

Recharge des aquifères et contribution des eaux souterraines aux débits de base des cours d'eau - conditions passées, actuelles et futures en présence de changements climatiques

RAPPORT FINAL

**Marie Larocque
Sylvain Gagné
Emmanuel Dubois
Trong Ahn Vu**

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère

30 juin 2021 (révisé le 14 octobre 2022)

Référence à citer

Larocque, M., Gagné, S., Dubois, E., Vu, T.A. 2022. Recharge des aquifères et contribution des eaux souterraines aux débits de base des cours d'eau - conditions passées, actuelles et futures en présence de changements climatiques – Rapport final. Rapport déposé au Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec. 156 p.

TABLE DES MATIÈRES

1	INTRODUCTION.....	1
2	RÉGION ÉTUDIÉE.....	3
2.1	Contexte général.....	3
2.2	Données disponibles.....	7
2.2.1	Précipitations et températures.....	7
2.2.2	Indices climatiques.....	8
2.2.3	Débits totaux.....	10
2.2.4	Débits de base.....	12
2.2.5	Niveaux piézométriques.....	13
3	MÉTHODES.....	16
3.1	Traitement et analyse des données disponibles.....	16
3.1.1	Analyses de tendances.....	16
3.1.2	Analyse des séries temporelles.....	16
3.1.3	Caractéristiques des puits responsables de la réactivité des niveaux piézométriques.....	16
3.1.4	Synthèse des analyses réalisées.....	17
3.2	Recharge spatialement distribuée actuelle, passée et future.....	19
3.2.1	Modèle HydroBudget.....	19
3.2.2	Méthode de calibration.....	21
3.2.3	Analyse de sensibilité du modèle.....	23
3.3	Simulation des écoulements souterrains et de l'émergence de l'eau souterraine dans les cours d'eau du Centre-du-Québec.....	24
3.3.1	Géométrie de la zone modélisée.....	24
3.3.2	Conditions limites.....	27
3.3.3	Régime transitoire.....	29
3.3.4	Calibration du modèle.....	29
3.4	Scénarios climatiques.....	31
4	ANALYSE DES DONNÉES DU RSESQ.....	35
4.1	Caractéristiques des stations.....	35

4.2	Analyse des tendances 2000-2017 ou 2000-2018.....	37
4.2.1	Données météorologiques.....	37
4.2.2	Données débitométriques.....	38
4.2.3	Données de niveaux piézométriques.....	39
4.3	Analyse des tendances sur fenêtres glissantes.....	41
4.4	Inertie et liens hydrologiques de causalité.....	45
4.5	Effet de la géologie et de la géographie sur la réactivité des niveaux piézométriques.....	48
4.6	Synthèse des analyses sur les données du RSESQ.....	49
5	SIMULATION DE LA RECHARGE – CONDITIONS PASSÉES.....	52
5.1	Calibration du modèle et analyse de sensibilité.....	52
5.2	Recharge potentielle simulée entre 1960 et 2017.....	54
5.3	Partitionnement et saisonnalité du bilan hydrique.....	56
5.4	Évolution du bilan hydrique depuis les années 1960.....	59
5.5	Comparaison de la recharge potentielle simulée avec les études antérieures.....	62
5.5.1	Comparaison de la recharge régionale avec la littérature.....	62
5.5.2	Comparaison de la recharge passée avec les résultats obtenus dans le PACES Montérégie.....	63
5.6	Synthèse de la dynamique régionale de la recharge de l'eau souterraine.....	65
6	SIMULATION DE LA RECHARGE – CONDITIONS FUTURES.....	68
6.1	Changements annuels futurs.....	68
6.2	Changements intra-annuels futurs.....	71
6.3	Changements spatialisés futurs.....	73
6.4	Synthèse de l'impact des changements climatiques sur la recharge régionale future.....	78
7	SIMULATION DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN – CONDITIONS PASSÉES.....	80
7.1	Calibration du modèle en régime permanent.....	80
7.2	Calibration du modèle en régime transitoire.....	82
7.3	Bilan hydrique du modèle en régime permanent.....	88
7.4	Synthèse de la simulation des écoulements souterrains en conditions passées.....	90
8	SIMULATION DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN – CONDITIONS FUTURES.....	92

Recharge des aquifères et contribution des eaux souterraines aux cours d'eau – Rapport final	v
8.1 Niveaux piézométriques.....	92
8.2 Débits de base.....	95
8.3 Synthèse de l'impact des changements climatiques sur les écoulements souterrains	98
9 RECOMMANDATIONS	100
9.1 Analyse des séries temporelles.....	100
9.2 Simulation de la recharge potentielle régionale	102
9.3 Simulation de l'écoulement souterrain	104
10 CONCLUSION	105
11 REFERENCES.....	107
12 ANNEXE 1 – DONNEES DEBITMETRIQUES DISPONIBLES.....	1
13 ANNEXE 2 – DONNÉES DE NIVEAUX DE NAPPE DISPONIBLES.....	3
14 ANNEXE 3 – PARAMÈTRES UTILISES DANS HYDROBUDGET	6
15 ANNEXE 4 – HISTOGRAMME DES PENTES DE SEN POUR L'ANALYSE DES TENDANCES 7	
16 ANNEXE 5 – BILANS HYDRIQUES PASSÉS SIMULÉS POUR LA ZONE D'ÉTUDE	10
17 ANNEXE 6 – SYNTHÈSE DES ÉTUDES PORTANT SUR LA RECHARGE.....	13
18 ANNEXE 7 – BILANS HYDRIQUES FUTURS SIMULÉS POUR LA ZONE D'ÉTUDE	14
19 ANNEXE 8 – VARIATIONS FUTURES DE LA RECHARGE	21
20 ANNEXE 9 – NIVEAUX PIÉZOMÉTRIQUES SIMULES AVEC MODFLOW AUX FORAGES RSESQ	23

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Zone d'étude, topographie et bassins versants de niveau 1	3
Figure 2. Grandes zones géologiques du socle rocheux dans la zone d'étude (modifiée de SIGEOM, 2020).....	4
Figure 3. Géologie du Quaternaire simplifiée de la zone d'étude (modifiée de SIGEOM 2020 et CCG-Réseau d'information sur les eaux souterraines).....	5
Figure 4. Pédologie interprétée selon la capacité de drainage des sols (IRDA 2018).....	6
Figure 5. Utilisation du territoire pour sur la zone d'étude (MELCC, 2017)	6
Figure 6. Distribution spatiale des températures moyennes interannuelles (1961-2017) pour la zone d'étude selon les données interpolées spatialement par Climat Québec (grille de 10 km x 10 km ; Bergeron, 2016)	7
Figure 7. Distribution spatiale des moyennes interannuelles de précipitations (1961-2017) pour la zone d'étude selon les données interpolées spatialement par météo Québec (grille de 10 km x 10 km ; Bergeron, 2016)	8
Figure 8. Variations temporelles des indices climatiques AO, NAO, NINO-3, PDO, PNA et SOI (CPC, 2005 ; CPC, 2012 ; NCEI, 2021)	9
Figure 9. Localisation des stations débitmétriques disponibles (1960-2018) et utilisées dans les analyses (2000-2018).....	11
Figure 10. Évolution du nombre de stations débitmétriques utilisées pour les analyses entre 2000 et 2018.....	11
Figure 11. Médianes, 25e et 75e percentiles des débits totaux pour les stations retenues sur la zone d'étude entre 2000 et 2018. Les stations avec plus d'un mois de données manquantes ont été retirées de l'analyse.	12
Figure 12. Médianes, 25e et 75e percentiles des débits de base pour les stations retenues sur la zone d'étude entre 2000 et 2018 calculés selon la méthode de Lyne and Hollick (Ladson et al., 2013) et selon la méthode d'Eckhardt (2005).....	13
Figure 13. Localisation des stations RSESQ utilisées et non utilisées pour l'analyse	14
Figure 14. Évolution du nombre de stations piézométrique utilisée pour les analyses entre 2000 et 2018.....	14

Figure 15. Variations du niveau piézométrique autour du niveau moyen pour toutes les chroniques RSESQ disponibles entre 2000 et 2018. Les courbes en rouge sont celles des puits 2340001, 2340006, 30400009 et 3097201 montrant des variations inattendues.....	15
Figure 16. Architecture schématique du modèle de calcul de la recharge HydroBudget (adapté de Dubois et al., 2021).....	20
Figure 17. Localisation des stations hydrométriques utilisées dans la calibration du modèle HydroBudget, des stations non utilisées et des bassins versants utilisés pour la présentation des résultats. Les chiffres en rouge indiquent les numéros des BV tels qu'ils sont présentés dans les résultats.	22
Figure 18. Localisation de la zone modélisée avec le modèle MODFLOW.....	24
Figure 19. Coupe amont-aval du modèle d'écoulement souterrain.....	26
Figure 20. Zones de conductivités hydrauliques de la 1 ^{ère} couche du modèle MODFLOW	26
Figure 21. Distribution des conditions limites du modèle avec les conditions limites de type Drain (en noir), les conditions limites à charges constantes (en rouge) et les conditions à flux nul (rose).....	28
Figure 22. Localisation des bassins versants des stations hydrométriques et des puits utilisés dans la calibration du modèle	30
Figure 23. a) représentation de la variance d'un sous-ensemble de scénarios et variance de l'ensemble des 71 scénarios utilisés dans l'atlas hydroclimatique (MDDELCC, 2018) en fonction du nombre de scénarios sélectionnés et b) classification des 12 scénarios climatiques sélectionnés en fonction de l'évolution des températures et des précipitations par rapport à leur période de référence respective (figures fournies par Ouranos).....	32
Figure 24. Différences de températures annuelles moyennes entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2041-2070 pour les 12 scénarios climatiques retenus.....	33
Figure 25. Différences de températures annuelles moyennes entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2071-2100 pour les 12 scénarios climatiques retenus.....	33
Figure 26. Différences de précipitations annuelles moyennes entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2041-2070 pour les 12 scénarios climatiques retenus.....	34
Figure 27. Différences de précipitations annuelles moyennes entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2041-2070 pour les 12 scénarios climatiques retenus.....	34
Figure 28. Données relatives aux forages étudiés a) altitude du sol, b) profondeur du forage et c) profondeur moyenne du niveau de l'eau dans le puits.....	35

Figure 29. Différences entre la profondeur du niveau piézométrique (a, b), la profondeur du forage (c, d) et l'altitude du sol à l'endroit du forage (g, h) selon que la nappe est captive (24 stations), libre (44 stations) ou semi-captive (15 stations) (a, c, e, g) et selon que le forage intercepte les dépôts meubles (29 stations) ou le roc (54 stations) (b, d, f, h). La lettre « A » indique les groupes qui ont une différence significative (t-test de Student, $p < 0,05$).	36
Figure 30. Distribution spatiale des tendances sur les chroniques de précipitations (2000-2017) sur chacune des mailles météo	38
Figure 31. Distribution spatiale des tendances sur les chroniques de débit total pour la période 2000-2018.....	39
Figure 32. Répartition spatiale des tendances des chroniques du niveau de l'eau souterraine.....	40
Figure 33. Proportion du nombre de mailles météo qui ont des tendances négatives ou positives des précipitations pour une période glissante de cinq années entre 2000 et 2017. L'abscisse indique l'année centrale de chaque période de cinq ans (i.e. 2002 représente la période 2000-2004).....	42
Figure 34. Proportion du nombre de stations de débit qui ont des tendances négatives ou positives pour une période glissante de cinq années entre 2000 et 2018. L'abscisse indique l'année centrale de chaque période de cinq ans (i.e. 2002 représente la période 2000-2004).	42
Figure 35. Proportion du nombre de stations de débit de base estimé avec selon Lyne & Hollick (Ladson et al., 2013) qui ont des tendances négatives ou positives pour une période glissante de cinq années entre 2000 et 2018. L'abscisse indique l'année centrale de chaque période de cinq ans (i.e. 2002 représente la période 2000-2004).....	43
Figure 36. Proportion du nombre de stations piézométriques qui ont des tendances négatives ou positives pour une période glissante de cinq années entre 2000 et 2018. L'abscisse indique l'année centrale de chaque période de cinq ans (i.e. 2002 représente la période 2000-2004).....	43
Figure 37. Nombre de stations RSESQ corrélées significativement avec les différents indices climatiques pour la période 2000-2018. Certains puits peuvent être corrélés avec plusieurs indices.	44
Figure 38. Nombre de stations de débits corrélées significativement avec les indices climatiques pour la période 2000-2018. Certaines stations peuvent être corrélées avec plusieurs indices.....	45
Figure 39. Autocorrélations (2000-2018) pour a) les débits totaux, b) les niveaux d'eau souterraine, c) les débits de base Lyne et Hollick et d) les débits de base Eckhardt	46

Figure 40. Corrélations croisées entre a) précipitations et niveaux piézométriques et b) températures et niveaux piézométriques.....	47
Figure 41. Bilan hydrique simulé pour la période 2000-2010 (en période de validation) pour la station la plus en aval du BV de la Chaudière (station 23402) avec a) les apports verticaux (AV), les débits de rivière observés et simulés et l'évapotranspiration réelle simulée et b) les débits de base calculés avec le filtre de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013) et la recharge potentielle simulée (adapté de Dubois et al., 2021a).....	55
Figure 42. a) Recharge potentielle interannuelle simulée avec HydroBudget pour la période 1961-2017 et b) rapport recharge/précipitations associé (adapté de Dubois et al., 2021a).....	56
Figure 43. Partitionnement annuel du ruissellement moyen, l'évapotranspiration réelle (ETR) moyenne et recharge potentielle moyenne pour les huit BV et pour l'ensemble de la zone d'étude entre 1961 et 2017. Les BV avec * sont partiellement situés aux États-Unis et les valeurs présentées concernent la part située au Québec uniquement (adapté de Dubois et al., 2021a).....	58
Figure 44. Médiane, 25 ^e et 75 ^e percentiles, minimums et maximums des valeurs annuelles de ruissellement, évapotranspiration réelle (ETR) et recharge potentielle sur l'ensemble de la zone d'étude entre 1961 et 2017 classifiés en fonction a) du type de matériaux de surface, b) de la pente et c) de l'occupation du sol (adapté de Dubois et al., 2021a).....	59
Figure 45. Médiane, 25 ^e et 75 ^e percentiles, minimums et maximums a) des températures et précipitations annuelles, b) du ruissellement simulé, c) de l'évapotranspiration réelle (ETR) simulée et d) de la recharge potentielle simulée entre 1961 et 2017 pour les huit BV (adapté de Dubois et al., 2021a).....	60
Figure 46. Débits observés et débits de base calculés avec les filtres de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013) et Eckhardt (2005) et écoulements en rivière simulés et recharge avec HELP et HydroBudget (recharge potentielle) pour les stations de jaugeage a) 30345 (Yamaska), b) 23401 (Beaurivage – affluent aval de la Chaudière), c) 23402 (Chaudière aval) et d) 23422 (Famine, affluent amont de la Chaudière).....	64
Figure 47. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Yamaska (BV 3).....	69
Figure 48. Changements de température moyenne et précipitations moyennes entre les horizons futurs et l'horizon de référence menant à des changements significatifs de recharge potentielle future (test de Tukey, $p < 0,05$ entre les horizons) représentés en fonction des changements a) des	

températures et des précipitations, b) des précipitations et de la recharge potentielle et c) des températures et de la recharge potentielle (adapté de Dubois et al., 2021a).....	71
Figure 49. Recharge mensuelle pour l'horizon 1981-2010, l'horizon 2041-2070 et l'horizon 2071-2100 par BV (BV1 à BV8, a) à h) respectivement – adapté de Dubois et al., 2022)	72
Figure 50. Changement de recharge potentielle mensuelle entre l'horizon 2041-2070 et l'horizon 1981-2010. Les changements sont significatifs si la $p < 0,05$ dans le test de Tukey entre les populations de recharge mensuelle par période de 30 ans tous scénarios confondus.....	74
Figure 51. Changement de recharge potentielle mensuelle entre l'horizon 2071-2100 et l'horizon 1981-2010. Les changements sont significatifs si $p < 0,05$ dans le test de Tukey entre les populations de recharge mensuelle par période de 30 ans tous scénarios confondus.....	75
Figure 52. Comparaison des charges observées et simulées pour le modèle permanent a) pour les données provenant des relevés de l'UQAM et des rapports de consultant et b) pour les données provenant du SIH. La ligne pointillée rouge représente la ligne $x = y$ tandis que les pointillés noirs représentent l'intervalle ± 10 m. EM représente l'erreur moyenne, EMA représente l'erreur moyenne absolue et RMSE représente l'erreur moyenne quadratique (<i>root mean square error</i>)...	80
Figure 53. Comparaison des débits de bases observés avec les débits de base simulés en régime permanent. Les carrés représentent les flux aux drains et les ronds représentent la somme des flux aux drains et de suintement de surface. La ligne noire représente la droite 1 : 1.....	81
Figure 54. Comparaison de tous les niveaux piézométriques mensuels observés et simulés avec le modèle transitoire pour la période 2010-2017. La ligne noire représente la droite 1 : 1.....	83
Figure 55. Comparaison du niveau piézométrique observé et simulé pour le puits 200002 situé à 500 m de la rivière Bécancour.....	84
Figure 56. Débits de base observés et simulés avec les drains et avec le suintement de surface pour le bassin versant de la station 24007 (aval de la rivière Bécancour).....	86
Figure 57. Débits de base observés et simulés avec les drains et avec le suintement de surface pour le bassin versant de la station 30101 (amont de la rivière Nicolet)	86
Figure 58. Débits de base observés et simulés avec les drains et avec le suintement de surface pour le bassin versant de la station 30103 (aval de la rivière Nicolet).....	87
Figure 59. Débits de base observés et simulés avec les drains et avec le suintement de surface pour le bassin versant de la station 23701 (aval de la Petite rivière du Chêne).....	87
Figure 60. Composantes du bilan hydrique pour le modèle en régime permanent	88

Figure 61. Répartition spatiale du suintement de surface du module UZF dans le modèle en régime permanent.....	89
Figure 62. Deltas piézométriques pour toutes les mailles du modèle et les 12 scénarios entre les horizons futurs et l'horizon de référence.....	93
Figure 63. Comparaison des niveaux piézométriques moyens mensuels simulés pour toutes les mailles du modèle. Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l'horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l'un de l'autre ($p < 0,05$, test de Tukey).....	93
Figure 64. Deltas piézométriques entre l'horizon 2041-2100 et l'horizon 1981-2010. Les valeurs représentent la moyenne des cinq couches verticales du modèle pour chacune des mailles.	94
Figure 65. Deltas piézométriques entre l'horizon 2071-2100 et l'horizon 1981-2010. Les valeurs représentent la moyenne des cinq couches verticales du modèle pour chacune des mailles.	94
Figure 66. Comparaison des deltas des débits de base mensuels moyens pour chacun des bassins versants pour les deux horizons futurs et pour les douze scénarios. Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l'horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l'un de l'autre ($p < 0,05$, test de Tukey).	95
Figure 67. Comparaison des débits de base moyens mensuels simulés pour les trois horizons pour le BV de la rivière Bécancour (24007). Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l'horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l'un de l'autre ($p < 0,05$, test de Tukey).....	96
Figure 68. Comparaison des débits de base moyens mensuels simulés pour les trois horizons pour le BV de la rivière Nicolet (30103). Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l'horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l'un de l'autre ($p < 0,05$, test de Tukey).....	97
Figure 69. Comparaison des débits de base moyens mensuels simulés pour les trois horizons pour le BV de la rivière Nicolet amont (30101). Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l'horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l'un de l'autre ($p < 0,05$, test de Tukey).	97
Figure 70. Comparaison des débits de base moyens mensuels simulés pour les trois horizons pour le BV de la rivière Petite rivière du Chêne (23701). Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l'horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l'un de l'autre ($p < 0,05$, test de Tukey).	98

Figure 71. Niveau de l'eau souterraine au puits 309008 (RSESQ 2021)	101
Figure 72. Distribution de fréquence des pentes de Sen pour les chroniques de précipitations (2000-2017) sur toutes les mailles météo de la zone d'étude	7
Figure 73. Distribution de fréquence des pentes de Sen pour les chroniques de températures (2000-2017) sur toutes les mailles météo de la zone d'étude.....	7
Figure 74. Distribution des pentes de Sen pour les chroniques de débits totaux (2000-2018).....	8
Figure 75. Distribution des pentes de Sen pour des chroniques de niveaux piézométriques (2000-2018).....	8
Figure 76. Distribution des pentes de Sen pour les chroniques de débits de base (Eckhardt) (2000-2018).....	9
Figure 77. Distribution des pentes de Sen pour les chroniques de débits de base (Lyne & Hollick) (2000-2018)	9
Figure 78. Bilan hydrique simulé entre 1961 et 2017 pour les stations les plus en aval pour (a, b) le BV1, (c, d) le BV2, (e, f) le BV3, (g, h) le BV4, (i, j) le BV5, (k, l) le BV6 et (m, n) le BV7.....	12
Figure 79. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Châteauguay (BV 1).....	14
Figure 80. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Richelieu (BV 2).....	15
Figure 81. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Saint-François (BV 4).....	16
Figure 82. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Nicolet (BV 5).....	17
Figure 83. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Bécancour (BV 6).....	18

Figure 84. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Petite rivière du Chêne (BV 7).....	19
Figure 85. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Chaudière (BV 8)	20
Figure 86. Changements spatialisés de recharge potentielle interannuelle entre l'horizon 2041-2070 et l'horizon 1981-2010, pour chacun des 12 scénarios climatiques	21
Figure 87. Changements spatialisés de recharge potentielle interannuelle entre l'horizon 2071-2100 et l'horizon 1981-2010, pour chacun des 12 scénarios climatiques	22
Figure 88. Niveaux mesurés aux forages RSESQ et simulés par MODFLOW dans le Centre-du-Québec.	25

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Données temporelles analysées et prétraitements requis.....	18
Tableau 2. Analyses réalisées.....	18
Tableau 3. Correspondance entre la discrétisation verticale du modèle actuel et celle de Gagné et al. (2018).....	25
Tableau 4 : Modèles climatiques utilisés dans le projet	32
Tableau 5. Répartition des tendances selon le type d'aquifère et le degré de confinement.....	40
Tableau 6. Caractéristiques discrètes permettant d'expliquer les écarts-types des niveaux piézométriques, de l'amplitude des tendances et la pente des autocorrélogrammes, estimées avec une analyse par catégories et un test de Student ($p < 0,05$).....	49
Tableau 7. Caractéristiques continues permettant d'expliquer les écarts-types des niveaux piézométriques, de l'amplitude des tendances et la pente des autocorrélogrammes, estimées avec une corrélation de Pearson ($p < 0,05$).....	49
Tableau 8. Fonctions objectifs et paramètres optimisés avant régionalisation du meilleur compromis et de l'ensemble des 25 meilleurs compromis de la calibration des stations du BV de la Bécancour (adapté de Dubois et al., 2021).....	53
Tableau 9. Fonctions objectives obtenues après la régionalisation pour l'ensemble des groupes de stations, en période de calibration et validation (adapté de Dubois et al., 2021a).....	54
Tableau 10. Ruissellement, évapotranspiration réelle et recharge potentielle simulés et partitionnement saisonnier pour les huit BV de la zone d'étude pour la période 1961-2017 (adapté de Dubois et al., 2021a).....	57
Tableau 11. Statistiques des tendances annuelles et saisonnières pour les apports verticaux (AV), les températures, le ruissellement simulé, l'évapotranspiration réelle (ETR) simulée et la recharge potentielle simulée entre 1961 et 2017 pour les 8 BV (test de Mann-Kendall, toutes les tendances sont positives, seules les valeurs significatives de $p < 0,05$ sont présentées, l'absence de tendance significative est notée par « - ») (adapté de Dubois et al., 2021a).....	61
Tableau 12. Ensemble des changements de recharge potentielle simulée entre l'horizon 2041-2070 et la période de référence (1981-2010) et entre l'horizon 2071-2100 et la période de référence et population présentant un changement significatif de la recharge future ($p < 0,05$ pour le test de Tukey entre les périodes).....	70

Tableau 13. Changements d'apports verticaux (AV) mensuels et de température mensuelle associés aux changements de recharge potentielle mensuelle entre les deux horizons futurs et l'horizon de référence.....	76
Tableau 14. Changements d'apports verticaux (AV) interannuels et de température interannuelle associés aux changements de recharge interannuelle entre les horizons futurs et l'horizon de référence, par scénario climatique.....	77
Tableau 15. Paramètres calibrés pour le modèle MODFLOW	82
Tableau 16. Informations détaillées concernant les stations débitométriques utilisées.....	1
Tableau 17. Informations détaillées concernant les forages du RSESQ utilisés	3
Tableau 18. Paramètres HydroBudget calibrés pour les conditions passées.....	6
Tableau 19. Synthèse des études portant sur la recharge disponible pour la zone d'étude	13

1 INTRODUCTION

En janvier 2017, la Direction de l'eau potable et des eaux souterraines (DEPES) du Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MELCC) a financé trois projets de recherche visant à optimiser le Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec (RSESQ) et à améliorer la capacité du ministère à exploiter ces données pour mieux connaître les ressources en eaux souterraines à l'échelle du sud du Québec. Ces projets ont été rendus possibles grâce aux nombreuses données acquises récemment dans le cadre de plusieurs projets du Programme d'acquisition de connaissances des eaux souterraines (PACES). Trois projets universitaires ont ainsi été développés pour 1) assurer la gestion du RSESQ grâce au développement d'outils exploitant ses données (projet mené par l'INRS-ETE), 2) produire des outils prédictifs de la recharge et des étiages en fonction des variations climatiques (projet mené par l'UQAM), et 3) développer des modèles couplés de l'eau de surface et de l'eau souterraine à l'échelle d'un grand bassin (Yamaska) et à l'échelle suprarégionale pour l'ensemble de la région d'étude (projet mené par l'Université Laval).

Le présent rapport décrit les résultats du projet mené par l'UQAM (les rapports de l'INRS-ETE et de l'Université Laval sont accessibles sur le site du MELCC). Pour quantifier comment les changements climatiques vont influencer les ressources en eau souterraine à l'échelle des Basses-Terres du Saint-Laurent, il est maintenant nécessaire de comprendre dans quelles conditions se font la recharge des aquifères et l'émergence des eaux souterraines dans les cours d'eau, quels sont les volumes de recharge en jeu, comment ceux-ci varient naturellement et comment ils pourraient évoluer dans les prochaines décennies sous l'influence des changements climatiques. Les travaux réalisés dans le projet de l'UQAM avaient pour objectif de fournir au MELCC des informations nouvelles lui permettant de combler les lacunes de connaissances sur la recharge des eaux souterraines, l'inertie des aquifères et les débits de base des cours d'eau, et ainsi d'optimiser le RSESQ dans le but de mettre en œuvre une gestion intégrée de l'eau pouvant prendre en considération les stress climatiques. Les objectifs spécifiques du projet étaient les suivants :

- 1) Définir des conditions types de recharge des aquifères et d'émergence des eaux souterraines dans les cours d'eau ;
- 2) Modéliser la recharge spatialement distribuée dans les conditions présentes, passées et futures ;
- 3) Modéliser la contribution des eaux souterraines aux débits de base des cours d'eau.

Le projet a été divisé en trois volets, chacun correspondant à un objectif spécifique. Le Volet 1 visait à analyser les données du RSESQ dans le but de mieux comprendre la réactivité des aquifères et d'établir les conditions propices à la recharge des eaux souterraines à l'échelle des Basses-Terres

du Saint-Laurent. Le Volet 2 visait à quantifier la recharge spatialement distribuée pour les Basses-Terres dans les conditions actuelles, passées et futures en conditions de changements climatiques. Dans le Volet 3, le lien entre la recharge et les débits de base a été simulé dans un modèle d'écoulement souterrain en régime transitoire à l'échelle du Centre-du-Québec (bassins versants des rivières Bécancour et Nicolet).

Le territoire visé couvre une superficie de 35 875 km², entre le fleuve Saint-Laurent et la frontière américaine au sud, et entre la frontière de l'Ontario à l'ouest et la limite est du bassin versant de la rivière Chaudière à l'est.

Dans ce rapport final, la région étudiée est d'abord présentée, suivie d'une analyse sommaire de toutes les données disponibles. La méthodologie scientifique est décrite, les résultats sont présentés et ensuite discutés. Des recommandations sont finalement émises.

La professeure Marie Larocque a été responsable du projet à l'UQAM. L'équipe était composée d'un étudiant à la maîtrise (Trong Ahn Vu), d'un étudiant au doctorat (Emmanuel Dubois) et d'un agent de recherche (Sylvain Gagné). Le projet de recherche de maîtrise de Trong Ahn Vu traite des conditions de recharge et d'émergence de l'eau souterraine, à la suite de Marc-André Bourgault qui a réalisé un stage postdoctoral sur le sujet jusqu'en juillet 2018. Le projet de doctorat d'Emmanuel Dubois vise la simulation de la recharge spatialement distribuée sur tout le territoire d'étude. Deux articles scientifiques ont été publiés en lien avec ses travaux. Ces publications sont résumées au chapitre 5 (simulation de la recharge passée, Dubois et al., 2021a) et au chapitre 6 (simulation de la recharge future, Dubois et al., 2022). La contribution des eaux souterraines aux cours d'eau a été modélisée par Sylvain Gagné qui a également été chargé de la coordination des travaux.

2 RÉGION ÉTUDIÉE

2.1 Contexte général

La région étudiée dans ce projet couvre des secteurs où quatre projets PACES ont été réalisés (Montérégie Est, Nicolet-Bas Saint-François, Bécancour et Chaudière-Appalaches), ainsi que le territoire de l'Estrie (haut Saint-François) où un projet PACES est présentement en cours. Elle couvre également le territoire des projets réalisés sur les rivières Châteauguay et Chaudière. La région complète couvre une superficie de 35 875 km² (**Figure 1**). On retrouve 19 bassins versants (BV) de niveau un sur la zone d'études dont certain s'étendent aux États-Unis. Les cours d'eau de ces BV s'écoulent tous vers le fleuve Saint-Laurent et prennent leur source dans les Appalaches ou les Adirondacks. La topographie de la zone varie de 1100 m à l'extrême sud-est à moins de 10 m près du fleuve Saint-Laurent. Les principaux reliefs sont situés dans les Appalaches au sud-est de la zone d'étude. Les grandes villes de la région sont Montréal, Sherbrooke, Drummondville, Victoriaville et Granby.

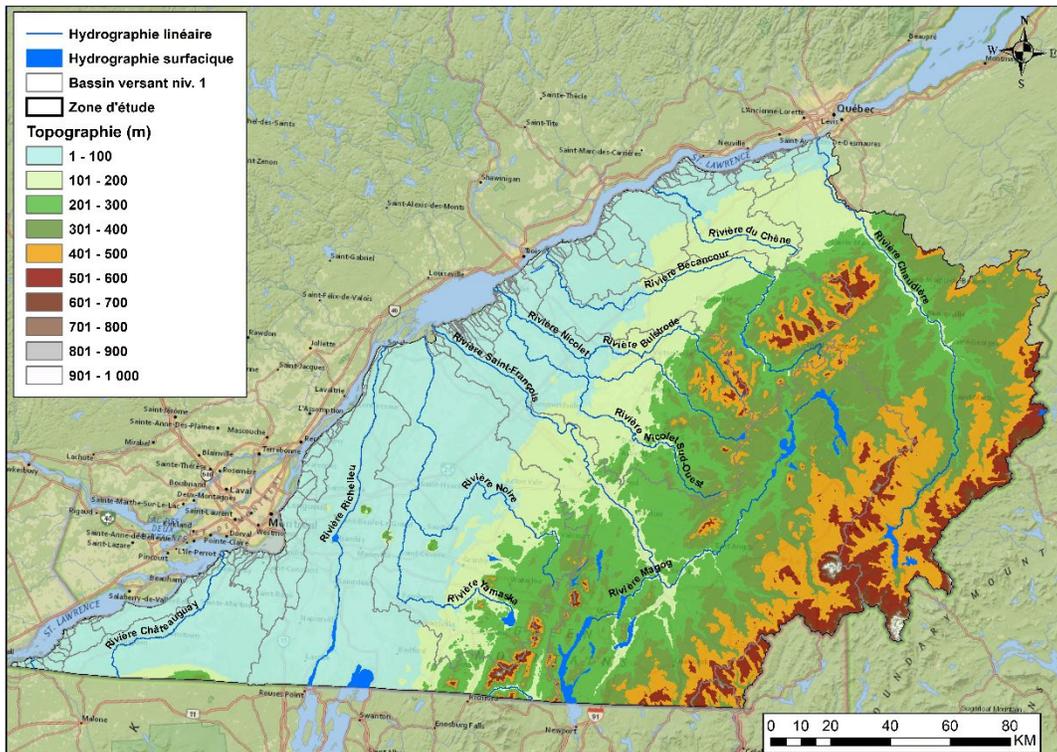


Figure 1. Zone d'étude, topographie et bassins versants de niveau 1

La géologie du site étudié se compose d'une séquence de roches sédimentaires et métamorphiques qui suivent l'axe du fleuve Saint-Laurent (**Figure 2**). Les roches de la zone d'études couvrent une

grande gamme d'âges, du Cambrien (grès dans l'extrême sud-ouest) au Crétacé (roches intrusives). Dans les basses-terres, les roches sédimentaires dominent et évoluent du sud-ouest au nord-est de grès aux shales et mudstones. Vers le sud-est, les roches deviennent plissées et de plus en plus métamorphisées. On retrouve dans la partie centrale, principalement des schistes, des phyllades et d'autres roches sédimentaires métamorphisées. À l'extrême sud-est, on retrouve à nouveau les roches sédimentaires (mudslate, arénite et grès). La zone d'études est traversée par un réseau de failles régionales formées lors des deux orogènes qui ont formé la chaîne des Appalaches. Lors de ces orogènes, des arcs volcaniques se sont formés et leurs vestiges sont présents le long des failles régionales de la partie centre de la zone d'étude. Finalement, des intrusions de roches mafiques et felsiques sont présentes dans la partie sud et sud-est de la zone.

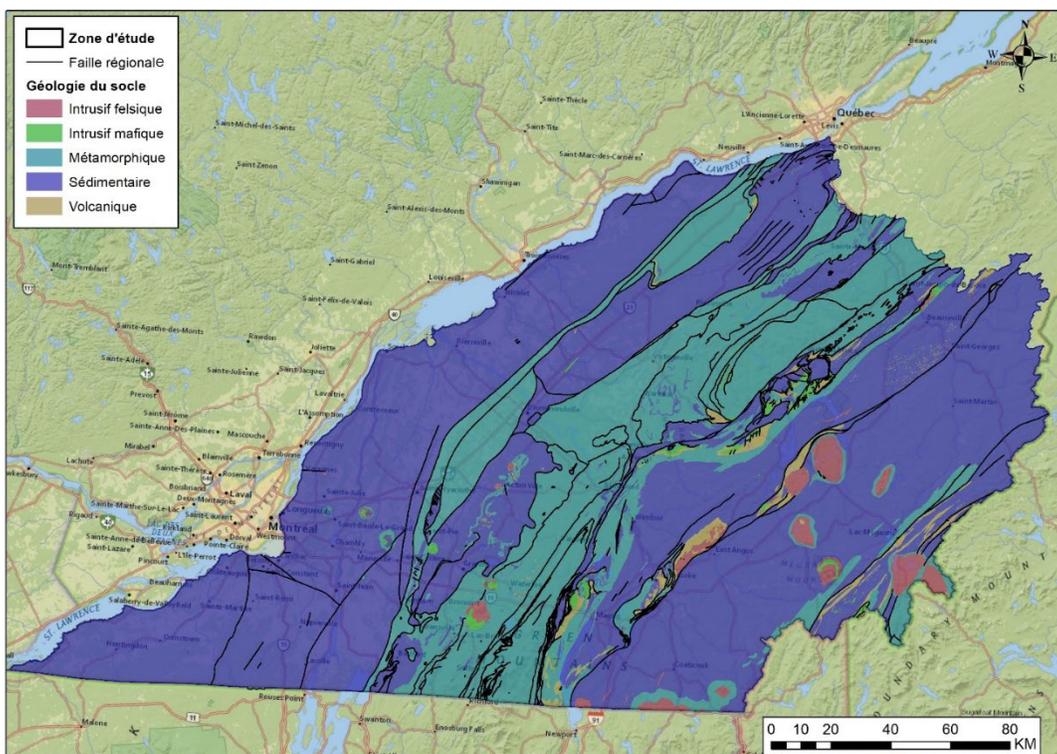


Figure 2. Grandes zones géologiques du socle rocheux dans la zone d'étude (modifiée de SIGEOM, 2020)

La géologie du Quaternaire de la zone d'étude est majoritairement composée de till (**Figure 3**). Ce type de dépôts se retrouve dans tous les secteurs ayant une élévation supérieure ~220 m, élévation qui constitue la limite de l'invasion marine de la mer de Champlain. Ces secteurs sont principalement localisés dans les Appalaches. Les grandes vallées des Appalaches ont été comblées par des dépôts glacio-lacustre et fluvio/juxta glaciaires. Dans les basses-terres, on retrouve principalement des dépôts argileux et des sables deltaïques. Les dépôts organiques et éoliens recouvrent une partie

non négligeable de la partie basse des BV des rivières Bécancour et Nicolet. On retrouve aussi plusieurs milieux humides sur le BV de la rivière Châteauguay.

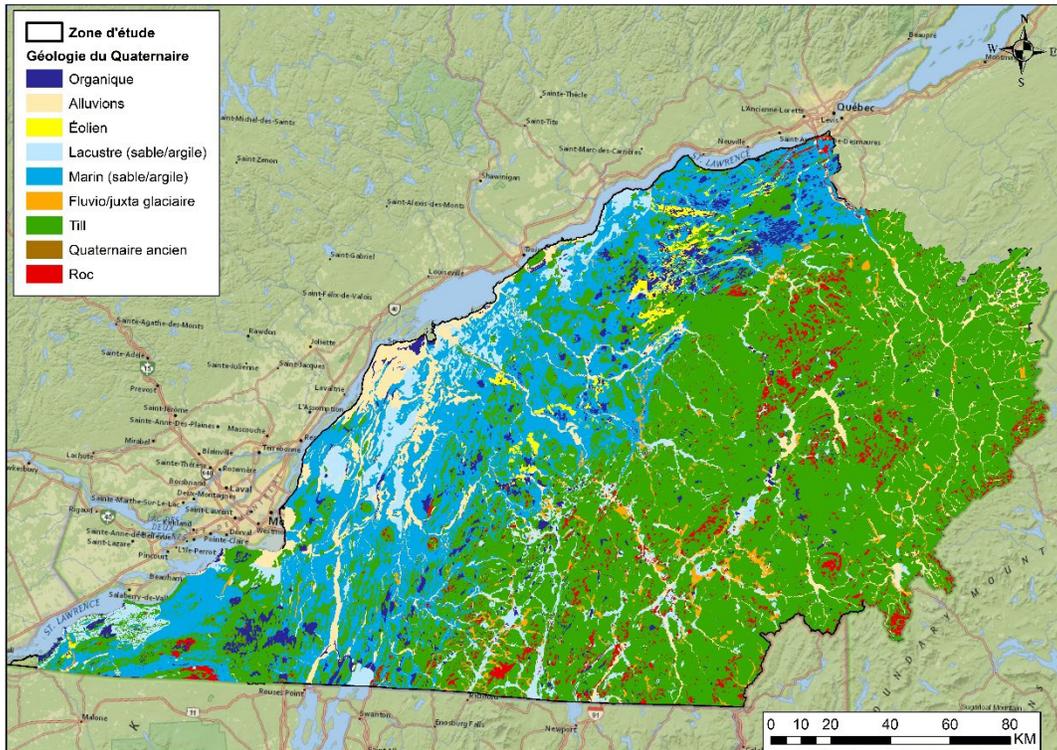


Figure 3. Géologie du Quaternaire simplifiée de la zone d'étude (modifiée de SIGEOM 2020 et CCG-Réseau d'information sur les eaux souterraines)

Les types de sols présentés à la **Figure 4** sont basés sur le classement du type de drainage des sols. Les sols argileux ont une faible capacité de drainage, tandis que les sols sableux/graveleux ont une forte capacité de drainage. La portion ouest de la zone d'étude est recouverte de sols argileux issus de l'altération des dépôts marins et de sol sableux et graveleux. Ces derniers s'étendent dans les Appalaches vers l'est et deviennent principalement graveleux dans la portion centrale de la zone d'étude. Plus à l'ouest, les sols silteux dominent.

Le territoire de la zone d'étude est principalement occupé par l'agriculture sur la plateforme du Saint-Laurent (**Figure 5**). La forêt domine graduellement dans les secteurs de topographie plus élevée, à partir du piémont des Appalaches. Les milieux humides sont majoritairement présents dans la partie basse des BV des rivières Bécancour et Nicolet, de même que sur le BV de la rivière Châteauguay.

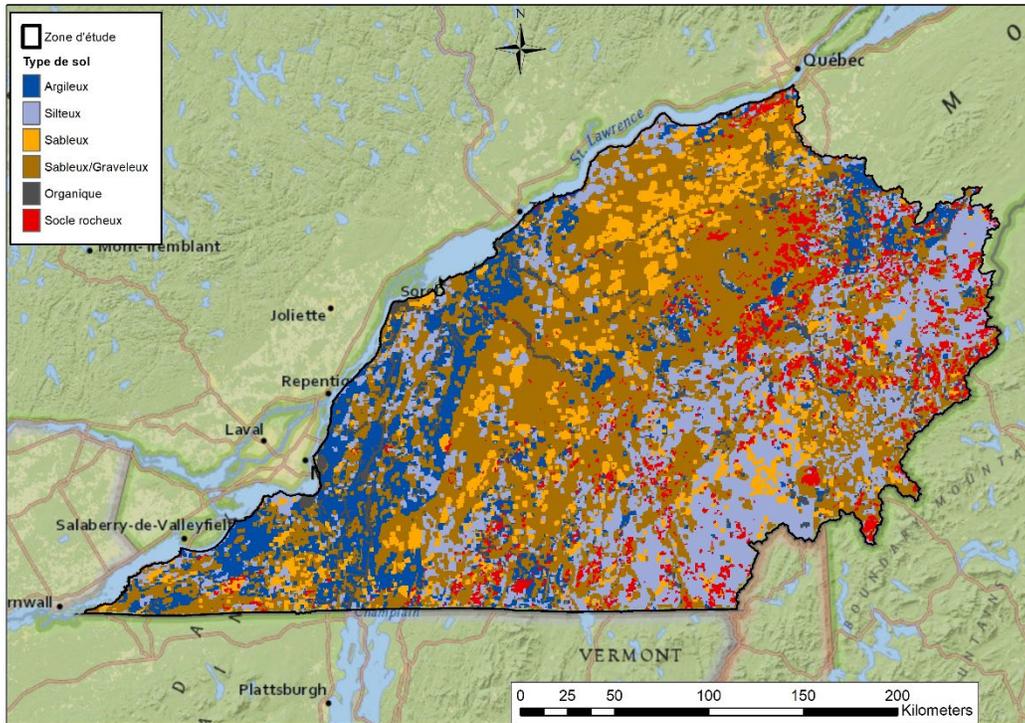


Figure 4. Pédologie interprétée selon la capacité de drainage des sols (IRDA 2018)

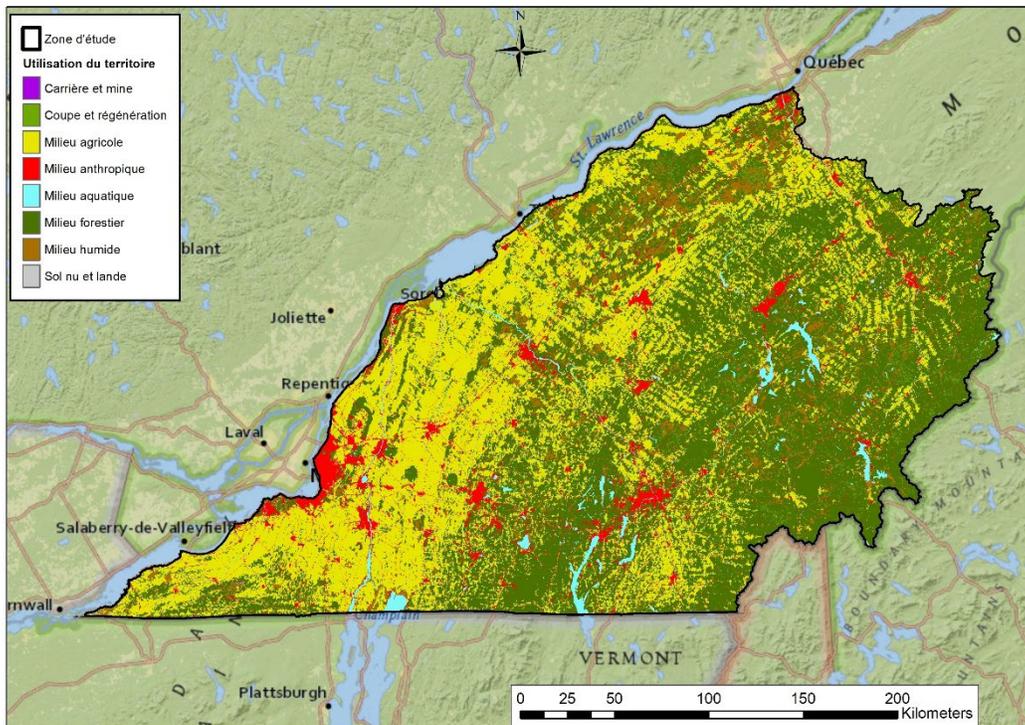


Figure 5. Utilisation du territoire pour sur la zone d'étude (MELCC, 2017)

2.2 Données disponibles

2.2.1 Précipitations et températures

Les précipitations et les températures interpolées sur grilles de Climat Québec (Bergeron, 2016) ont été utilisées pour toute la zone d'étude dans les trois volets du projet. Cette base de données contient les données journalières de température et de précipitation interpolées sur une grille de 0,1° (526 mailles d'environ 10 km x 10 km), disponibles entre 1961 et 2017 (**Figure 6**). Il existe un important gradient SW-NE des températures moyennes annuelles sur la zone d'étude. Dans l'extrême sud-ouest, la température moyenne annuelle est d'environ 7°C, tandis qu'elle est d'environ 3°C dans le nord-est. Les précipitations annuelles sont très variables dans l'espace, allant de 940 à 1230 mm/an, avec les valeurs maximales observées dans les Appalaches (**Figure 7**).

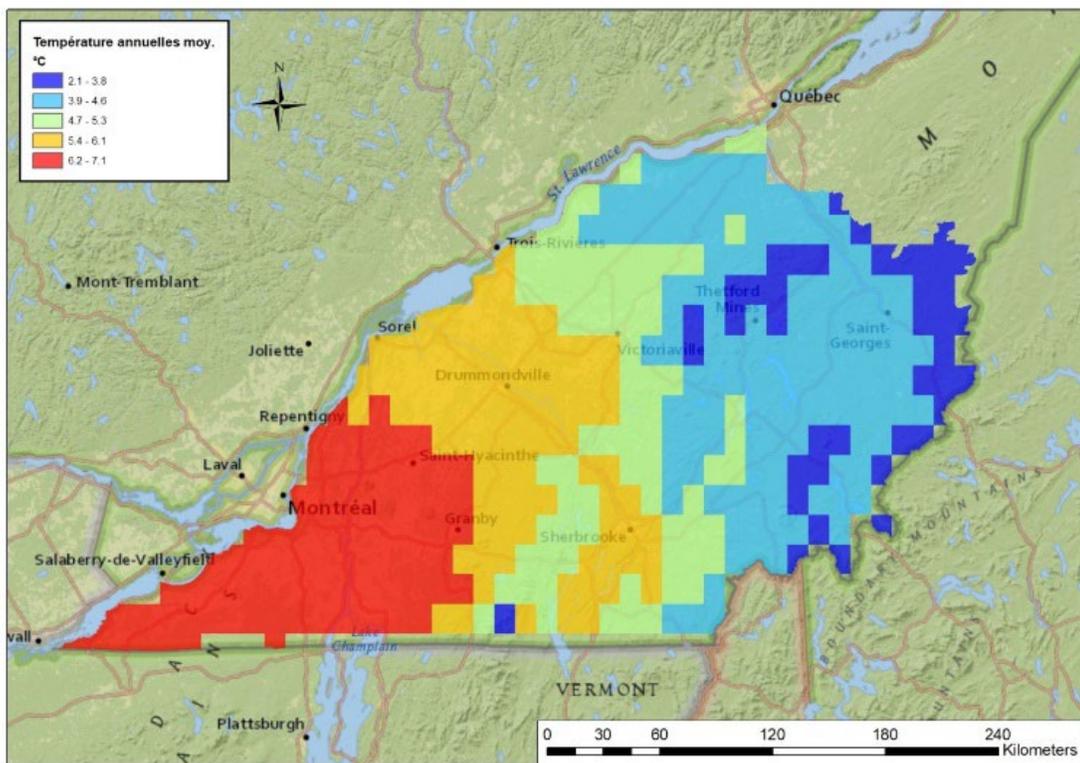


Figure 6. Distribution spatiale des températures moyennes interannuelles (1961-2017) pour la zone d'étude selon les données interpolées spatialement par Climat Québec (grille de 10 km x 10 km ; Bergeron, 2016)

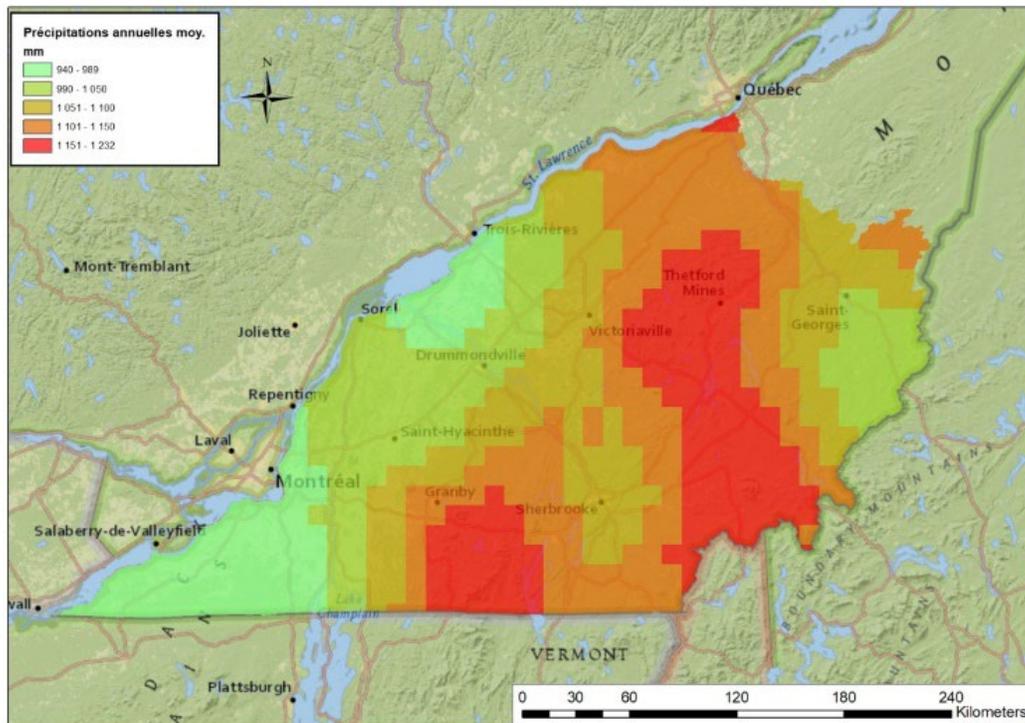


Figure 7. Distribution spatiale des moyennes interannuelles de précipitations (1961-2017) pour la zone d'étude selon les données interpolées spatialement par météo Québec (grille de 10 km x 10 km ; Bergeron, 2016)

2.2.2 Indices climatiques

Les indices climatiques sont des compositions de mesures météorologiques qui permettent de quantifier l'état du climat et de prévoir à moyen terme les grands changements de températures et de précipitations sur le globe. Ces indices peuvent donc être utilisés pour anticiper indirectement la réactivité des débits en rivières et des niveaux piézométriques. Dans ce projet, les indices utilisés sont l'oscillation arctique (*Arctic Oscillation – AO*), l'oscillation nord-atlantique (*North Atlantic Oscillation – NAO*), l'oscillation décennale du Pacifique (*Pacific Decadal Oscillation – PDO*), l'indice Pacific Nord-Américain (*Pacific, North American pattern – PNA*), les températures de surface de l'océan de la région Niño 3.4 (*Sea surface temperature – NINO3*) et l'indice d'oscillation australe (*Southern Oscillation Index – SOI*) (**Figure 8**). L'oscillation arctique est indicatrice de la circulation atmosphérique à grande échelle des régions polaires. Cet indice suit les changements de pression et de température autour du pôle Nord. La phase négative de cet indice est caractérisée par le déplacement des températures froides, habituellement contraintes à l'Arctique, vers les latitudes moyennes de l'hémisphère Nord (CPC, 2005). L'Oscillation Nord-Atlantique décrit des variations de pression au-dessus de l'océan Atlantique à des latitudes moyennes. Un indice NAO élevé est

caractérisé par des températures et précipitations plus élevées près de la côte est américaine et au nord de l'Europe (CPC, 2012). L'oscillation décennale du Pacifique est associée à des variations à grandes échelles du climat de l'Amérique du Nord et de l'océan Pacifique. Les phases positives de cet indice sont accompagnées de températures plus froides et de pressions atmosphériques plus basses dans le nord de l'océan Pacifique ainsi que des températures plus élevées que la moyenne pour la côte est américaine (NCDC, 2021).

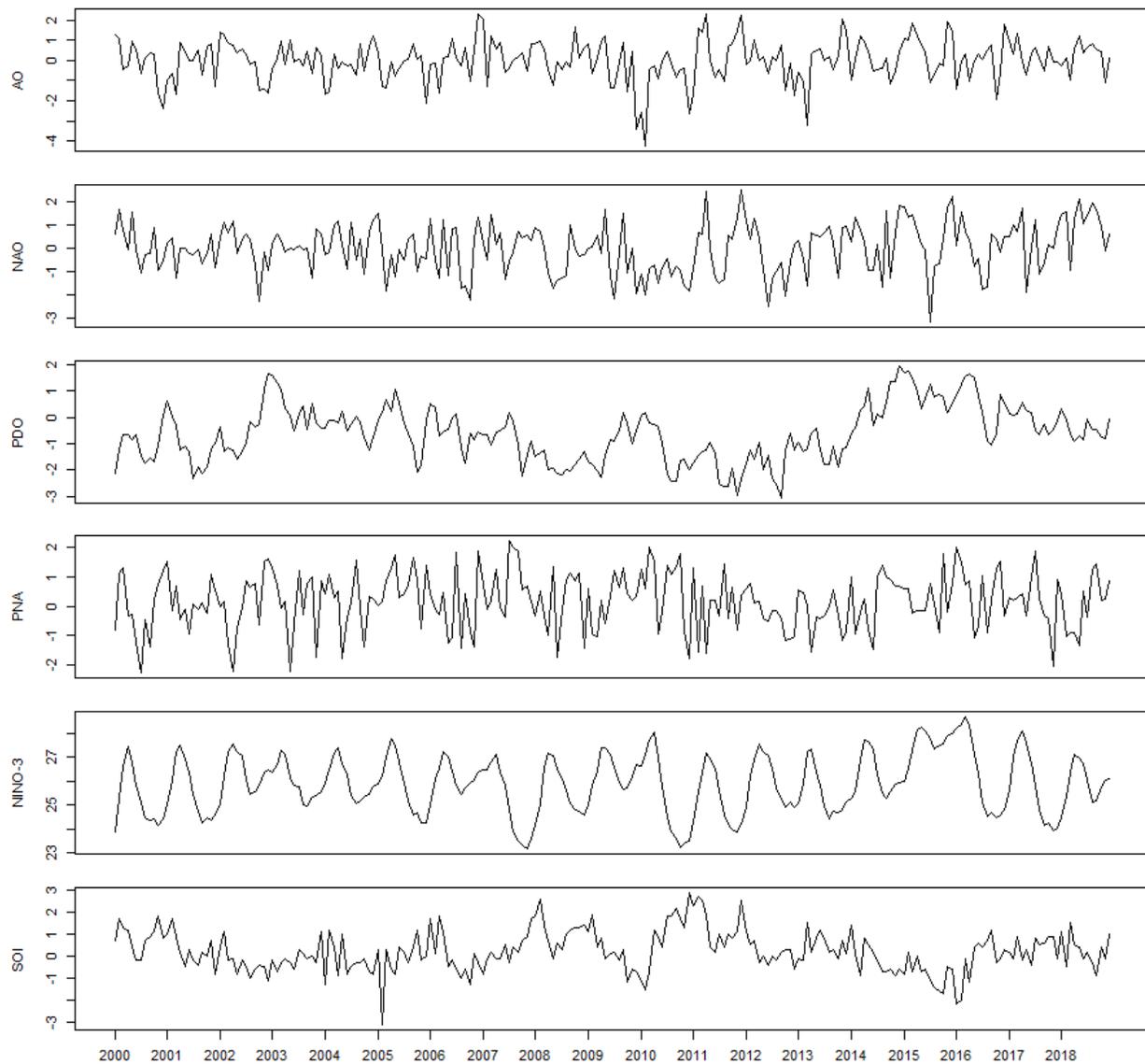


Figure 8. Variations temporelles des indices climatiques AO, NAO, NINO-3, PDO, PNA et SOI (CPC, 2005 ; CPC, 2012 ; NCEI, 2021)

L'indice Pacific Nord-Américain suit les variations des pressions atmosphériques journalières au-dessus de l'océan Pacifique dans l'hémisphère nord. Une phase positive est accompagnée de

températures plus froides pour la côte est américaine, et plus chaude pour la côte ouest (CPC, 2005). Les différentes zones Niño sont étudiées et mesurées pour leur lien très fort avec les événements de El-Niño. Notamment, les anomalies des températures de surface de l'océan Pacifique des régions Niño-1.2, 3, 3.4 et 4 sont utilisés pour définir le passage d'un épisode El-Niño à La-Niña et vice-versa. Ces régions Niño couvrent un corridor à l'équateur entre les longitudes 160E et 80O avec la région Niño-1.2 étant à l'extrémité est et Niño-4 à l'extrémité ouest. Une anomalie de l'indice NINO-3.4 au-delà de 0.5°C sur plus de 5 mois indique une forte possibilité d'un épisode de El-Niño. Ces variations en températures ont des effets à grandes échelles, affectant notamment la majorité des océans, mais aussi le climat au Québec (NCEI, 2021). L'indice d'oscillation australe est une mesure des variations de pression entre Tahiti et l'île de Darwin. Cet indice est aussi étroitement lié aux grands mouvements atmosphériques dans le Pacifique. Des périodes prolongées de phases négatives sont indicatrices de températures de surface élevées du côté ouest de l'océan Pacifique et sont souvent accompagnées d'une transition vers un système de El-Niño (CPC, 2005).

