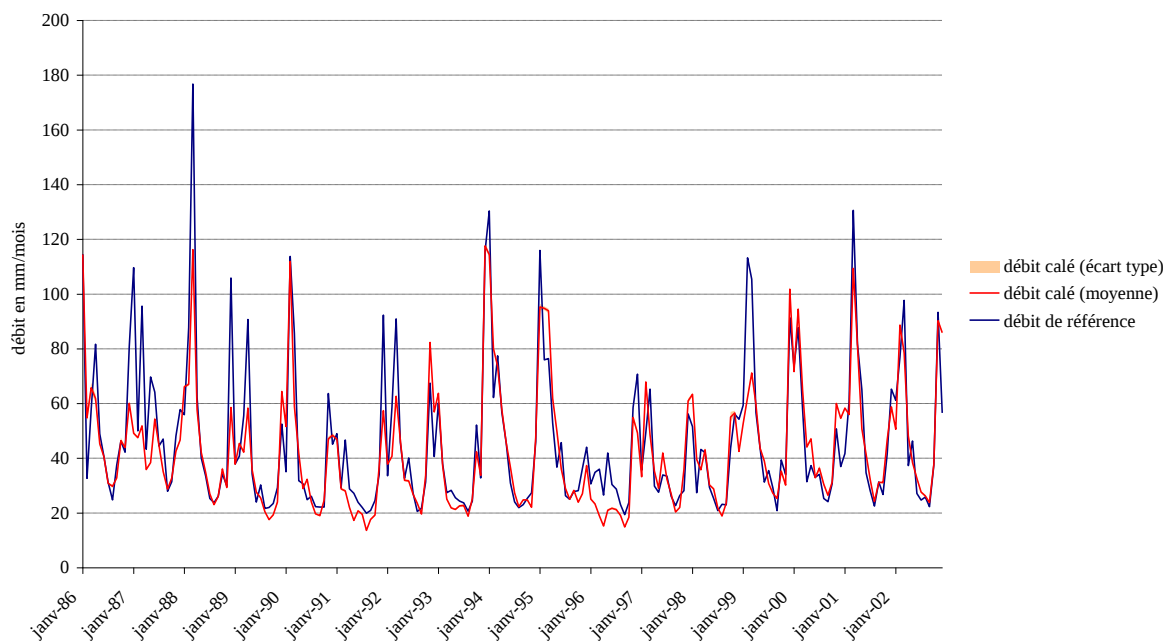
Calage de l'Andlau (BV 8)



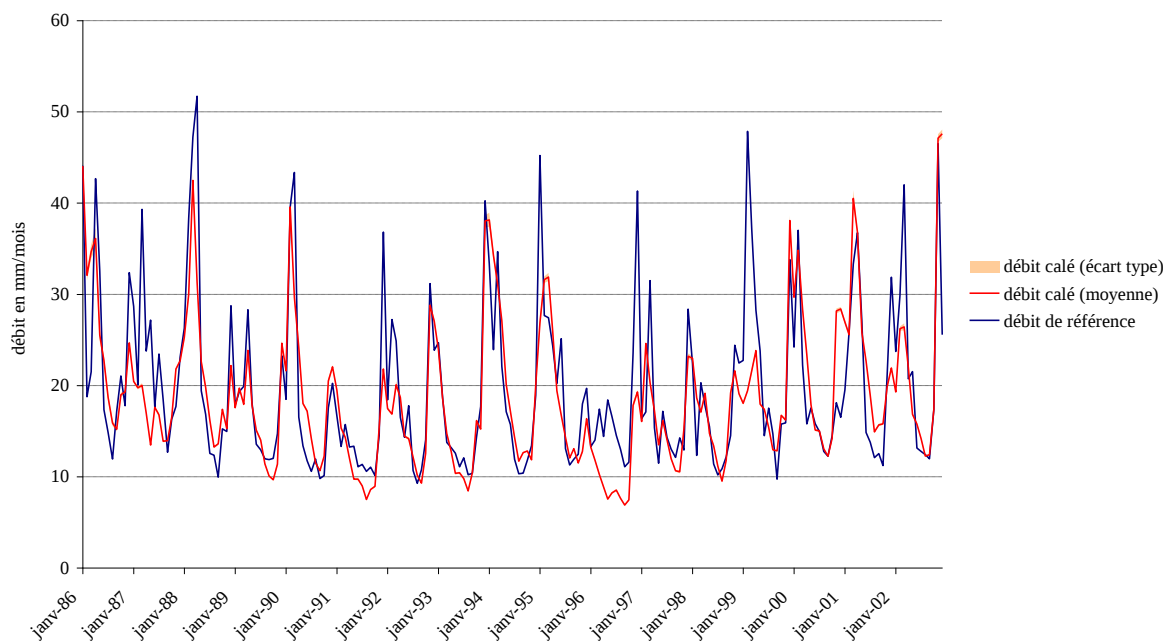
Calage de la Scheer (BV 9)



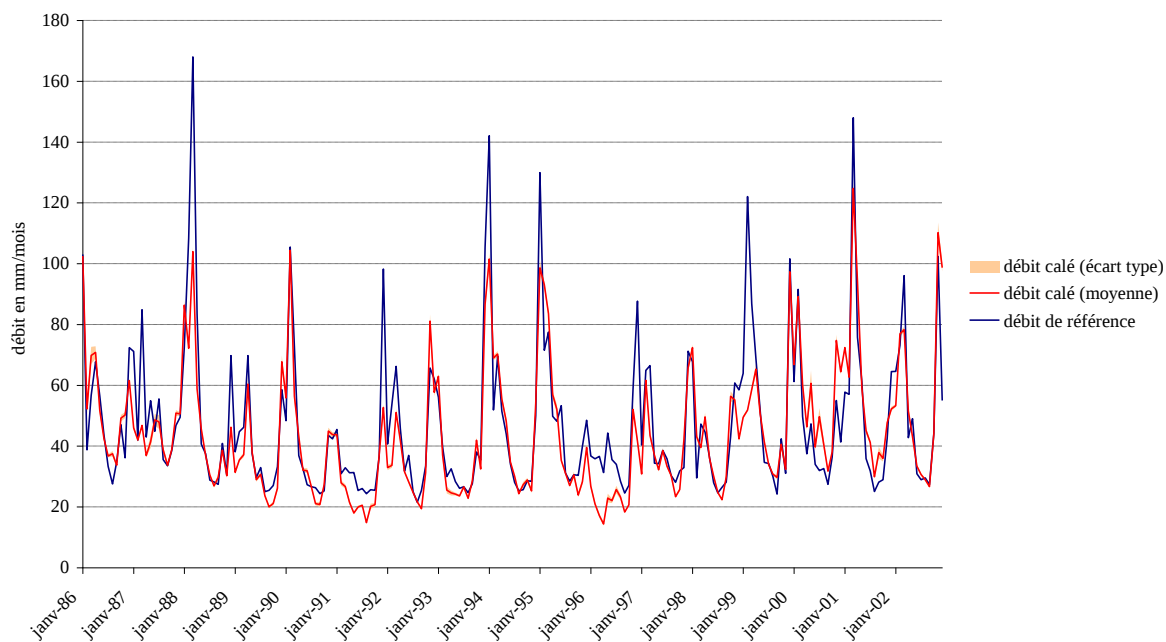
Calage du Giessen (BV 10)



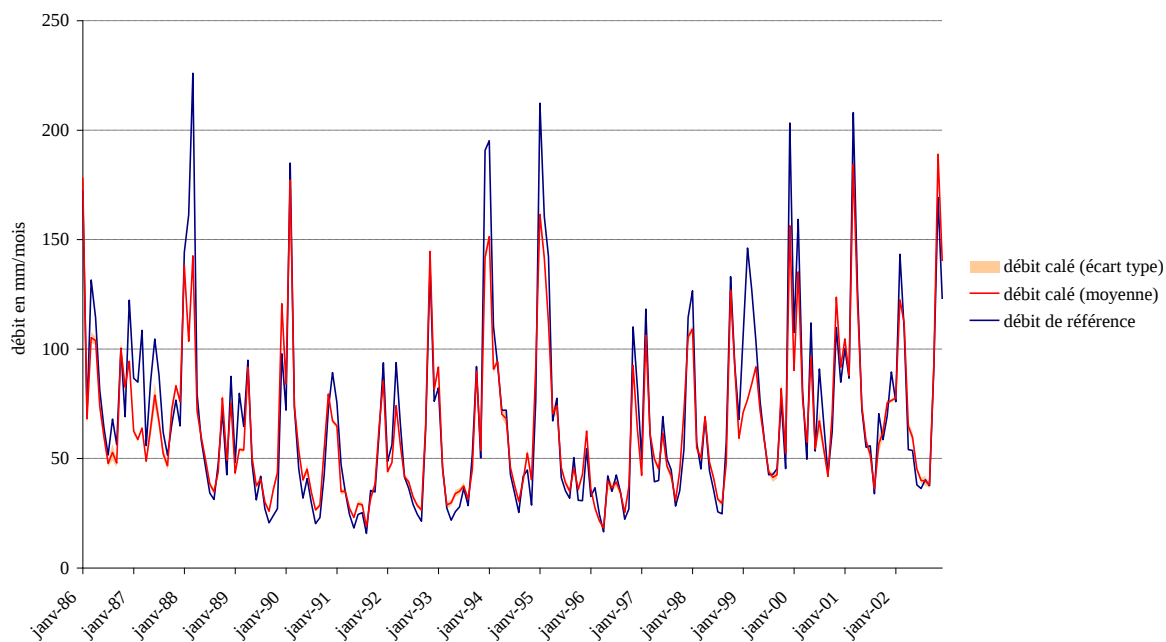
Calage du Strengbach (BV 11)



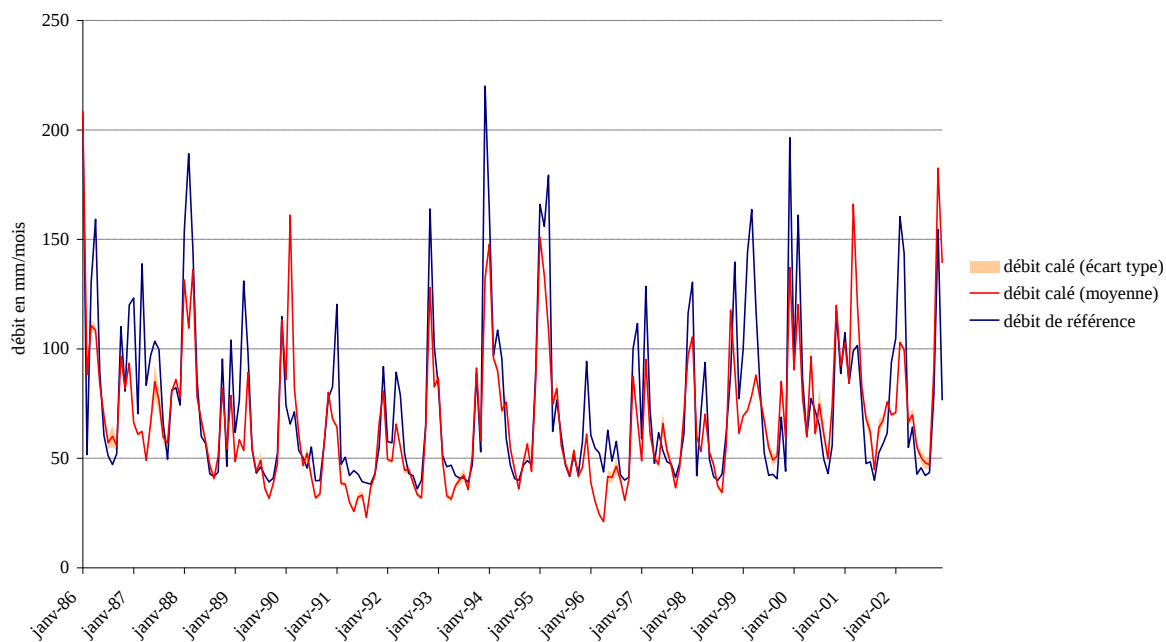
Calage de la Weiss (BV 13)



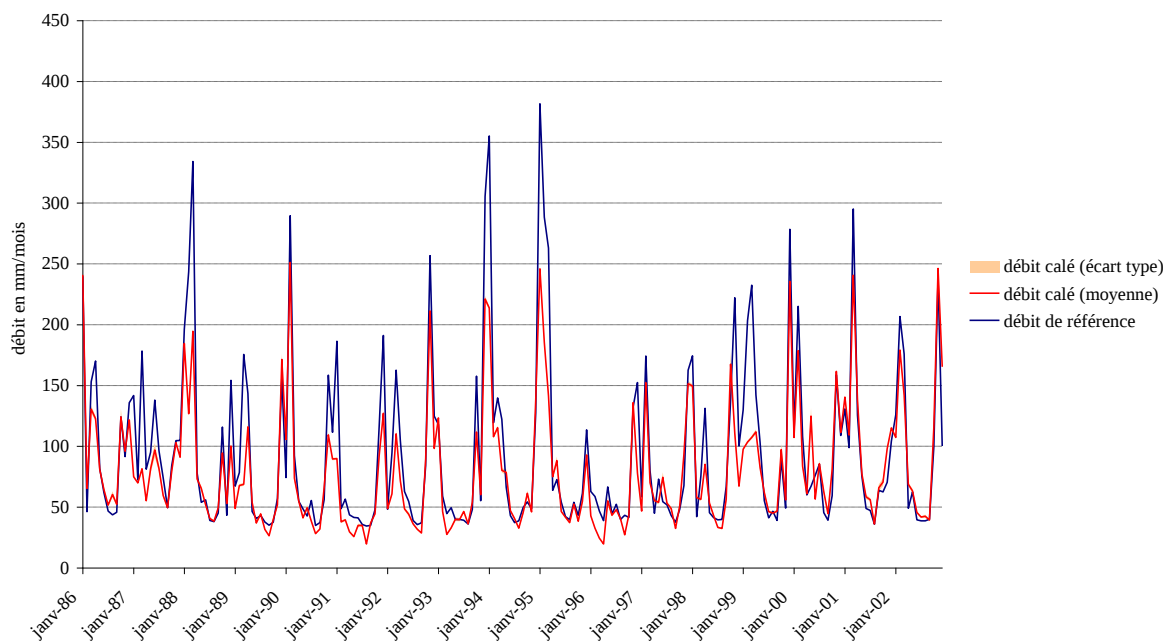
Calage de la Fecht (BV 14)



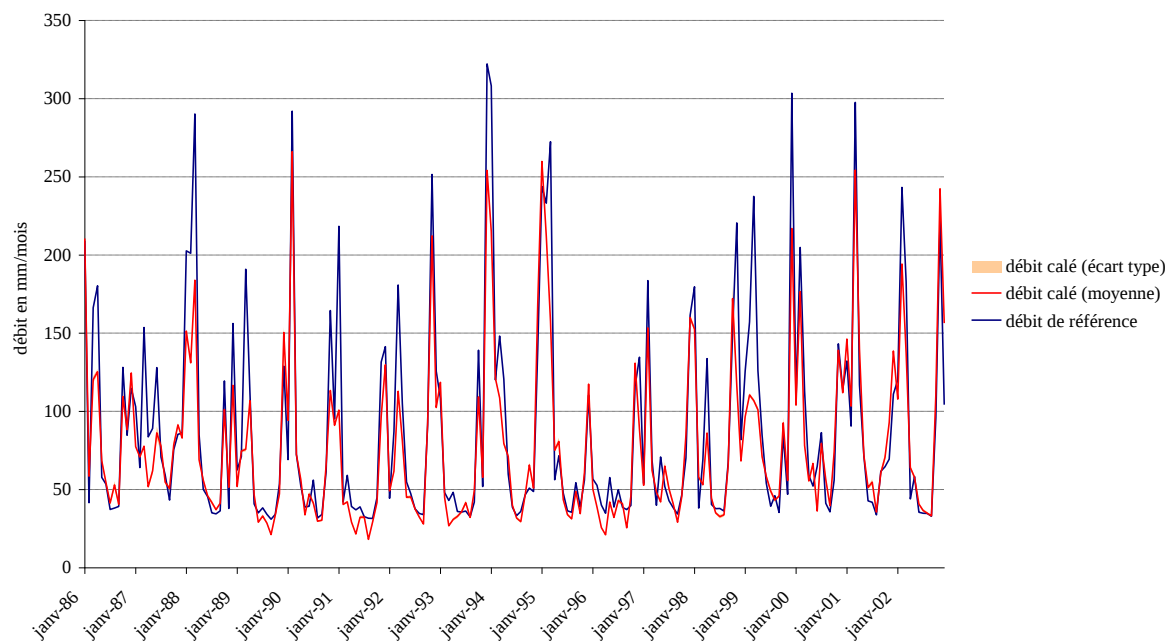
Calage de la Lauch (BV 18)



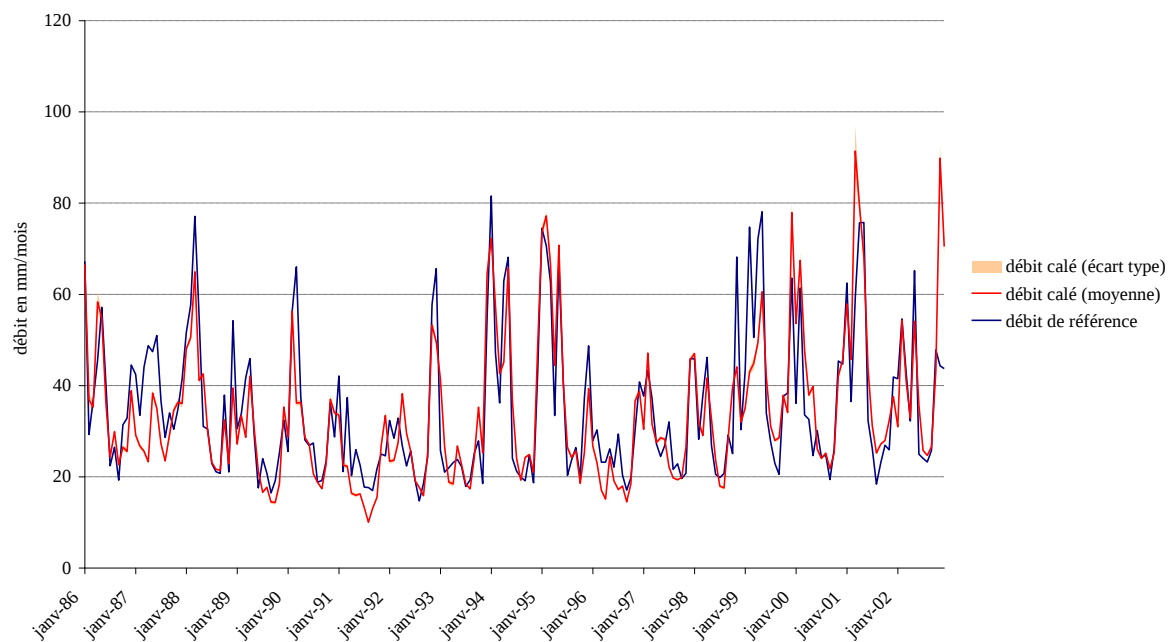
Calage de la Thur (BV 20)



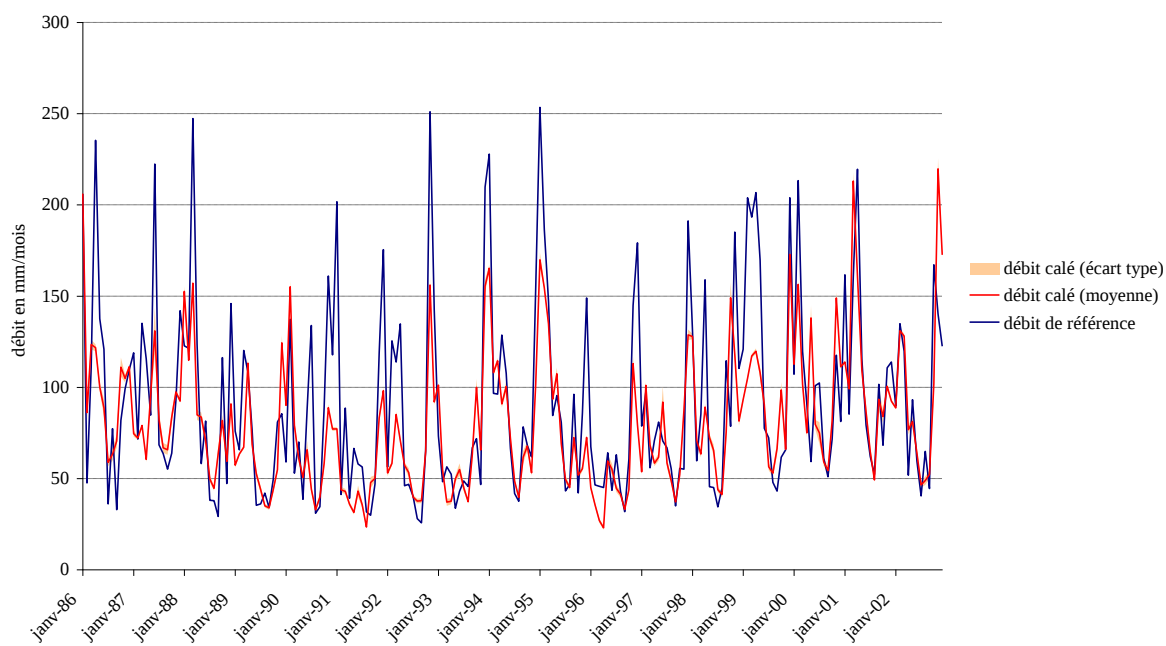
Calage de la Doller (BV 21)



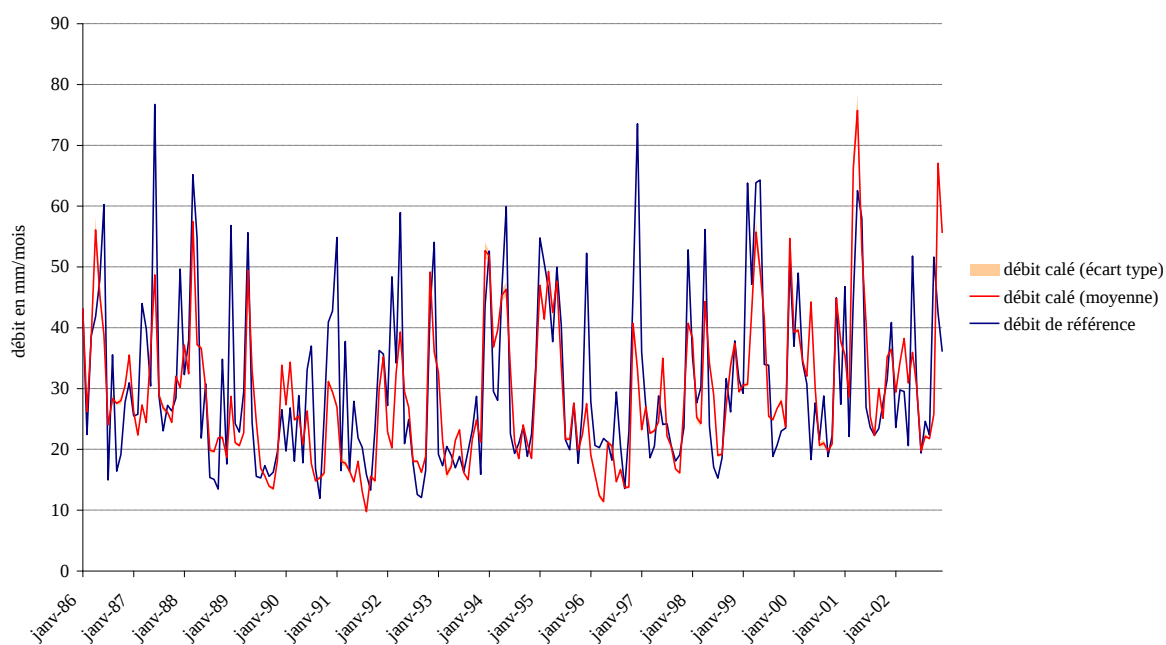
Calage de l'Ill (BV 23)



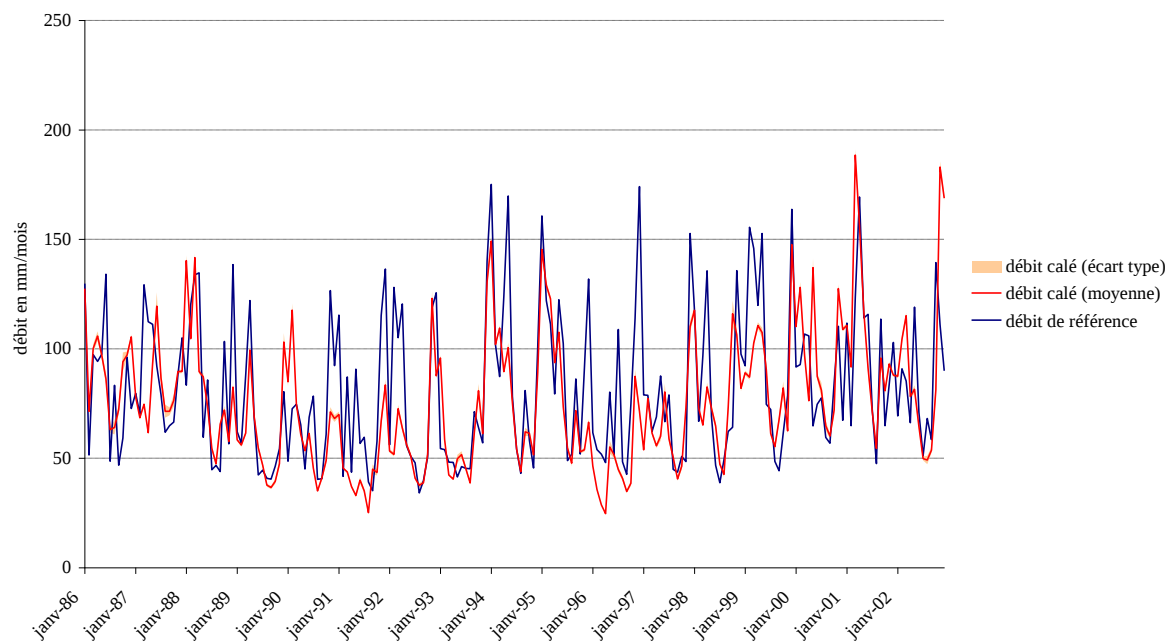
Calage de la Wiese (BV 28)



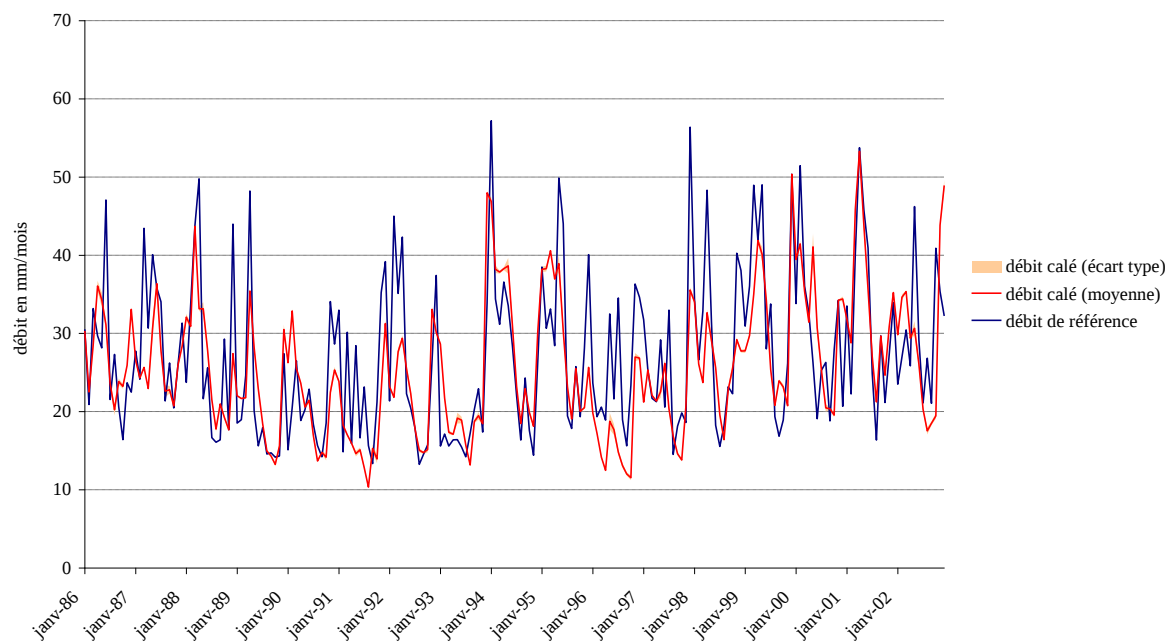
Calage de la Kander (BV 29)



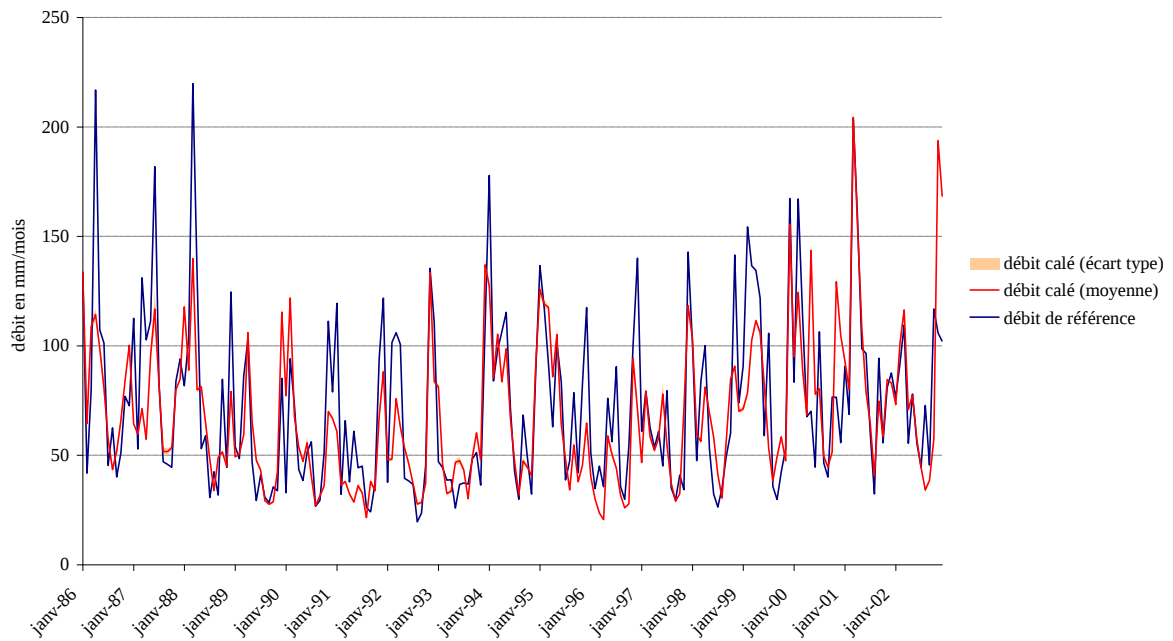
Calage du Neumagen (BV 33)



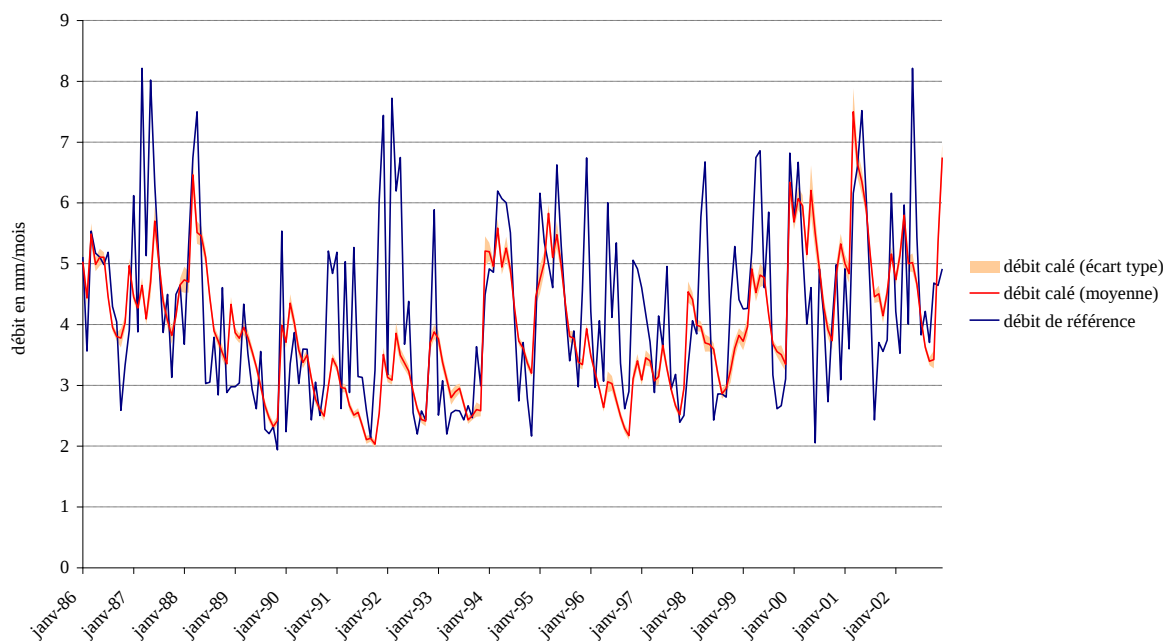
Calage du Molhin (BV 34)



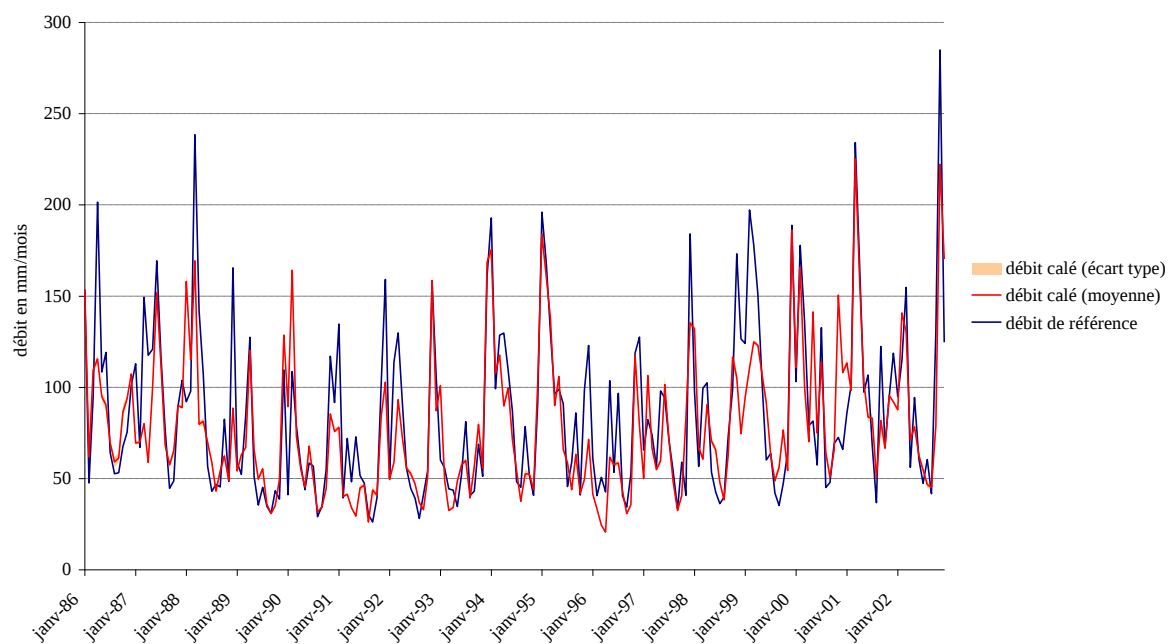
Calage du Dreisam (BV 36)



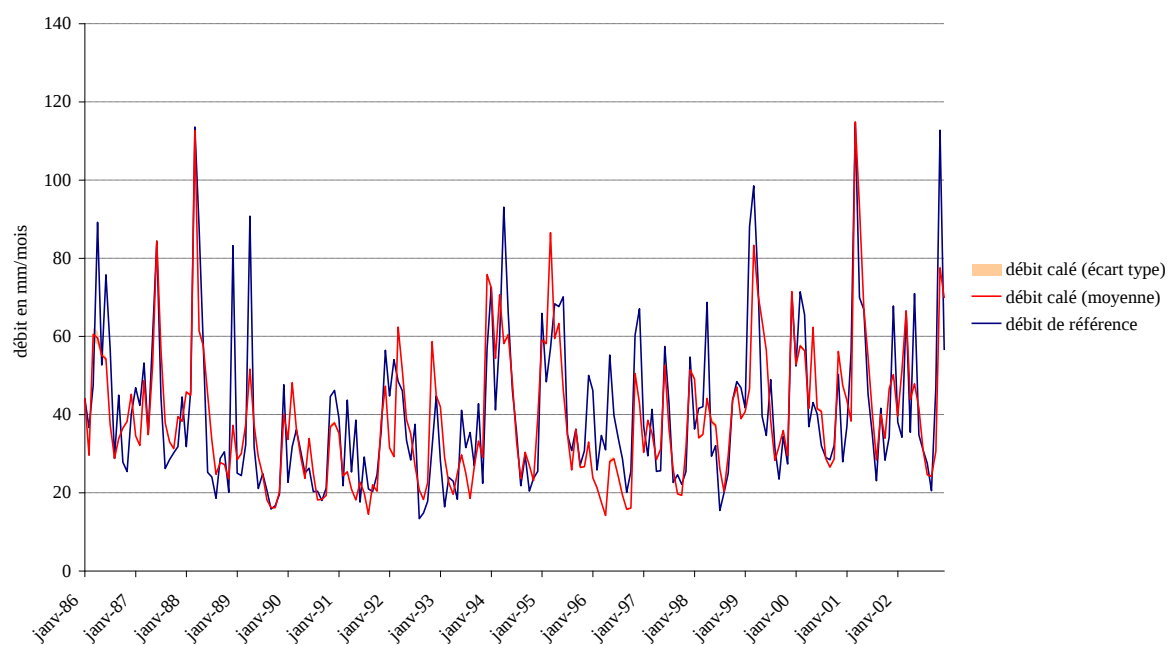
Calage du Schobbach (BV 37)



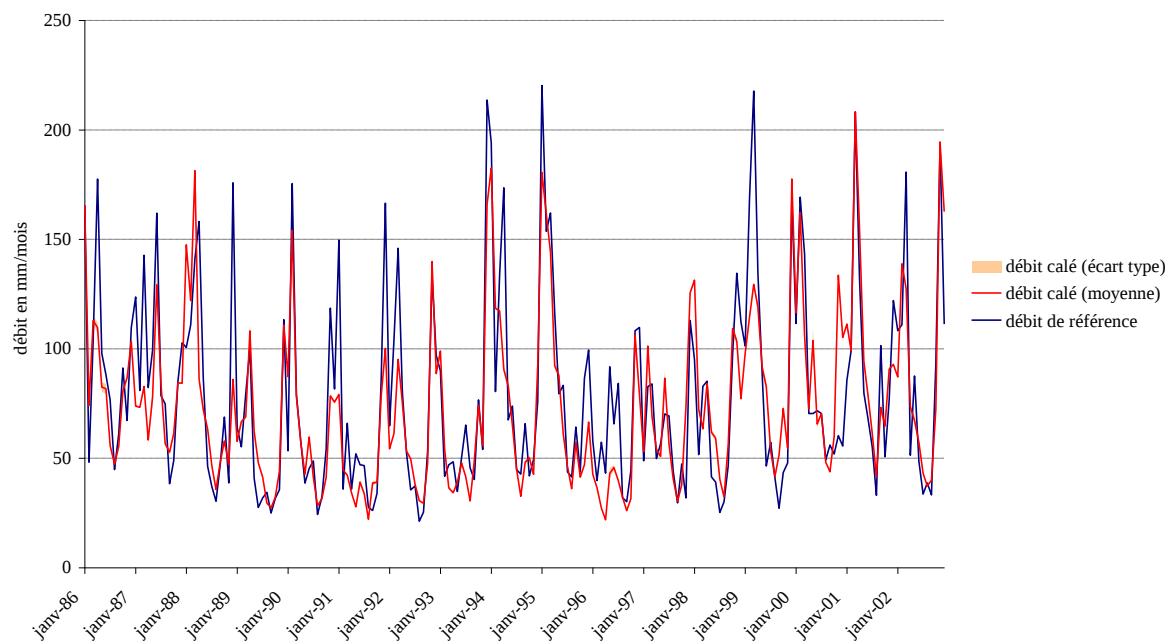
Calage de l'Etz (BV 38)



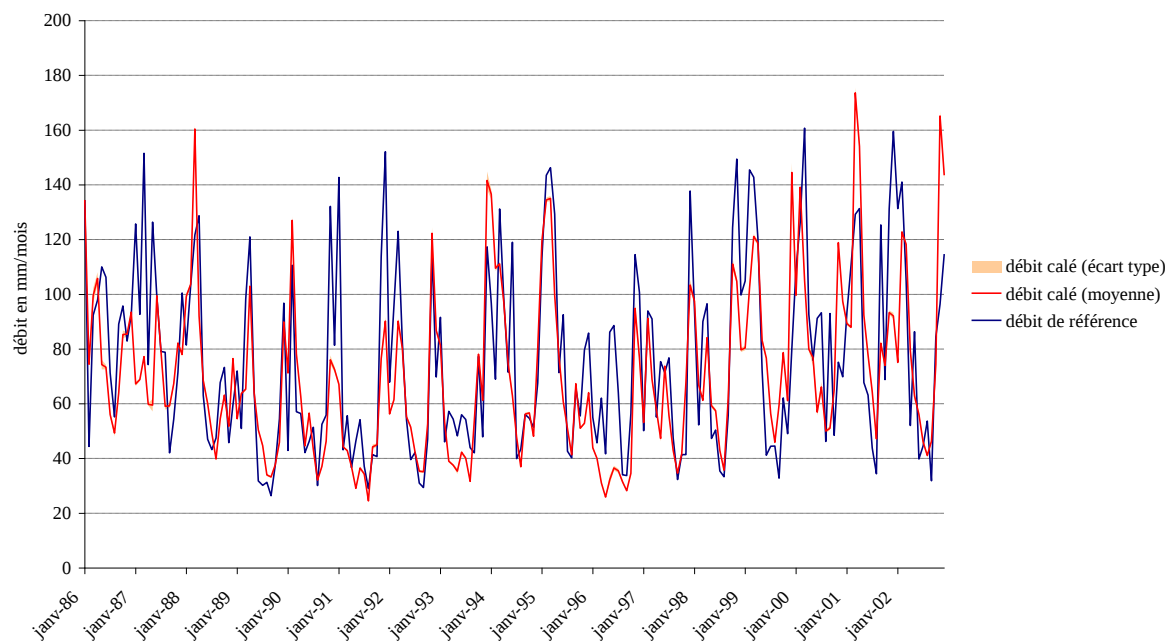
Calage du Schutter (BV 44)



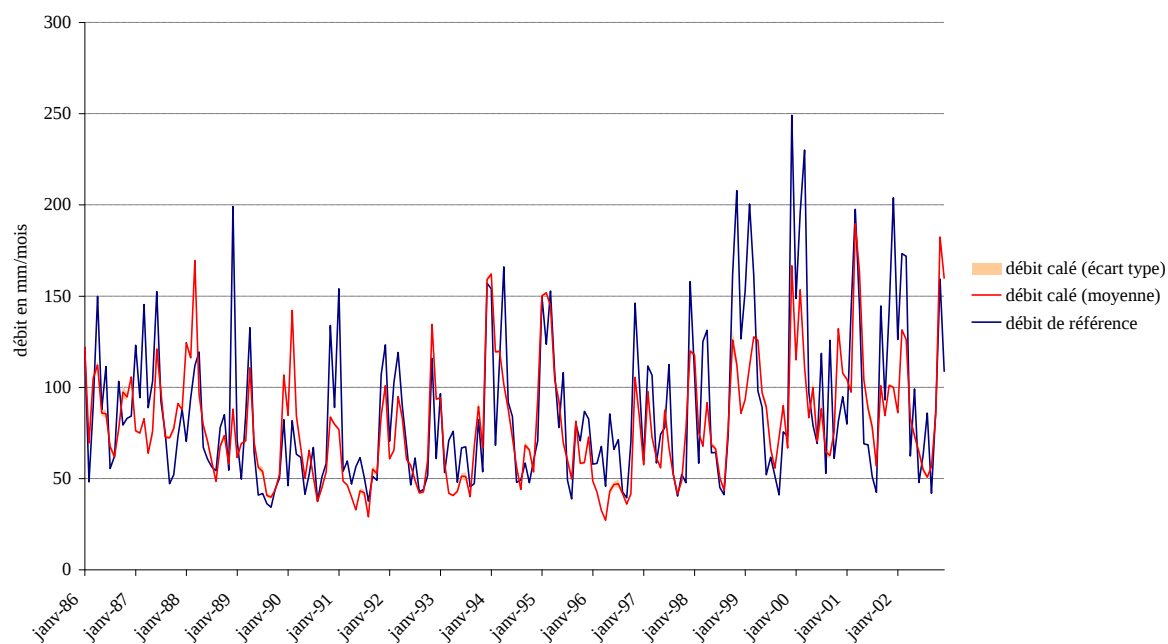
Calage du Kinzig (BV 46)