2.2.3 Débits totaux

Les débits en rivière sur la zone d'étude sont disponibles à 137 stations débitmétriques (**Figure 9**). Les chroniques de débits journaliers les plus anciennes débutent en 1938. Les durées des chroniques varient de 17 mois à 57 années. Au total, 70 stations ont des données entre 2000 et 2018, dont 59 ont suffisamment de données pour réaliser des analyses statistiques (i.e. minimum de cinq années). Les stations ayant des données manquantes sur des périodes de moins d'un mois ont été conservées (données comblées par interpolation linéaire). Neuf ont un intervalle de données continues inférieur à 5 ans ou ont des données manquantes pendant plus que 30 jours et ont donc été retirées des analyses (**Figure 10**). Le **Tableau 16** à l'**Annexe 1** présente toutes les stations débitmétriques utilisées pour la période 2000-2018.

Toutes les analyses ont été réalisées avec les données au pas de temps journalier. Il est important de souligner que les données utilisées dans ce projet incluent les débits hivernaux sur lesquels les erreurs peuvent être importantes en raison de l'estimation du refoulement, ce qui peut avoir un impact non négligeable sur les calculs des débits de base. Le nombre de stations disponibles est de 61 en 2000 et augmente graduellement à un maximum de 92 stations en 2018 (**Figure 10**). Certaines stations ont des discontinuités dans les chroniques, mais 48 stations ont des chroniques sur la totalité de la période 2000-2018. Pour faciliter la comparaison entre les bassins versants, les débits utilisés ont été normalisés en les divisant par la superficie de chaque bassin versant (débits

en mm/an). Les débits annuels moyens varient de 450 à 900 mm/an environ (**Figure 11**). Ils présentent une importante variation spatiale et interannuelle.

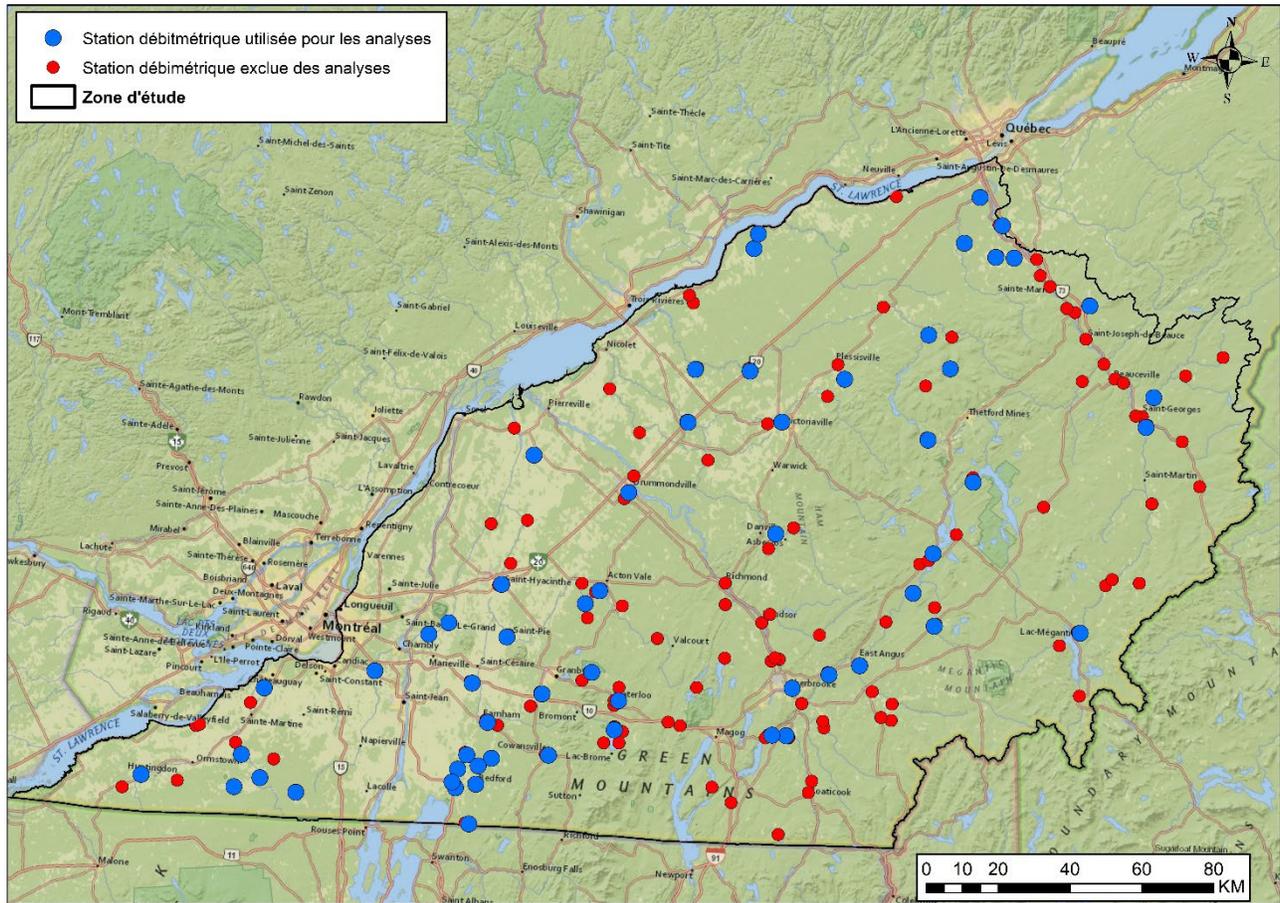


Figure 9. Localisation des stations débitmétriques disponibles (1960-2018) et utilisées dans les analyses (2000-2018)

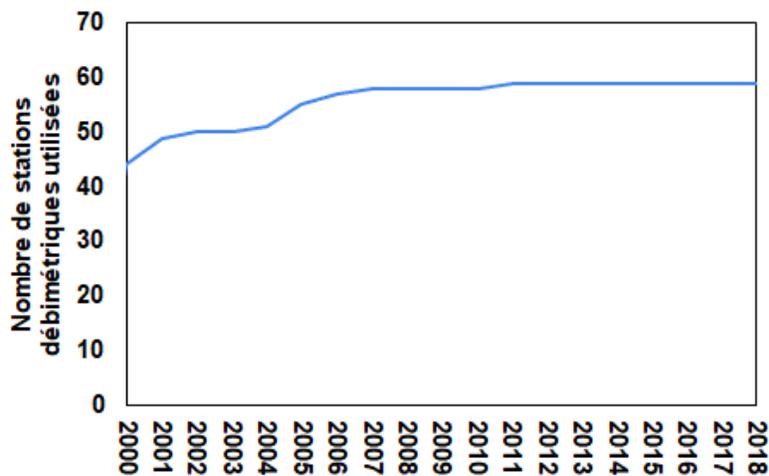


Figure 10. Évolution du nombre de stations débitmétriques utilisées pour les analyses entre 2000 et 2018.

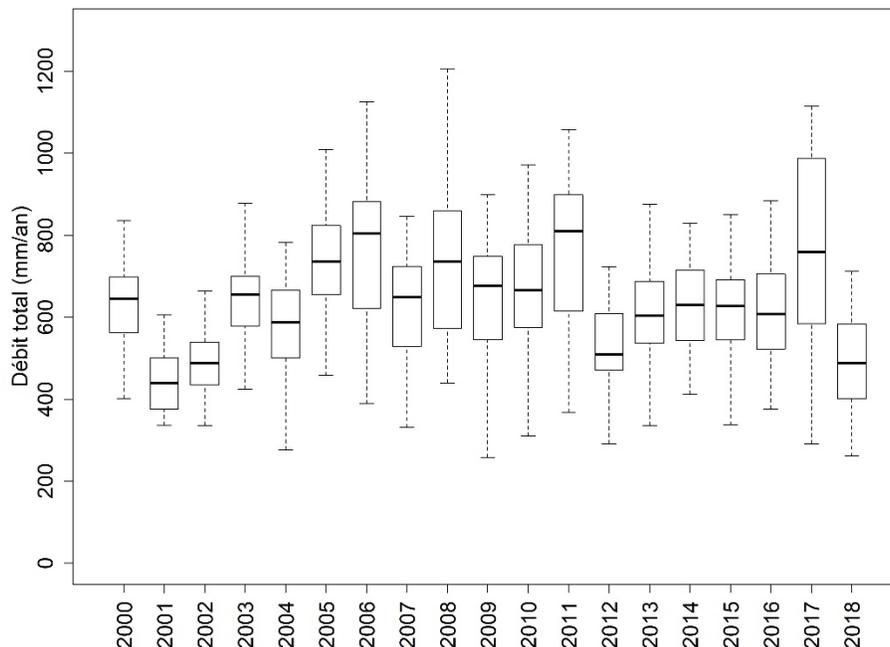


Figure 11. Médianes, 25e et 75e percentiles des débits totaux pour les stations retenues sur la zone d'étude entre 2000 et 2018. Les stations avec plus d'un mois de données manquantes ont été retirées de l'analyse.

2.2.4 Débits de base

Les débits de base associés à chacune des stations débitmétriques retenues (59 stations) ont été calculés avec le filtre récursif de Lyne et Hollick (1979) en suivant la démarche de Ladson et al. (2013) pour une calibration stochastique standard du filtre avec 30 passes. Les débits de base annuels moyens calculés pour les 59 stations varient de 125 à 300 mm/an avec des valeurs extrêmes allant de 350 à 525 mm/an. Les débits de base calculés avec le filtre d'Eckhardt (2005) en utilisant les paramètres calibrés par la Direction de l'expertise hydrique (DEH ; Poirier, 2012, 33 stations avec des paramètres) varient de 125 à 200 mm/an avec des valeurs extrêmes allant de 250 à 425 mm/an (**Figure 12**). Les paramètres de la DEH permettent le calcul avec la méthode d'Eckhardt pour 32 stations de débit. Les deux filtres donnent des valeurs annuelles de débits de base relativement similaires, toutefois, le filtre d'Eckhardt (2005) montre une plus grande variabilité des débits de base d'une année à l'autre que le filtre de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013).

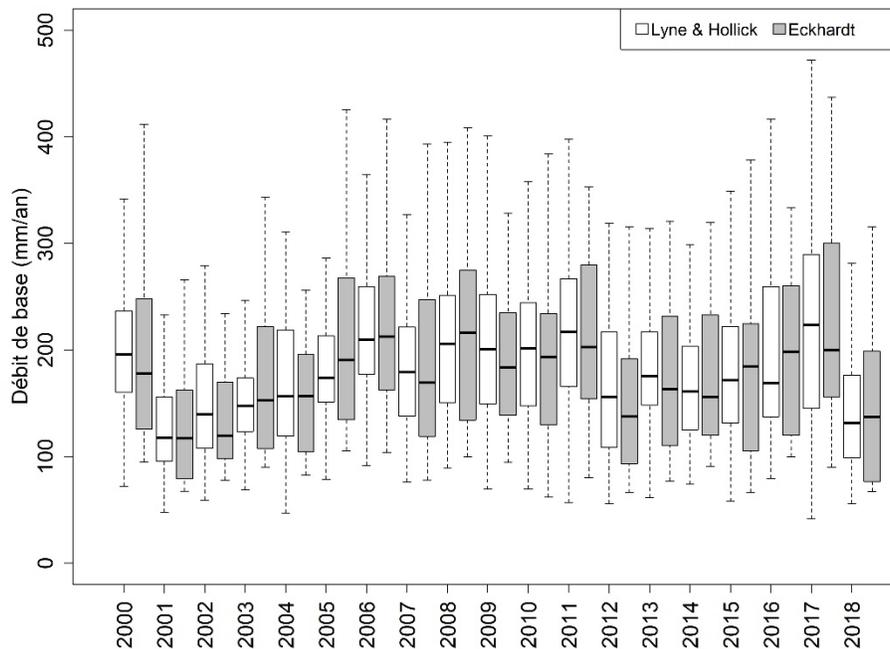


Figure 12. Médianes, 25e et 75e percentiles des débits de base pour les stations retenues sur la zone d'étude entre 2000 et 2018 calculés selon la méthode de Lyne and Hollick (Ladson et al., 2013) et selon la méthode d'Eckhardt (2005)

2.2.5 Niveaux piézométriques

Des niveaux de nappe sont disponibles au Québec depuis la fin des années 1960. Ces données ont toutefois été mesurées avec des intervalles irréguliers jusqu'au début des années 2000. Dans la zone d'étude, 119 stations du RSESQ étaient disponibles en 2018 (**Figure 13**). La grande majorité de ces stations ont subi une correction pour l'efficacité barométrique (c.f. projet INRS-ETE), avec quatre stations en 2000 et un nombre croissant par la suite notamment à partir des premiers projets PACES en 2009, jusqu'à 83 stations en 2018 (**Figure 14**). Les données journalières de ces stations sont utilisées dans ce projet et seules les chroniques ayant une durée minimale de 5 ans ont été utilisées pour les analyses statistiques sur toute la période 2000-2018. Les données manquantes ont toutes été comblées par interpolation linéaire. Le **Tableau 17** à l'**Annexe 2** présente toutes les stations de niveau utilisées pour la période 2000-2018.

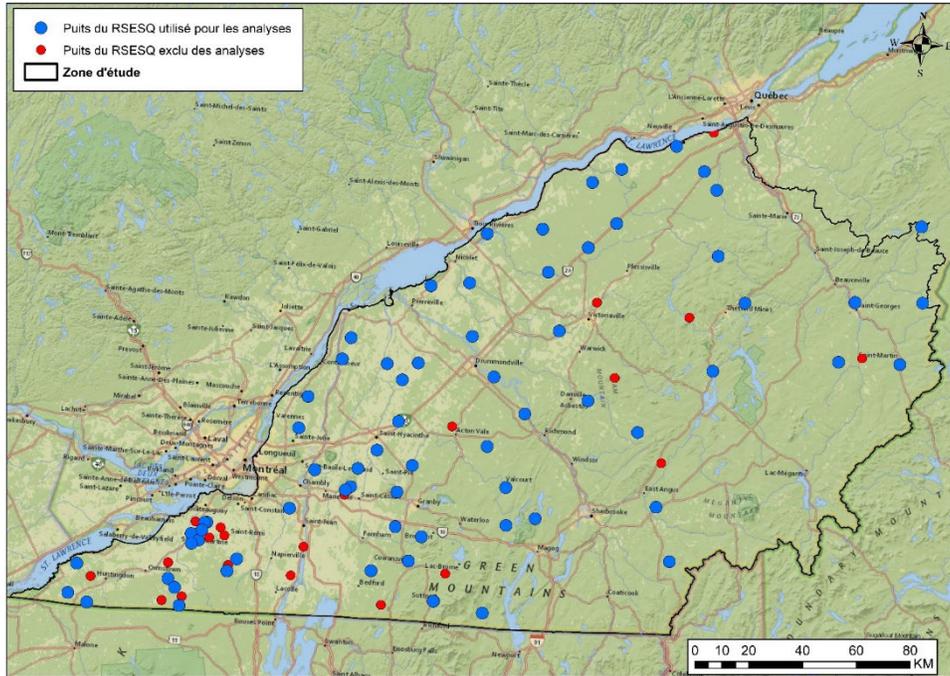


Figure 13. Localisation des stations RSESQ utilisées et non utilisées pour l'analyse

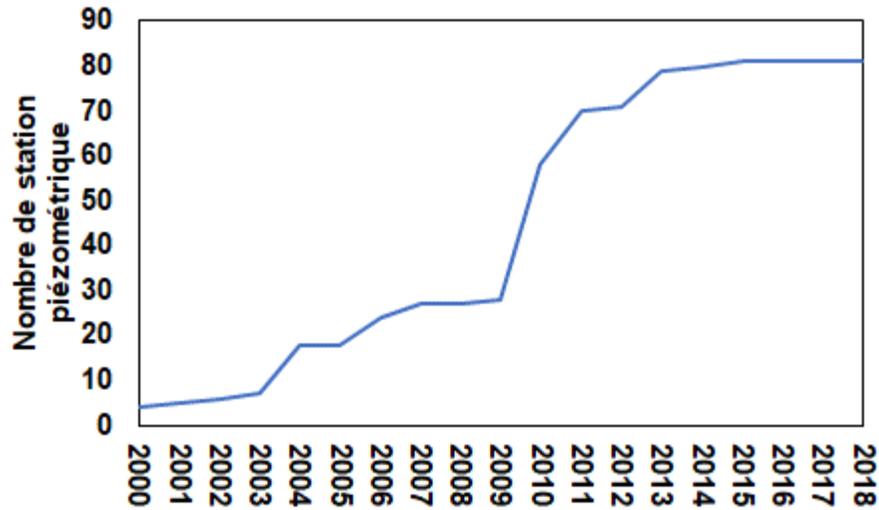


Figure 14. Évolution du nombre de stations piézométrique utilisée pour les analyses entre 2000 et 2018

Les données disponibles montrent que les niveaux piézométriques mesurés peuvent être très variables au cours d'une année et d'une année à l'autre. Certaines chroniques montrent également des variations inattendues (**Figure 15**) qui pourraient provenir de pompages importants à proximité. Parmi les 89 stations illustrées à la **Figure 15**, quatre ont un comportement particulier : les puits 2340006, 3040009 et 3097201, interceptent une nappe captive dans le roc et à l'exception du

3097201, leurs profondeurs sont supérieures à la moyenne des puits du RSESQ. Le puits 2340001 intercepte une nappe libre dans les dépôts quaternaires, avec une profondeur de forage beaucoup plus faible de la moyenne. Les chroniques de ces quatre puits ont toutefois été conservées pour toutes les analyses.

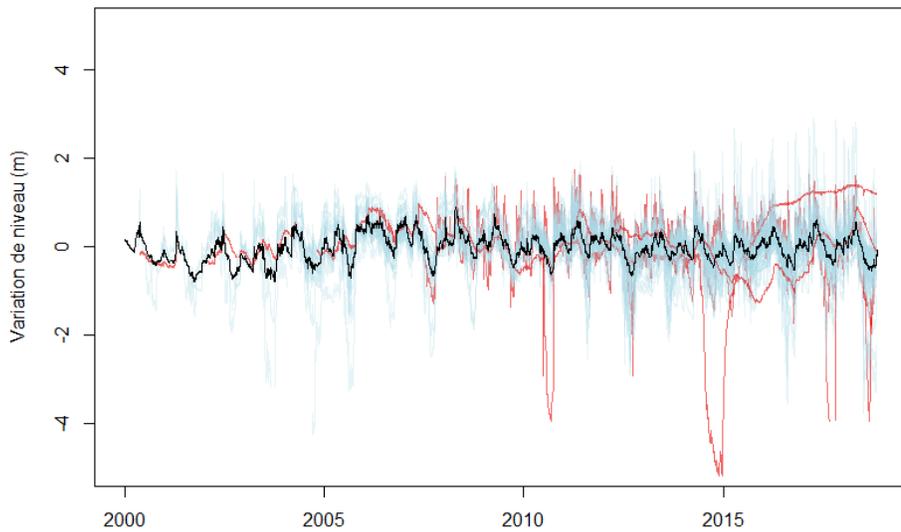


Figure 15. Variations du niveau piézométrique autour du niveau moyen pour toutes les chroniques RSESQ disponibles entre 2000 et 2018. Les courbes en rouge sont celles des puits 2340001, 2340006, 30400009 et 3097201 montrant des variations inattendues.

3 MÉTHODES

3.1 Traitement et analyse des données disponibles

3.1.1 Analyses de tendances

Toutes les analyses statistiques présentées dans ce rapport ont été réalisées dans le logiciel R (R, 2020). Le terme *package* réfère aux différents outils qui contiennent des fonctions spécifiques utilisées dans R. Les analyses de tendances ont été faites avec le test statistique non paramétrique de Mann-Kendall qui permet de déterminer s'il existe une tendance statistiquement significative dans les données (Kendall, 1975 ; Zhang et al., 2001). Par la suite, la méthode d'estimation de la pente de Sen a été utilisée pour quantifier l'importance de la tendance. Le test statistique de Mann-Kendall a été réalisé avec R grâce au *package Trend* (CRAN, 2020). Malgré le fait que le test de Mann-Kendall soit résilient aux données manquantes, son utilisation dans ce *package* nécessite une chronique continue. Ainsi, les données manquantes ont été comblées par interpolation linéaire en utilisant la fonction *na.approx* du *package Zoo*. Un seuil de signification de 0,05 a été utilisé pour discriminer les tendances significatives. Par la suite, le signe et l'amplitude de la tendance ont été calculés avec la fonction *Sen* (*package Trend*). Les tendances qui ont été calculées sur des intervalles inférieurs à 5 ans sont rejetées. Le test statistique de Mann-Kendall, le signe et la grandeur de la tendance ont également été utilisés pour analyser les chroniques sur les fenêtres glissantes de 5 ans, avec dans ce cas un minimum de 3 années successives de données. Il est important de souligner que la majorité des chroniques ont moins de 10 années de données, ce qui peut limiter l'analyse de tendances qui est généralement faite avec au moins 30 années.

3.1.2 Analyse des séries temporelles

Pour toutes les analyses des séries temporelles, les données manquantes ont été comblées par interpolation linéaire (fonction *na.approx*, *package Zoo*) et les tendances ont été retirées afin d'obtenir une chronique stationnaire (régression linéaire et soustraction aux chroniques originales). Les autocorrélations ont été calculées avec R et la fonction *acf* du *package Stats*. Afin de faciliter la comparaison entre les stations, la pente des 50 premiers jours de la fonction d'autocorrélation a été calculée par régression linéaire. Les corrélations croisées ont été calculées avec la fonction *ccf* du *package Stats*.

3.1.3 Caractéristiques des puits responsables de la réactivité des niveaux piézométriques

Certaines caractéristiques des puits ont été analysées pour tenter de dégager des facteurs explicatifs de la réactivité des séries temporelles de niveaux piézométriques des puits étudiés. Les

variables analysées pour établir la réactivité des niveaux piézométriques sont 1) la variation de niveaux de nappe (représentées par l'écart-type des niveaux piézométriques), 2) l'amplitude des tendances (représentée par les pentes de Sen et 3) l'inertie de l'aquifère (représentée par la pente des 50 premiers jours) et le temps de réponse de l'aquifère. Une analyse des caractéristiques discrètes des puits a d'abord été réalisée au moyen d'une analyse par catégories et d'un test de Student pour identifier les caractéristiques pouvant influencer les variables visées : 1) le degré de confinement, 2) le type d'aquifère, 3) la géologie de surface et 4) l'utilisation du territoire. Par la suite, une analyse des caractéristiques continues a été réalisée au moyen d'un test de corrélation de Pearson pour identifier les facteurs explicatifs de la réactivité des niveaux piézométriques : 1) la profondeur du niveau piézométrique, 2) l'altitude du sol, 3) la profondeur du forage, 4) la distance d'un cours d'eau majeur, 5) la position sur le bassin versant et 6) la pente du sol.

Certaines caractéristiques proviennent directement de la base de données du RSESQ (degré de confinement, type d'aquifère, profondeur du niveau, profondeur du forage). D'autres ont été extraites d'autres bases de données. La géologie de surface dominante et l'utilisation du territoire dominante ont été identifiées à partir des cartes du quaternaire du système d'information géominière du Québec (SIGÉOM) et d'utilisation du territoire du MDELCC respectivement sur un rayon de 1 km autour des puits. L'altitude du sol et la pente du sol au puits proviennent du modèle d'élévation numérique du Ministère des Ressources naturelles. La distance d'un cours d'eau majeur a été déterminée au moyen de l'outil *Near* dans ArcMap. La position sur le bassin versant correspond à la position relative du puits dans son bassin versant et est calculée avec l'altitude du puits en relation à l'altitude maximale et minimale du bassin versant. Une analyse par catégories a été réalisée sur les caractéristiques discrètes des puits pour les trois variables étudiées, et les différences significatives entre les catégories ont été identifiées au moyen d'un t-test de Student. Une corrélation de Pearson a été testée sur les caractéristiques continues pour les trois variables étudiées.

3.1.4 Synthèse des analyses réalisées

L'enchaînement des prétraitements, des choix des stations et des analyses réalisées sur les séries temporelles disponibles étant assez complexe, les différentes étapes sont résumées dans le **Tableau 1**. Ces étapes pourront être utilisées par le MELCC lors de l'analyse annuelle des données du RSESQ. Il est recommandé de réaliser toutes les analyses à partir de l'année 2000 puisque le RSESQ ne comporte pas suffisamment d'informations sur un pas de temps journalier avant cette date. Le **Tableau 2** détaille quant à lui les analyses à réaliser une fois le prétraitement des données terminé. Il donne aussi les détails des fonctions utilisées dans le logiciel R pour faire les analyses.

Tableau 1. Données temporelles analysées et prétraitements requis

Donnée	Source	Traitement
Précipitations et températures	Climat Québec	L'interpolation spatiale des données disponibles aux stations est nécessaire sur un maillage de 10 km x 10 km.
Indices climatiques	NOAA	Les données fournies par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) sont prétraitées de façon à être directement utilisables.
Débits journaliers	DEH	a) <u>Pour tendances sur période complète</u> : conserver si durée > 5 ans b) <u>Pour fenêtres glissantes</u> : conserver si durée > 3 ans c) <u>Données manquantes</u> <ul style="list-style-type: none"> • conserver station si < 1 mois • compléter données manquantes par interpolation linéaire (fonction n.a.approx package R Zoo) d) <u>Analyse séries temporelles</u> <ul style="list-style-type: none"> • stationnarité : estimer la tendance par régression linéaire et la retirer des chroniques originales
Débits de base	DEH	a) <u>Pour tendances sur période complète</u> : conserver si durée > 5 ans b) <u>Pour fenêtres glissantes</u> : conserver si durée > 3 ans c) <u>Données manquantes</u> <ul style="list-style-type: none"> • conserver station si < 1 mois • compléter données manquantes par interpolation linéaire (fonction n.a.approx package R Zoo) d) <u>Analyse séries temporelles</u> <ul style="list-style-type: none"> • stationnarité : estimer la tendance par régression linéaire et la retirer des chroniques originales
Niveaux piézométriques	RSESQ	a) <u>Pour toutes les analyses</u> : utiliser seulement les stations corrigées pour l'efficacité barométrique b) <u>Profondeurs de nappe</u> : la profondeur moyenne est calculée sur la période 2000 à 2018 c) <u>Écarts-types des niveaux piézométriques</u> : les écarts-types sont calculés sur la période 2000 à 2018 d) <u>Pour tendances sur période complète</u> : conserver si durée > 5 ans e) <u>Pour fenêtres glissantes</u> : conserver si durée > 3 ans f) <u>Données manquantes</u> <ul style="list-style-type: none"> • conserver toutes les stations (même si > 1 mois) • compléter données manquantes par interpolation (fonction na.approx package R Zoo) g) <u>Analyse séries temporelles</u> <ul style="list-style-type: none"> • stationnarité : estimer la tendance par régression linéaire et la retirer des chroniques originales

Tableau 2. Analyses réalisées

Données	Analyses	Fonction	Package R
Débits totaux	Séparation des débits de base	baseflows bf_eckhardt	Hydrostats FlowScreen
Préc., temp., débits totaux, débits de base, niveaux piézométriques	Tendances <ul style="list-style-type: none"> • Analyses Mann-Kendall • Signe et amplitude tendance (pente Sen) 	Mann-Kendall Sen	Trend Trend
Précipitations, températures, débits totaux, débits de base, niveaux piézométriques	Analyses séries temporelles <ul style="list-style-type: none"> • Autocorrélations • Corrélation croisée • Pente des 50 1ers jours autocorrélation 	acf ccf lm	Stats Stats Stats
Niveaux piézométriques	Analyses par catégories <ul style="list-style-type: none"> • Écart-type • Amplitude des tendances 	sd Sen	Stats Trend
Niveaux piézométriques	Corrélation avec les indices climatiques <ul style="list-style-type: none"> • Test de corrélation de Pearson 	cor.test	Stats
Niveaux piézométriques	Différences significatives <ul style="list-style-type: none"> • T-test de Student • Test de corrélation de Pearson 	t.test cor.test	Stats Stats

3.2 Recharge spatialement distribuée actuelle, passée et future

3.2.1 Modèle HydroBudget

La recharge spatialisée est simulée à l'aide du modèle HydroBudget développé à l'UQAM. HydroBudget est un modèle de simulation de la recharge qui calcule un bilan hydrique de surface spatialisé en régime transitoire, spécialement adapté pour les grandes zones d'études (échelle régionale, plusieurs milliers de km²) et les climats froids et humides (Dubois et al., 2021a ; Dubois et al. 2021b). À l'aide de huit paramètres (**Tableau 18, Annexe 3**), le modèle détermine d'abord au pas de temps journalier les apports verticaux (AV), i.e. la somme des précipitations liquides et de la fonte de la neige. Si le sol est gelé, les AV sont dirigés par le ruissellement, sinon le partitionnement du bilan hydrique est fait entre le ruissellement (R_u), l'évapotranspiration réelle (ETR) et la recharge potentielle pour chaque cellule de calcul (**Figure 16**). Les résultats sont compilés au pas de temps mensuel. Le manuel d'utilisation (Dubois et al., 2021b) détaille le fonctionnement du modèle ainsi que son utilisation pour un exemple simple d'application sur la Petite rivière du Chêne.

À partir des données météorologiques spatialisées sur la période 1961-2017 (grille climatique de Climat Québec ; Bergeron, 2016), les AV sont calculés avec un modèle de fonte de type degrés-jours utilisant deux paramètres calibrés, la température de fonte de la neige (T_M) et le coefficient de fonte de la neige (C_M). Les AV représentent la quantité d'eau liquide entrant dans le modèle à chaque itération. Si le sol est gelé, 100% des AV participent au ruissellement. Le gel du sol est testé en vérifiant qu'une température seuil (TT_F) est respectée pendant une certaine période (F_T). Si le sol n'est pas gelé, alors la part d'AV qui ruisselle est calculée avec la méthode des Runoff Curve Numbers (USDA-NRCS, 2004, 2007) adaptée au contexte québécois (Gagné et al., 2013 ; Monfet, 1979). Deux paramètres à calibrer sont utilisés dans le calcul du ruissellement, la durée où un évènement d'AV impacte les conditions d'humidité du sol (t_{API}), et un facteur de ruissellement permettant de moduler directement le calcul de ruissellement (f_{runoff}). Une fois le ruissellement calculé, l'eau disponible pour s'infiltrer dans le sol est estimée par la différence $AV - R_u$.

L'eau disponible s'infiltrer dans un réservoir sol conceptuel dont la capacité est calibrée (sw_m) où la séparation évapotranspiration/recharge a lieu. Lors d'une itération, si l'infiltration vers le réservoir sol dépasse sa capacité de stockage, alors du ruissellement secondaire est produit, correspondant à l'excès d'infiltration. L'ETR est calculée comme le minimum entre l'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'eau disponible dans le réservoir (au maximum, $ETR = ETP$). L'ETP est calculée avec la formule proposée par Oudin et al. (2005), basée sur la température et la radiation solaire estimée à partir de la latitude du point considéré et du jour julien. Une part de la lame d'eau restante (f_{inf}) peut percoler chaque jour au travers de la zone non saturée et est alors considérée comme recharge

potentielle. La recharge potentielle représente donc l'eau ayant cheminé à travers la zone racinaire et pouvant potentiellement s'infiltrer jusqu'à la zone saturée si 1) la nature des matériaux sous la zone racinaire autorise la percolation, 2) aucun stockage ou perte d'eau n'a lieu en dessous du réservoir sol et 3) la reprise évapotranspiratoire depuis la zone non saturée n'est pas significative (Doble et Crosbie, 2017). En considérant ces conditions, la recharge réelle sera la part de recharge potentielle qui atteint réellement la nappe et la recharge potentielle correspondra à un maximum.

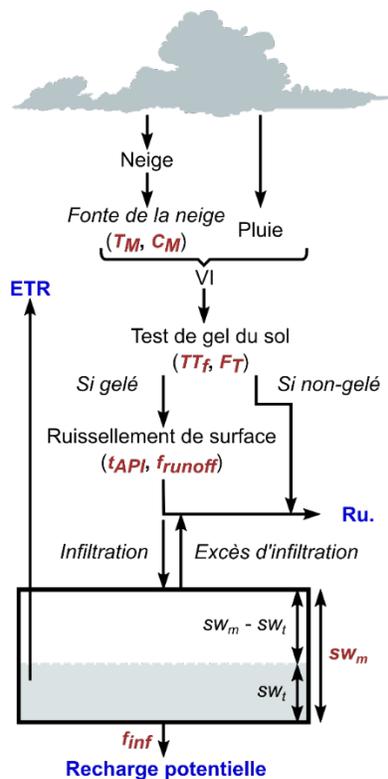


Figure 16. Architecture schématique du modèle de calcul de la recharge HydroBudget (adapté de Dubois et al., 2021)

Le bilan hydrique est calculé par bassin versant de rivière sur des mailles de 500 m x 500 m. Chaque flux du bilan hydrique est calculé pour toutes les mailles, générant des données spatialisées de recharge potentielle. Bien qu'il n'y ait pas d'échange entre les cellules ni de routage dans HydroBudget, il est considéré que la somme des recharges sur un bassin versant correspond aux débits de base du cours d'eau à son exutoire. De manière similaire, la somme des ruissellements et de la recharge potentielle correspond au débit du cours d'eau à l'exutoire.

Dans ce projet, HydroBudget est utilisé pour la simulation de la recharge potentielle à partir des données passées (période 1961-2017). Il permet également de synthétiser à l'échelle régionale des données de recharge des différents PACES tout en développant les connaissances de la dynamique hydrologique régionale. Basés sur ces développements, des scénarios de recharge future sont

produits à partir de scénarios climatiques utilisés comme données d'entrée d'HydroBudget et permettent d'interpréter des simulations de conditions hydrologiques futures.

3.2.2 Méthode de calibration

HydroBudget est calibré sur des bassins versants (BV) hydrologiques en prenant comme hypothèses que 1) les BV hydrogéologiques concordent avec les BV hydrologiques, 2) les rivières drainent les aquifères et 3) le temps de réponse d'un BV à un événement de précipitations est inférieur à un mois, compensant alors l'absence de routage de l'eau dans le modèle. Dans de telles conditions, la recharge potentielle peut être assimilée au débit de base du cours d'eau à l'exutoire du BV, et correspond donc à l'apport d'eau souterraine aux cours d'eau (recharge et écoulements de subsurface), et la somme du ruissellement et de la recharge potentielle est égale au débit du cours d'eau à l'exutoire. Il est donc possible de comparer ces flux mensuels simulés aux débits de rivière mesurés et aux débits de base calculés avec des filtres récursifs à partir des chroniques de débits de cours d'eau. Bien que la calibration se fasse sur la comparaison des flux mensuels, les itérations de calcul sont faites quotidiennement.

Les chroniques de 51 stations de jaugeage, situées sur huit BV de rivières différentes, ont été utilisées pour la calibration d'HydroBudget (**Figure 17**). Les débits de base associés retenus pour simuler la recharge sont ceux estimés avec le filtre de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013) décrits précédemment. Le modèle a été calibré sur l'ensemble des stations simultanément en utilisant le *package* R *caRamel* (Monteil et al., 2020) dans le but d'obtenir un jeu de paramètres régional. Les huit paramètres du modèle ont été optimisés individuellement par station de jaugeage, groupés par BV de rivière pour optimiser le temps de calcul en passant de 51 optimisations individuelles à huit optimisations collectives. Les paramètres obtenus par groupe de stations ont été moyennés, pondérés par la densité de stations de chaque groupe, pour obtenir le jeu de paramètres régional. Comme recommandé par les auteurs de l'algorithme *caRamel*, plusieurs optimisations successives ont été réalisées par groupe de stations, pour vérifier la bonne reproductibilité des résultats, et jusqu'à 5 000 appels du modèle ont été utilisés pour atteindre les jeux de paramètres optimaux. La qualité de la modélisation est basée sur le coefficient de Kling-Gupta (KGE), une évolution du critère de Nash-Sutcliff qui offre une meilleure prise en compte des basses eaux dans l'estimation de la qualité de la simulation (Gupta et al., 2009). Deux fonctions objectives sont utilisées, le KGE_{tot} calculé entre les débits de rivière simulés et observés et le KGE_{qbase} calculé entre la recharge potentielle simulée et les débits de base estimés avec le filtre de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013). De plus, chaque chronique de débit a été divisée en une période de calibration (deux premiers

tiers de la chronique) et une période de validation (dernier tiers de la chronique), permettant de vérifier la représentativité temporelle des optimisations à partir du maintien de la qualité des deux fonctions objectives obtenues en calibration puis en validation.

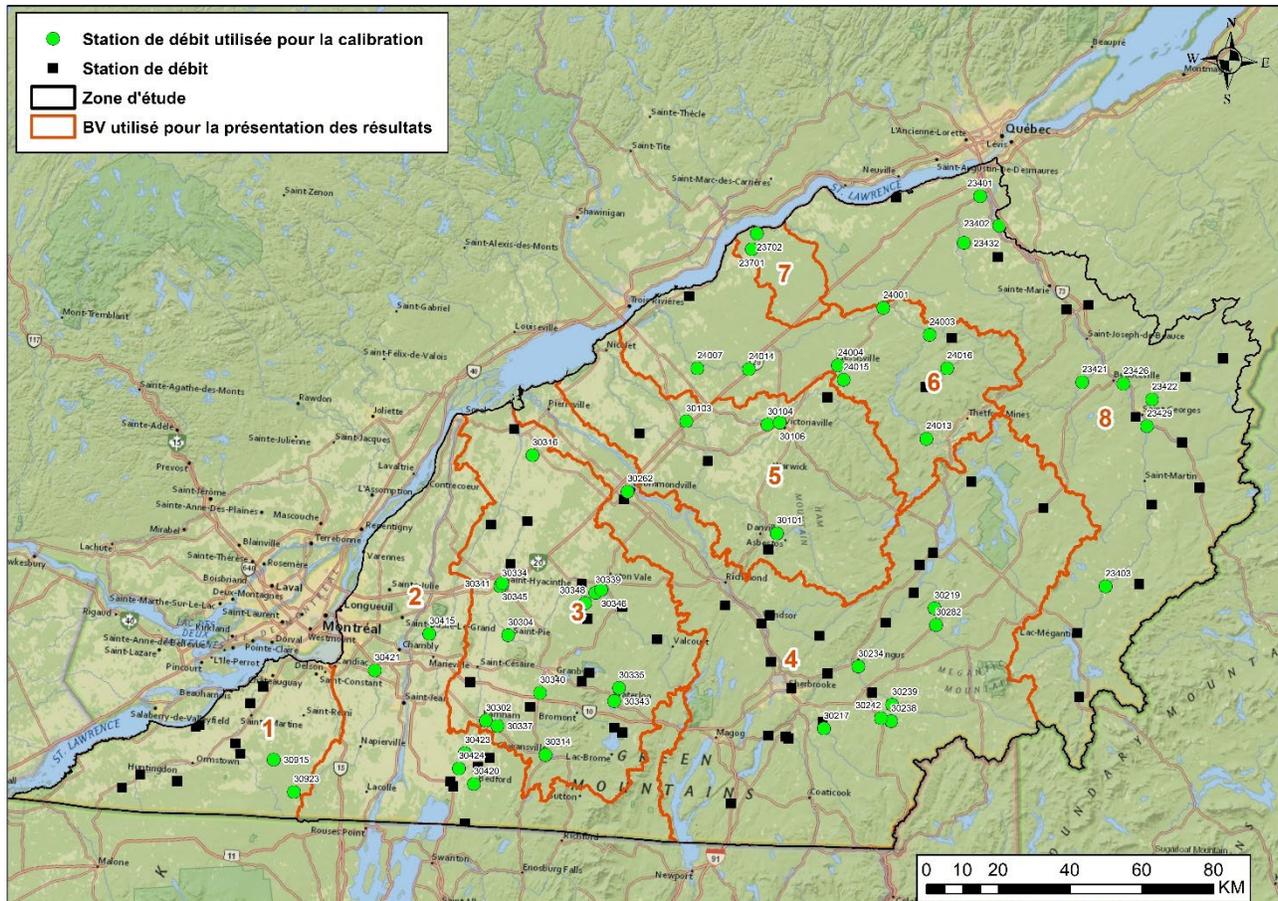


Figure 17. Localisation des stations hydrométriques utilisées dans la calibration du modèle HydroBudget, des stations non utilisées et des bassins versants utilisés pour la présentation des résultats. Les chiffres en rouge indiquent les numéros des BV tels qu'ils sont présentés dans les résultats.

L'outil *caRamel* (Monteil et al., 2020) est de type générationnel et combine deux algorithmes, le « multi-objective evolutionary annealing simplex algorithm » (MEAS, Efstratiadis et Koutsoyiannis, 2008) et le « non-dominated sorting genetic algorithm II » (ϵ -NSGA-II; Reed et Deviredy, 2004). Il a été développé pour la calibration automatique de modèles hydrologiques spécifiquement et permet d'optimiser les huit paramètres d'HydroBudget pour maximiser les valeurs de KGE_{tot} et KGE_{qbase} . L'algorithme produit un ensemble de jeu de paramètres (appelé une génération) et teste la qualité de la simulation avec ces jeux de paramètres. La génération est réduite aux jeux de paramètres qui permettent d'obtenir les meilleures valeurs sur les deux fonctions objectives et une nouvelle

génération est créée à partir de ces meilleurs jeux de paramètres, produisant donc de meilleurs résultats que la génération précédente. Pour s'assurer que l'optimisation converge vers un optimum global au travers du processus de création de nouvelles générations, l'algorithme échantillonne également les jeux de paramètres qui 1) optimisent individuellement les deux fonctions objectives, 2) qui maximisent les minimums de chaque fonction objective et 3) augmente la variance de chaque paramètre dans les jeux de paramètres de la nouvelle génération. L'identification du jeu de paramètres qui permet d'obtenir le meilleur compromis entre les deux fonctions objectives est basée sur la valeur la plus élevée de KGE_{moy} , calculé comme :

$$KGE_{moy} = 0.4 \times KGE_{qtot} + 0.6 \times KGE_{qbase} \quad \text{Éq 1}$$

Les pondérations associées aux deux fonctions objectives pour le calcul du KGE_{moy} ont été choisies pour extraire le jeu de paramètres qui maximise la qualité de la reproduction des débits de bases utilisés comme équivalent pour la recharge potentielle, sans perdre l'intérêt de l'utilisation d'une calibration multi objectifs et la bonne qualité de la simulation des débits de rivière.

3.2.3 Analyse de sensibilité du modèle

Une analyse de sensibilité globale du modèle HydroBudget a été effectuée en utilisant la méthode « One At a Time » développée par Morris (1991) et améliorée par Campolongo et al. (2007), disponible dans R avec le *package Sensitivity* (<https://CRAN.R-project.org/package=sensitivity>). Les sensibilités des paramètres du modèle sur les deux fonctions objectives KGE_{qtot} et KGE_{qbase} ont été testées pour le groupe de stations de la Bécancour où les séries temporelles de huit stations couvrent l'intégralité de la période 1961-2017. L'analyse consiste à attribuer un jeu de paramètres aléatoires au modèle pour obtenir des valeurs de fonctions objectives initiales puis à changer individuellement et de façon aléatoire chacun des huit paramètres (dans une gamme de valeurs définie par l'utilisateur) pour en mesurer l'effet élémentaire, l'impact du changement du paramètre sur la variation des fonctions objectives. L'algorithme mesure l'effet élémentaire des huit paramètres jusqu'à ce que chacun des paramètres ait été modifié une fois puis recommence en partant d'une nouvelle combinaison de valeurs aléatoires pour les huit paramètres. La répétition de ce schéma représente un appel du modèle pour le calcul des fonctions objectives initiales suivi de huit appels du modèle pour la mesure des effets élémentaires. Un grand nombre de répétitions du schéma ($n > 20$) évite à l'analyse de converger vers un optimum local. Les valeurs absolues des n effets élémentaires produits par les n répétitions du schéma sont moyennées (μ^*) pour classer les paramètres du plus sensible (valeur de μ^* la plus élevée) au moins sensible (μ^* le plus faible). La déviation standard des effets élémentaires (σ) permet de donner une estimation qualitative de la

linéarité du paramètre dans le modèle (valeur de proche σ de 0) ou de la non-linéarité et probable interaction du paramètre avec d'autres paramètres (σ non négligeable, looss et Lemaître, 2015).

3.3 Simulation des écoulements souterrains et de l'émergence de l'eau souterraine dans les cours d'eau du Centre-du-Québec

3.3.1 Géométrie de la zone modélisée

Le territoire sur lequel sont simulés les écoulements souterrains couvre les bassins versants des rivières Bécancour, Nicolet, Gentilly, Petite rivière du Chêne, Aux Orignaux, Aux Glaises, ainsi que plusieurs petits bassins versants qui se jettent directement dans le fleuve Saint-Laurent, soit une superficie de 6000 km² (**Figure 18**).

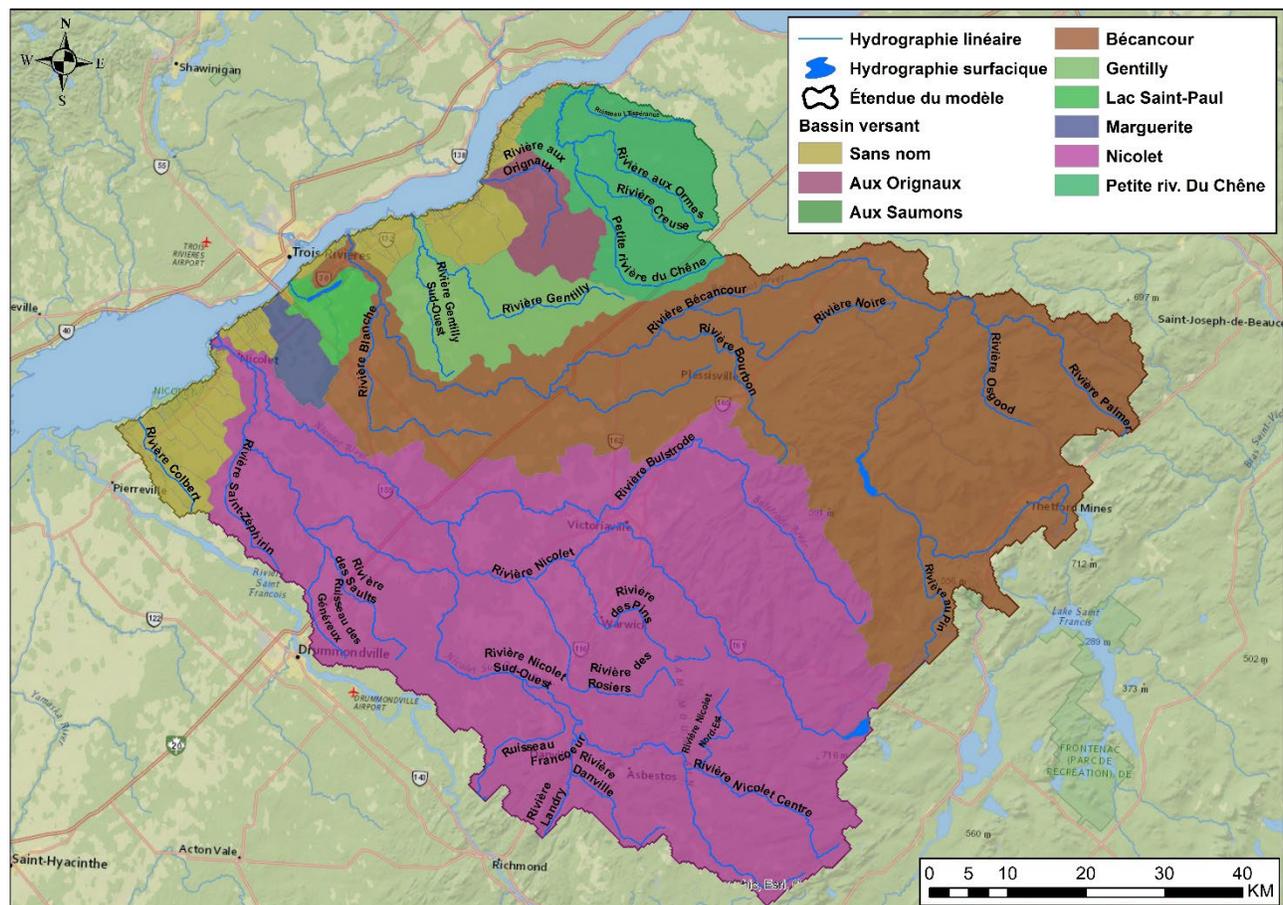


Figure 18. Localisation de la zone modélisée avec le modèle MODFLOW

Le modèle développé dans le cadre des travaux de Gagné et al. (2018) a été utilisé pour ce projet. Ce modèle avait été développé en régime permanent et était constitué d'un maillage uniforme de

250m x 250m et de 12 couches verticales. La première couche représente les dépôts meubles et son épaisseur est variable dans l'espace. La deuxième couche représente le roc fracturé à l'interface des dépôts meubles, les couches 3 à 6 représentent l'aquifère du roc peu profond et finalement les couches 7 à 12 représentent l'aquifère profond du roc. Dans le cadre du présent projet, afin d'améliorer les temps de calcul en régime transitoire, le nombre de couches a été réduit à 5.

La simplification a été faite au niveau des unités hydrogéologiques qui représentent les aquifères peu profonds et profonds. Dans le nouveau modèle, l'unité profonde est représentée par une seule couche, tandis que l'unité peu profonde par deux couches (**Tableau 3** et **Figure 19**). Aussi, afin de mieux représenter la dynamique hydrogéologique en surface, le module *Unsaturated Zone Flow* (UZF) (Niswonger et al. 2006) a été utilisé en remplacement des modules Recharge (RCH) et Evapotranspiration (EVT) utilisés dans le modèle de Gagné et al. (2018).

Tableau 3. Correspondance entre la discrétisation verticale du modèle actuel et celle de Gagné et al. (2018).

Couche du modèle actuel	Unité hydrogéologique	Gagné et al. (2018)
1	Dépôts meubles	Couche 1
2	Roc fracturé	Couche 2
3 et 4	Aquifère peu profond : BTSL et Appalaches	Couches 3, 4, 5 et 6
5	Aquifère profond : BTSL et Appalaches	Couches 7, 8, 9, 10, 11 et 12

La surface du modèle correspond à la topographie. Elle a été assignée aux mailles du modèle en interpolant les données du modèle numérique d'élévation (MNE) de la BDTQ. L'épaisseur de la première couche correspond à l'épaisseur des dépôts meubles. Elle a été interpolée à partir des données des projets d'acquisition de connaissances sur l'eau souterraine réalisés dans les zones de gestion intégrée de l'eau Bécancour et Nicolet, ainsi que sur le bas Saint-François (Larocque et al. 2013, 2015). La deuxième couche (roc fracturé) a une épaisseur de 10 m et est uniforme sur tout le domaine simulé. Les couches 3 et 4 qui représentent le roc de l'aquifère peu profond ont une épaisseur uniforme de 20 m et 100 m respectivement. La couche 5 se termine avec la base du modèle qui est une surface plane en angle dans l'axe amont-aval de la topographie de surface, soit des Appalaches vers le fleuve Saint-Laurent (**Figure 19**). Pour la première couche, les valeurs de conductivité hydraulique et d'emménagement ont été attribuées suivant les grands contextes hydrogéologiques des dépôts quaternaires. Elles sont divisées en trois zones, i.e. sable, sable et silt et silts et argile, et correspondent aux zones de nappe libre, semi-captive et captive respectivement (**Figure 20**).

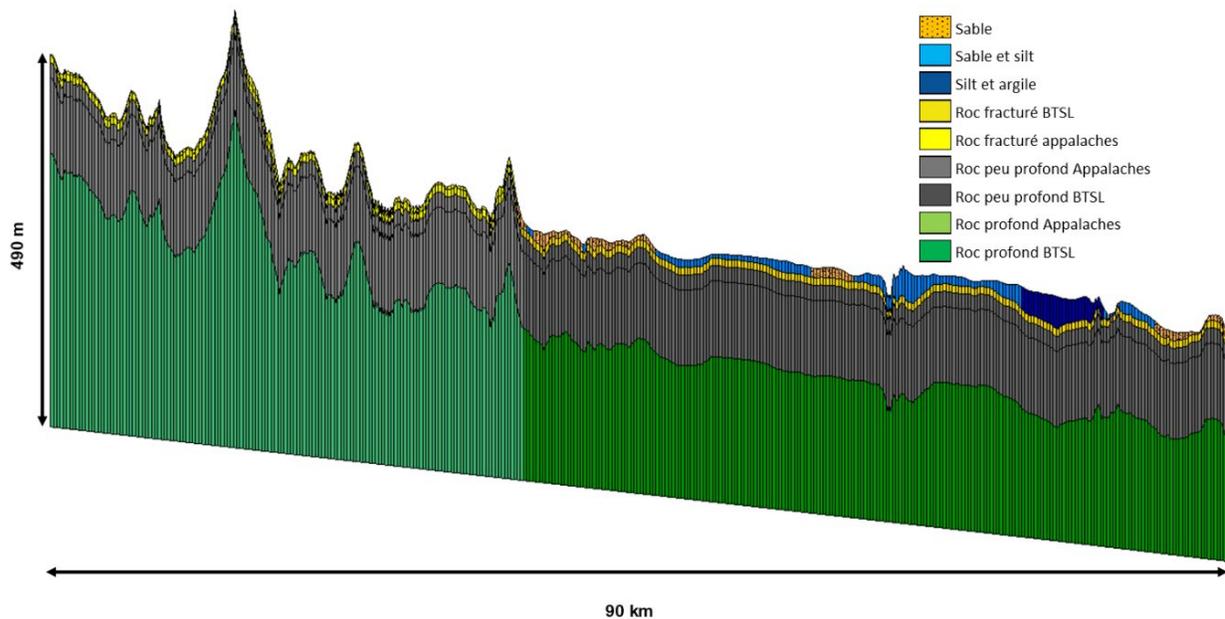


Figure 19. Coupe amont-aval du modèle d'écoulement souterrain

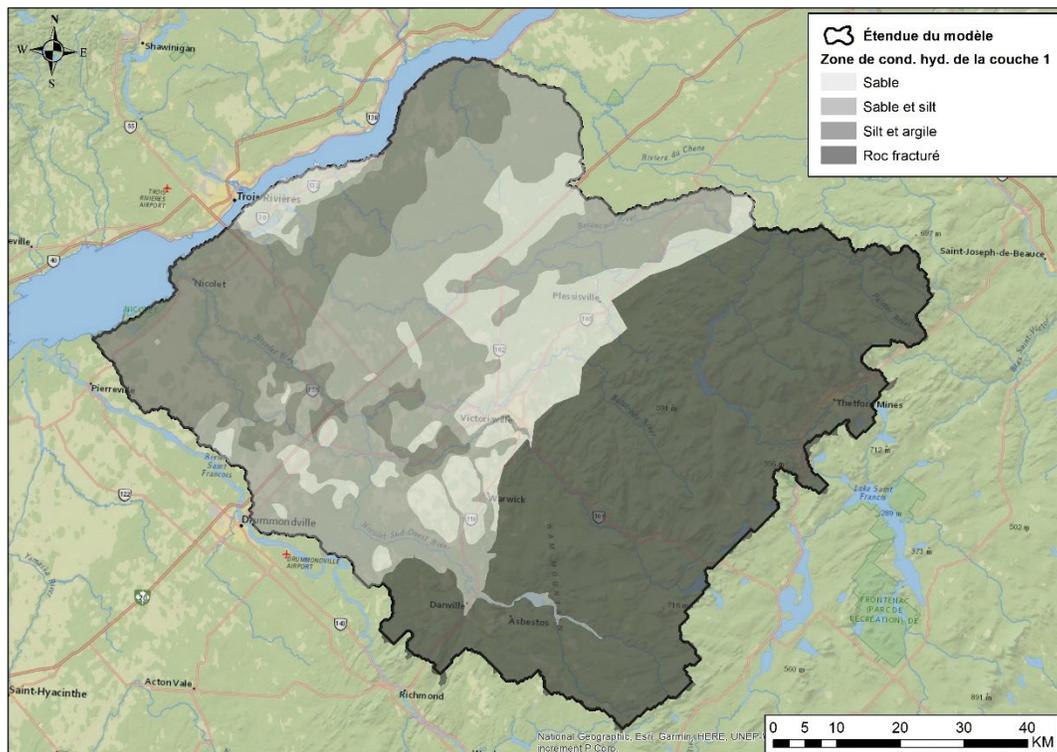


Figure 20. Zones de conductivités hydrauliques de la 1^{ère} couche du modèle MODFLOW

Le socle rocheux (couches 2 à 5) est séparé en six zones qui sont groupées en deux secteurs : le secteur des Basses-Terres du Saint-Laurent, principalement composé de roches sédimentaires, et

le secteur des Appalaches, principalement composé de roches sédimentaires métamorphisées. Ces deux secteurs sont divisés en trois couches, le roc fracturé, le roc peu profond et le roc profond.

3.3.2 Conditions limites

Le modèle comporte trois types de conditions limites (**Figure 21**). La portion aval du modèle est simulée par une condition limite de charge constante d'une élévation de 7 m qui représente le fleuve Saint-Laurent et le lac Saint-Pierre. La base et les autres côtés du modèle sont des conditions limites à flux nul. En surface, le module UZF a été utilisé pour gérer la recharge et les débordements d'eau souterraine lorsque le niveau d'eau atteint ou dépasse la surface du modèle et aussi lorsque la recharge est supérieure au taux d'infiltration (qui correspond à la conductivité hydraulique verticale à saturation). Les volumes d'eau qui font résurgence à la surface sont calculés selon le gradient de charge (différence entre la surface topographique et la charge dans une maille du modèle) et la conductivité hydraulique de cette maille. Le module UZF permet aussi de simuler la zone non saturée. Cette option n'a cependant pas été utilisée dans le modèle. La recharge est intégrée directement dans le module UZF. Dans le modèle en régime permanent, elle correspond à la recharge moyenne 1981-2010 calculée par HydroBudget. Elle a été interpolée sur les mailles du modèle (250 m x 250 m) à partir d'une matrice avec un maillage de 500 m x 500 m. Sur le domaine simulé du modèle en régime permanent, la recharge varie de 0 à 384 mm/an. Dans le modèle transitoire, les matrices de recharge mensuelle calculées par HydroBudget ont été intégrées directement dans le module UZF de MODFLOW.

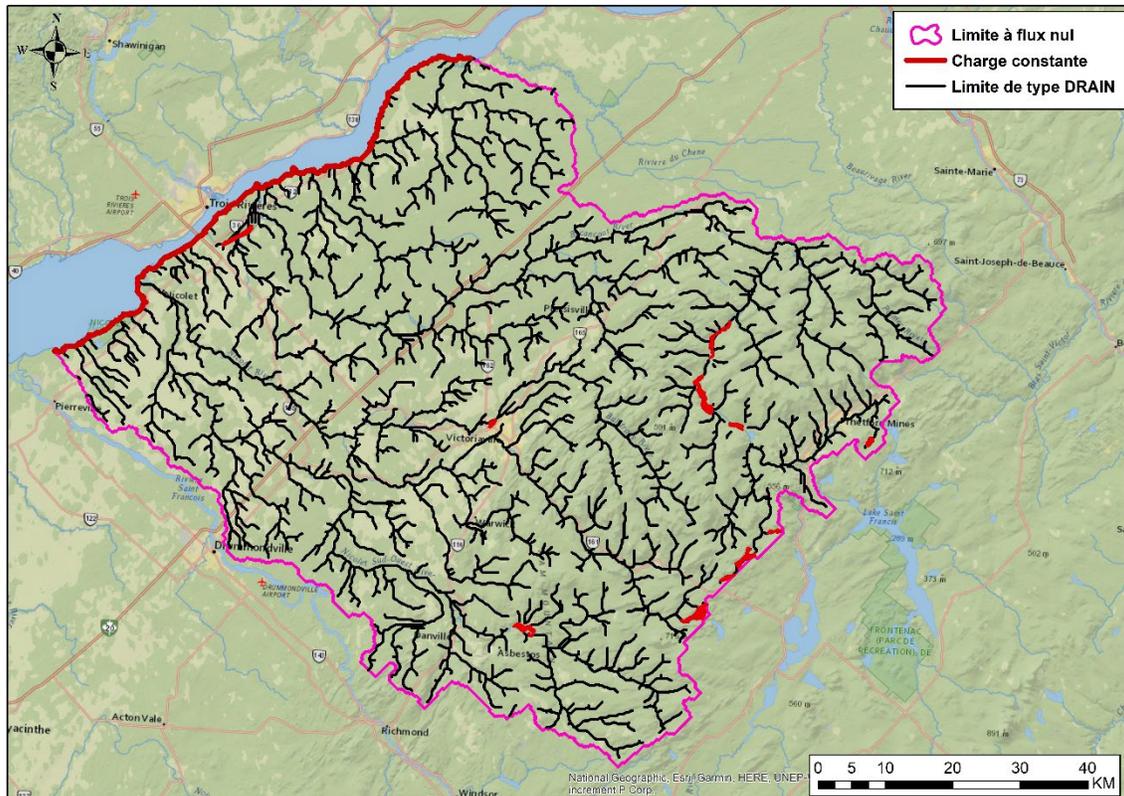


Figure 21. Distribution des conditions limites du modèle avec les conditions limites de type Drain (en noir), les conditions limites à charges constantes (en rouge) et les conditions à flux nul (rose)

Les cours d'eau sont représentés par des conditions limites de type Drain. Leur distribution spatiale a été recalculée selon le MNE avec un maillage de 250 m. Ceci évite que les cours d'eau ne se retrouvent pas dans les creux topographiques du modèle qui a une résolution plus grossière que les couches vectorielles de cours d'eau (BDTA ou BDTQ). Le calcul a été fait en utilisant les outils «slope» et «flow accumulation» de ArcGIS. Le raffinement du nouveau réseau hydrographique a été limité à 30 mailles. C'est-à-dire que le plus petit bassin versant est de 1 875 km² (30 x 250 m x 250 m). L'élévation des drains a été assignée à 2 m sous la surface, tandis que la valeur de conductance (qui contrôle le flux d'eau qui peut être extrait par la condition limite) a été calibrée. Les drains ont été assignés automatiquement à la couche numérique qui correspondait à leur élévation. Ils sont donc distribués entre les couches 1 et 3 (dans la zone amont, les couches 1 et 2 sont très minces, la condition limite de drain doit donc être assignée à la couche inférieure i.e. à la couche 3). Des conditions limites de type «charge constante» ont été assignées à la limite nord-est du modèle qui correspond au fleuve Saint-Laurent. Une élévation de 7 m a été assignée à cette limite. Des conditions limites de type «charge constante» ont aussi été assignées aux mailles du modèle qui sont localisées sur les principales étendues d'eau (Lac William, Lac Joseph, lac Nicolet, lac à la Truite, lac Sunday, lac Breeches, lac Trois Lacs et réservoir Beaudet. La valeur de l'élévation

de la surface topographique a été assignée à ces zones. Finalement les limites amont, nord-est, sud-ouest et la base du modèle, sont des conditions limites à flux nul.

3.3.3 Régime transitoire

Le modèle a été utilisé en régime transitoire sur un pas de temps mensuel. Les simulations ont été réalisées de 1961 à 2017 avec une période de chauffe du modèle de 10 années, soit la période 1961-1971. La recharge mensuelle obtenue par HydroBudget a été utilisée pour chaque pas de temps du modèle. Un pas de temps mensuel a aussi été utilisé pour intégrer les valeurs de recharge futures issues de HydroBudget. Dans ce cas, les simulations ont été réalisées pour toute la période, soit de 1961 à 2100 avec une période de chauffe de 10 années (1961-1971).

3.3.4 Calibration du modèle

Pour la calibration en régime permanent, un total de 8 960 niveaux d'eau souterraine étaient disponibles dans la zone d'étude (**Figure 22**). Parmi ces points, 465 provenaient de mesures réalisées par l'UQAM dans le cadre des projets PACES Bécancour et Nicolet/Saint-François ou par des firmes de consultants (Larocque et al., 2013 ; 2015). Pour la calibration en régime transitoire, les niveaux moyens mensuels de 19 puits du RSESQ ayant des données entre 2005 et 2017 ont été utilisés. Parmi ces puits certains sont installés près l'un de l'autre, l'un dans l'aquifère granulaire et l'autre dans le roc parfois en nappe captive. Le modèle hydrogéologique utilisé dans ce projet n'inclut pas les petits aquifères superficiels. Les puits localisés dans de telles unités géologiques ont été assignés à la couche 1 du modèle MODFLOW. Donc, dans certains cas, un puits installé dans du sable est assigné à une unité d'argile dans le modèle.

Quatre stations débitométriques où les débits de base ont été estimés à l'aide du filtre de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013) ont été utilisées pour calibrer le modèle (**Figure 22**). Ce sont les mêmes stations qui ont servi à calibrer le modèle HydroBudget. En régime permanent, les débits de bases utilisés représentent le débit de base moyen pour la période 1981-2010. Les valeurs moyennes mensuelles des débits de base à chaque station ont été utilisées pour la calibration en régime transitoire.

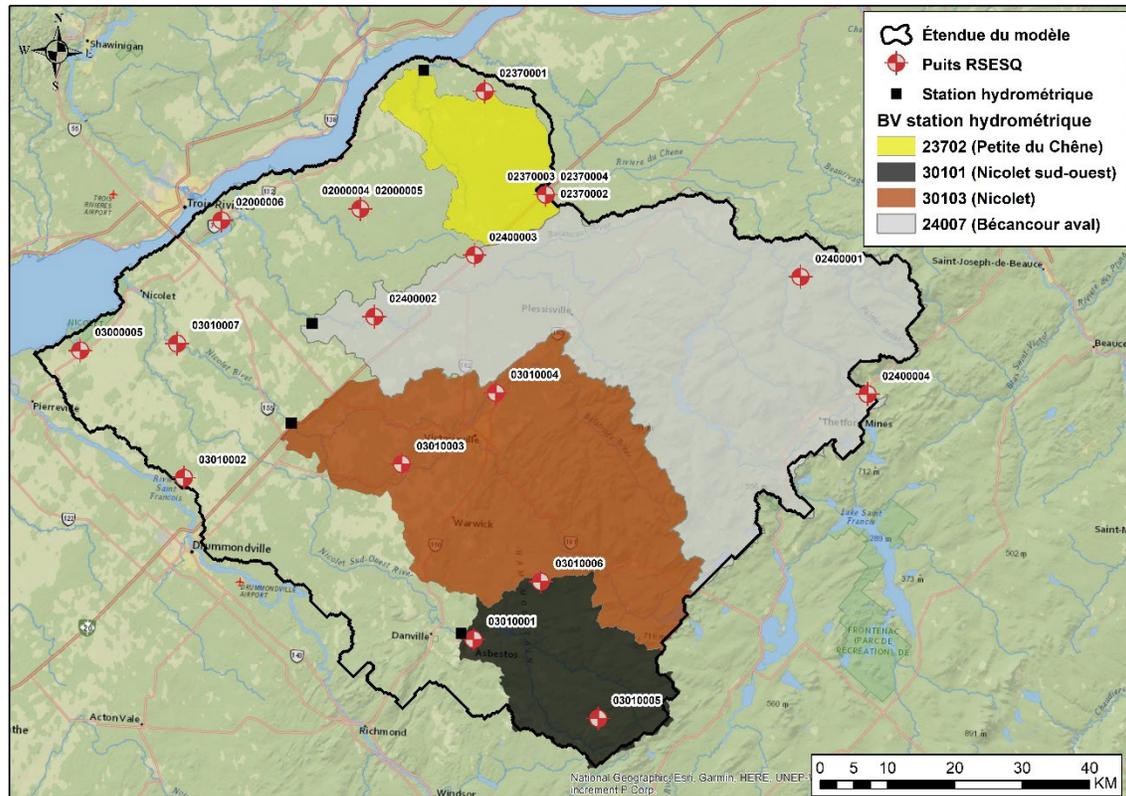


Figure 22. Localisation des bassins versants des stations hydrométriques et des puits utilisés dans la calibration du modèle

Le modèle en régime permanent a été calibré de manière automatique à l'aide du logiciel PEST (Doherty, 2016). La conductivité hydraulique et l'anisotropie verticale des neuf zones hydrogéologiques du modèle ont été ajustées durant le processus de calibration, de même que la conductance des conditions limites de type « Drain ». Le modèle a d'abord été calibré automatiquement avec PEST en régime permanent afin de minimiser l'erreur sur les charges et sur les débits de base, ce qui a permis d'identifier les paramètres les plus sensibles du modèle. Par la suite, afin d'inclure la profondeur de la nappe comme objectif de calibration, le modèle a été ajusté manuellement à partir de la calibration optimale de l'étape précédente. Ceci a permis de déterminer des valeurs de conductivité hydraulique permettant de maintenir les niveaux de nappe à une profondeur optimale. Ces nouvelles bornes de conductivités hydrauliques ont ensuite été intégrées dans une deuxième calibration automatique avec PEST. Le modèle en régime transitoire a été calibré manuellement. Les valeurs de conductivité hydraulique et de conductance issues de la calibration automatique du modèle en régime permanent n'ont pas été ajustées en régime transitoire. Seuls les coefficients d'emmagasinement ont été calibrés afin de minimiser les erreurs

sur les valeurs simulées de fluctuations des charges et des débits de base. La distribution spatiale des coefficients d'emmagasinement est la même que celle des conductivités hydrauliques.

3.4 Scénarios climatiques

Les scénarios climatiques utilisés dans ce projet ont été sélectionnés en collaboration avec Ouranos. Douze scénarios (parmi les scénarios d'émission RCP4.5 et RCP8.5) ont été sélectionnés parmi les 71 scénarios utilisés pour l'atlas hydroclimatique du Québec (MDDELCC, 2018). La sélection a été réalisée avec une méthode de « clustering » basée sur dix paramètres, incluant l'évolution des températures et des précipitations annuelles (deux paramètres) et saisonnières (huit paramètres). Les 12 scénarios retenus permettent de représenter plus de 75% de la variance de l'ensemble des 71 scénarios disponibles (**Figure 23** et **Tableau 4**). L'analyse spatiale des données fournies par Ouranos montre clairement une démarcation dans les deltas de température (**Figure 24** et **Figure 25**) et de précipitation (**Figure 26** et **Figure 27**) sur une ligne nord-sud entre Victoriaville et Sherbrooke de même que le long de la frontière Canada – États-Unis. Cette démarcation est causée par la limite des mailles des modèles globaux (mailles de 250 km x 250 km) qui sont utilisés pour faire la mise à l'échelle pour les mailles de 10 km x 10 km.

Néanmoins, les changements de température modélisés varient relativement peu dans l'espace. Une augmentation moyenne de 2,85°C est simulée entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2041-2070, tandis qu'une augmentation moyenne de 4,2°C est simulée entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2071-2100 pour l'ensemble de la zone d'étude. Les changements de précipitations montrent une possible augmentation de 100 à 145 mm/an entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2041-2070, et de 140 à 185 mm/an entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2071-2100. L'augmentation de la température moyenne est donc plus régulière dans le temps que celle des précipitations qui pourrait augmenter plus rapidement à l'horizon 2041-2070 qu'à la fin du siècle.

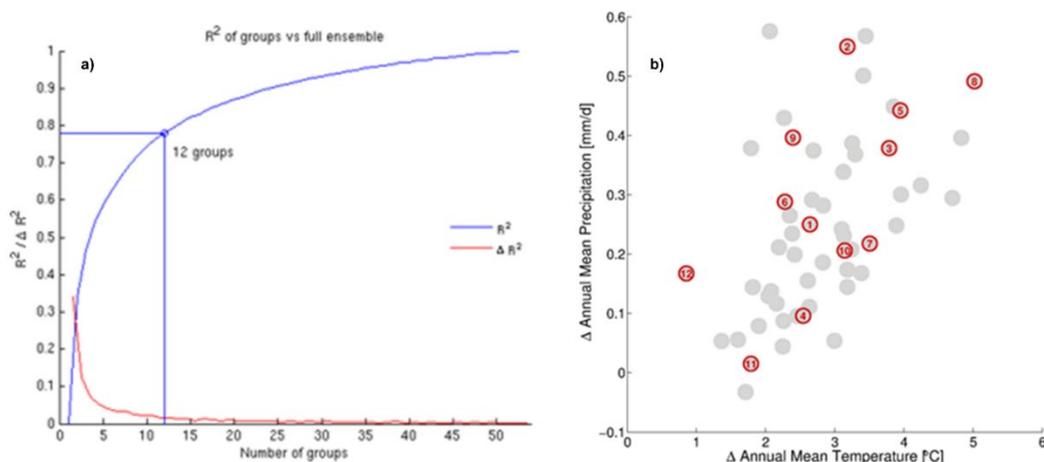


Figure 23. a) représentation de la variance d'un sous-ensemble de scénarios et variance de l'ensemble des 71 scénarios utilisés dans l'atlas hydroclimatique (MDDELCC, 2018) en fonction du nombre de scénarios sélectionnés et b) classification des 12 scénarios climatiques sélectionnés en fonction de l'évolution des températures et des précipitations par rapport à leur période de référence respective (figures fournies par Ouranos)

Tableau 4 : Modèles climatiques utilisés dans le projet

Source du modèle	Nom du modèle	RCP
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia (CSIRO) & Bureau of Meteorology, Australia (BOM)	A10	4.5
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia (CSIRO) & Bureau of Meteorology, Australia (BOM)	A13	8.5
Beijing Climate Center Climate System	B1M	4.5
College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University (BNU)	BNU	8.5
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma)	CE2	4.5
Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici Climate Model	CMS	4.5
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)	GF3	4.5
National Aeronautics and Space Administration (NASA)/ Goddard Institute for Space Studies (GISS), USA	GIR	4.5
Institute for Numerical Mathematics (INM)	INM	4.5
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	MIC	8.5
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	MIE	4.5
Meteorological Research Institute	MRE	8.5

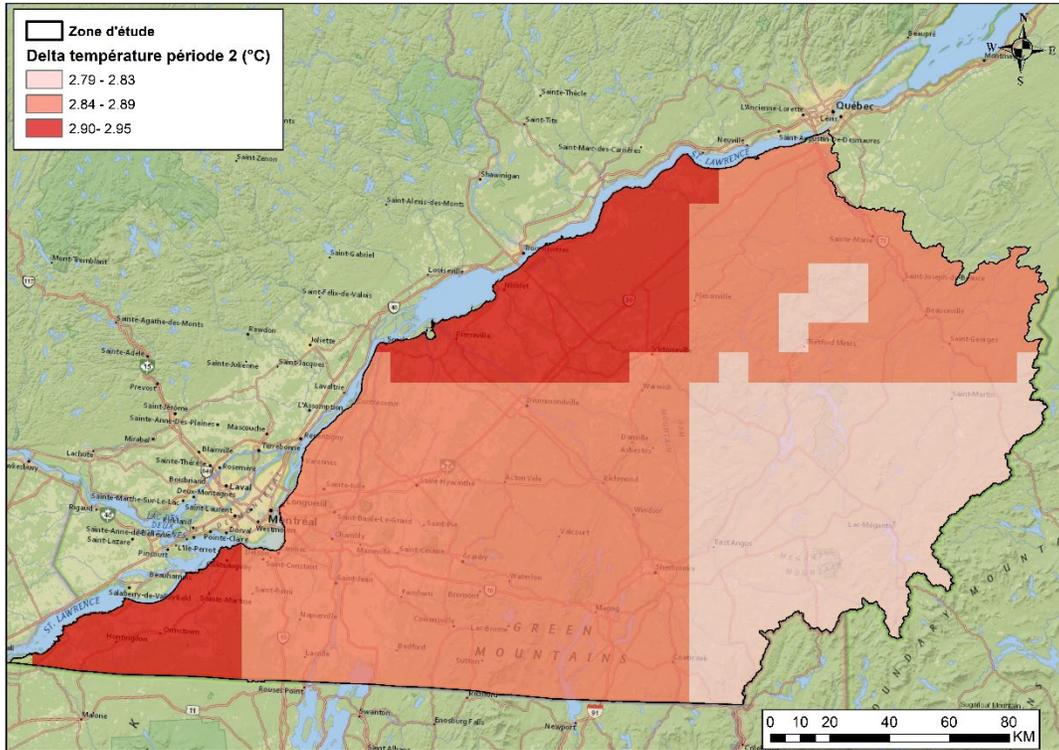


Figure 24. Différences de températures annuelles moyennes entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2041-2070 pour les 12 scénarios climatiques retenus

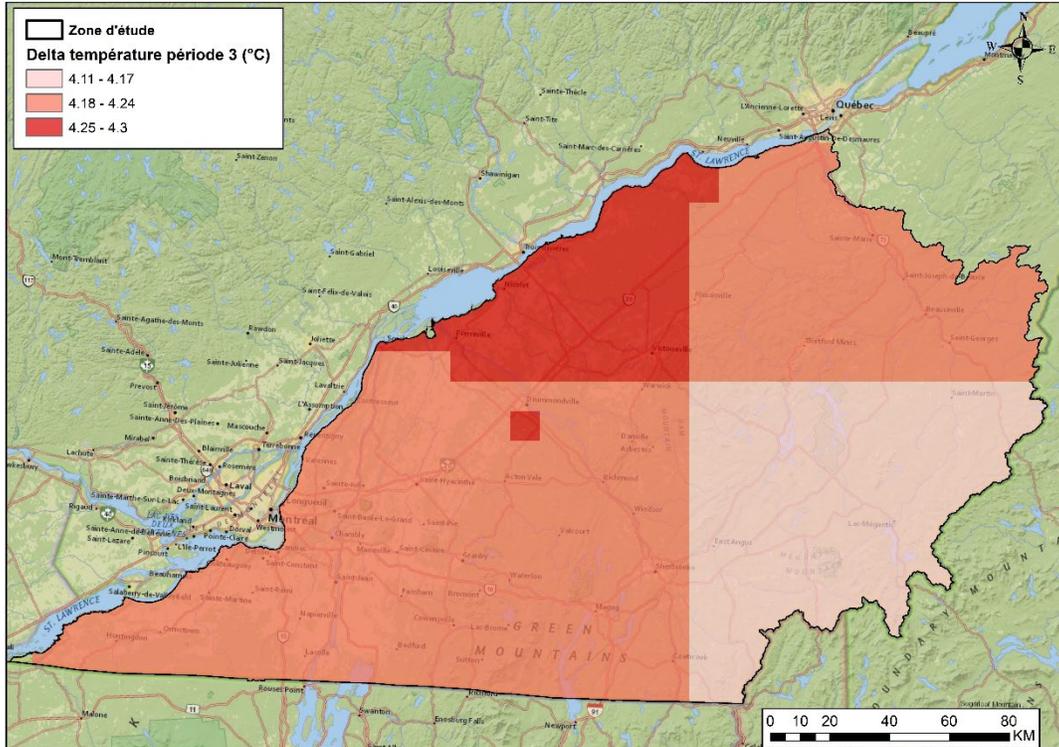


Figure 25. Différences de températures annuelles moyennes entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2071-2100 pour les 12 scénarios climatiques retenus

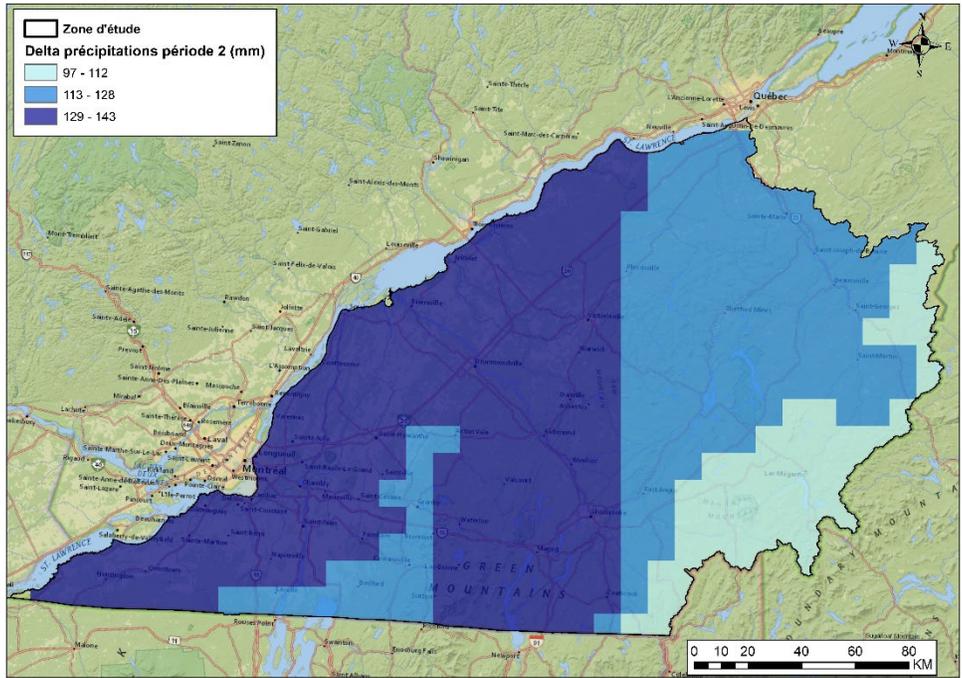


Figure 26. Différences de précipitations annuelles moyennes entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2041-2070 pour les 12 scénarios climatiques retenus

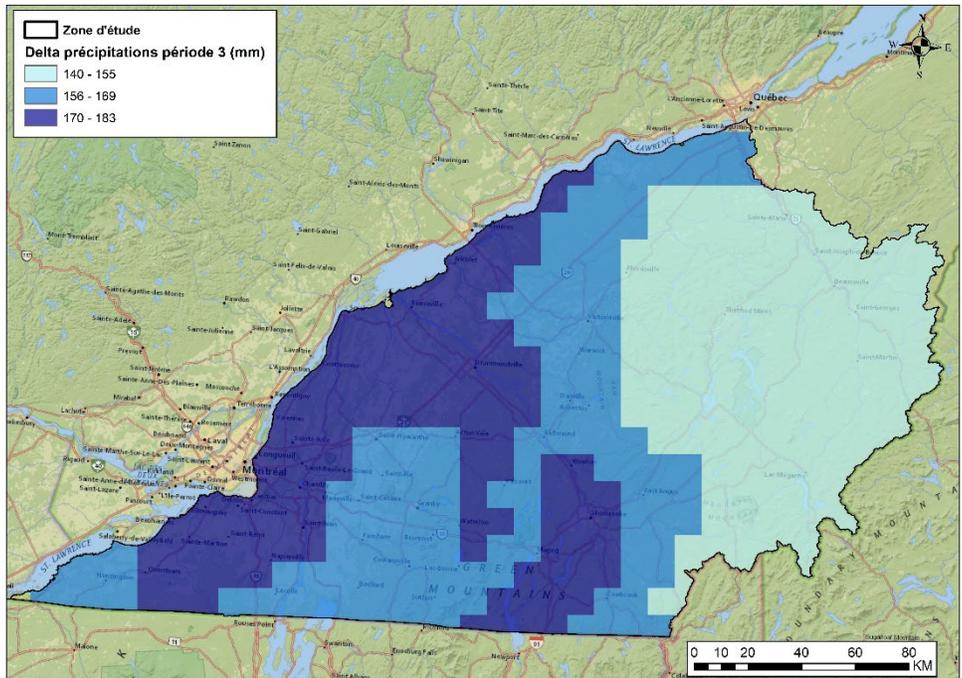


Figure 27. Différences de précipitations annuelles moyennes entre l'horizon 1981-2010 et l'horizon 2041-2070 pour les 12 scénarios climatiques retenus

4 ANALYSE DES DONNÉES DU RSESQ

4.1 Caractéristiques des stations

Le degré de confinement des aquifères interceptés par les puits du RSESQ a été défini au moyen des logs de forage présentés sur le site du RSESQ (d'autres classements du type de confinement des puits ont été utilisés par l'équipe de l'INRS-ETE). Parmi les stations RSESQ retenues, 44 (53%) interceptent des aquifères à nappe libre, 24 (29%) interceptent des nappes captives et 15 (18%) interceptent des nappes semi-captives. Au total, 29 forages (35%) sont dans les dépôts meubles (i.e. avec tubage et crépine) et leur profondeur varie de 4.90 à 32.30 m, tandis que 54 (65%) sont ouverts au roc avec des profondeurs variant de 15,0 à 91,4 m.

Sur les 83 puits du RSESQ dans la zone d'étude, la grande majorité a des niveaux piézométriques peu profonds. Le niveau piézométrique varie de $-0,7$ à $37,5$ m avec une moyenne de $4,6$ m et une médiane de $2,6$ m (**Figure 28a**). Les profondeurs de forages varient entre $4,9$ et $91,4$ avec une moyenne de $35,6$ m et une médiane de $30,5$ m (**Figure 28b**). Les puits se trouvent en grande majorité à basse altitude dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et quelques puits seulement sont situés dans les Appalaches. Les altitudes varient entre $8,0$ et $452,0$ m, avec une moyenne de $116,8$ m et une médiane de $78,3$ m (**Figure 28c**).

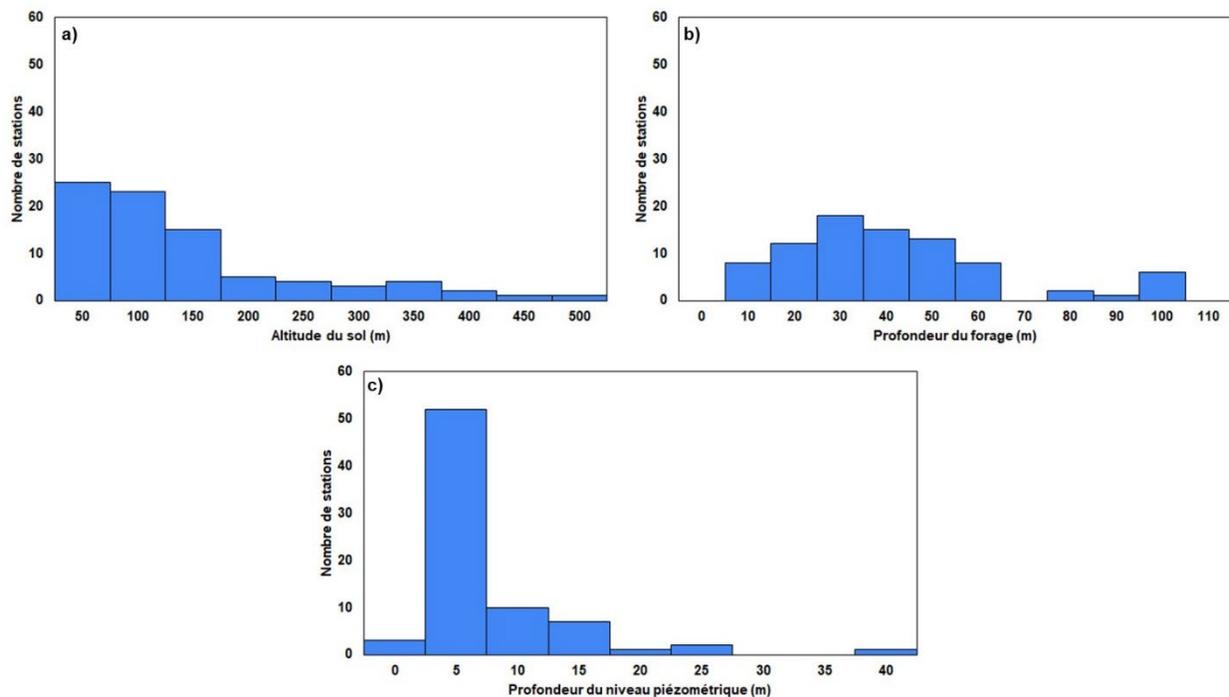


Figure 28. Données relatives aux forages étudiés a) altitude du sol, b) profondeur du forage et c) profondeur moyenne du niveau de l'eau dans les puits

Un t-test de Student a été utilisé ($p < 0,05$) pour vérifier si les caractéristiques des forages (profondeur du niveau piézométrique, profondeur du forage et altitude du sol) varient selon que les forages interceptent des nappes captives, semi-captives ou libres, et selon que les aquifères interceptés sont dans les dépôts granulaires ou dans le roc (**Figure 29**). La profondeur du niveau piézométrique dans les forages en nappe captive est significativement plus grande que dans les forages en nappe semi-captive, mais celle dans les forages en nappe libre n'est pas significativement différente de celle en nappe captive et semi-captive.

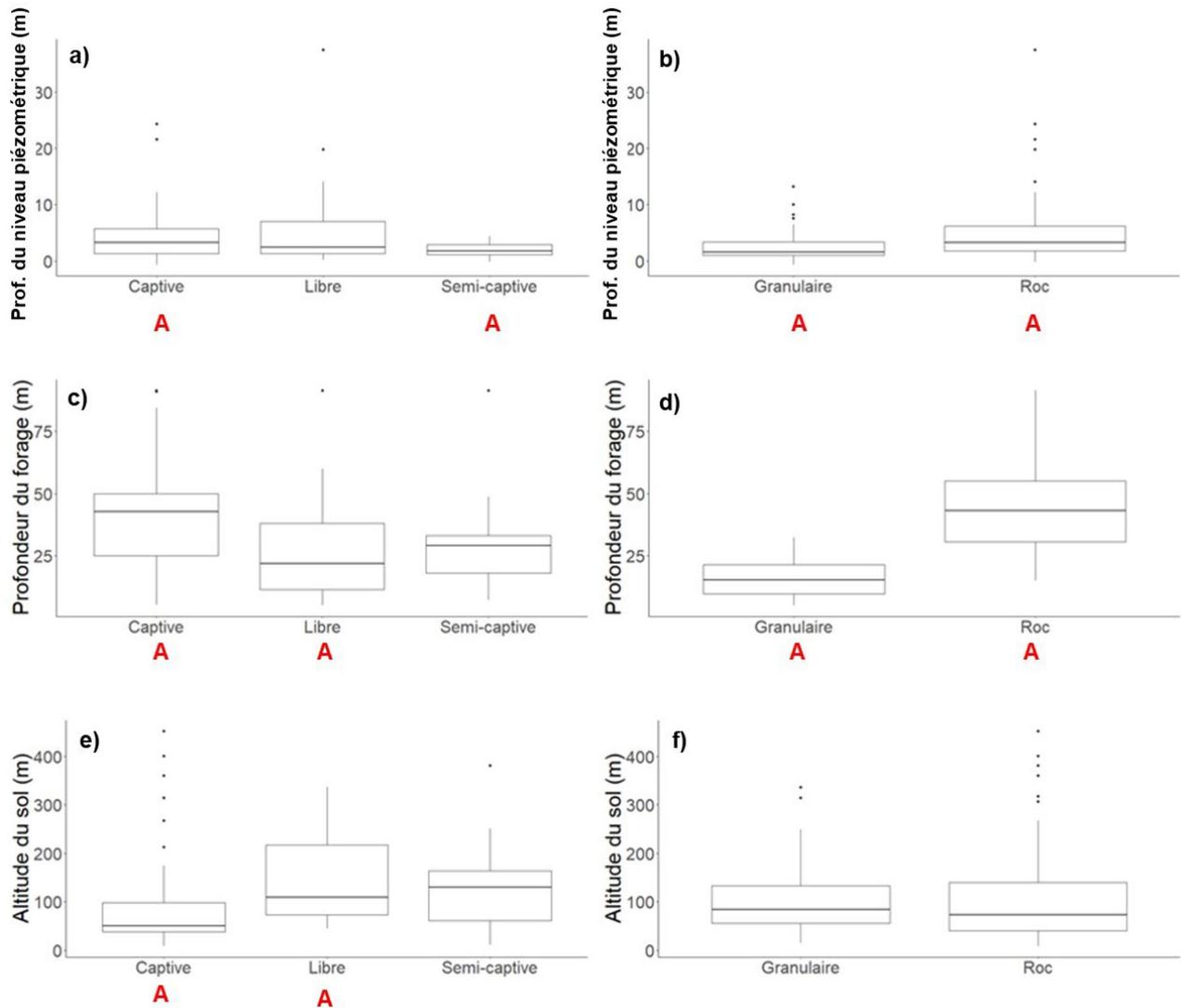


Figure 29. Différences entre la profondeur du niveau piézométrique (a, b), la profondeur du forage (c, d) et l'altitude du sol à l'endroit du forage (g, h) selon que la nappe est captive (24 stations), libre (44 stations) ou semi-captive (15 stations) (a, c, e, g) et selon que le forage intercepte les dépôts meubles (29 stations) ou le roc (54 stations) (b, d, f, h). La lettre « A » indique les groupes qui ont une différence significative (t-test de Student, $p < 0,05$).

La profondeur du niveau piézométrique dans les forages interceptant les dépôts granulaires est significativement plus faible que celle dans les forages au roc. Les forages en nappe captive sont significativement plus profonds que ceux en nappe libre (mais pas différents de ceux en nappe semi-captive) tandis que la profondeur des forages dans les dépôts granulaires est significativement plus faible que celle des forages dans le roc. Ces deux résultats traduisent le fait que les aquifères à nappe captive sont généralement sous des dépôts meubles imperméables ou perméables (nappes libres). L'altitude du sol aux forages en nappe captive est significativement plus basse que celle des forages en nappe libre, mais pas différente de celle des forages en nappe semi-captive. Ceci reflète le fait que les nappes captives sont surtout présentes dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. L'altitude du sol dans les forages au roc et dans les forages dans les dépôts meubles n'est pas significativement différente, ce qui reflète la présence d'aquifères dans les dépôts meubles dans les vallées au sein des Appalaches.

4.2 Analyse des tendances 2000-2017 ou 2000-2018

4.2.1 Données météorologiques

Les données de précipitations pour la période 2000 à 2017 interpolées sur grille fournies par Climat Québec ne montrent pas de tendance dans la portion nord-est de la zone d'étude et des tendances à la baisse dans la portion sud-ouest de la zone d'étude (**Figure 30**). En tout, il y a 259 mailles sans tendance, 142 avec des tendances négatives et 11 avec des tendances positives. Les tendances varient de -5 à $+18$ mm/an. Leur relative homogénéité spatiale s'explique par le fait que les données utilisées proviennent d'une interpolation spatiale qui renforce les corrélations avec les données des stations voisines. Les tendances sur les températures moyennes journalières sont positives sur tout le territoire d'étude (résultat non illustré). Les hausses de températures varient de $+0,04$ à $+0,13$ °C/an.

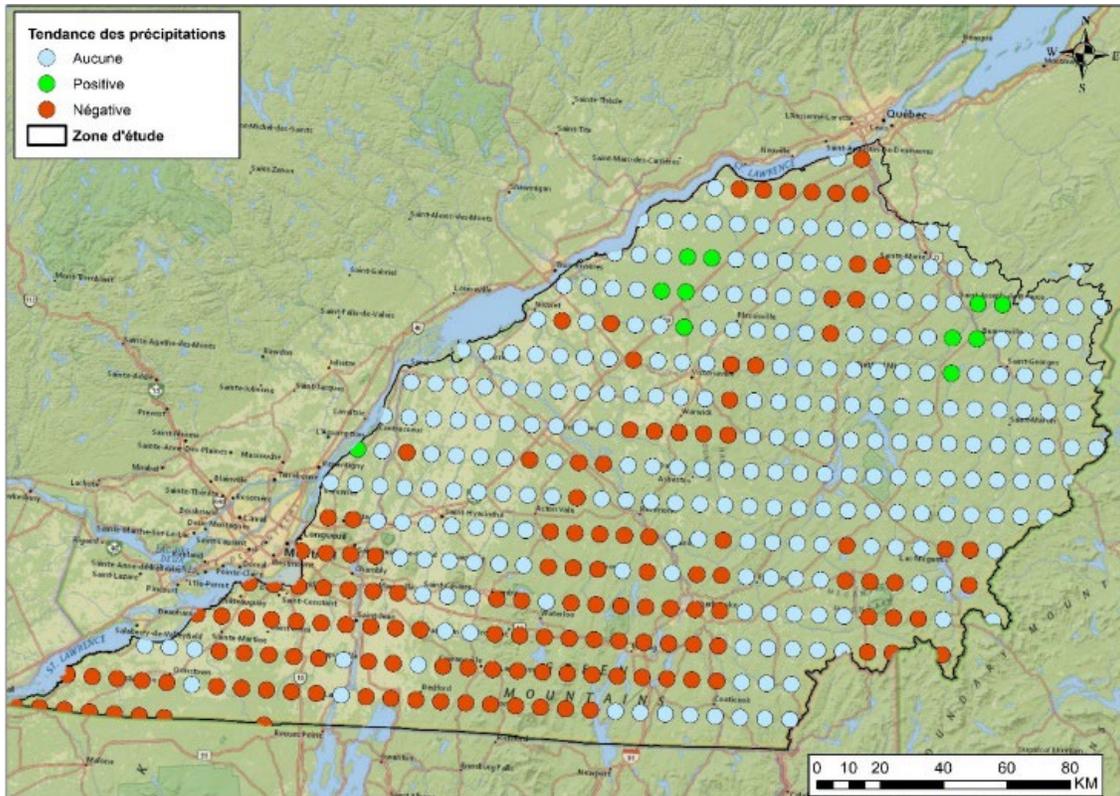


Figure 30. Distribution spatiale des tendances sur les chroniques de précipitations (2000-2017) sur chacune des mailles météo

4.2.2 Données débitmétriques

La majorité des stations débitmétriques présentent des tendances positives (34, i.e. 58%), 9 stations (15%) ont des tendances négatives, et 16 stations (27%) ne montrent pas de tendance (**Figure 31** et **Annexe 4**). Un groupe de stations ayant des tendances négatives ou ne montrant pas de tendance se situe dans le sud-ouest de la zone d'étude, un groupe de stations avec des tendances positives se situe dans le bassin de la Yamaska et un autre dans le bassin de la Chaudière. Les tendances des stations sont réparties sur le reste du territoire. Les tendances sont de l'ordre de -28 à +72 mm/an. L'analyse de tendance sur les données débitmétriques est présentée ici à titre indicatif seulement. Pour réaliser une analyse exhaustive, il serait nécessaire de prendre en compte l'historique de chaque station et notamment les changements dans les courbes de tarage qui pourraient influencer les débits estimés.

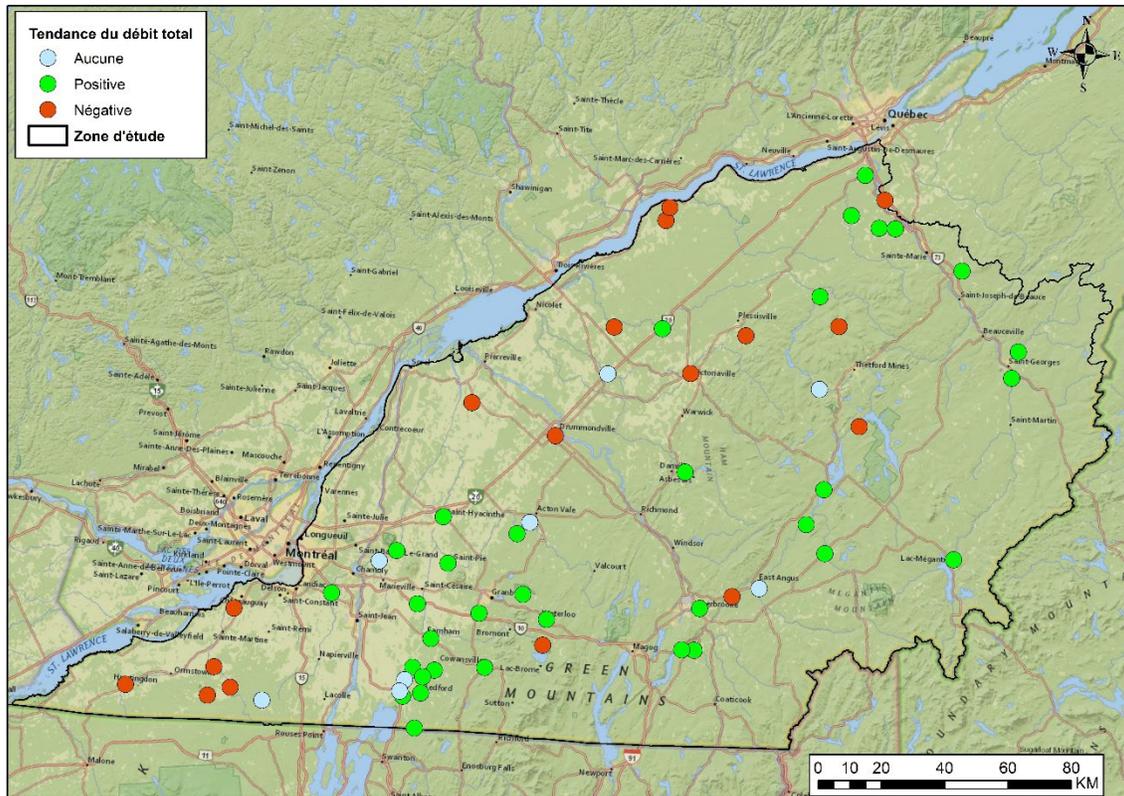


Figure 31. Distribution spatiale des tendances sur les chroniques de débit total pour la période 2000-2018

4.2.3 Données de niveaux piézométriques

Les tendances sur les niveaux piézométriques montrent davantage de valeurs négatives que les autres variables hydrologiques (**Figure 32**). En tout, 48 puits (58%) ont des tendances négatives, 20 puits (24%) ont des tendances positives et 15 puits (18%) ne présentent pas de tendance. Les tendances varient d'environ de -0.15 m/an à $+0.11$ m/an (**Annexe 4**), avec deux puits ayant des tendances supérieures. Similairement aux tendances sur les débits, un groupe de puits ayant des tendances négatives sur les niveaux piézométriques se trouvent dans le sud-ouest de la zone d'étude et un groupe de puits ayant des tendances positives se trouve sur le bassin de la Yamaska. Les tendances des autres puits sont réparties sur le reste du territoire. Plusieurs paires de puits dans la zone d'étude présentent des tendances de signes différents malgré la petite distance qui les sépare. Dans la vaste majorité des cas, ces puits forment une grappe, ont des profondeurs différentes, et des degrés de confinement contrastés. Ces conditions différentes peuvent expliquer les différences de tendances des niveaux piézométriques. De manière générale, les tendances négatives sont majoritaires (52 à 69 %) selon que les puits sont classés en fonction de la géologie ou du niveau de confinement (**Tableau 5**).

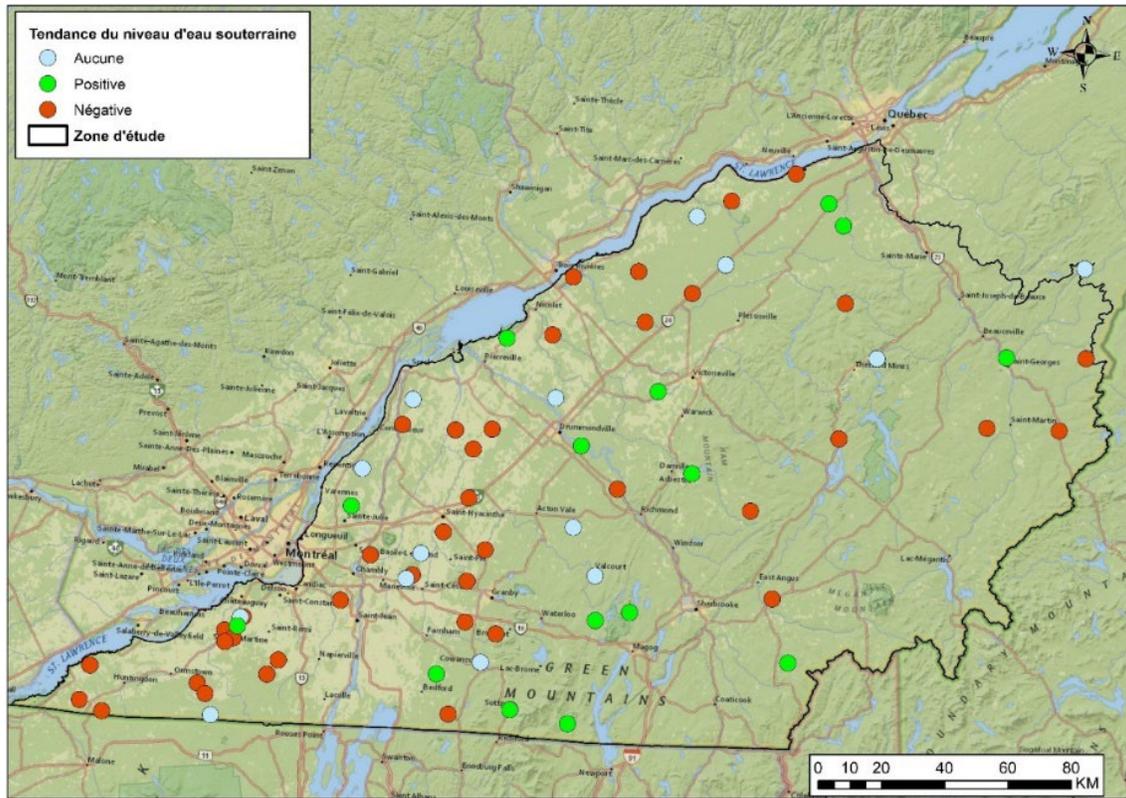


Figure 32. Répartition spatiale des tendances des chroniques du niveau de l'eau souterraine

Tableau 5. Répartition des tendances selon le type d'aquifère et le degré de confinement

Géologie	Tendance positive	Tendance négative	Sans tendance
Sédiments	6 (21%)	20 (69%)	3 (10%)
Roc	14 (26%)	28 (52%)	12 (22%)
Confinement	Tendance positive	Tendance négative	Sans tendance
Libre	9 (38%)	13 (54%)	2 (8%)
Captif	6 (14%)	27 (61%)	11 (25%)
Semi-captif	5 (33 %)	8 (53%)	2 (13%)
Sédiments	Tendance positive	Tendance négative	Sans tendance
Libre	4 (33 %)	8 (67%)	0 (0%)
Captif	1 (9%)	9 (82%)	1 (9%)
Semi-captif	3 (50%)	1 (17%)	2 (33%)
Roc	Tendance positive	Tendance négative	Sans tendance
Libre	5 (42%)	5 (42%)	2 (17%)
Captif	5 (15%)	18 (55%)	10 (30%)
Semi-captif	4 (44%)	5 (56%)	0 (0%)

Les puits installés dans les sédiments ont une plus forte proportion de tendances négatives comparativement aux puits installés dans le roc. La proportion des tendances négatives est aussi majoritaire et ce peu importe le degré de confinement pour les puits installés dans les sédiments et

pour les puits installés dans le roc. Les puits en condition semi-captive installés dans les sédiments indiquent cependant une plus forte proportion de tendances positives (50%), mais le nombre de puits dans cette catégorie est faible (six puits au total).

4.3 Analyse des tendances sur fenêtres glissantes

Pour la très grande majorité, les précipitations interpolées sur les mailles de la grille climatique ne montrent pas de tendance, sauf pour la fenêtre glissante 2004-2008 (centrée sur 2006) pour laquelle la majorité des mailles montrent une tendance à la hausse des précipitations (**Figure 33**). Les fenêtres 2000-2004 (centrée sur 2002), 2006-2010 (centrée sur 2008) et 2008-2012 (centrée sur 2010) montrent des tendances à la baisse pour moins du tiers des cellules. Entre la fenêtre 2009-2013 (centrée sur 2011) et la fenêtre 2013-2017 (centrée sur 2015), toutes presque toutes les cellules ne montrent pas de tendance. Les tendances sur les températures sont positives pour toutes les périodes glissantes entre 2000 et 2017 (résultats non illustrés).

Les tendances sur fenêtres glissantes montrent que pour les périodes centrées sur 2002 à 2006 et pour celles centrées sur 2014 et 2015, les débits sont à la hausse pour plus de la moitié des stations (**Figure 34**). Pendant les périodes glissantes entre 2007 et 2013, les débits sont majoritairement à la baisse, avec une brève, mais claire inversion pour la période centrée sur 2009 pendant laquelle les tendances ont été majoritairement à la hausse. Ces résultats ne reflètent pas directement les quelques tendances observées sur les précipitations. L'évolution des tendances des débits de base estimés avec le filtre de Lyne et Hollick est très similaire à celle du débit total (**Figure 35**). Ce résultat est attendu puisque le calcul du débit de base avec cette méthode consiste principalement à filtrer les signaux de haute fréquence du débit de la série temporelle du débit total. Les tendances sur fenêtres glissantes pour les niveaux piézométriques sont relativement similaires à celles observées pour les débits (**Figure 36**). Les périodes centrées sur 2002 à 2006 et celle centrée sur 2016 montrent des niveaux piézométriques majoritairement à la hausse. Les fenêtres intermédiaires (2007 à 2013) montrent des niveaux majoritairement à la baisse, avec augmentation légère de la proportion de niveaux à la hausse pour l'année 2009. Il est important de rappeler que les périodes de cinq années sont très courtes pour réaliser un calcul de tendances.

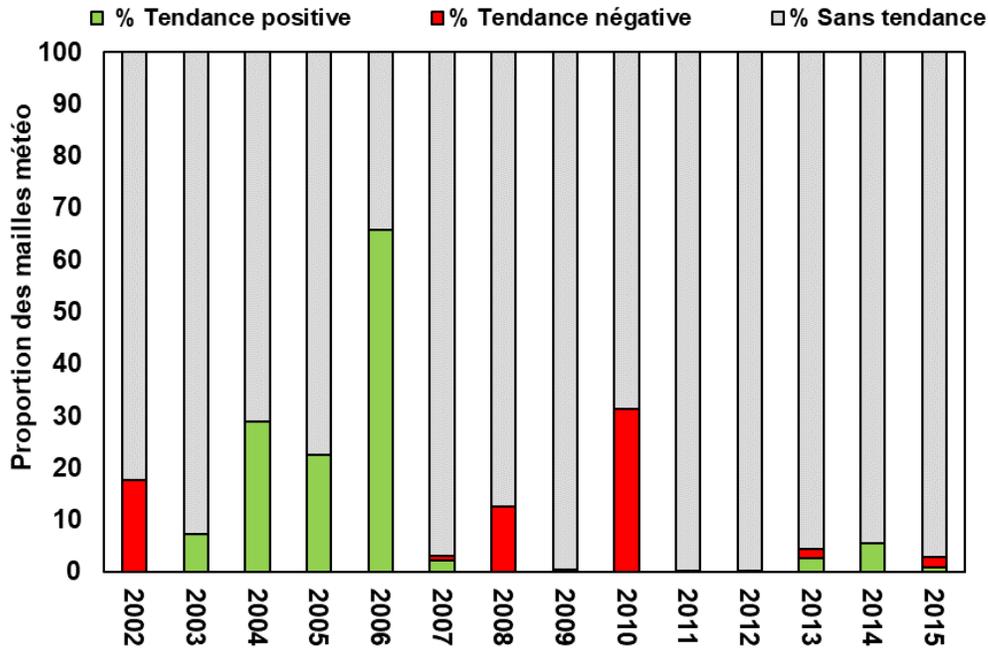


Figure 33. Proportion du nombre de mailles météo qui ont des tendances négatives ou positives des précipitations pour une période glissante de cinq années entre 2000 et 2017. L'abscisse indique l'année centrale de chaque période de cinq ans (i.e. 2002 représente la période 2000-2004).

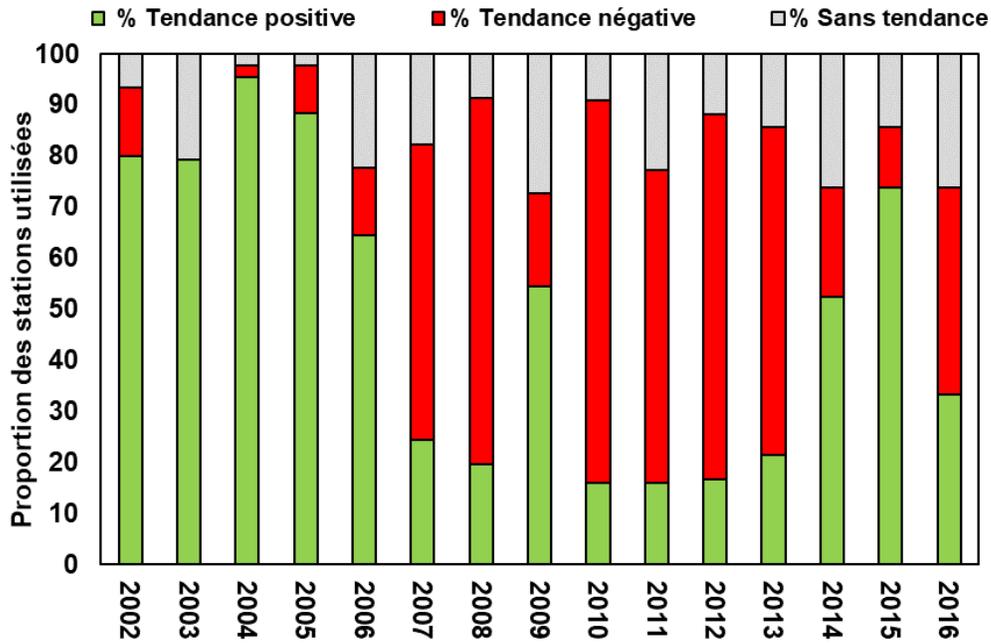


Figure 34. Proportion du nombre de stations de débit qui ont des tendances négatives ou positives pour une période glissante de cinq années entre 2000 et 2018. L'abscisse indique l'année centrale de chaque période de cinq ans (i.e. 2002 représente la période 2000-2004).