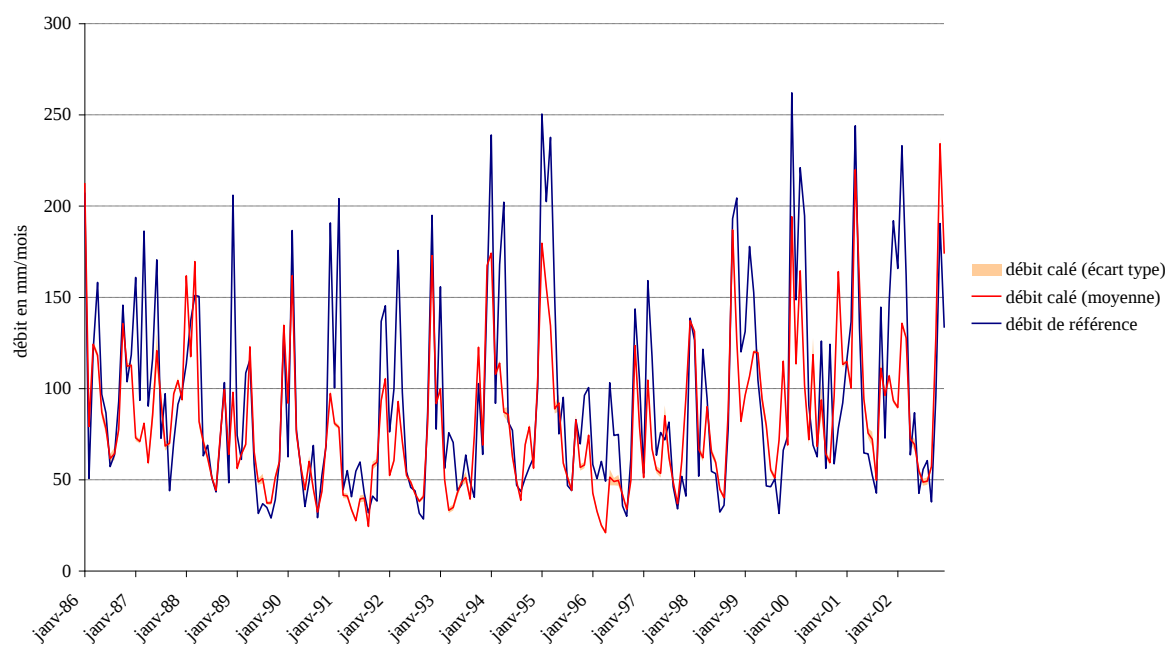
Calage du Rensch (BV 48)



Calage de l'Acher (BV 49)

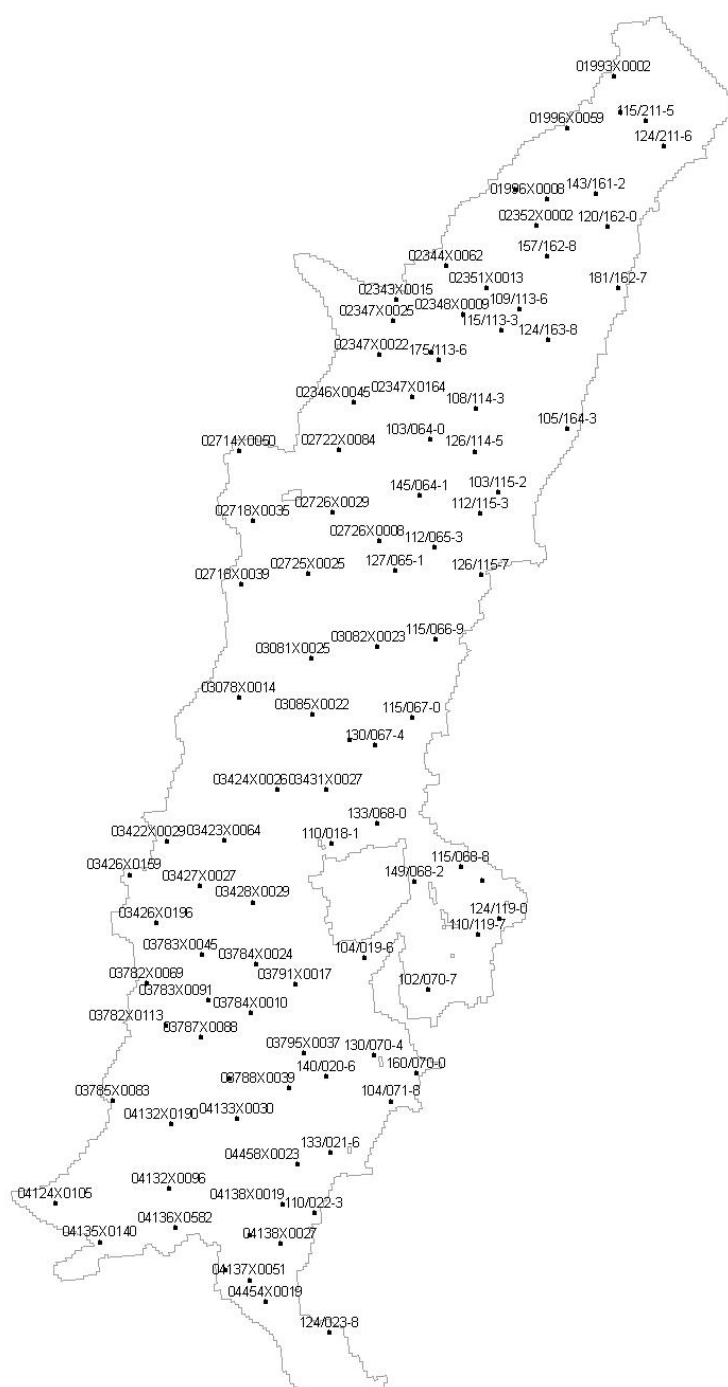


Calage de la Murg (BV 53)

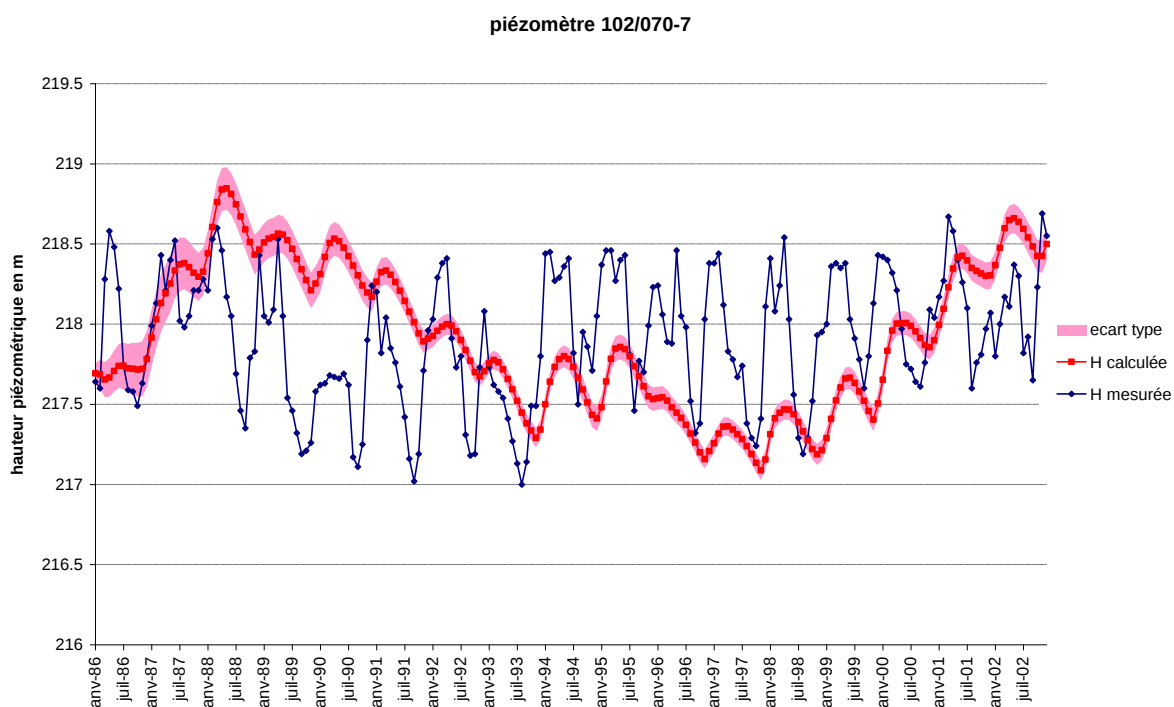
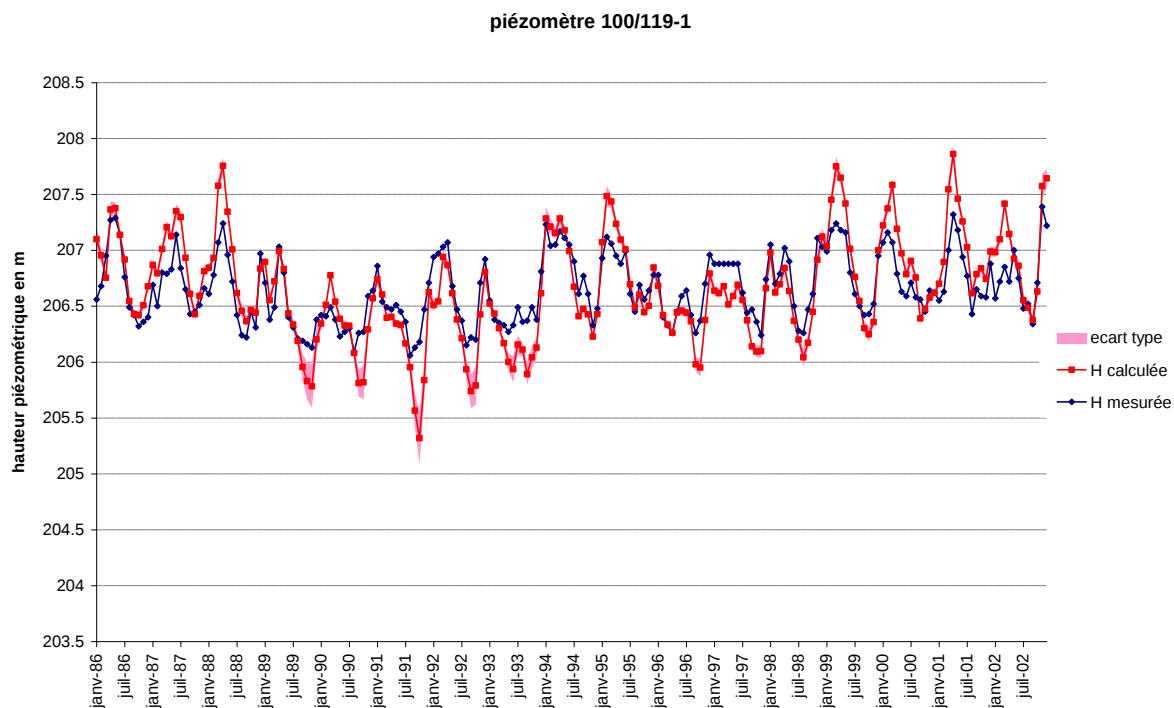


ANNEXE B : CHRONIQUES DES PIEZOMETRES CALES SUR LA PERIODE 1986-2002

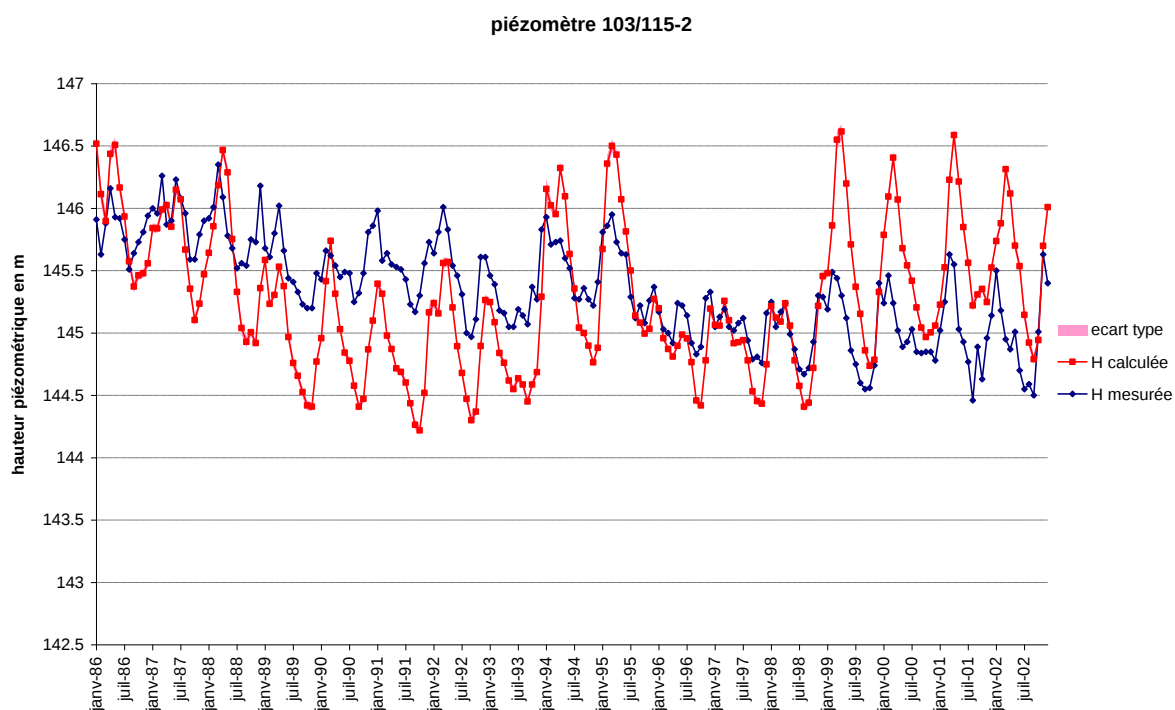
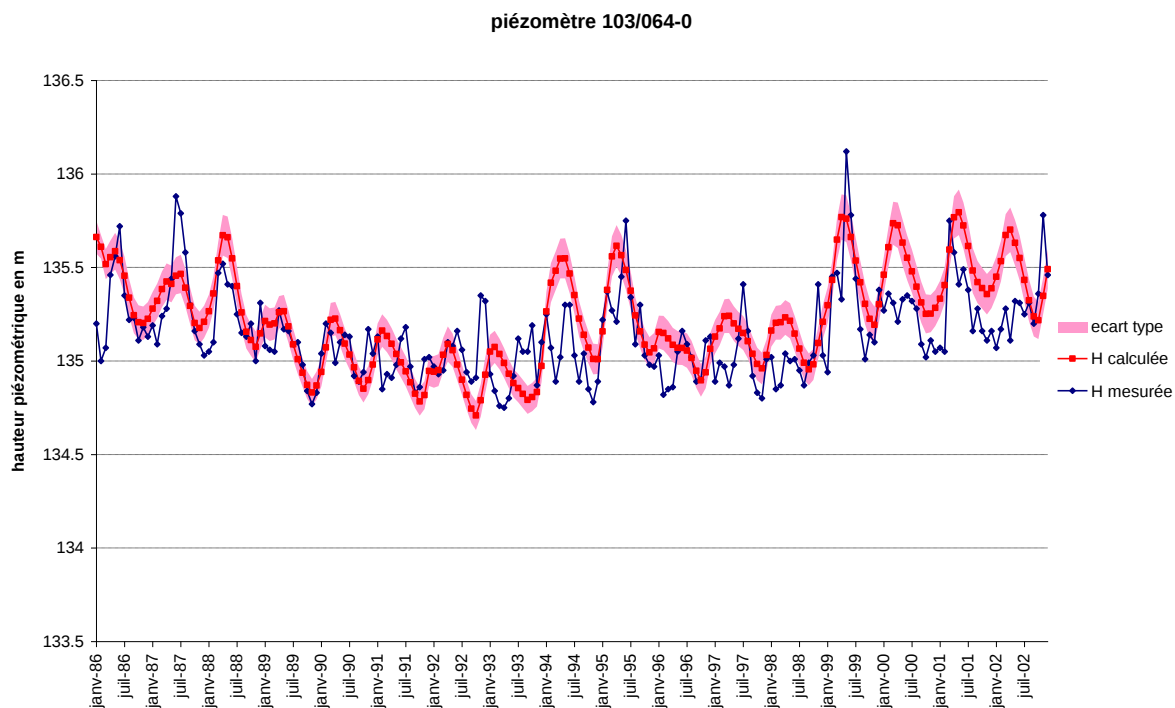
Cette annexe a pour but de présenter l'ensemble des calages piézométriques effectués sur la nappe. La 1^{ère} figure présente la position géographique des différents piézomètres dont nous possédons les chroniques entre janvier 1986 et décembre 2002. Les graphiques suivants présentent les chroniques de hauteurs mesurées (en trait bleu), celles des hauteurs calculées (en trait rouge) et l'écart type des hauteurs calculées (surface rouge) sur les 150 calages effectués durant la première phase de cette thèse.



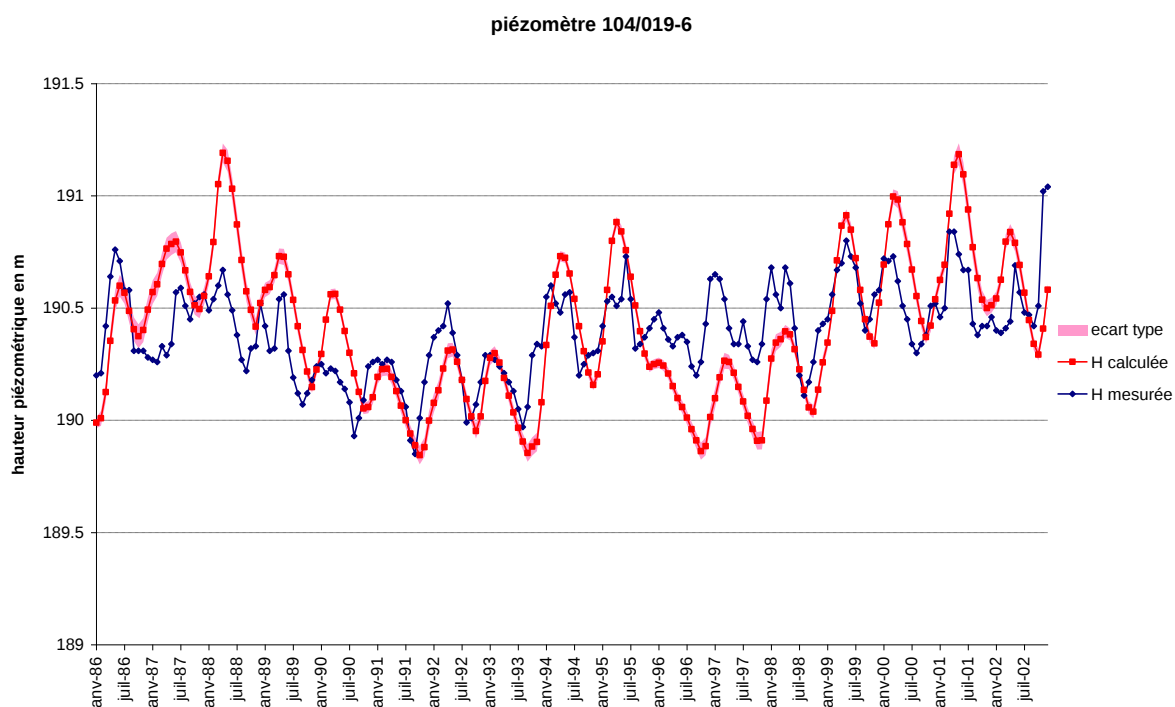
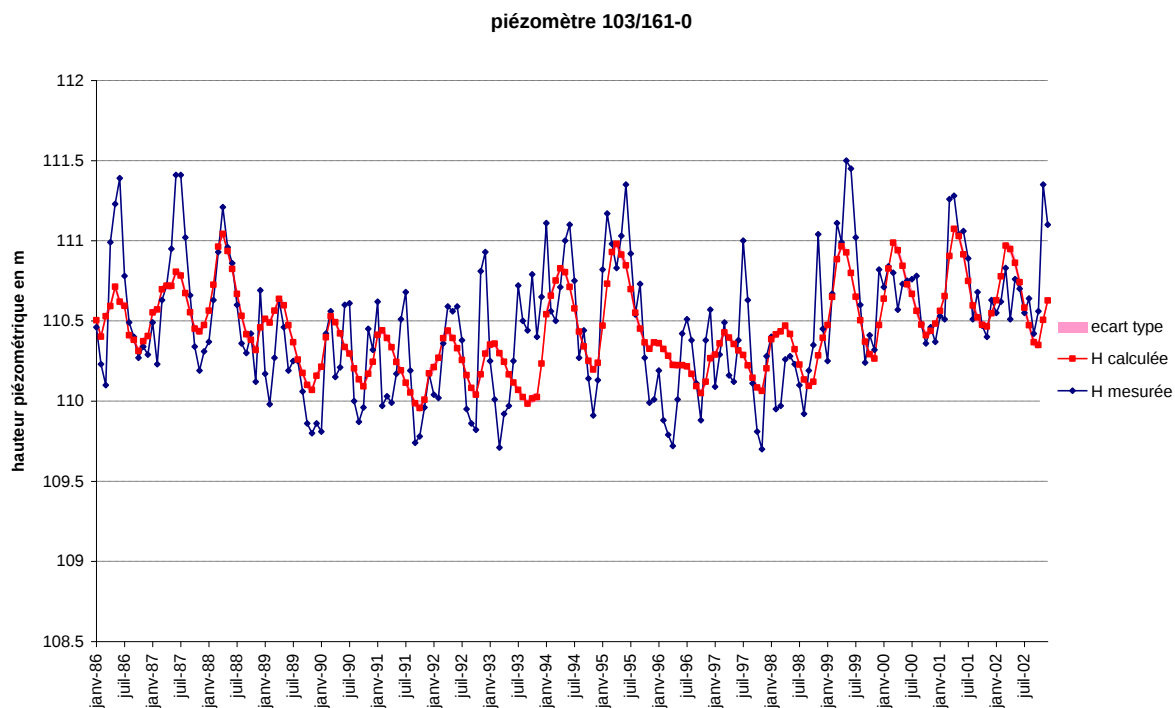
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



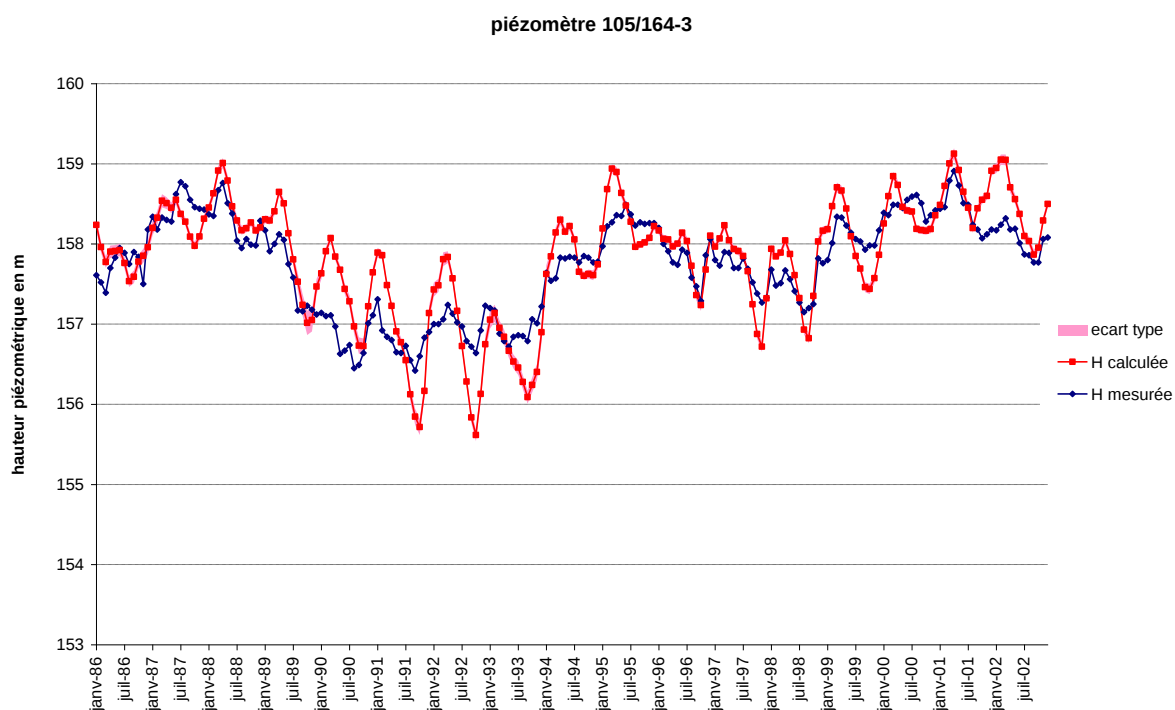
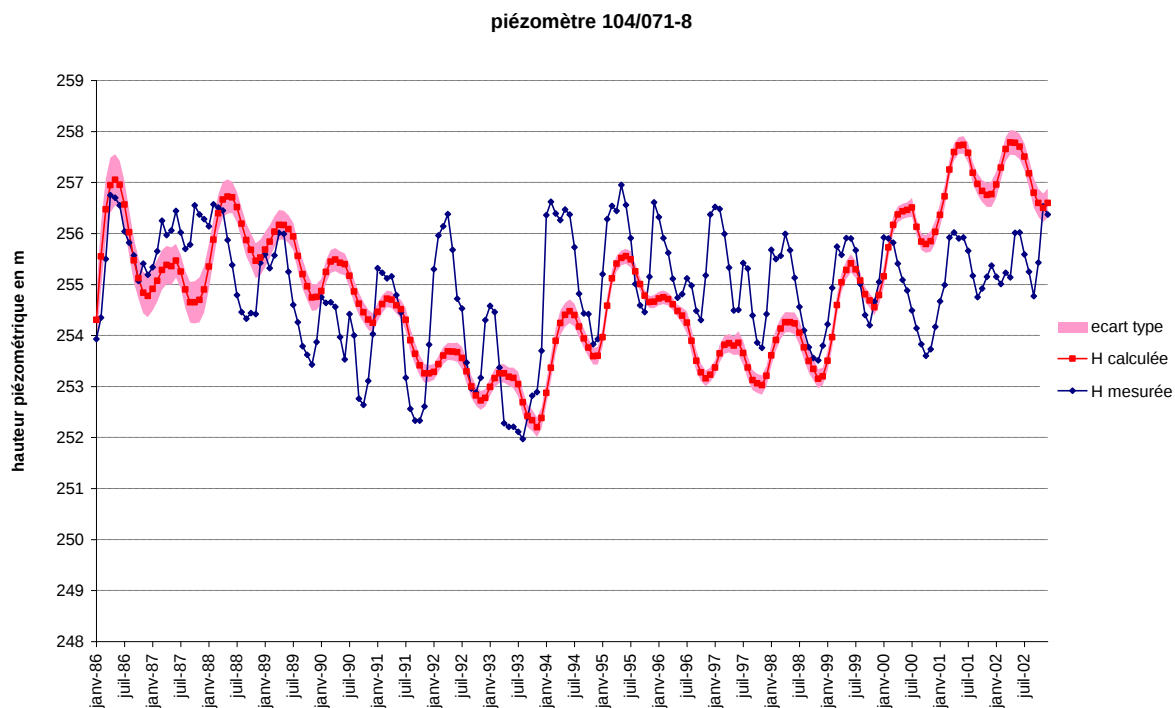
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

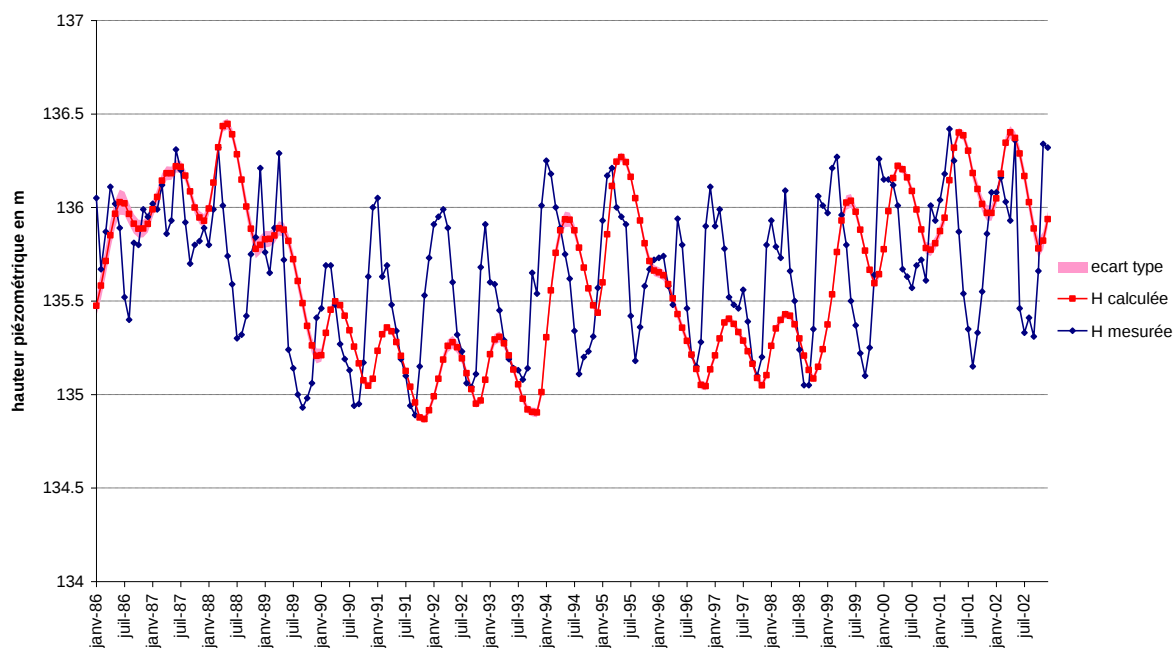


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

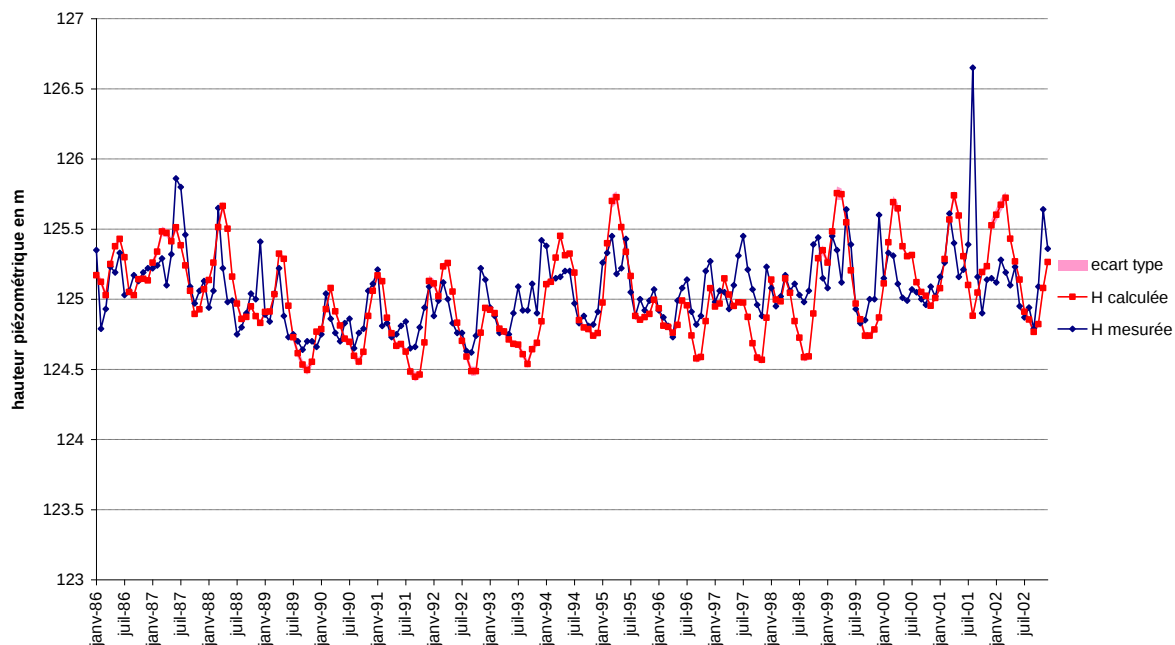


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

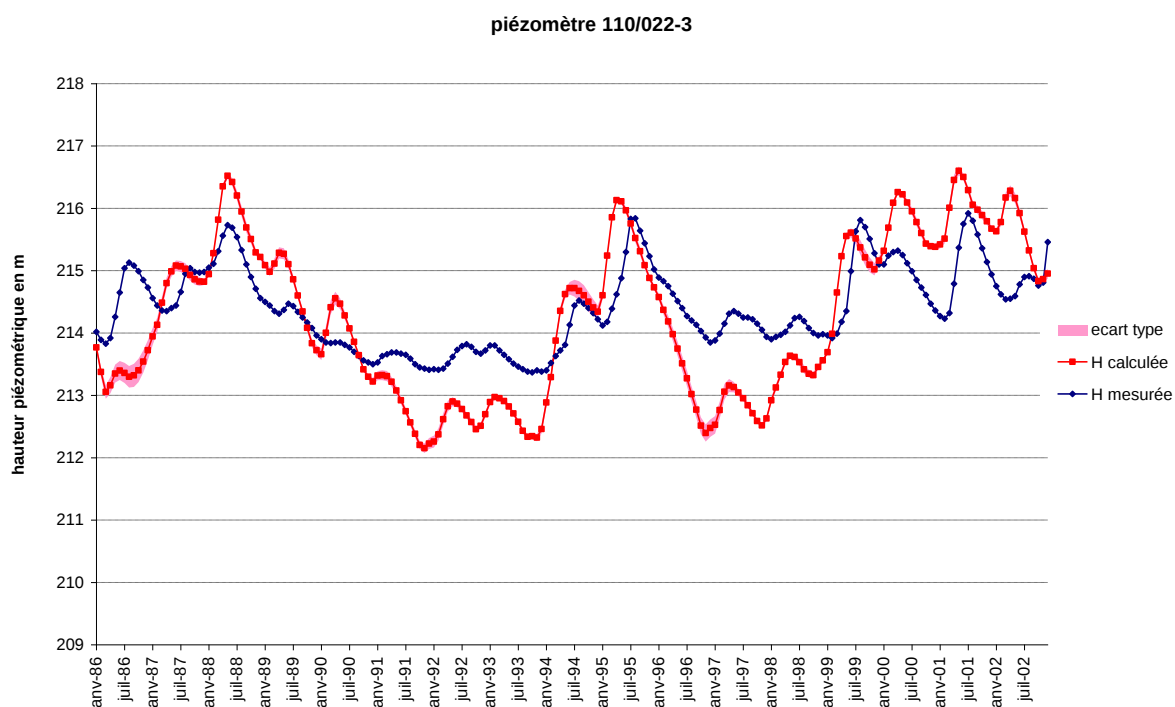
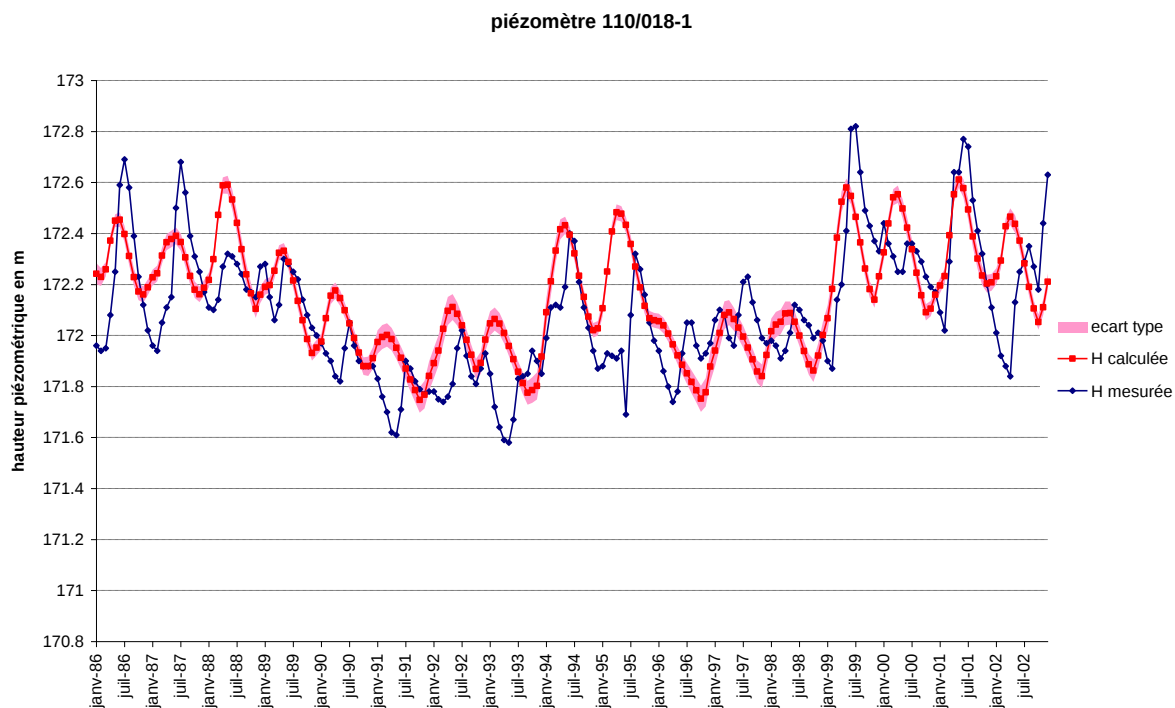
piézomètre 108/114-3



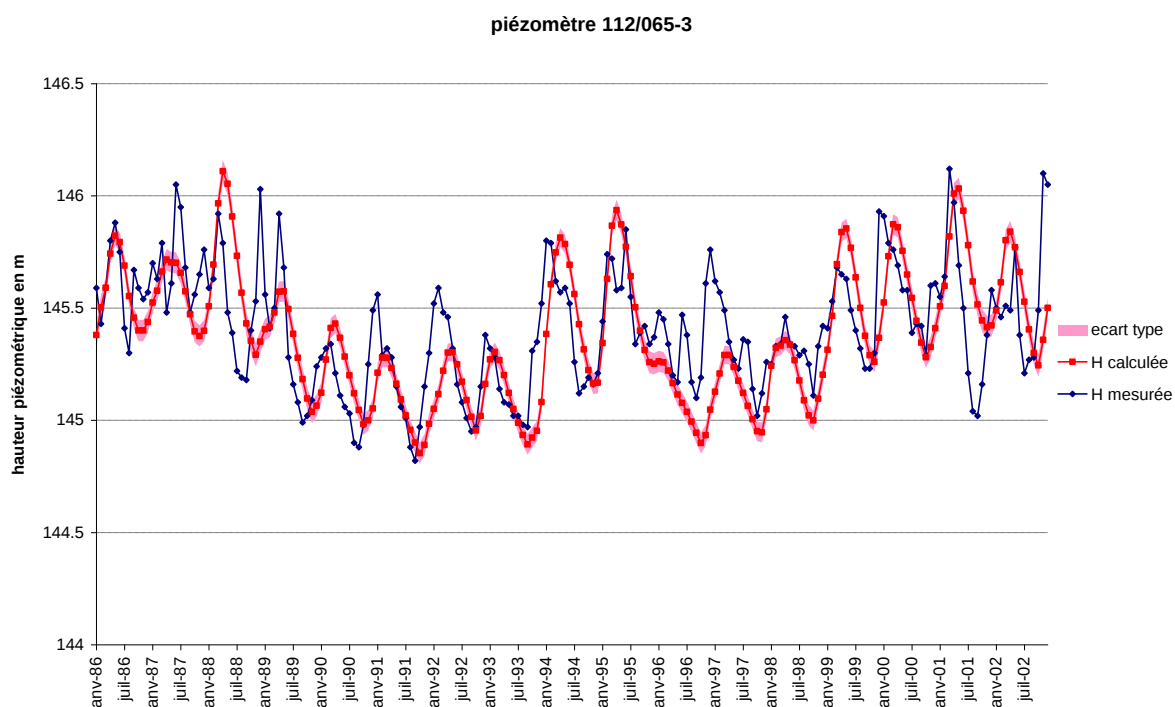
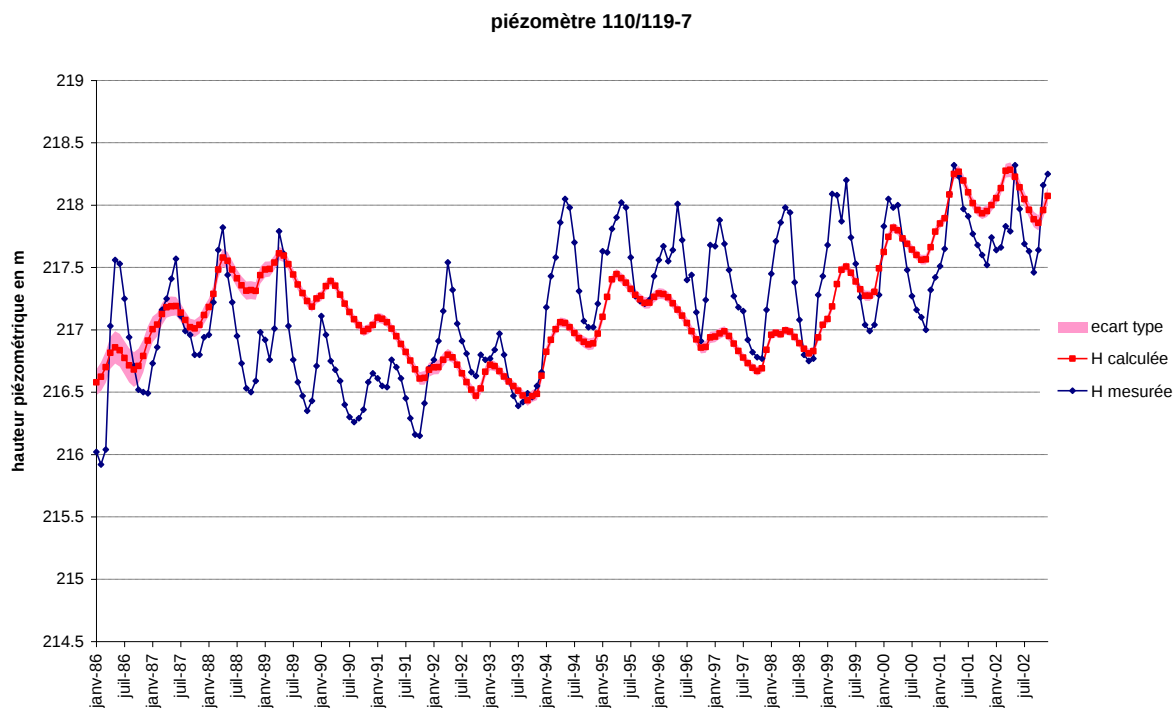
piézomètre 109/113-6



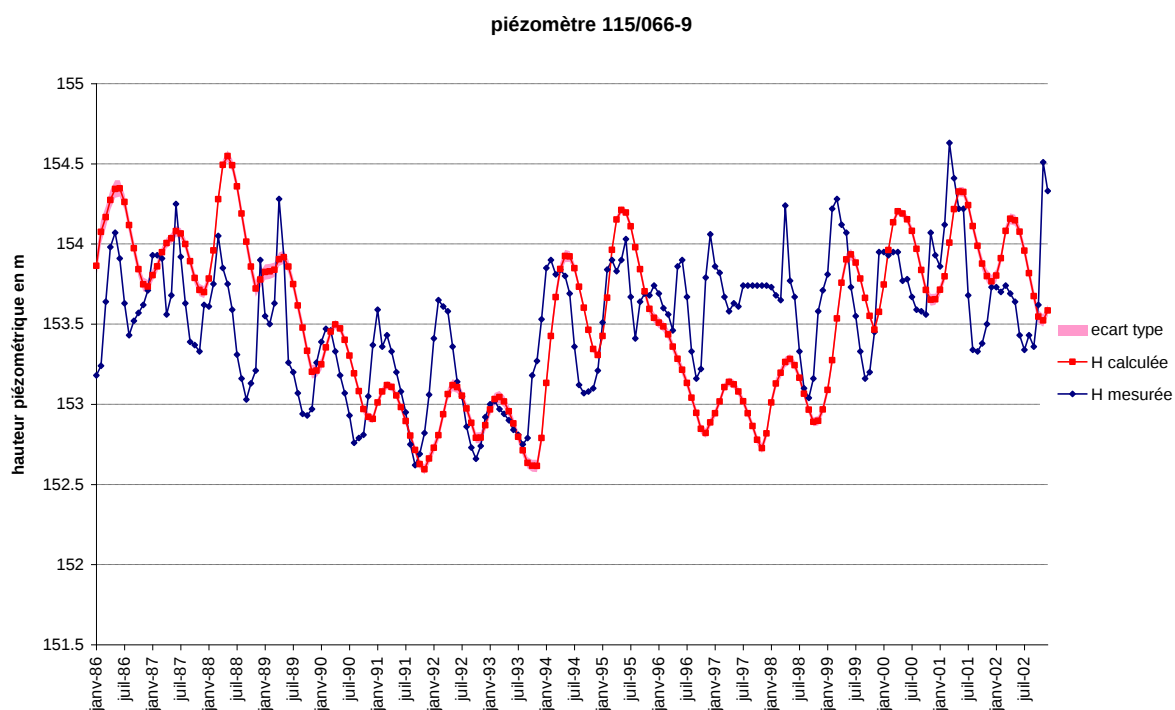
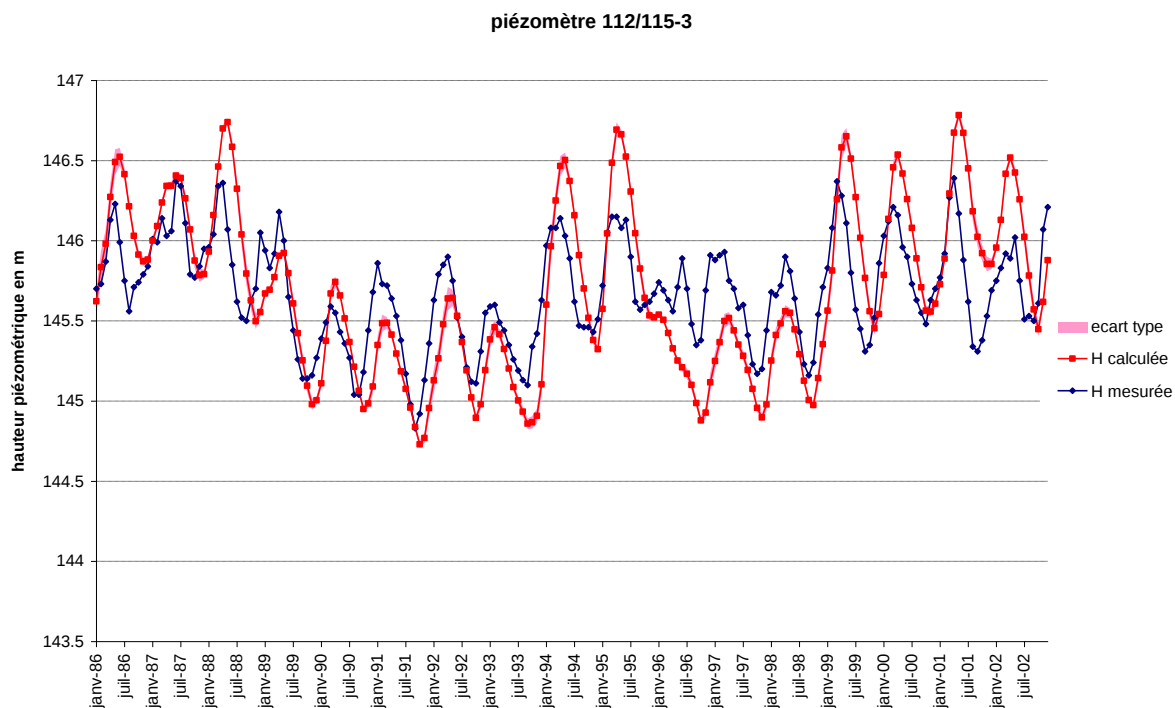
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



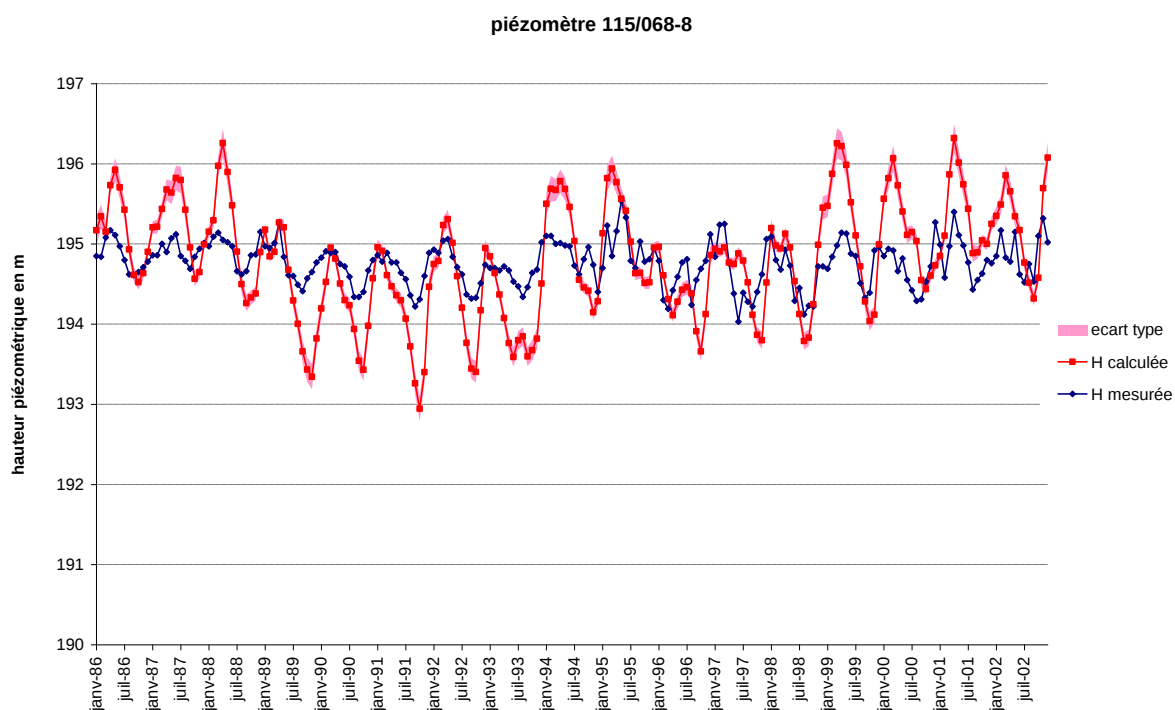
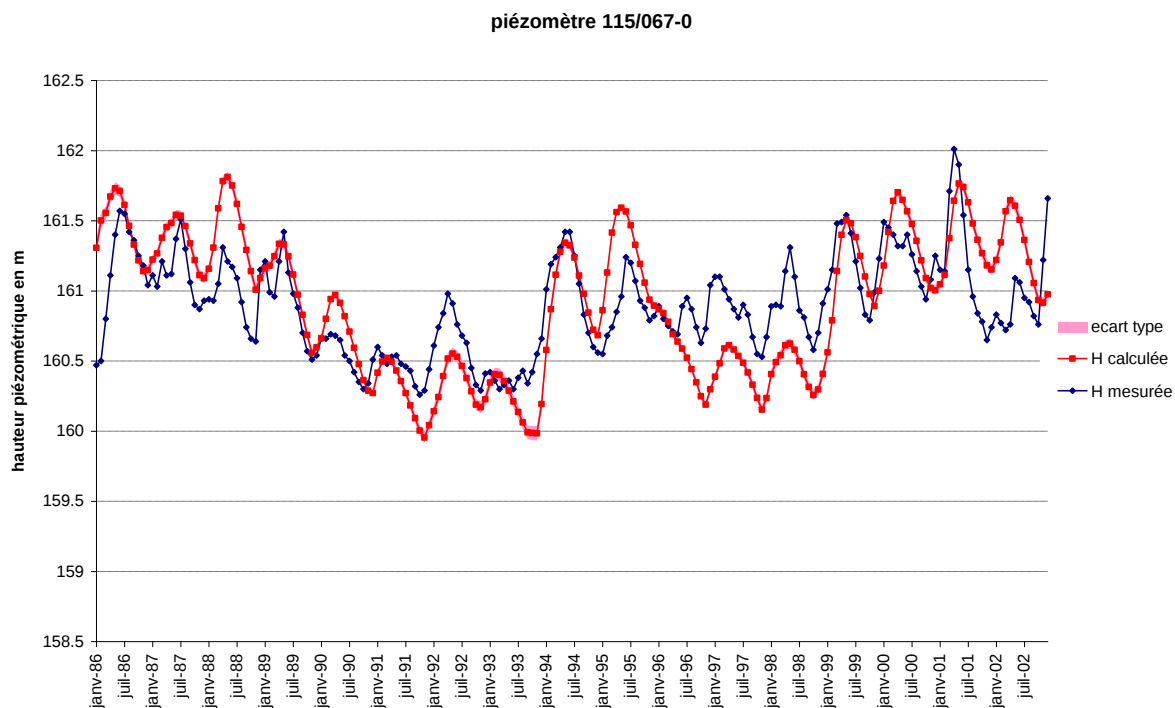
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



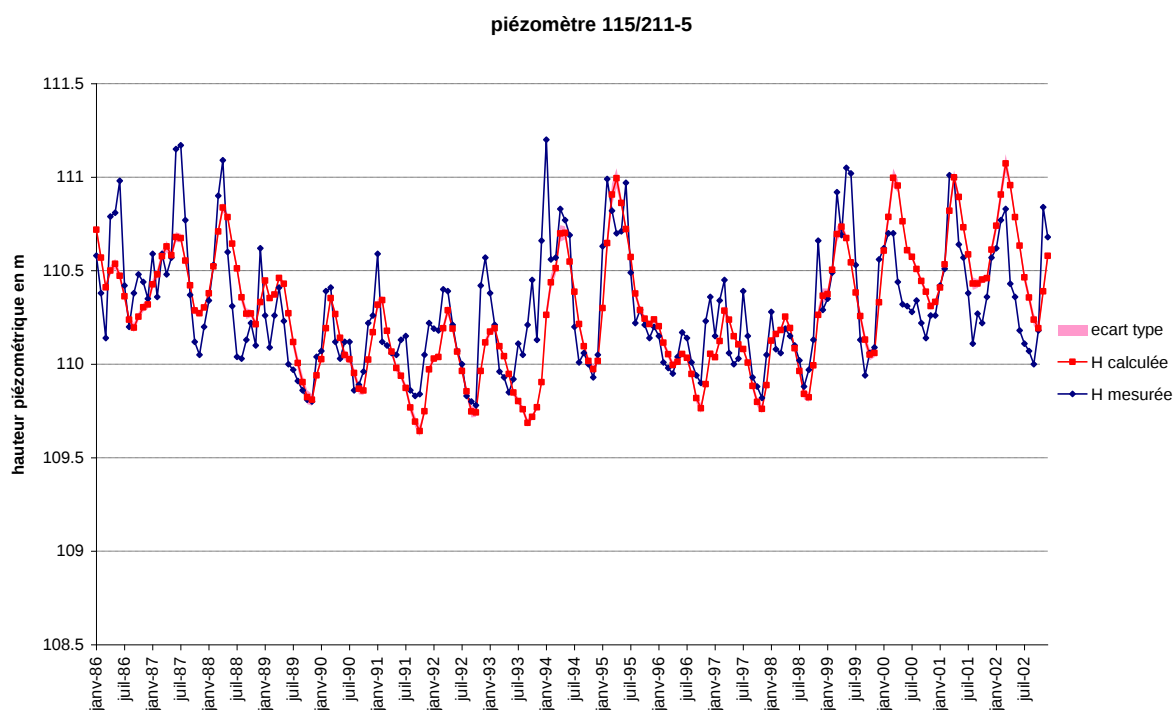
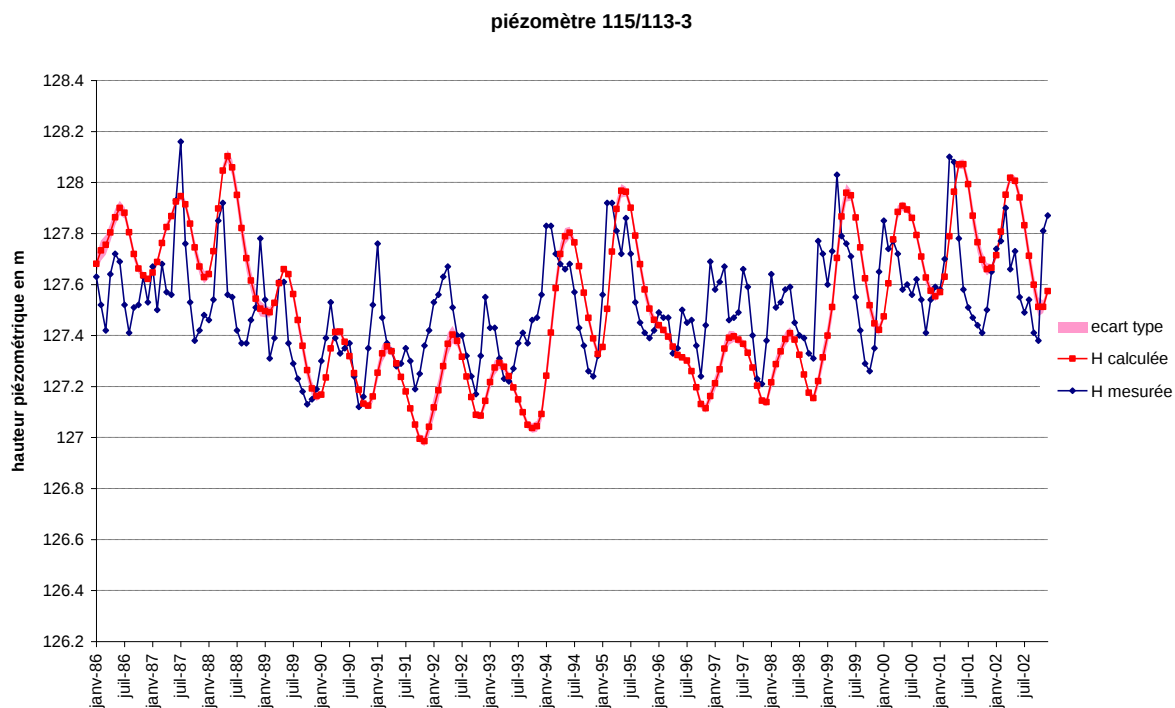
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



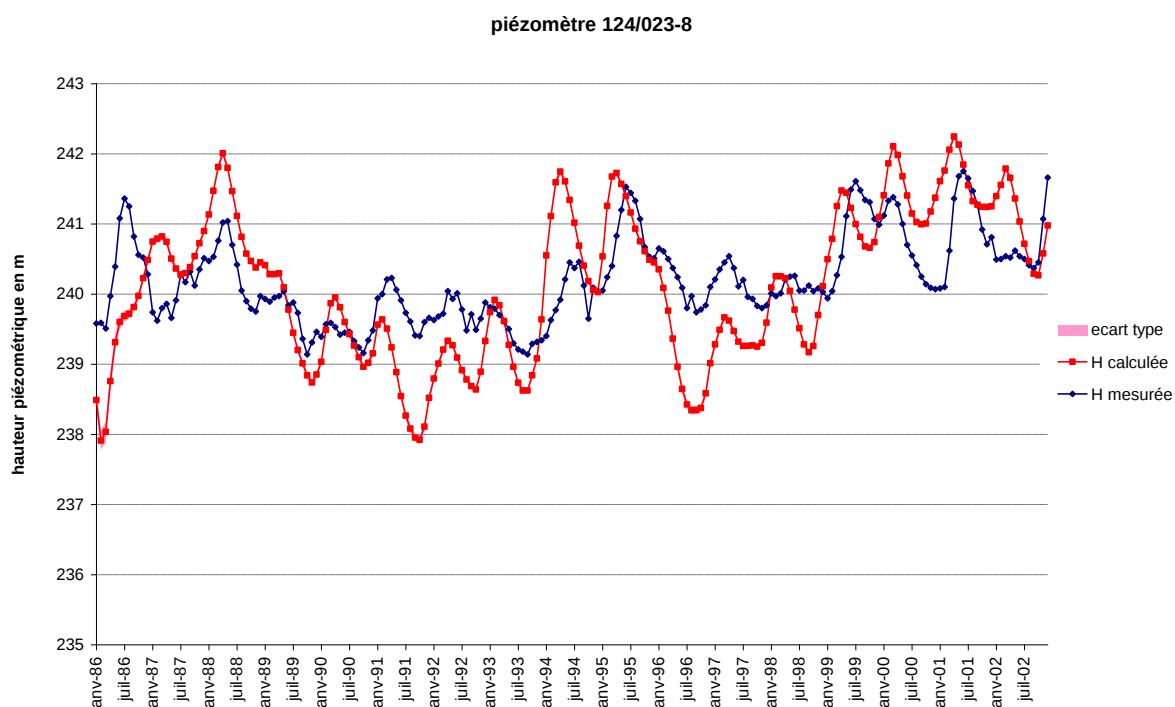
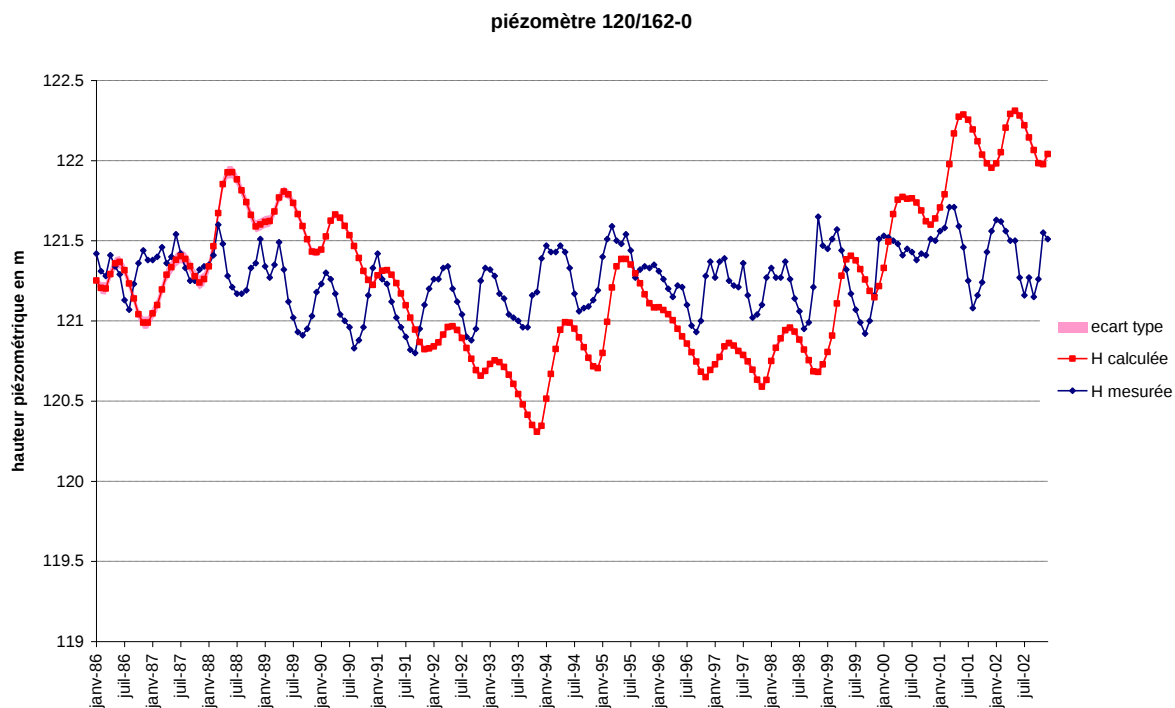
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



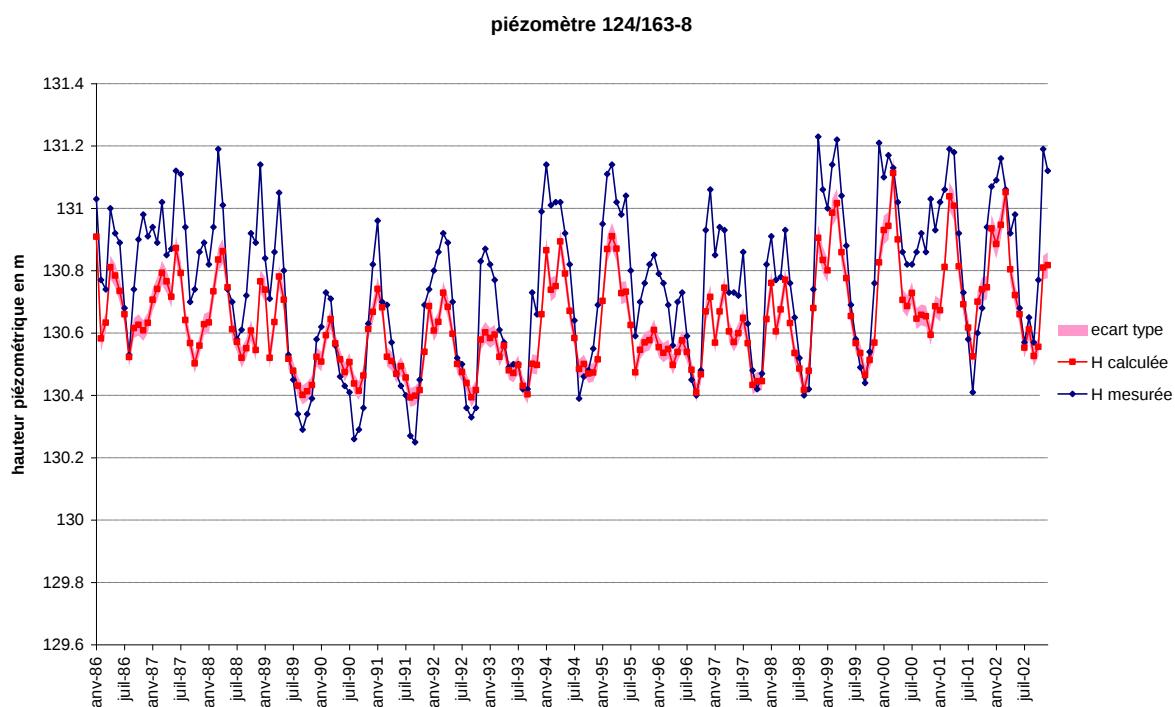
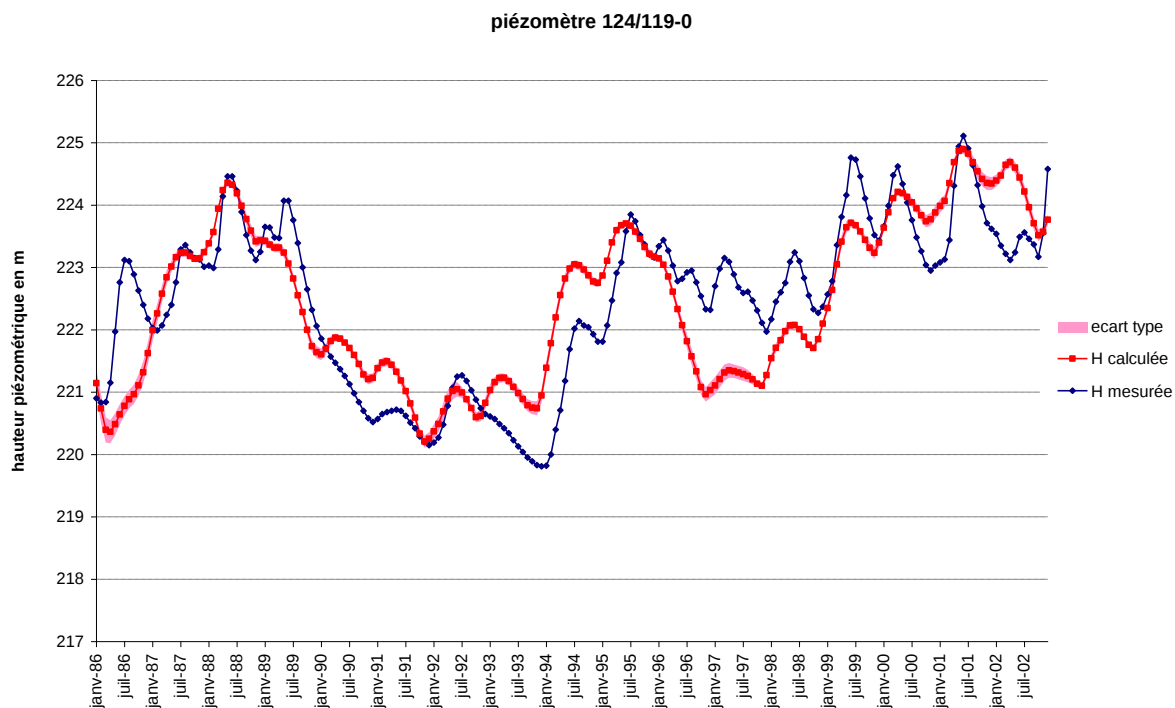
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



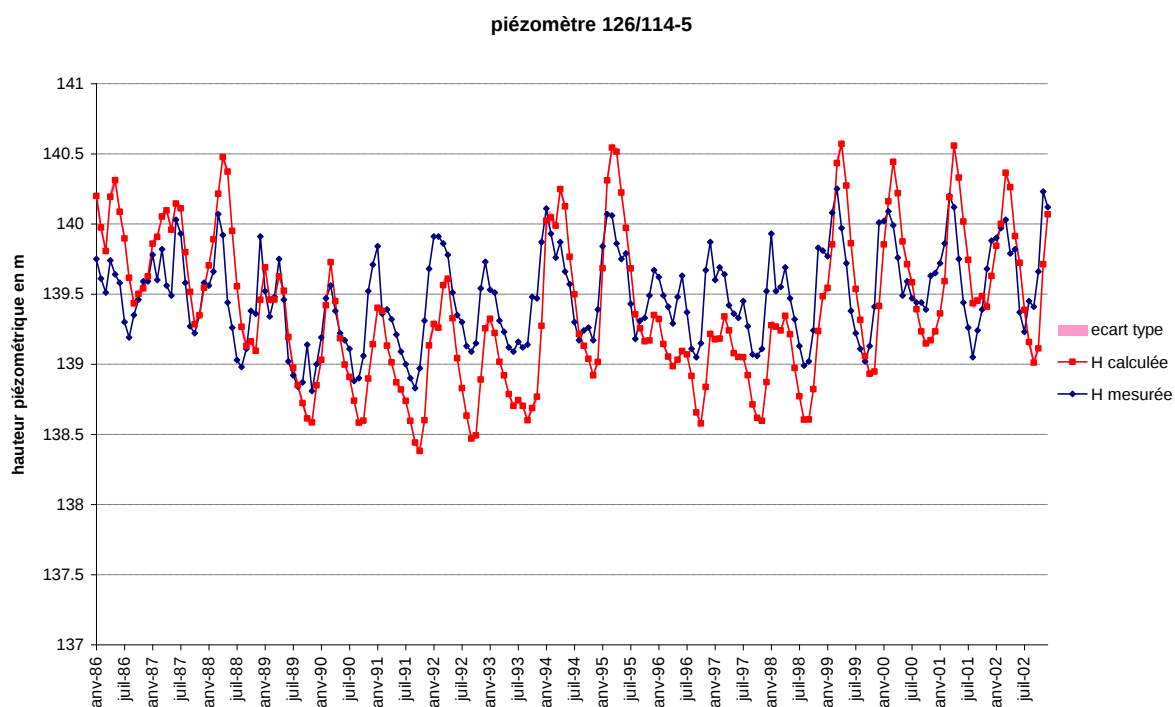
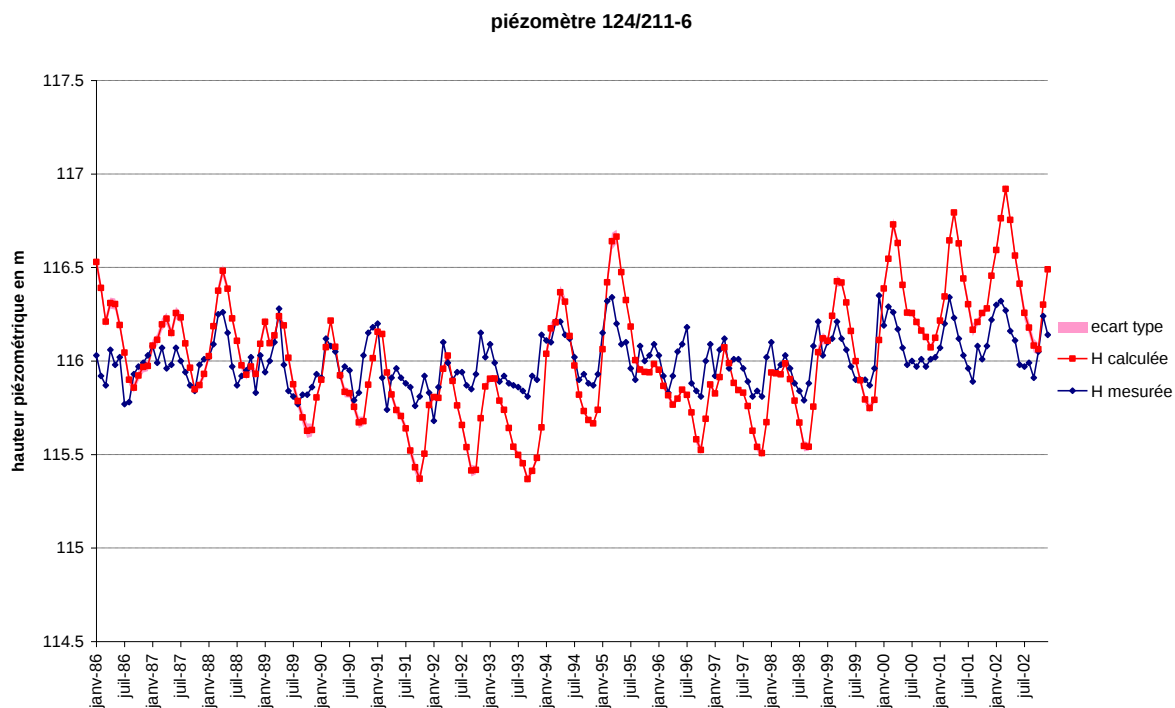
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



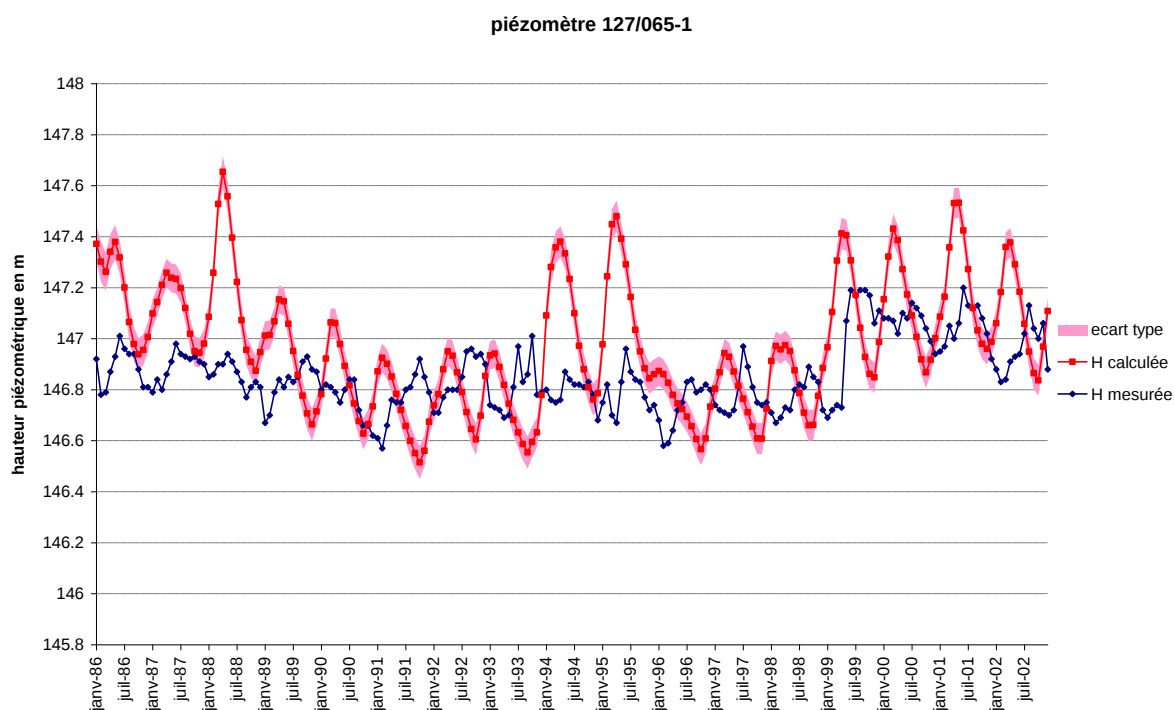
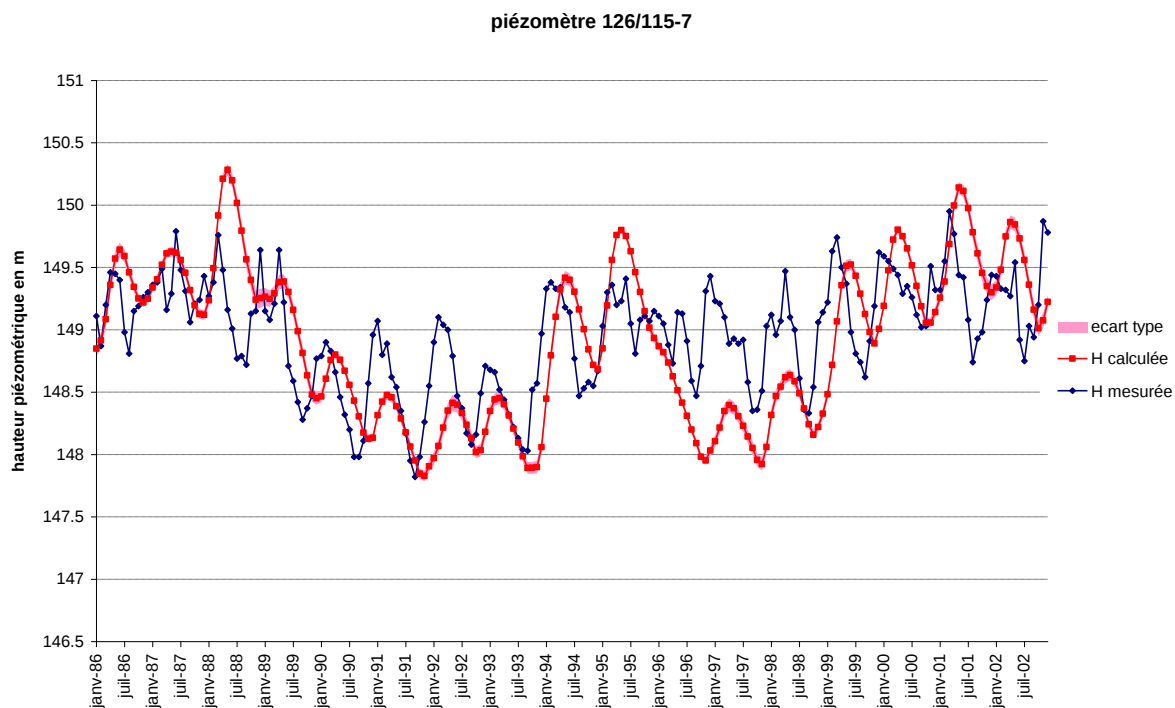
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



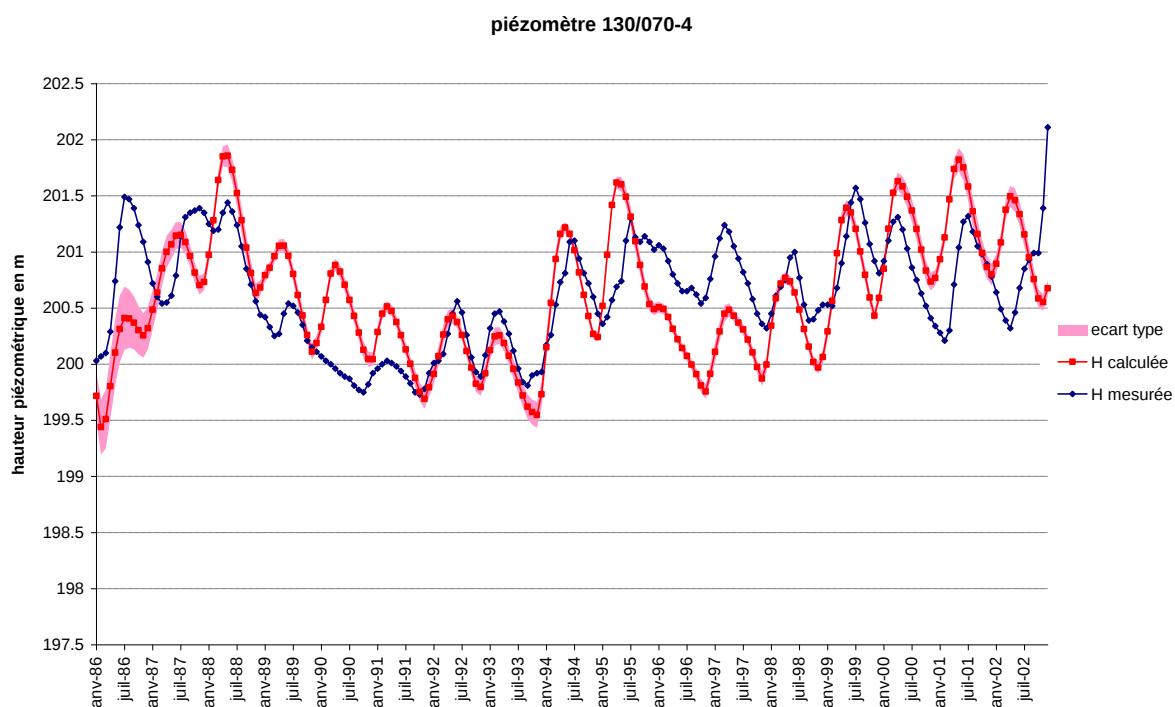
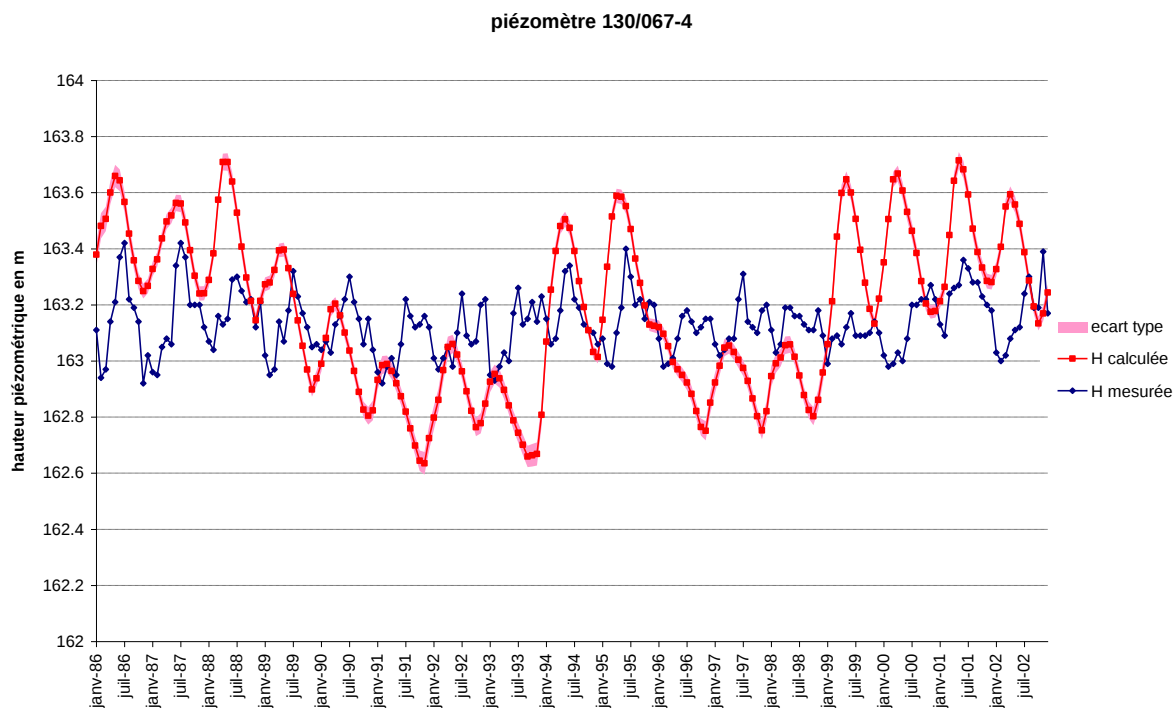
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



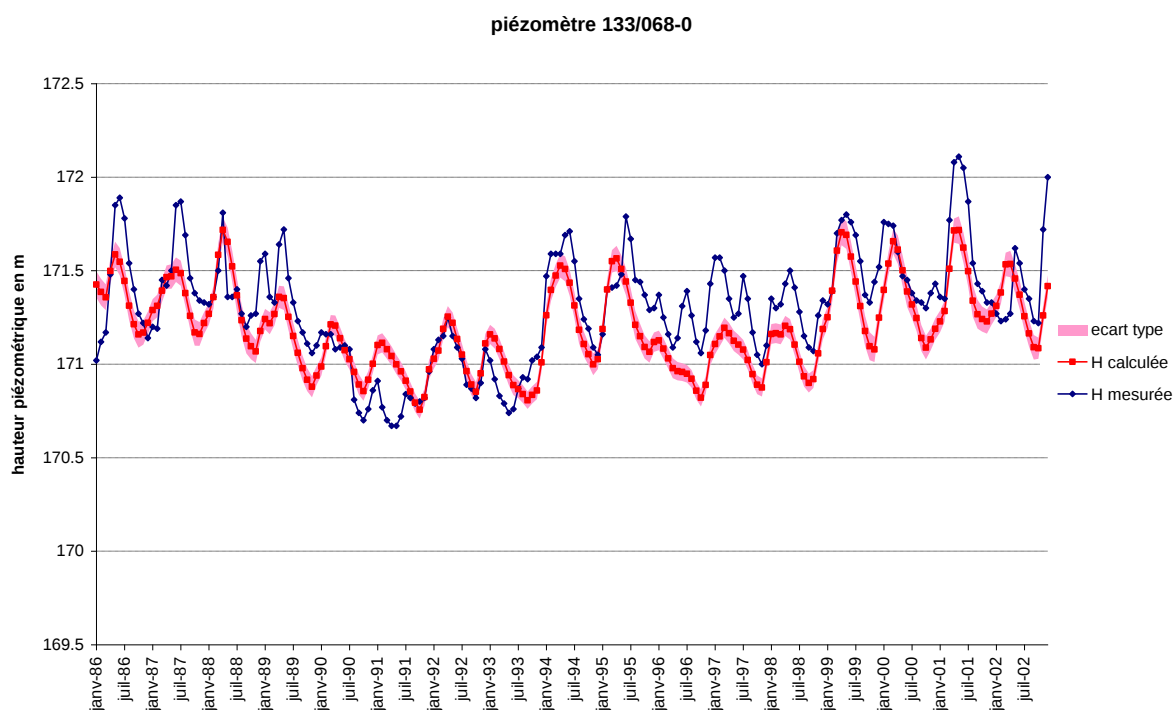
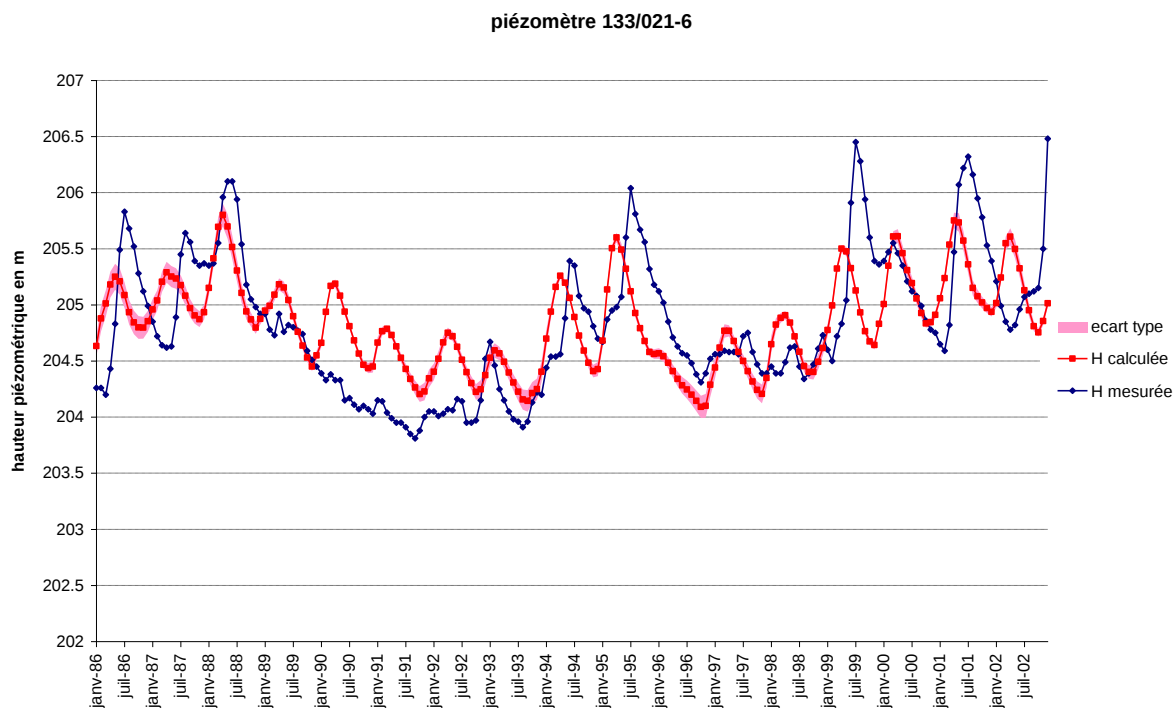
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