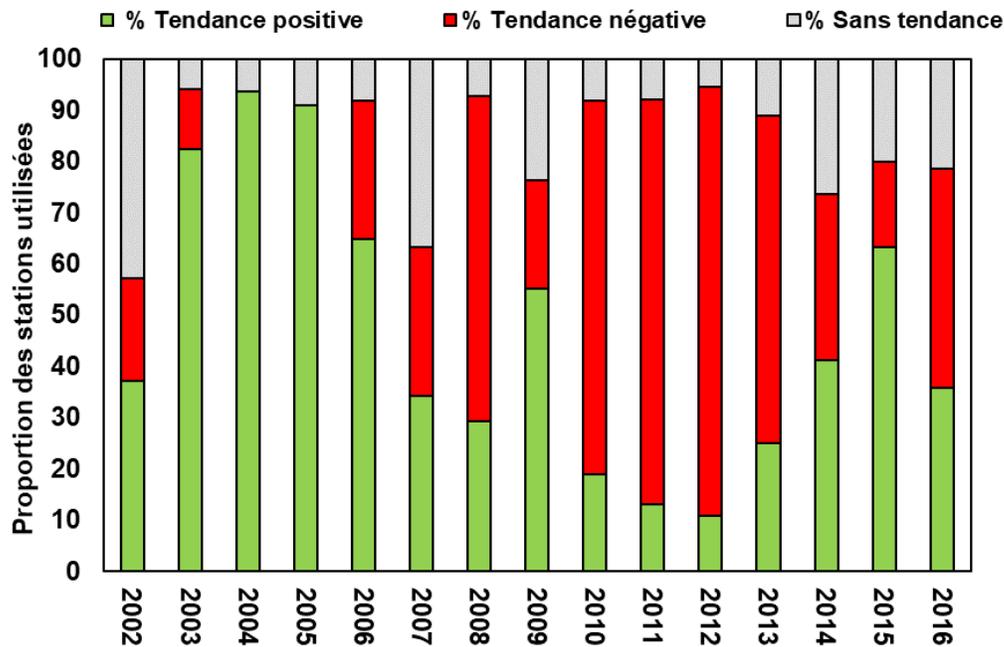


Figure 35. Proportion du nombre de stations de débit de base estimé avec selon Lyne & Hollick (Ladson et al., 2013) qui ont des tendances négatives ou positives pour une période glissante de cinq années entre 2000 et 2018. L'abscisse indique l'année centrale de chaque période de cinq ans (i.e. 2002 représente la période 2000-2004).

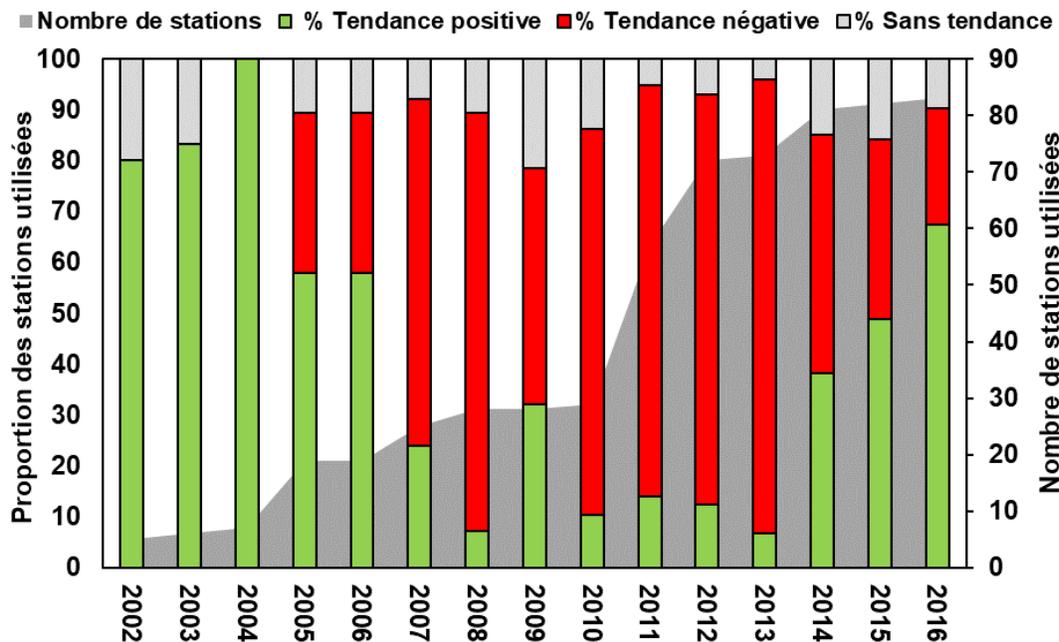


Figure 36. Proportion du nombre de stations piézométriques qui ont des tendances négatives ou positives pour une période glissante de cinq années entre 2000 et 2018. L'abscisse indique l'année centrale de chaque période de cinq ans (i.e. 2002 représente la période 2000-2004)

Les stations RSESQ sont davantage corrélées aux indices climatiques NINO-1.2 (68 puits), NINO-3 (63 puits), NINO-4 (45 puits) et SOI (40 puits) qu'aux autres indices climatiques (test de corrélation de Pearson, $p < 0,05$) (**Figure 37**). Les corrélations à la presque totalité des indices de la région NINO proposent une forte corrélation des puits aux conditions équatoriales au niveau de l'océan Pacifique. Ceci est renforcé par la corrélation élevée à l'indice d'oscillation australe. De plus, les puits semblent être plus sensibles aux variations de conditions du côté est de l'océan, indiqué par plus de puits corrélés à l'indice NINO-1.2 (Pacifique est) qu'à l'indice NINO-4 (Pacifique Ouest). Le fait qu'il y ait peu de puits corrélés à NINO-3.4, l'indice habituellement fiable pour prédire la transition de la phase habituelle (La-Niña) à une phase El-Niño dans le Pacifique, laisse croire que les puits du Québec sont davantage influencés par les variations des conditions météorologiques durant la phase normale de La-Niña plutôt qu'aux conditions particulières qui accompagnent un événement El-Niño.

Les débits sont davantage corrélés aux indices climatiques NINO-3 (56 stations) et NINO-1.2 (54 stations) (test de corrélation de Pearson, $p < 0,05$) (**Figure 38**). Ces résultats montrent une forte corrélation des débits aux conditions équatoriales au niveau de l'océan Pacifique, notamment dans le Pacifique Ouest. La corrélation NINO-3 semble suggérer un lien entre les variations des débits et les épisodes d'El-Niño. Cependant, le faible nombre de stations de débit corrélées à l'indice de la zone NINO-3.4 indiquerait un lien aux conditions météorologiques côtières plutôt qu'aux événements El-Niño, similairement aux stations RSESQ.

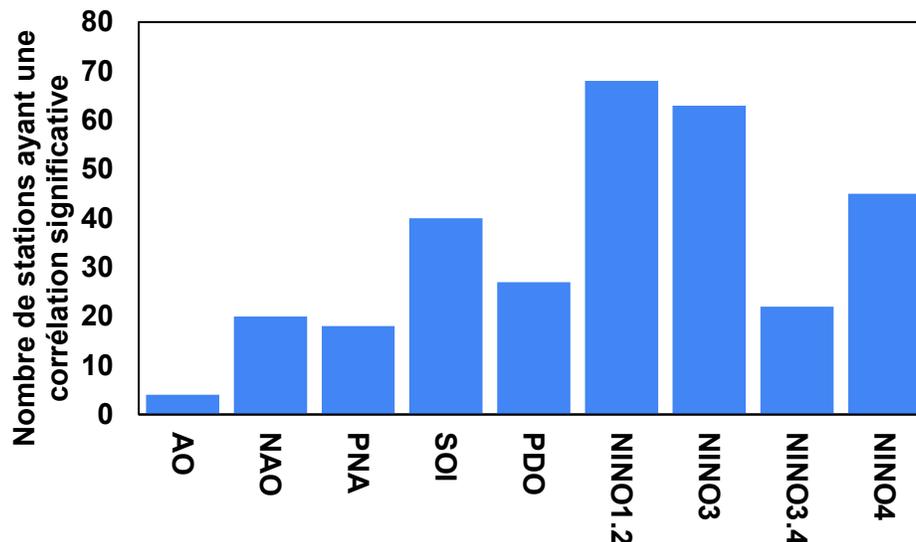


Figure 37. Nombre de stations RSESQ corrélées significativement avec les différents indices climatiques pour la période 2000-2018. Certains puits peuvent être corrélés avec plusieurs indices.

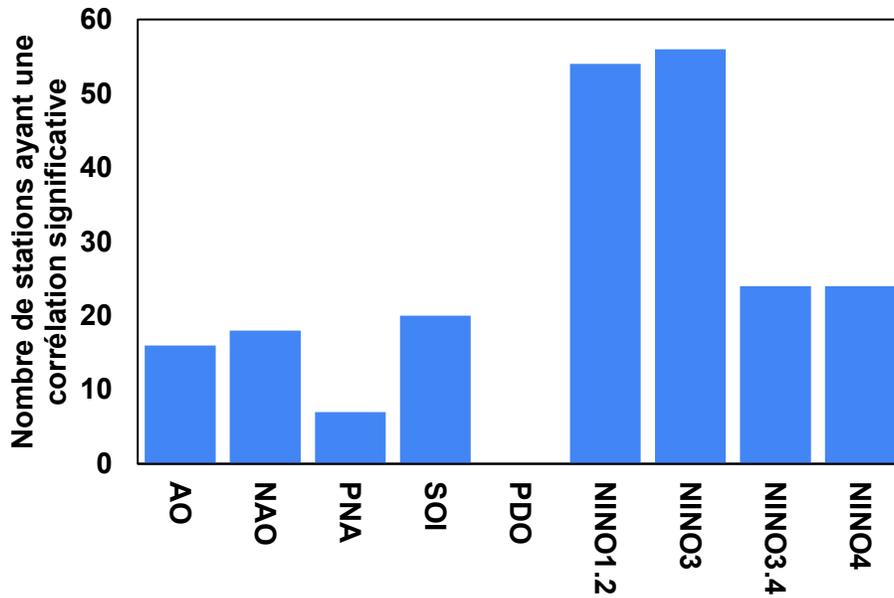


Figure 38. Nombre de stations de débits corrélées significativement avec les indices climatiques pour la période 2000-2018. Certaines stations peuvent être corrélées avec plusieurs indices.

Au Québec, ces épisodes sont accompagnés d'une augmentation des précipitations qui peut influencer directement les débits de rivière. Les indices de la famille NINO ont une période de 2 à 7 années. Ce cycle est un peu visible dans les tendances sur les précipitations, mais pas visible dans les tendances de températures, peut-être en raison de la hausse généralisée des températures en lien avec le changement climatique. La périodicité des conditions météorologiques du Pacifique semble toutefois se répercuter clairement sur les débits et les niveaux piézométriques analysés. La poursuite des suivis débitométriques et piézométriques pendant plusieurs cycles de sept années permettra de confirmer ceci.

4.4 Inertie et liens hydrologiques de causalité

L'autocorrélation des chroniques de précipitation est nulle pour tous les décalages à l'exception de la valeur à une journée. Ceci démontre que les événements pluvieux sont indépendants à court et moyen termes. L'autocorrélation sur les données de température présente une forte cyclicité représentative de leur saisonnalité (résultats non illustrés).

Les débits présentent des autocorrélations élevées pour des décalages annuels (**Figure 39**). Ceci représente le cycle hydrologique annuel dans lequel les débits sont les plus élevés lors de la fonte de la neige au printemps. Pour certaines stations de jaugeage, les autocorrélations sont relativement élevées pour des décalages à six mois, ce qui correspond à la fin de l'évapotranspiration et à des

débits plus élevés à l'automne. Le temps moyen pour atteindre une autocorrélation de 0.1 ($T_{0.1}$) est un critère couramment utilisé pour distinguer la capacité d'un aquifère à conserver des niveaux élevés, aussi appelée l'inertie du système. Le $T_{0.1}$ moyen des chroniques de débits est 34 et le $T_{0.1}$ médian est 26. La similitude entre ces deux valeurs indique que les chroniques réagissent presque toutes de la même manière au cycle annuel des températures et des précipitations (neige, fonte ou pluie).

Les autocorrélations faites sur les débits de base (filtres de Lyne et Hollick et filtre d'Eckhardt) s'apparentent à celles des débits totaux, avec une autocorrélation moyenne plus élevée à 365 jours et plus faible (négative) à six mois. Le $T_{0.1}$ moyen est de 53 jours et 57 jours pour l'autocorrélation sur les débits de base calculés avec la méthode d'Eckhardt et de Lyne & Hollick respectivement. L'effet mémoire des bassins versants pour les débits de base est similaire à celui des débits.

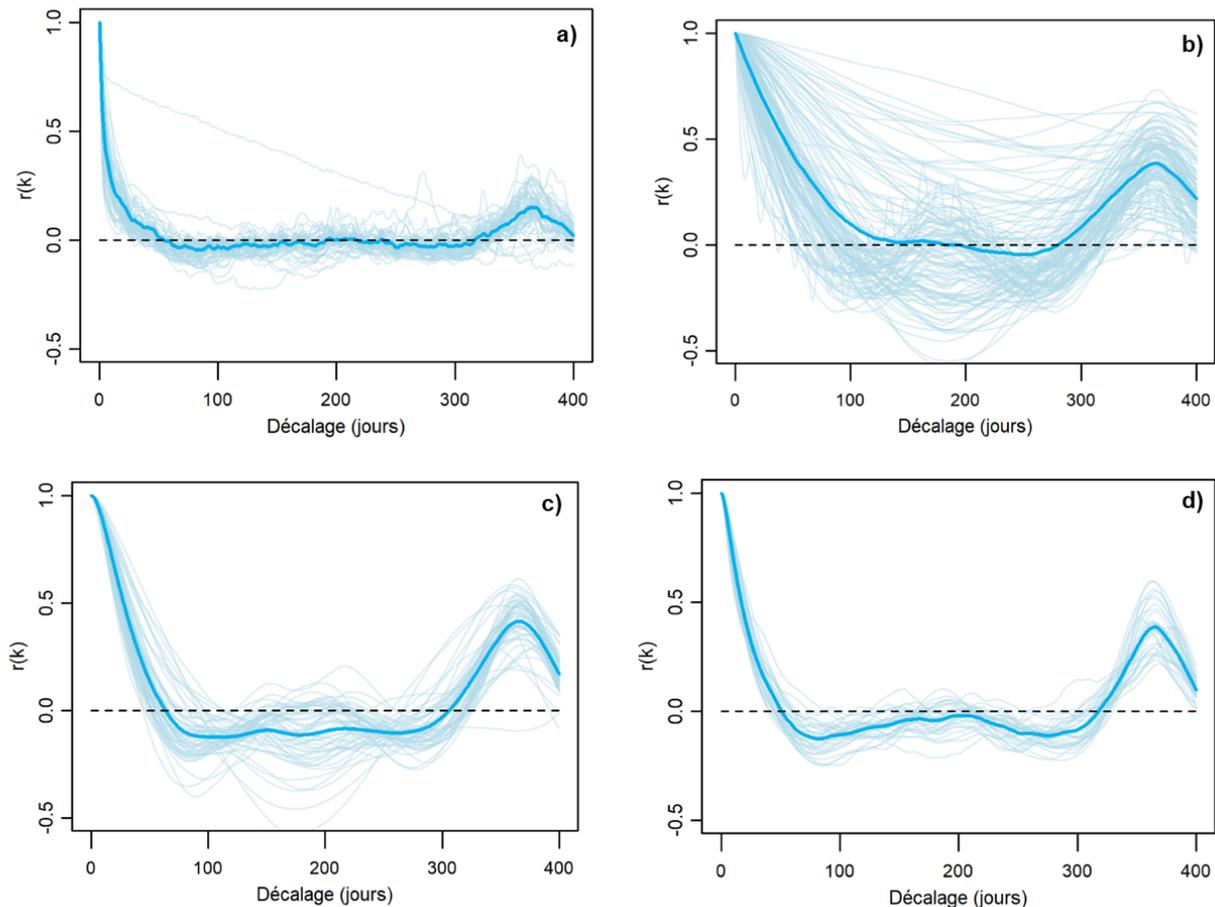


Figure 39. Autocorrélations (2000-2018) pour a) les débits totaux, b) les niveaux d'eau souterraine, c) les débits de base Lyne et Hollick et d) les débits de base Eckhardt

La forte cyclicité annuelle de l'autocorrélation sur les niveaux piézométriques reflète la présence d'un pic majeur de recharge après la fonte de la neige. Le pic secondaire visible à l'automne provient de la hausse de la recharge qui suit l'atténuation de l'évapotranspiration. Cependant, certains niveaux piézométriques conservent une autocorrélation élevée toute l'année. Le $T_{0,1}$ moyen des puits étudiés est 165 j et le temps médian est 91 j, la différence entre les deux étant causée par les quelques puits pour lesquels la pente de l'autocorrélation est très faible. Ces puits, majoritairement en nappe captive (i.e., 200005, 2340001, 2370003, 3040005, 3040009 et 3097201), ne reflètent pas le cycle hydrologique annuel et ne réagissent pas ou très peu à la recharge. Sans surprise, les $T_{0,1}$ des niveaux piézométriques sont plus élevés que ceux des débits et des débits de base, ce qui reflète la capacité d'emménagement des aquifères.

Les corrélations croisées entre les précipitations ou la température et les niveaux piézométriques permettent d'établir un lien entre ces variables (**Figure 40a**). La corrélation croisée entre les précipitations et les niveaux piézométriques présentent des $r_{xy}(k)$ très bas (maximum de la moyenne de 0.046). Ceci n'est pas surprenant considérant l'inertie très basse des précipitations décrite plus haut. La corrélation croisée maximale se produit pour un décalage moyen de 108 jours. Ceci peut refléter une recharge directe d'une nappe libre suite à un événement pluvieux, un délai entre la précipitation solide et la fonte, ou un transfert de pression verticalement à travers la zone non saturée pour une nappe libre ou latéralement en zone saturée une nappe captive.

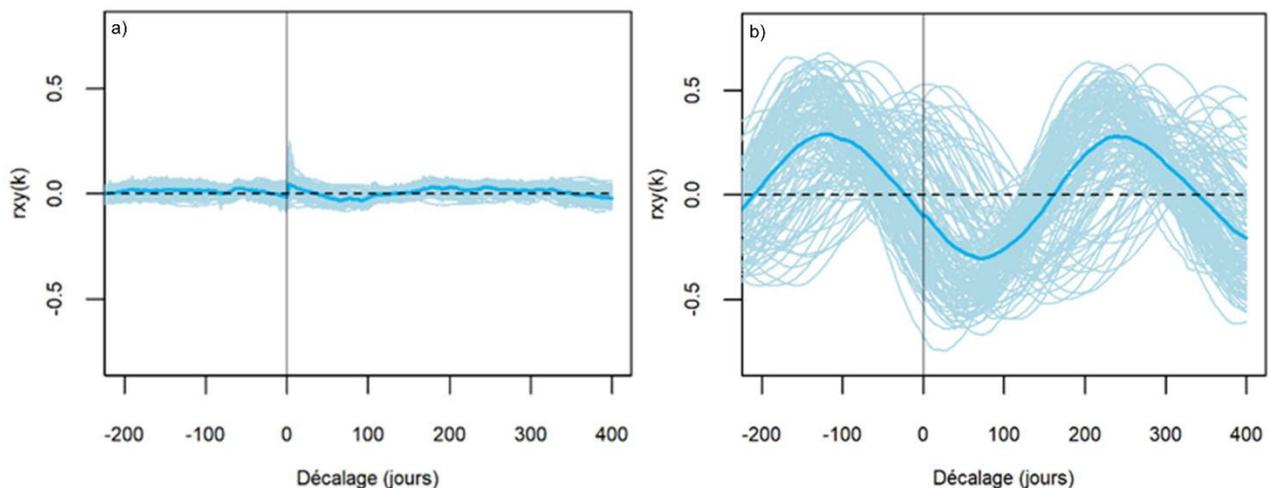


Figure 40. Corrélations croisées entre a) précipitations et niveaux piézométriques et b) températures et niveaux piézométriques

Les corrélations croisées entre les températures et les niveaux des nappes présentent des $r_{xy}(k)$ beaucoup plus élevés (minimum de la moyenne de -0.305 et maximum de la moyenne de 0.290)

(**Figure 40b**). La nature cyclique de l'influence de la température sur les niveaux est clairement illustrée. Les températures élevées des mois d'été entraînent des évapotranspirations élevées et des niveaux piézométriques plus faibles et les mois plus frais permettent à la nappe de se recharger, entraînant des niveaux piézométriques plus élevés. La première corrélation maximale est donc négative et le décalage moyen est de 75 jours.

4.5 Effet de la géologie et de la géographie sur la réactivité des niveaux piézométriques

Les écarts-types des niveaux piézométriques ont été analysés selon différentes caractéristiques des forages pour mettre en évidence celles qui influencent la variation des niveaux piézométriques. Une première analyse avait comme objectif de vérifier quelles variables discrètes (degrés de confinement, type d'aquifère, géologie de surface et utilisation du territoire) permettaient d'expliquer l'écart-type du niveau piézométrique des puits (**Tableau 6**). Une deuxième analyse utilisait les variables continues (profondeur du niveau piézométrique, altitude du sol, profondeur du forage, distance au cours d'eau, position sur le bassin versant et pente du sol) (**Tableau 7**). Au niveau des variables discrètes, les résultats indiquent une faible différence ($0.05 < p < 0.1$) au niveau de l'écart-type du niveau piézométrique entre l'utilisation du territoire de type agricole et forestier. Une différence significative de la pente de Sen du niveau piézométrique entre les conditions semi-captives et captives est observée. Finalement, une faible différence ($0.05 < p < 0.1$) est observée pour la pente des 50 premiers jours de l'autocorrélogramme entre les aquifères granulaires et le roc. Au niveau des variables continues, des corrélations positives significatives sont mesurées pour les pentes de Sen du niveau piézométrique pour l'altitude du sol et la position sur le bassin versant. La pente des 50 premiers jours de l'autocorrélogramme est corrélée significativement et positivement avec la profondeur du niveau piézométrique et la profondeur du forage et négativement avec l'altitude du sol. L'écart-type du niveau piézométrique n'est corrélé avec aucune variable continue.

Tableau 6. Caractéristiques discrètes permettant d'expliquer les écarts-types des niveaux piézométriques, de l'amplitude des tendances et la pente des autocorrélogrammes, estimées avec une analyse par catégories et un test de Student ($p < 0,05$)

Caractéristiques	Écart-type niveaux piézométriques (m)	Pente de Sen des tendances (m/j)	Pente des 50 1ers jours de l'autocorrélogramme (-)
1. Degré de confinement	-	Semi-captif et captif	-
2. Type d'aquifère	-	-	Roc et granulaire**
3. Géologie de surface	-	-	-
4. Utilisation du territoire	Agricole et forestier**	-	-

** : $0.05 < p < 0.1$

Tableau 7. Caractéristiques continues permettant d'expliquer les écarts-types des niveaux piézométriques, de l'amplitude des tendances et la pente des autocorrélogrammes, estimées avec une corrélation de Pearson ($p < 0,05$)

Caractéristiques	Écart-type niveaux piézométriques (m)	Pente de Sen des tendances (m/j)	Pente des 50 1ers jours de l'autocorrélogramme (-)
1. Profondeur niveau piézométrique	-	-	$R^2 = 0,38$
2. Altitude du sol	-	$R^2 = 0,25$	$R^2 = -0,37$
3. Profondeur forage	-	-	$R^2 = 0,29$
4. Distance cours d'eau	-	-	-
5. Position sur le bassin versant	-	$R^2 = 0,35$	-
6. Pente du sol	-	-	-

4.6 Synthèse des analyses sur les données du RSESQ

L'analyse des données a montré que plus de 53% des puits du RSESQ interceptent une nappe libre, 29% interceptent une nappe captive et 18% interceptent une nappe semi-captive. Un peu plus du tiers des puits sont dans les dépôts meubles et près des deux tiers sont dans le roc. Cette répartition des puits semble représentative des conditions rencontrées dans la zone d'étude. Cependant, la grande majorité des puits se situent dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, avec une altitude médiane de 7,3 m. Le RSESQ est donc assez peu représentatif des conditions hydrogéologiques présentes dans les Appalaches où l'altitude peut atteindre 452 m dans la zone d'étude. La profondeur du niveau piézométrique médian est 2,6 m. En nappe captive, elle est significativement plus grande qu'en nappe semi-captive, et elle est significativement plus faible dans les aquifères de dépôts granulaires que dans les aquifères au roc.

Les précipitations de 2000 à 2017 ne montrent aucune tendance dans la portion nord-est de la zone d'étude et des tendances à la baisse dans la portion sud-ouest de la zone d'étude. Pour la même période, les températures montrent des tendances à la hausse sur toute la zone d'étude. La majorité des stations débitométriques (58%) montrent des tendances positives entre 2000 et 2018. L'augmentation des débits en conditions de précipitations annuelles stables ou à la baisse pourrait s'expliquer par une plus grande fréquence d'événements à forte intensité générant plus de ruissellement que d'infiltration, mais ceci n'a pas pu être testé à l'échelle journalière. Une majorité des puits (58%) montrent des tendances négatives et ces tendances à la baisse sont présentes à la

fois pour les aquifères au roc et dans les dépôts meubles, ainsi que pour les nappes captives et les nappes libres. Les niveaux piézométriques à la baisse se retrouvent généralement dans les mêmes secteurs que les précipitations à la baisse, mais la correspondance n'est pas parfaite.

L'analyse des tendances sur les fenêtres glissantes de cinq années montre que les tendances sur les débits, les débits de base et les niveaux piézométriques montrent une période de tendances négatives pour les périodes entre 2007 et 2014-2015. Ces tendances à la baisse pourraient être reliées aux indices de la famille NINO, un épisode d'El-Niño fort entraînant moins de précipitations, des débits plus faibles et des niveaux piézométriques à la baisse.

L'autocorrélation des débits montre une inertie (ou un effet mémoire) relativement courte d'environ un mois. Celle des débits de base est près de deux mois, ce qui reflète le fait qu'une majorité de rivières sont alimentées par l'eau souterraine (les deux filtres testés donnent des résultats similaires). Sans surprise, l'autocorrélation des niveaux piézométriques montre une inertie supérieure à celle des débits, d'environ trois mois. Elle reflète également, pour une majorité de puits, les deux périodes de recharge annuelles, après la fonte de la neige et à la fin de l'automne. Certains puits, majoritairement en nappe captive, ne montrent toutefois pas deux cycles par année. Les niveaux piézométriques réagissent en quelques jours à peine à un événement pluvieux, soit par transfert de l'eau dans la zone non saturée ou par transfert de pression jusqu'à la nappe.

Les données ont permis d'identifier que l'utilisation du territoire influence (faiblement) la variation des niveaux piézométriques, que le degré de confinement influence la force des tendances des niveaux et que le type d'aquifère influence (faiblement) l'inertie de l'aquifère. L'altitude du sol et la position sur le bassin versant influencent positivement la force des tendances des niveaux. C'est-à-dire que, pour la période étudiée, plus un puits est situé en altitude ou en amont sur le bassin versant, plus il est susceptible de montrer une tendance à la hausse du niveau piézométrique. La profondeur du niveau piézométrique et la profondeur du forage influencent l'inertie de l'aquifère de manière positive, tandis que l'altitude l'influence négativement. Donc, selon ces résultats, plus un puits est situé en altitude, plus il montrera des fluctuations rapides du niveau piézométrique et plus un puits est profond, moins ces fluctuations seront rapides.

Résumé de l'analyse des séries temporelles

- Les puits du RSESQ représentent bien les aquifères à nappe libre et à nappe captive, mais très peu de puits sont situés dans les Appalaches.
- Les précipitations ne montrent aucune tendance dans la portion nord-est de la zone d'étude et des tendances à la baisse pour la portion sud-ouest de la zone d'étude pour la période 2000-2017. Pour la même période, les températures montrent des tendances à la hausse sur toute la zone d'étude. Les débits ont généralement été à la hausse, tandis que les niveaux piézométriques ont été majoritairement à la baisse.
- Les indices climatiques de la famille NINO semblent influencer à la baisse les débits et les niveaux piézométriques.
- L'inertie des niveaux piézométriques est environ trois fois supérieure à celle des débits et 50% plus grande que celle des débits de base, ce qui reflète la plus faible réactivité des aquifères aux événements pluvieux et au cycle hydrologique annuel.
- La variation des niveaux piézométriques est (faiblement) influencée par le type d'utilisation du territoire, la force des tendances est influencée par le degré de confinement, l'altitude du sol et la position sur le bassin versant, tandis que l'inertie de l'aquifère est influencée par le type d'aquifère (faiblement), la profondeur du niveau piézométrique, l'altitude du sol et la profondeur du forage.
- La pente des tendances du niveau piézométrique est influencée par le niveau de confinement et positivement corrélée avec l'altitude du sol et la position sur le bassin versant.
- L'inertie des aquifères est positivement corrélée avec la profondeur du forage et du niveau piézométrique et négativement corrélée avec l'altitude.

5 SIMULATION DE LA RECHARGE – CONDITIONS PASSÉES

5.1 Calibration du modèle et analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité sur le groupe de stations du BV de la Bécancour a été réalisée avec 60 répétitions du schéma (540 appels du modèle). Les valeurs de μ^* (moyenne de la valeur absolue des effets élémentaires) pour les deux fonctions objectifs (**Tableau 18, Annexe 3**) montrent que la simulation du débit des rivières, liée au calcul du KGE_{qtot} , est principalement sensible à la température de la fonte de la neige et du coefficient de fonte de la neige (T_m et C_m) et dans une moindre mesure au facteur de ruissellement (f_{runoff}). Les valeurs de μ^* plus importantes associées à la simulation de la recharge potentielle, liée au calcul du KGE_{qbase} , montrent que la recharge potentielle est plus sensible à la variation des paramètres que la simulation des débits de rivière. Le facteur de ruissellement (f_{runoff}), influençant le partitionnement entre le ruissellement et l'infiltration dans le réservoir sol, est le paramètre le plus sensible, suivi par la capacité de percolation du réservoir sol vers la zone non saturée (f_{inf}), la température de gel du sol (TT_F), le temps d'évolution entre des conditions humides et sèches (t_{API}) et la capacité du réservoir sol (sw_m). Compte tenu des valeurs de σ (déviations standard des effets élémentaires) relativement élevées, ces paramètres ont probablement des effets non linéaires et des interactions pour la simulation de la recharge potentielle et des débits de rivière. Au regard des faibles valeurs de μ^* du temps de gel du sol (F_T) pour les deux fonctions objectives, il est possible de considérer que le paramètre a un effet négligeable sur la simulation des deux variables et donc de lui attribuer une valeur nominale pour les calibrations automatiques finales. Une valeur de 16.4 jours a été retenue, correspondant à la moyenne des valeurs obtenues sur tous les groupes de stations de jaugeages lors des premières calibrations (testées avec les huit paramètres avant de passer à seulement sept paramètres pour les calibrations finales).

Jusqu'à 5 000 appels du modèle ont été réalisés pour faire la calibration du groupe de stations de jaugeage du BV de la Bécancour. Dans le but de vérifier la convergence de la calibration et l'équifinalité de la solution, l'ensemble des 25 meilleurs compromis a été extrait à partir de l'Éq 1 pour les stations du BV de la Bécancour (**Tableau 8**). Dans l'ensemble des compromis, le KGE_{moy} varie de ± 0.01 en calibration et ± 0.02 en validation, ce qui montre la bonne convergence du modèle. Bien que les 25 meilleurs jeux de paramètres arrivent à une qualité de simulation similaire, l'équifinalité n'est pas si grande au regard de la convergence des paramètres vers des valeurs similaires. Les faibles variations des paramètres optimisés et des fonctions objectives associées aux meilleurs compromis permettent finalement de considérer que l'optimisation pour le groupe de stations a convergé et est complète.

Tableau 8. Fonctions objectifs et paramètres optimisés avant régionalisation du meilleur compromis et de l'ensemble des 25 meilleurs compromis de la calibration des stations du BV de la Bécancour (adapté de Dubois et al., 2021)

	Calibration			Validation		
	KGE_{moy}	KGE_{qtot}	KGE_{qbase}	KGE_{moy}	KGE_{qtot}	KGE_{qbase}
Meilleur compromis	0,76	0,80	0,72	0,70	0,71	0,70
25 meilleurs compromis	0,75-0,76	0,78-0,82	0,71-0,74	0,69-0,71	0,70-0,73	0,67-0,72

Paramètres optimisés*							
	T_M (°C)	C_M (mm/°j)	TT_F (°C)	t_{API} (j)	f_{runoff} (-)	SW_m (mm)	f_{inf} (-)
Meilleur compromis	0,5	4,0	-17,9	3,8	0,54	308	0,05
25 meilleurs compromis	0,2-0,8	3,5-4,4	-20--14,4	3,0-4,0	0,52-0,56	227-439	0,04-0,06

* f_T est gardé constant à 16,4 jours

En se basant sur la bonne convergence de la calibration (atteinte avant 1 000 appels du modèle pour la Bécancour) et la bonne reproductibilité de la solution obtenue en répétant la calibration plusieurs fois et produisant des qualités de simulation similaires, la calibration finale pour les sept autres groupes de stations de jaugeage a été entreprise avec 1 500 appels du modèle. Bien que la calibration d'un groupe de stations soit relativement facile grâce au temps de calcul relativement court, i.e. un appel du modèle en 10 min pour un BV de 6 750 km² avec une résolution spatiale de 500 m x 500 m (27 000 cellules) pour 58 ans avec 15 cœurs et 80 Go de mémoire vive, la réduction du nombre d'appels du modèle a permis d'optimiser le temps de calcul pour la calibration.

Après la régionalisation, une qualité de simulation satisfaisante a été obtenue pour l'ensemble des groupes de stations de jaugeage (**Tableau 9**). Le KGE_{moy} varie entre 0.64 et 0.82 (moyenne 0.72) en période de calibration et entre 0.62 et 0.77 (moyenne 0.69) en période de validation. Les fonctions objectives sont semblables entre les deux périodes, confirmant la qualité de la calibration et la capacité du modèle à simuler le bilan hydrique sur de longues périodes. L'étalement des périodes de calibration et validation entre 1961 et 2017 sur l'ensemble de la zone d'étude assure également la bonne représentativité temporelle du modèle.

Tableau 9. Fonctions objectives obtenues après la régionalisation pour l'ensemble des groupes de stations, en période de calibration et validation (adapté de Dubois et al., 2021a)

Groupe stations de jaugeage			Calibration			Validation		
Nombre de stations	Périodes de mesures		KGE _{qtot}	KGE _{qbase}	KGE _{moy}	KGE _{qtot}	KGE _{qbase}	KGE _{moy}
W1*	2	1980-2013	0.80	0.65	0.71	0.79	0.63	0.70
W2*	5	1973-2017	0.76	0.56	0.64	0.75	0.53	0.62
W3	14	1965-2017	0.76	0.64	0.69	0.79	0.57	0.66
W4*	8	1961-2009	0.81	0.71	0.75	0.85	0.71	0.77
W5	4	1961-2017	0.77	0.75	0.76	0.76	0.59	0.66
W6	8	1961-2017	0.84	0.61	0.70	0.71	0.63	0.66
W7	2	1993-2017	0.92	0.75	0.82	0.86	0.72	0.77
W8	8	1961-2015	0.80	0.67	0.72	0.77	0.64	0.69

*Les valeurs présentées sont uniquement pour les stations dont le BV est intégralement au Québec.

5.2 Recharge potentielle simulée entre 1960 et 2017

La recharge potentielle spatialisée sur l'ensemble de la zone d'étude a été simulée pour la période 1961-2017 avec le modèle HydroBudget calibré. Les variables simulées et observées pour la station de jaugeage la plus en aval sur le BV de la Chaudière (station 23402) et pour la période 2000-2010 (en période de validation pour cette station) sont illustrées à titre d'exemple (**Figure 41**).

Les maximums de débits de rivière simulés sont proches des observés (observé 140-277 mm/mois, simulé 139-356 mm/mois) et synchrones tous les ans durant les mois de printemps où les plus forts apports verticaux se produisent. En général, le modèle reproduit des débits plus faibles pendant la période estivale alors que l'ETR est importante. Les étiages de fin d'été et d'automne et hivernaux observés et simulés sont de mêmes amplitude et simultanés (août à septembre : observé 4-28 mm/mois, simulé 0.7-37 mm/mois ; janvier et février : observé 4-34 mm/mois et simulé 4.5-30 mm/mois). La hausse des débits à partir de novembre est aussi bien représentée par le modèle (observé 12-91 mm/mois, simulé 26-85 mm/mois). L'ETR simulée est nulle l'hiver jusqu'à la fonte printanière, atteint rapidement son maximum en juillet (98-122 mm/mois) et diminue à la fin août jusqu'à être nulle de nouveau en novembre. La recharge potentielle reproduit assez fidèlement la dynamique des débits de base calculés avec le filtre de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013). Les valeurs maximales sont atteintes en avril (observé 21-64 mm/mois, simulé 12-45 mm/mois) et minimales en août et septembre (observé 2-10 mm/mois, simulé 0.2-6.1 mm/mois), puis en février (observé 3-18 mm/mois, simulé 4.4-18 mm/mois). Un second pic de recharge de moindre importance est observé et simulé presque chaque année en novembre et décembre. Des résultats similaires ont été obtenus pour le reste de la chronique pour la station 23042, et pour les autres stations de jaugeage utilisées pour la calibration (**Annexe 5**).

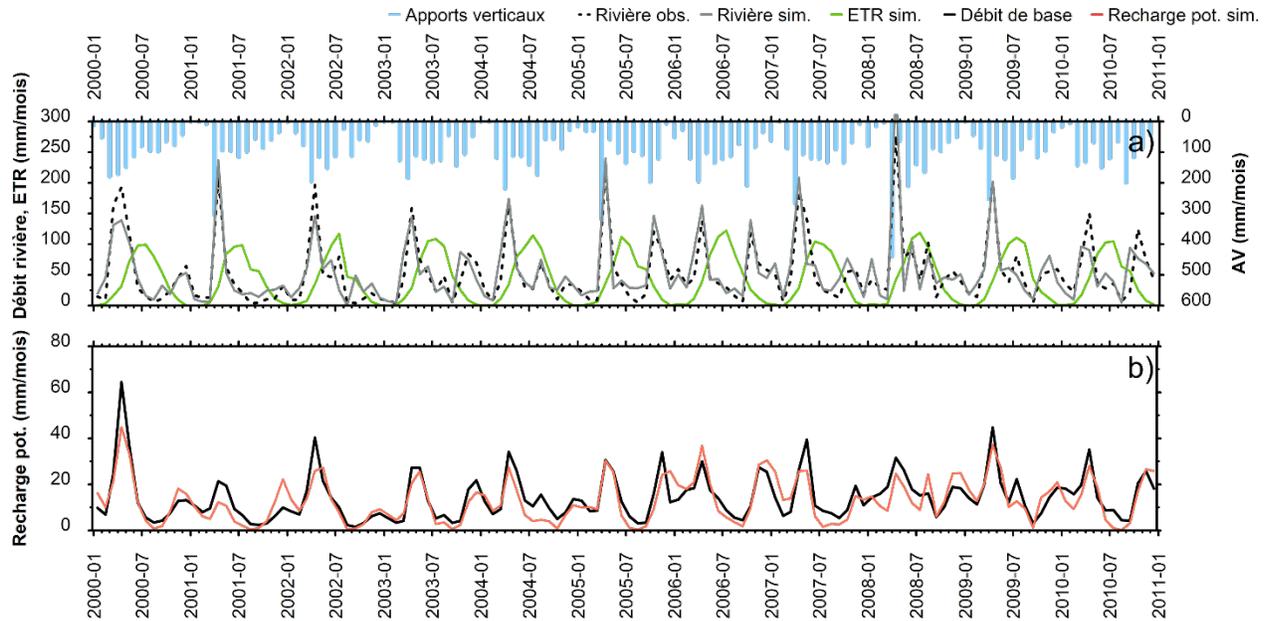


Figure 41. Bilan hydrique simulé pour la période 2000-2010 (en période de validation) pour la station la plus en aval du BV de la Chaudière (station 23402) avec a) les apports verticaux (AV), les débits de rivière observés et simulés et l'évapotranspiration réelle simulée et b) les débits de base calculés avec le filtre de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013) et la recharge potentielle simulée (adapté de Dubois et al., 2021a)

La distribution spatiale montre une zone de recharge potentielle inférieure à 140 mm/an localisée dans la partie ouest de la zone d'étude, principalement sur les BV1, BV2 (sauf sa partie sud-est), la partie aval de BV3, et les parties aval (nord) des BV4, BV5, BV6 et BV7 (**Figure 42a**). Une zone de recharge potentielle plus importante, de 140 à 280 mm/an et localement > 280 mm/an, recouvre la partie amont (sud) des BV3, BV4, BV5, BV6 et BV8. Ces deux zones concordent avec les deux ensembles géologiques (**Figure 2**). La zone de recharge faible correspond à la plateforme du Saint-Laurent, relativement plate et argileuse, alors que les recharges plus importantes sont associées aux Appalaches. Les zones de recharge plus importante situées dans la partie centrale de la zone d'étude (BV2, BV3, BV4, BV5 et BV6) correspondent également à des zones de précipitations plus importantes (**Figure 7**). Les zones de recharge préférentielles s'identifient par un rapport recharge/précipitations supérieur à 0,15, principalement retrouvé dans les Appalaches (**Figure 42b**). Les forts potentiels de recharge localisés dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et en piémont appalachien (rapport > 0,2) correspondent à des matériaux grossiers et des aquifères locaux et superficiels déconnectés des écoulements régionaux.

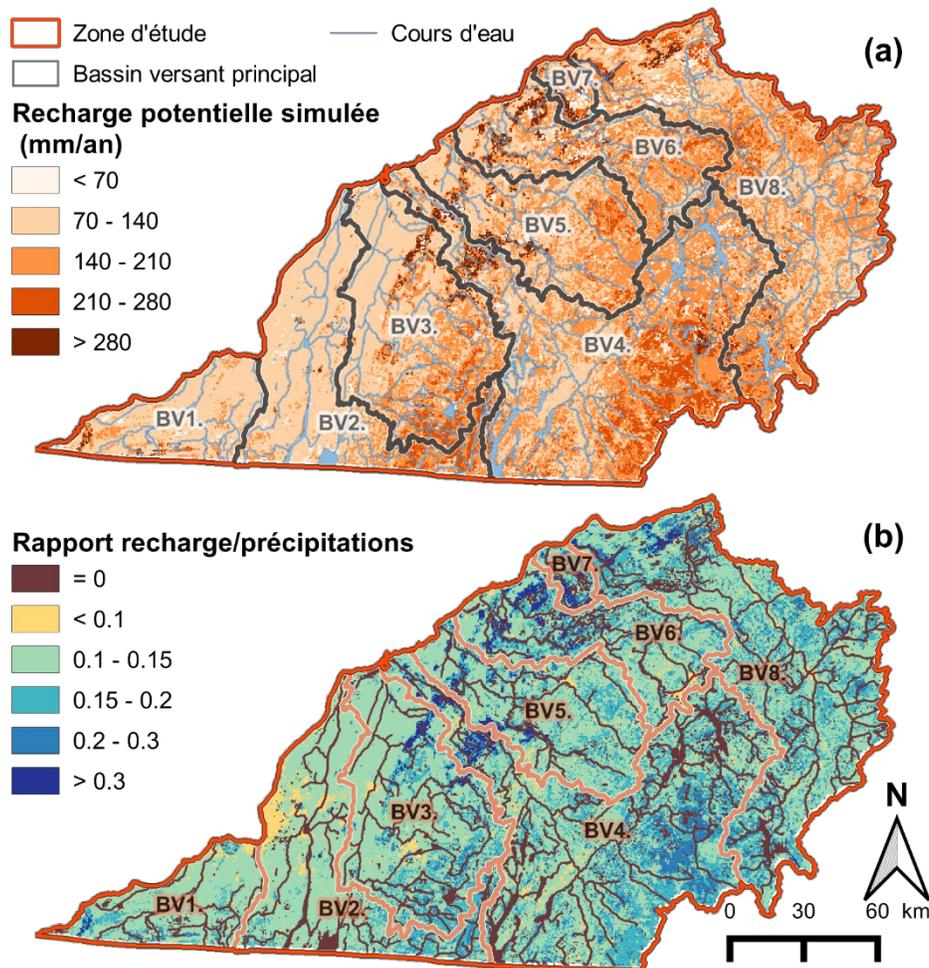


Figure 42. a) Recharge potentielle interannuelle simulée avec HydroBudget pour la période 1961-2017 et b) rapport recharge/précipitations associé (adapté de Dubois et al., 2021a)

5.3 Partitionnement et saisonnalité du bilan hydrique

Sur la zone d'étude, le ruissellement simulé représente 444 mm/an et varie entre 368 mm/an (BV1) et 485 mm/an (BV4), l'ETR simulée 501 mm/an, avec des variations allant de 482 mm/an (BV1) à 512 mm/an (BV4), et la recharge potentielle 139 mm/an, avec des variations entre 109 mm/an (BV1) et 154 mm/an (BV7) (**Tableau 10**). Le ruissellement représente 41% des précipitations totales, entre 39% pour BV1 et 42% pour BV4, BV6, BV8, l'ETR représente 47% des précipitations totales, entre 45% pour BV4, BV6, BV8 et 50% pour BV1, et la recharge correspond à 12% des précipitations totales, entre 11% pour BV1, BV2 et 13 % pour BV4, BV5, BV6, BV7, BV8 (**Figure 43**). Les BV principalement situés dans les Basses Terres du Saint-Laurent (BV1, BV2 et une partie de BV3) ont une recharge moyenne inférieure à 140 mm/an alors que les BV principalement situés dans les Appalaches (BV4 à BV8) ont une recharge moyenne supérieure à 140 mm/an, conformément à l'observation des zones de bas et forts taux de recharge décrites précédemment (cf. 5.2).

Le partitionnement saisonnier du bilan hydrique varie clairement entre les huit BV (**Tableau 10**). Le ruissellement est divisé en 10 % pendant l'hiver (diminution ouest-est de 13 % pour BV1 à 6 % pour BV7), 51 % au printemps avec la fonte de la neige (augmentation ouest-est de 47 % pour BV1 à 56 % pour BV7), 17 % pendant l'été et 23 % pendant l'automne (variations de 1 à 2 % pour l'été et l'automne). L'ETR hivernale est négligeable (≤ 2 % pour tous les BV), l'ETR durant le printemps diminue de l'ouest vers l'est (entre 30 % pour BV1 et 24 % pour BV8) et augmente de l'ouest vers l'est durant l'été (48 % pour BV1 et 57 % pour BV8) puis tombe à 18 à 20 % pour tous les BV durant l'automne. Des gradients est-ouest similaires sont observés pour la recharge, avec la recharge hivernale qui diminue d'ouest en est (38 % pour BV1 à 26 % pour BV7), la recharge printanière est relativement constante (44 % en moyenne pour tous les BV), et les recharges estivale et automnale diminuent d'ouest en est (entre 3 % pour BV1 et 10 % pour BV8 durant l'été ; entre 14 % pour BV1 et 21 % pour BV6, BV8 durant l'automne). Toutes ces variations saisonnières concordent avec le gradient de température régional et la perte de 2.5°C entre la température moyenne annuelle de BV1 et BV8.

Tableau 10. Ruissellement, évapotranspiration réelle et recharge potentielle simulés et partitionnement saisonnier pour les huit BV de la zone d'étude pour la période 1961-2017 (adapté de Dubois et al., 2021a)

	Ruissellement					Evapotranspiration réelle					Recharge potentielle				
	mm/an	hiv.	prin.	été	aut.	mm/an	hiv.	prin.	été	aut.	mm/an	hiv.	prin.	été	aut.
BV1*	368	13%	47%	16%	24%	482	2%	30%	48%	20%	109	38%	46%	3%	14%
BV2*	430	12%	48%	16%	24%	498	1%	29%	50%	19%	119	36%	45%	4%	15%
BV3	442	12%	48%	17%	24%	507	1%	28%	52%	19%	139	35%	44%	4%	17%
BV4*	485	11%	50%	17%	22%	512	1%	25%	55%	18%	147	31%	42%	8%	19%
BV5	438	10%	50%	17%	23%	502	1%	26%	54%	19%	144	32%	43%	6%	19%
BV6	465	8%	53%	16%	23%	501	1%	25%	56%	18%	151	28%	44%	7%	21%
BV7	453	6%	56%	15%	23%	512	1%	25%	56%	18%	154	26%	46%	8%	20%
BV8	470	7%	53%	18%	23%	494	1%	24%	57%	18%	145	27%	42%	10%	21%

*Une partie du BV est située aux États-Unis et les valeurs présentées concernent la part située au Québec uniquement.

Hiver = décembre, janvier, février ; printemps = mars, avril, mai ; été = juin, juillet, août ; automne = septembre, octobre, novembre

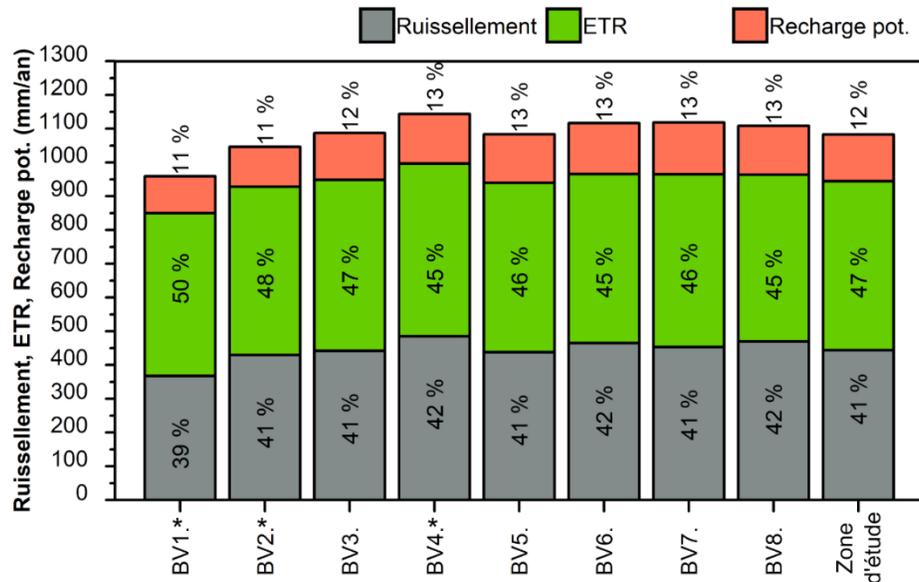


Figure 43. Partitionnement annuel du ruissellement moyen, l'évapotranspiration réelle (ETR) moyenne et recharge potentielle moyenne pour les huit BV et pour l'ensemble de la zone d'étude entre 1961 et 2017. Les BV avec * sont partiellement situés aux États-Unis et les valeurs présentées concernent la part située au Québec uniquement (adapté de Dubois et al., 2021a).

La répartition du bilan hydrique en fonction de la nature des matériaux de surface montre que les taux de ruissellement les plus importants sont obtenus pour les matériaux organiques, souvent associés avec des zones humides, et les plus faibles sur des zones argileuses (**Figure 44a**), souvent situées en zone plane dans les Basses-Terres du Saint-Laurent où les cumuls annuels de précipitations sont les plus faibles de la zone d'étude (**Figure 7**). Les ETR et les recharges potentielles les plus importantes sont simulées pour des matériaux grossiers et les plus faibles pour des zones argileuses. L'augmentation de la pente produit plus de ruissellement et une légère augmentation de recharge potentielle (pas pour des pentes supérieures à 8%) (**Figure 44b**). L'augmentation de la recharge avec des pentes plus importantes est liée à la présence de matériaux grossiers, des dépôts glaciaires de versant, propices à l'infiltration. L'occupation du sol a un effet marqué sur le bilan hydrique (**Figure 44c**), avec les taux de ruissellement les plus élevés dans les zones humides (considérées comme zone d'affleurement d'eau dans le modèle) et les plus faibles pour les zones forestières. Les ETR les plus importantes sont également associées aux zones humides et les plus faibles aux zones urbaines. Les recharges potentielles les plus importantes sont simulées pour les zones forestières et les plus faibles sont simulées pour les zones humides.

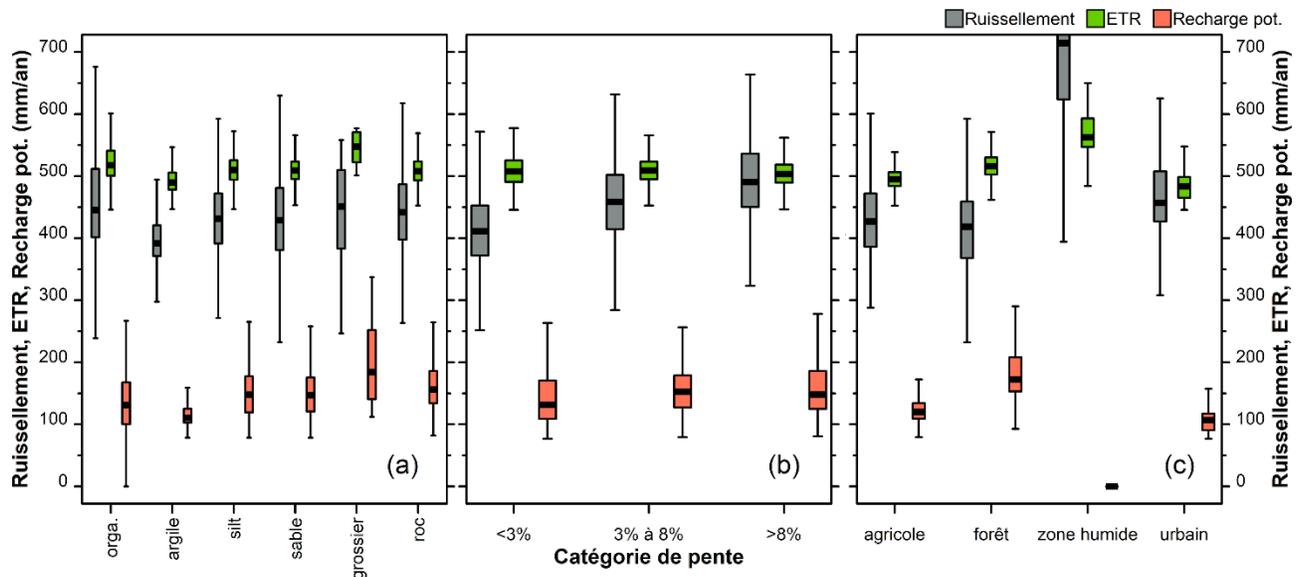


Figure 44. Médiane, 25^e et 75^e percentiles, minimums et maximums des valeurs annuelles de ruissellement, évapotranspiration réelle (ETR) et recharge potentielle sur l'ensemble de la zone d'étude entre 1961 et 2017 classifiés en fonction a) du type de matériaux de surface, b) de la pente et c) de l'occupation du sol (adapté de Dubois et al., 2021a)

5.4 Évolution du bilan hydrique depuis les années 1960

Le bilan hydrique sur la zone d'étude a été simulé avec HydroBudget à partir des années 1960, créant ainsi une chronique temporelle de ruissellement, ETR et recharge potentielle exceptionnellement longue (**Figure 45**). Les précipitations annuelles varient entre 845 mm/an (1968) et 1 330 mm/an (1990) et la température annuelle moyenne varie entre 3.9°C (1972) et 7.1°C (2012) (**Figure 45a**). L'effet de la variabilité interannuelle des précipitations se transmet clairement dans la simulation du ruissellement qui varie entre 273 mm/an (1980) et 630 mm/an (2011). Les ruissellements minimums (< 350 mm/an) sont produits pour les années les plus sèches (1961, 1964, 1965, 1967, 1968, 1970, 1980 et 1988) et maximums (> 550 mm/an) pour les années les plus humides (1973, 1976 1990, 1996, 2005, 2006, 2008 et 2011) (**Figure 45b**). L'ETR simulée varie entre 453 mm/an (1978) et 563 mm/an (2006), avec des valeurs minimales (< 465 mm/an) pour 1965, 1968, 1975, 1978, 1982 et 1989, et maximales (>540 mm/an) pour 1976, 1981, 2006, 2008 et 2013 (**Figure 45c**). La recharge potentielle varie entre 89 mm/an (1968) et 198 mm/an (1983) avec de faibles taux de recharge (<110 mm/an) pour 1961, 1964, 1968, 1982, 1987, 2001, 2012 et 2015, et importants (>180 mm/an) pour 1983, 1990, 1993 et 2006) (**Figure 45d**). Ses variations interannuelles semblent plus influencées par les précipitations que par les variations de température.

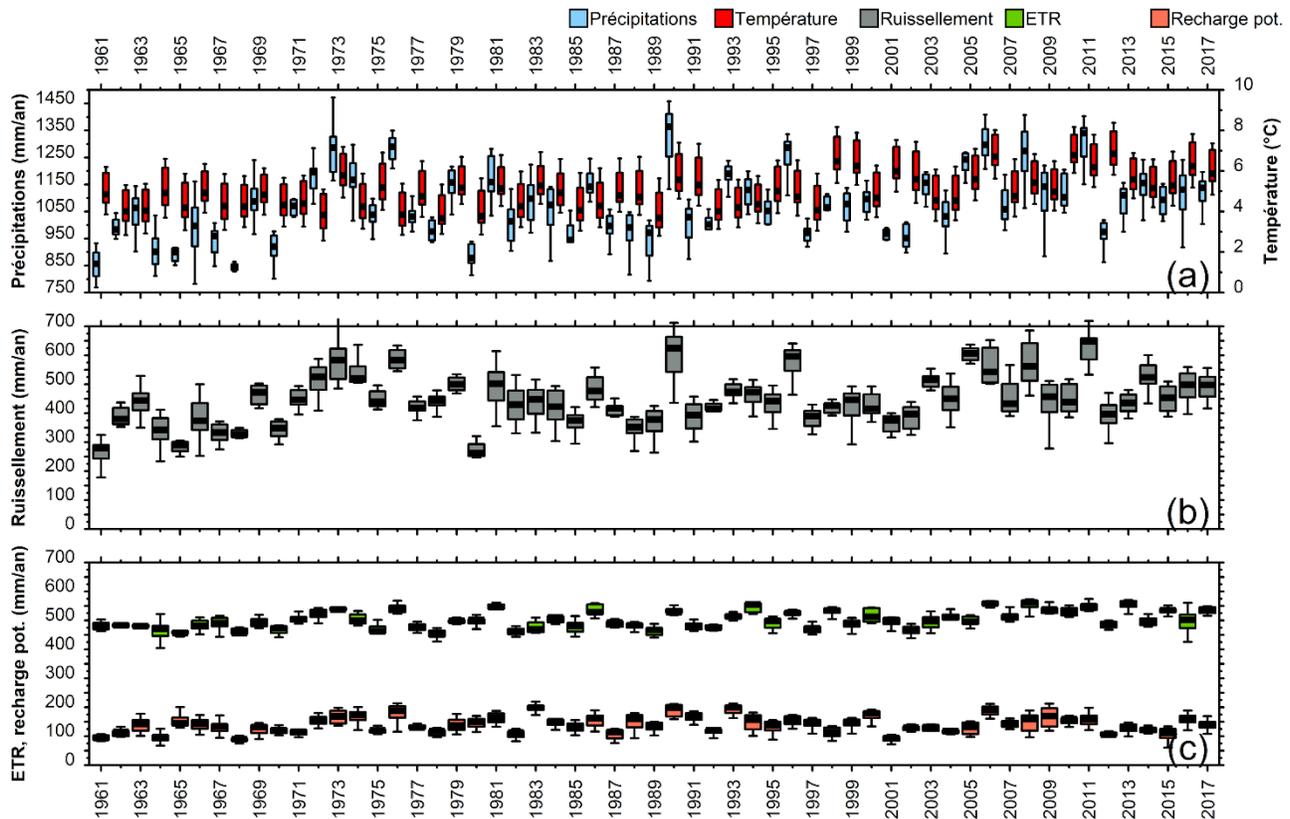


Figure 45. Médiane, 25^e et 75^e percentiles, minimums et maximums a) des températures et précipitations annuelles, b) du ruissellement simulé, c) de l'évapotranspiration réelle (ETR) simulée et d) de la recharge potentielle simulée entre 1961 et 2017 pour les huit BV (adapté de Dubois et al., 2021a)

Une augmentation significative des AV entre 1961 et 2017 ($p < 0,05$ pour le test de Mann-Kendall) est observée dans tous les BV durant l'hiver (de décembre à février), durant l'été (de juin à août), sauf pour BV1 et BV7, et annuellement, sauf pour BV5 et BV7 (**Tableau 11**). Une augmentation significative des températures est observée dans tous les BV pour toutes les saisons, se traduisant par une augmentation de la température annuelle. Les augmentations de précipitations sur la zone d'étude produisent des augmentations significatives de ruissellement dans tous les BV, sauf pendant le printemps et l'automne où quelques tendances positives qui n'existent pas dans les précipitations sont enregistrées dans les ruissellements simulés. Les augmentations de température saisonnière provoquent des augmentations significatives d'ETR l'hiver et le printemps, mais pas le reste de l'année. La combinaison de l'augmentation des AV et des températures l'hiver provoque une hausse significative de la recharge hivernale au travers de la zone d'étude. Il est également intéressant de noter que malgré l'augmentation significative de la température sur la période 1961-2017 aucune tendance négative (diminution) n'a été enregistrée sur les variables simulées (ruissellement, ETR et recharge potentielle).

Tableau 11. Statistiques des tendances annuelles et saisonnières pour les apports verticaux (AV), les températures, le ruissellement simulé, l'évapotranspiration réelle (ETR) simulée et la recharge potentielle simulée entre 1961 et 2017 pour les 8 BV (test de Mann-Kendall, toutes les tendances sont positives, seules les valeurs significatives de $p < 0,05$ sont présentées, l'absence de tendance significative est notée par « - ») (adapté de Dubois et al., 2021a)

	Apports verticaux					Température				
	Annuel	Hiv.	Prin.	Été	Aut.	Annuel	Hiv.	Prin.	Été	Aut.
BV1*	0.041	0.006	-	-	-	0.000	0.001	0.029	0.002	0.001
BV2*	0.003	0.001	-	0.020	-	0.000	0.001	0.019	0.001	0.002
BV3	0.004	0.001	-	0.021	-	0.000	0.003	0.038	0.000	0.001
BV4*	0.004	0.000	-	0.036	-	0.000	0.002	0.038	0.001	0.002
BV5	-	0.000	-	0.006	-	0.000	0.003	-	0.002	0.002
BV6	0.001	0.000	-	0.031	-	0.000	0.002	-	0.001	0.001
BV7	-	0.001	-	-	-	0.000	0.001	0.024	0.000	0.000
BV8	0.000	0.001	-	0.016	-	0.000	0.001	0.024	0.000	0.001

	Ruissellement simulé					ETR simulée				
	Annuel	Hiv.	Prin.	Été	Aut.	Annuel	Hiv.	Prin.	Été	Aut.
BV1*	0.031	0.023	-	-	-	0.020	0.000	0.001	-	-
BV2*	0.012	0.001	-	0.009	0.017	0.006	0.001	0.000	-	-
BV3	0.007	0.003	-	0.009	0.031	0.002	0.001	0.000	-	-
BV4*	0.009	0.000	-	0.008	-	0.000	0.001	0.001	-	-
BV5	-	0.003	0.013	0.001	-	0.012	0.002	0.002	-	-
BV6	0.003	0.001	-	0.003	-	0.001	0.000	0.001	0.042	-
BV7	-	0.002	-	0.045	-	0.001	0.000	0.000	-	-
BV8	0.000	0.001	-	0.001	0.014	0.000	0.000	0.001	0.028	-

	Recharge pot. simulée				
	Annuel	Hiv.	Prin.	Été	Aut.
BV1*	-	-	-	-	-
BV2*	-	0.050	-	-	-
BV3	-	0.009	-	-	-
BV4*	-	0.001	-	-	-
BV5	-	0.018	-	-	-
BV6	-	0.002	-	-	-
BV7	-	0.012	-	-	-
BV8	-	0.000	-	-	-

*Une partie du BV est située aux États-Unis et les valeurs présentées concernent la part située au Québec uniquement.

5.5 Comparaison de la recharge potentielle simulée avec les études antérieures

5.5.1 Comparaison de la recharge régionale avec la littérature

Une première validation des taux de recharge simulés avec HydroBudget peut être faite par comparaison avec les données de recharge obtenues dans des études locales antérieures. Avec HydroBudget, la recharge potentielle représente 139 mm/an sur la zone d'étude, soit 12 % des précipitations annuelles, et est comparable à ce qui a été trouvé dans des études précédentes (**Annexe 5**). Par exemple, Chemingui et al. (2015) ont utilisé un modèle hydrologique intégré (CATHY, Camporese et al., 2010) dans le BV1 et estimé la recharge moyenne à 200 mm/an. Bien que ce taux de recharge soit bien supérieur à celui de HydroBudget sur ce BV (109 mm/an), les zones de recharge préférentielle sont situées proches de la frontière Canada – États-Unis avec les deux méthodes et présentent des taux comparables, i.e. 70 à 250 mm/an pour Chemingui et al. (2015) et 70 à 280 mm/an avec HydroBudget. Dans le même secteur, Levison et al. (2014) ont calibré la recharge entre 0 mm/an pour les zones argileuses et 329 mm/an pour le roc fracturé comme donnée d'entrée pour un modèle MODFLOW d'écoulement de l'eau souterraine. La gamme présentée est plus importante que celle obtenue avec HydroBudget pour cette zone, entre 70 et 280 mm/an.

Dans le piémont des Appalaches du BV3, Larocque et Pharand (2010) ont simulé une recharge moyenne de 215 mm/an avec de grandes variations spatiales, entre 0 mm/an en zone argileuse et plus de 300 mm/an pour le roc fracturé, à partir du modèle spatialisé de bilan hydrique de sol AgriFlux (Banton et al., 1993). Leurs résultats sont plus élevés que la moyenne de recharge potentielle obtenue avec HydroBudget, d'environ 150 mm/an pour la zone, mais sont cohérents avec la grande variabilité simulée avec HydroBudget également (entre < 140 mm/an dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et 140 à > 210 mm/an dans les Appalaches).

Les recharges moyennes simulées avec le modèle HELP (Schroeder et al., 1994) sur plusieurs BV de la zone d'étude se comparent assez bien aux recharges potentielles simulées d'HydroBudget : 86 mm/an pour BV1 (Croteau et al., 2010) contre 109 mm/an avec HydroBudget ; 100 mm/an pour BV2 et BV3 (Carrier et al., 2013) contre 119 et 139 mm/an avec HydroBudget respectivement ; 166 mm/an pour BV8 (Lefebvre et al., 2015) et environ 150 mm/an pour la partie aval de BV8 (Talbot-Poulin et al., 2013) contre 145 mm/an avec HydroBudget.

5.5.2 Comparaison de la recharge passée avec les résultats obtenus dans le PACES Montérégie

Dans le cadre des PACES-Montérégie Est (Carrier et al., 2013) et sur la zone Chaudière-Appalaches (Lefebvre et al., 2015), la recharge de l'eau souterraine a été simulée à partir du modèle HELP (Schroeder et al. 1994) pour la période 1981-2010. Le modèle HELP réalise un bilan hydrique en zone non saturée et considère l'eau résiduelle à la base de la colonne de sol comme la recharge qui atteint la zone saturée (Croteau et al., 2010). La somme du ruissellement de surface simulé, des écoulements de subsurface produits par chaque horizon de sol et de la recharge est assimilée au débit des cours d'eau et la recharge au débit de base. Il est alors possible de comparer les résultats obtenus avec HELP et HydroBudget puisque les deux modèles utilisent les mêmes proxys, i.e. débit de cours d'eau et débits de base, le proxy pour la recharge « réelle » dans HELP et pour la recharge potentielle dans HydroBudget. La comparaison des données annuelles a été effectuée sur les BV de la rivière Yamaska (station de jaugeage 30345 la plus en aval de la rivière) et de la rivière Chaudière (stations de jaugeage 23401 et 23402 les plus en aval dans le BV et 23422 en amont) (**Figure 46**).

Les flux annuels simulés par les deux modèles sont similaires. Les débits de rivière simulés par les deux modèles reproduisent relativement fidèlement les variations des écoulements annuels mesurés avec des variations de ± 100 mm/an et les années exceptionnelles bien représentées : 904 mm mesurés en 2006 par la station 30345 (HydroBudget: 868 mm, HELP: 943 mm) ; 444 mm mesurés en 1985 par la station 23401 (HydroBudget: 534 mm, HELP : 530 mm) ; 840 mm mesurés en 1990 par la station 23402 (HydroBudget : 852 mm, HELP: 787 mm) ; 461 mm mesuré par la station 23422 (HydroBudget : 527 mm, HELP: 491 mm).

La simulation des débits de base par les deux modèles est relativement comparable également. Les débits de base sont calculés avec le filtre de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013) et utilisés pour la calibration de la recharge potentielle simulée avec HydroBudget et avec le filtre d'Eckhardt (2005) pour la calibration de la recharge simulée avec HELP. Les débits de base calculés avec la méthode de Lyne et Hollick varient entre 108 mm en 2001 et 219 mm en 2006 et sont légèrement sous-estimés par HydroBudget (simulé entre 99 mm/an en 2001 et 223 mm/an en 1983). Les débits de base calculés avec la méthode d'Eckhardt varient entre 127 mm/an en 2001 et 293 mm/an en 2006 et sont également sous-estimés par HELP, dont les valeurs simulées varient très peu (entre 104 mm/an en 1989 et 152 mm/an en 2006) (**Figure 46a**). Pour le BV de la Chaudière, les deux modèles simulent bien les débits de bases à la station 23402, située le plus en aval sur la rivière Chaudière (**Figure 46c**).

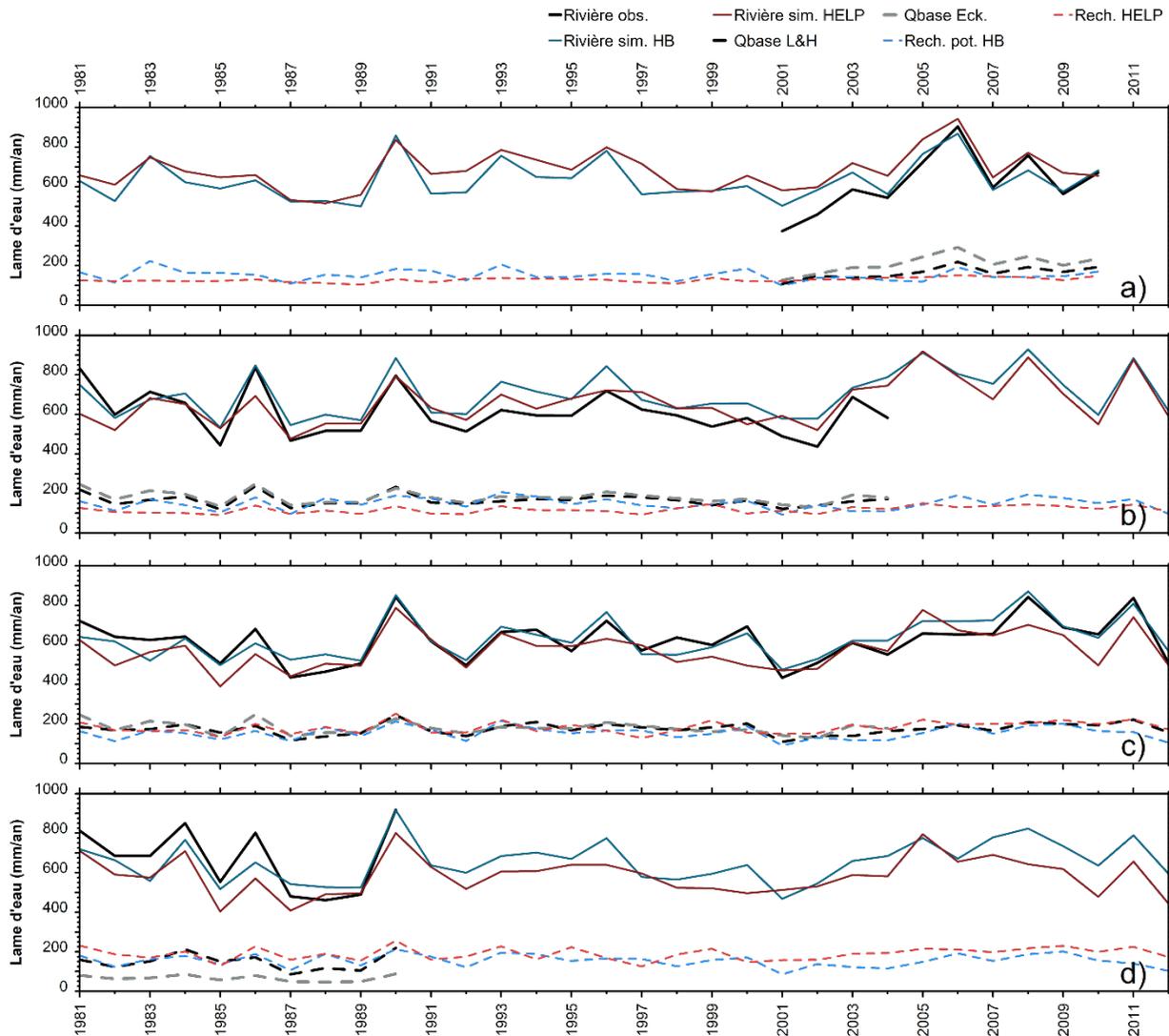


Figure 46. Débits observés et débits de base calculés avec les filtres de Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013) et Eckhardt (2005) et écoulements en rivière simulés et recharge avec HELP et HydroBudget (recharge potentielle) pour les stations de jaugeage a) 30345 (Yamaska), b) 23401 (Beaurivage – affluent aval de la Chaudière), c) 23402 (Chaudière aval) et d) 23422 (Famine, affluent amont de la Chaudière)

Les débits de base obtenus avec le filtre de Lyne et Hollick varient entre 109 mm/an (2001) et 245 mm/an (1990) et entre 91 mm/an (2001) et 216 mm/an (1993) avec HydroBudget. Les débits de base obtenus avec le filtre d'Eckhardt varient entre 142 mm/an (2001) et 290 mm/an (1990) et entre 128 mm/an (1997) et 252 mm/an (1990) avec HELP. Pour les deux autres stations du BV de la chaudière, si HydroBudget reproduit relativement bien les débits de base calculés avec le filtre de Lyne et Hollick, HELP sous-estime d'environ 100 mm/an les débits de base calculés à la station 23401 (presque égaux avec les deux méthodes, **Figure 46b**) et surestime de 100 mm/an et

plus les débits de base calculés avec Eckhardt sur la station 23422 (mais est plus comparable à ceux estimés avec Lyne et Hollick **Figure 46d**).

En résumé, bien que les modèles n'utilisent pas les mêmes données d'entrée et ne produisent pas les mêmes variables de sorties, les flux simulés avec les deux sont généralement similaires. Les résultats obtenus avec HydroBudget sont cohérents avec les ceux provenant des études antérieures où le modèle HELP a été utilisé. Bien que les séries temporelles simulées pour la rivière Châteauguay ne soient pas disponibles, la comparaison qualitative avec les données HydroBudget amène des conclusions similaires.

5.6 Synthèse de la dynamique régionale de la recharge de l'eau souterraine

La recharge réelle, atteignant la zone non saturée, est probablement plus faible que la recharge potentielle, surtout dans les zones où les matériaux recouvrant les niveaux aquifères sont fins et présents sur d'importantes épaisseurs et pourraient induire des conditions de confinement des aquifères. Rivard et al. (2013) en Nouvelle-Écosse et Gagné et al. (2018) dans le centre du Québec (BV de la Bécancour et de la Nicolet principalement) ont par exemple appliqué des facteurs de correction et considéré que 40% de la recharge potentielle atteignait la nappe en zone semi-captive et que la recharge était nulle pour les zones d'aquifères confinés.

La distribution spatiale de la recharge sur la zone d'étude montre une nette différence entre les zones situées sur la plateforme du Saint-Laurent où la recharge potentielle est inférieure à 140 mm/an et les zones situées dans les Appalaches où la recharge potentielle est supérieure à 140 mm/an. Les forts taux de recharge sont associés avec des matériaux grossiers en surface ou en zone d'affleurement du roc fracturé, conformément avec les conclusions d'études précédentes (Carrier et al., 2013 ; Croteau et al., 2010 ; Larocque et al. 2013, 2015b ; Lefebvre et al., 2015 ; Talbot-Poulin et al., 2013). Les variations spatiales des taux de recharge sont également étroitement reliées à l'occupation du sol, avec des secteurs de recharge préférentielle en zones boisées et les taux de recharge minimum en zones humides et urbaines.

La variabilité interannuelle de la recharge potentielle, de l'ordre de 100 mm/an, est étroitement liée à celle des précipitations, avec un minimum de 89 mm simulé en 1968 et un maximum de 198 mm simulé en 1983. La recharge a préférentiellement lieu durant le printemps (44% de la recharge potentielle annuelle) et l'hiver (entre 27 et 38 % de la recharge potentielle annuelle en fonction des BV). Il n'y a presque pas de recharge pendant l'été (3 à 10 % de la recharge potentielle annuelle) et la contribution durant l'automne est limitée (14 à 21 % de la recharge potentielle annuelle). La différence dans la dynamique saisonnière de la recharge potentielle entre les BV est due au gradient de température (refroidissement) sud-ouest / nord-est qui impose des taux de recharge hivernale

plus importants dans les BV plus chauds (à l'ouest) et des taux de recharge estivale et automnale plus importants pour les BV plus froids (à l'est). Des observations similaires peuvent être faites sur le ruissellement et l'ETR simulés.

La recharge potentielle est inversement liée à l'ETR simulée et a lieu principalement quand l'ETR est faible, après la fonte printanière et avant le début du gel du sol. Dans la région, plusieurs études montrent que la recharge est spécialement importante durant le printemps. Larocque et Pharand (2010) ont montré que la recharge printanière représente 75 % de la recharge annuelle sur une partie du BV de la Yamaska et les études utilisant le modèle HELP ont montré que les événements de recharge durant le printemps et l'automne représentaient plus de 70 % de la recharge annuelle (Carrier et al., 2013 ; Croteau et al., 2010 ; Guay et al., 2013 ; Lefebvre et al., 2015 ; Talbot-Poutin et al., 2013). Similairement à ce qui est modélisé avec HydroBudget, Jasechko et al. (2017) ont démontré à partir d'analyses isotopiques qu'une importante part de la recharge avait lieu l'hiver et à la fonte printanière dans le centre du Canada et durant les mois froids de façon générale à l'échelle mondiale (Jasechko et al., 2014).

Les tendances significatives d'augmentation de la recharge hivernale simulée sont reliées aux augmentations significatives de la température de l'hiver et des précipitations entre 1961 et 2017. L'absence de diminution significative de la recharge potentielle en présence d'une augmentation significative de l'ETR signifie que l'augmentation significative de précipitations est suffisamment importante pour compenser la hausse d'ETR provoquée par la hausse des températures. La recharge potentielle a donc probablement augmenté sur la période 1961-2017. Des résultats similaires ont été obtenus par Levison et al. (2016) qui ont trouvé une tendance positive (non significative) dans les débits de base de la rivière Châteauguay simulés par un modèle d'écoulement de l'eau souterraine pour la période 1966-2010. Parallèlement, Rivard et al. (2009) ne trouvent pas de tendance significative sur les débits de base dans le sud du Québec pour la période 1956-2005, mais plutôt des tendances négatives significatives (diminution) sur les minimums des débits de base.

Ces résultats de tendances à la hausse de la recharge peuvent sembler en contradiction avec les tendances à la baisse des niveaux de nappe présentés dans le chapitre précédent. Il est toutefois important de rappeler qu'ici les tendances ont été calculées pour la période 1961-2017 au cours de laquelle les précipitations ont été à la hausse sur presque toute la zone d'étude. Dans le chapitre précédent, les tendances ont été calculées sur la période 2000-2017 pendant laquelle les précipitations n'ont montré aucune tendance (portion nord-est de la zone d'étude) ou des tendances à la baisse (portion sud-ouest de la zone d'étude).

Résumé simulation de la recharge passée

- Le bilan hydrique pour la période 1961-2017 :
 - Ruissellement 41 % (444 mm/an) ;
 - Évapotranspiration réelle 47 % (501 mm/an) ;
 - Recharge potentielle 12 % (139 mm/an) ;
- Pic de recharge au printemps (44 % de la recharge annuelle) et fort en hiver (32 % de la recharge annuelle) ;
- Gradient de température responsable de la dynamique et du partitionnement saisonnier de la recharge entre les huit BV ;
- Tendances à la hausse de la recharge potentielle l'hiver et pas de tendances négatives durant l'été ;
- Augmentation significative des températures provoquant une augmentation significative de l'évapotranspiration réelle compensée par une augmentation significative des précipitations.

6 SIMULATION DE LA RECHARGE – CONDITIONS FUTURES

6.1 Changements annuels futurs

Les 12 scénarios climatiques ont été utilisés pour simuler le bilan hydrique et la recharge potentielle à long terme pour l'ensemble de la zone d'étude. La **Figure 47** illustre ces résultats pour le BV de la Yamaska et les autres BV sont présentés à l'**Annexe 6 (Figure 79 à Figure 85)**. Pour chacune des variables, la simulation à partir des données observées est comprise dans l'enveloppe formée par l'ensemble des simulations climatiques pour l'horizon 1981-2010 et entre 2011 et 2017. Il est donc possible de procéder à l'analyse des conditions futures en comparant les données des horizons 2041-2070 et 2071-2100 à la période de référence (horizon 1981-2010).

En utilisant la recharge annuelle potentielle simulée par scénario par période de 30 ans, il est possible de quantifier le changement de recharge annuelle entre les périodes futures et la période de référence (ΔRec) :

$$\Delta Rec = Rec_{horizon\ futur} - Rec_{horizon\ référence} \quad \text{Éq. 2}$$

Ce changement est considéré comme statistiquement significatif si $p < 0,05$ pour le test de Tukey comparant les deux populations de 30 valeurs annuelles. Un ΔRec négatif correspond à une perte de recharge dans le futur et inversement, un ΔRec positif correspond à une augmentation de la recharge dans le futur. En calculant ΔRec pour chaque scénario climatique avec la comparaison des deux horizons futurs à la période de référence pour chaque BV, 192 ΔRec sont obtenus pour l'ensemble de la zone d'étude (8 BV x 12 scénarios climatiques x 2 horizons futurs). 19 ΔRec ont des changements significatifs entre l'horizon 2041-2070 et l'horizon 1981-2010 (20 % des ΔRec calculés) et 44 ont des changements significatifs entre l'horizon 2071-2100 et l'horizon 1981-2010 (44 % des ΔRec calculés pour la période 2) (**Tableau 12**). Ce sont donc 1/3 des ΔRec qui présentent des changements significatifs. Il est possible de classer les ΔRec en utilisant les changements de précipitations annuelles et de températures annuelles associés à chaque ΔRec , soit un ΔP et un ΔT pour chaque ΔRec . 192 couples de ΔP et ΔT sont obtenus pour l'ensemble de la zone d'étude (**Figure 48**). Les scénarios qui présentent des $\Delta P > 150$ mm entre les horizons futurs et l'horizon de référence entraînent une augmentation significative de la recharge interannuelle future par rapport à la recharge de référence (**Figure 48a**). La recharge simulée présente des diminutions interannuelles significatives pour tous les scénarios qui présentent des ΔP négatifs (perte de précipitations) ou une augmentation inférieure à +150 mm, sauf pour le BV1 pour lequel un ΔRec positif et significatif est obtenu avec un ΔP de l'ordre de +150 mm.

Les conditions de ΔP et ΔT ne provoquant pas de changements significatifs de recharge sont représentées dans l'ensemble des conditions simulées, sauf pour les ΔP inférieurs à +75 mm qui entraînent tous une diminution significative de la recharge dans le futur. Les ΔP entre 0 mm et +150 mm n'influencent pas la baisse de recharge potentielle, avec des ΔRec stationnaires entre -20 mm et -30 mm (Figure 48b).

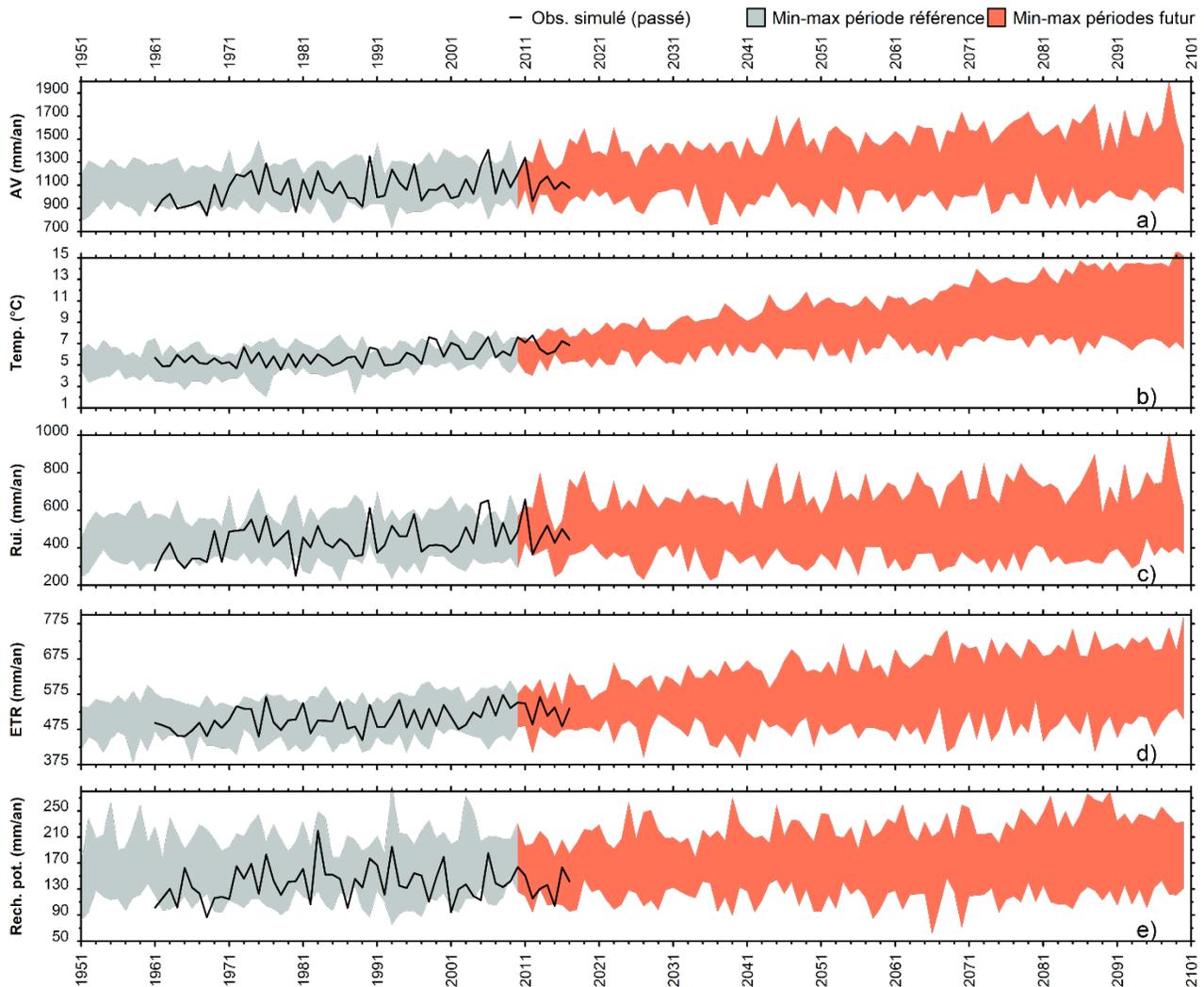


Figure 47. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Yamaska (BV 3)

La diminution des précipitations ($\Delta P < 0$) influence clairement la perte de recharge potentielle, évoluant vers des valeurs de $\Delta Rec < -30$ mm pour des $\Delta T > +4.5^\circ\text{C}$. Les $\Delta P > 150$ mm influencent linéairement les augmentations significatives de ΔRec , sauf pour des $\Delta T > 4.5^\circ\text{C}$. Dans ce cas, le gain de précipitations supplémentaires semble provoquer des augmentations significatives limitées de ΔRec qui restent autour de +30 mm. Les $\Delta Rec < -30$ mm sont uniquement enregistrés pour la combinaison de $\Delta P < 0$ et de $\Delta T > 4.5^\circ\text{C}$ (**Figure 48c**). Similairement, les ΔRec maximums sont associées à des $\Delta T < 4.5^\circ\text{C}$. Des $\Delta T > 4.5^\circ\text{C}$ semblent limiter les $\Delta Rec < 30$ mm.

Tableau 12. Ensemble des changements de recharge potentielle simulée entre l'horizon 2041-2070 et la période de référence (1981-2010) et entre l'horizon 2071-2100 et la période de référence et population présentant un changement significatif de la recharge future ($p < 0,05$ pour le test de Tukey entre les périodes)

	2041-2070 vs 1981-2010		2071-2100 vs 1981-2010	
Population totale				
Ensemble	96	-	96	-
$\Delta Rec \geq 0$ mm	67	70%	57	59%
$\Delta Rec < 0$ mm	29	30%	39	41%
$-15 < \Delta Rec < +15$ mm	59	61%	32	33%
$\Delta P \geq 0$ mm	89	93%	85	89%
$\Delta P < 0$ mm	7	7%	11	11%
$\Delta T \geq +4.5^\circ\text{C}$	8	8%	35	36%
$\Delta T < +4.5^\circ\text{C}$	88	92%	61	64%
Changements significatifs de recharge				
Ensemble	19	-	44	-
$\Delta Rec > 0$ mm	13	68%	33	75%
$\Delta Rec < 0$ mm	6	32%	11	25%
$-15 < \Delta Rec < +15$ mm	0	0%	0	0%
$\Delta P \geq 0$ mm	19	100%	35	80%
$\Delta P < 0$ mm	0	0%	9	20%
$\Delta T \geq +4.5^\circ\text{C}$	4	21%	20	45%
$\Delta T < +4.5^\circ\text{C}$	15	79%	24	55%

Aucun ΔRec compris entre -15 mm et +15 mm n'est significatif (**Tableau 12**), et ce peu importe les conditions de ΔT et pour des $\Delta P > 0$ mm (**Figure 48b, c**). Bien que seuls les changements de recharge potentielle future de plus ou moins 15 mm soient significatifs, des changements significatifs de recharge ne sont pas uniquement simulés avec les scénarios où les ΔP et ΔT sont les plus intenses.

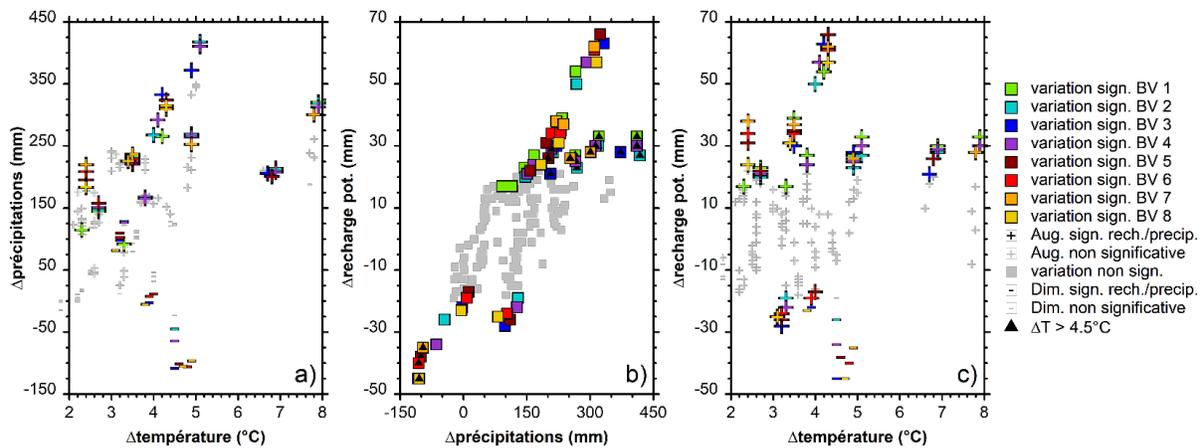


Figure 48. Changements de température moyenne et précipitations moyennes entre les horizons futurs et l'horizon de référence menant à des changements significatifs de recharge potentielle future (test de Tukey, $p < 0,05$ entre les horizons) représentés en fonction des changements a) des températures et des précipitations, b) des précipitations et de la recharge potentielle et c) des températures et de la recharge potentielle (adapté de Dubois et al., 2021a)

6.2 Changements intra-annuels futurs

À partir des résultats mensuels de simulation, il est possible de comparer les changements de recharge potentielle mensuelle par BV entre les horizons futurs et l'horizon de référence, mais également entre les horizons futurs (**Figure 49**). Un test de Tukey est utilisé pour déterminer un changement significatif de recharge potentielle si un $p < 0,05$ est obtenu pour chacun des mois (population par mois : 1 mois x 30 ans/période x 12 scénarios = 360 valeurs mensuelles). Pour les mois de janvier, février et mars, des augmentations de recharge potentielle sont simulées pour l'ensemble des BV, avec des augmentations significatives entre les horizons futurs et l'horizon de référence, mais aussi entre les deux horizons futurs. La variabilité simulée pour les recharges à l'horizon 2071-2100 est particulièrement importante et double presque par rapport à la variabilité de l'horizon de référence. La recharge potentielle du mois d'avril, historiquement la plus importante, est stable (valeur et variabilité), avec des diminutions de recharge potentielle non significatives pour les deux horizons futurs pour tous les BV sauf BV2 et BV4 (dont une part importante du BV des rivières est située aux États-Unis). Pour les BV1 à BV4, la recharge des mois de janvier à mars semble égal, voire dépasser, les valeurs de recharge au mois de mars (spécialement pendant l'horizon 2071-2100, **Figure 49a à d**). Pour les BV5 à BV8, seule la recharge du mois de mars à l'horizon 2071-2100 se rapproche de la recharge du mois d'avril (ou dépasse pour BV6, **Figure 49e à h**). Les recharges des mois de mai à novembre présentent toutes des diminutions significatives pour les

deux horizons futurs avec des variabilités simulées plus faibles dans le futur que pour l'horizon de référence, sauf pour le mois de novembre où elles sont semblables.

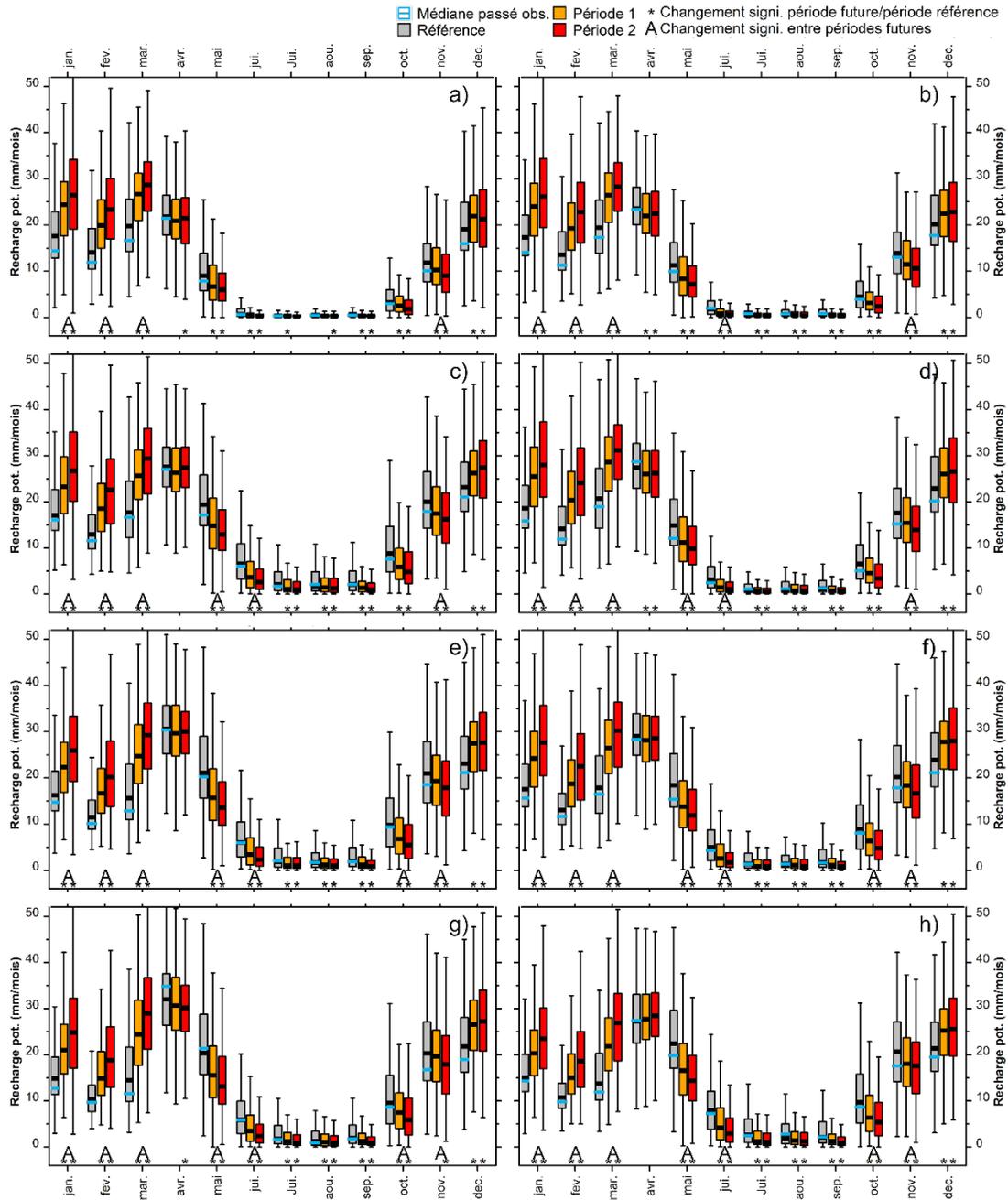


Figure 49. Recharge mensuelle pour l'horizon 1981-2010, l'horizon 2041-2070 et l'horizon 2071-2100 par BV (BV1 à BV8, a) à h) respectivement – adapté de Dubois et al., 2022)

Pour les BV1 à BV4, des diminutions significatives de recharge entre les deux horizons futurs sont enregistrées en juin pour BV2 et, mai et juin pour BV3 et BV4, signifiant que les recharges simulées sont minimales dès l'horizon 2041-2100 pour les autres mois et BV. Pour les BV5 à BV8, des

diminutions de recharge significatives sont simulées entre les deux horizons futurs pour les mois de mai, juin et octobre. Seules les recharges des mois de juin, juillet et août sont minimales dès l'horizon 2041-2070. La recharge du mois de novembre diminue (significativement) pour les deux horizons futurs pour tous les BV, avec une variabilité constante, alors que la recharge de décembre augmente significativement dans le futur, mais pas entre les deux horizons, et la variabilité à l'horizon 2071-2100 est plus grande.

La recharge potentielle des mois de décembre à mars augmente donc de façon significative pour l'ensemble des BV pour les horizons futurs, même si la variabilité entre les scénarios est importante. Il est attendu qu'elle égale ou dépasse en importance la recharge printanière, historiquement la plus importante (cf. section 5.3), et plus spécialement dans les 4 BV les plus à l'ouest (les plus chauds). Le mois d'avril semble être le mois de transition entre la hausse de la recharge potentielle simulée future et la diminution du reste de l'année. Pour le reste de l'année, les 12 scénarios convergent vers une diminution systématique de la recharge simulée qui commence au mois de mai et dure jusqu'au mois de novembre. La diminution est légèrement amoindrie dans les BV les plus à l'est (les plus froids) où la recharge est historiquement plus importante l'été et l'automne (cf. section 5.3) A l'horizon 2041-2070, il est simulé que les recharges estivales (juin à août) sont minimales, proches ou égales à 0 et qu'à l'horizon 2071-2100 elles ne peuvent pas atteindre de valeurs inférieures pour l'ensemble des BV.

6.3 Changements spatialisés futurs

Les simulations spatio-temporelles réalisées en régime transitoire avec HydroBudget permettent de représenter les changements spatialisés de recharge mensuelle future par rapport à l'horizon de référence (**Figure 50** et **Figure 51**). Par cellule, un changement est considéré comme significatif si $p < 0,05$ dans le test de Tukey entre les deux populations de recharge mensuelle, par horizon, tous scénarios confondus ($n = 1\text{ mois} \times 30\text{ ans} \times 12\text{ scénarios}$). Pour les mois de janvier, février, mars, et dans une moindre mesure décembre, et pour les deux horizons futurs, les modèles convergent vers une augmentation significative et importante de la recharge ($> 5\text{ mm}$, sauf pour décembre, entre $+1\text{ mm}$ et $+5\text{ mm}$), généralisée sur l'ensemble de la zone d'étude (**Tableau 13**). Ces hausses de recharge hivernales sont associées à des augmentations d'apports verticaux conséquents ($+27\text{ mm}$ en moyenne pour l'horizon 2041-2070 et $+36\text{ mm}$ pour l'horizon 2071-2100), elles-mêmes liées à un réchauffement important de la température moyenne mensuelle ($+3.5^\circ\text{C}$ en moyenne pour l'horizon 2041-2070 et $+5.2^\circ\text{C}$ pour l'horizon 2071-2100).

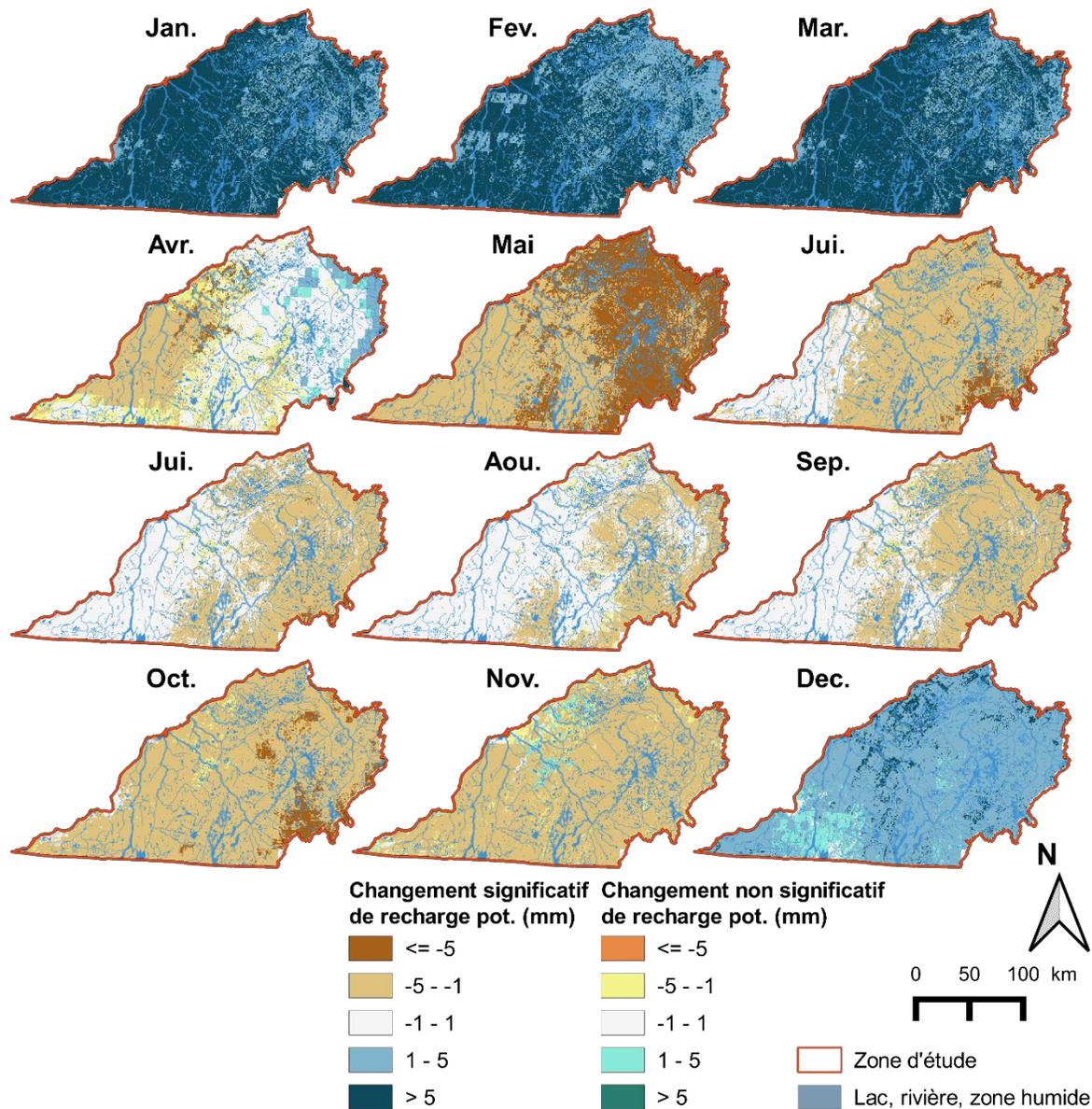


Figure 50. Changement de recharge potentielle mensuelle entre l’horizon 2041-2070 et l’horizon 1981-2010. Les changements sont significatifs si la $p < 0,05$ dans le test de Tukey entre les populations de recharge mensuelle par période de 30 ans tous scénarios confondus.

Le mois d’avril est le mois où les changements simulés sont le plus incertains, avec 34 % et 48 % de changements significatifs pour les horizons 2041-2070 et 2071-2100 respectivement. Malgré une perte importante d’AV (-50 mm pour les deux horizons futurs), les changements de recharge potentielle sont presque nuls, de l’ordre de -1 mm en moyenne. Une baisse significative de la recharge potentielle (entre -1 mm et -5 mm) est située dans la partie des Basses-Terres du Saint-Laurent. La plus importante perte de recharge potentielle est au mois de mai (-5 mm et -6 mm pour

les horizons 2041-2070 et 2071-2100 respectivement) et elle correspond à peu de changements pour les apports verticaux (< +5 mm) et à un réchauffement limité (+2.4°C et +3.4°C) par rapport aux autres mois. Les pertes de recharge potentielle sont toutes significatives et plus limitées (-1 mm à -5 mm) pour la partie ouest de la zone d'étude, où les températures moyennes sont les plus élevées, que pour la partie est, plus froide, où les changements sont < -5 mm.

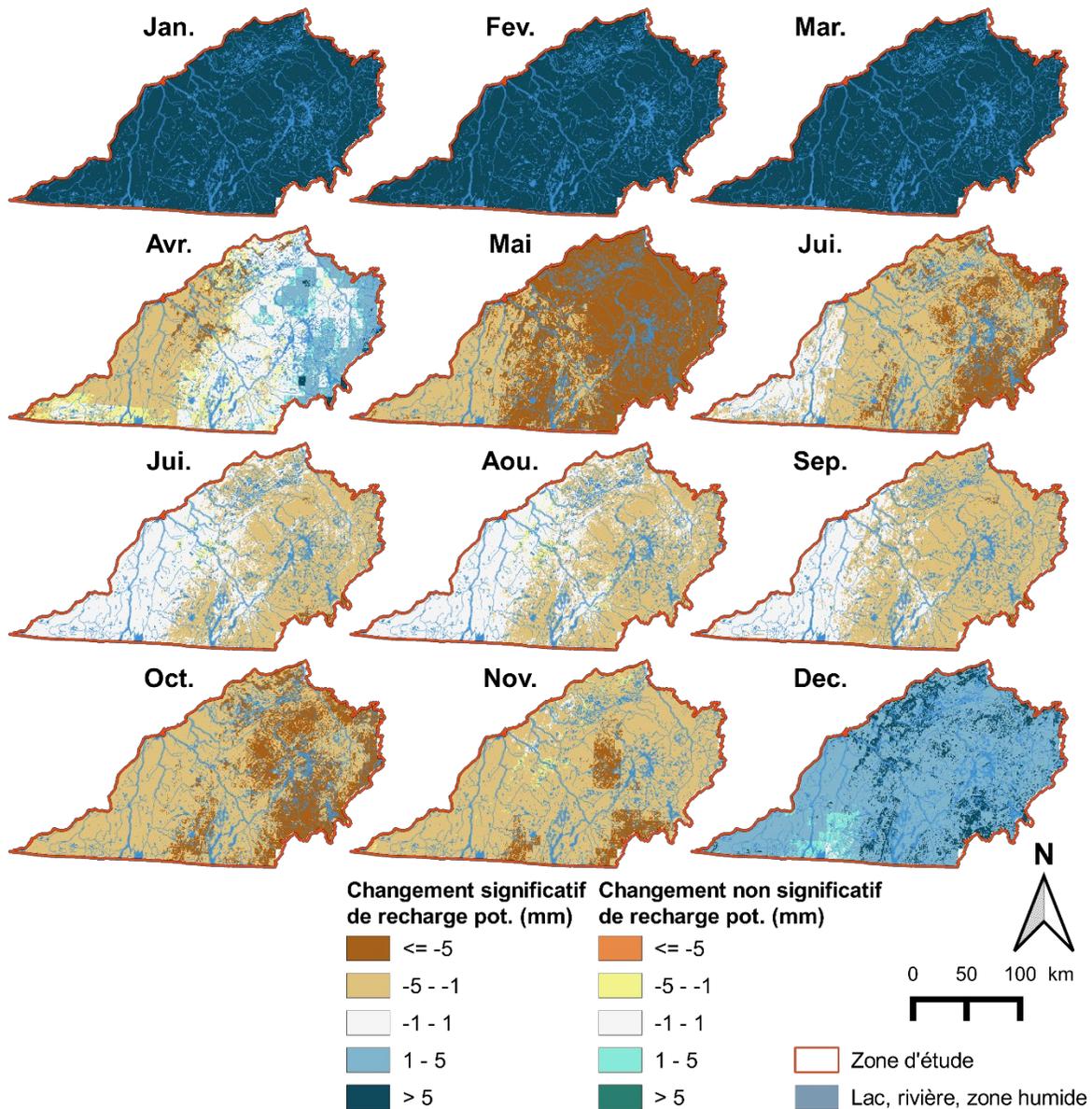


Figure 51. Changement de recharge potentielle mensuelle entre l'horizon 2071-2100 et l'horizon 1981-2010. Les changements sont significatifs si $p < 0,05$ dans le test de Tukey entre les populations de recharge mensuelle par période de 30 ans tous scénarios confondus.

Tableau 13. Changements d'apports verticaux (AV) mensuels et de température mensuelle associés aux changements de recharge potentielle mensuelle entre les deux horizons futurs et l'horizon de référence

	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Jui.	Jui.	Aou.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Δrecharge entre 2041-2070 et 1981-2010												
ΔAV (mm)	+26	+24	+33	-47	+3	+11	+10	+9	+1	+14	+16	+26
ΔT (°C)	+3.9	+3.3	+3.4	+2.7	+2.4	+2.3	+2.6	+2.8	+2.5	+2.5	+2.4	+3.4
Δrech. (mm)	+6	+5	+7	-1	-5	-2	-1	-1	-1	-3	-2	+3
Proportion de Δrech. signi.	100%	100%	100%	34%	100%	100%	95%	85%	98%	98%	90%	91%
Δrecharge entre 2071-2100 et 1981-2010												
ΔAV (mm)	+37	+40	+32	-54	+2	+14	+15	+9	+4	+10	+20	+36
ΔTemp. (°C)	+5.9	+5.1	+5.0	+4.0	+3.4	+3.3	+3.7	+4.1	+3.8	+3.6	+3.6	+4.6
Δrech. (mm)	+9	+9	+10	-1	-6	-3	-1	-1	-2	-4	-3	+3
Proportion de Δrech. signi.	100%	100%	100%	48%	100%	100%	87%	98%	100%	100%	97%	96%

Entre les mois de juin à novembre, les changements de recharge potentielle mensuelle sont tous < 0, majoritairement compris entre -1 mm et -5 mm, et significatifs. Pour les mois de juin et octobre, des pertes plus importantes (< -5 mm) sont simulées dans la partie sud-est et se propagent entre les deux horizons futurs. De juin à novembre, les AV augmentent peu entre les horizons futurs et l'horizon de référence (jusqu'à +20 mm en novembre) et les hausses de températures sont de l'ordre de +2.5°C pour l'horizon 2041-2070 et +3.7°C pour l'horizon 2071-2100, tandis que les pertes de recharge sont similaires d'un mois à l'autre et d'un horizon à l'autre (entre -1 mm et -4 mm).

Il est également possible de représenter les changements spatialisés de recharge mensuelle interannuelle pour les deux horizons futurs et pour chaque scénario climatique (**Annexe 7**). Par cellule, un changement est considéré significatif si $p < 0,05$ pour le test de Tukey entre les deux populations de recharge interannuelle, par horizon et par scénario climatique ($n = 1$ période x 30 ans x 1 scénario). Si la majorité des changements de recharge potentielle par scénario ne sont pas significatifs entre l'horizon 2041-2070 et l'horizon 1981-2010, les pertes ou les augmentations de recharge potentielle pour l'horizon 2071-2100 deviennent clairement plus significatives et se traduisent par des ΔRec moyens par scénario plus importants (**Tableau 14**). Au sein d'un scénario climatique, les changements spatialisés de recharge potentielle sont liés aux mailles climatiques utilisées par les GCM.

Pour l'horizon 2041-2070, seulement 4 des 12 scénarios (A10, B1M, CMS et MIE) produisent une diminution de recharge potentielle comparativement à l'horizon 1981-2010, et seulement MIE produit des baisses significatives de recharge spatialisée. Les pertes de recharge potentielle sont plus importantes dans l'est que dans l'ouest pour ces quatre scénarios qui sont associés à des ΔP limités ou négatifs (de -10 mm à +123 mm) et des ΔT limités également (de +1.7°C à +3.2°C).

Tableau 14. Changements d'apports verticaux (AV) interannuels et de température interannuelle associés aux changements de recharge interannuelle entre les horizons futurs et l'horizon de référence, par scénario climatique

	A10	A13	B1M	BNU	CE2	CMS	GF3	GIR	INM	MIC	MIE	MRE
Δ entre 2041-2070 et 1981-2010												
ΔP (mm)	+123	+220	-10	+161	+49	+46	+183	+136	+81	+227	+110	+170
ΔT (°C)	+2.6	+3.1	+1.7	+3.8	+3.3	+2.5	+3.9	+2.3	+0.8	+4.9	+3.2	+2.3
ΔRech. (mm)	-5	+9	-12	+16	+5	-2	+8	+14	+14	+13	-24	+22
Proportion de ΔRech. signi.	<1%	3%	7%	44%	22%	0	2%	6%	5%	45%	83%	48%
ΔRech. signi. (mm)	+35	+61	-30	+25	+17	-	+41	+29	+20	+28	-27	+34
Δ entre 2071-2100 et 1981-2010												
ΔP (mm)	+104	+372	+7	+210	+15	+227	+122	+149	+50	+258	+136	+305
ΔT (°C)	+3.6	+5	+2.2	+6.8	+4	+3.5	+4.6	+2.7	+1.5	+7.8	+4.4	+4.2
ΔRech. (mm)	-13	+23	-15	+21	-16	+33	-38	+20	+10	+12	-1	+59
Proportion de ΔRech. signi.	16%	57%	11%	63%	47%	94%	79%	29%	2%	50%	-	100%
ΔRech. signi. (mm)	-28	+36	-28	+29	-28	+37	-47	+25	+17	+33	-	+59

Pour l'horizon 2071-2100, 5 des 12 scénarios (A10, B1M, CE2, GF3 et dans une moindre mesure MIE) produisent des baisses de recharge comparativement à l'horizon 1981-2010 et seuls CE2 et GF3 simulent des pertes de recharge significatives, majoritairement situées dans l'est de la zone d'étude. Les faibles changements de recharge potentielle (non significatifs) simulés avec MIE pour l'horizon 2071-2100 montrent une inversion des évolutions spatiales par rapport à l'horizon 2041-2070, avec une baisse de recharge potentielle sur la partie est et une augmentation sur la partie ouest. Ces cinq scénarios sont tous associés à des ΔP limités (de +7 mm à +136 mm) et des ΔT plus importants que pour l'horizon 2041-2070 (de +2.2°C à +4.6°C). À l'horizon 2041-2070, seuls trois scénarios (BNU, MIC et MRE) produisent des $\Delta Rec > 0$ avec plus de 40% de changements significatifs, situés dans la partie ouest de la zone d'étude ou sur la partie nord pour MRE. Ils sont associés à des ΔP relativement importants (de +161 mm à +227 mm) et des ΔT limités à importants (de +2.3°C à +4.9°C). Les ΔRec moyens, entre +13 mm et +22 mm, sont élevés, mais comparables à des ΔRec obtenus avec des ΔP moins importants (cf. GIR, INM). Pour l'horizon 2071-2100, cinq scénarios (A13, BNU, CMS, MIC, MRE) produisent des augmentations importantes de recharge potentielle moyenne comparativement à l'horizon 1981-2010, entre +12 mm et +59 mm, avec plus de 50 % de changements significatifs.