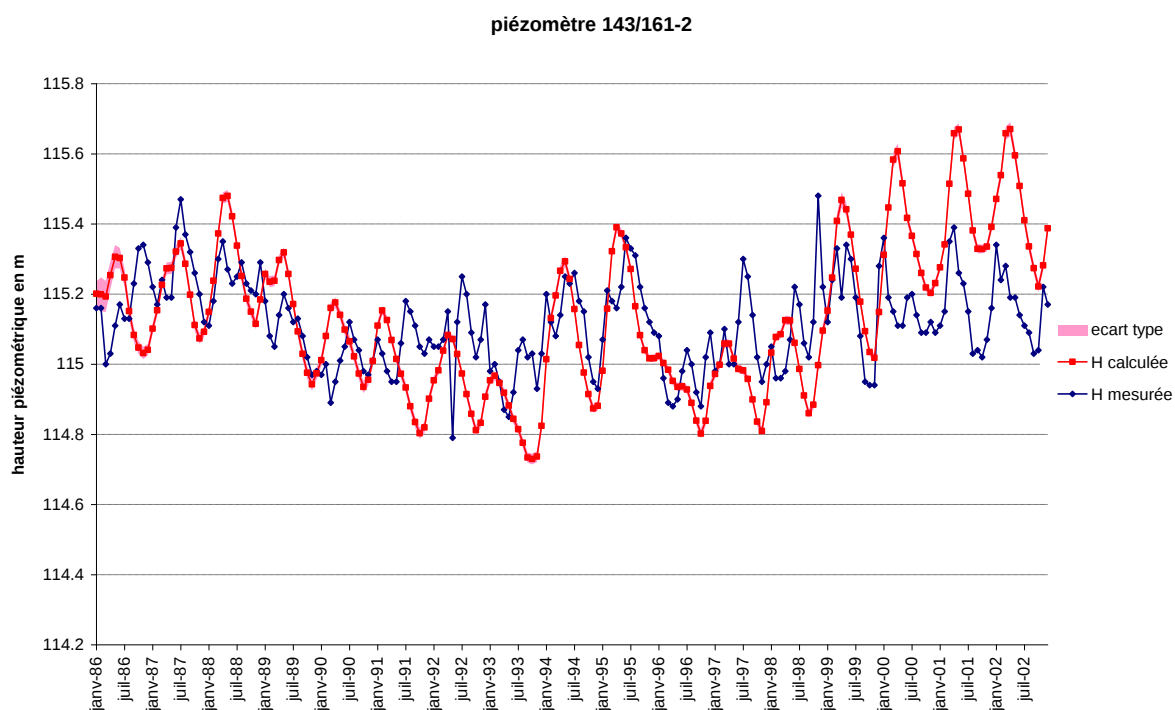
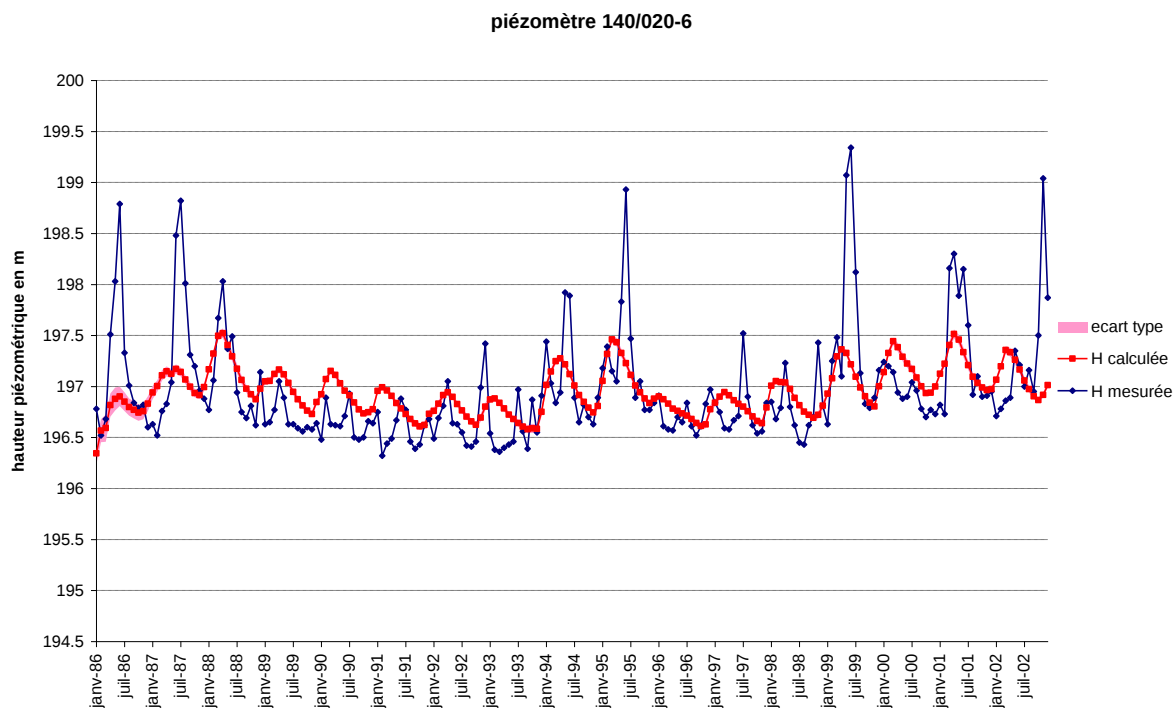
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



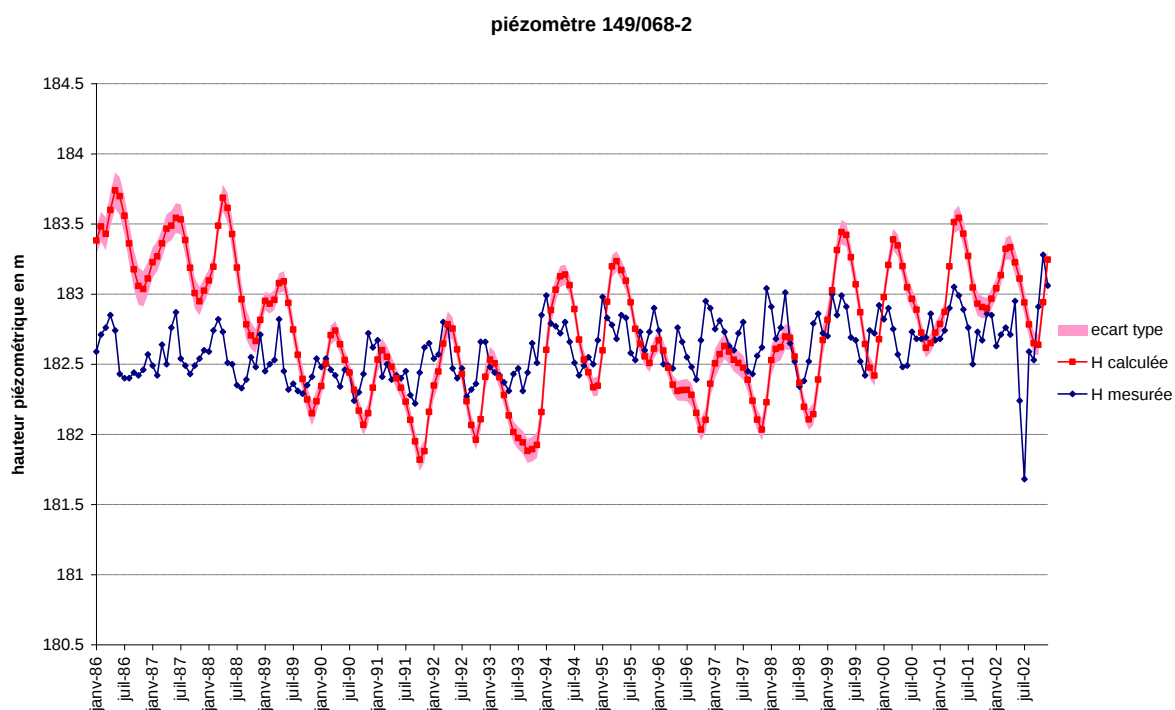
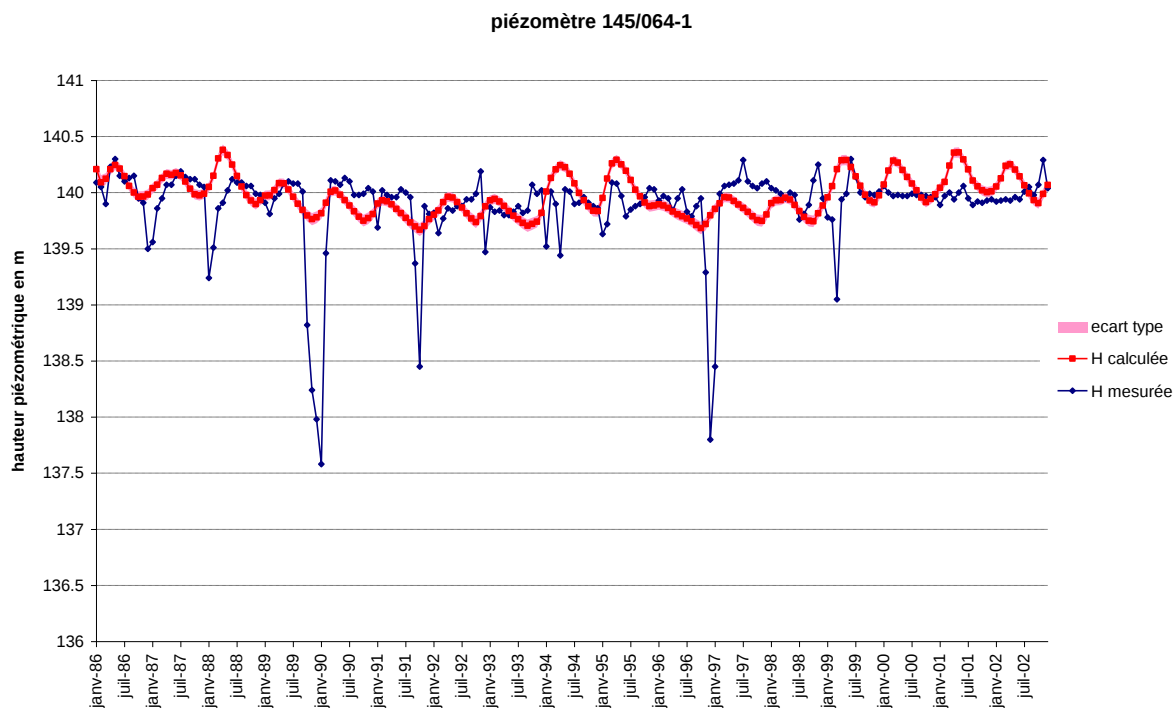
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



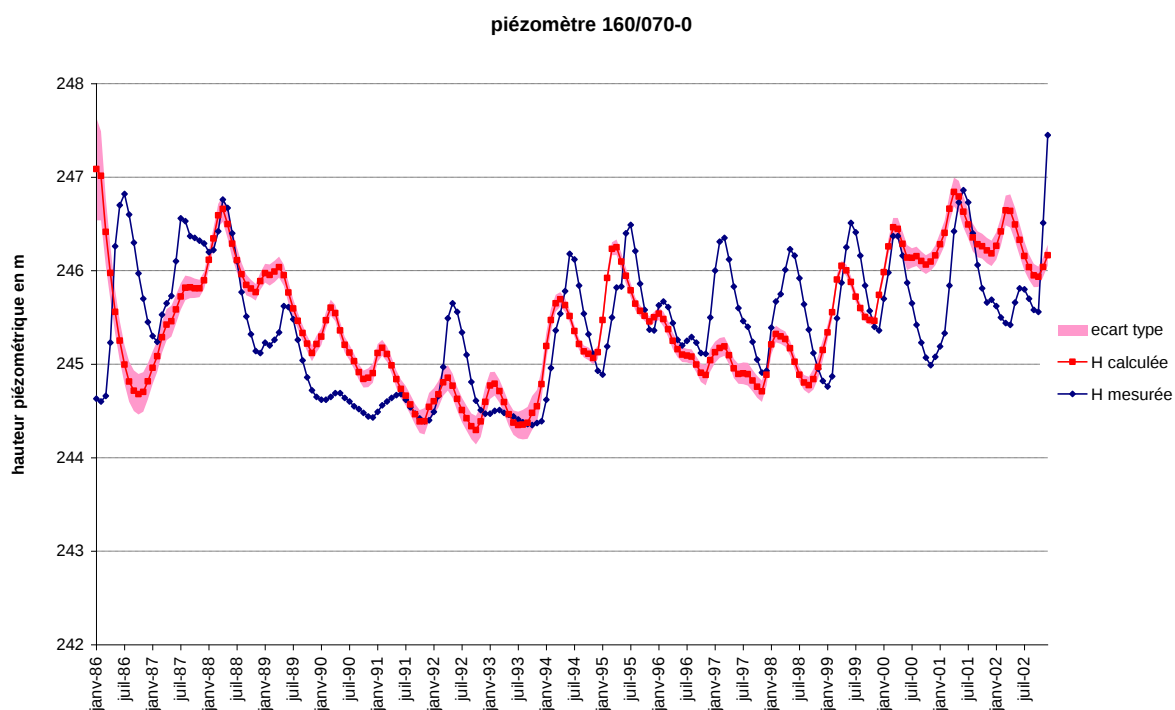
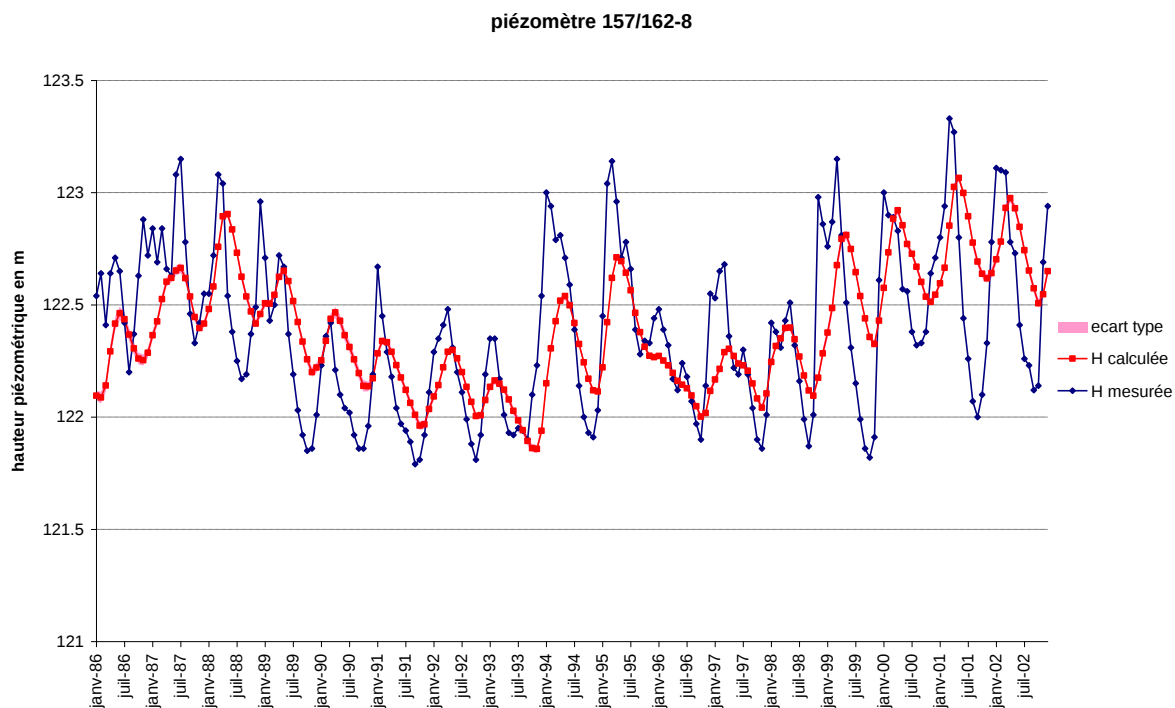
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



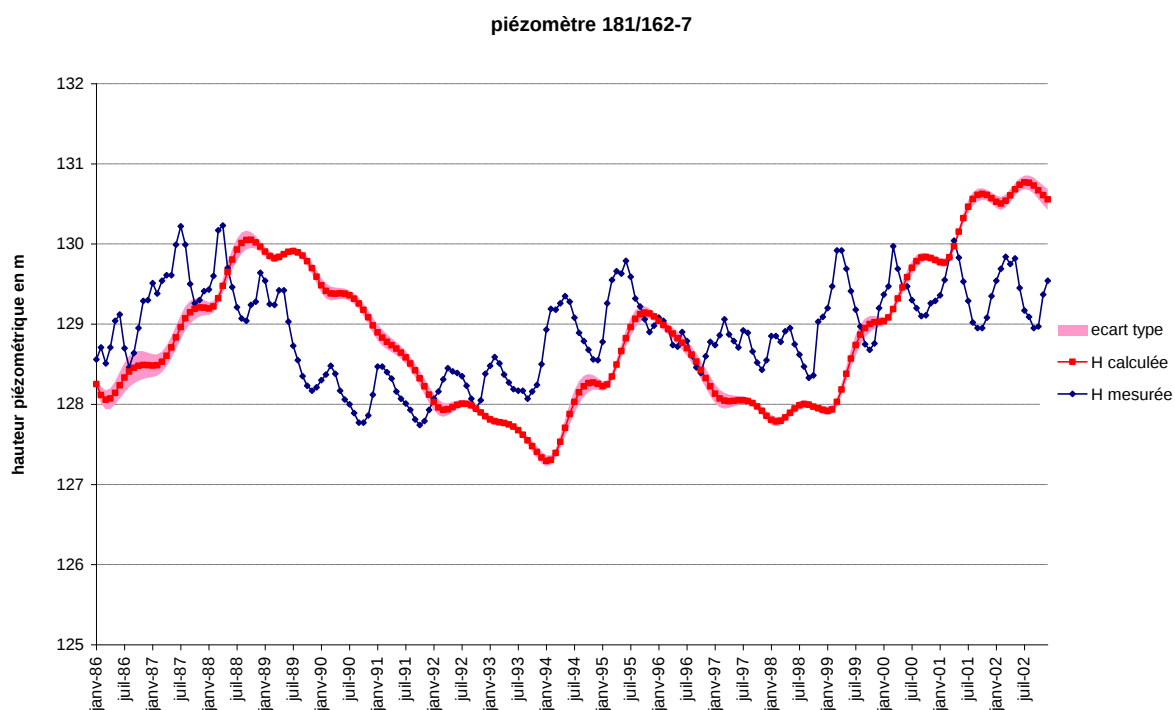
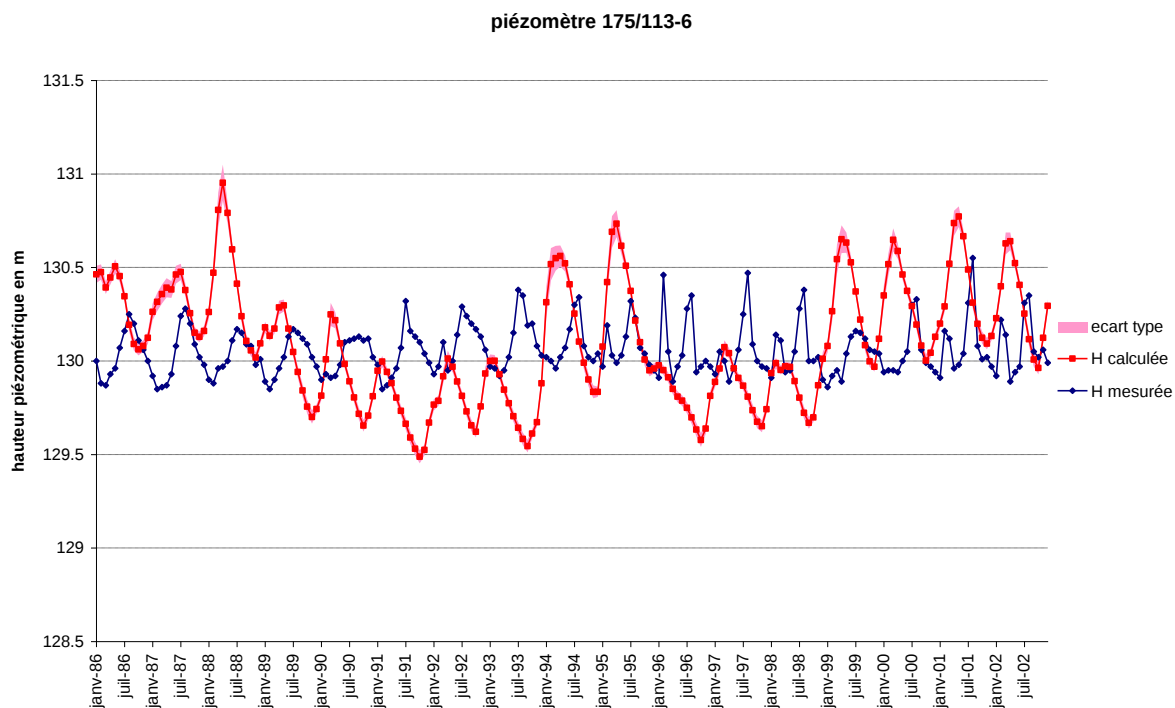
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



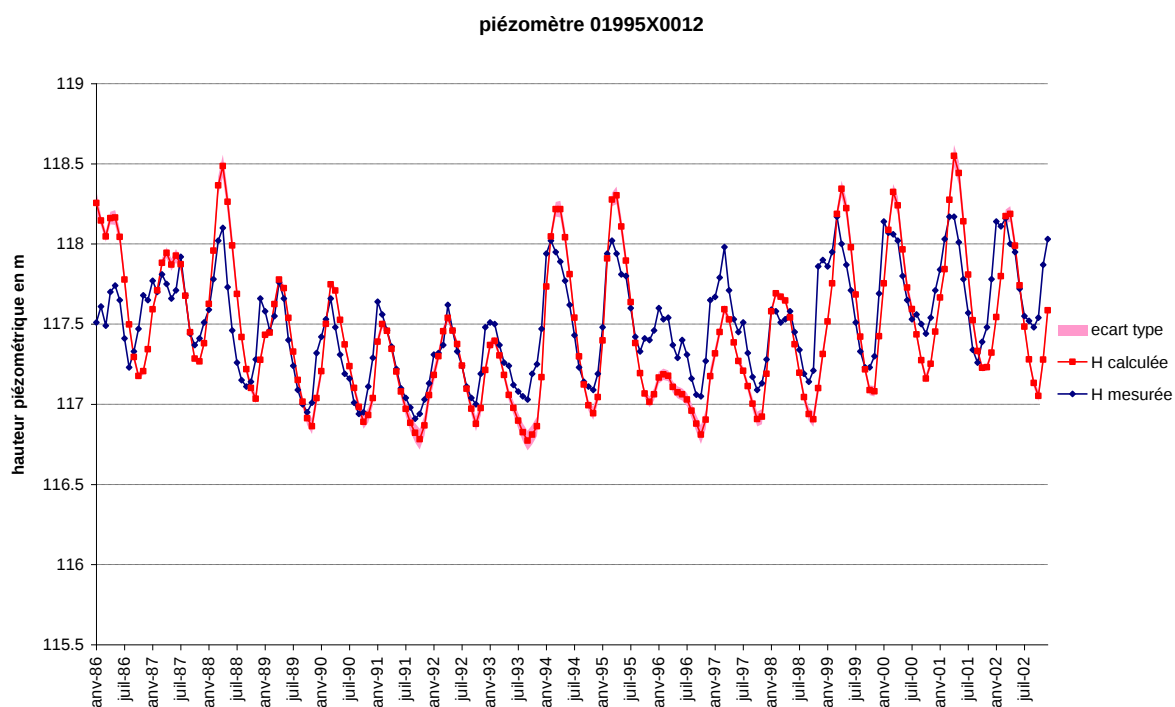
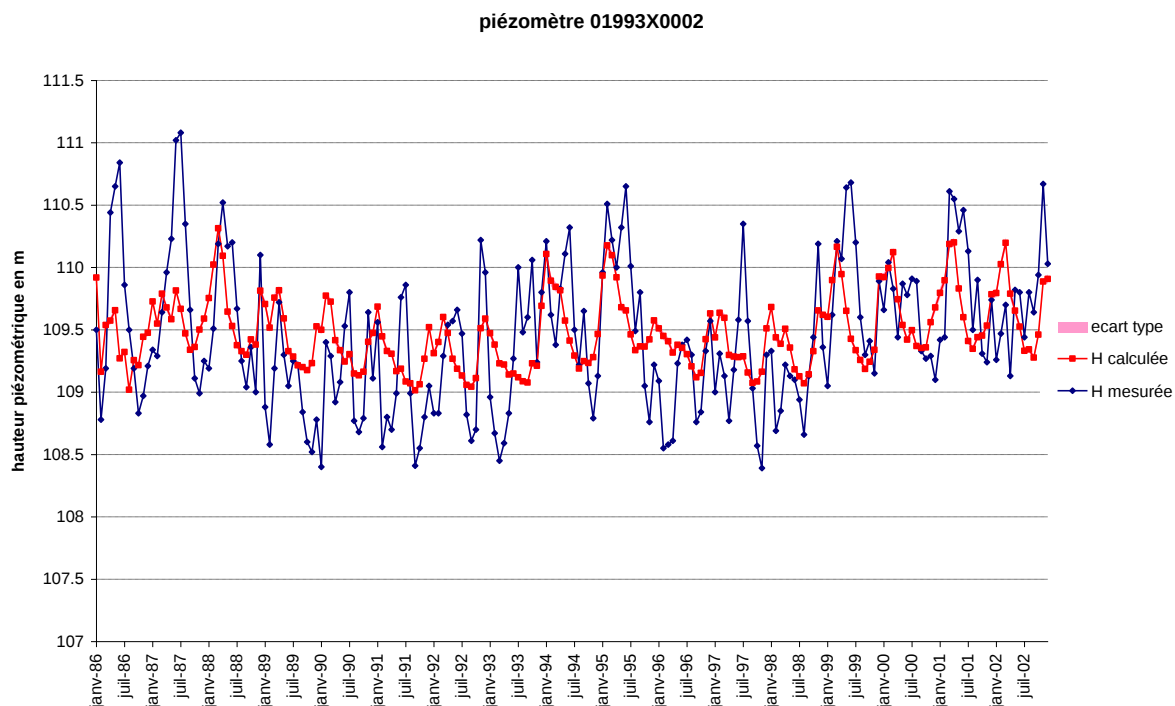
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

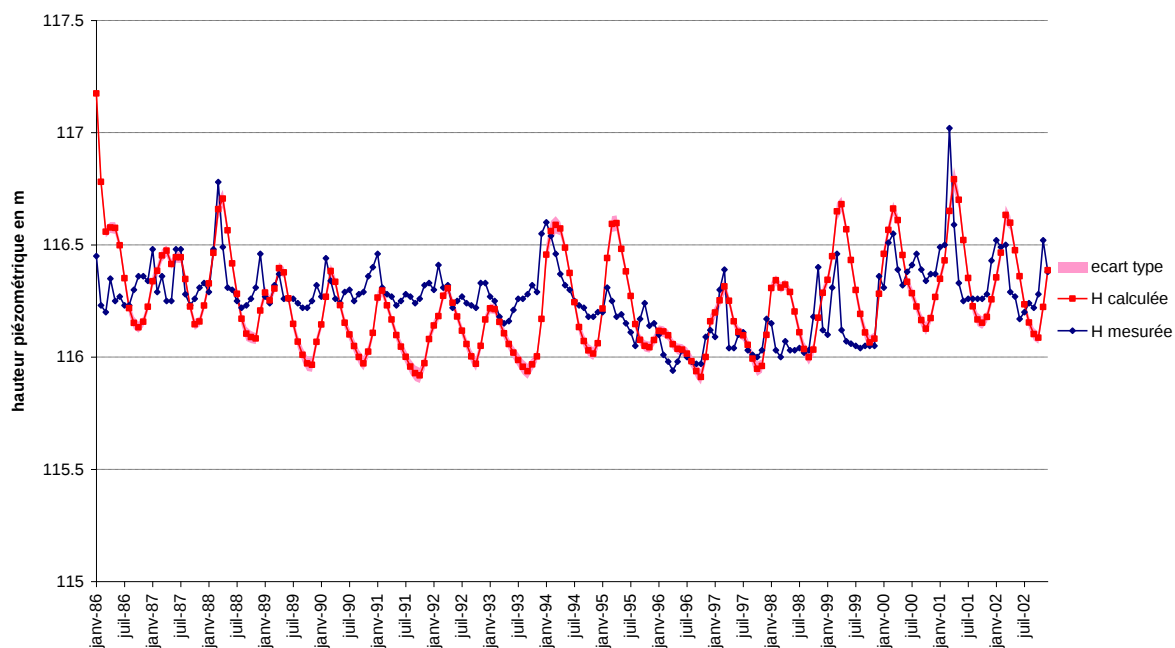


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

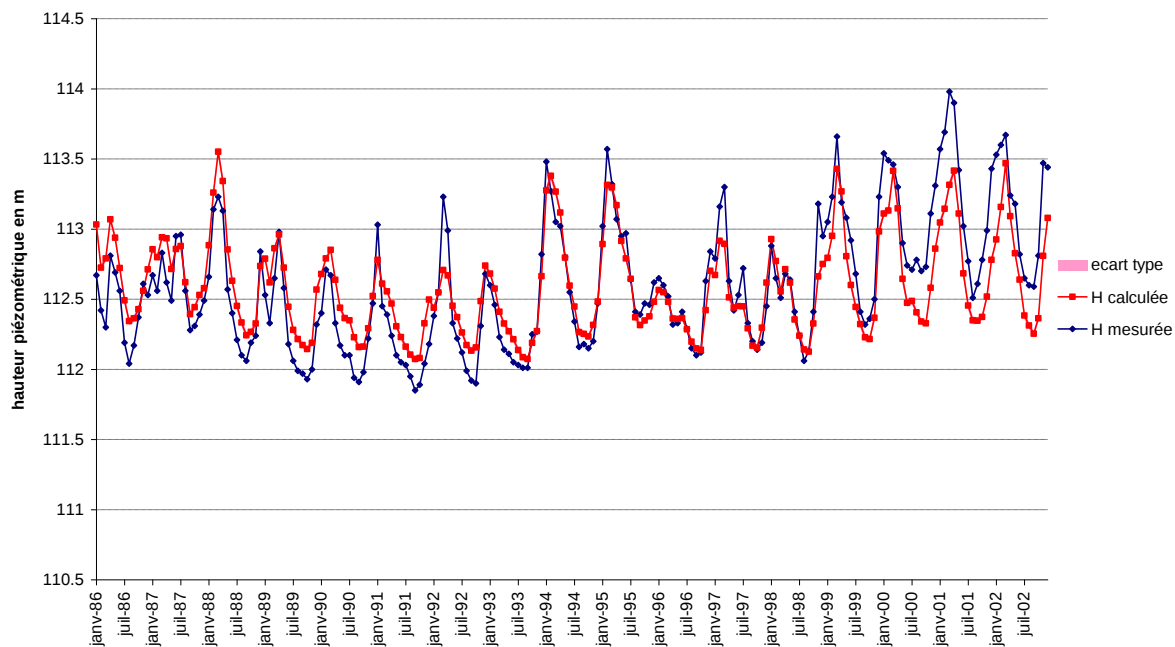


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

piézomètre 01996X0008

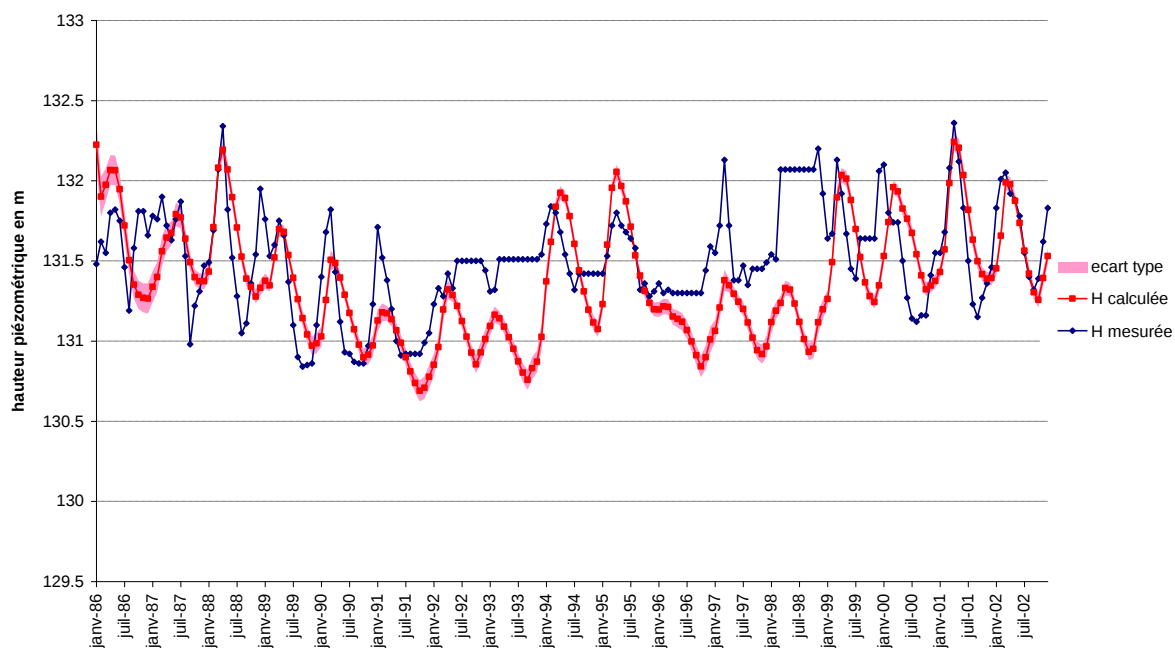


piézomètre 01996X0059

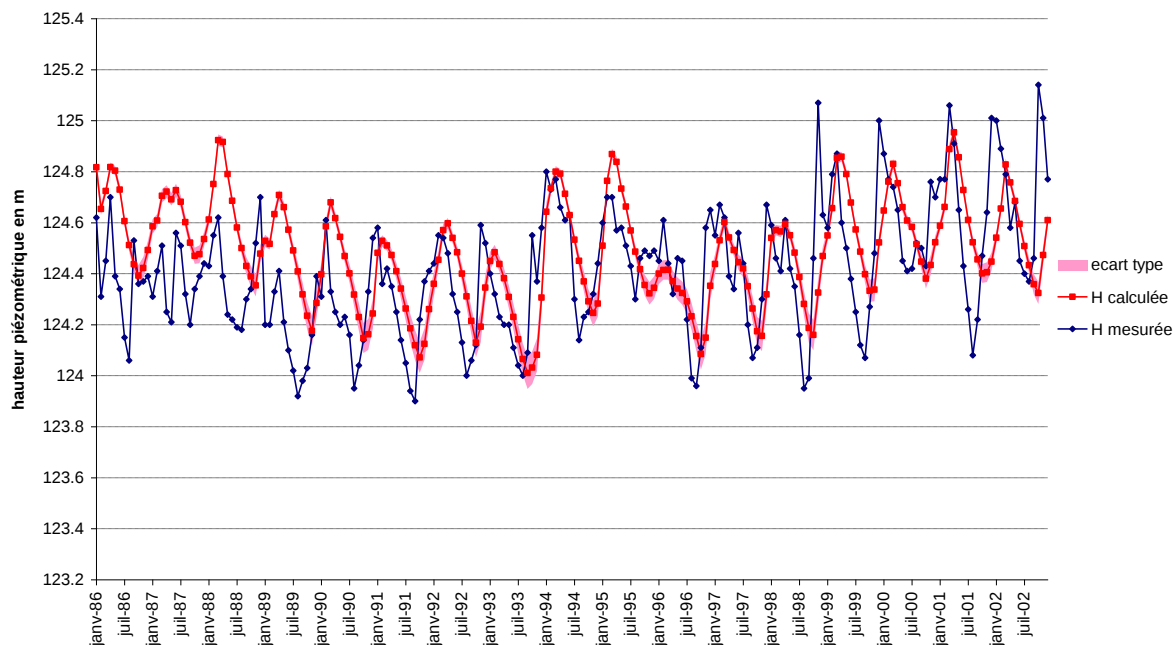


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

piézomètre 02343X0015

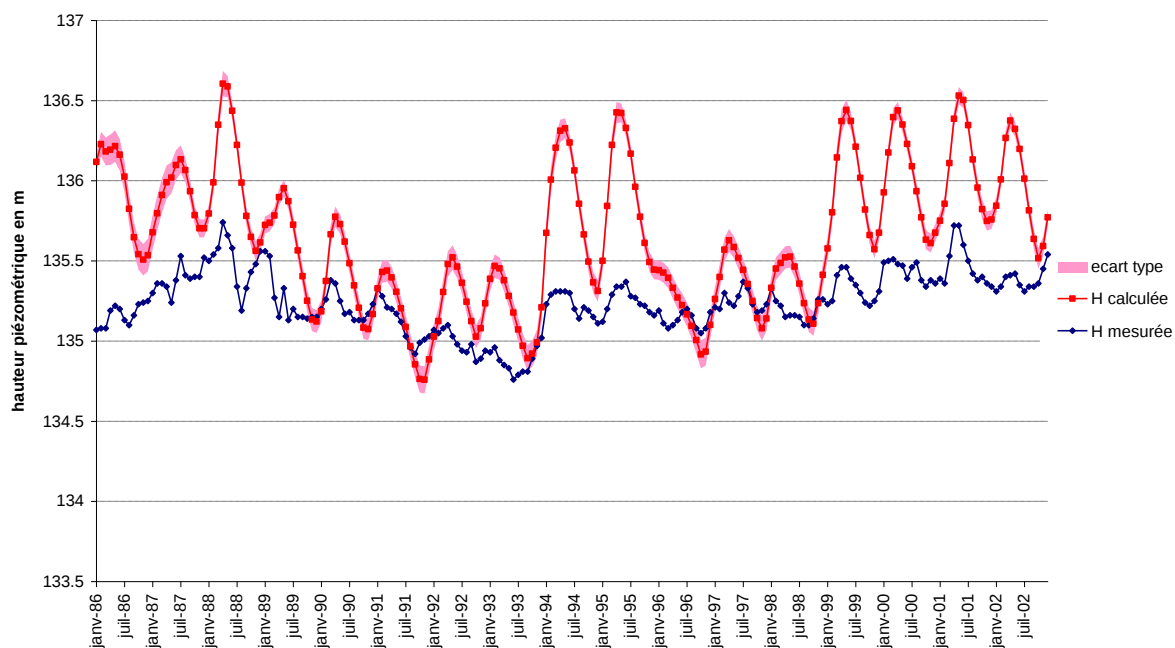


piézomètre 02344X0062

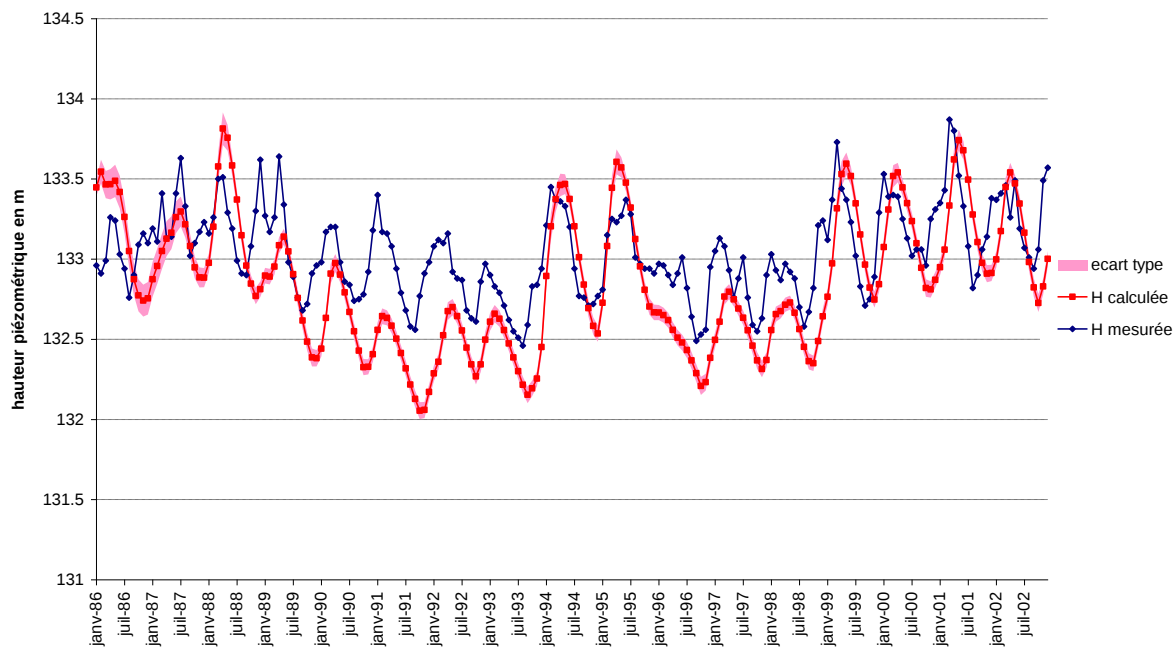


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

piézomètre 02346X0045

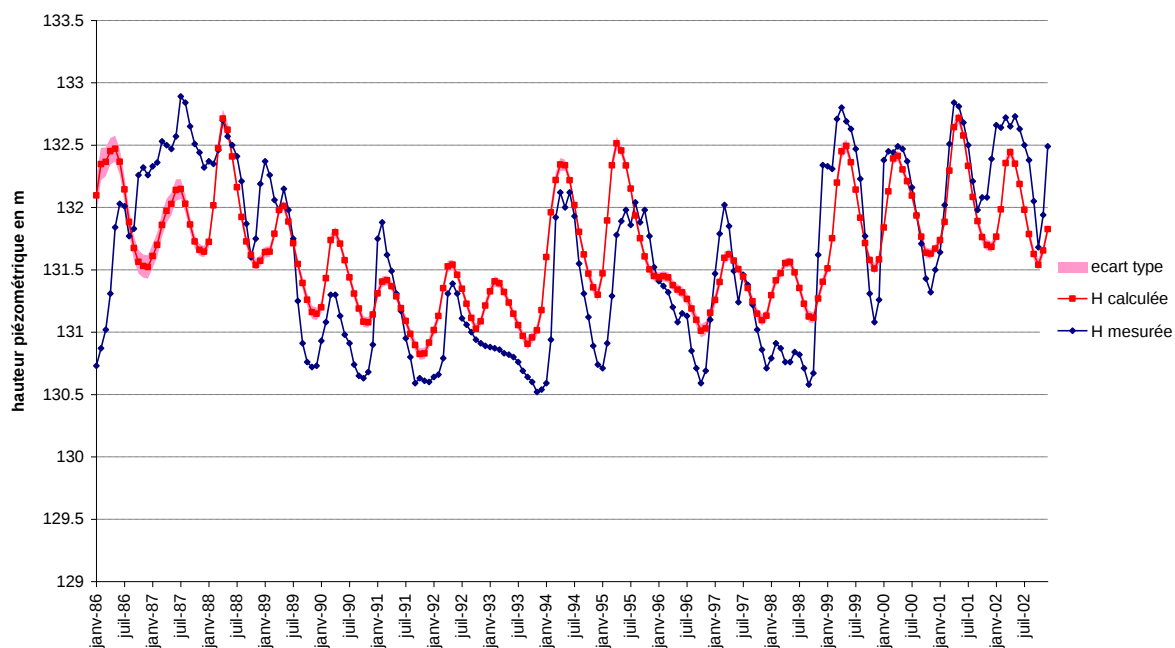


piézomètre 02347X0022

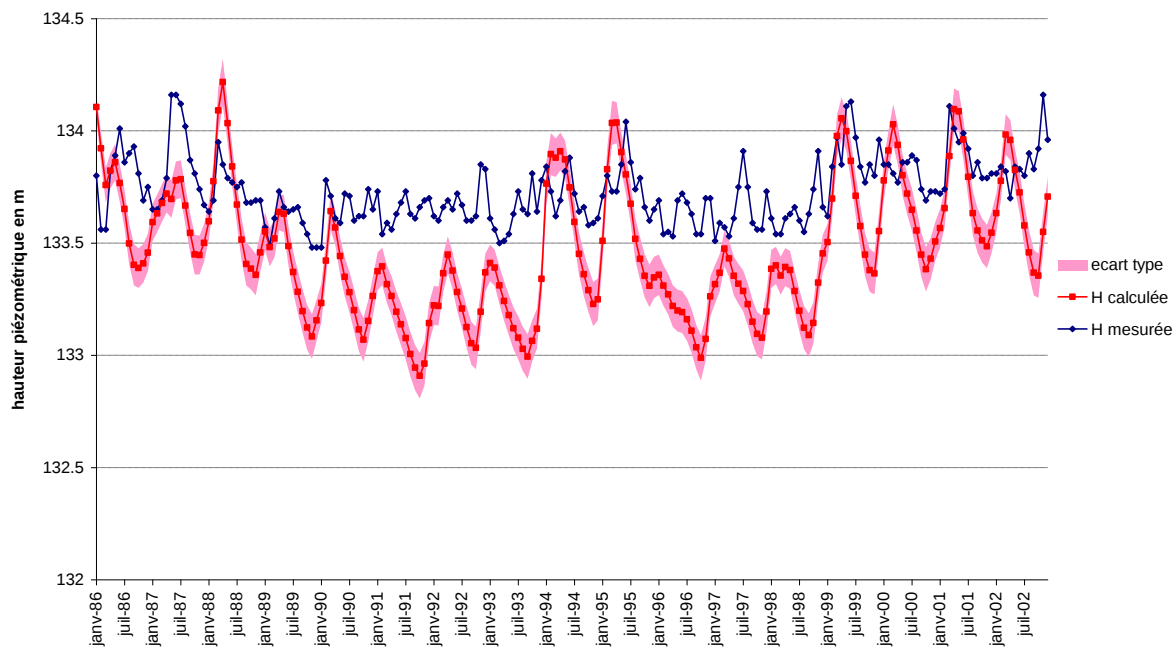


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

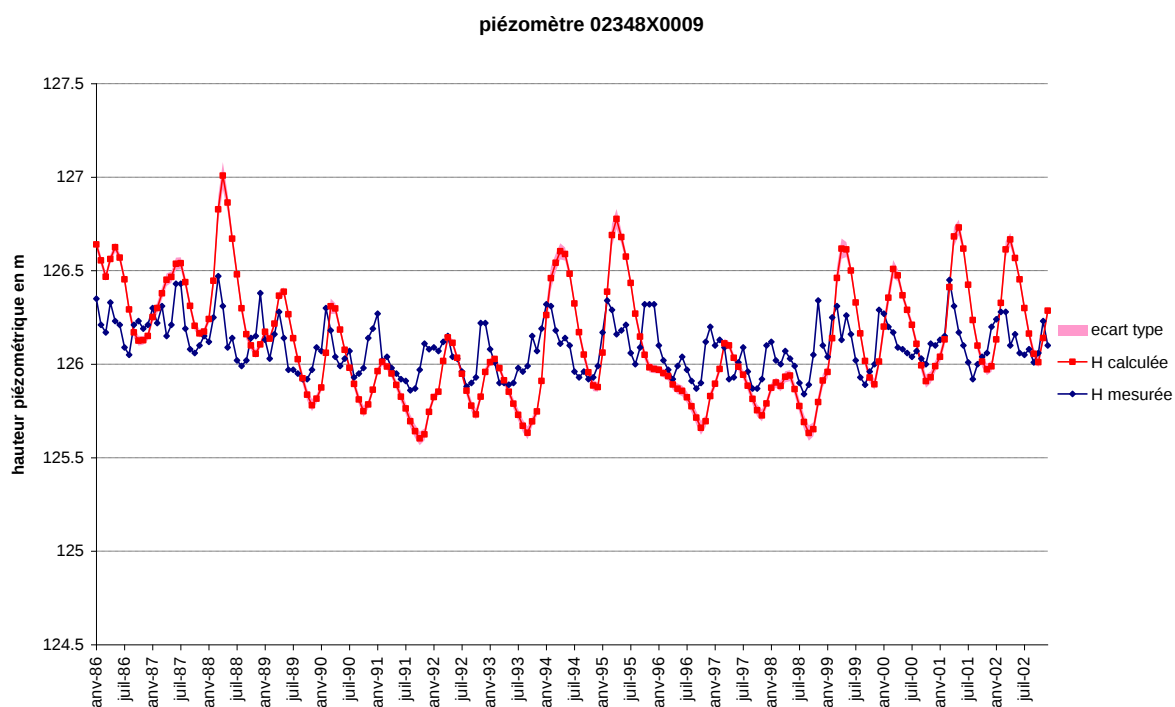
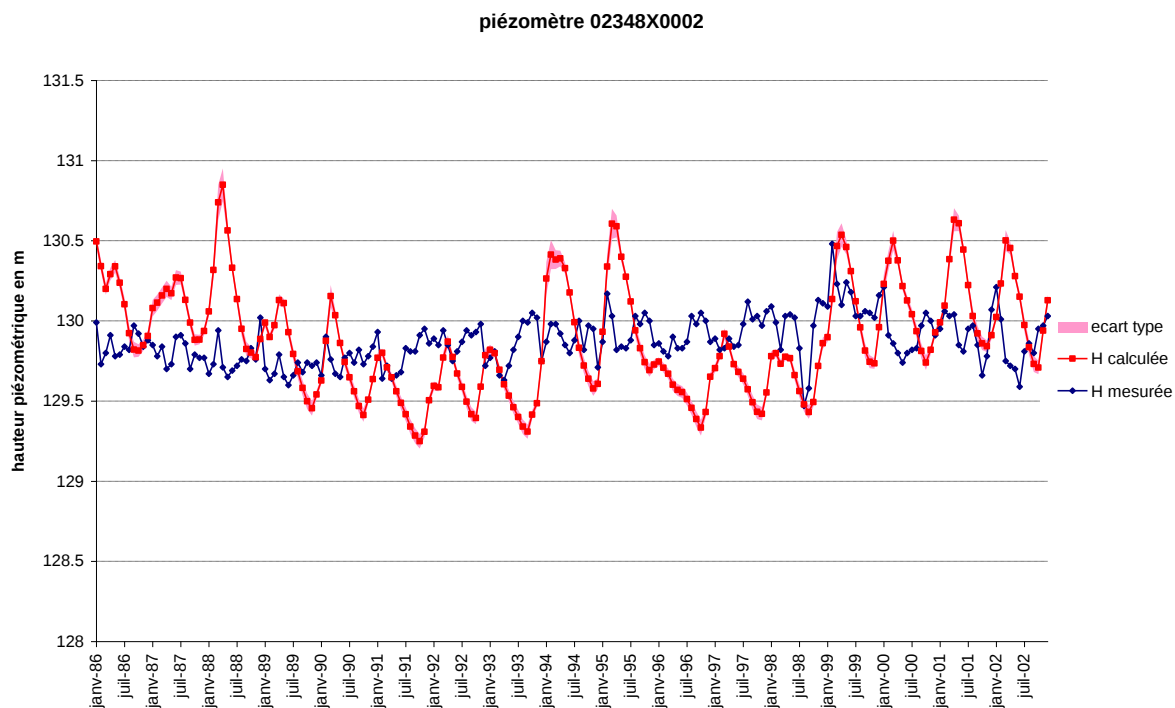
piézomètre 02347X0025