Les hausses de recharges significatives sont situées sur la partie ouest de la zone d'étude (A13, BNU, MIC) ou sur toute la zone d'étude (CMS, MRE) et dépassent le plus souvent +25 mm. Ces scénarios sont associés à des ΔP très importants (de +210 mm à +372 mm) et des ΔT élevés (de +3.5°C à +7.8°C). Un ΔRec équivalent, de +20 mm, avec peu de changements significatifs est obtenu pour GIR avec des conditions de ΔP et ΔT moins intenses (+149 mm et +2.9°C). La recharge potentielle mensuelle simulée avec l'ensemble des 12 scénarios montre une augmentation claire de la recharge entre décembre et mars, avec des augmentations plus intenses sur l'ensemble de la zone d'étude pour les mois de janvier à mars liées à l'augmentation des températures hivernales induisant plus d'AV. Une baisse généralisée de la recharge potentielle est simulée pour le reste de l'année, avec des pertes de recharge plus importantes dans la partie est de la zone d'étude. La recharge potentielle simulée pour les horizons futurs par scénario est très dépendante des variations entre les mailles climatiques des GCM qui imposent des patrons nets sur les changements spatialisés. Si les scénarios avec des changements de précipitations limités ou négatifs sont plus propices à induire des pertes de recharge potentielle dans le futur, et de façon plus probable dans la partie est de la zone d'étude, l'augmentation de recharge potentielle dans le futur (relativement certaine dans la partie ouest de la zone d'étude) n'est pas systématiquement liée aux scénarios qui présentent les augmentations de précipitations les plus importantes.

6.4 Synthèse de l'impact des changements climatiques sur la recharge régionale future

À partir de l'analyse des changements de recharge potentielle annuelle moyenne par période, il est possible de relier les pertes de recharge dans le futur aux scénarios où les changements de précipitations entre les horizons futurs et l'horizon de référence sont inférieurs à +150 mm/an. Inversement, les augmentations de recharge potentielle annuelle sont associées à des scénarios d'augmentations des précipitations supérieures à +150 mm/an. Dans ce cas-là, un réchauffement supérieur à +4.5°C limite le gain associé de recharge potentielle. Enfin, les changements significatifs de recharges, positives ou négatives, ne sont pas uniquement produits par les simulations avec les scénarios d'évolution des conditions météorologiques extrêmes.

Les changements mensuels de recharge potentielle aux horizons futurs sont contrastés et importants. Des augmentations significatives, marquées et généralisées à l'ensemble de la zone d'étude de la recharge potentielle sont simulées pendant les mois froids, de décembre à mars et liées au réchauffement des températures hivernales, produisant plus d'AV. Des diminutions de recharge potentielle sont simulées pour le reste de l'année, entre mai et novembre, avec des pertes plus importantes sur la partie est (Appalaches) de la zone d'étude que sur la partie ouest. Si les scénarios varient grandement sur l'augmentation pendant les mois froids (simulations futures

relativement incertaines), les scénarios convergent tous vers des pertes de recharge le reste de l'année, spécialement à l'horizon 2071-2100. Les diminutions de recharge pour les mois de juin à août sont suffisamment importantes dès l'horizon 2041-2070 pour que les minimums soient atteints et qu'aucune diminution supplémentaire ne soit possible pour l'horizon 2071-2100. Il semblerait que l'augmentation de température au-delà d'un certain seuil n'ait plus d'impact sur la recharge potentielle, qui est alors faible ou presque nulle pour les mois les plus chauds.

Dans ce cadre, l'effet de l'intensification des précipitations pendant les mois les plus chauds, de juin à septembre, sur la recharge potentielle pourrait être limité. En effet, les simulations réalisées avec des itérations journalières compilées en données simulées au pas de temps mensuel avec HydroBudget montrent que les baisses maximales de recharge potentielle durant ces mois sont atteintes dès l'horizon 2041-2070 et que l'évolution vers des conditions de précipitations et températures plus intenses à l'horizon 2071-2100 n'aurait plus d'effet sur les taux de recharge. Une intensification des précipitations aux mois d'avril, mai, octobre et novembre pourrait avoir un effet négatif sur les taux de recharge durant ces mois, en considérant que des épisodes de précipitations plus intenses produisent moins de recharge (Rathay et al. 2017). Toutefois, Dubois et al. (2020) ont montré que même avec des simulations en conditions de changements climatiques au pas de temps journalier, les scénarios d'intensification des précipitations, se traduisant par des augmentations des précipitations journalières, ne produisent pas de résultats pertinents.

Résumé simulation de la recharge future

- Changements significatifs de recharge annuelle future < -15 mm/an ou > +15 mm/an
- Perte significative de recharge annuelle future pour $\Delta P < +150$ mm/an
- Augmentation significative de recharge annuelle future pour $\Delta P > +150$ mm/an
 - Si $\Delta T > +4.5^\circ\text{C}$ alors $\Delta Rec < +30$ mm/an
- Augmentations significatives de recharge mensuelle de décembre à mars et diminutions significatives de mai à novembre
- Recharge mensuelle future minimale de juin à août dès l'horizon 2041-2070

7 SIMULATION DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN – CONDITIONS PASSÉES

7.1 Calibration du modèle en régime permanent

Le modèle MODFLOW en régime permanent permet de bien simuler les charges mesurées dans les projets PACES Bécancour et PACES Nicolet et bas-Saint-François ainsi que les données du SIH disponibles pour la région (MELCC, 2020) (**Figure 52**). Les statistiques de calage (erreur moyenne-EM, erreur moyenne absolue-EMA et erreur moyenne quadratique-RMSE) sont légèrement moins bonnes pour les données du SIH, ce qui pourrait être causé par une plus grande sur les mesures SIH (p.ex., erreur de localisation ou de mesure du niveau d'eau, disparité dans les périodes de mesure). Les statistiques de calage sur les charges en régime permanent sont similaires, à celles de Gagné et al. (2018) (EM : 1.7 m, EMA : 4.1 m, RMSE : 5.9 m et NRMSE : 1.4 %).

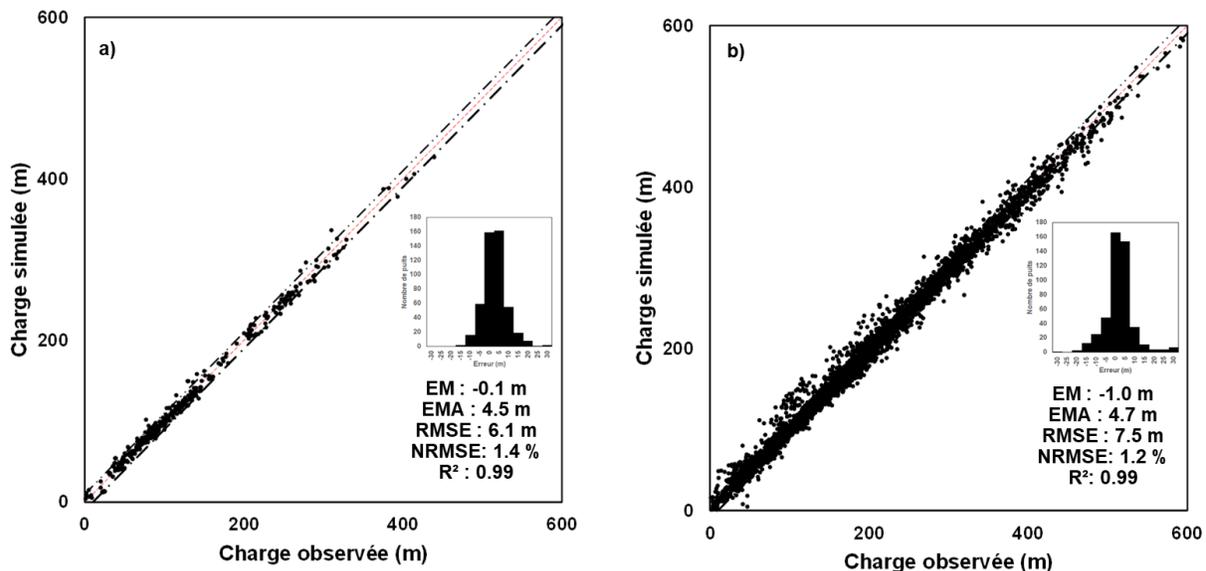


Figure 52. Comparaison des charges observées et simulées pour le modèle permanent a) pour les données provenant des relevés de l'UQAM et des rapports de consultant et b) pour les données provenant du SIH. La ligne pointillée rouge représente la ligne $x = y$ tandis que les pointillés noirs représentent l'intervalle ± 10 m. EM représente l'erreur moyenne, EMA représente l'erreur moyenne absolue et RMSE représente l'erreur moyenne quadratique (root mean square error).

Le modèle a aussi été calibré avec les moyennes annuelles pour la période 1981-2010 des débits de base estimés avec le filtre de Lyne et Hollick aux quatre stations hydrométriques (cf. localisation des stations illustrée à la **Figure 22**). L'erreur moyenne sur les débits de base est de -62 mm/an lorsque seulement les flux aux drains sont considérés et de -22 mm/an lorsque la somme des flux aux drains et du volume extrait par le module UZF est considérée (**Figure 53**). Le flux d'eau

souterraine extrait par le module UZF peut être considéré comme le ruissellement hypodermique et la résurgence de l'eau souterraine. Un volume d'eau est extrait par le module UZF lorsque : la recharge est supérieure à la conductivité hydraulique verticale de la couche 1 du modèle, la nappe atteint le niveau de la surface ou encore, le sol est à pleine saturation. À titre de comparaison, l'erreur moyenne du modèle HydroBudget pour la recharge sur les stations Bécancour, Nicolet aval et Petite rivière du Chêne est de -20 mm/an.

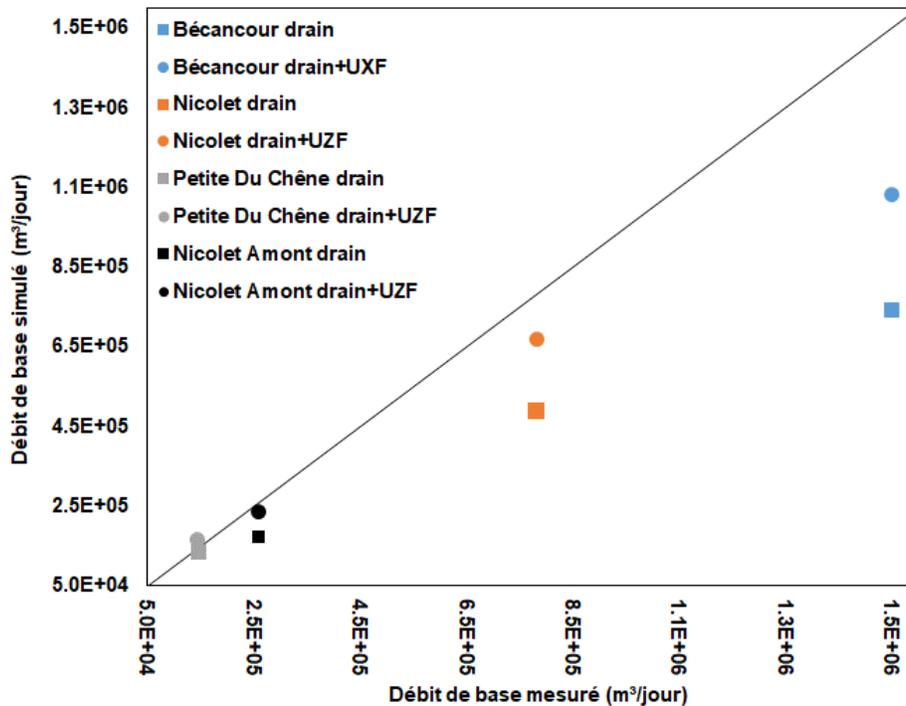


Figure 53. Comparaison des débits de bases observés avec les débits de base simulés en régime permanent. Les carrés représentent les flux aux drains et les ronds représentent la somme des flux aux drains et de suintement de surface. La ligne noire représente la droite 1 : 1.

Les paramètres calibrés sont dans la gamme de valeurs mesurées dans les projets PACES (Larocque et al. 2013 ; 2015). La conductivité hydraulique (K) des dépôts meubles varie de 0,1 à 10 m/j, tandis que celle du socle rocheux de 0,001 à 1 m/j. L'anisotropie verticale (K_H/K_V) est de 1 pour tous les matériaux, ce qui suggère un système relativement isotrope à l'échelle du domaine simulé. Il existe probablement des zones où l'anisotropie verticale est importante, autant dans les unités de dépôts meubles que dans le socle rocheux, mais la simplification de la géologie du modèle ne permet pas de tenir compte de ces phénomènes locaux. Ces paramètres sont similaires à ceux calés dans Gagné et al. (2018) (dépôts meubles : 0.1 m/j à 5 m/j, socle rocheux de 0.005 m/j à 9 m/j). La conductance des drains est supérieure à celle calée dans Gagné et al (2018) (100 m²/j).

7.2 Calibration du modèle en régime transitoire

Le modèle en régime transitoire a été calibré en faisant varier manuellement les paramètres d'emmagasinement (S_s et S_y). Les conductivités hydrauliques, les conductances et les paramètres du module UZF calibrés en régime permanent n'ont pas été modifiés. La calibration a principalement visé la simulation des étiages estivaux et des fluctuations intra-annuelles de niveaux piézométriques. Les valeurs obtenues sont dans la gamme de valeurs compilées par Larocque et al. (2013 ; 2015) et aux valeurs retrouvées dans la littérature, mais sont situées dans la gamme des valeurs faibles (Johnson, 1967) (**Tableau 15**). Les coefficients d'emmagasinement pour les dépôts meubles varient de 0,01 pour les silts et argiles à 0,1 pour le sable.

Tableau 15. Paramètres calibrés pour le modèle MODFLOW

Unité géologique (couche)	K_h (m/jour)	K_h/ K_v	S_s (1/m)	S_y
Sable (couche 1)	10	1	0,00005	0,1
Sable et silt (couche 1)	3	1	0,00005	0,05
Silt et argile (couche 1)	0,1	1	0,00001	0,01
Roc fracturé BTSL (couche 2)	1	1	$5,00 \times 10^{-6}$	0,1
Roc fracturé Appalaches (couche 2)	1	1	$5,00 \times 10^{-6}$	0,1
BTSL peu profonde (couche 3-4)	0,005	1	$1,00 \times 10^{-6}$	0,05
BTSL profonde (couche 5)	0,0001	1	$1,00 \times 10^{-6}$	0,01
Appalaches peu profonde (couche 3-4)	0,0015	1	$1,00 \times 10^{-6}$	0,05
Appalaches profonde (couche 5)	0,0001	1	$1,00 \times 10^{-6}$	0,01
Paramètre drains et UZF	Valeur			
Conductance	500 m ² /j			
Teneur en eau maximale du sol (UZF)	0.3			
Conductivité hydraulique verticale (UZF)	K_h couche 1			
Brooks-Corey epsilon (UZF)	3.5			
Tailing waves (UZF)	10			
Wave sets (UZF)	20			
Hauteur de la surface d'ondulation (UZF)	2 m			

Pour les unités représentant le socle rocheux, les coefficients d'emmagasinement spécifique (S_s) varient de $1 \times 10^{-6}/m$ à $5 \times 10^{-6}/m$ pour le roc profond et le roc fracturé respectivement. Les coefficients d'emmagasinement (S_y) varient de 0,01 pour le roc profond des Appalaches et des Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL) à 0,1 pour le roc fracturé.

La simulation en régime transitoire permet de bien représenter les niveaux et leurs variations à l'échelle de la zone d'étude. Il n'y a donc pas de biais systématique et les niveaux sont alignés le long de la droite $x = y$ (**Figure 54**). Certains niveaux simulés montrent une variation très importante

qui n'est pas visible sur les valeurs mesurées, ce qui indique que dans ces zones, les coefficients d'emmagasinement sont trop faibles. Ces puits sont pour la plupart situés dans des dépôts meubles de surface qui ne sont pas représentés localement en raison de la simplification géologique des dépôts meubles du modèle. À titre d'exemple, les chroniques mesurées et simulées sont illustrées pour le puits 2400002 situé dans la portion aval de la rivière Bécancour. Bien que le niveau simulé dans ce puits soit près de 10 m inférieur au niveau mesuré (**Figure 55**), les variations inter et intra-annuelles sont bien simulées. La sous-estimation du niveau à ce puits pourrait être causée par le maillage (250 m). De plus, la rivière Bécancour est encaissée de plus de 30 m dans cette zone ce qui crée un fort gradient hydraulique avec possiblement une zone de suintement importante. Un maillage plus petit près de la rivière aurait sans doute permis de mieux simuler ce gradient hydraulique. Également, une conductance des drains plus faible aurait peut-être permis de simuler ce fort gradient, mais ce paramètre n'a pas été calibré localement (uniforme pour tout le domaine modélisé).

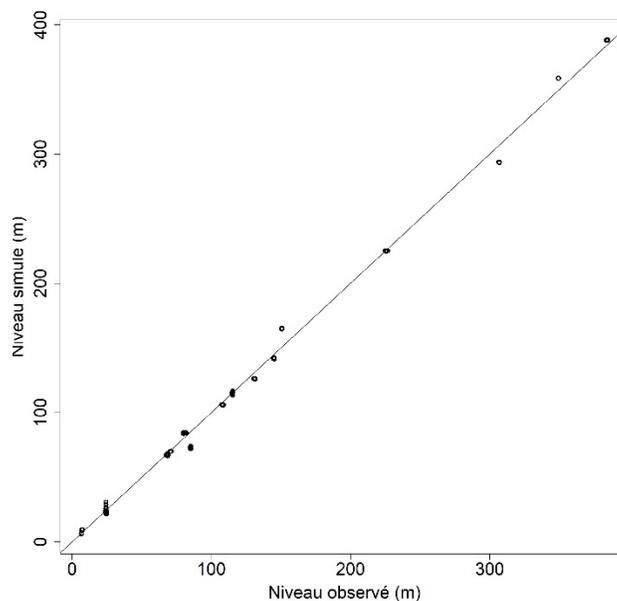


Figure 54. Comparaison de tous les niveaux piézométriques mensuels observés et simulés avec le modèle transitoire pour la période 2010-2017. La ligne noire représente la droite 1 : 1.

Les niveaux simulés pour les autres puits du RSEQ dans le domaine modélisé montrent que le modèle simule relativement bien les fluctuations inter et intra-annuelles pour 16 puits sur les 19 disponibles (**Annexe 8**). Ceci indique que la distribution spatiale des coefficients d'emmagasinement est acceptable, malgré la simplicité du modèle. Les trois puits dont la qualité des niveaux simulés

est mauvaise sont le 240001 (situé dans une maille du modèle qui est en condition limite de DRAIN), le 301007 (en nappe captive près de la rivière Nicolet) et le 301003 (puits au roc, mais dont niveau fluctue dans les sédiments). La qualité des simulations indique également que la distribution temporelle et spatiale de la recharge provenant du modèle HydroBudget est représentative de la réalité.

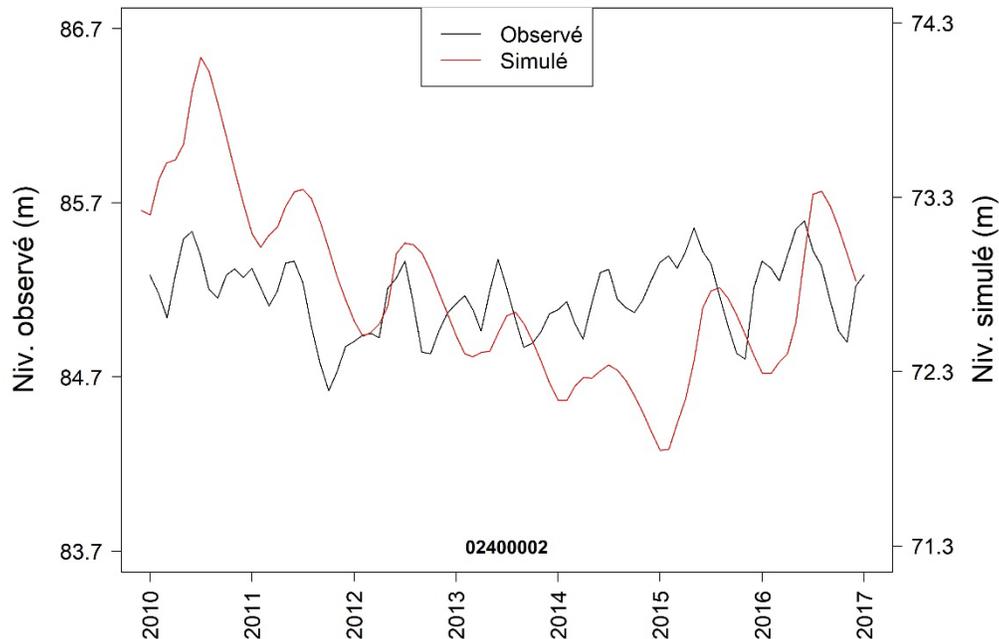


Figure 55. Comparaison du niveau piézométrique observé et simulé pour le puits 200002 situé à 500 m de la rivière Bécancour

Les débits de base ont été simulés pour la période 1961-2017. Toutefois, afin de simplifier la visualisation, les résultats sont illustrés pour une période de 10 ans, selon la disponibilité des données mesurées (**Figures 58 à 62**). Sur ces figures suivantes, le volume d'eau souterraine capté par les drains peut être considéré comme le flux régional qui atteint les cours d'eau, tandis que la différence entre la ligne noire et la ligne rouge peut être considérée comme le volume d'eau issu de la résurgence de la nappe phréatique et de l'écoulement hypodermique. Comme pour les résultats en régime permanent, les flux simulés en régime transitoire montrent que la condition limite avec des drains ne suffit pas à simuler le débit de base estimé par le filtre récursif en période de crue. En combinant le flux extrait par les drains avec les suintements de surface estimés avec le module UZF (suintement de surface), la qualité de la calibration est nettement améliorée. Toutefois, même cette

somme des flux souterrains qui alimentent les cours d'eau ne permet pas de représenter les débits de base provenant du filtre de Lyne et Hollick, notamment en période de crue. Ceci est sans doute causé par une surestimation des débits de base estimés par les filtres récursifs durant les périodes de crue (Paddington et al., 2012).

Également, les débits de base très bas obtenus par le filtre récursif aux quatre stations pour différentes années sont souvent surestimés par la somme des flux souterrains simulés qui alimentent les cours d'eau. Les débits de base obtenus par filtres récursifs étant beaucoup plus fiables en étiage, ceci indique une limite du modèle pour représenter les connexions nappe-rivière en régime transitoire. Une diminution des coefficients d'emmagasinement (10 fois inférieur aux valeurs calibrées) permet de mieux représenter les étiages sévères et les crues printanières, mais entraîne des variations de niveaux piézométriques d'une amplitude irréaliste (résultats non illustrés). Il est probable que l'hydrostratigraphie au niveau des cours d'eau est trop simplifiée pour permettre une quantification plus réaliste des échanges entre l'eau souterraine et les cours d'eau. Par ailleurs, il est important de souligner que la surestimation ou la sous-estimation des débits de base par le modèle d'écoulement souterrain est également le résultat de l'erreur dans la recharge calculée par HydroBudget.

Le débit de base ainsi que la contribution du suintement de surface (module UZF) sont relativement semblables pour les bassins versants des stations 24007, 30101 et 30103. Les résultats sont cependant différents pour le bassin versant de la station 23701 (Petite rivière du Chêne). Sur ce dernier, le débit de base en période de crue est mieux simulé, mais les étiages sont surestimés de manière plus importante qu'aux trois autres stations. Le bassin versant de la Petite rivière du Chêne a une plus petite superficie (371 km²), a une topographie plus plane et une importante zone de recharge dans sa partie amont. La conductivité hydraulique verticale plus grande de cette zone entraîne donc des flux de suintement de surface du module UZF moins importants. Contrairement aux autres stations, les flux extraient par le module UZF durant l'étiage sont pratiquement nuls. Ceci pourrait indiquer que la recharge potentielle estivale est mieux simulée par HydroBudget dans cette zone.

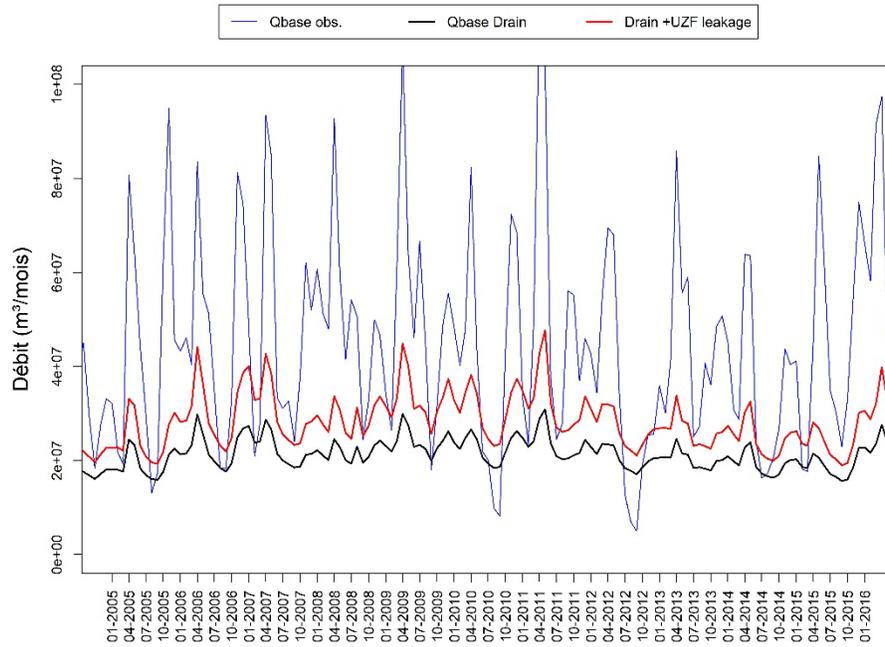


Figure 56. Débits de base observés et simulés avec les drains et avec le suintement de surface pour le bassin versant de la station 2407 (aval de la rivière Bécancour)

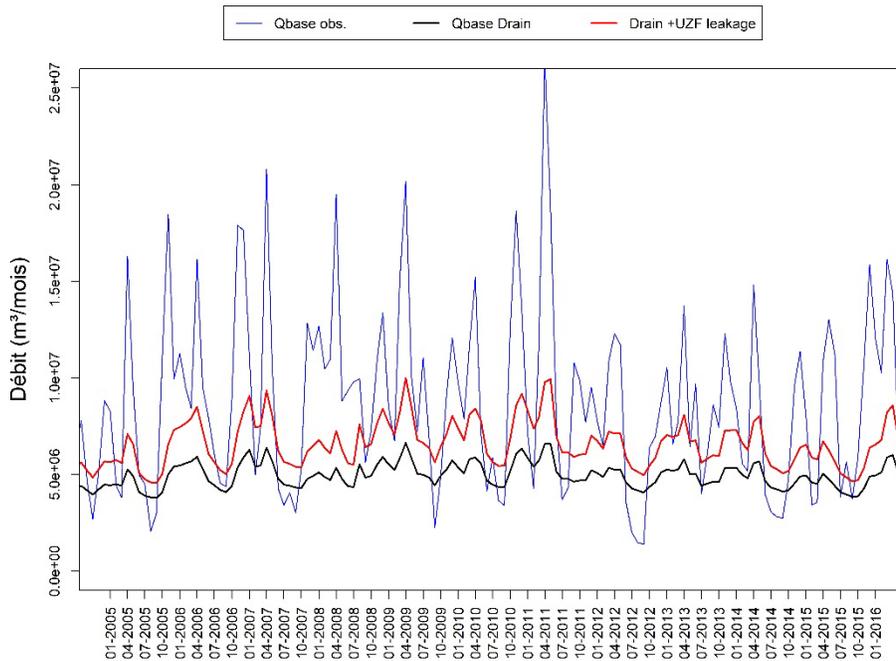


Figure 57. Débits de base observés et simulés avec les drains et avec le suintement de surface pour le bassin versant de la station 30101 (amont de la rivière Nicolet)

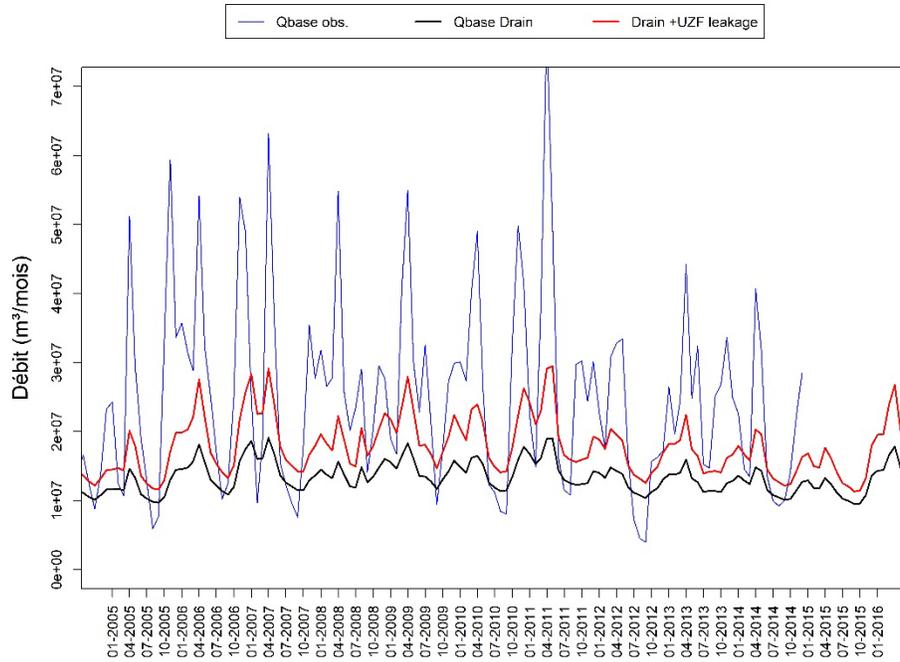


Figure 58. Débits de base observés et simulés avec les drains et avec le suintement de surface pour le bassin versant de la station 30103 (aval de la rivière Nicolet)

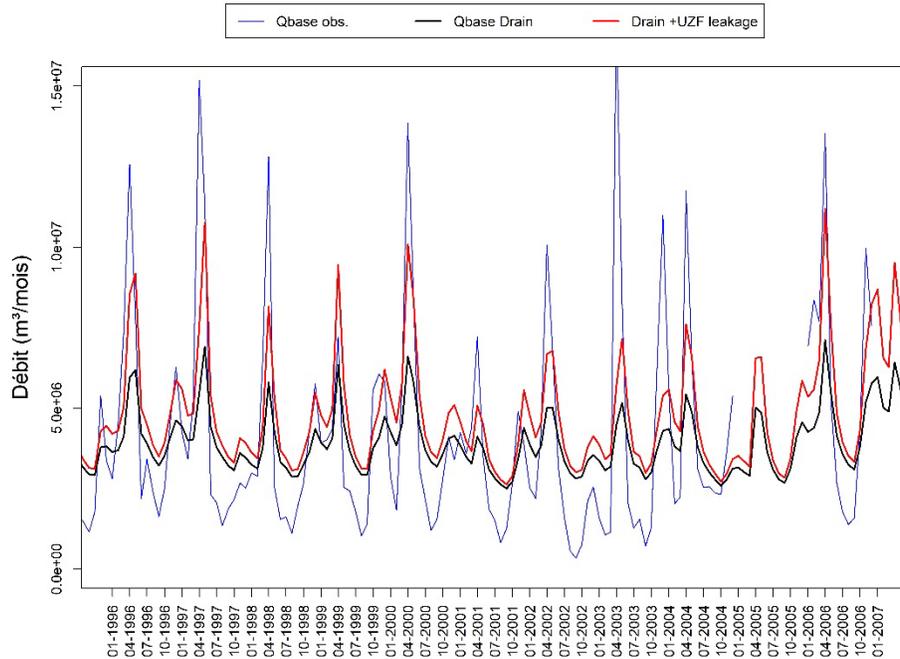


Figure 59. Débits de base observés et simulés avec les drains et avec le suintement de surface pour le bassin versant de la station 23701 (aval de la Petite rivière du Chêne)

7.3 Bilan hydrique du modèle en régime permanent

Parmi les flux sortants du modèle en régime permanent, le bilan hydrique des quatre bassins versants montre que le flux régional d'eau souterraine vers le réseau hydrographique (par les drains) est la composante principale des flux de sortie avec des valeurs de 117 mm, 115 mm, 130 mm et 164 mm pour les bassins versants Bécancour, Nicolet, Petite rivière du Chêne et Nicolet amont respectivement (**Figure 60**). L'eau de la zone non saturée (suintement de surface) simulée par le module UZF est la deuxième composante sortante en importance du bilan hydrique avec 41 mm, 42 mm, 28 mm et 57 mm respectivement. Parmi les flux entrants dans le modèle en régime permanent, le bilan hydrique montre que la recharge apporte entre 159 mm (Petite rivière du Chêne, Nicolet et Bécancour) et 221 mm (BV Nicolet amont). Les flux régionaux entrants et sortants des bassins versants, i.e. les flux provenant des bassins voisins aux limites latérales et amonts, sont faibles, mais peuvent représenter jusqu'à 8% de la recharge pour les plus petits bassins versants (p.ex., Petite rivière du Chêne). Le fait que ces flux interbassins soient faibles est une indication que les limites des bassins versants de surface sont similaires aux limites d'écoulements souterrains. Peu de différences sont observables entre les bassins versants simulés. Les composantes DRAIN et UZF représentent la même proportion de la recharge pour les bassins versants Bécancour, Nicolet et Nicolet amont, tandis que le flux aux DRAIN est relativement plus important sur la Petite rivière du Chêne. Les taux de recharge importants dans la partie amont de ce bassin qui se retrouve en condition de nappe libre et dans des formations granulaires perméables expliquent cette différence.

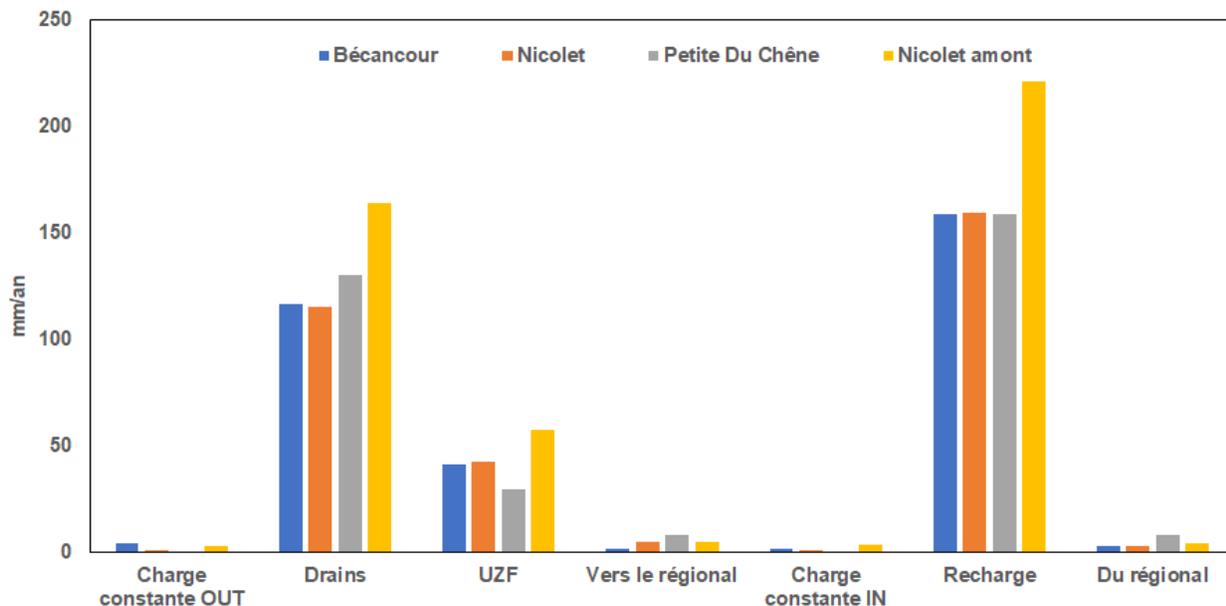


Figure 60. Composantes du bilan hydrique pour le modèle en régime permanent

La répartition spatiale du suintement de surface montre qu'en secteur montagneux, les zones de suintement sont principalement situées en bas de pente où les conditions limite de drains ne sont pas représentées dans le modèle (**Figure 61**). Dans le secteur des Basses-Terres du Saint-Laurent, ces flux sont surtout localisés dans les secteurs où des dépôts perméables sont situés au-dessus des dépôts argileux. Ces aquifères superficiels ne sont pas représentés dans le modèle. Rappelons que le volume d'eau extrait par cette condition limite ne représente pas seulement la résurgence d'eau souterraine, mais aussi le surplus de recharge lorsque cette dernière est supérieure à la conductivité hydraulique verticale (correspondant à la valeur de conductivité hydraulique de l'unité de la couche 1 dans le modèle). Les flux varient de 4 m³/j (23 mm /an) à 200 m³/j (1170 mm/an). Les valeurs les plus élevées indiquent que dans ces zones amont, le suintement provient de résurgence d'eau souterraine, car elles sont bien supérieures aux taux de recharge (0-383 mm/an ou 0-66 m³/j).

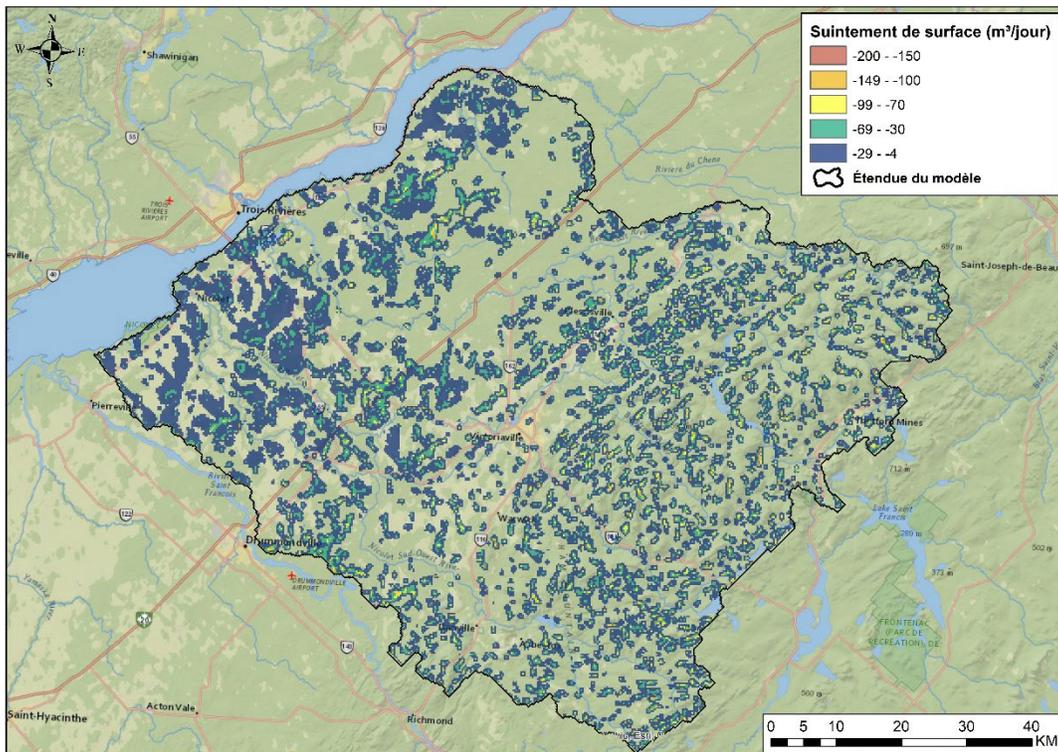


Figure 61. Répartition spatiale du suintement de surface du module UZF dans le modèle en régime permanent

7.4 Synthèse de la simulation des écoulements souterrains en conditions passées

L'utilisation du modèle MODFLOW pour simuler les niveaux piézométriques des puits du RSESQ et les débits de base aux quatre stations hydrométriques de la DEH a permis de mettre en évidence la pertinence du RSESQ dans la simulation des écoulements souterrains à l'échelle régionale. Dans la région du Centre-du-Québec, les puits du RSESQ sont localisés dans des contextes hydrogéologiques contrastés (granulaire libre, granulaire captif, etc.) et sont assez bien répartis spatialement, même si leur nombre reste limité pour la calibration à l'échelle régionale. Les puits ont permis de calibrer le modèle MODFLOW pour une large gamme de contextes hydrogéologique et de recharge, à la fois en régime permanent et en régime transitoire. L'utilisation de la recharge spatialisée simulée par HydroBudget s'est avérée concluante. Elle a permis de simuler raisonnablement bien les fluctuations de débits de base et de niveau sur l'ensemble du domaine simulé, même si l'erreur sur les niveaux piézométriques et les débits de base simulés est toutefois non négligeable. Cette erreur est principalement causée par les simplifications au niveau de la distribution des paramètres hydrogéologiques (conductivité hydraulique et emmagasinement) et par l'erreur sur la recharge d'HydroBudget qui a été calibré à l'échelle de toute la zone d'étude.

L'utilisation combinée des conditions limites utilisées pour représenter les cours d'eau et du module UZF pour gérer les flux hypodermiques a permis de mettre en évidence l'importance relative de la résurgence d'eau souterraine (drains) et du flux hypodermique (suintement de surface) dans la composante du débit de base calculé par les filtres récursifs. La combinaison de ces modules de MODFLOW contribue à améliorer la capacité du modèle à simuler les débits de base estimés par le filtre récursif de Lyne et Hollick. Les résultats confirment d'ailleurs que la recharge estimée par ce filtre inclue des flux différents d'eau souterraine, dont l'eau qui circule très rapidement dans la portion supérieure de l'aquifère (flux hypodermiques) et l'eau qui a circulé dans la nappe. Cette dernière est inférieure à la recharge potentielle (de 20 à 50 mm inférieurs à la recharge HydroBudget) et est plus représentative de la recharge régionale. Le module UZF permet aussi de compenser l'incapacité de HydroBudget de simuler la résurgence d'eau souterraine et le surplus de recharge. L'évapotranspiration potentielle n'a pas été intégrée dans le modèle MODFLOW puisque HydroBudget produit une recharge potentielle. La combinaison des deux modèles est donc efficace et a permis d'obtenir des séries temporelles de niveaux piézométriques simulés et de débit de base sur un pas de temps mensuel et sur une longue période avec un temps de calcul d'environ quatre heures pour les 6000 km² du domaine simulé et pour une période de 58 ans.

Résumé simulation de l'écoulement souterrain passé

- Dans le Centre-du-Québec, les puits du RSESQ représentent adéquatement la variabilité des contextes hydrogéologiques. Ils ont permis de bien valider le modèle en transitoire.
- L'intégration de la recharge de HydroBudget dans MODFLOW donne des résultats satisfaisants.
- La reprise évaporatoire de l'eau souterraine semble jouer un rôle important durant l'été. Ceci doit être intégré dans les prochains modèles non couplés.

8 SIMULATION DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN – CONDITIONS FUTURES

Les recharges spatialement distribuées calculées par HydroBudget pour les 12 scénarios de changement climatique ont été intégrées en régime transitoire dans le modèle MODFLOW calibré. Les résultats ont ensuite été interprétés pour l'horizon de référence (1981-2010) et les deux horizons futurs (2041-2070 et 2071-2100). Pour les niveaux piézométriques, les différences entre les horizons futurs et l'horizon de référence ont été calculées à partir du niveau piézométrique moyen sur 30 ans pour toutes les mailles du modèle et pour chacun des mois. Ces différences sont nommées « deltas ». Pour les débits de base, les flux ont été moyennés et mensuellement pour chacun des bassins versants et pour les trois périodes (1981-2010, 2041-2070 et 2071-2100).

8.1 Niveaux piézométriques

L'analyse des deltas piézométriques à l'échelle régionale montre que le niveau médian pourrait augmenter de 0.05 m à l'horizon 2041-2070 et de 0.1 m à l'horizon 2071-2100, comparativement au niveau médian simulé pour l'horizon 1981-2010 (**Figure 62**). Ces augmentations sont relativement faibles, mais statistiquement significatives ($p < 0,05$, test de Tukey). Cette augmentation du niveau piézométrique médian à l'échelle de la zone modélisée n'est pas répartie uniformément dans le temps. Les hausses les plus importantes (et significative, $p < 0,05$) entre les trois périodes sont observées durant les mois de janvier à mai (**Figure 63**). C'est aussi durant cette période que des hausses de recharge ont été simulées par **HydroBudget (Section 6.1)**. Aucun changement significatif n'est observé pour les mois juin à décembre, sauf pour le mois de novembre où une baisse significative est observée entre la période de référence et la période 2041-2070. Il est important de souligner que des deltas médians inférieurs à zéro ont aussi été simulés pour les deux périodes futures. Ces résultats montrent que malgré une légère tendance générale à la hausse des niveaux piézométriques, certaines portions du territoire montrent des baisses de niveaux moyens pour les deux horizons selon le scénario utilisé (**Figure 64** et **Figure 65**). Des deltas positifs (>0.1 m) sont majoritairement observés dans la partie ouest de la zone d'étude. L'effet des mailles des modèles globaux (GCM) est bien visible. Cet effet avait aussi été observé dans l'analyse des deltas de précipitations et de température (**Figure 24** à **Figure 26**). Dans l'ensemble, en ne considérant pas le biais causé par les GCM, les hausses de niveaux d'eau souterraine sont principalement localisées dans les zones de fort gradient hydraulique (rivière encaissée, bas de forte pente). Ces hausses de niveau sont causées par la résistance à l'écoulement de l'eau souterraine dans le roc de la zone modélisée. Les valeurs faibles de conductivité hydraulique ($\sim 5 \times 10^{-3}$ m/j) limitent le volume d'eau souterraine maximal qui peut s'écouler vers les conditions limites et les résurgences.

Cette limite entraîne donc une hausse des niveaux et une hausse des surfaces de suintement près des cours d'eau et des zones de résurgence.

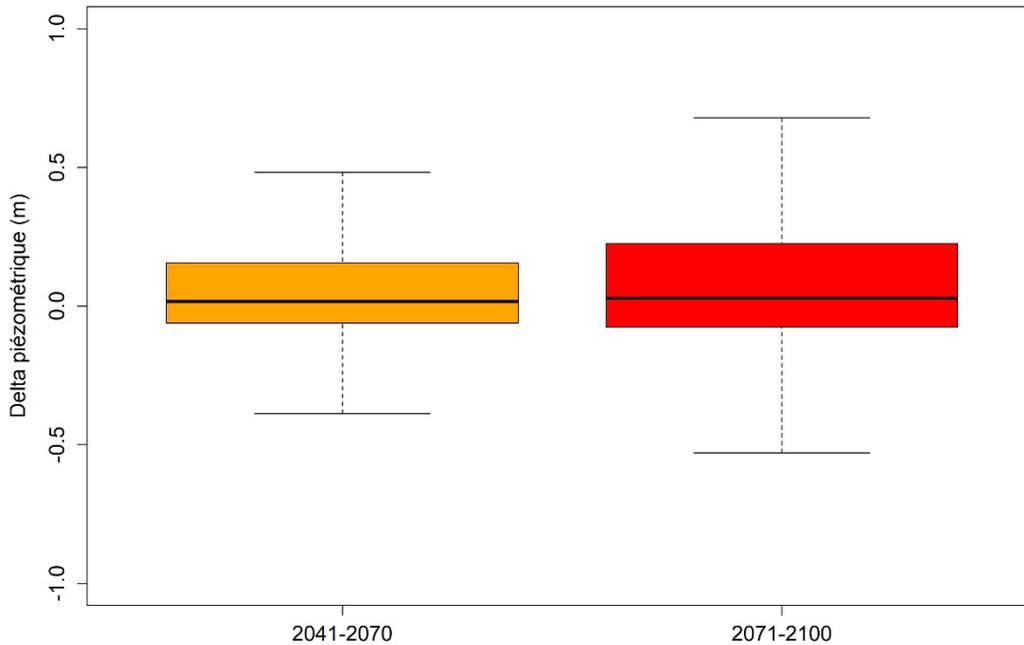


Figure 62. Deltas piézométriques pour toutes les mailles du modèle et les 12 scénarios entre les horizons futurs et l’horizon de référence

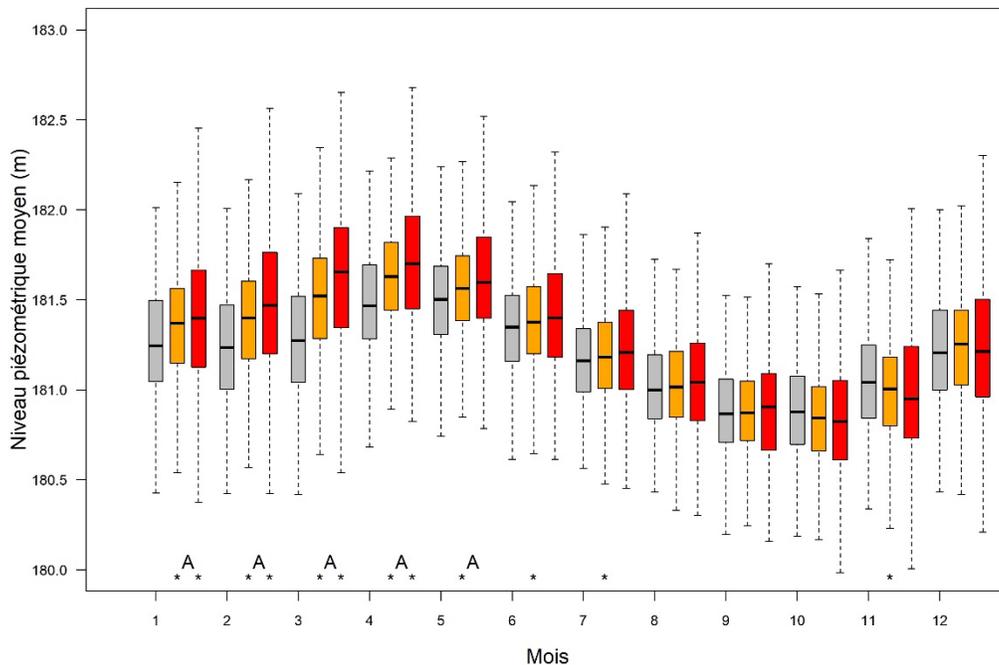


Figure 63. Comparaison des niveaux piézométriques moyens mensuels simulés pour toutes les mailles du modèle. Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l’horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l’un de l’autre ($p < 0,05$, test de Tukey).

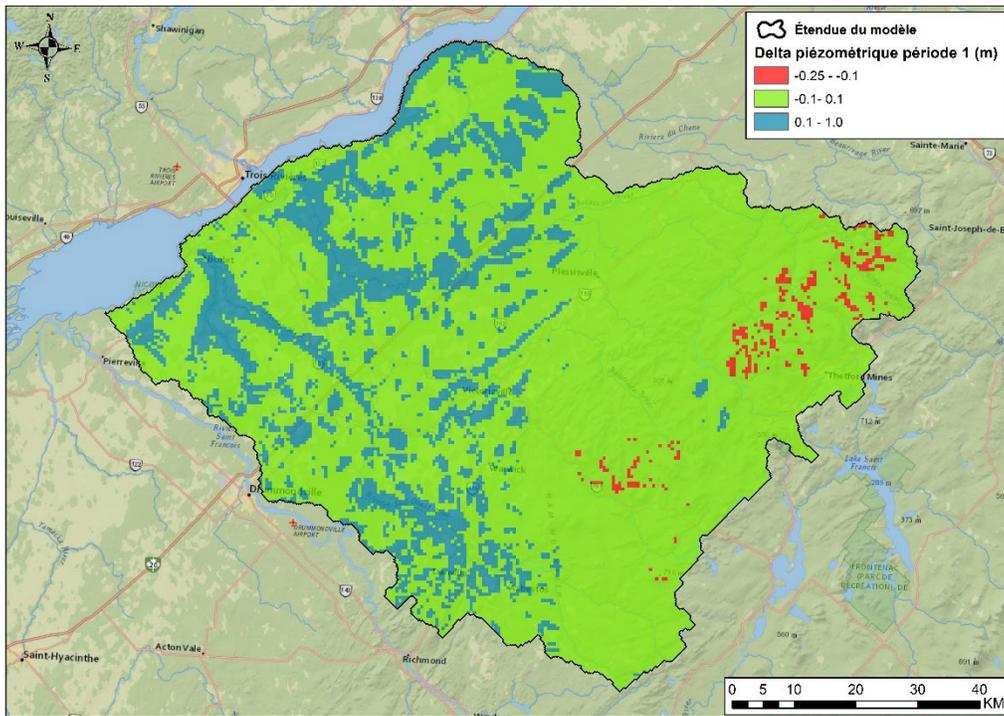


Figure 64. Deltas piézométriques entre l’horizon 2041-2100 et l’horizon 1981-2010. Les valeurs représentent la moyenne des cinq couches verticales du modèle pour chacune des mailles.

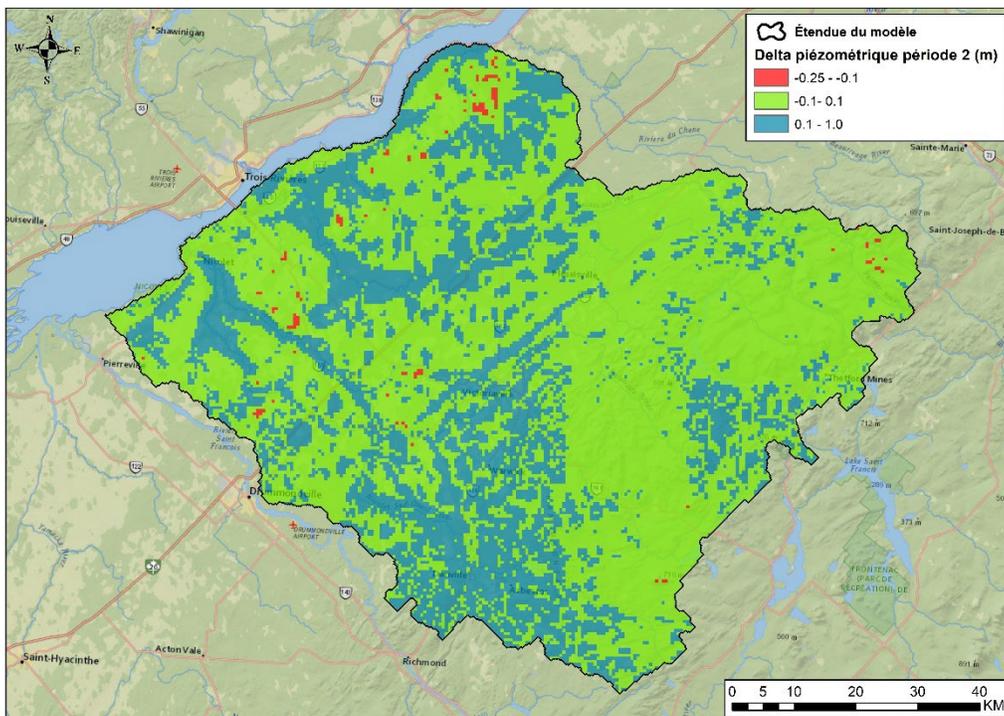


Figure 65. Deltas piézométriques entre l’horizon 2071-2100 et l’horizon 1981-2010. Les valeurs représentent la moyenne des cinq couches verticales du modèle pour chacune des mailles.

8.2 Débits de base

Les séries temporelles mensuelles du bilan hydrique des quatre bassins versants utilisés dans la calibration des modèles permanent et transitoire ont été extraites et analysées. La somme des flux aux drains et des flux de suintement de surface (module UZF) est utilisée pour illustrer le débit de base total. Les deltas de débits de base (**Figure 66**) pour les quatre bassins versants et les deux horizons futurs montrent des médianes positives pour les quatre bassins versants pour les deux horizons futurs, variant de 0.1 mm/mois (0,01 m³/s, station 23701) à 1.1 mm/mois (0,9 m³/s, station 24007) pour l'horizon 2041-2070 et de 0.3 mm/mois (0,03 m³/s, station 23701) à 1.6 mm/mois (1,3 m³/s, station 24007) pour l'horizon 2071-2100. L'augmentation du débit de base entre les deux horizons futurs est significative pour les stations 23701 et 30103 ($p < 0,05$, test de Tukey), tandis qu'elle est significative seulement pour l'horizon 2071-2100 pour les stations 30101 et 24007. L'augmentation entre les deux périodes futures est quant à elle significative pour les quatre bassins versants étudiés. Bien que la médiane des deltas du débit de base soit positive pour les quatre bassins versants, plusieurs scénarios climatiques simulent des deltas des débits de base négatifs. Ces résultats indiquent que les débits d'étéage pourraient augmenter de manière générale, mais que des conditions de débits d'étéage plus faibles sont également à prévoir.

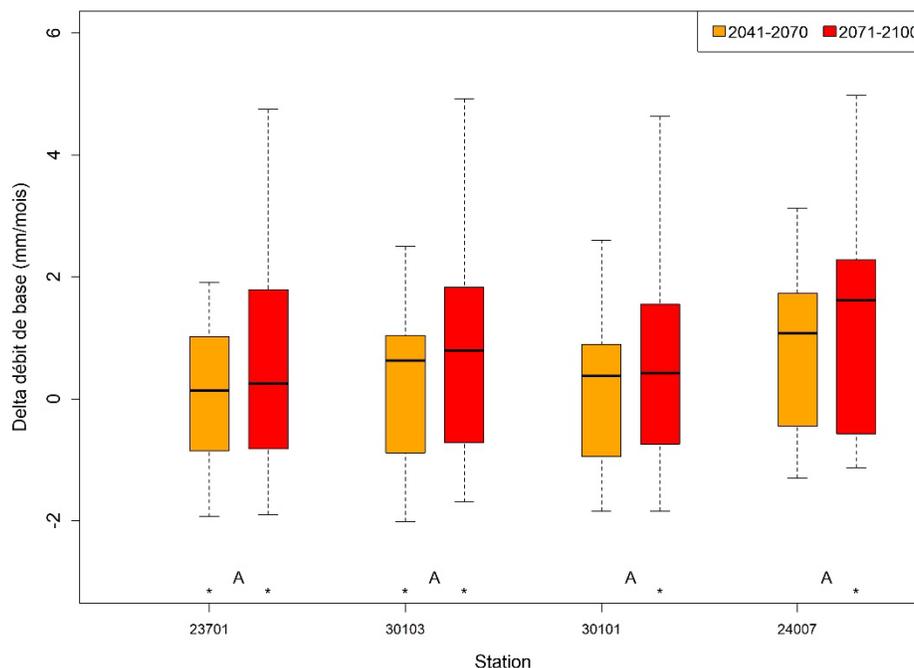


Figure 66. Comparaison des deltas des débits de base mensuels moyens pour chacun des bassins versants pour les deux horizons futurs et pour les douze scénarios. Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l'horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l'un de l'autre ($p < 0,05$, test de Tukey).

Les graphiques présentés aux (**Figure 67**, **Figure 68**, **Figure 69** et **Figure 70**) illustrent le débit de base pour chacun des mois pour les 12 scénarios selon les trois périodes soit la période de référence (1981-2010), la période 1 (2041-2070) et la période 2 (2071-2100). L'analyse des résultats montre que les principaux impacts des changements climatiques sur les débits de base se font sentir pendant les mois de janvier à avril. Pendant ces mois, des augmentations significatives de débits de base sont simulées entre les deux horizons futurs et l'horizon de référence pour toutes les stations, à l'exception du mois de mai pour la station 030103 à l'horizon 2041-2070 ($p < 0,05$, test de Tukey). Les augmentations de débits de base sont également significativement différentes entre les horizons 2041-2070 et 2071-2100 pour trois des quatre stations (la station 023701 de la Petite rivière du Chêne faisant exception). De mai à novembre, les débits de base sont à la baisse de manière significative pour les deux horizons futurs sauf pour les mois de juillet et août où les baisses sont moins significatives selon le bassin versant ou la période. Ces résultats sont en lien direct aux augmentations significatives de la recharge hivernale et les baisses significatives de la recharge pour le reste de l'année simulée avec le modèle HydroBudget. Il est important de souligner que les variations interscénarios du débit de base sont importantes pour les mois de décembre à mai, ce qui traduit la grande incertitude dans les conditions climatiques futures pour la période hivernale.

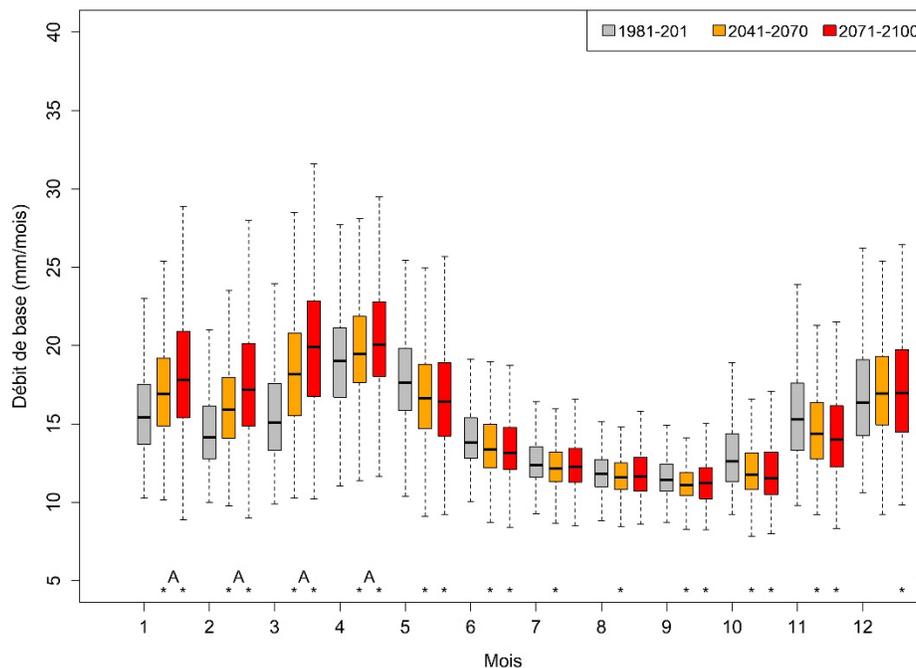


Figure 67. Comparaison des débits de base moyens mensuels simulés pour les trois horizons pour le BV de la rivière Bécancour (24007). Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l'horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l'un de l'autre ($p < 0,05$, test de Tukey).

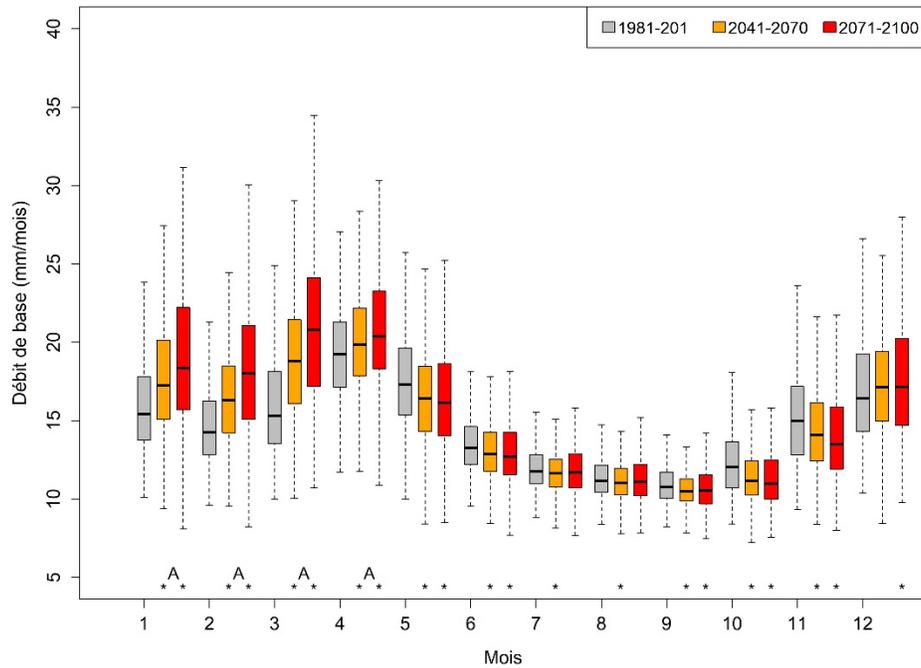


Figure 68. Comparaison des débits de base moyens mensuels simulés pour les trois horizons pour le BV de la rivière Nicolet (30103). Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l’horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l’un de l’autre ($p < 0,05$, test de Tukey).

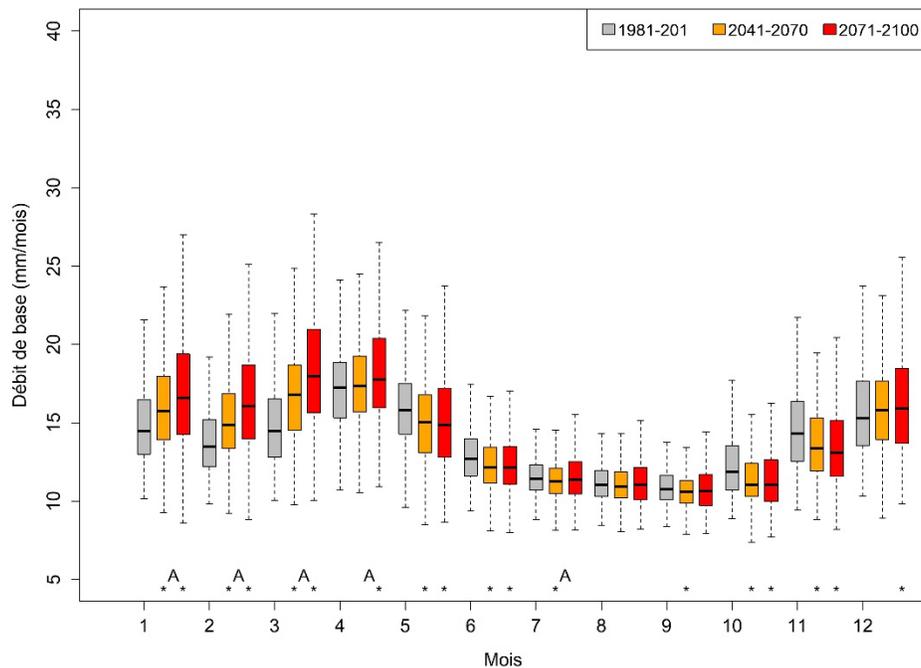


Figure 69. Comparaison des débits de base moyens mensuels simulés pour les trois horizons pour le BV de la rivière Nicolet amont (30101). Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l’horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l’un de l’autre ($p < 0,05$, test de Tukey).

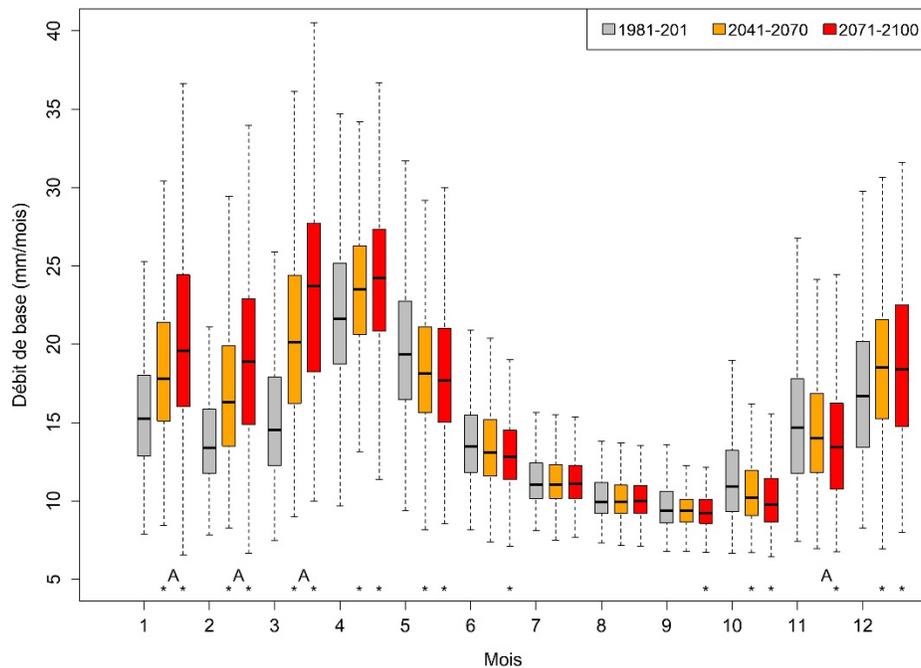


Figure 70. Comparaison des débits de base moyens mensuels simulés pour les trois horizons pour le BV de la rivière Petite rivière du Chêne (23701). Les * indiquent que les horizons futurs sont significativement différents de l'horizon de référence et la lettre « A » indique que les horizons futurs sont significativement différents l'un de l'autre ($p < 0,05$, test de Tukey).

8.3 Synthèse de l'impact des changements climatiques sur les écoulements souterrains

L'intégration de la recharge future spatialement distribuée dans le modèle MODFLOW pour simuler les niveaux d'eau souterraine et les débits de base a permis de quantifier l'effet des changements climatiques sur l'eau souterraine. Les résultats indiquent que l'augmentation de la recharge durant les mois d'hiver entraînera une augmentation des niveaux d'eau souterraine durant ces mêmes mois pour les deux périodes futures (2041-2070 et 2071-2100). La hausse des niveaux entraînera une augmentation des débits de base pour les mois d'hiver, mais cette hausse prévue des niveaux d'eau souterraine n'aura cependant pas d'impact prolongé sur les débits de base. En effet, une diminution du débit de base est prévue pour les mois de mai et juin. Des diminutions du débit de base sont prévues pour les mois d'octobre et de novembre, ce qui pourrait causer une prolongation des périodes d'étiage estivales.

Résumé simulation de l'écoulement souterrain futur

- Des changements importants dans la dynamique intra-annuelle du débit de base sont prévus par les simulations futures en contexte de changements climatiques.
- La hausse prévue de la recharge durant l'hiver ne semble pas permettre le maintien des débits de base estivaux. Des baisses en mai et juin ainsi qu'en octobre et novembre pourraient signifier une prolongation des périodes d'étiage.

9 RECOMMANDATIONS

Les résultats obtenus dans ce projet permettent de formuler un ensemble de 7 recommandations pour poursuivre l'acquisition des connaissances, développer la compréhension de la dynamique de l'eau souterraine et contribuer à la mise en place d'une réelle gestion intégrée de l'eau au Québec.

9.1 Analyse des séries temporelles

Recommandation 1 - Continuer de développer le RSESQ

L'analyse des séries temporelles du niveau de l'eau souterraine a permis de démontrer que le réseau du RSESQ est utile et que l'analyse de l'ensemble des stations (83) entre 2000 et 2018 permet de tirer plusieurs conclusions intéressantes. Il paraît donc crucial de poursuivre l'exploitation du RSESQ et de le bonifier, car les données qu'il fournit sont très importantes pour comprendre la dynamique des ressources en eau et pour guider la gestion. Notamment, la distribution des forages pourrait toutefois être améliorée puisqu'un grand nombre de puits sont localisés dans le sud-ouest de la zone d'étude ainsi que dans la partie basse des grands bassins versants. L'ajout de puits dans les secteurs montagneux appalachiens, une importante zone de recharge, aiderait grandement à améliorer le réseau. Les données piézométriques du RSESQ ont aussi été très utiles dans la calibration et la validation du modèle MODFLOW utilisé dans ce projet. Cependant, peu de puits étaient situés à moins de 500 m d'un cours d'eau important. Afin d'améliorer la capacité de bien simuler des flux d'eau souterraine aux cours d'eau et de valider les modèles dans ces zones, un réseau de puits sous forme de transects perpendiculaires aux cours d'eau devrait être considéré dans le développement futur du RSESQ. Ces transects pourraient être installés de l'amont vers l'aval selon les contextes hydrogéologiques typiques : roc affleurant, vallée sédimentaire, plaine avec dépôts perméable et cours d'eau encaissé dans la plaine. Également, des puits pourraient être mis en place à proximité et dans les milieux humides d'importance afin de permettre l'étude des interactions. De manière générale, les nouveaux puits au roc devraient avoir une cavité ouverte dans le roc d'une longueur de 40 m (longueur moyenne des trous ouverts dans le roc du RSESQ dans la zone étudiée).

Recommandation 2 - Maintenir le suivi à moyen et long terme des niveaux piézométriques

L'analyse des tendances du niveau de l'eau souterraine a montré qu'une majorité de puits montre une tendance à la baisse. Cette tendance est marquée dans le sud-ouest de la zone d'étude et le long de la plaine des Basses-Terres-du-Saint-Laurent. Ces observations sont basées sur une période de mesure relativement courte ~10 ans. Les résultats montrent qu'il est essentiel de maintenir le suivi des stations sur une période d'au moins 30 ans et de minimiser le plus possible

les données manquantes, en augmentant la fréquence des visites afin de remplacer rapidement les instruments défectueux ou en installant des systèmes de télémétrie par exemple. À titre d'exemple, les niveaux de l'eau souterraine au puits 3090008 (**Figure 71**), situé à l'extrémité sud de la zone d'étude, ne montrent aucune tendance statistiquement significative. Ceci provient probablement d'une période de hausse entre 2004 et 2007. Si la tendance des dernières années se maintient, une réanalyse dans deux à cinq ans pourrait changer le statut de ce puits vers une tendance négative. Une analyse annuelle des données du RSEQ selon les méthodes utilisées dans ce projet est essentielle afin de valoriser le réseau, mais aussi afin qu'il soit utilisé comme un outil de prévention et d'aide à la gestion de l'eau souterraine.

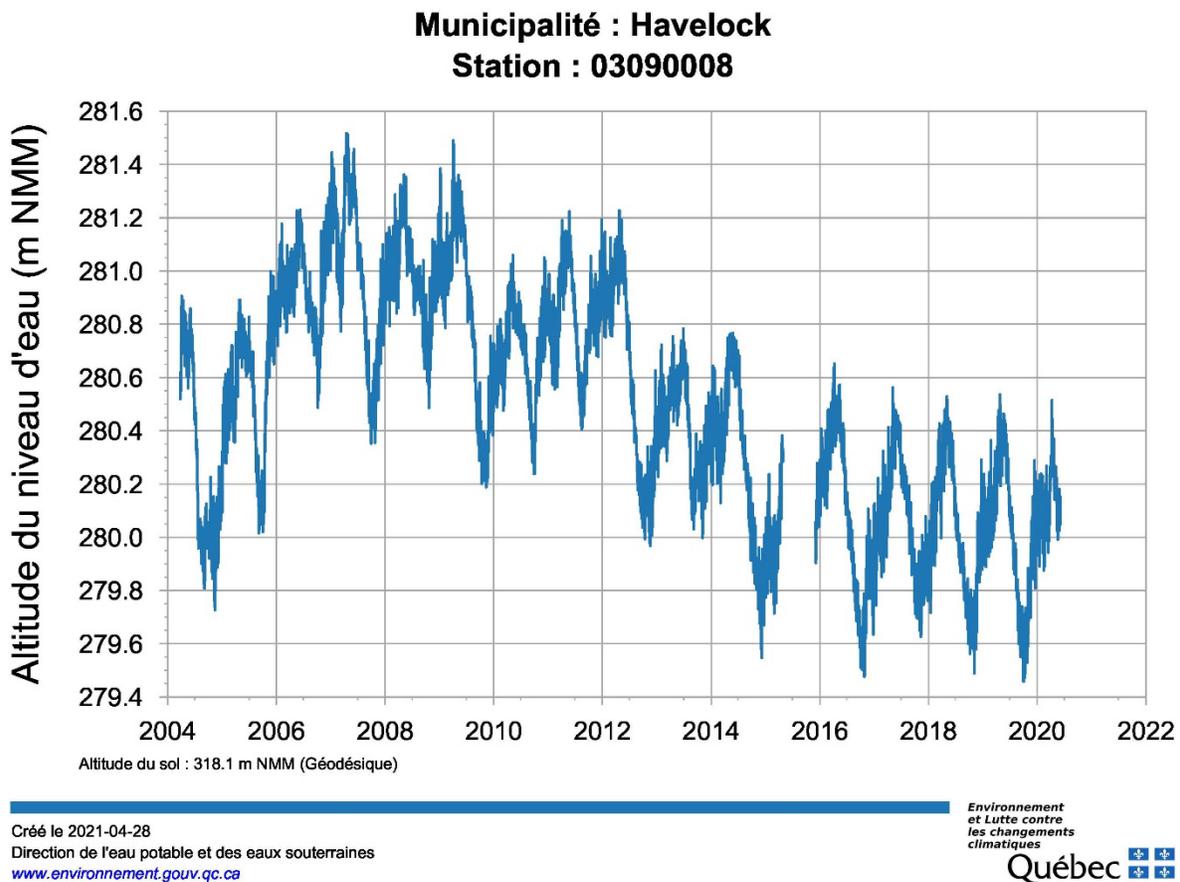


Figure 71. Niveau de l'eau souterraine au puits 309008 (RSEQ 2021)

Recommandation 3 - Maintenir tous les réseaux de suivis et rendre les données disponibles

Des données de précipitations et températures interpolées et comblées pour les périodes sans observation sont les données minimales nécessaires à tout projet de modélisation régionale (au minimum, mais pourrait également contenir des données de radiation solaire, humidité relative...). Dans ce cadre-là, les données météorologiques interpolées sur grille présentent une source de données extrêmement importante qu'il convient de pérenniser et mettre à jour. Pour des simulations hydrologiques régionales à long terme, la base de données des stations de jaugeage est la principale source d'observations hydrologiques qui peuvent être utilisées comme données de calibrations et validations par tout type de modèle. Le réseau du suivi des débits des cours d'eau est donc également une donnée stratégique qu'il convient de pérenniser et bonifier.

9.2 Simulation de la recharge potentielle régionale**Recommandation 4 - Étudier les conditions hivernales en changements climatiques**

La simulation de la recharge potentielle transitoire en période passée a démontré l'importance de l'hydrologie des mois froids sur la dynamique hydrologique régionale. Les simulations de recharge future montrent également un changement majeur dans la dynamique hydrologique future et une grande incertitude sur les mois froids. Une part de cette forte incertitude est liée à la simulation des phénomènes hydrologiques liés au stockage d'eau sous forme de neige et au phénomène de gel du sol. Des programmes de recherche spécifiques portant sur l'amélioration de la connaissance sur ces phénomènes et de leur représentativité dans la modélisation de la recharge apporteront une précision supplémentaire certaine dans les simulations en période passée, affinant également les interprétations des scénarios en changement climatique. Parallèlement à ces recherches, des programmes de développement de réseaux de suivi devraient avoir lieu, avec des mesures régulières du couvert de neige à des stations réparties sur l'ensemble du territoire, l'enregistrement des formes de précipitations (neige, pluie...) et l'amélioration de la mesure des débits hivernaux de rivière.

Recommandation 5 - Développer de nouvelles méthodes d'estimation des débits de base

L'utilisation de filtres récursifs pour l'estimation des débits de base comporte des limites méthodologiques qui se propagent sur la simulation de la recharge. Le processus de calibration du modèle de recharge est basé sur l'hypothèse que ces débits de base sont représentatifs de la recharge distribuée sur les BV des stations de jaugeage. Un projet de recherche doit impérativement entreprendre la quantification précise de l'apport d'eau souterraine aux cours d'eau. Ce projet sera basé sur l'importante base de données de débits de rivières mesurés, mais nécessitera des

investigations supplémentaires telles que implantations de transects de puits d'observation perpendiculairement à des cours d'eau et suivi en continu des niveaux de nappe et de cours d'eau, campagnes de mesure de débits sériés de cours d'eau, analyses isotopiques, traçages et modélisation des échanges nappe-rivière.

Recommandation 6 - Mettre à jour continuellement les simulations de recharge

La simulation d'une chronique spatio-temporelle de recharge sur une période de 46 ans et sur toute la zone d'étude a permis de développer la compréhension de la dynamique régionale de la recharge, autant pour les patrons spatiaux que pour les patrons temporels annuels et saisonniers. La construction de cette connaissance a par la suite été très utile pour interpréter les simulations de recharge future et préciser les comportements potentiels attendus. Finalement, les résultats obtenus avec HydroBudget ont mis en évidence la nécessité de simulations hydrologiques spatio-temporelles régionales pour de longues périodes simulées et en régime transitoire. Ces simulations à long terme, passées et futures, devraient être mises à jour régulièrement avec la mise à jour des données d'entrée (années supplémentaires de données météorologiques, de données de débits) et des scénarios climatiques. Cela permettra d'actualiser les résultats avec les tendances les plus récentes et éventuellement de préciser les trajectoires que semble prendre l'évolution de la recharge régionale ou d'en établir de nouvelles avec l'avancement des connaissances et méthodes de simulation du climat futur. Les principaux avantages du modèle HydroBudget viennent du fait qu'il est parcimonieux en données d'entrées et peu exigeant en temps de calcul, rendant cette mise à jour relativement accessible.

Par ailleurs, les simulations de recharge future ont montré que les scénarios climatiques avec les variations de précipitations et de températures futures extrêmes ne produisaient pas systématiquement de changements significatifs de la recharge en période future. Il est alors nécessaire de réaliser les simulations d'impact des changements climatiques et leurs interprétations en se basant sur des ensembles les plus larges possible de scénarios climatiques.

Recommandation 7 - Modéliser la recharge avec HydroBudget sur tout le territoire québécois

Le modèle HydroBudget a été développé spécifiquement pour le contexte hydroclimatique du sud du Québec. Les données nécessaires pour simuler la recharge potentielle spatialisée ; précipitations et températures spatialisées (si possible), RCN (croisement de nature des matériaux de surface, pentes et occupation du sol) et débits de cours d'eau sont disponibles sur une grande partie du Québec et rendent le modèle facilement applicable à d'autres régions. La méthodologie développée pour la calibration permet d'optimiser les performances du modèle de façon objective, en gardant un temps de calcul acceptable avec des ressources informatiques relativement limitées (*i.e.* 10 min

pour une BV de 6 750 km² avec une résolution spatiale de 500 m x 500 m, soit 27 000 cellules, pour une période simulée de 58 ans avec 15 processeurs logiques et 80 Go de mémoire vive). Sa facilité d'application, la qualité de simulation, le temps de calcul et la reproductibilité de la méthode font finalement du modèle HydroBudget un outil d'aide à la gestion à long terme des ressources en eau souterraine qu'il serait pertinent de conserver.

9.3 Simulation de l'écoulement souterrain

Recommandation 8 - Établir un suivi des usages de l'eau souterraine

Les simulations à long terme de la recharge ont montré une baisse certaine de la recharge des mois de mai à novembre, qui serait nulle ou faible. Parallèlement, la simulation des écoulements souterrains a montré une baisse probable des apports d'eau souterraine aux cours d'eau. Dans ce cadre-là, les prélèvements d'eau souterraine pourraient induire une baisse du niveau des nappes ainsi qu'une diminution des apports d'eau souterraine aux cours d'eau qui ne serait plus compensée par la recharge de l'eau souterraine. Un suivi des prélèvements industriels, agricoles et privés permettrait de faire le suivi régional des prélèvements et la mise en place d'éventuelles mesures de limitations aux usages essentiels, comme la production d'eau potable, pendant les mois à faible recharge. À long terme, cette base de données permettra de distinguer la part anthropique de l'impact des changements climatiques dans le cas où des baisses de niveau piézométrique seraient enregistrées. Les corrélations entre l'évolution des prélèvements et les variations piézométriques pourraient d'ailleurs être incluses dans les analyses et suivis du réseau du RSESQ, surtout si des données mensuelles de prélèvements (ou fréquence plus élevée) étaient disponibles.

10 CONCLUSION

L'objectif de ce projet était de fournir au MELCC des informations nouvelles lui permettant de combler les lacunes de connaissances sur la recharge des eaux souterraines, l'inertie des aquifères et les débits de base des cours d'eau, afin d'optimiser le RSESQ et de faciliter la mise en œuvre d'une gestion intégrée de l'eau pouvant prendre en considération les stress climatiques. Ces objectifs ont été atteints par la réalisation de nombreux travaux visant 1) l'analyse détaillée des données du RSESQ, 2) la modélisation de la recharge en conditions passées et futures et 3) la modélisation en régime transitoire des écoulements souterrains et des apports d'eau souterraine aux cours d'eau en conditions passées et futures.

Les résultats montrent que le RSESQ est un outil majeur pour comprendre la réactivité des aquifères aux variations météorologiques, pour calibrer la modélisation de la recharge et pour simuler les écoulements souterrains permettant d'estimer les débits de base des cours d'eau. Bien que les données acquises grâce au RSESQ soient déjà très utiles, la poursuite des suivis et les analyses régulières des données acquises sont primordiales à moyen et à long terme. Le réseau de stations de jaugeage du Québec est également très utile pour calibrer les modèles. Il serait toutefois important de poursuivre les études pour développer des méthodes plus robustes pour l'évaluation des débits de base des cours d'eau. Les données météorologiques demeurent cruciales pour une étude comme celle-ci et l'absence de données interpolées sur grille depuis 2018 pourrait devenir problématique dans les études à venir.

Le modèle HydroBudget développé pour ce projet s'est avéré robuste et fiable pour une utilisation à l'échelle du territoire étudié et pour des analyses sur plusieurs décennies. HydroBudget pourrait être utilisé sur tout le territoire québécois, afin de mettre à disposition des données de recharges avec une approche unique. Le modèle est disponible en libre accès et peut facilement être utilisé pour simuler la recharge sur de nouveaux territoires ou pour reprendre des simulations à la lumière de nouvelles données. Les résultats ont montré qu'à l'échelle de la zone d'étude, la recharge compte en moyenne pour 12% des précipitations (139 mm/an), l'évapotranspiration réelle pour 47 % (501 mm/an) et le ruissellement pour 41 % (444 mm/an). Des tendances significatives à la hausse de la recharge durant l'hiver et à la baisse durant l'été sont observées, ainsi que des tendances à la hausse de l'évapotranspiration réelle.

Le modèle d'écoulement souterrain utilisé avec les recharges simulées par HydroBudget a permis de simuler l'émergence de l'eau souterraine dans les cours d'eau pour les conditions passées et d'anticiper les conditions futures. Le modèle a permis de bien simuler les niveaux piézométriques observés aux stations du RSESQ dans le Centre-du-Québec. Les résultats ont montré que les débits

de bases estimés avec les filtres récursifs sont probablement surestimés. L'intégration de la recharge issue du modèle HydroBudget dans MODFLOW s'est avérée satisfaisante et permet de répartir la recharge potentielle en recharge réelle et suintement de surface. Les puits du RSESQ se sont avérés utiles afin de valider le modèle dans différentes conditions hydrogéologiques.

L'intégration des données des modèles climatiques dans le modèle HydroBudget a permis de mettre en évidence une augmentation significative (pour les deux périodes 2041-2070 et 2071-2100) des taux de recharges pour les mois de décembre à mars et une diminution significative (faible) (pour les deux périodes 2041-2070 et 2071-2100) de la recharge durant les mois de mai à novembre. Les résultats ont montré qu'un seuil de 150 mm de delta de précipitation moyenne pour une période de 30 ans est nécessaire pour qu'une augmentation significative de la recharge ait lieu. À l'inverse, un delta des précipitations moyennes inférieur à 150 mm/an entraînera une baisse de la recharge future. La simulation des conditions futures du niveau de l'eau souterraine et des débits de base indique qu'une augmentation des niveaux et des débits de base est prévue pour les horizons 2041-2070 et 2071-2100 pour les mois de janvier à avril. La diminution de la recharge prévue pour les mois de mai et juin ne sera pas compensé par cette hausse des niveaux d'eau souterraine durant l'hiver et le printemps, puisqu'une diminution des débits de base est prévue pour les mois de mai juin et juillet et ce pour les deux horizons futurs.

11 REFERENCES

- Banton, O., Larocque, M., Surateau, F. et Villeneuve, J.-P. (1993). *Évaluation des pertes de composés azotés dans les eaux souterraines lors de l'épandage de fumiers et de lisiers. Développement d'un outil d'évaluation – logiciel AgriFlux, manuel d'utilisateur*. Rapport scientifique R-380-b. Québec : INRS-Eau. Récupéré de <http://espace.inrs.ca/600/1/R000380.pdf>
- Bergeron, O. (2016). *Guide d'utilisation 2016 - Grilles climatiques quotidiennes du Programme de surveillance du climat du Québec, version 2*, p.26. Québec : ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, Direction du suivi de l'état de l'environnement.
- Campolongo, F., Cariboni, J. et Saltelli, A. (2007). An effective screening design for sensitivity analysis of large models. *Environmental Modelling & Software*, 22(10), 1509-1518. doi: [10.1016/j.envsoft.2006.10.004](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2006.10.004)
- Carrier, M.-A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.-M., Benoit, N., ... Lavoie, D. (2013). *Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est, Québec, Canada*. Rapport scientifique R-1433. Québec : INRS, CGC, OBV Yamaska, IRDA, Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs. Récupéré de <https://rques.ca/paces-monteregie-est/>
- Chemingui, A., Sulis, M. et Paniconi, C. (2015). An assessment of recharge estimates from stream and well data and from a coupled surface-water/groundwater model for the des Anglais catchment, Quebec (Canada). *Hydrogeology Journal*, 23(8), 1731-1743. doi: [10.1007/s10040-015-1299-1](https://doi.org/10.1007/s10040-015-1299-1)
- Chie, I., Takeuchi, J., Kawachi, T., Chono, S. Ishida, K. (2013). Statistical analyses and modeling approaches to hydrodynamic characteristics in alluvial aquifer. *Hydrological Processes*, 27(26): 4017-4027. doi: 10.1002/hyp.9538
- CPC (Climate Prediction Center). (2005). *Arctic Oscillation (AO)*. Récupéré de https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml
- CPC (Climate Prediction Center). (2005). *Pacific / North American Pattern*. Récupéré de <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/ENSO/verf/new.pna.shtml>
- CPC (Climate Prediction Center). (2005). *The Southern Oscillation Index (SOI)*. Récupéré de https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/soi.shtml
- Climate Prediction Center. (2012). *North Atlantic Oscillation (NAO)*. Récupéré de <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>

Comprehensive R Archive Network. (2020). *Package 'Trend'*. Récupéré de <https://cran.r-project.org/web/packages/trend/trend.pdf>

Croteau, A., Nastev, M. et Lefebvre, R. (2010). Groundwater Recharge Assessment in the Chateauguay River Watershed. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4), 451-468, world. doi: [10.4296/cwrj3504451](https://doi.org/10.4296/cwrj3504451)

Doble, R. C. et Crosbie, R. S. (2017). Review: Current and emerging methods for catchment-scale modelling of recharge and evapotranspiration from shallow groundwater. *Hydrogeology Journal*, 25(1), 3-23. doi: [10.1007/s10040-016-1470-3](https://doi.org/10.1007/s10040-016-1470-3)

Doherty, J. (2016). PEST. Model-Independent Parameter Estimation. User manual Part 1, Watermark Numerical Computing. 6th Edition: 390 p.

Dubois, E., Doummar, J., Pistre, S. et Larocque, M. (2020). Calibration of a lumped karst system model and application to the Qachqouch karst spring (Lebanon) under climate change conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(9), 4275-4290. doi: <https://doi.org/10.5194/hess-24-4275-2020>

Dubois, E., Larocque, M., Gagné, S. et Meyzonnat, G. (2021a). Simulation of long-term spatiotemporal variations in regional-scale groundwater recharge: contributions of a water budget approach in southern Quebec. *Hydrology and Earth System Sciences*, <https://doi.org/10.5194/hess-25-6567-2021>.

Dubois, E., Larocque, M., Gagné, S. et Meyzonnat, G. (2021b). *HydroBudget User Guide: Version 1.0*. Montréal : Université du Québec à Montréal. Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère. <https://archipel.uqam.ca/14075/>

Dubois, E., Larocque, M., Gagné, S. et Braun, M. (2022). Climate change impacts on groundwater recharge in cold and humid climates: controlling processes and thresholds. *Climate*, 10, 6. <https://doi.org/10.3390/cli10010006>

Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2), 507-515. doi: [10.1002/hyp.5675](https://doi.org/10.1002/hyp.5675)

Efstratiadis, A. et Koutsoyiannis, D. (2008). Fitting Hydrological Models on Multiple Responses Using the Multiobjective Evolutionary Annealing-Simplex Approach. Dans R. J. Abraham, L. M. See et D. P. Solomatine (dir.), *Practical Hydroinformatics: Computational Intelligence and Technological Developments in Water Applications* (p. 259-273). Berlin, Heidelberg : Springer. doi: [10.1007/978-3-540-79881-1_19](https://doi.org/10.1007/978-3-540-79881-1_19)

Gagné, G., Beaudin, I., Leblanc, M., Drouin, A., Veilleux, G., Sylvain, J.-D. et Michaud, A. (2013). *Classement des séries de sols minéraux du Québec selon les groupes hydrologiques* [Rapport final].

Québec : IRDA. Récupéré de https://www.irda.qc.ca/assets/documents/Publications/documents/gagne-et-al-2013_rapport_classement_sols_mineraux_groupes_hydro.pdf

Gagné, S., Larocque, M., Pinti, D. L., Saby, M., Meyzonnat, G. et Méjean, P. (2018). Benefits and limitations of using isotope-derived groundwater travel times and major ion chemistry to validate a regional groundwater flow model: example from the Centre-du-Québec region, Canada. *Canadian Water Resources Journal*, 43(2), 195-213. doi: [10.1080/07011784.2017.1394801](https://doi.org/10.1080/07011784.2017.1394801)

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K. et Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1), 80-91. doi: [10.1016/j.jhydrol.2009.08.003](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003)

Iooss, B. et Lemaître, P. (2015). A Review on Global Sensitivity Analysis Methods. Dans G. Dellino et C. Meloni (dir.), *Uncertainty Management in Simulation-Optimization of Complex Systems: Algorithms and Applications* (p. 101-122). Boston, MA : Springer US. doi: [10.1007/978-1-4899-7547-8_5](https://doi.org/10.1007/978-1-4899-7547-8_5)

IRDA (Institut de recherche en développement agronomique), 2018. *Pédologie : région 15 - Laurentides*. Québec : Institut de recherche et de développement en agroenvironnement. Récupéré de <https://www.irda.qc.ca/fr/services/protection-ressources/sante-sols/information-sols/etudes-pedologiques/>.

Jasechko, S., Birks, S. J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P. J., Sharp, Z. D., ... Welker, J. M. (2014). The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research*, 50(11), 8845-8867. doi: [10.1002/2014WR015809](https://doi.org/10.1002/2014WR015809)

Jasechko, S., Wassenaar, L. I. et Mayer, B. (2017). Isotopic evidence for widespread cold-season-biased groundwater recharge and young streamflow across central Canada. *Hydrological Processes*, 31(12), 2196-2209. doi: [10.1002/hyp.11175](https://doi.org/10.1002/hyp.11175)

Kendall, M.G. (1975). Rank correlation methods, 4th edition, *Charles Griffin*, London.

Ladson, A. R., Brown, R., Neal, B., Nathan, R. (2013). A Standard approach to baseflow separation using the Lyne and Hollick filter. *Australasian Journal of Water Resources*, 17(1), 25-34. doi: [10.7158/13241583.2013.11465417](https://doi.org/10.7158/13241583.2013.11465417)

Larocque, M., Gagné, S., Barnette, D., Meyzonnat, G., Graveline, M.-H. et Ouellet, M.-A. (2015). *Projet de connaissance des eaux souterraines du bassin versant de la zone Nicolet et de la partie*

basse de la zone Saint-François - Rapport final. Québec : Université du Québec à Montréal - Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs. Récupéré de <http://rques.ca/rques/wp-content/uploads/sites/72/2016/08/UQAM - PACES NSF - Rapport synth%C3%A8se Final tailler%C3%A9duite-1.pdf>

Larocque, M., Gagné, S., Tremblay, L. et Meyzonnat, G. (2013). *Projet de connaissances des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour - Rapport final*. Québec : Université du Québec à Montréal - Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs. Récupéré de <https://rques.ca/paces-becancour/>

Larocque, M. et Pharand, M.-C. (2010). Dynamique de l'écoulement souterrain et vulnérabilité d'un aquifère du piémont appalachien (Québec, Canada) (Groundwater flow dynamics and aquifer vulnerability in the Appalachian foothills (Quebec, Canada)). *Revue des sciences de l'eau*, 23(1), 73-88. doi: [10.7202/038926ar](https://doi.org/10.7202/038926ar)

Lefebvre, R., Ballard, J.-M., Carrier, M.-A., Vigneault, H., Beaudry, C., Bertholt, L., ... Molson, J. (2015). *Portrait des ressources en eau souterraine en Chaudière-Appalaches, Québec, Canada - Rapport final (version révisée)*. Rapport INRS R-1580. Québec : Institut National de la Recherche Scientifique (INRS), Institut de Recherche et Développement en Agroenvironnement (IRDA), Regroupement des organismes de bassins versants de la Chaudière-Appalaches, Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques. Récupéré de <https://rques.ca/paces-chaudiere-appalaches/>

Levison, J., Larocque, M., Fournier, V., Gagné, S., Pellerin, S. et Ouellet, M.-A. (2014). Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change. *Hydrological Processes*, 28(17), 4808-4822. doi: [10.1002/hyp.9978](https://doi.org/10.1002/hyp.9978)

Levison, J., Larocque, M., Ouellet, M.-A., Ferland, O. et Poirier, C. (2016). Long-term trends in groundwater recharge and discharge in a fractured bedrock aquifer – past and future conditions. *Canadian Water Resources Journal*, 41(4), 500-514. doi: [10.1080/07011784.2015.1037795](https://doi.org/10.1080/07011784.2015.1037795)

Lyne, V. et Hollick, M. (1979). *Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling* (vol. 1979, p. 89-93). Communication présentée au Proceedings of the Hydrology and Water Resources Symposium, Perth : Institute of Engineers Australia National Conference.

MDDELCC (Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. 2018. *Mise à jour 2018 de l'atlas hydroclimatique du Québec méridional* [Rapport technique], Québec : Direction de l'expertise hydrique, MDDELCC. 65 p.

MELCC (ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques)., 2017. Données téléchargées à partir du site :<https://www.donneesquebec.ca/recherche/dataset/utilisation-du-territoire/resource/0af9e942-746f-4ca3-b8a5-1a32e3d6b081>.

Monfet, J. (1979). Evaluation du coefficient de ruissellement à l'aide de la méthode SCS modifiée. Québec City (Canada) : Bibliothèque nationale du Québec.

Monteil, C., Zaoui, F., Moine, N. L. et Hendrickx, F. (2020). Multi-objective calibration by combination of stochastic and gradient-like parameter generation rules – the caRamel algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(6), 3189-3209. doi: <https://doi.org/10.5194/hess-24-3189-2020>

Morris, M. D. (1991). Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. *Technometrics*, 33(2), 161-174. doi: [10.2307/1269043](https://doi.org/10.2307/1269043)

NCEI (National Centers for Environmental Information). (2021). *Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures*. Récupéré de <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst/>

NCEI (National Centers for Environmental Information). (2021). *Pacific Decadal Oscillation (PDO)*. Récupéré de <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>

Niswonger, R.G., Prudic, D.E., Regan, R.S., 2006. Documentation of the Unsaturated-Zone Flow (UZF1) Package for modeling unsaturated flow between land surface and the water table with MODLFLOW-2005: *U.S. Geological Survey Techniques and Methods* 6-A19, 62p.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F. et Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303(1), 290-306. doi: [10.1016/j.jhydrol.2004.08.026](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026)

Partington, D., et al. (2012). Evaluation of outputs from automated baseflow separation methods against simulated baseflow from a physically based, surface water-groundwater flow model. *Journal of Hydrology*, 458-459: 28-39.

Poirier, C. (2012). *Estimation préliminaire des débits de base à des sites de stations hydrométriques du Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ) - Données numériques identifiées sous la version beta_v2 2012-10-02*, déposés sur le site ftp du PACES. [Présentation power point faite aux

équipes PACES, 2012-10-30]. Contribution au Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines (PACES).

R, 2020. R: A Language and Environment for statistical computing, R Core Team, R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria. 2020. <https://www.R-project.org>.

Rathay, S. Y., Allen, D. M. et Kirste, D. (2018). Response of a fractured bedrock aquifer to recharge from heavy rainfall events. *Journal of Hydrology*, 561, 1048-1062. doi: [10.1016/j.jhydrol.2017.07.042](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.07.042)

Reed, P. et Devireddy, V. (2004). Groundwater monitoring design: a case study combining epsilon dominance archiving and automatic parameterization for the nsga-ii. Dans *Applications of Multi-Objective Evolutionary Algorithms* (vol. Volume 1, p. 79-100). World Scientific. doi: [10.1142/9789812567796_0004](https://doi.org/10.1142/9789812567796_0004)

Rivard, C., Lefebvre, R. et Paradis, D. (2013). Regional recharge estimation using multiple methods: An application in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Canada). *Environmental Earth Sciences*, 71, 1389-1408. doi: [10.1007/s12665-013-2545-2](https://doi.org/10.1007/s12665-013-2545-2)

Rivard, C., Vigneault, H., Piggott, A. R., Larocque, M. et Anctil, F. (2009). Groundwater recharge trends in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11), 841-854, world. doi: [10.1139/E09-056](https://doi.org/10.1139/E09-056)

Schroeder, P. R., Aziz, N. M., Lloyd, C. M. et Zappi, P. A. (1994). *The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) model: User's guide for version 3* (EPA/600/R-94/168a). Washington, DC : U.S. Environmental Protection Agency Office of Research and Development.

Talbot Poulin, M.-C., Comeau, G., Tremblay, Y., Therrien, R., Nadeau, M.-M., Lemieux, J.-M., ... Bérubé, S. (2013). *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire de la Communauté métropolitaine de Québec (PACES-CMQ) - Rapport final* [Rapport PACES]. Québec : Université Laval - Département de géologie et de génie géologique, Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. Récupéré de <https://rques.ca/paces-communaute-metropolitaine-de-quebec/>

USDA-NRCS. (2004). *Chapter 9 Hydrologic Soil-Cover Complexes*. United State Department of Agriculture-Natural Resources Conservation Service. Récupéré de https://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/stelprdb1043088.pdf

USDA-NRCS. (2004). Chapter 10 Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall. National Engineering Handbook, Part 630 Hydrology

USDA-NRCS. (2007). *Chapter 7 Hydrologic Soil Groups* (2009^e éd.). United State Department of Agriculture-Natural Resources Conservation Service. Récupéré de <https://directives.sc.egov.usda.gov/OpenNonWebContent.aspx?content=22526.wba>

Verstraeten, W. W., Veroustraete, F., Feyen, J. 2008. Assessment of Evapotranspiration and Soil Moisture Content Across Different Scales of Observation. *Sensors*, 8(1), 70-117. doi: [10.3390/s8010070](https://doi.org/10.3390/s8010070)

Zhang, X. et al (2001). Trends in Canadian streamflow. *Water Resources Research*, 37(4), p987-998.

12 ANNEXE 1 – DONNEES DEBITMETRIQUES DISPONIBLES**Tableau 16. Informations détaillées concernant les stations débitmétriques utilisées.**

Numéro de la station	Début	Fin	Latitude	Longitude
23401	2000-01-01	2021-02-13	48,76967	-64,51967
23402	2000-01-01	2021-02-13	48,76817	-64,50150
23422	2000-01-01	2021-02-13	48,83383	-64,61717
23427	2000-01-03	2021-02-13	48,80417	-64,90417
23429	2000-01-01	2021-02-13	48,97600	-64,42600
23432	2000-01-01	2021-02-12	48,92650	-64,64317
23442	2000-01-01	2007-08-02	48,97333	-64,69000
23443	2000-01-01	2006-05-19	49,18650	-65,15317
23444	2002-10-15	2006-05-16	49,20167	-65,28500
23701	2000-01-01	2007-05-24	48,94117	-66,12450
23702	2007-01-11	2021-02-08	49,05917	-66,49250
24003	2000-01-01	2021-02-15	49,03950	-66,47283
24007	2000-01-01	2001-10-01	49,05333	-66,67000
24013	2000-01-01	2010-11-19	48,77083	-67,53750
24014	2000-01-01	2021-02-14	48,81767	-67,53433
24015	2006-07-24	2021-02-11	48,76717	-67,65050
24016	2011-12-11	2021-02-12	48,76683	-67,65017
30101	2000-01-01	2021-02-14	48,51733	-68,15067
30103	2000-01-01	2021-02-15	48,41850	-68,35183
30106	2000-01-01	2021-02-15	48,40750	-68,55750
30206	2000-01-01	2002-09-17	48,40767	-68,55767
30208	2000-04-02	2021-02-14	48,08683	-69,18683
30215	2000-01-01	2021-02-14	47,82033	-69,52033
30220	2000-01-01	2021-02-13	47,57617	-69,67617
30225	2000-01-01	2021-02-13	47,65050	-69,50050
30234	2000-01-01	2021-02-13	47,60717	-69,64050
30262	2000-01-01	2014-07-07	47,81983	-69,51983
30278	2000-01-01	2021-02-17	47,52633	-69,84300
30282	2000-01-01	2021-02-15	47,41850	-69,93517
30284	2000-01-01	2021-02-15	47,37450	-69,95783
30302	2000-01-01	2021-02-15	47,35650	-69,93983
30304	2000-01-01	2021-02-15	47,37533	-69,95867
30309	2000-01-01	2021-02-15	46,70450	-70,95450
30314	2000-01-01	2021-02-13	46,80950	-70,90950
30316	2000-01-01	2021-02-13	46,70183	-71,00183
30340	2000-01-01	2021-02-13	46,68550	-70,91883
30343	2000-01-01	2021-02-15	46,78900	-70,90567
30345	2000-01-01	2021-02-15	46,82333	-70,75667
30346	2000-01-01	2003-08-05	46,81867	-70,75200
30348	2000-06-14	2021-02-13	46,63467	-71,03467
30349	2000-06-28	2008-05-29	46,68817	-71,07150

Numéro de la station	Début	Fin	latitude	longitude
30351	2005-10-12	2015-06-22	46,62417	-71,10750
30415	2000-01-01	2021-02-17	46,65417	-71,28750
30420	2000-01-01	2012-07-24	46,58550	-71,20217
30421	2000-01-01	2021-02-15	45,68833	-70,78833
30422	2000-01-02	2007-12-02	46,20100	-70,88433
30423	2000-01-01	2021-02-17	46,16683	-70,63350
30424	2001-11-01	2021-02-17	46,26983	-70,38650
30425	2001-10-31	2021-02-17	46,20067	-70,73400
30426	2001-11-02	2021-02-17	45,57050	-70,87050
30427	2001-10-30	2006-11-09	46,05500	-70,52167
30428	2001-11-01	2006-11-02	46,09117	-70,65783
30429	2006-07-25	2020-07-06	46,53750	-71,33750
30905	2000-01-01	2021-02-14	45,94133	-70,45800
30907	2000-01-01	2021-02-14	45,90017	-70,61683
30919	2004-09-22	2021-02-17	46,11833	-70,68500
30920	2005-07-12	2021-02-15	46,22067	-70,52067
30921	2005-07-14	2021-02-15	45,40800	-70,85800
30923	2005-07-12	2011-07-06	46,37650	-70,95983

13 ANNEXE 2 – DONNÉES DE NIVEAUX DE NAPPE DISPONIBLES**Tableau 17. Informations détaillées concernant les forages du RSESQ utilisés**

Puits	Latitude	Longitude	Altitude du sol (m)	Profondeur du forage (m)	Profondeur niveau piézo. (m)	Type aquifère	Confinement
2000004	46,35115	-72,20226	84	9,1	2,4	Sédiments	Libre
2000005	46,35122	-72,20222	84	78,3	3,6	Roc	Captive
2000006	46,32599	-72,46857	10	35,7	2,6	Roc	Semi-captive
2340001	46,56874	-71,43221	123	7,6	0,9	Sédiments	Libre
2340003	46,15309	-70,35608	452	91,4	1,0	Roc	Captive
2340004	45,94533	-70,45747	314	26,2	8,3	Sédiments	Captive
2340005	46,40819	-70,37099	401	15,0	6,1	Roc	Captive
2340006	45,94688	-70,75167	381	30,5	3,2	Roc	Semi-captive
2340007	46,50779	-71,36913	130	24,4	1,0	Roc	Libre
2340008	46,14876	-70,68138	254	27,1	5,7	Roc	Libre
2360001	46,56459	-71,83385	66	7,0	1,1	Sédiments	Semi-captive
2370001	46,51623	-71,97334	69	48,8	0,3	Roc	Captive
2370002 ⁽¹⁾	46,38223	-71,84623	133	4,9	1,5	Sédiments	Libre
2370003 ⁽²⁾	46,38223	-71,84622	133	36,6	1,7	Roc	Semi-captive
2370004 ⁽³⁾	46,38222	-71,84610	133	49,0	1,6	Roc	Captive
2400001	46,28713	-71,34843	230	14,9	4,2	Sédiments	Semi-captive
2400002	46,20811	-72,16422	90	42,7	5,2	Roc	Captive
2400003	46,29688	-71,97747	110	43,5	2,1	Roc	Captive
2400004	46,13406	-71,21075	361	54,3	11,3	Roc	Captive
2G47001	46,64952	-71,57195	65	15,2	7,6	Sédiments	Libre
3000001	45,13228	-74,31702	47	20,7	0,1	Sédiments	Captive
3000005	46,14152	-72,72539	8	84,4	1,2	Roc	Captive
3010001	45,78431	-71,94397	175	79,2	24,3	Roc	Captive
3010002	45,97969	-72,51255	72	58,0	1,1	Roc	Captive
3010003	46,01341	-72,09748	116	60,0	0,8	Roc	Libre
3010005	45,68657	-71,69961	307	51,8	0,2	Roc	Libre
3010007	46,15824	-72,53999	46	91,0	21,6	Roc	Captive
3020001	45,38247	-72,16740	267	91,4	4,4	Roc	Captive
3020002	45,90205	-71,35302	249	9,8	1,0	Sédiments	Libre
3020003	45,84840	-72,39858	106	58,0	0,2	Roc	Libre
3027021	45,73018	-72,24262	108	22,9	0,3	Sédiments	Captive
3027062	45,25986	-71,52188	337	11,0	2,4	Sédiments	Libre
3027091	45,43986	-71,59638	239	16,5	6,4	Sédiments	Libre
3030001	45,95103	-73,09306	15	26,2	-0,7	Sédiments	Captive
3030002	45,87228	-72,91281	29	44,1	3,6	Roc	Captive
3030003	45,82095	-72,83534	36	24,1	1,8	Sédiments	Captive
3030004	45,68108	-72,84158	53	29,0	3,6	Roc	Semi-captive
3030006	45,51612	-73,02111	16	42,7	7,2	Roc	Captive

Puits	Latitude	Longitude	Altitude du sol (m)	Profondeur du forage (m)	Profondeur niveau piézo. (m)	Type aquifère	Condition de confinement
3030007	45,53745	-72,76330	64	30,4	6,5	Roc	Libre
3030008	45,45351	-73,04992	130	30,5	2,3	Roc	Semi-captive
3030010	45,48124	-72,31400	213	21,3	1,2	Sédiments	Captive
3030012 ⁽¹⁾	45,88061	-72,76417	45	11,7	1,6	Roc	Libre
3030013 ⁽²⁾	45,88062	-72,76418	45	42,6	5,4	Sédiments	Captive
3030014 ⁽¹⁾	45,21767	-72,75508	105	21,7	10,0	Roc	Libre
3030015 ⁽²⁾	45,21766	-72,75508	105	57,9	10,9	Sédiments	Captive
3030016 ⁽¹⁾	45,30082	-72,70099	108	7,7	3,7	Roc	Libre
3030017 ⁽²⁾	45,30082	-72,70099	108	36,5	2,4	Roc	Libre
3030018	45,58108	-72,93597	34	31,0	2,9	Sédiments	Captive
3037031	45,32911	-72,82667	90	25,6	2,6	Sédiments	Captive
3037041	45,44518	-72,82877	69	21,3	1,3	Sédiments	Captive
3037071	45,61500	-72,41327	169	18,6	1,5	Roc	Semi-captive
3040001	45,87824	-73,12901	20	50,9	12,2	Roc	Captive
3040002	45,74581	-73,28024	20	36,5	1,8	Roc	Captive
3040005	45,63835	-73,31499	48	48,8	7,1	Roc	Captive
3040006	45,50247	-73,22477	16	24,3	2,5	Sédiments	Captive
3040007 ⁽¹⁾	45,44201	-73,07421	50	32,3	1,1	Roc	Captive
3040008 ⁽²⁾	45,44201	-73,07421	50	32,3	1,8	Roc	Captive
3040009	45,36855	-73,33300	36	44,2	3,3	Roc	Captive
3070002	45,18720	-73,56590	61	91,4	4,4	Sédiments	Semi-captive
3090001	45,30259	-73,71853	51	12,3	1,9	Roc	Libre
3090004	45,10529	-73,88276	70	30,5	2,7	Sédiments	Libre
3090005	45,07750	-73,84876	59	11,3	0,9	Roc	Captive
3090008	45,01823	-73,82079	318	91,4	37,5	Sédiments	Libre
3090010	45,03249	-74,34799	72	20,5	13,2	Roc	Libre
3090011	45,03249	-74,34799	74	48,8	14,1	Sédiments	Libre
3090012 ⁽¹⁾	45,14472	-73,60743	55	13,7	3,4	Roc	Captive
3090013 ⁽²⁾	45,14472	-73,60743	55	57,6	3,3	Sédiments	Captive
3090018	45,00560	-74,25550	61	8,5	1,7	Sédiments	Semi-captive
3090021	45,30094	-73,72968	47	17,4	0,8	Roc	Semi-captive
3097062	45,25818	-73,77324	38	20,7	5,4	Roc	Captive
3097082	45,25137	-73,78149	39	45,7	7,0	Roc	Captive
3097094	45,26129	-73,78880	37	45,7	6,6	Roc	Captive
3097182	45,24039	-73,75228	40	32,9	4,0	Roc	Captive
3097191	45,22800	-73,78481	39	32,0	3,1	Roc	Captive
3097201	45,27588	-73,73942	40	26,3	3,3	Sédiments	Captive
3040012	45,17703	-72,92920	83	5,2	1,3	Roc	Captive
3040014	45,05788	-72,39334	196	39,6	19,8	Roc	Libre
3040015	45,35453	-72,30305	251	30,5	1,1	Roc	Semi-captive
3040016	45,17705	-72,92919	83	22,9	1,7	Sédiments	Semi-captive
3040017	45,08861	-72,62610	159	18,9	-0,2	Roc	Semi-captive

Puits	Latitude	Longitude	Altitude du sol (m)	Profondeur du forage (m)	Profondeur niveau piézo. (m)	Type aquifère	Condition de confinement
3040018	45,08821	-72,62678	159	48,7	-0,2	Roc	Semi-captive
3040013	45,06563	-72,87210	106	22,8	10,8	Roc	Libre
3090006	45,07752	-73,84873	59	91,4	1,8	Sédiments	Captive

⁽¹⁾ ⁽²⁾ ⁽³⁾ : Ces forages sont situés au même endroit et forment une grappe piézométrique

14 ANNEXE 3 – PARAMÈTRES UTILISÉS DANS HYDROBUDGET**Tableau 18. Paramètres HydroBudget calibrés pour les conditions passées**

	Paramètre	Valeurs dans la littérature	Sensibilité (Bécancour)				
			KGE _{qtot}		KGE _{qbase}		
			μ^*	σ	μ^*	σ	
Modèle de fonte de la neige (degré-jour)	Température de fonte - T_M (°C)	Température limite de l'air pour la fonte de la neige	-2 à 2 (Massmann, 2019)	0.21	0.16	0.08	0.10
	Coefficient de fonte- C_M (mm/°C/d)	Taux de fonte du manteau neigeux	2 à 12 (Massmann, 2019)	0.17	0.11	0.13	0.20
Conditions de gel du sol	Température seuil pour le gel du sol - TT_F (°C)	Température seuil pour le gel du sol	-20 à 0 (Henry, 2007)	0.03	0.03	0.33	0.31
	Temps pour le gel du sol - F_T (d)	Durée de température seuil pour le gel du sol pour geler le sol	5 to 30 (Henry, 2007)	0.01	0.02	0.06	0.09
Ruissellement	Temps de l'indice des précipitations antécédentes - t_{API} (d)	Durée pour considérer le sol en conditions sèches ou humides en fonction des précédentes précipitations	1 to 5 (Lal et al., 2015)	0.04	0.04	0.29	0.34
	Facteur de ruissellement - f_{runoff} (-)	Partitionnement entre le ruissellement calculé avec la méthode des RCN et l'infiltration dans le réservoir sol	→1 (Neitsch et al., 2002)	0.12	0.09	0.64	0.61
Réservoir sol conceptuel	Contenu en eau maximum du sol - sw_m (mm)	Capacité de stockage d'eau dans le réservoir sol, hauteur d'eau maximale contenue dans un profil de sol de 1 m	50 to 900 (Croteau et al., 2010)	0.03	0.04	0.29	0.37
	Facteur d'infiltration - f_{int} (1/j)	Fraction d'eau contenue dans le réservoir sol produisant de la percolation pour chaque itération journalière	<0.1 à 1 (Croteau et al., 2010)	0.04	0.07	0.34	0.48

15 ANNEXE 4 – HISTOGRAMME DES PENTES DE SEN POUR L'ANALYSE DES TENDANCES

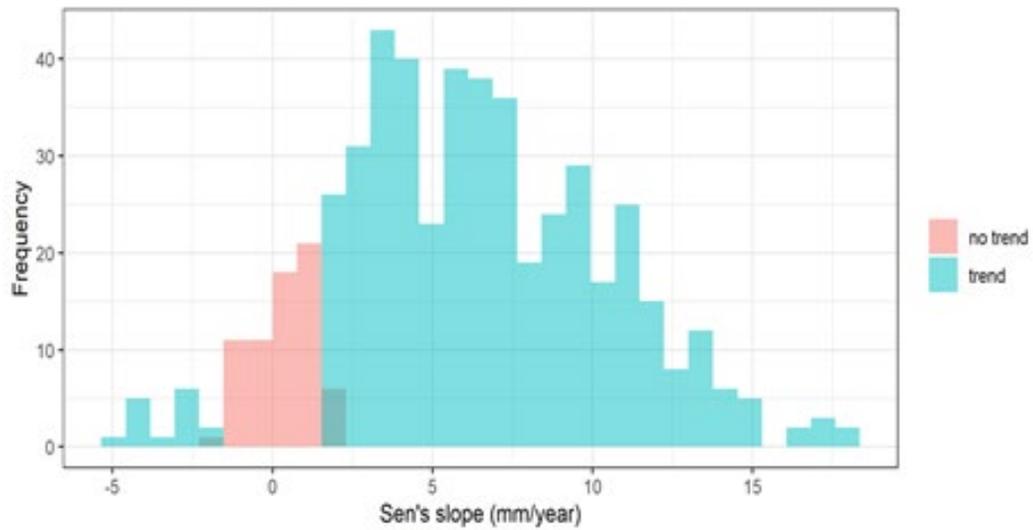


Figure 72. Distribution de fréquence des pentes de Sen pour les chroniques de précipitations (2000-2017) sur toutes les mailles météo de la zone d'étude

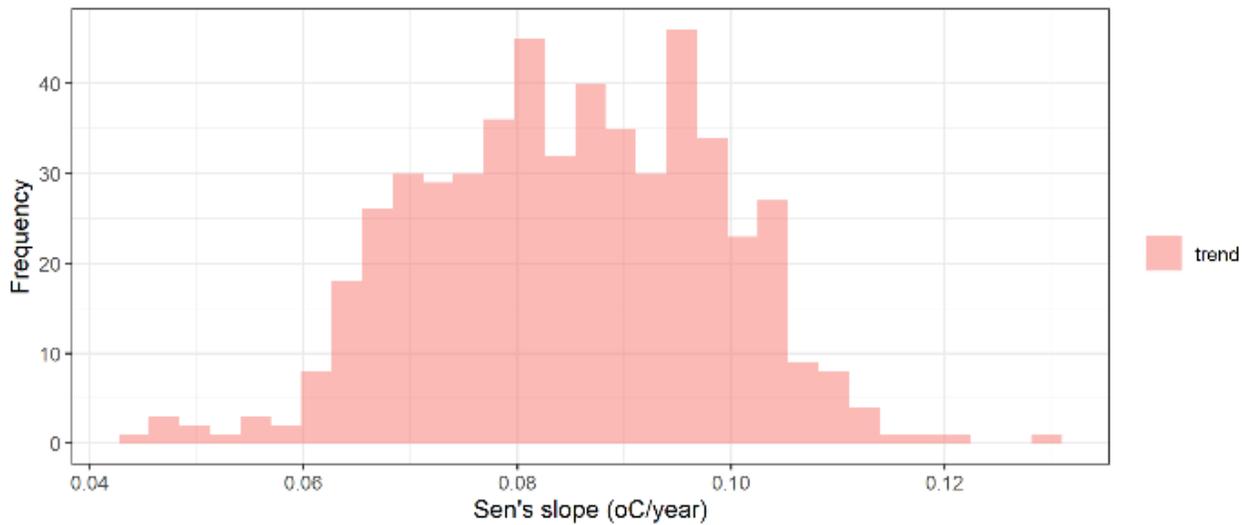


Figure 73. Distribution de fréquence des pentes de Sen pour les chroniques de températures (2000-2017) sur toutes les mailles météo de la zone d'étude.