piézomètre 02347X0164

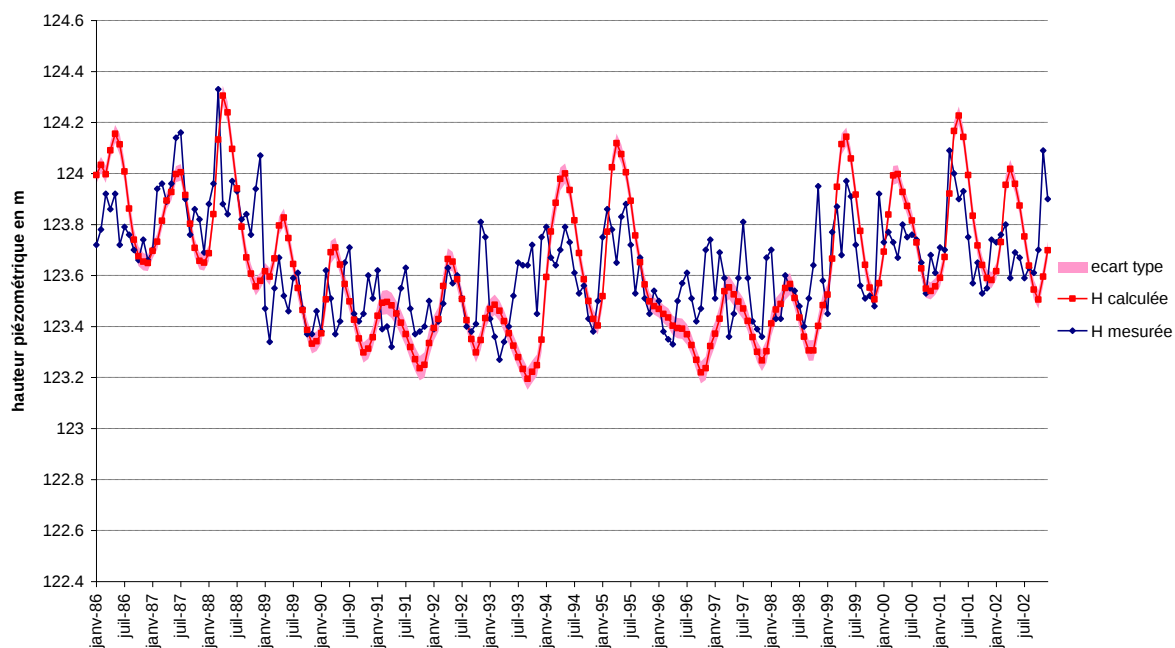


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

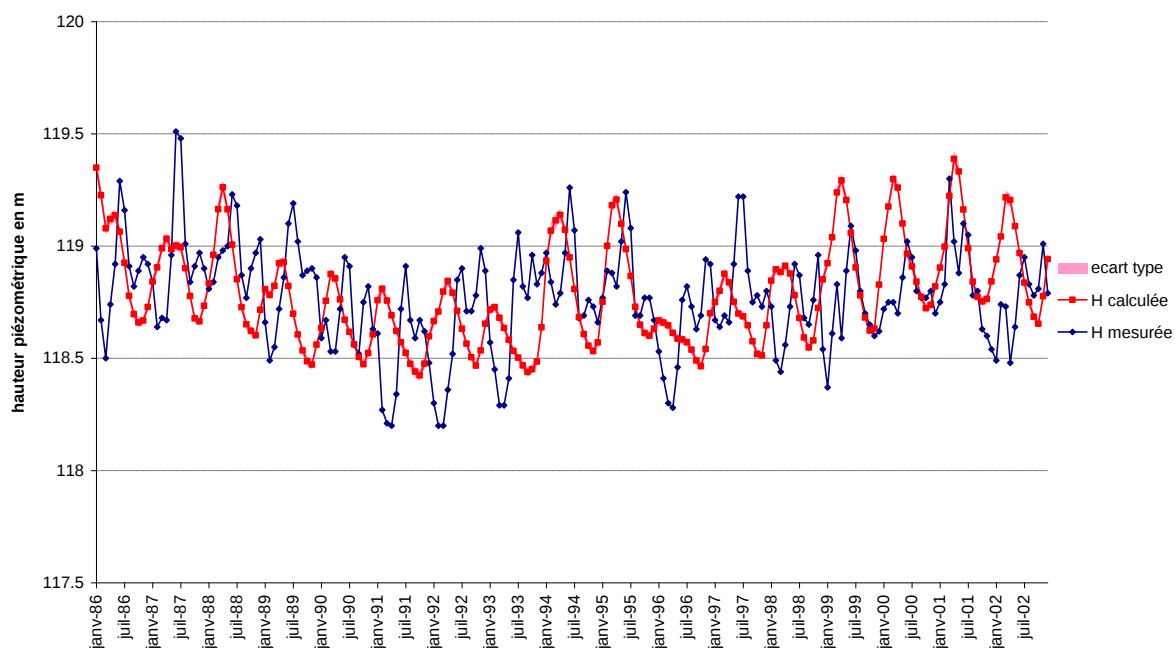


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

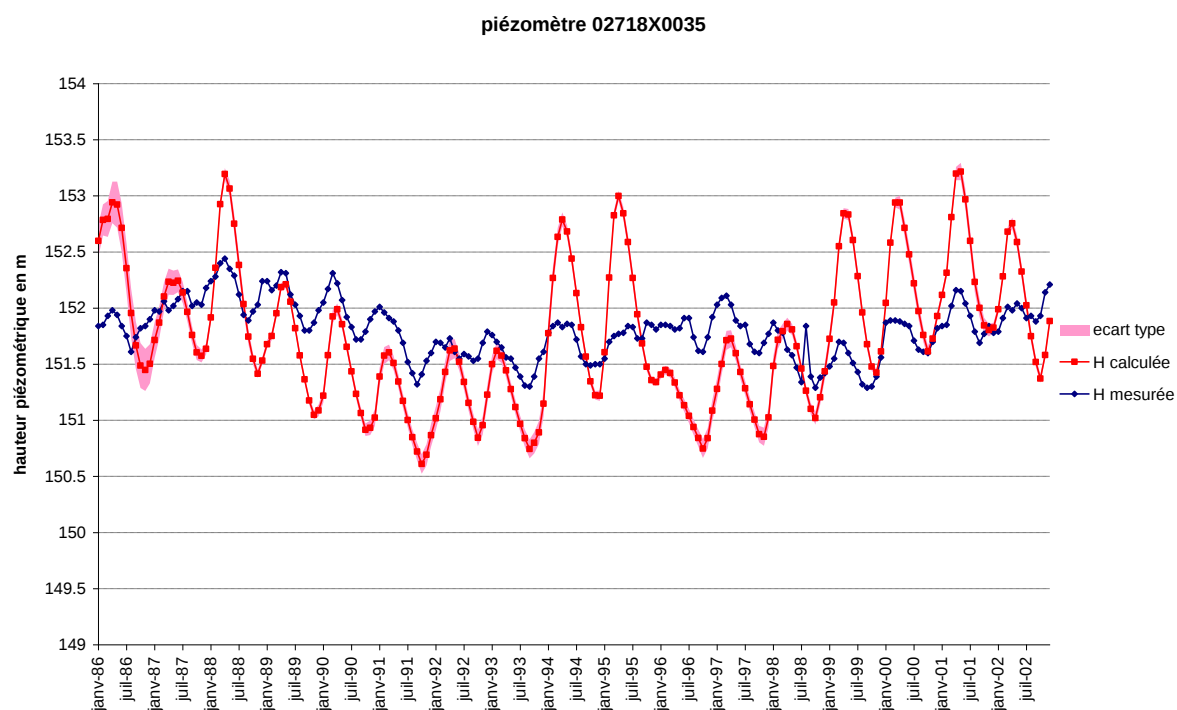
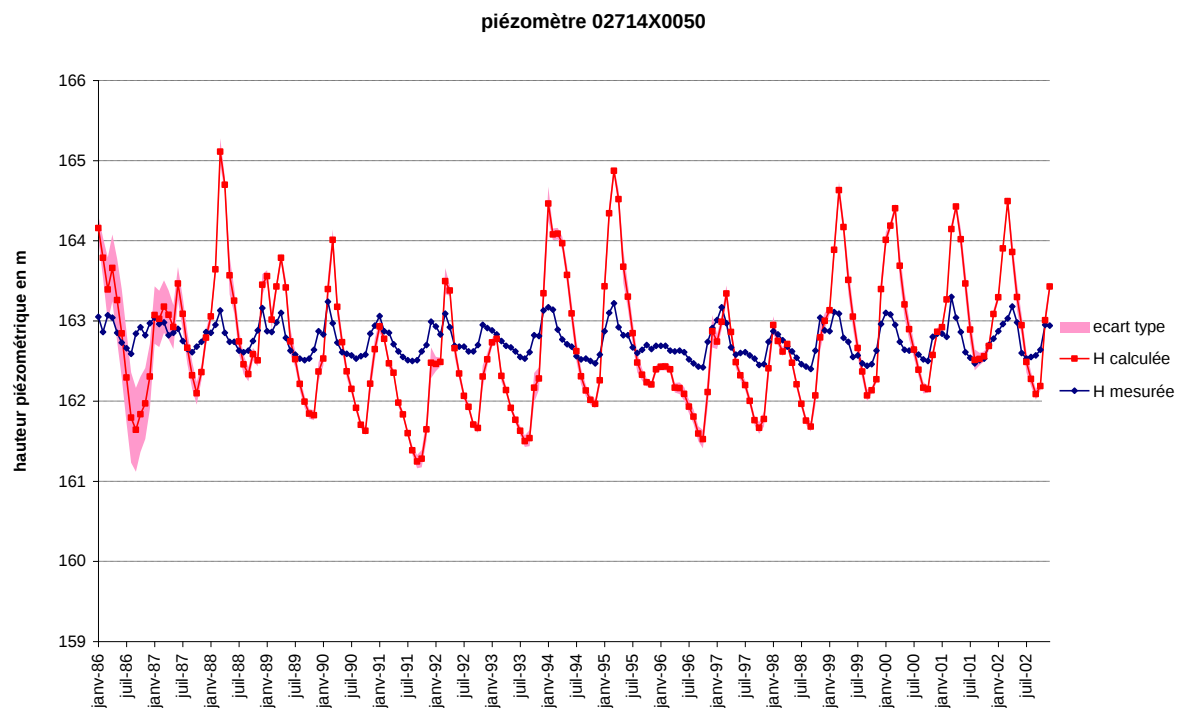
piézomètre 02351X0013



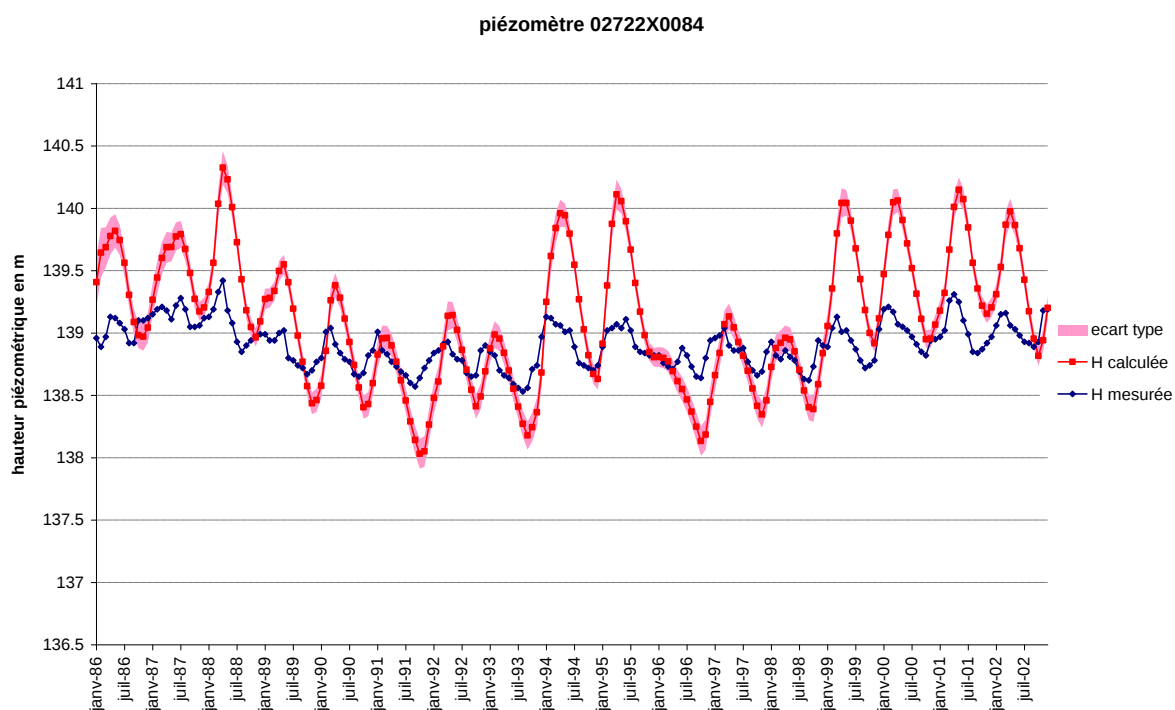
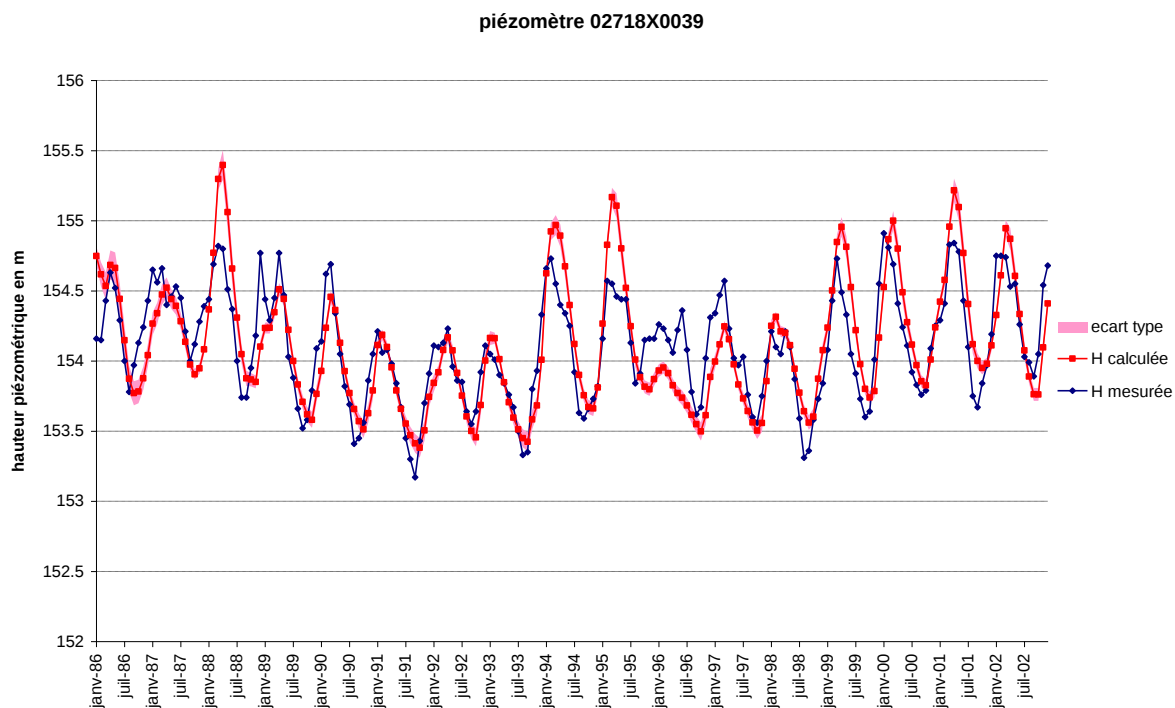
piézomètre 02352X0002



Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

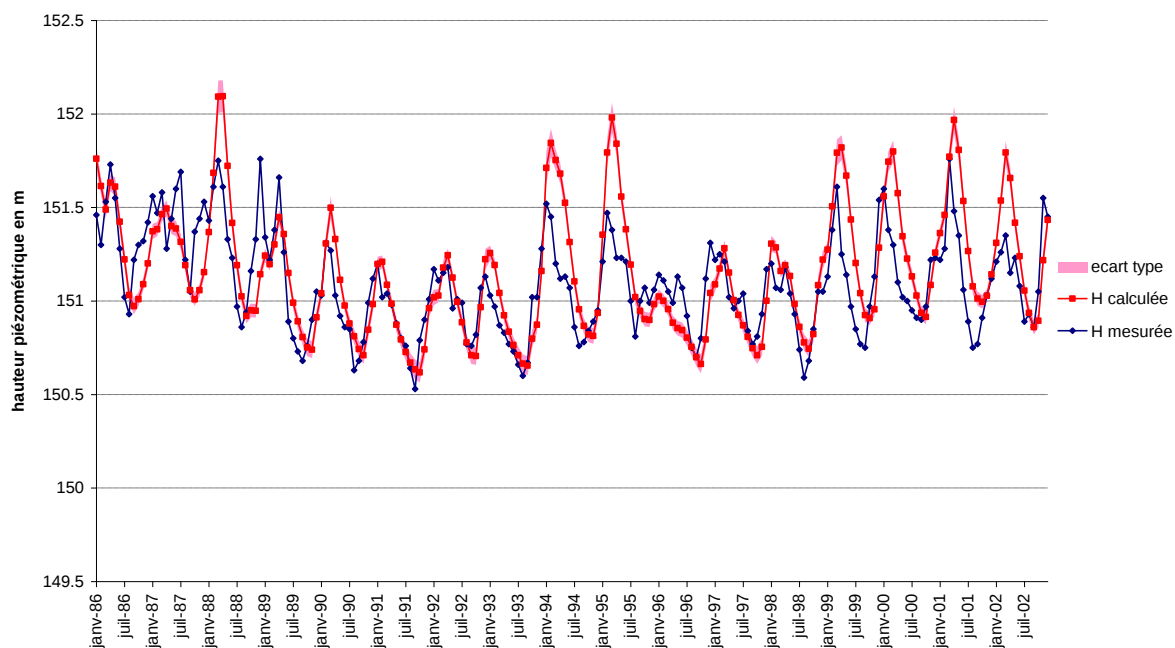


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

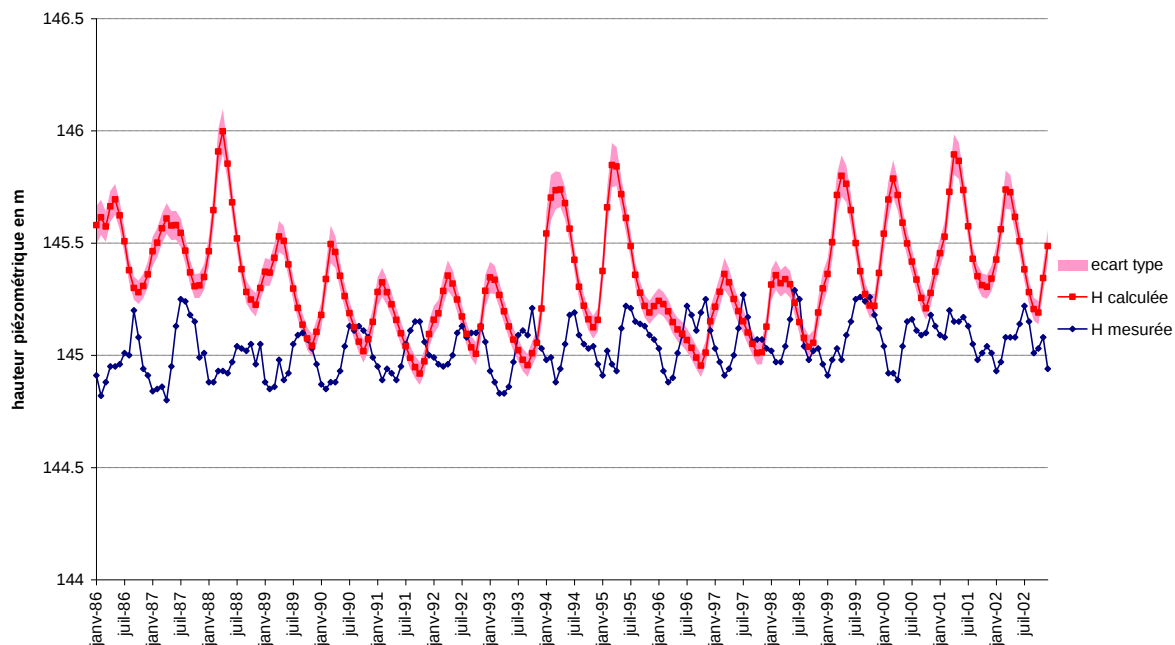


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

piézomètre 02725X0025

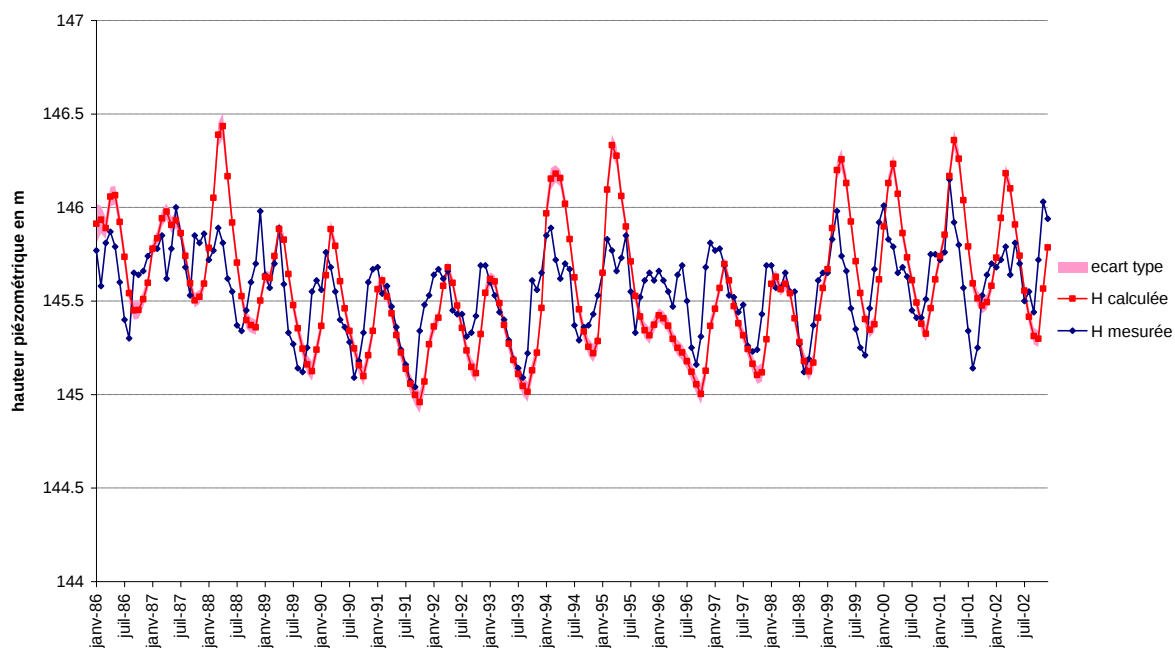


piézomètre 02726X0008

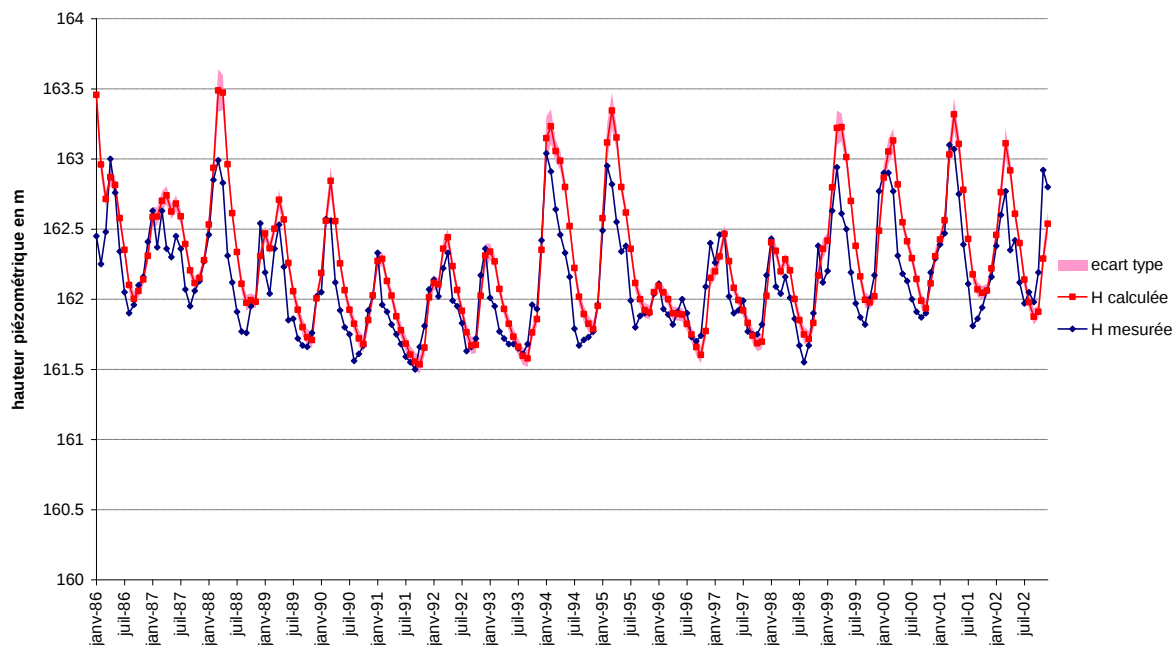


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

piézomètre 02726X0029

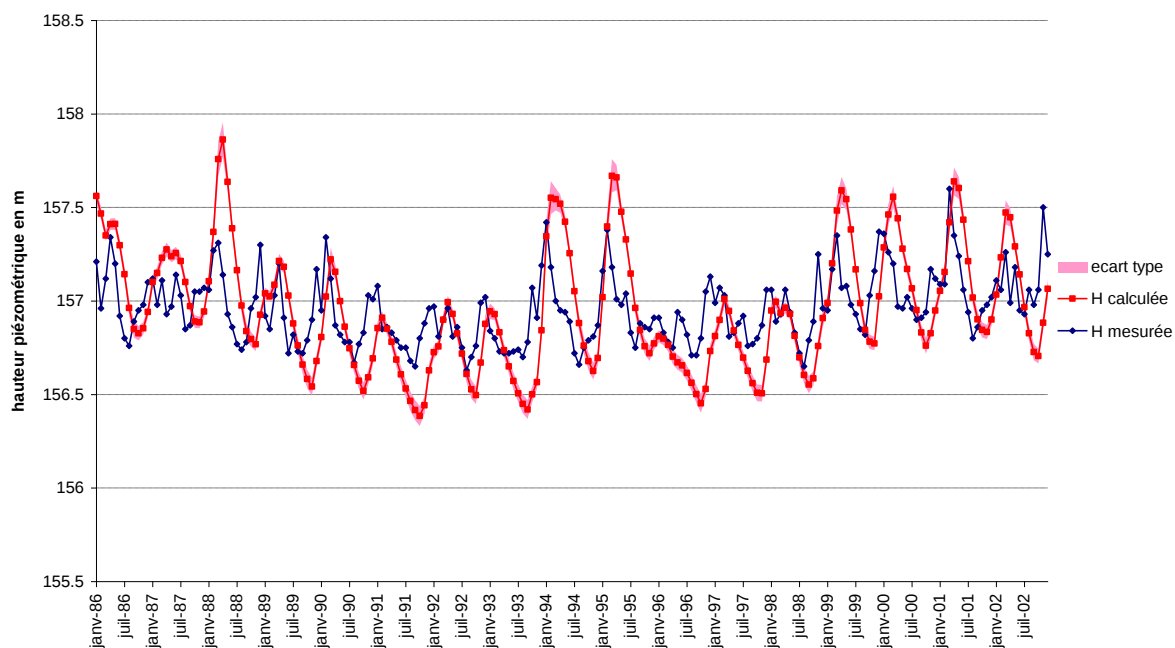


piézomètre 03078X0014

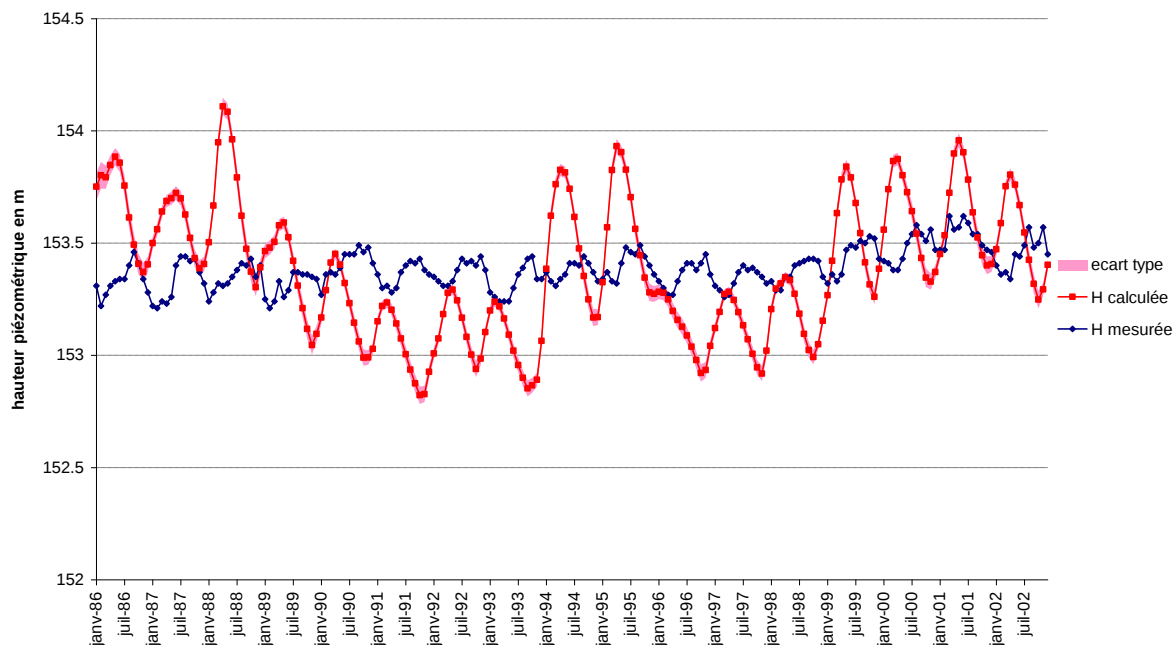


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

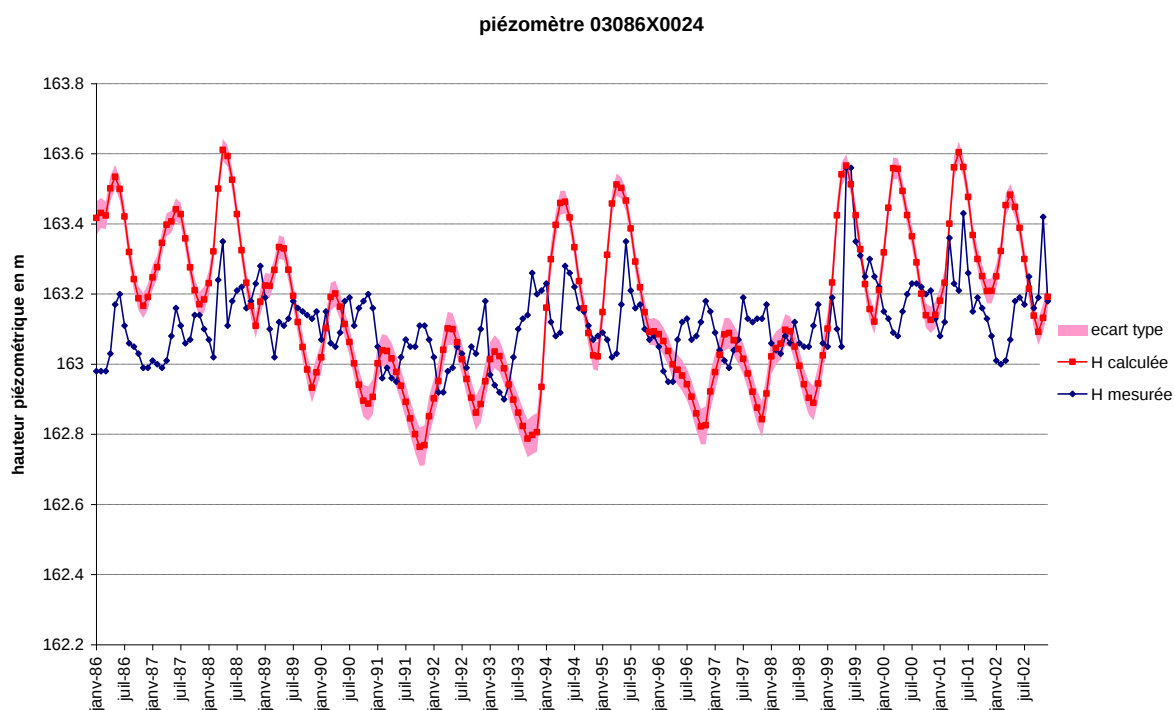
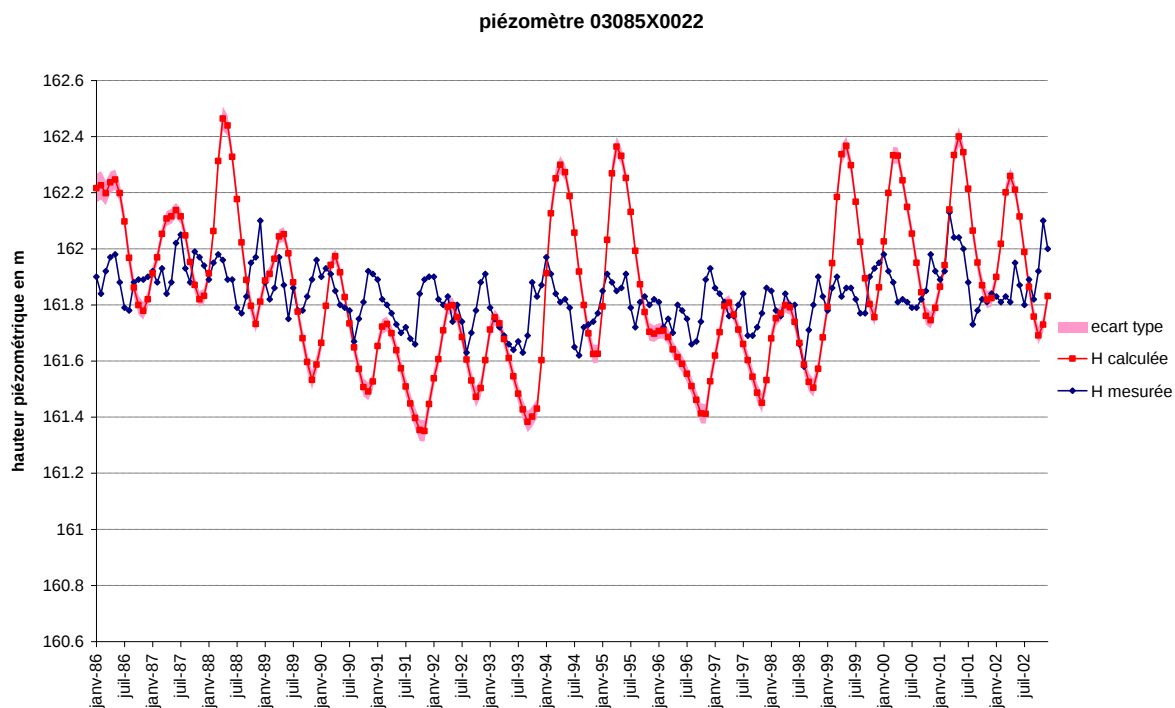
piézomètre 03081X0025



piézomètre 03082X0023

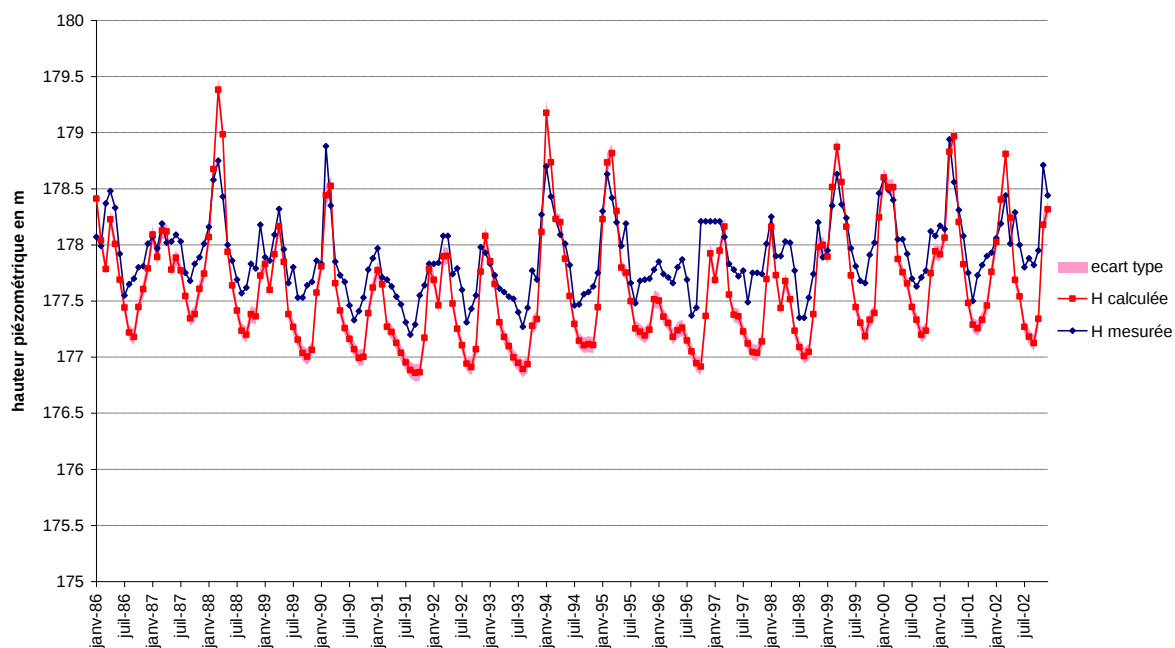


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

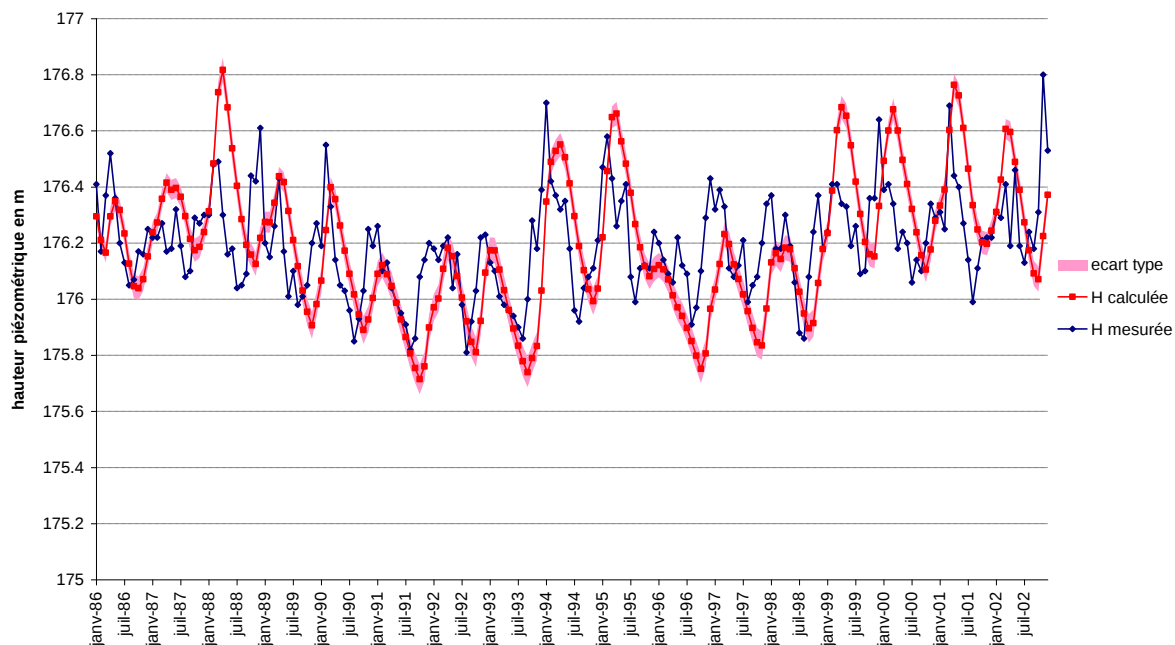


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

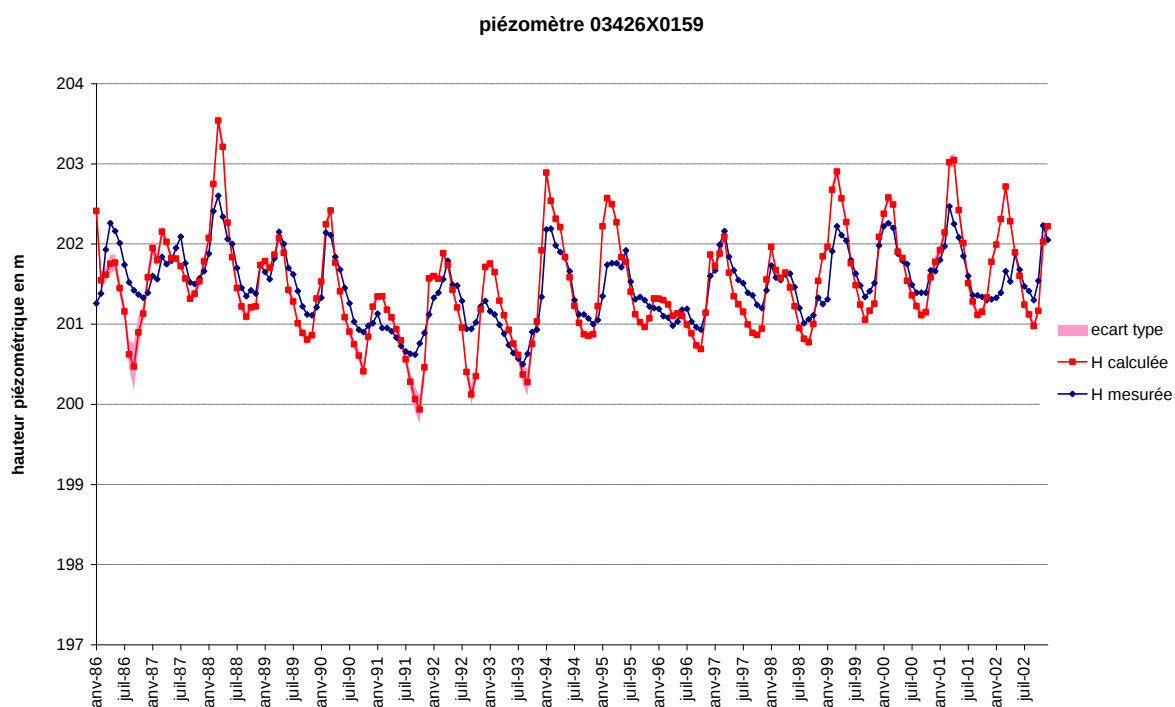
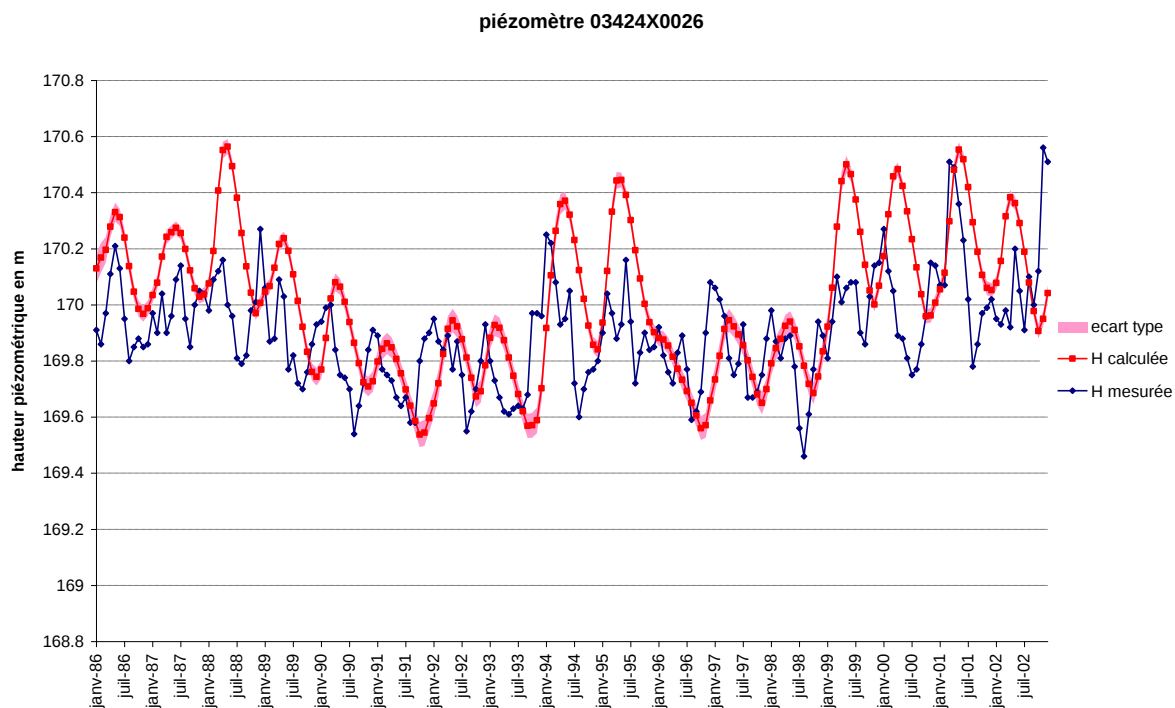
piézomètre 03422X0029



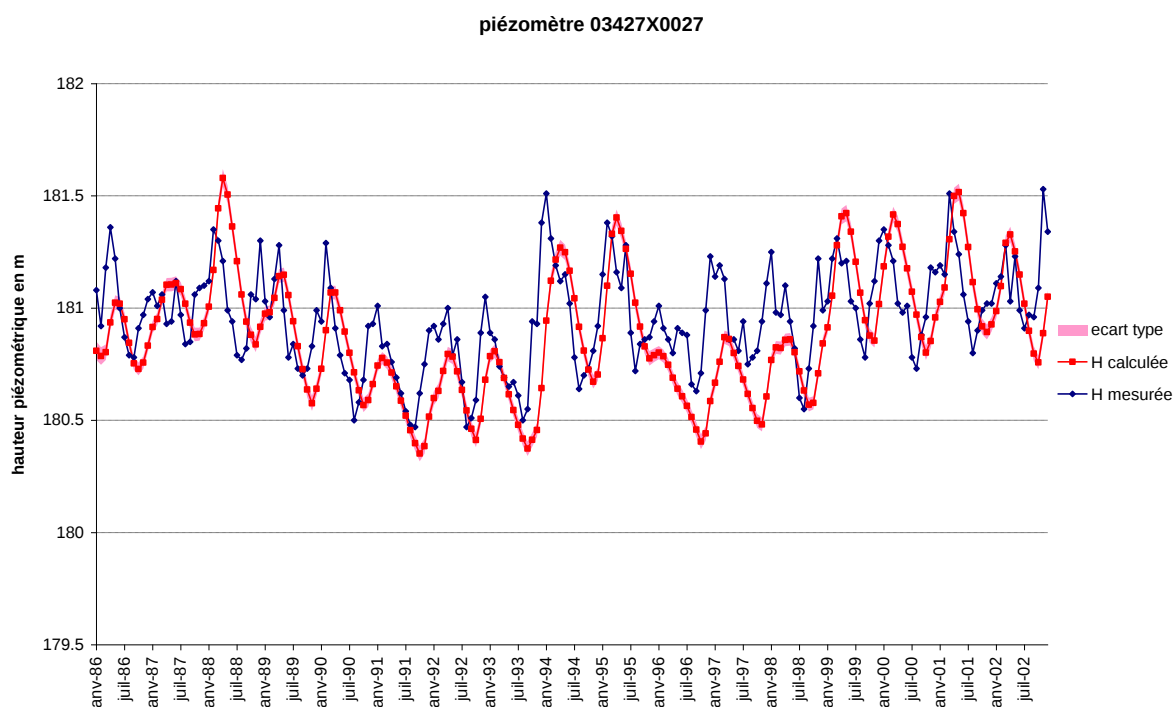
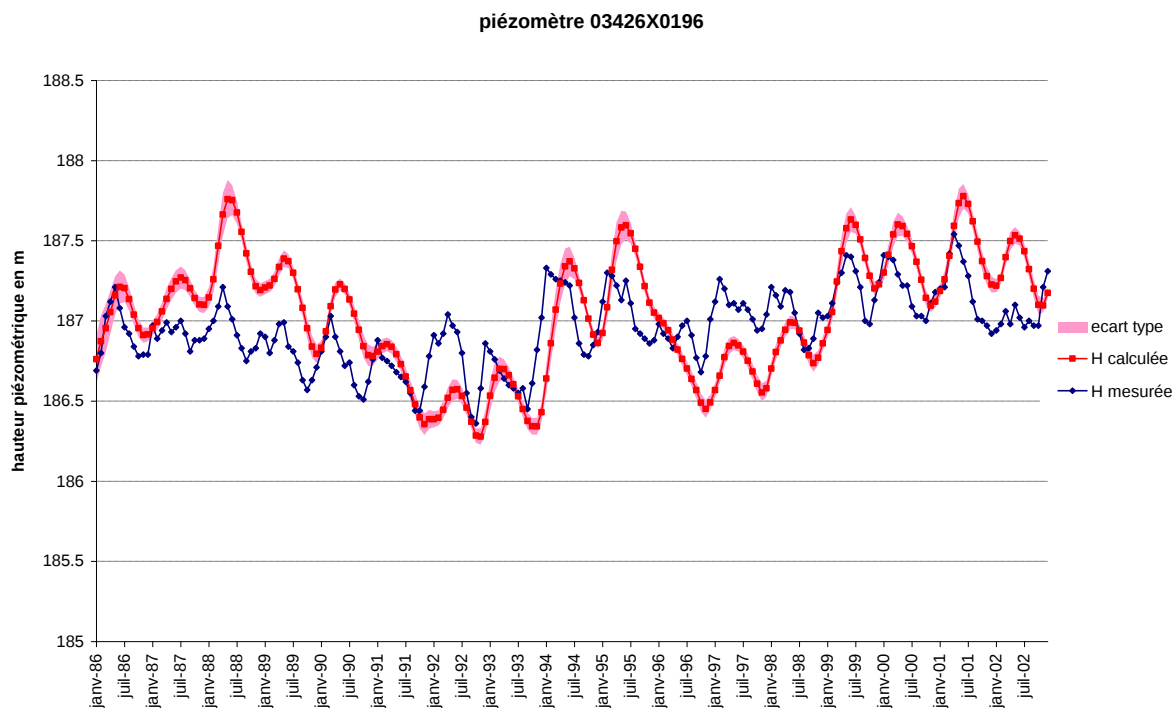
piézomètre 03423X0064



Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

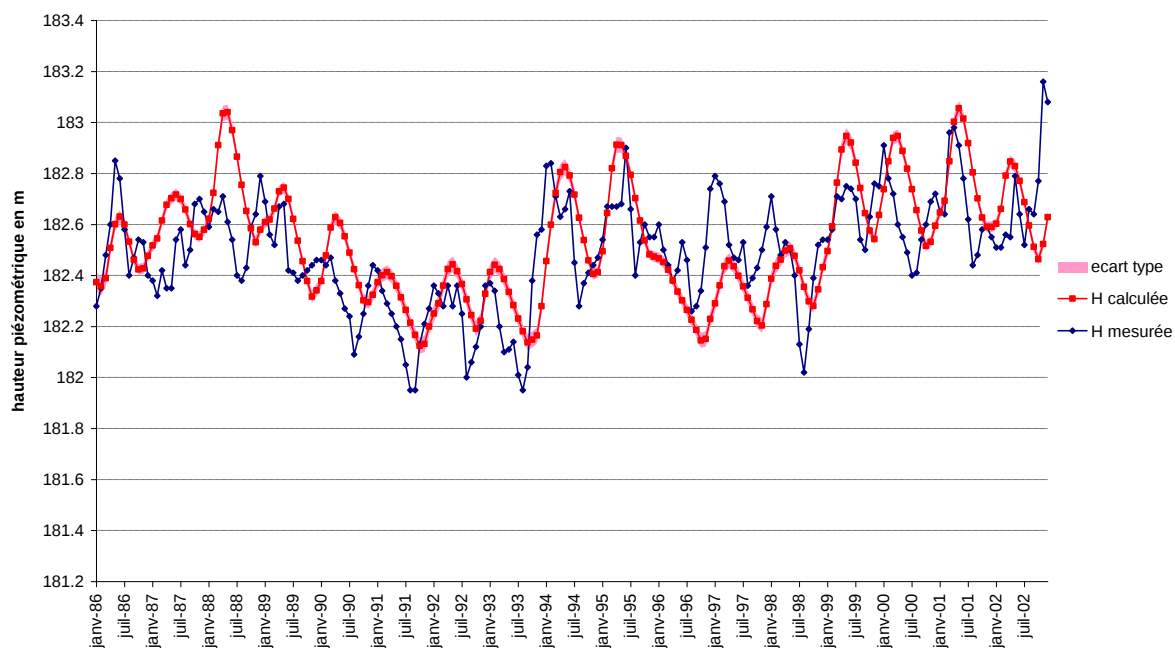


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

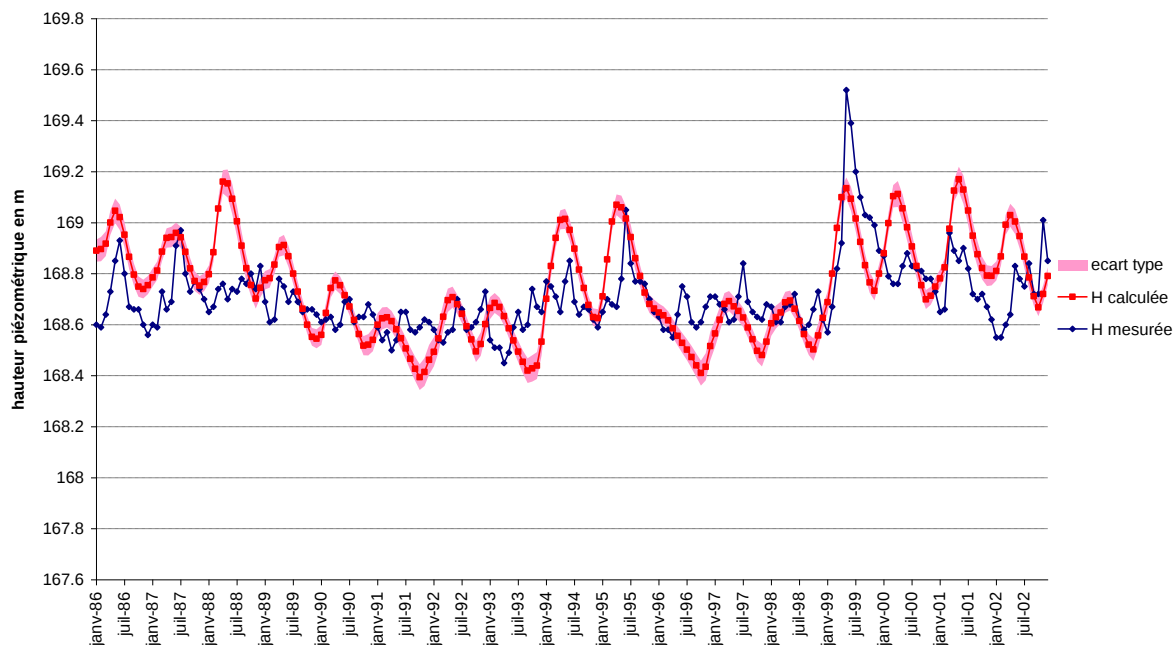


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

piézomètre 03428X0029

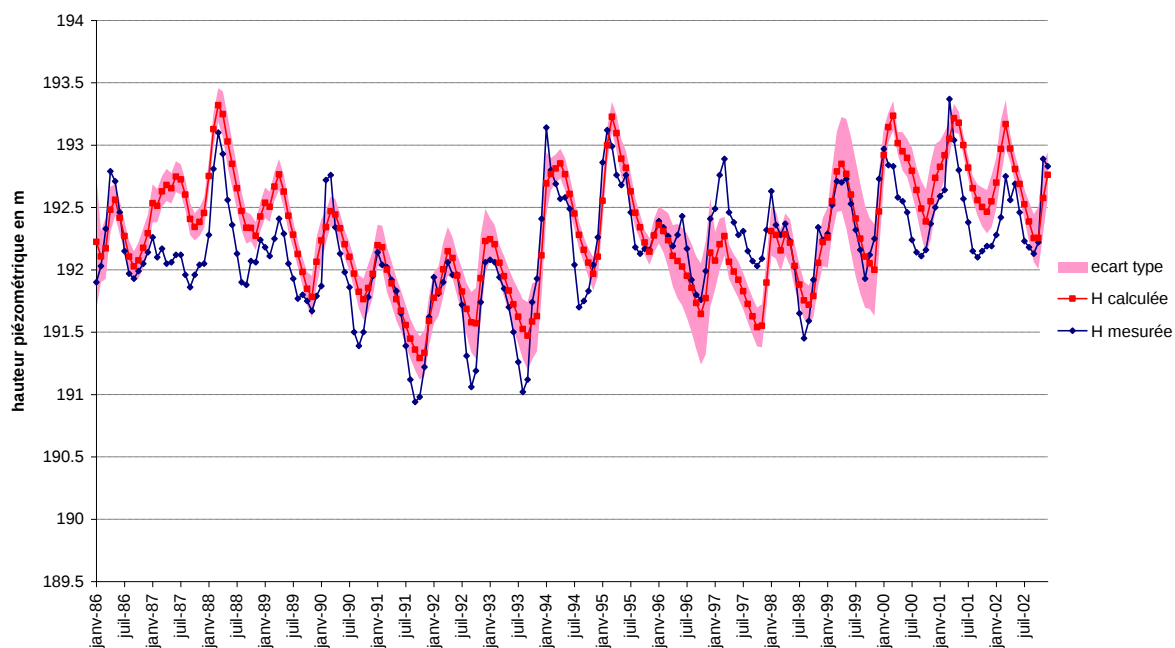


piézomètre 03431X0027

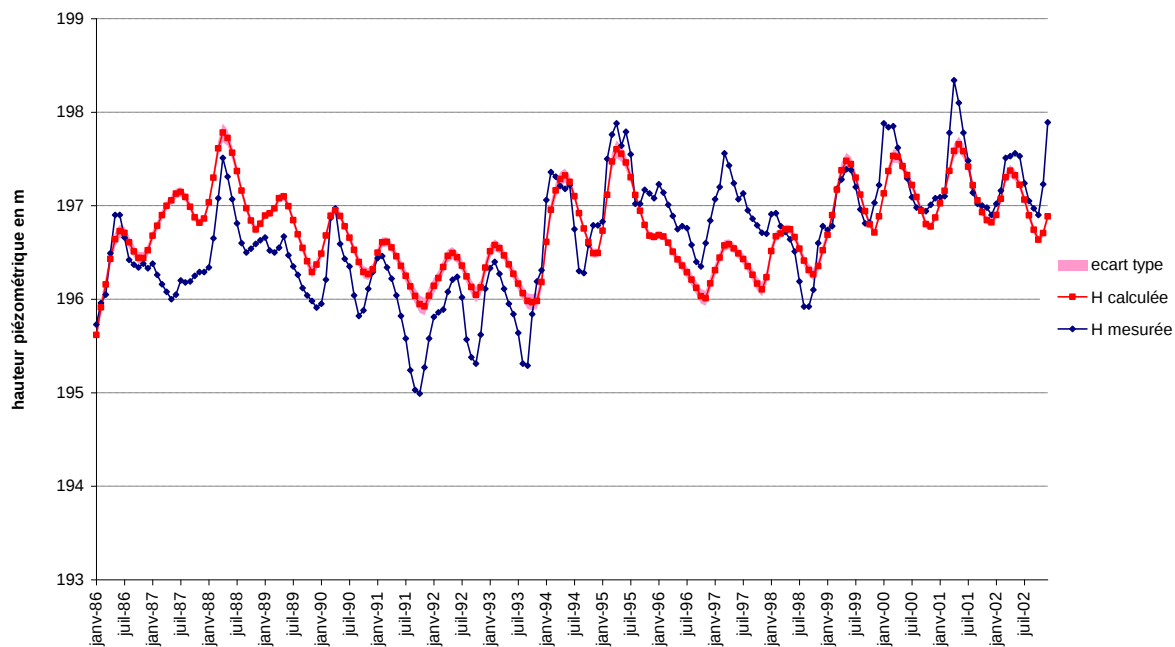


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

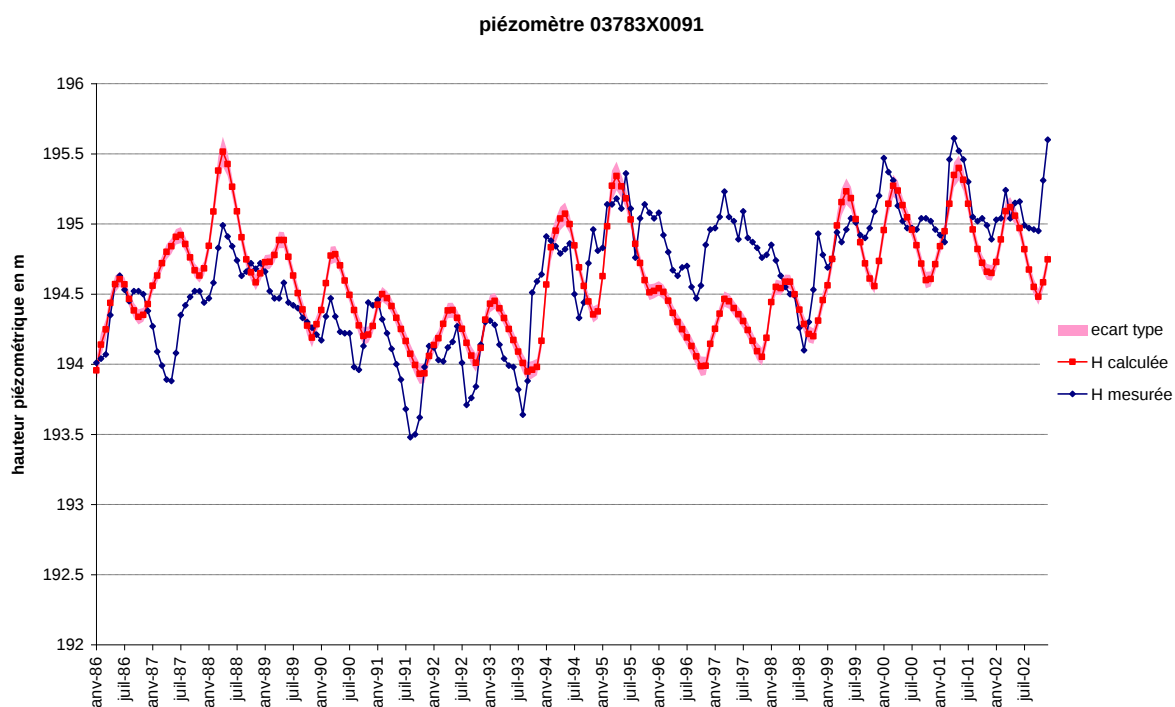
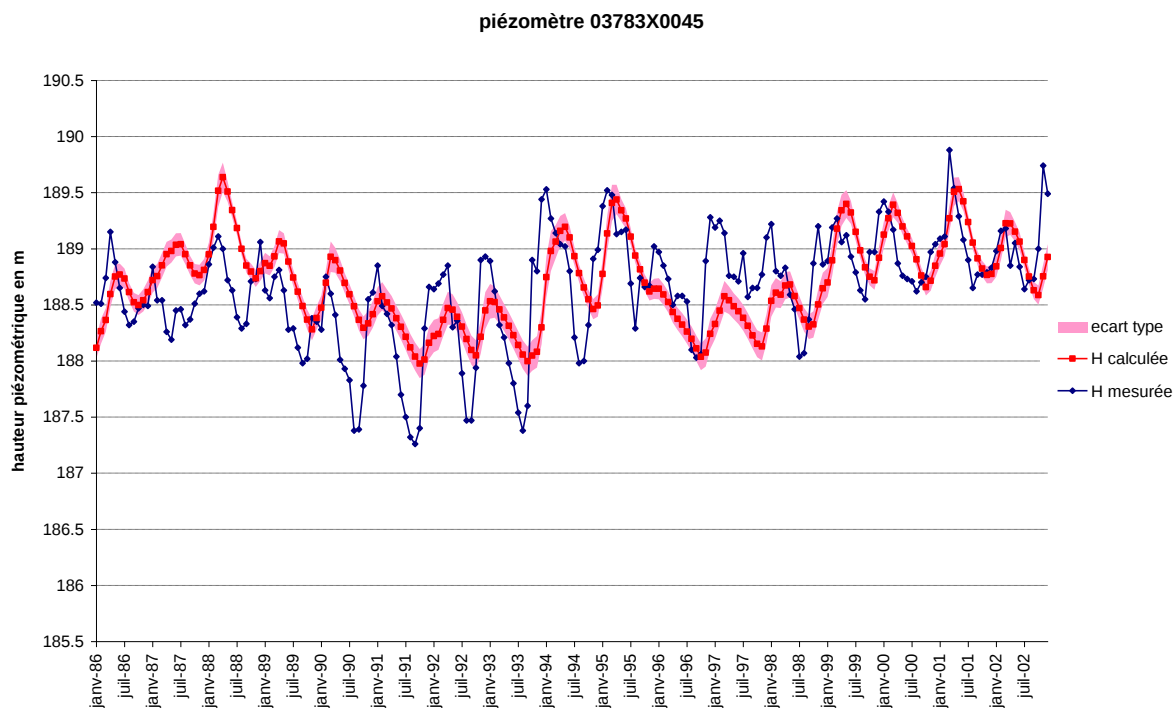
piézomètre 03782X0069



piézomètre 03782X0113

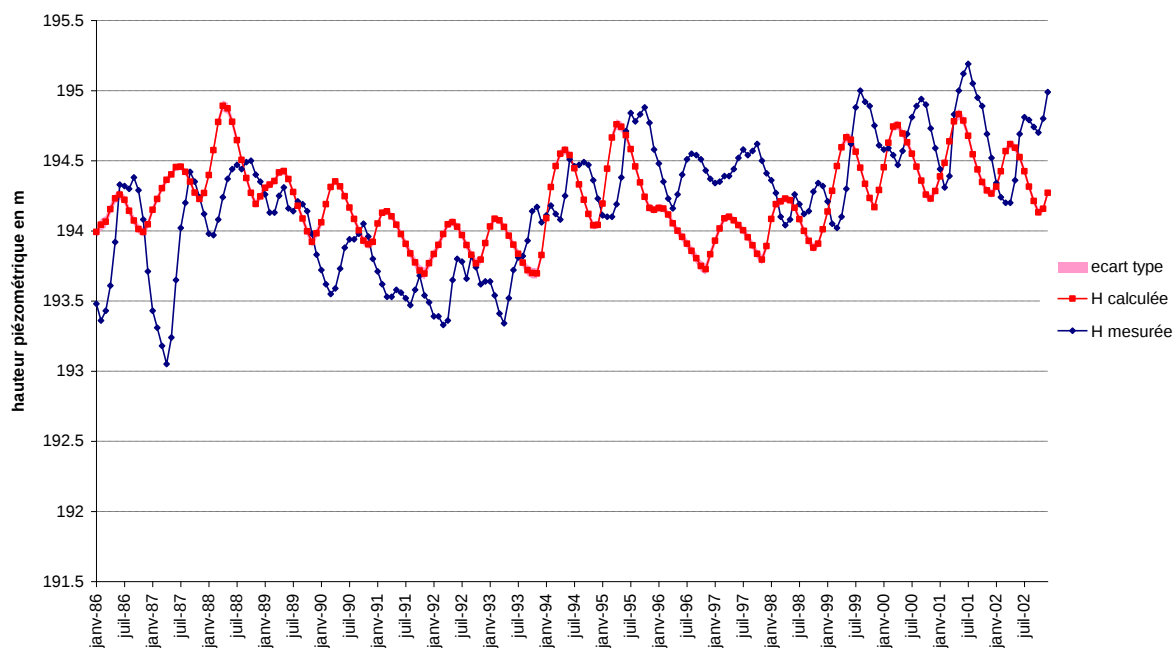


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

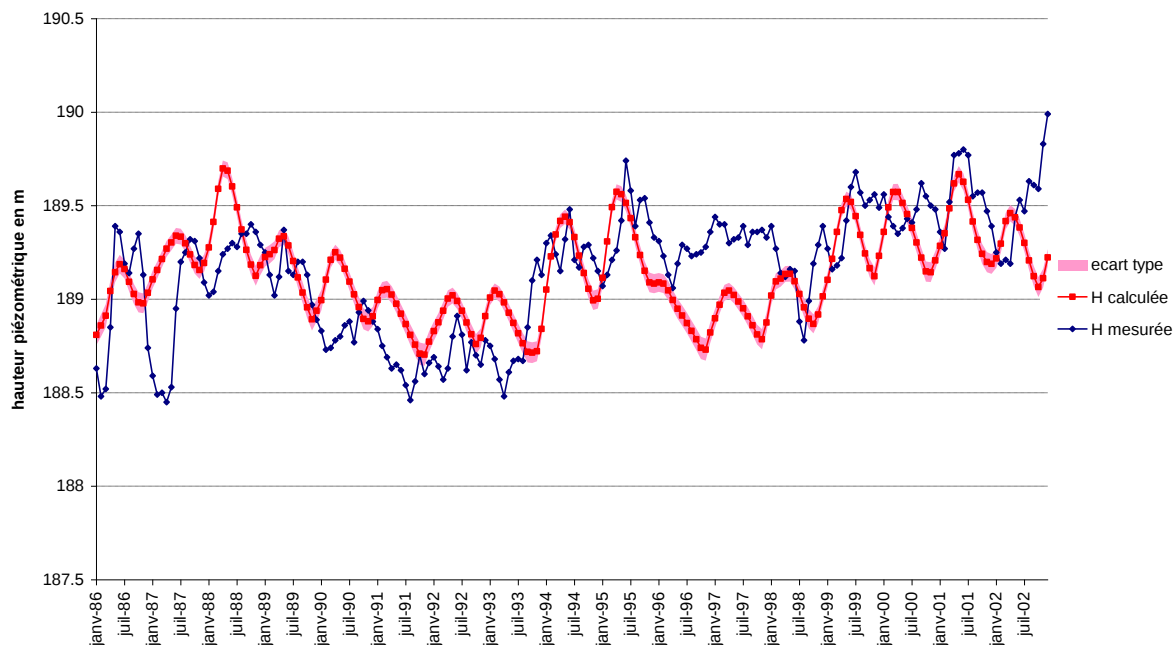


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

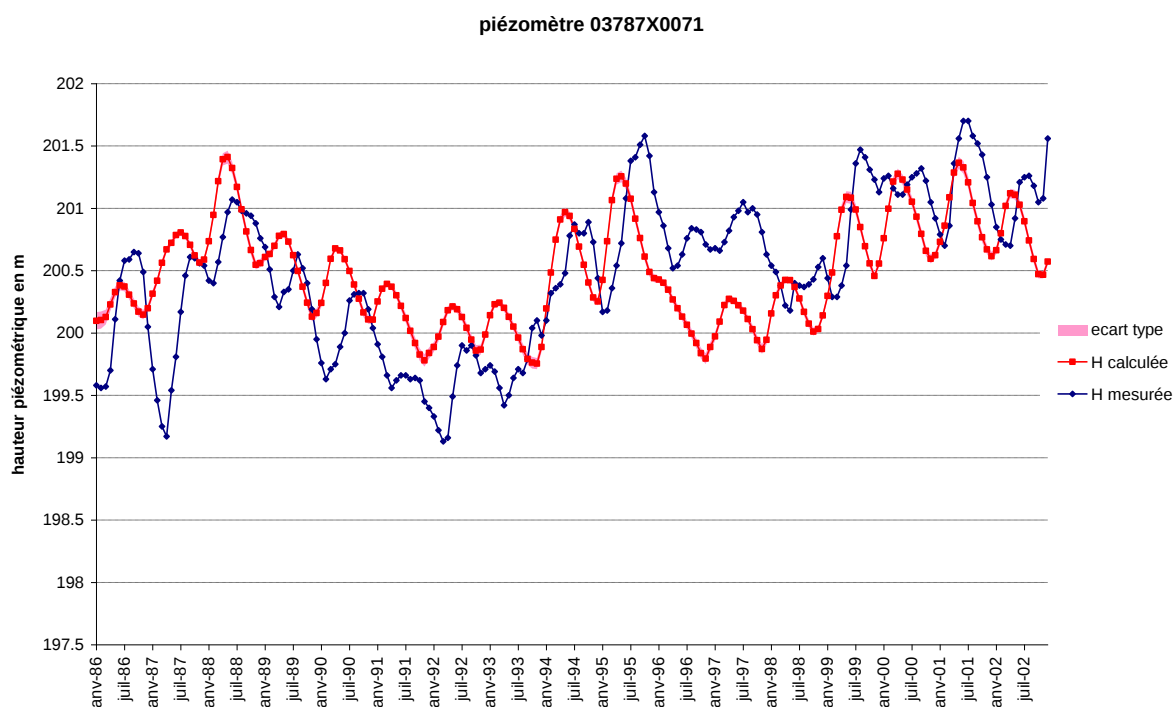
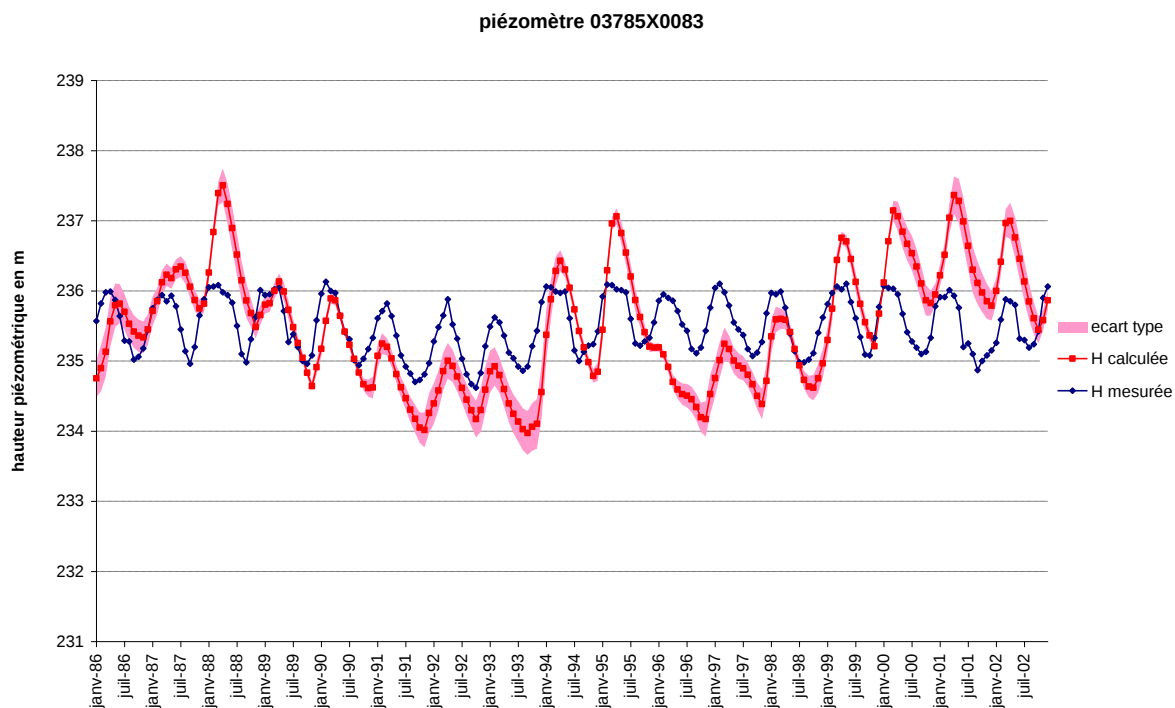
piézomètre 03784X0010



piézomètre 03784X0024

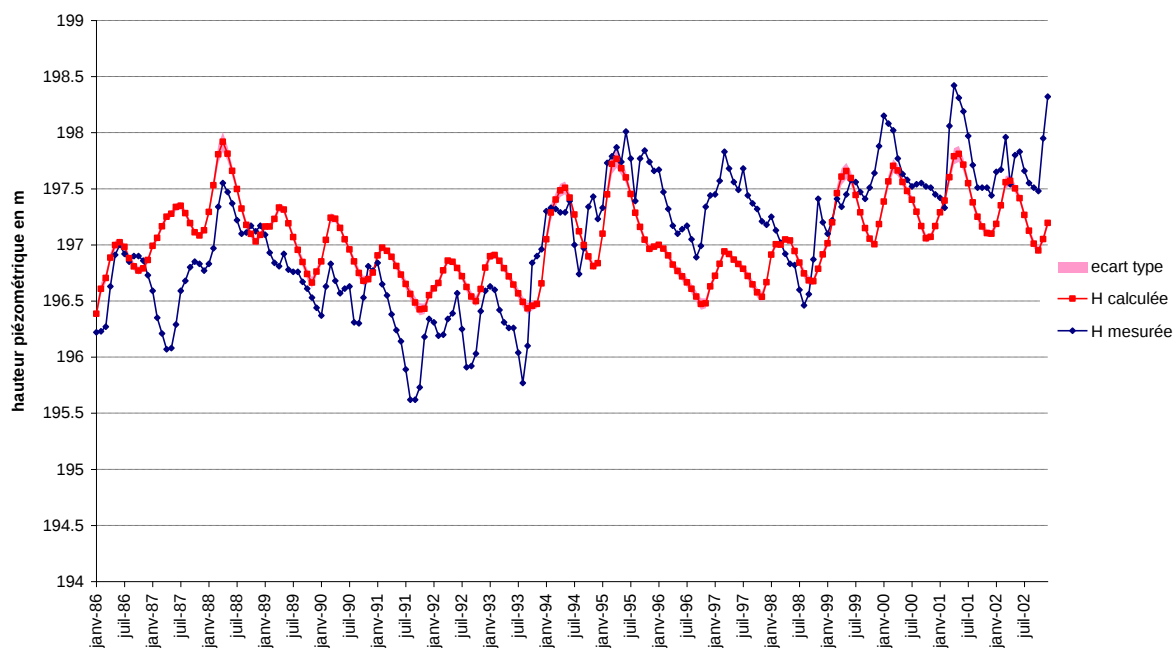


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

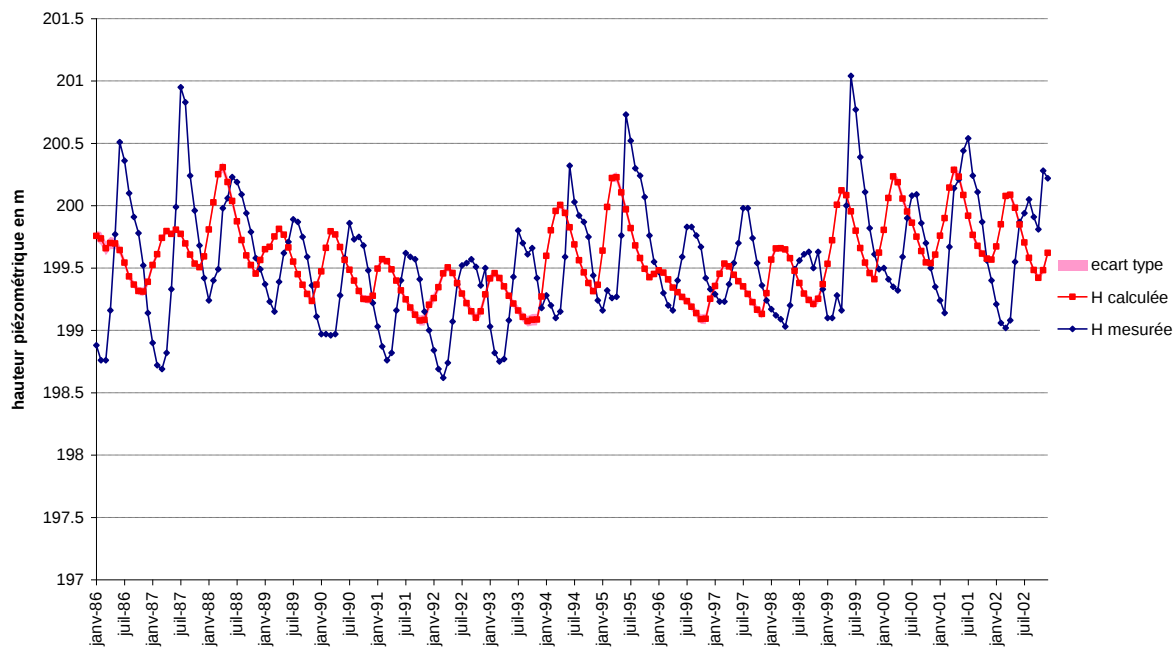


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

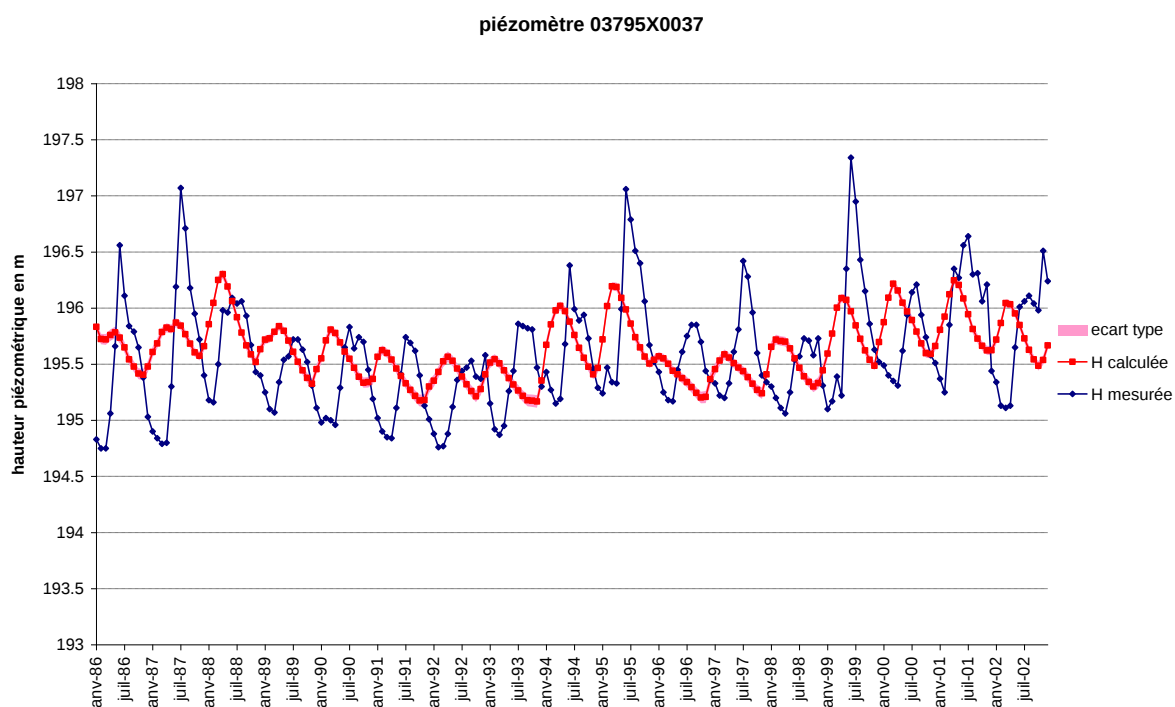
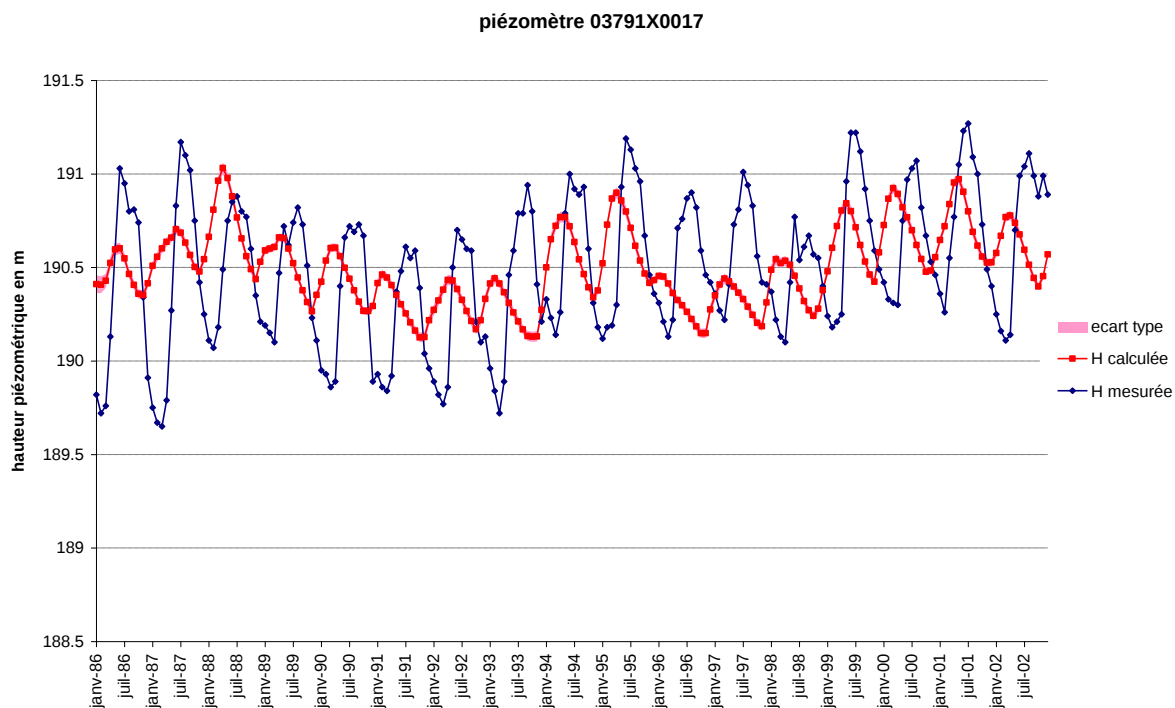
piézomètre 03787X0088



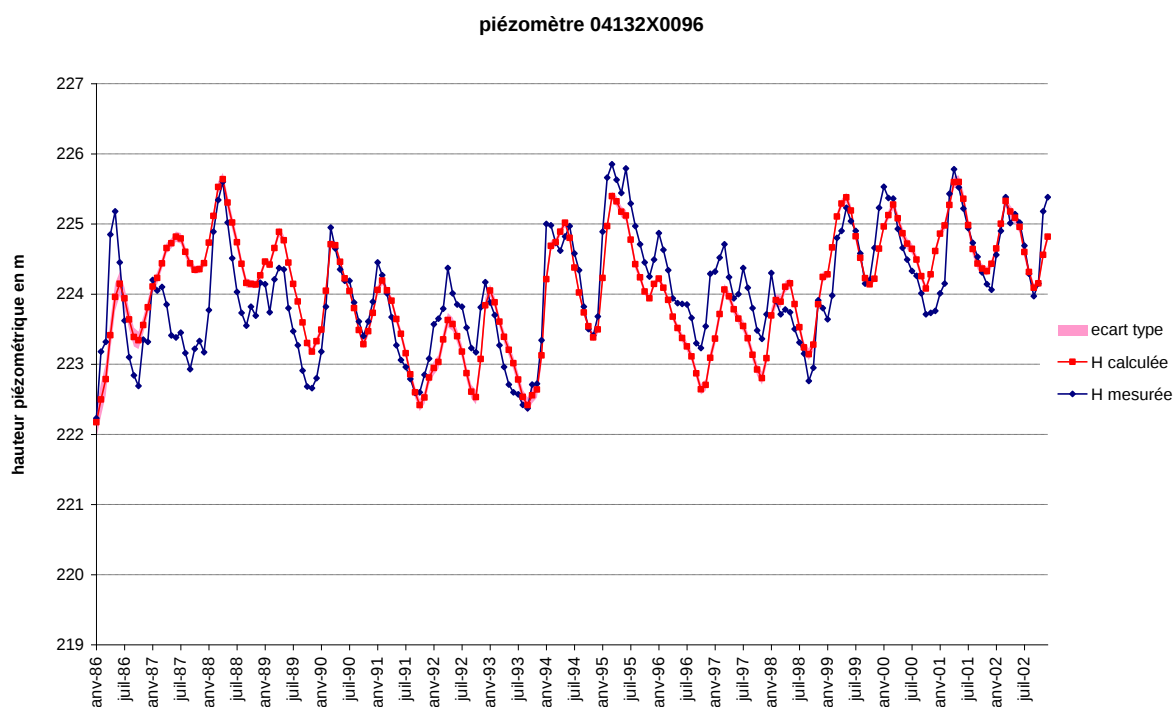
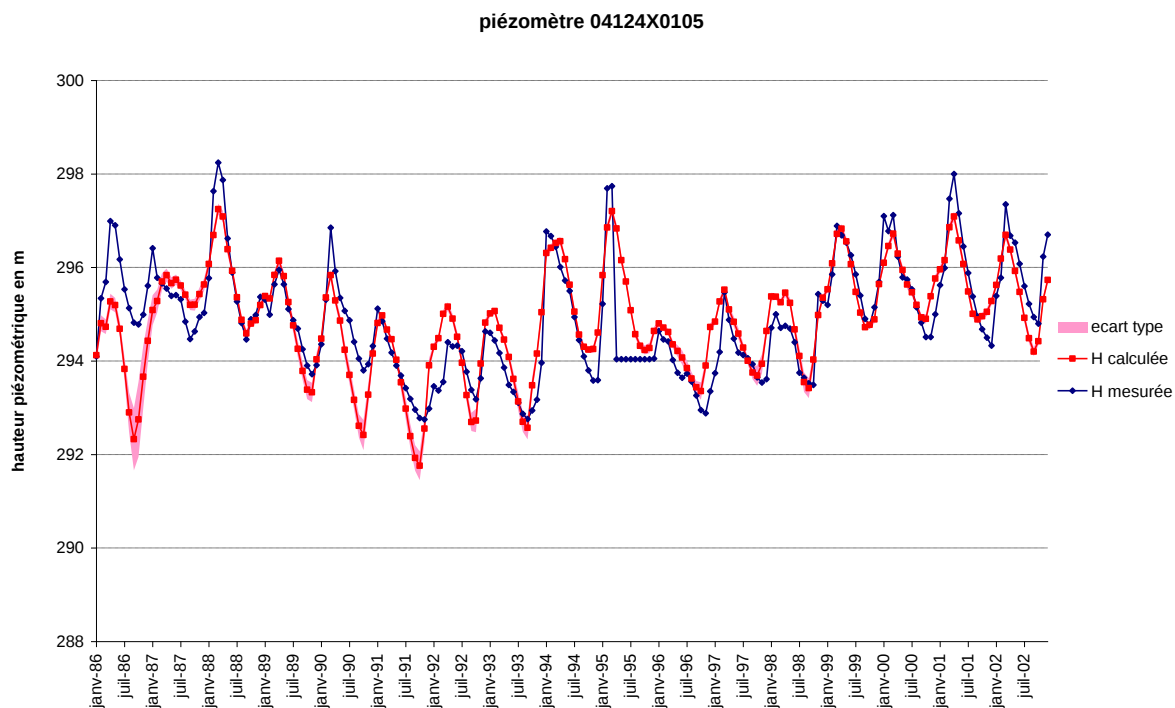
piézomètre 03788X0039



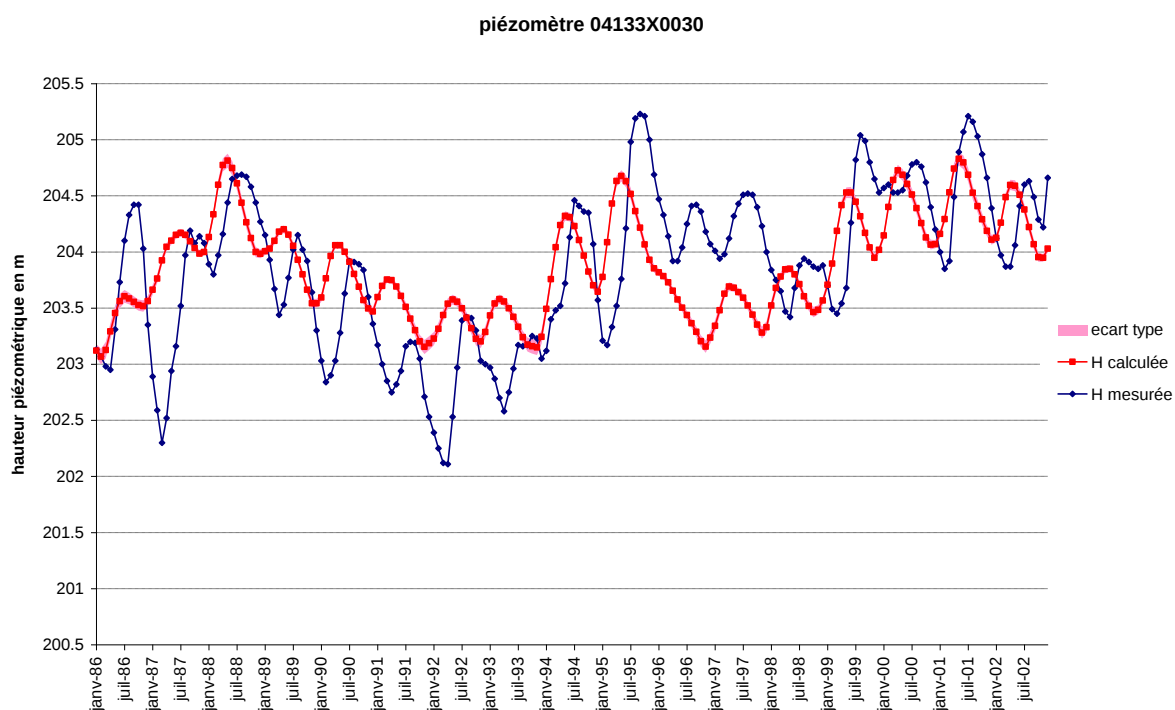
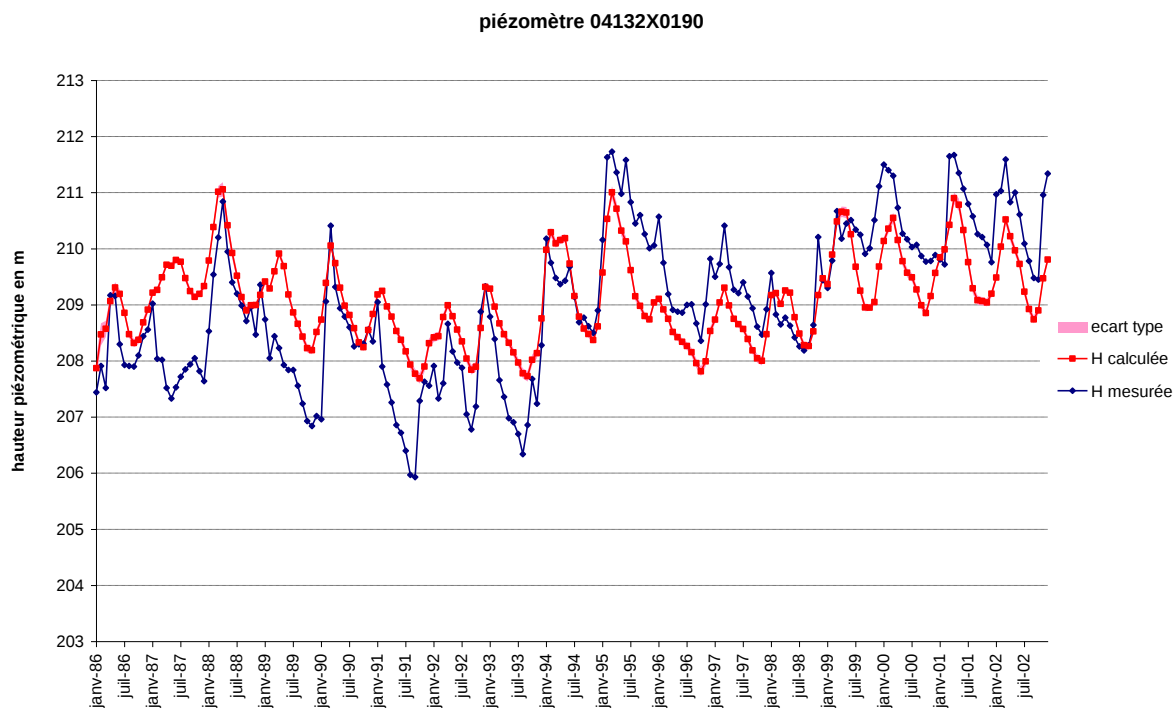
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



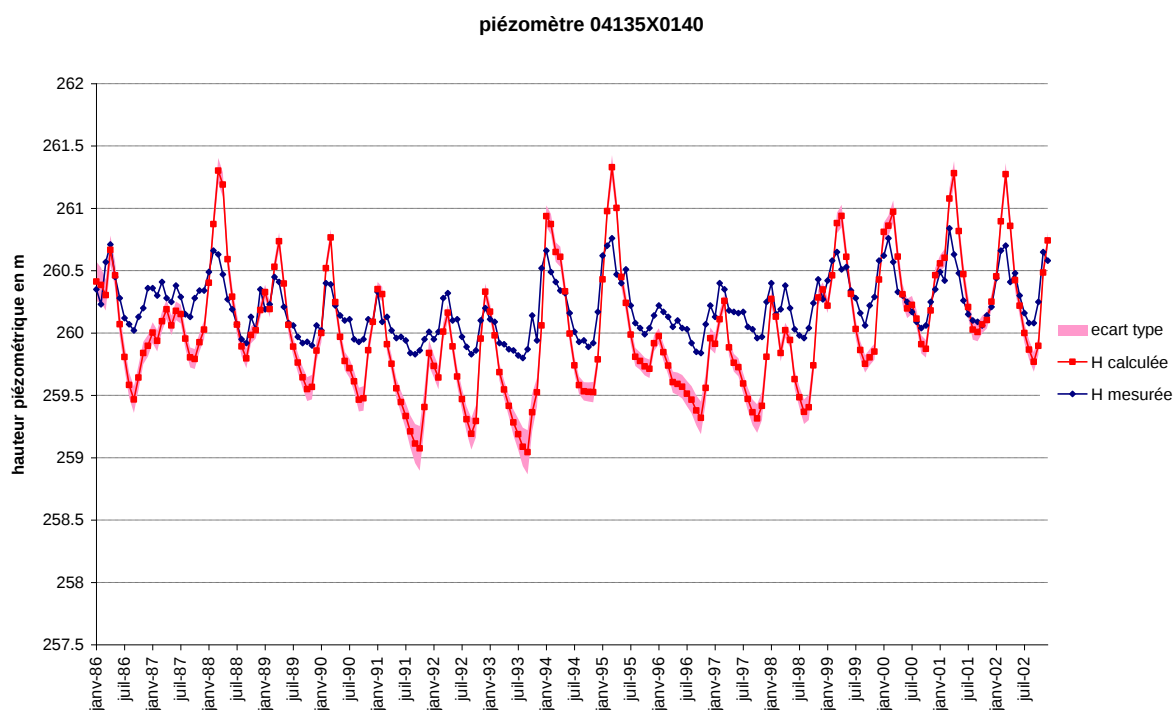
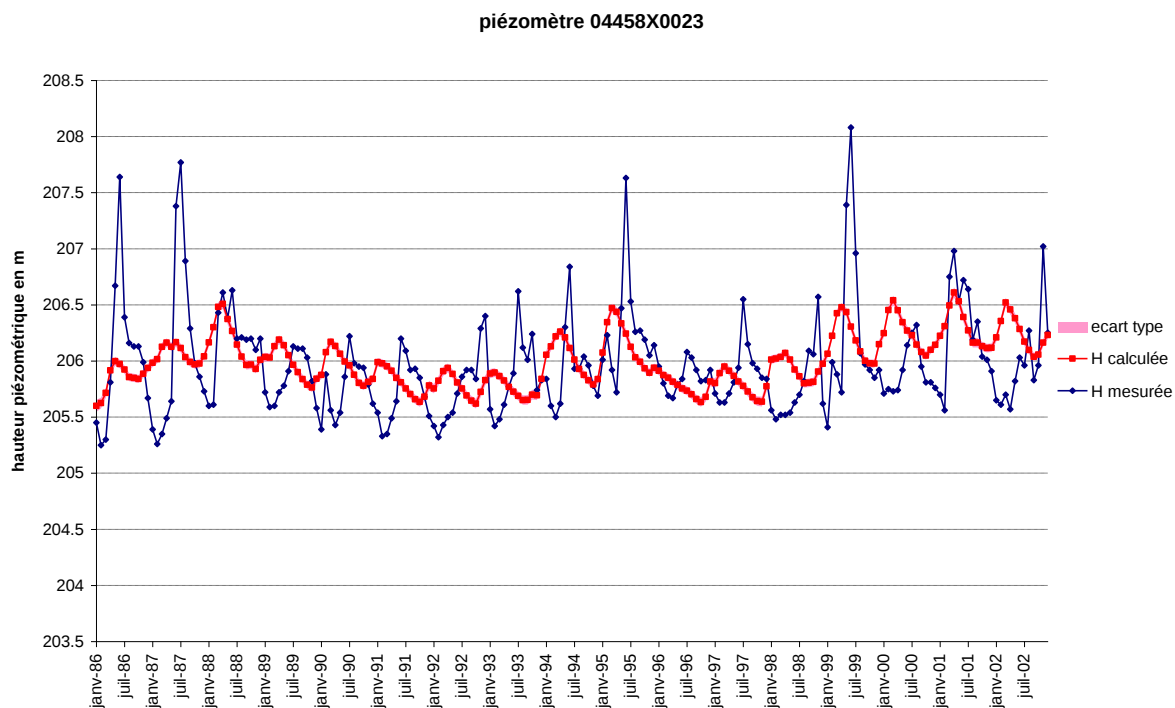
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

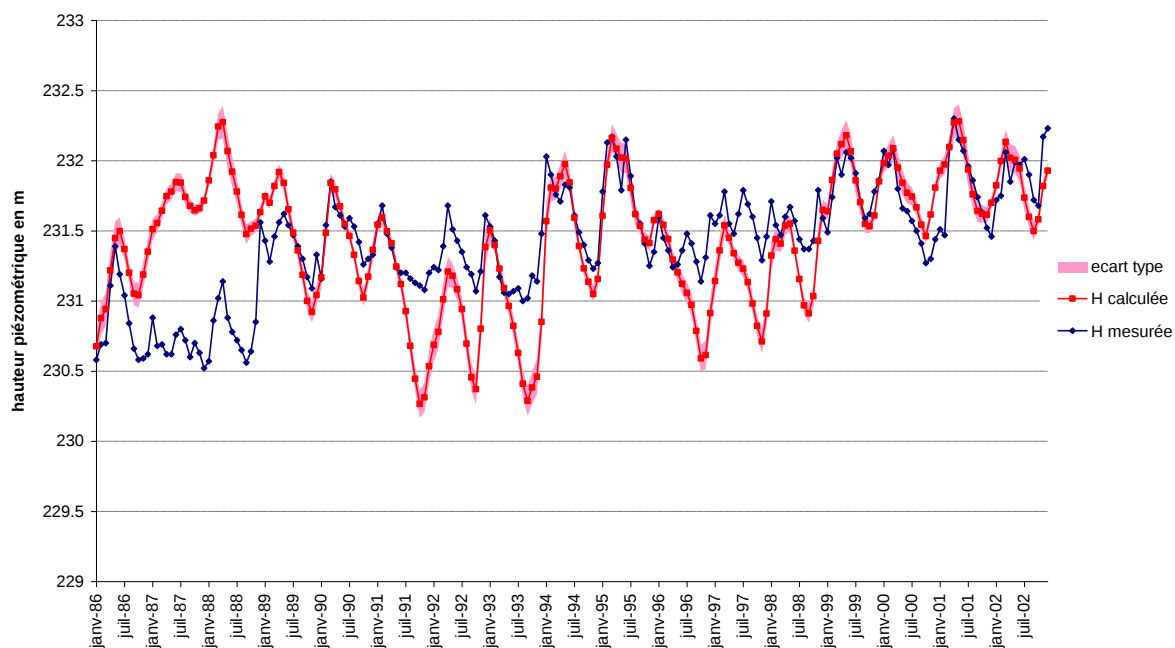


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

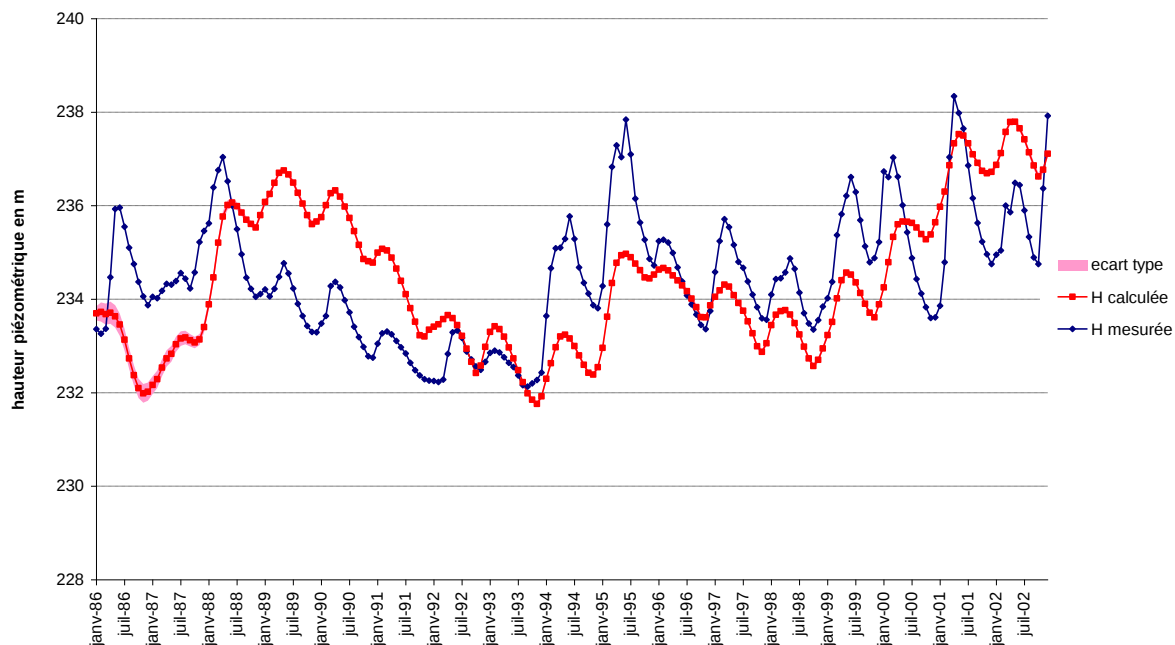


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002

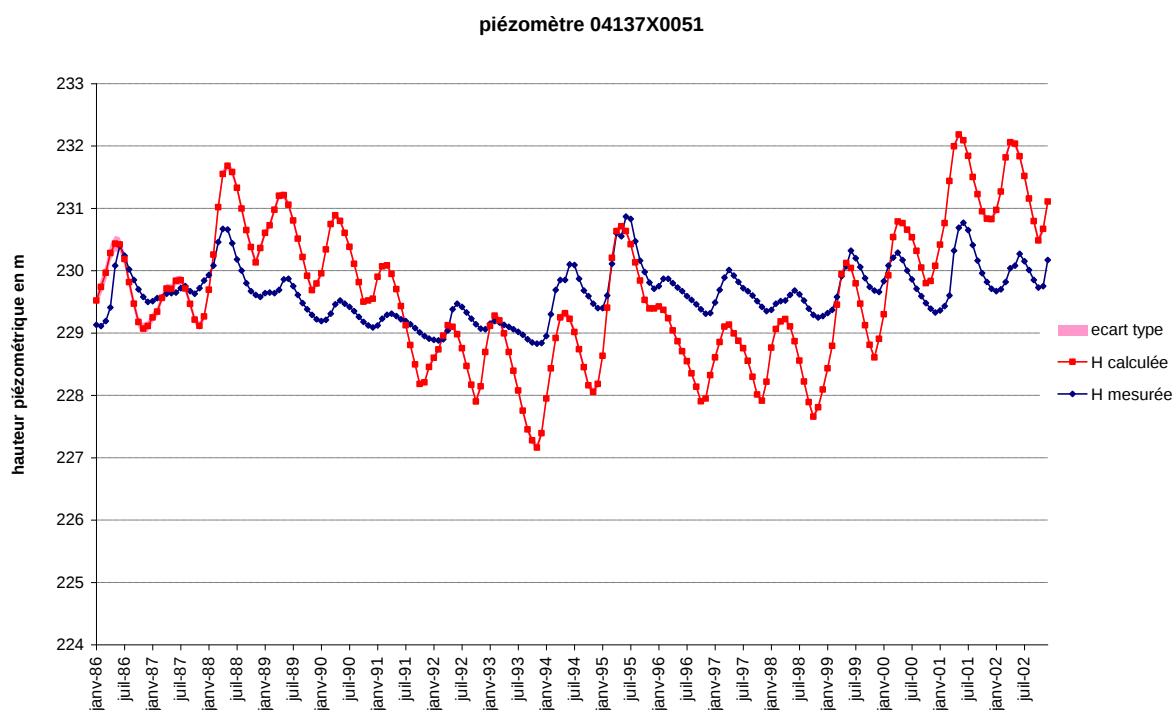
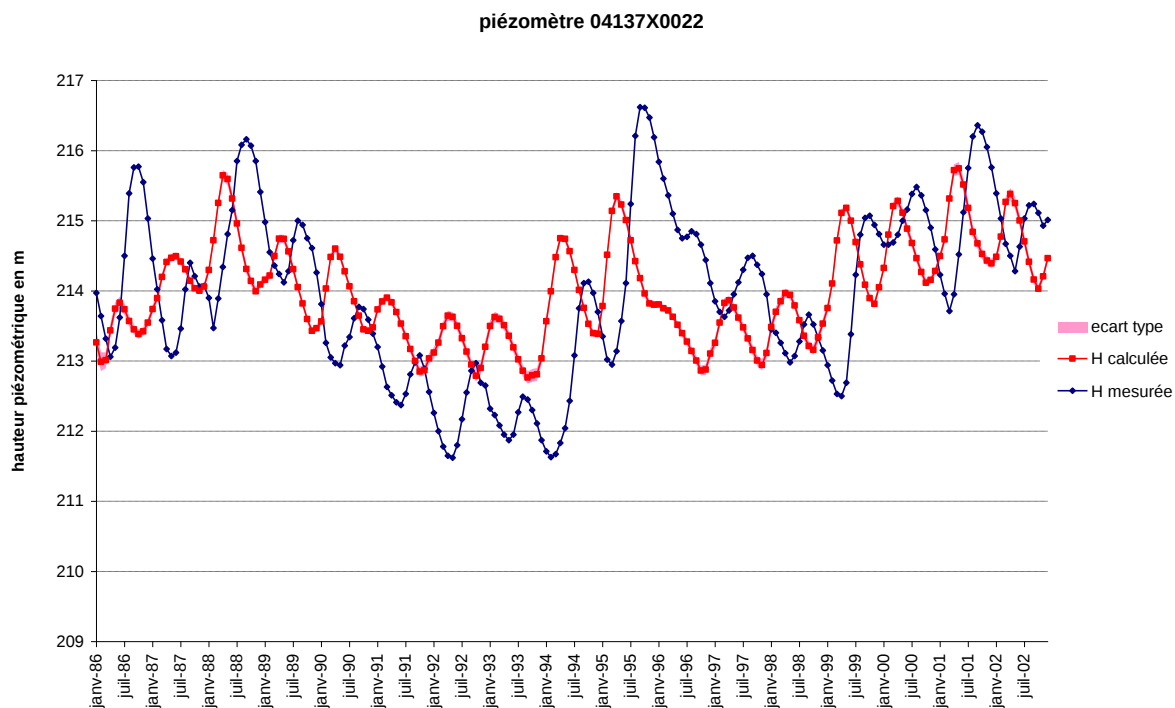
piézomètre 04136X0582



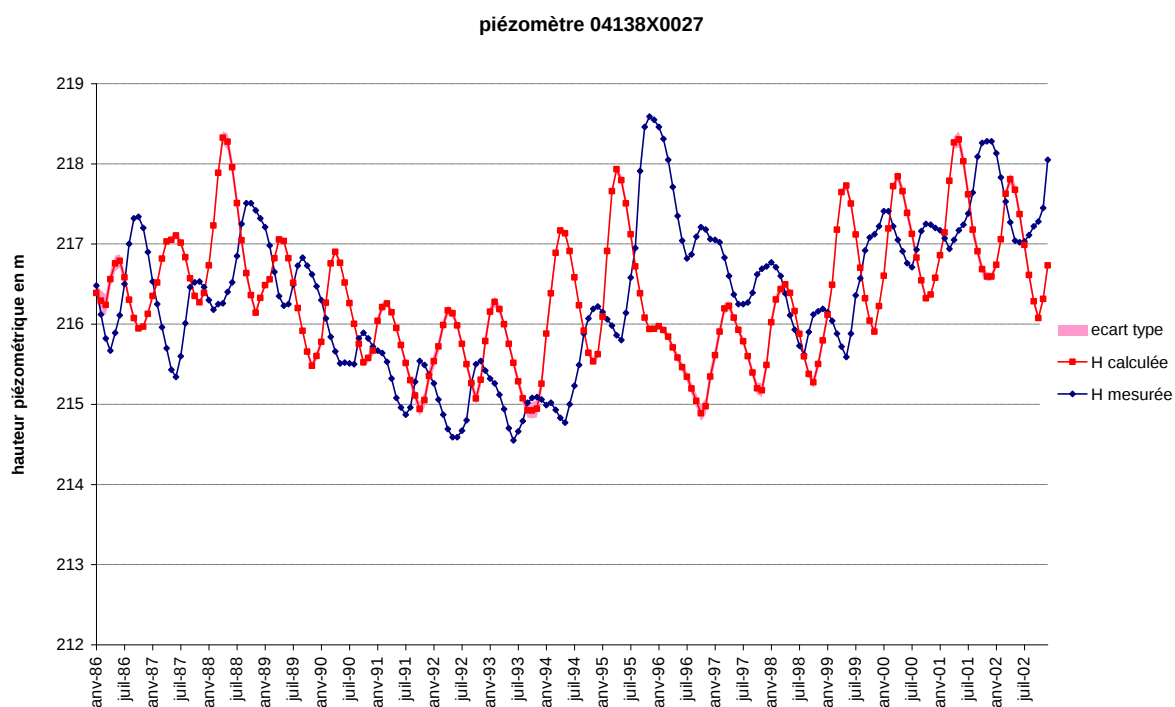
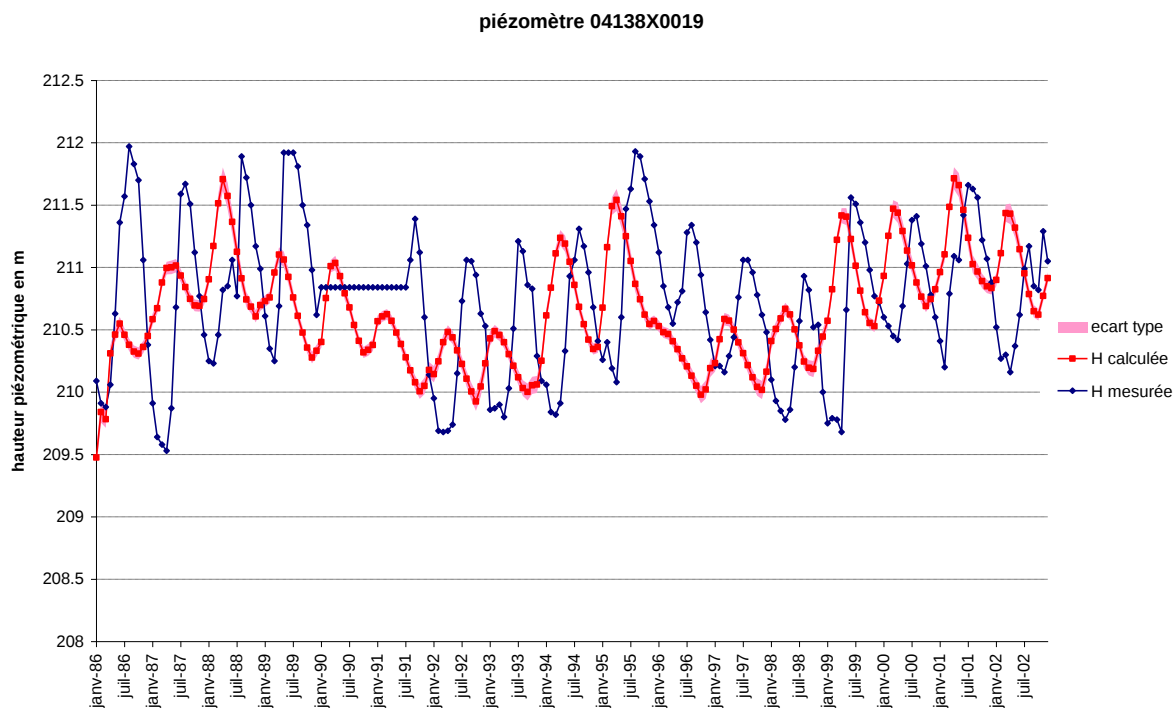
piézomètre 04137X0018

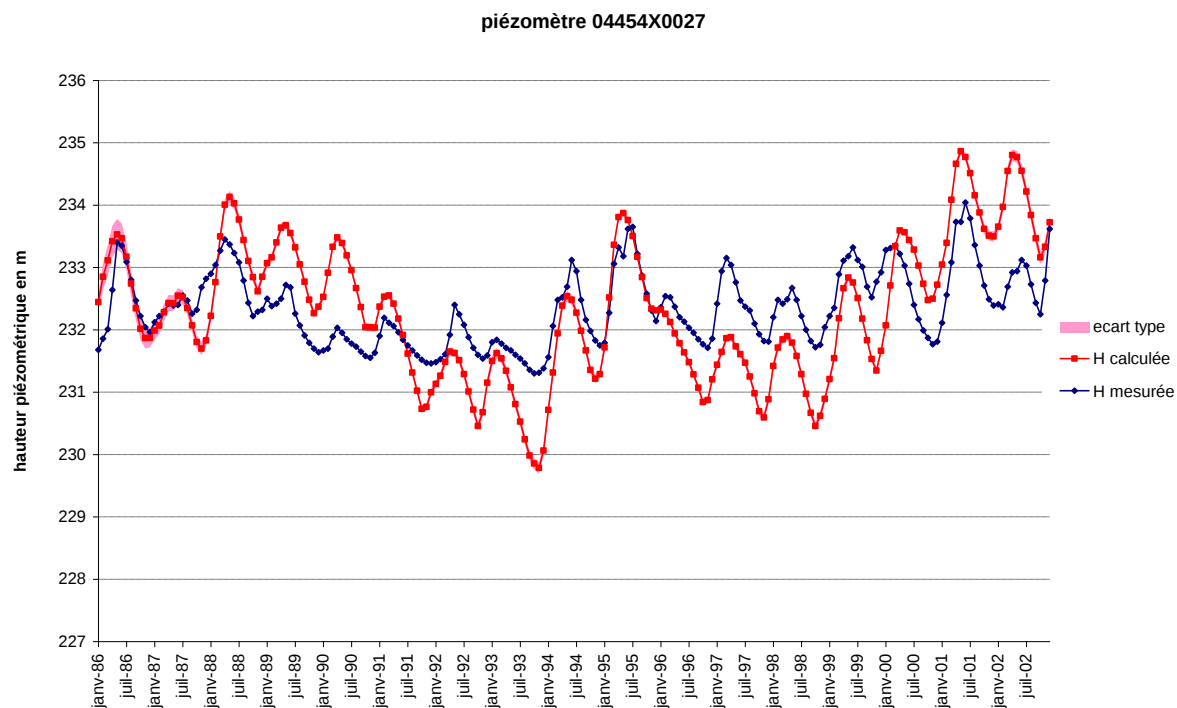


Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002



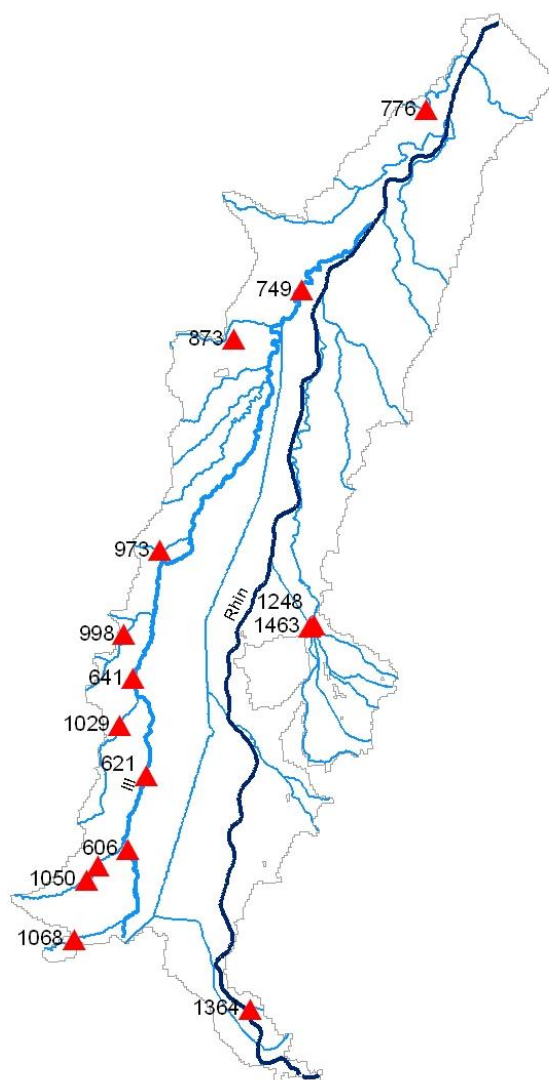
Annexe B : Chroniques des piézomètres calés sur la période 1986-2002





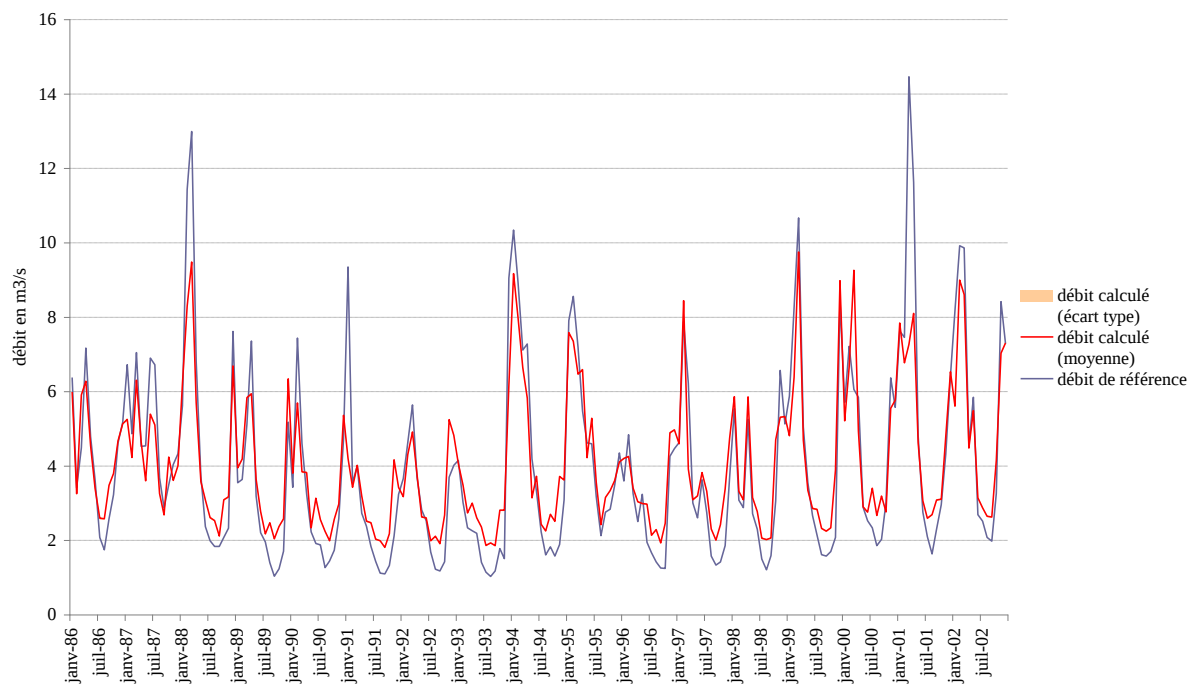
ANNEXE C : CHRONIQUES DES DEBITS CALES SUR LA PERIODE 1986-2002

Cette annexe présente le résultat des 150 calages du programme HPP-INV par rapport aux débits dans les rivières. La figure suivante présente la situation géographique des 15 stations de mesure de débits. Les figures suivantes présentent le débit de référence issu du projet MoNit, ainsi que la moyenne et l'écart type des débits simulés à chacun de ces nœuds.

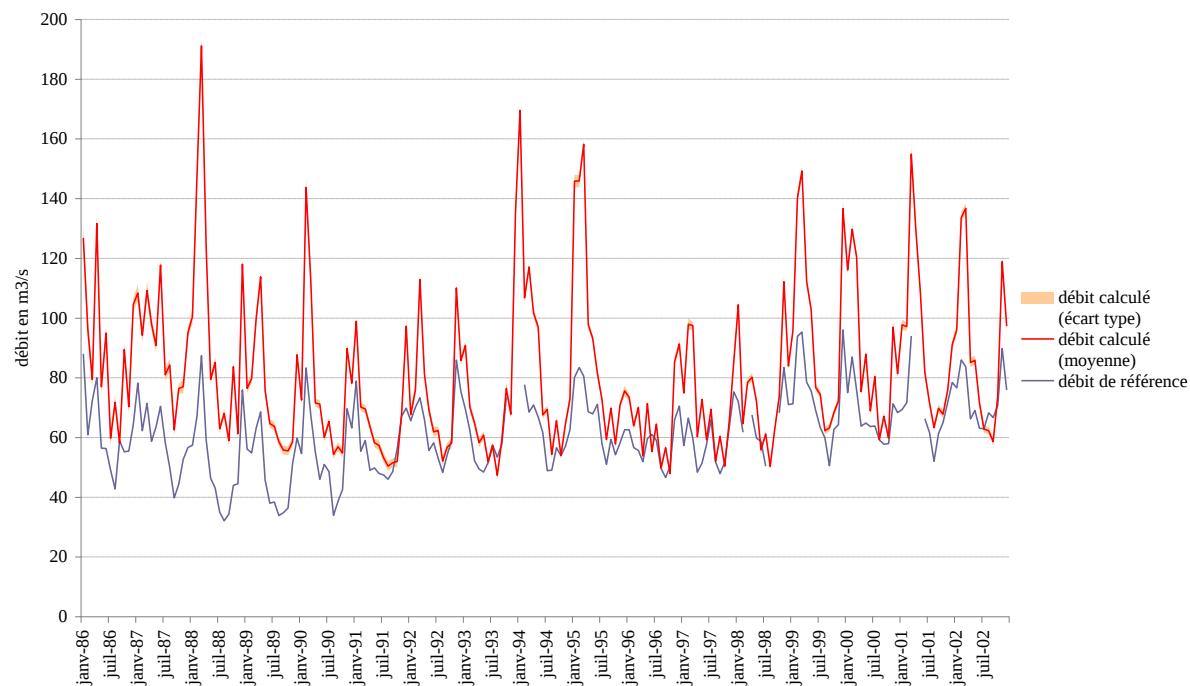


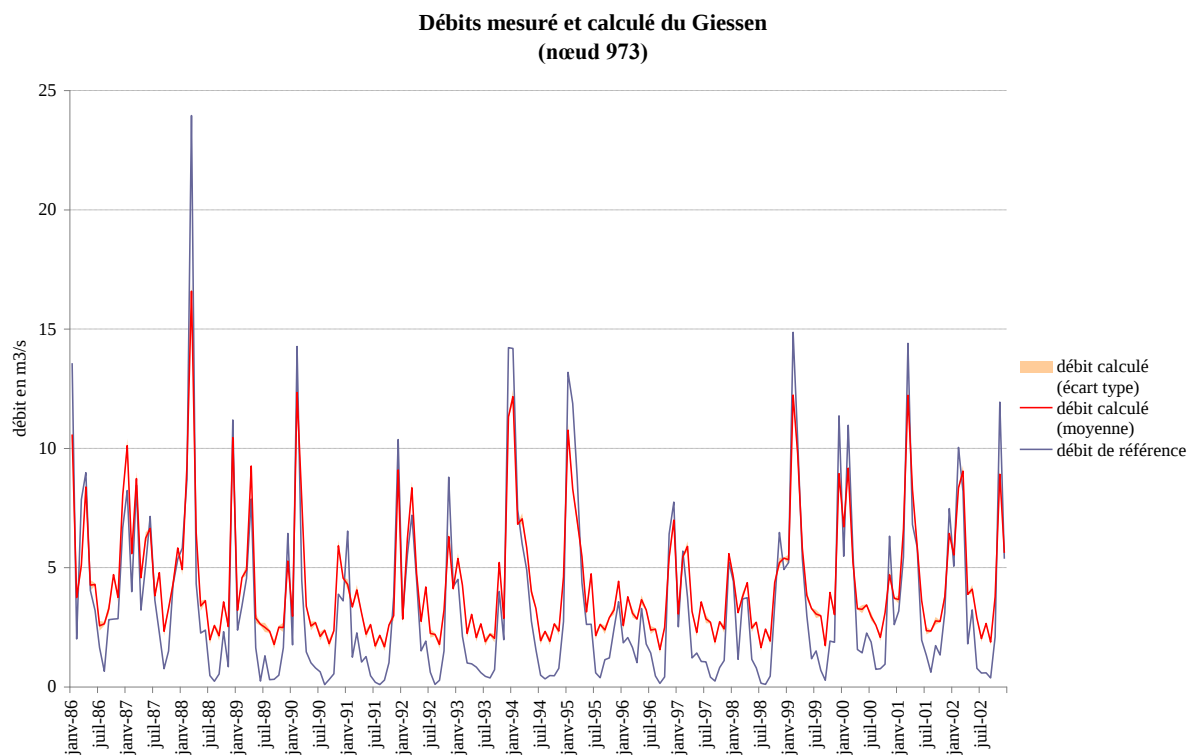
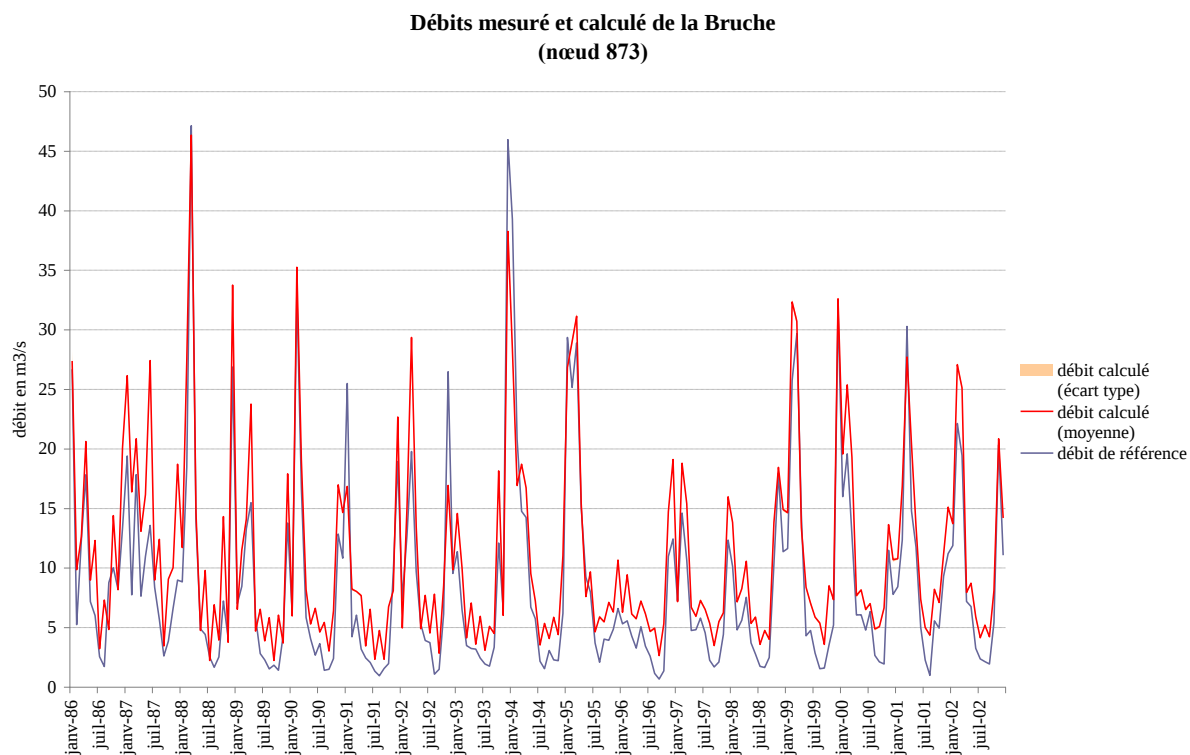
Position des stations de mesure de débit

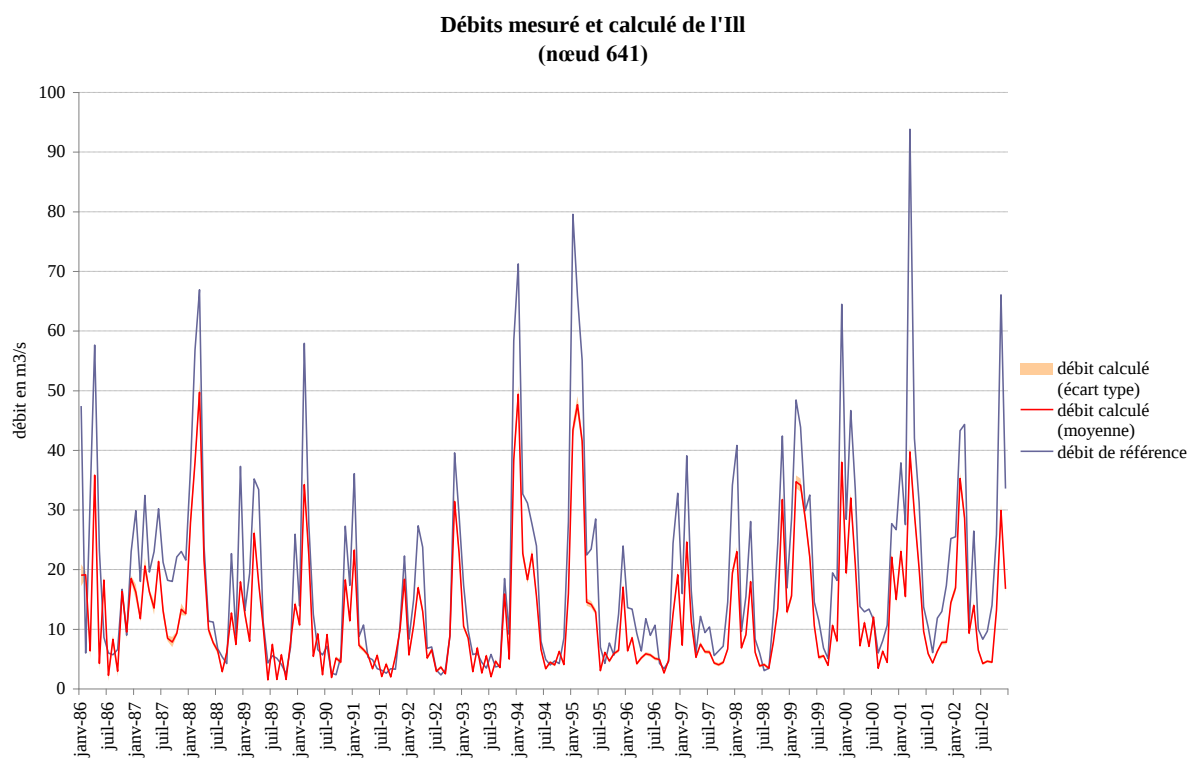
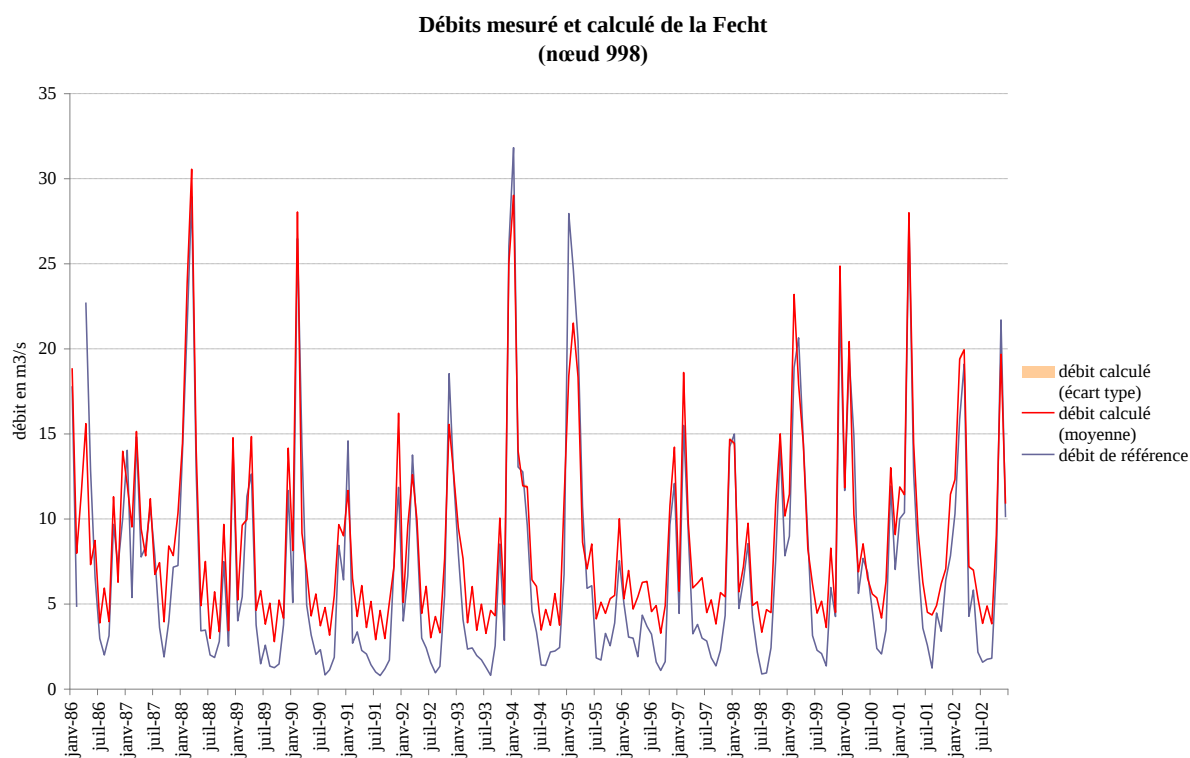
**Débits mesuré et calculé de la Sauer
(nœud 776)**

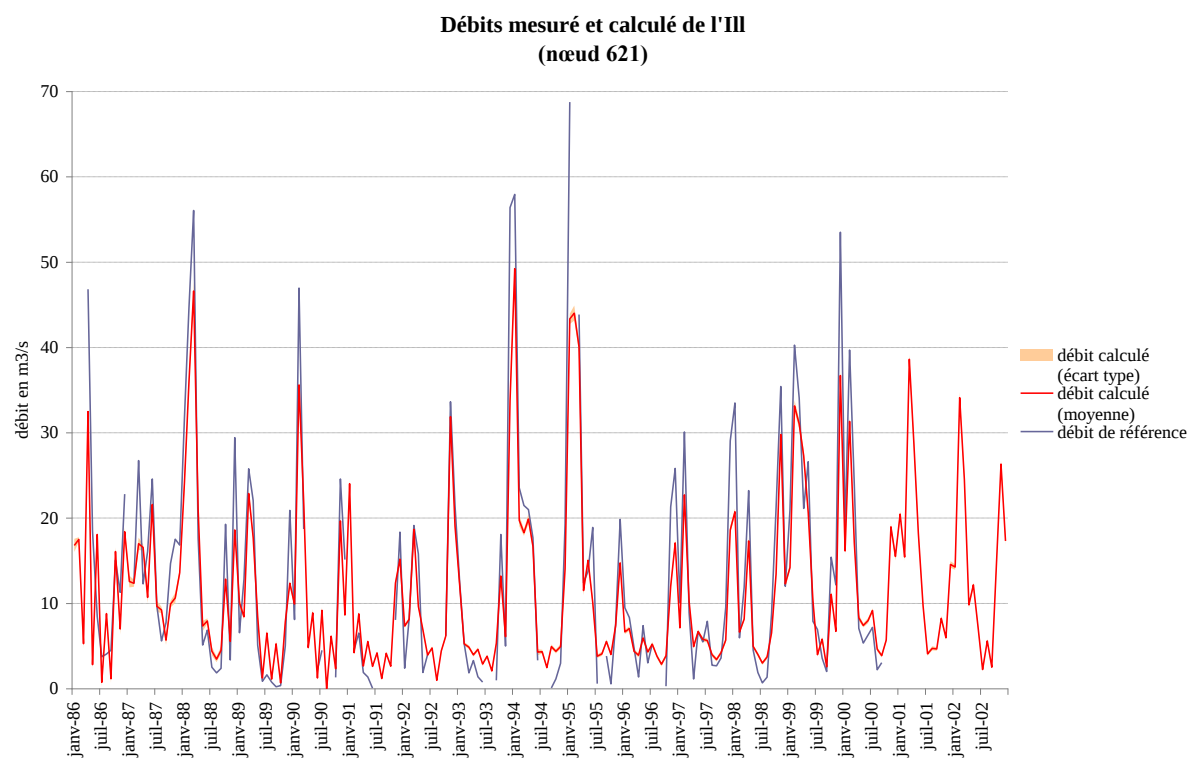
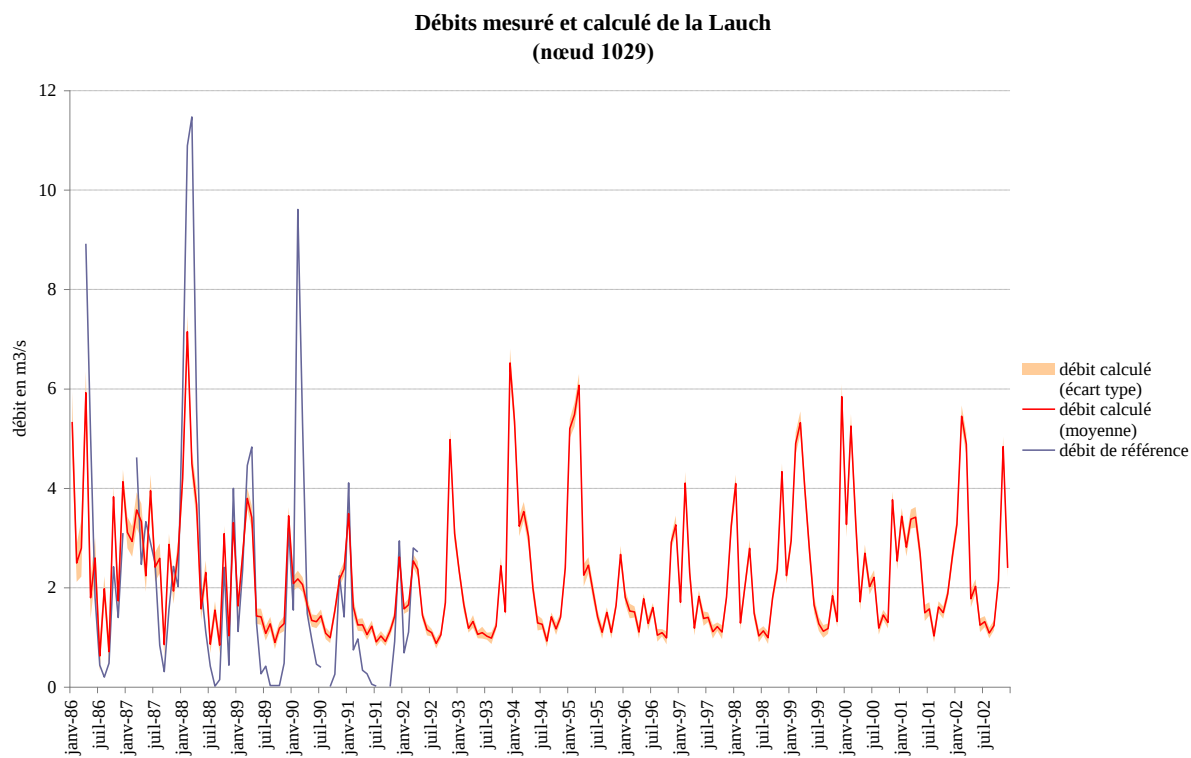


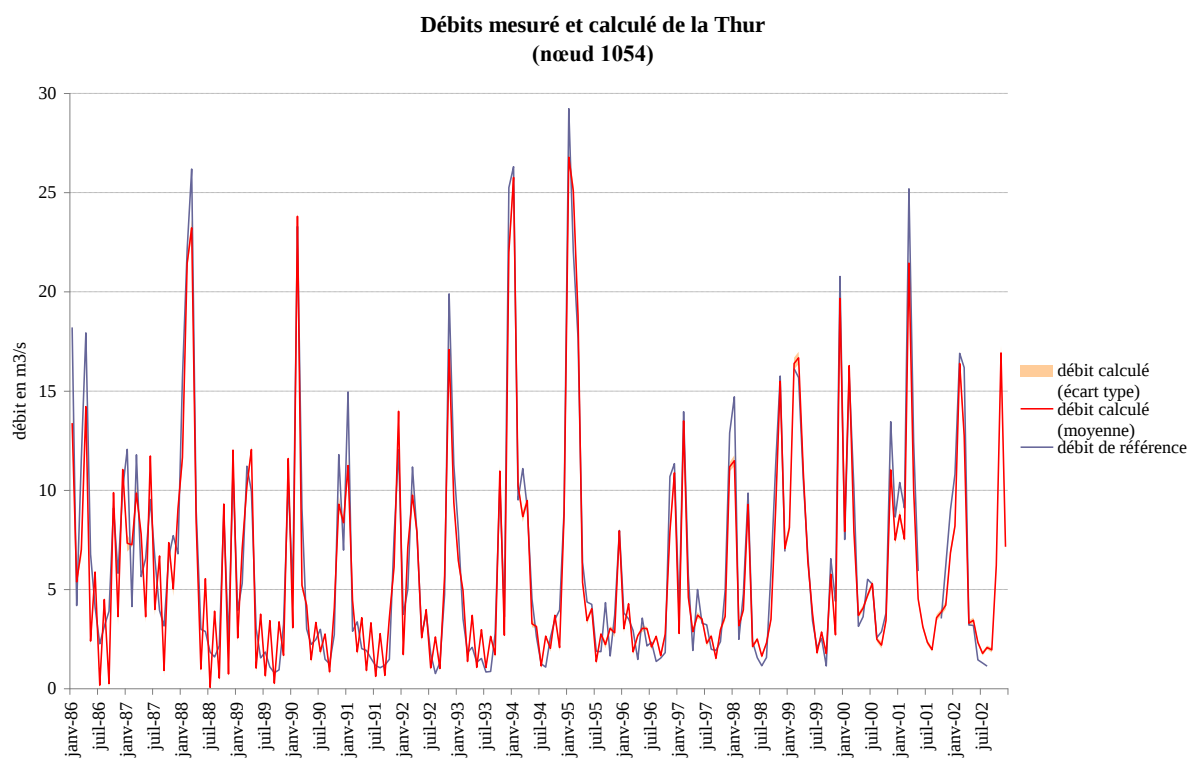
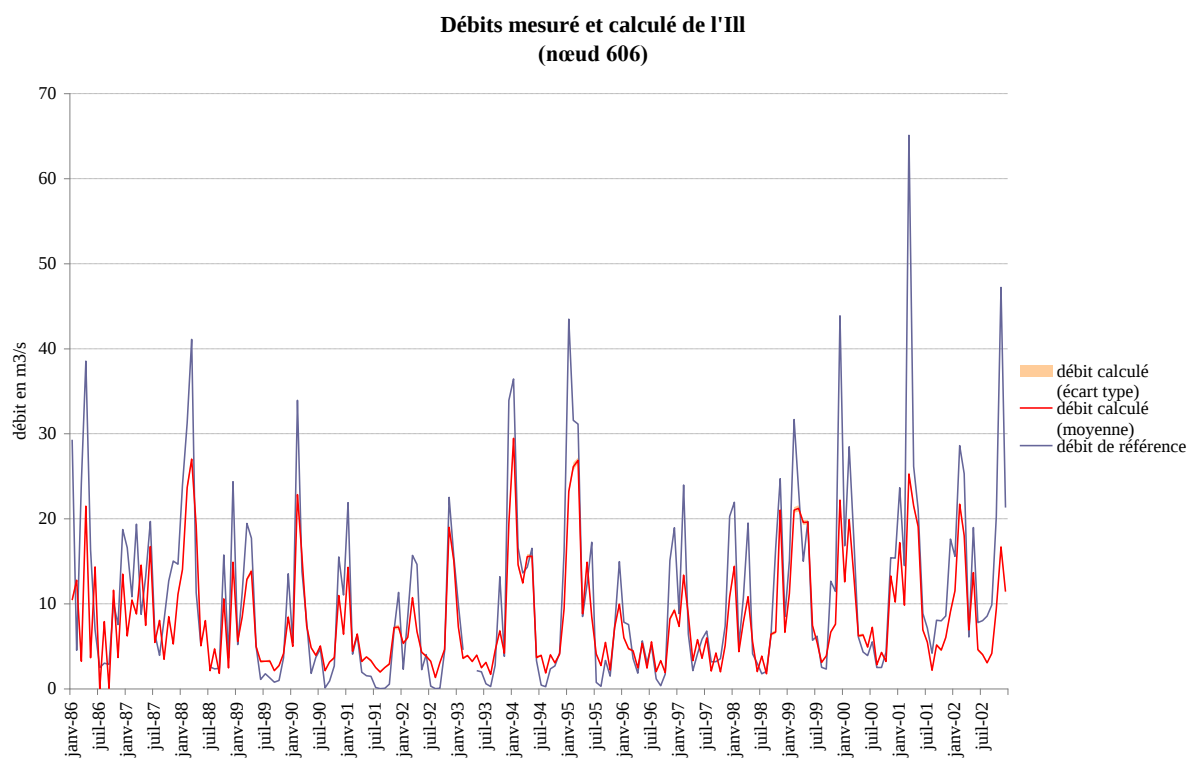
**Débits mesuré et calculé de l'Ill à Strasbourg
(nœud 749)**

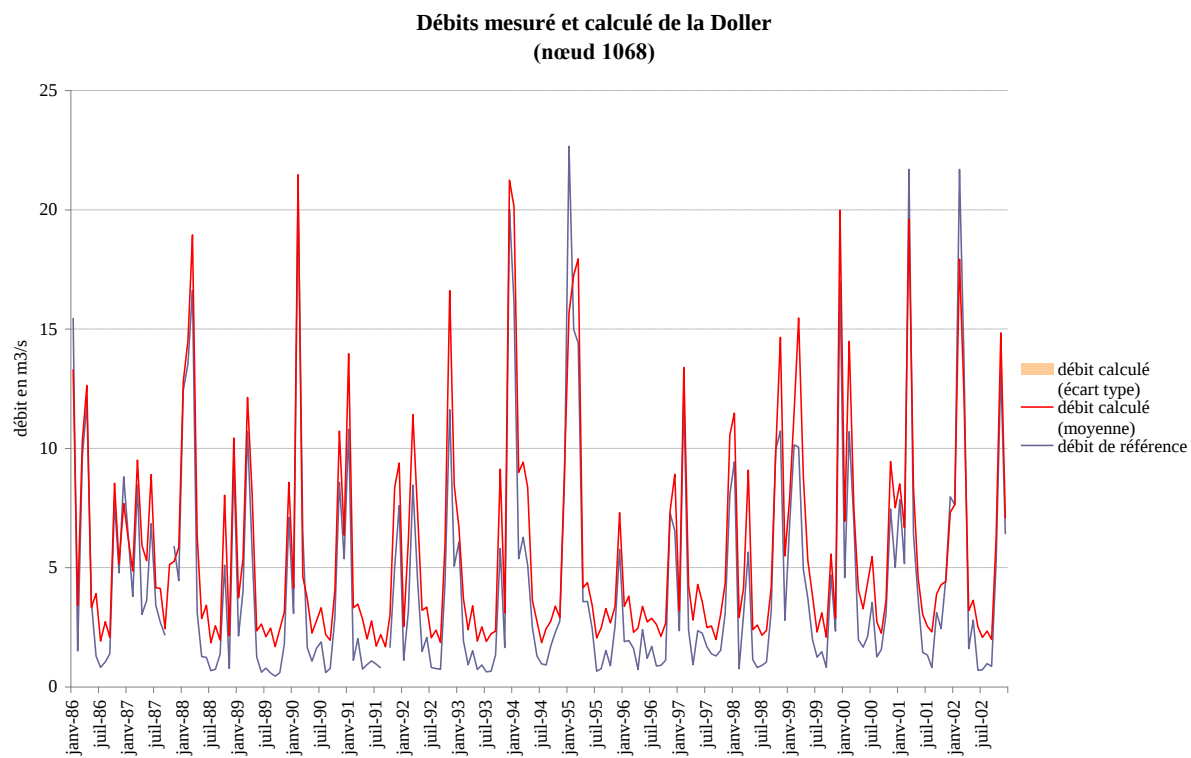
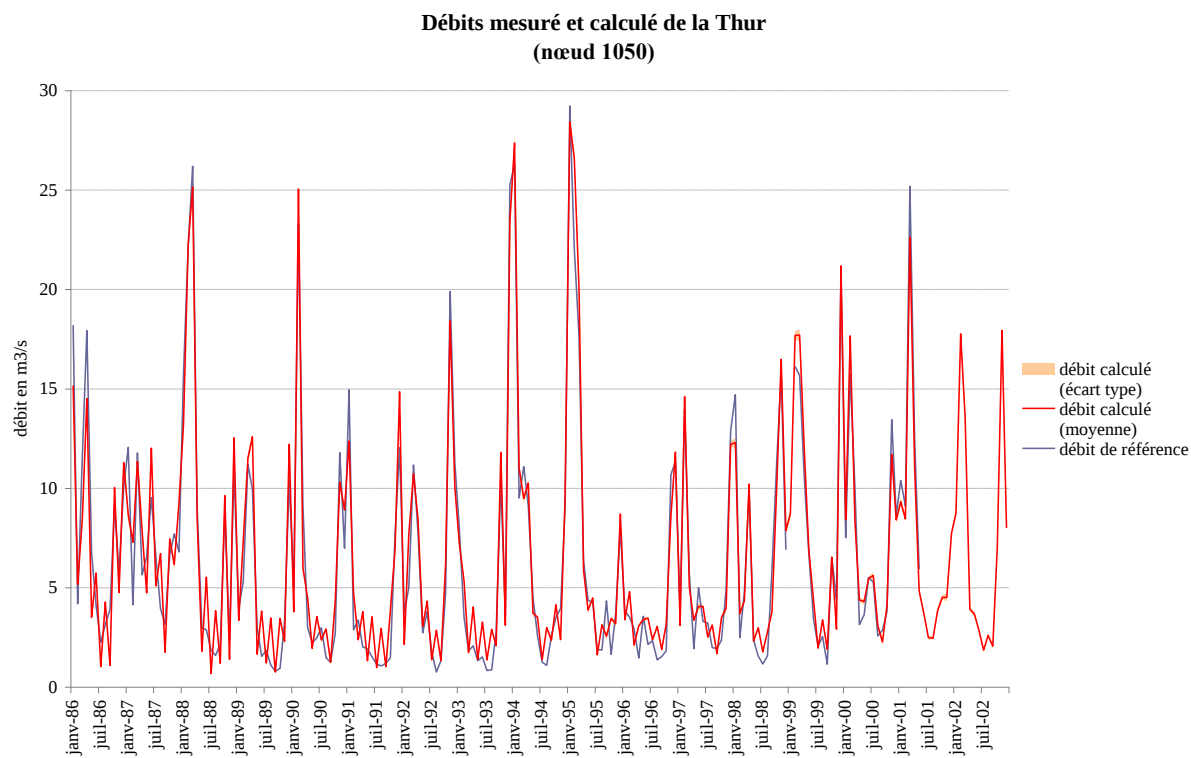




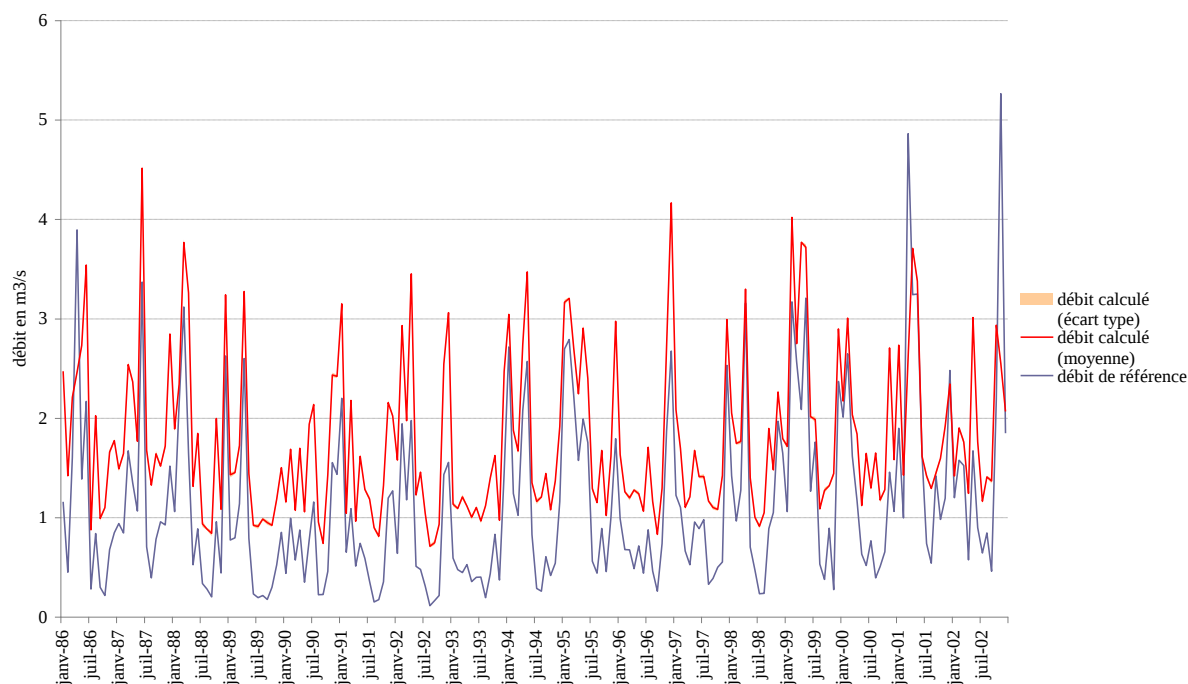




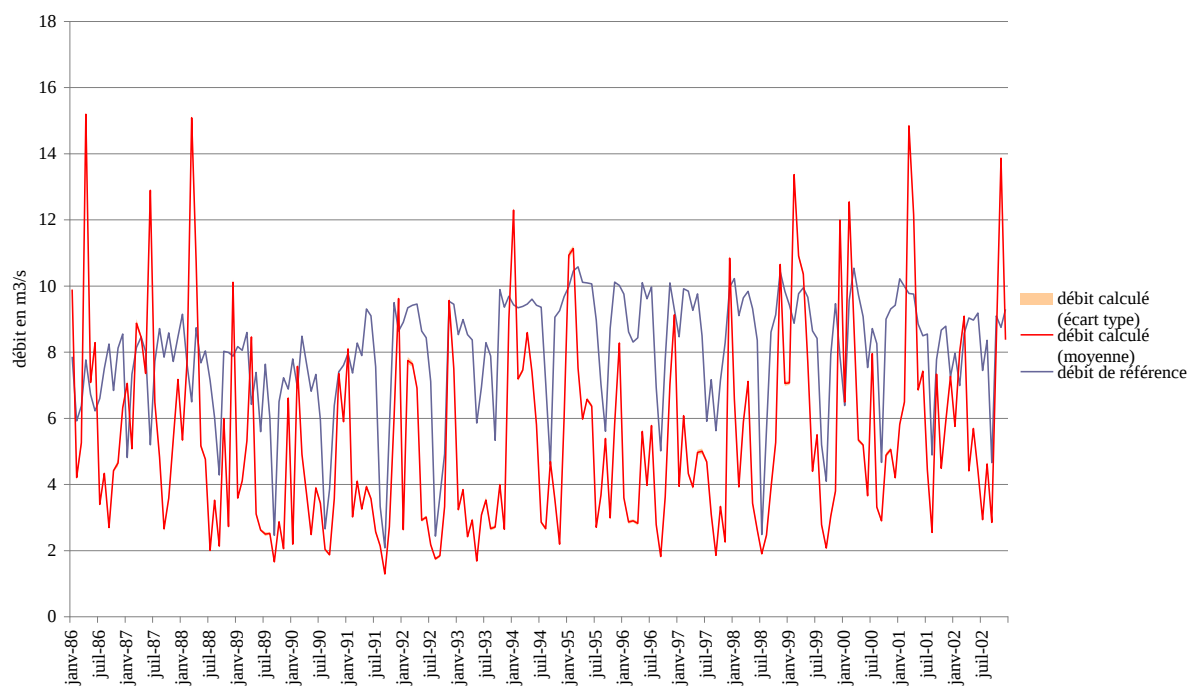




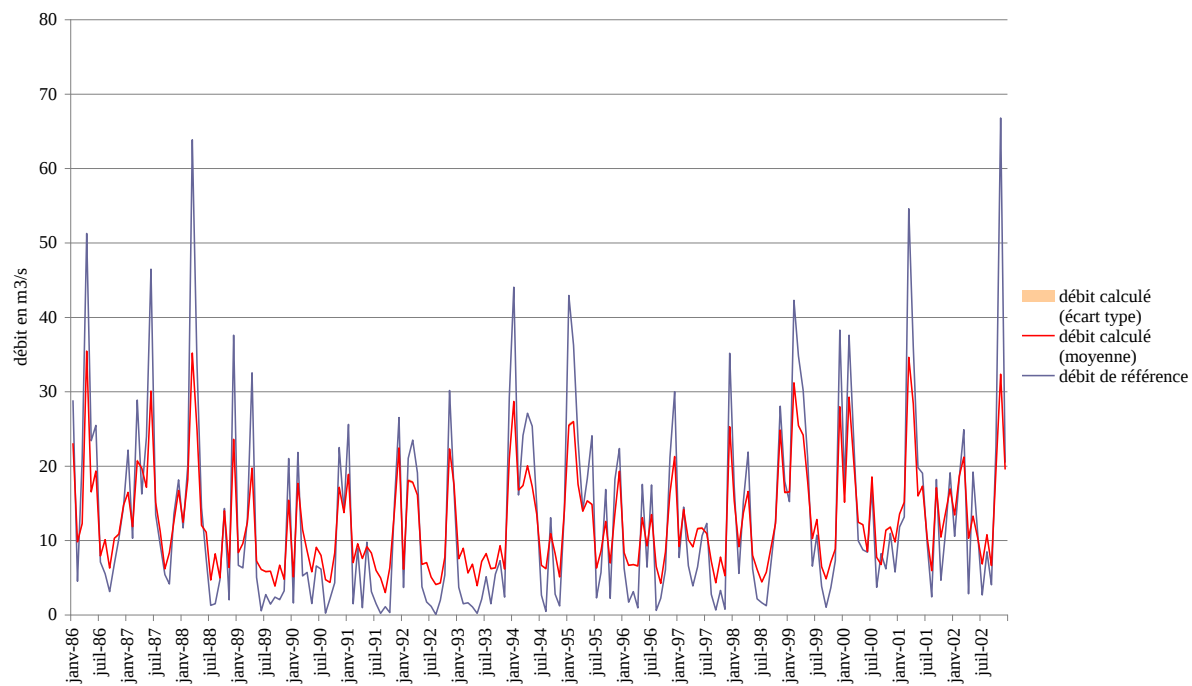
**Débits mesuré et calculé du Kander
(nœud 1364)**



**Débits mesuré et calculé de l'Etz
(nœud 1248)**

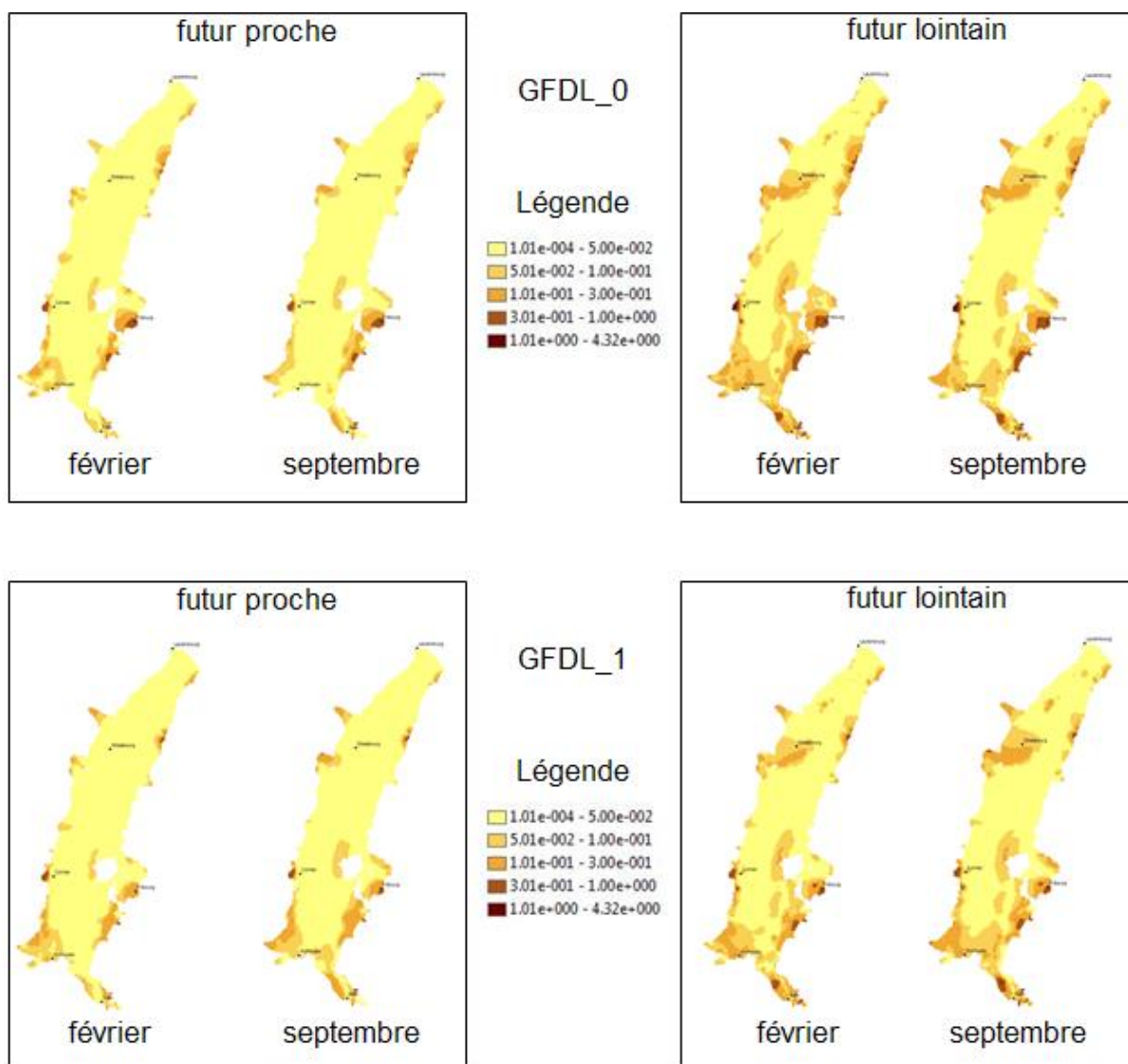


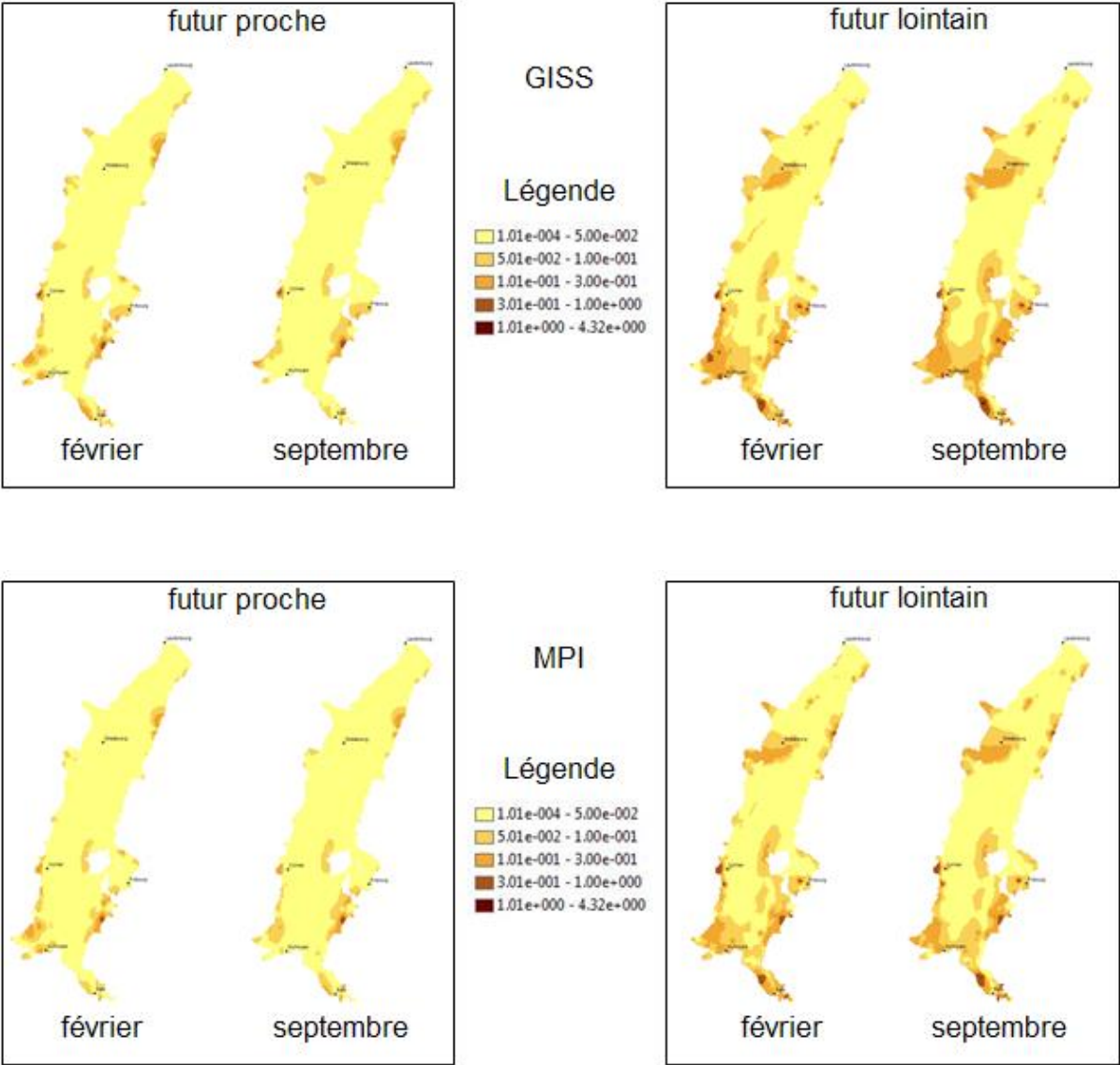
Débits mesuré et calculé du canal Leopolds (nœud 1463)



ANNEXE D : ECARTS TYPES CALCULES POUR DIFFERENTS SCENARIOS DE CHANGEMENT CLIMATIQUE ET CHAQUE HORIZON FUTUR

Les figures suivantes présentent les écarts types calculés par rapport aux évolutions moyennes piézométriques des mois de février et de septembre pour les 2 horizons futurs. Il s'agit des écart types liés aux modèles GFDL_0, GFDL_1, GISS et MPI qui ne sont pas présentés dans le corps de la thèse pour des raisons de clarté.





Modélisation de l'influence du changement climatique sur la nappe phréatique du Rhin Supérieur

Résumé

Cette recherche vise, dans un premier temps, à améliorer la connaissance du fonctionnement de l'aquifère du Rhin Supérieur entre Bâle et Lauterbourg, sur une période de temps présent (janvier 1986 à décembre 2002), puis, dans un deuxième temps, à évaluer l'impact du changement climatique sur l'aquifère.

Pour obtenir ces résultats, nous avons utilisé le modèle hydrogéologique HPP-INV (Chardigny, 1997) pour le calage de différents paramètres par méthode inverse, pour évaluer le fonctionnement de l'aquifère du Rhin Supérieur en temps présent. Ce modèle, associé à un modèle hydrologique que nous avons développé pour l'occasion, nous a permis de calculer les évolutions piézométriques et de débits dans les rivières pour les 2 horizons futurs par rapport la période de temps présent.

Nous avons d'abord caractérisé l'aquifère et défini son fonctionnement. Au niveau de la hauteur piézométrique et du débit dans les rivières de plaine, nous avons identifié le mois de février comme le mois des hautes eaux et le mois de septembre comme celui des basses eaux. A l'inverse, le Rhin suit un régime nivo-glaciaire, soit une période d'étiage en hiver et une période de pointe durant l'été. Nous avons également mis en évidence l'importance des échanges nappe-rivières dans le fonctionnement de l'aquifère, qui représentent 59 % du débit entrant et 87 % du débit sortant par rapport à la nappe phréatique.

L'impact du changement climatique sur l'aquifère est ensuite étudié selon 3 scénarios d'émission de gaz à effet de serre développés par le GIEC (Groupement d'experts Intergouvernementaux sur l'Evolution du Climat) : un scénario optimiste, un scénario pessimiste et un scénario intermédiaire. Ces 3 scénarios d'émissions de gaz à effet de serre ont permis la création de 9 scénarios météorologiques, utilisés pour les prévisions sur 2 horizons futurs par rapport au temps présent (août 1961 à juillet 2000) : un futur proche (août 2046 à juillet 2065) et un futur lointain (août 2081 à juillet 2098).

Nous avons déterminé que pour la période de futur proche, l'évolution piézométrique calculée dépend du scénario météorologique. En effet, certains scénarios prévoient un abaissement non significatif du niveau de la nappe, alors que d'autres prévoient une élévation. Enfin, un dernier prévoit une élévation du niveau de la nappe dans sa moitié Sud et un abaissement dans sa moitié Nord.

Pour la période de futur lointain, certaines prévisions présentent un abaissement du niveau de la nappe, plus important pour le scénario climatique le plus pessimiste. Les autres scénarios présentent une élévation globale du niveau de la nappe, très variable selon le scénario météorologique.

Concernant le débit dans les rivières, tous les scénarios prévoient la même tendance pour les 2 horizons futurs. Le Rhin présente une diminution du débit estival, soit son débit de pointe, et une augmentation de son débit hivernal, soit son débit d'étiage ; ce phénomène, plus important pour la période de futur lointain que pour la période de futur proche, montre une modification du régime du Rhin vers un régime pluvio-nival. Pour les autres rivières, nous avons observé une diminution du débit d'étiage et une augmentation du débit de pointe, plus importantes pour la période de futur lointain (entre -46% et -8% pour le débit d'étiage, et entre +32% et +94% pour le débit de pointe) que pour la période de futur proche (entre -42% et -6% pour le débit d'étiage, entre +0% et +102% pour le débit de pointe).

Résumé en anglais

This research aims to, firstly, improve the understanding of the functioning of Upper Rhine aquifer between Basel and Lauterbourg during present time (January 1986-December 2002) and, secondly, assess the impact of climate change on the aquifer.

To obtain these results, we used the hydrogeological model HPP- INV (Chardigny, 1997) for different parameters calibration by inverse method, to assess the functioning of the Upper Rhine aquifer in present time. Combining this model with a hydrological model that we developed for the occasion, we could calculate changes of piezometric level and flows in rivers for two future horizons of this report time period.

We first characterized the aquifer and defined its operation. At the pressure head and flow in lowland rivers, we identified the month of February as the month of high water and September as the low water month. On the opposite the Rhine follows a snow and ice regime, a period of low water in winter and a peak during summer. We also highlighted the importance of exchange water table/river in the functioning of the aquifer, which represent 59% of the inflow and 87% of the outflow compared to the groundwater.

The impact of climate change on the aquifer is then studied through three scenarios of greenhouse gas emissions developed by the IPCC (the Intergovernmental Panel on Climate Change): an optimistic scenario, a pessimistic scenario and an intermediate scenario. These three scenarios led to the creation of nine weather scenarios used to forecast 2 future horizons compared to the present time (August 1961-July 2000) : a near future (August 2046 to July 2065) and distant future (August 2081-July 2098).

We determined that for the period of the near future, the calculated piezometric evolution depends on the weather scenario. In fact, some scenarios predict an insignificant lowering of the water, while others predict a rise. Finally, one foresees a raise of the water level in its southern half and a reduction in its northern half.

For the distant future, some forecasts show a lowering of the water, the most important diminution for the pessimistic climate scenario. Other scenarios show an overall rise of the water level, variable depending on the weather scenario.

Concerning the rivers flows, all scenarios predict the same trend for the two future horizons. The Rhine has a reduced summer flow - its peak flow - and an increase in winter flows - its low flow. This phenomenon, more important for the distant future compared to the near future, shows a shift of the Rhine regime to a snow and rain regime. For other rivers, we observed a decrease in low flows and an increase of the peak flow, more important for the distant future period (between -46% and -8% for low flows, and between +32% and +94% for the peak flow) than the near future (between -42% and -6% for low flows, between +0% and +102% for the peak flow).