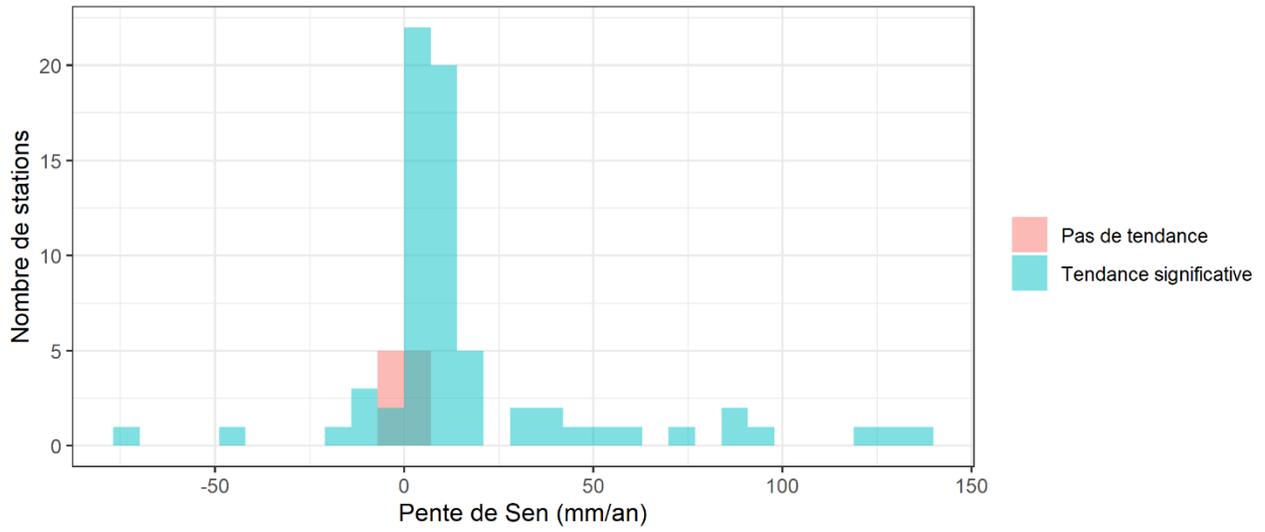


Figure 74. Distribution des pentes de Sen pour les chroniques de débits totaux (2000-2018)

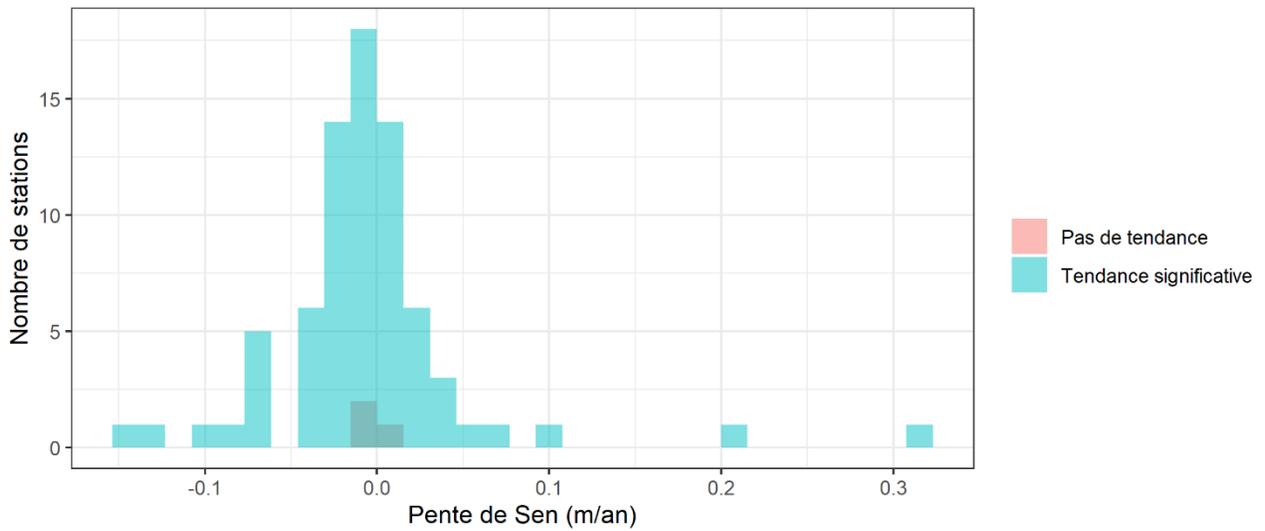


Figure 75. Distribution des pentes de Sen pour des chroniques de niveaux piézométriques (2000-2018)

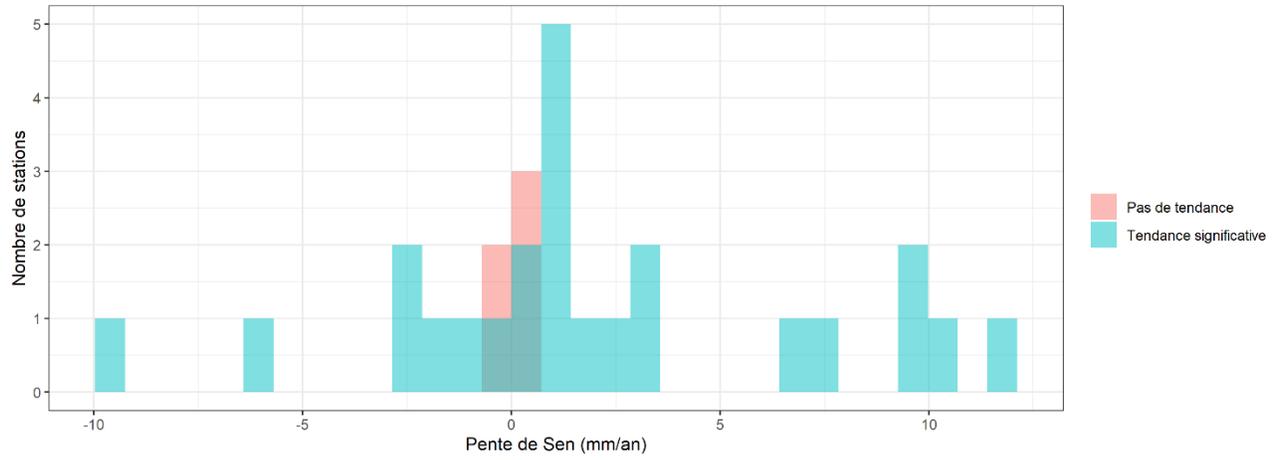


Figure 76. Distribution des pentes de Sen pour les chroniques de débits de base (Eckhardt) (2000-2018)

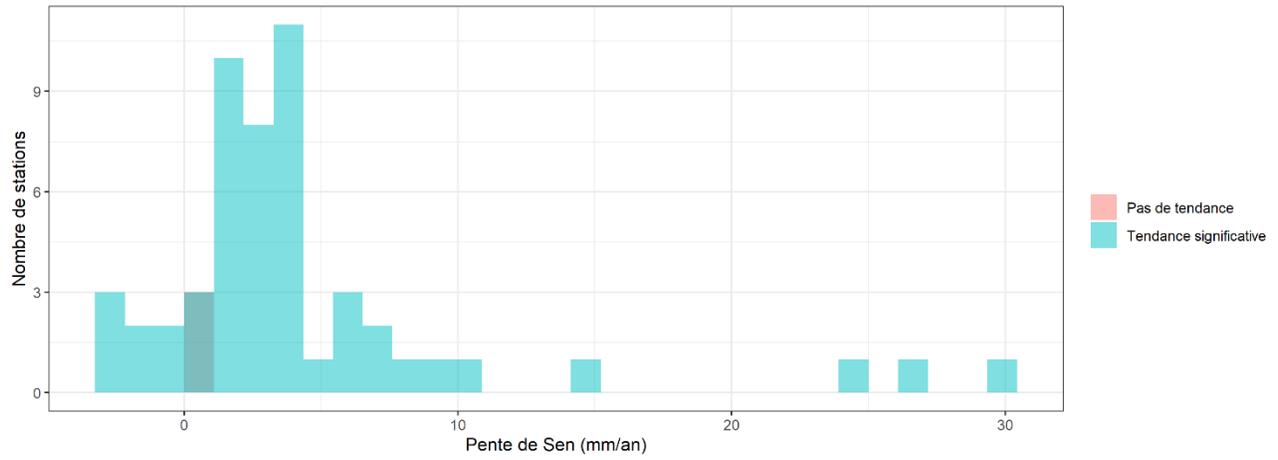
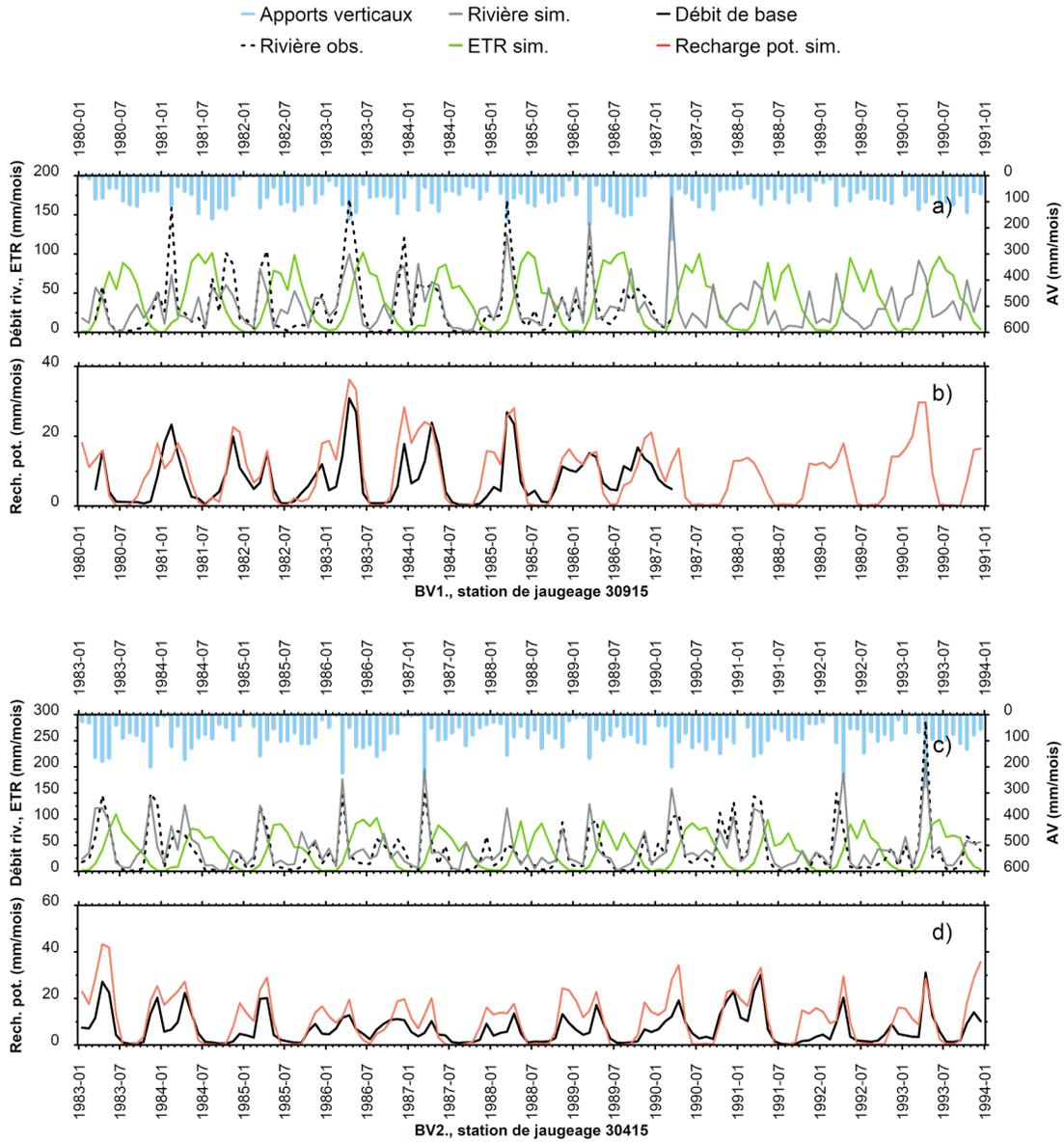
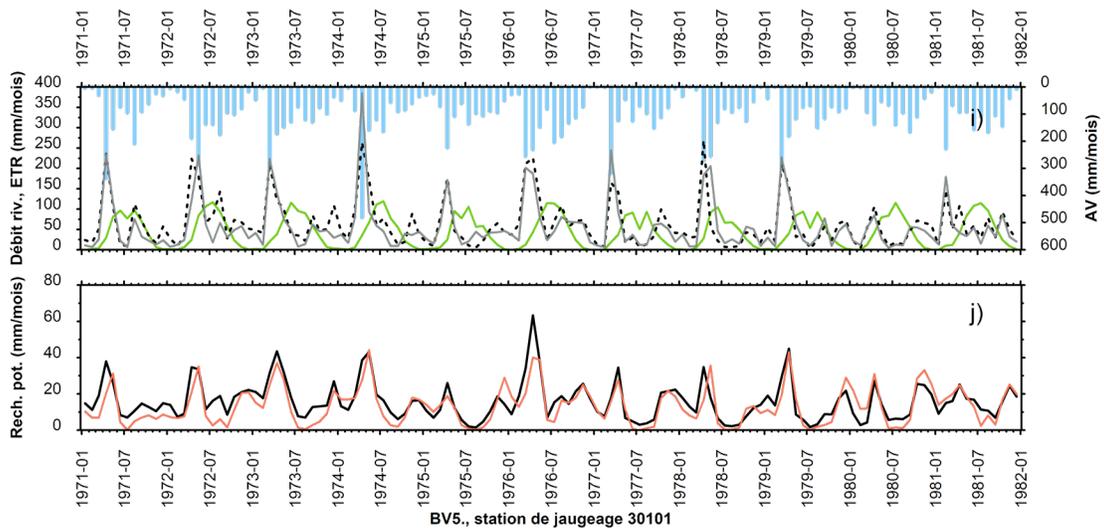
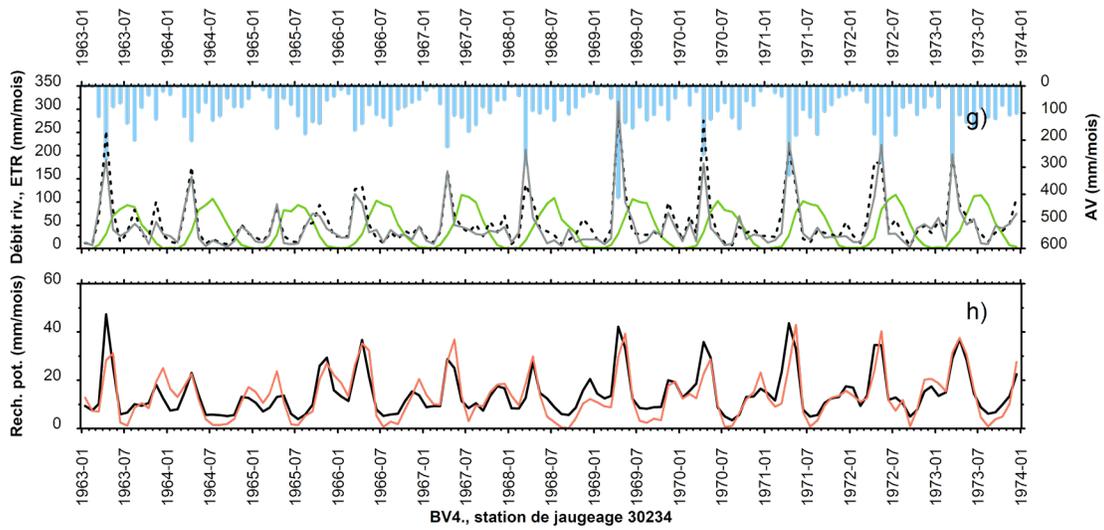
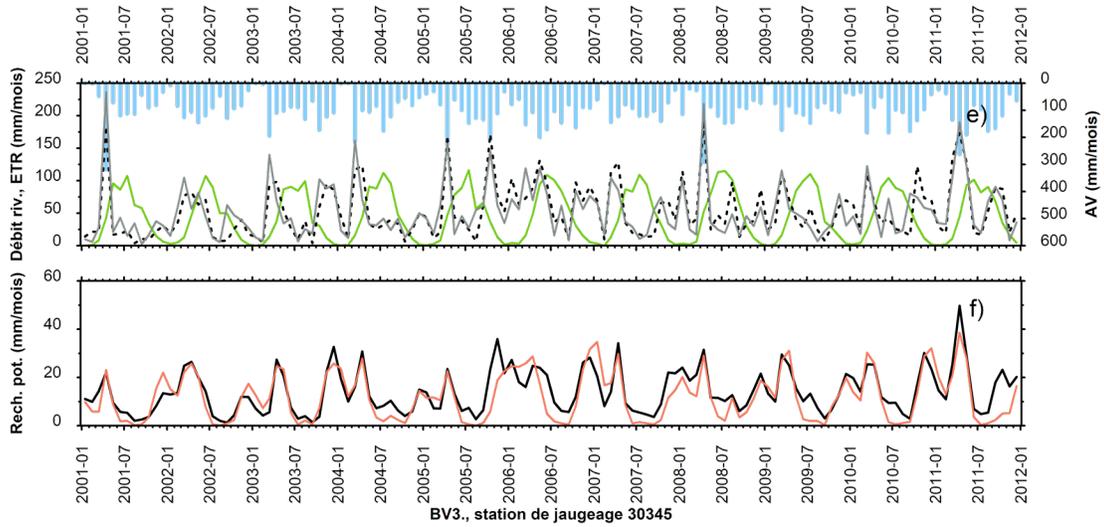


Figure 77. Distribution des pentes de Sen pour les chroniques de débits de base (Lyne & Hollick) (2000-2018)

16 ANNEXE 5 – BILANS HYDRIQUES PASSÉS SIMULÉS POUR LA ZONE D'ÉTUDE





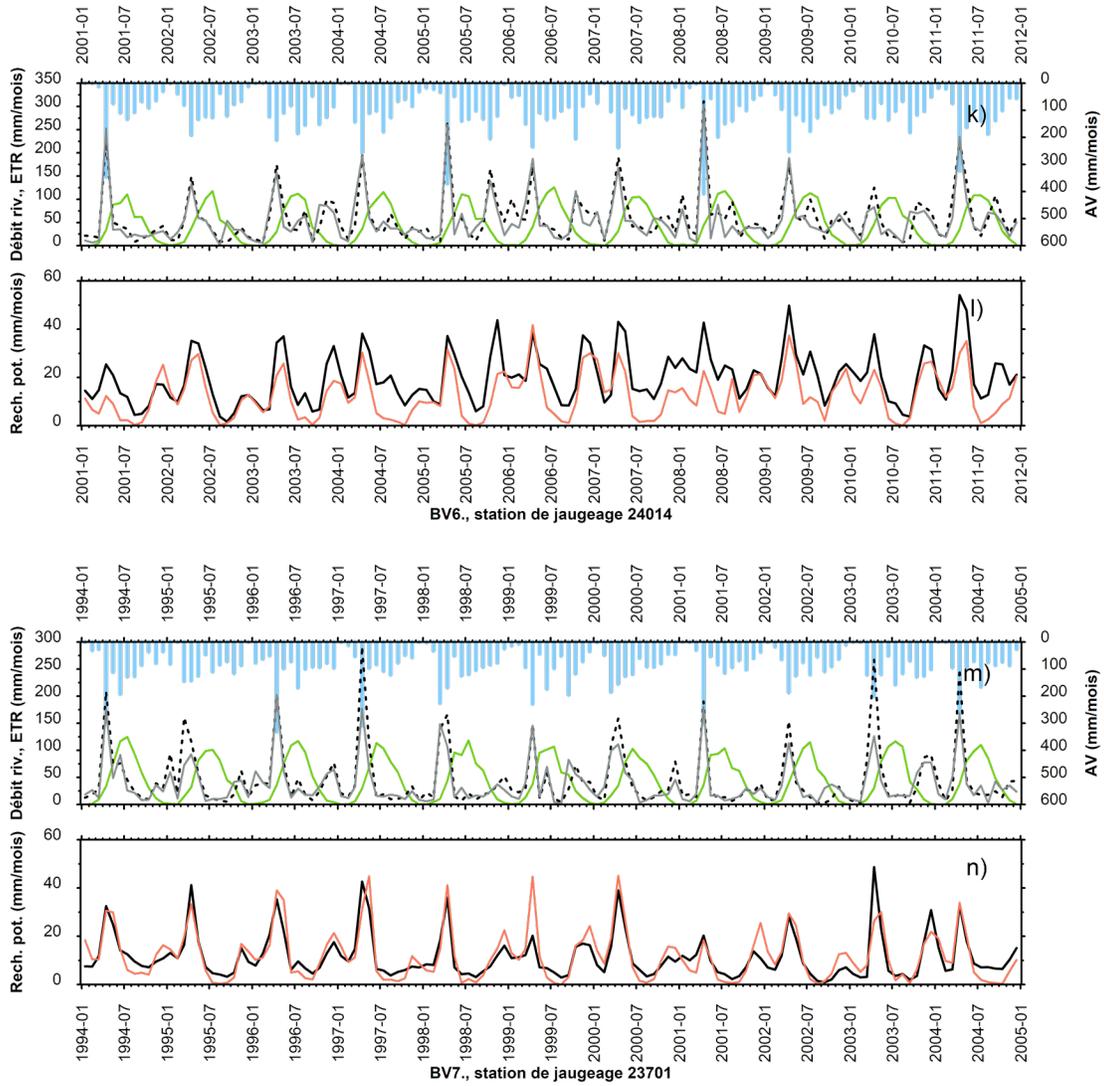


Figure 78. Bilan hydrique simulé entre 1961 et 2017 pour les stations les plus en aval pour (a, b) le BV1, (c, d) le BV2, (e, f) le BV3, (g, h) le BV4, (i, j) le BV5, (k, l) le BV6 et (m, n) le BV7

17 ANNEXE 6 – SYNTHÈSE DES ÉTUDES PORTANT SUR LA RECHARGE**Tableau 19. Synthèse des études portant sur la recharge disponible pour la zone d'étude**

Zone géographique	Référence	Ruissellement (mm/an)	ETR (mm/yr)	Recharge (mm/an)	Modèle	Saisonnalité (% de la recharge annuelle)	Evolution temporelle	Facteurs influents
Dans la zone d'étude								
BV1. Châteaugay*	Chemingui et al. (2015)	-	-	200	CATHY (Camporese et al., 2010)	Printemps = 35 % Automne = 15 %	-	-
	Croteau et al. (2010)	371	487	86	HELP (Schroeder et al., 1994)	Printemps et automne = pic de recharge	Pas de tendances significatives pour la période 1963-2001	Nature du sol en surface, faible corrélation entre recharge et précipitations
	Guay et al. (2013)	267 (-)	556	214 (233)	HELP (CATHY)	-	-	-
	Levison et al. (2016)	-	-	113	MODFLOW	-	Tendance significative positive pour l'ET pour 1900-2010 Tendance significative négative pour la recharge et les débits de base pour 1900-2010 Pas de tendance significative pour la recharge pour 1966-2010	-
	Levison et al. (2014)	-	-	136	MODFLOW	Printemps = 64 % Automne = 34 %	-	Nature du sol en surface
	Nastev et al. (2008)	224	546	186	HELP (Schroeder et al., 1994)	-	-	Nature du sol en surface
BV3. Yamaska	Carrier et al. (2013)	476	539	98	HELP (Schroeder et al., 1994)	-	-	-
	Larocque et Pharand (2010)	301	-	215	AgriFlux (Banton et al., 1993)	Printemps = 75 % Automne = 18 %	-	-
BV5. Nicolet	Larocque et al. (2015b)	444	467	153	HydroBudget	Hiver = 25 %, printemps = 40 %, automne = 33 %	-	Recharge légèrement impactée par les variations de précipitations - ETR relativement constante
BV6. Bécancour	Larocque et al. (2013)	600	291	159	HydroBudget	Hiver = 12 %, printemps = 26 %, automne = 26 %	Recharge relativement constante pour 1990-2010	Recharge légèrement impactée par les variations de précipitations - ETR relativement constante
	Meyzonnat (2012)	505	488	139	MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007)	Hiver = 15 %, printemps = 38 %, automne = 30 %	-	Recharge légèrement impactée par les variations de précipitations - ETR relativement constante
BV8. Chaudière	Benoit et al. (2014)	478	447	185	HELP (Schroeder et al., 1994)	-	-	-
	Lefebvre et al. (2015)	450	543	166	HELP (Schroeder et al., 1994)	-	-	-
A proximité de la zone d'étude								
Vaudreuil Soulanges	Larocque et al. (2015a)	540	381	48	HydroBudget	Printemps = 38 % Automne = 44 %	-	Recharge légèrement impactée par les variations de précipitations et pas par la température - ETR relativement constante
Québec	Talbot Poulin et al. (2013)	350	550	445	HELP (Schroeder et al., 1994)	Printemps = 39 % Automne = 20 %	-	Nature du sol en surface
E-U (Maine)	Nielsen et Westenbroek (2019)	-	-	178	SWB (Westenbroek et al., 2010)	-	-	Précipitations, nature du sol en surface et occupation du sol
Ailleurs au Canada								
Ontario (Grand River)	Jyrkama et Sykes (2007)	-	-	200	HELP (Schroeder et al., 1994)	-	-	-
New Brunswick (Otter Brook)	Kurylyk et MacQuamie (2013)	-	-	550	HELP (Schroeder et al., 1994)	Printemps = 60 % Automne = 22 %	-	-
Nouvelle Écosse (Annapolis)	Rivard et al. (2013)	373	519	165 (115)	HELP (FEEFLOW)	-	-	Nature du sol en surface
Colombie Britannique (Grand Forks)	Allen et al. (2004)	58	283	135	HELP (régime permanent)	-	-	-
En dehors du Canada								
Belgique	Batelaan et De Smedt (2007)	49	465	251	WetSpaas	Hiver > 90 %	-	Nature du sol en surface et occupation du sol
	Zomlot et al. (2015)	-	-	235	WetSpaas (Batelaan et De Smedt, 2007)	Hiver = 92 % Été = 8 %	-	Précipitations, nature du sol en surface et couvert végétal
Afrique de l'ouest	Abdollahi et al. (2017)	20.3%**	65.7%**	13.9%**	WetSpaas (Batelaan et De Smedt, 2007)	Tout le bilan hydrique pendant la saison des pluies	-	Précipitations, LAI et ETP
Chine (Plateau loessique)	Hu et al. (2019)	-	-	18	HYDRUS-1D (Simunek et al., 2009)	-	Tendance négative significative pour la recharge pour 1981-2010	Rétention d'eau dans le sol, patrons spatio-temporels de précipitations, nature du sol en surface, ETP et LAI dans une certaine mesure
Echelle mondiale	Döll et Fidler (2008)	500 - 1,000*	-	100 - 300*	WGHM (Döll et al., 2003)	-	-	-
	Wada et al. (2010)	-	-	300 - 1,000*	PCR-GLOBWB (Bierkens et van Beek,	-	-	-

* Valeurs extraites pour la zone d'étude uniquement

** En pourcentage des précipitations annuelles

18 ANNEXE 7 – BILANS HYDRIQUES FUTURS SIMULÉS POUR LA ZONE D'ÉTUDE

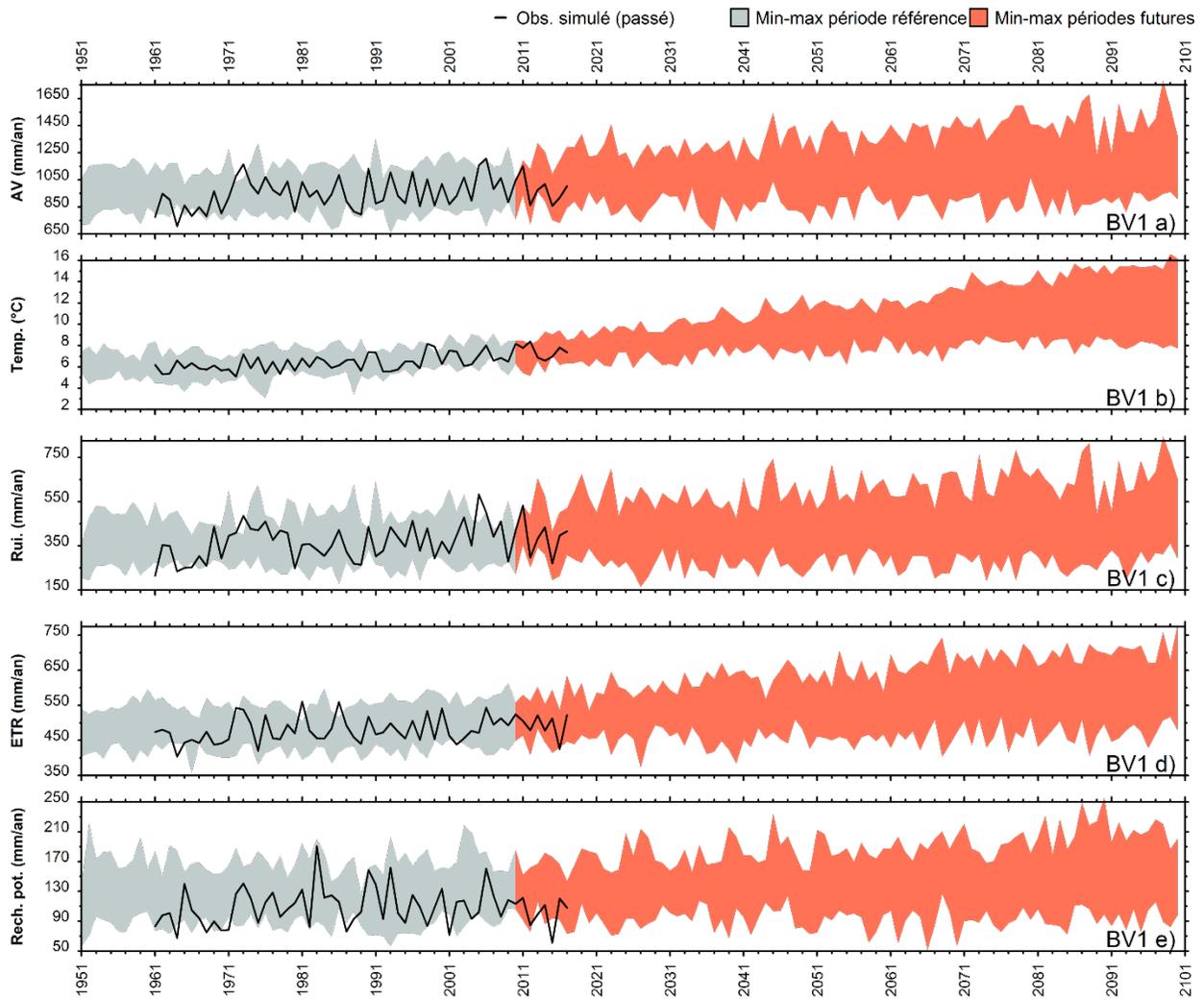


Figure 79. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Châteauguay (BV 1)

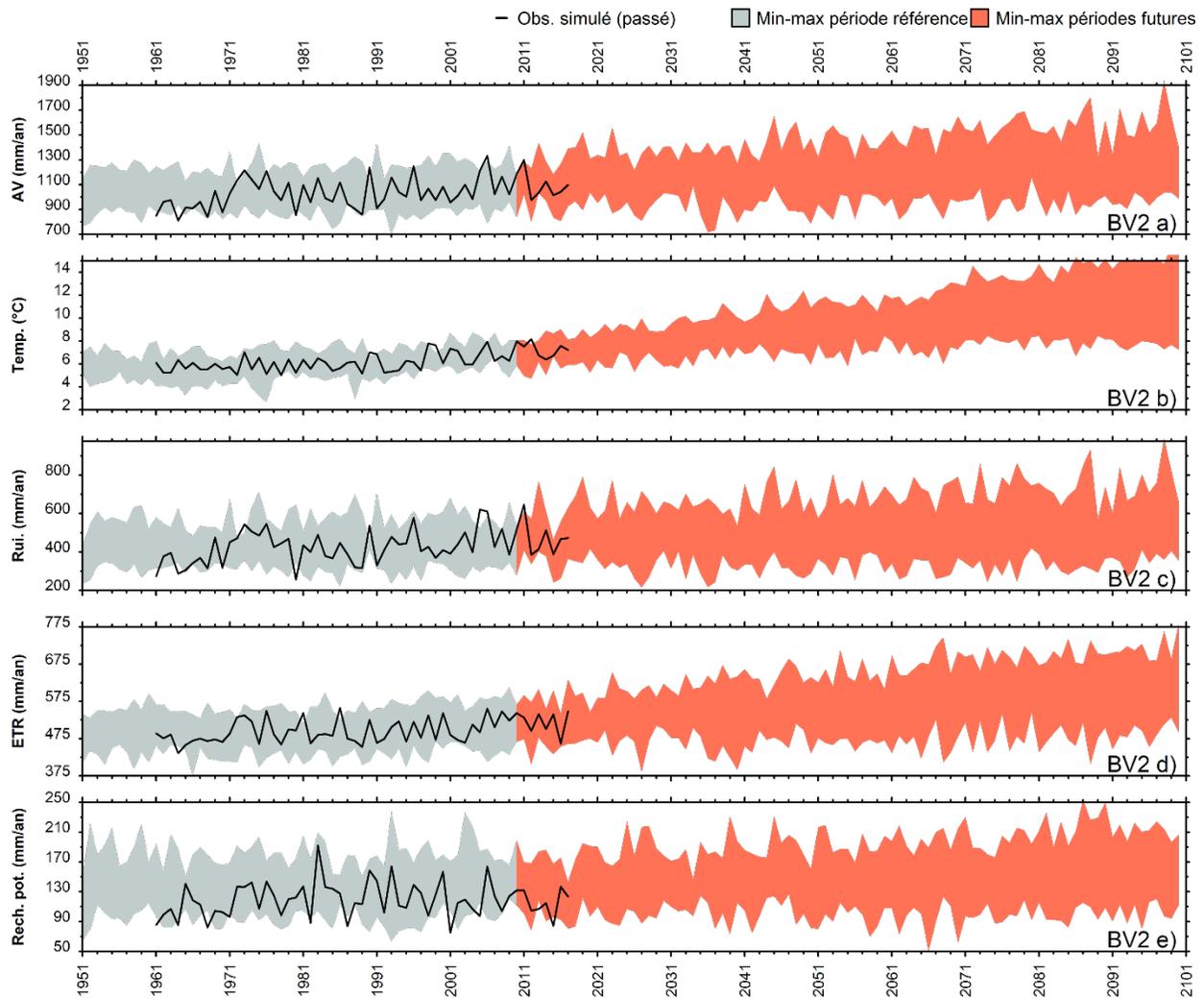


Figure 80. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Richelieu (BV 2)

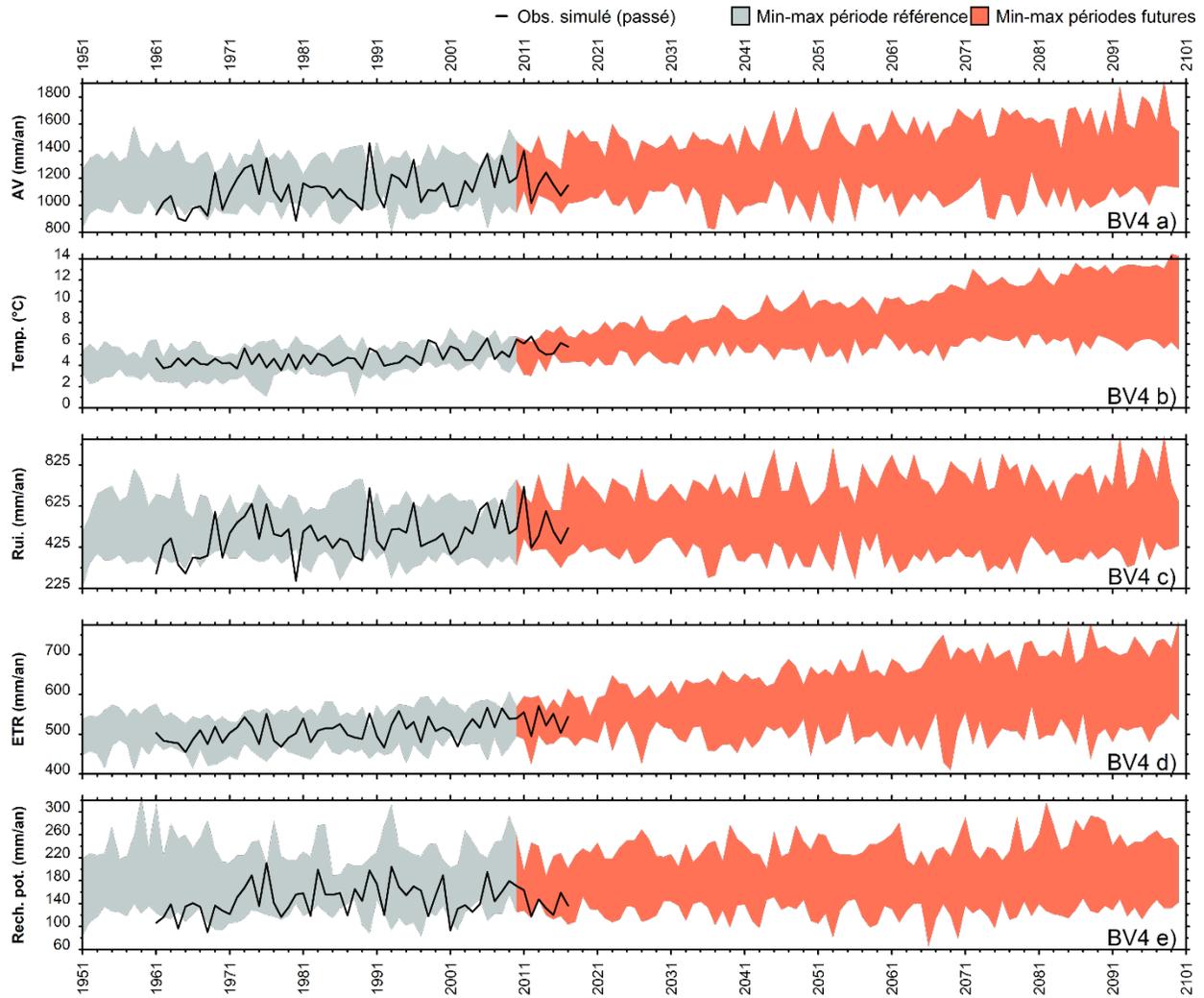


Figure 81. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Saint-François (BV 4)

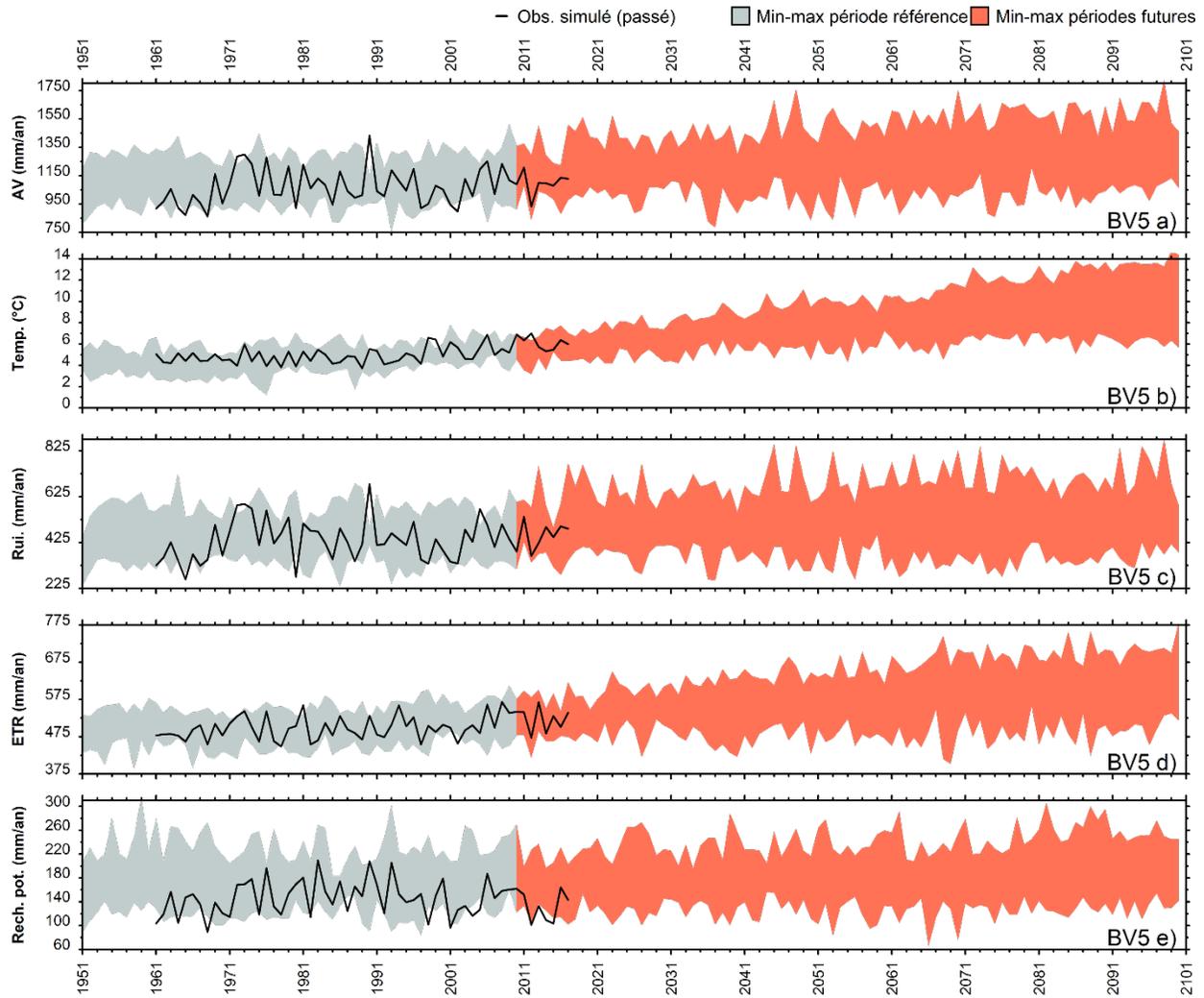


Figure 82. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Nicolet (BV 5)

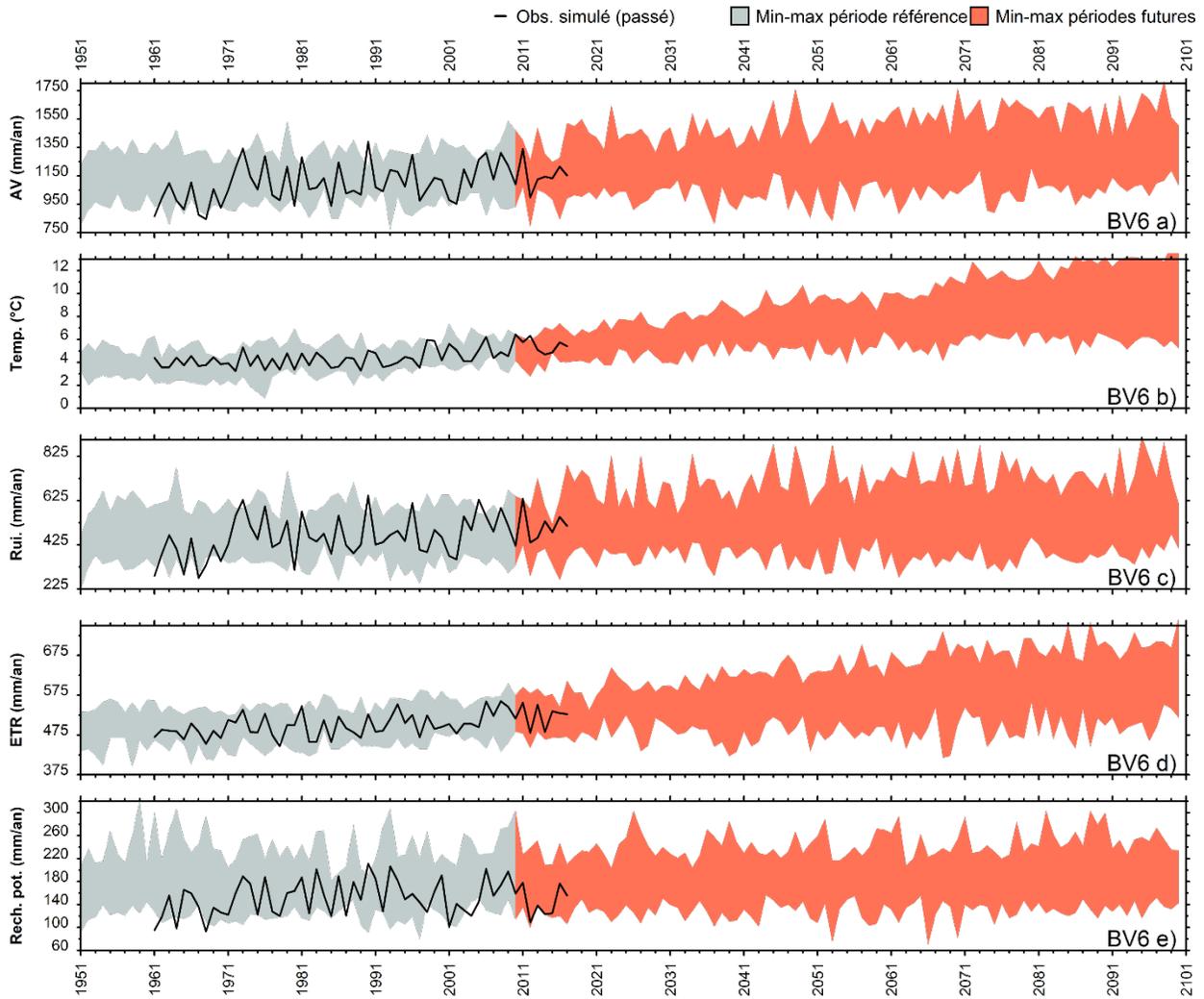


Figure 83. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Bécancour (BV 6)

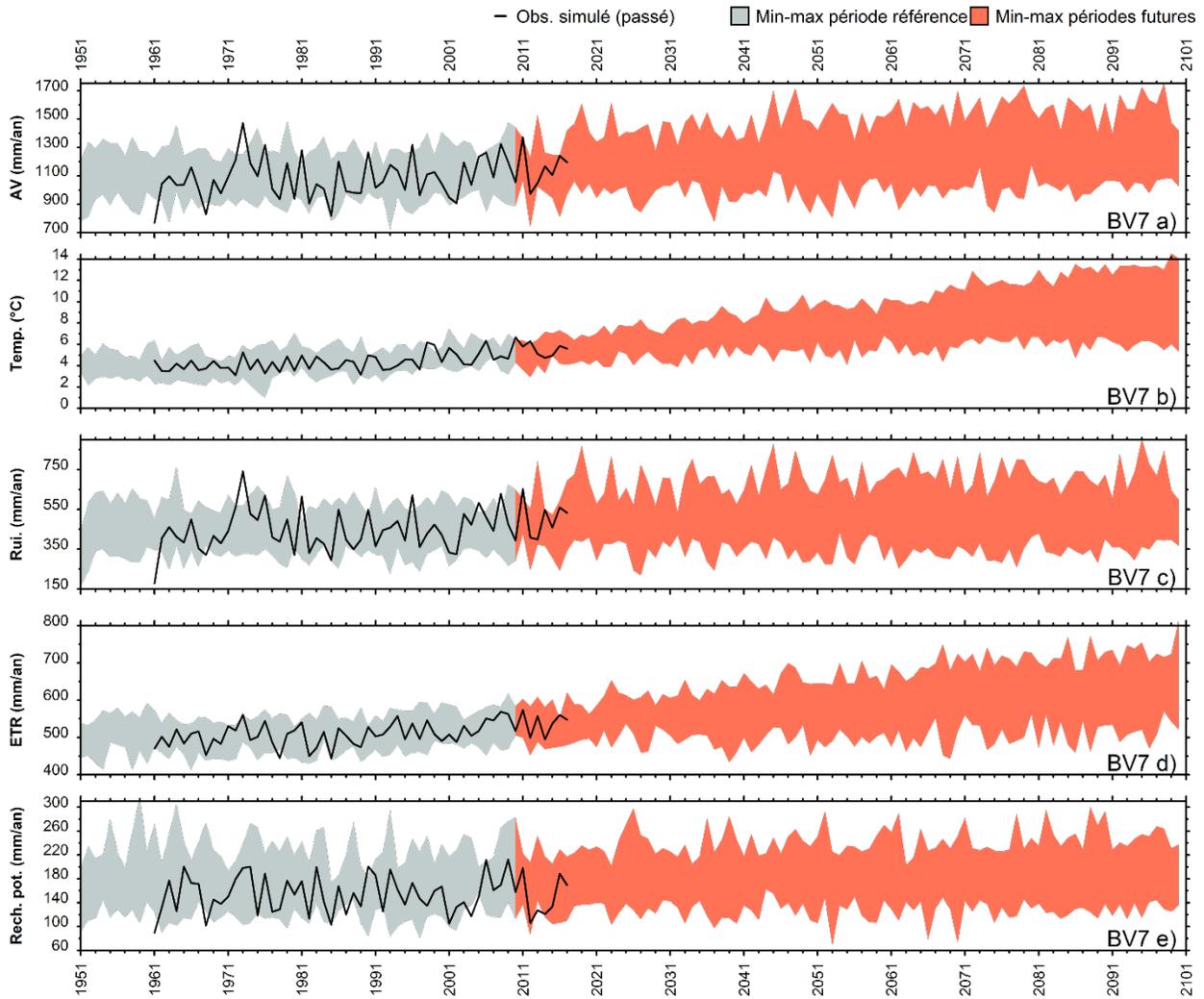


Figure 84. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Petite rivière du Chêne (BV 7)

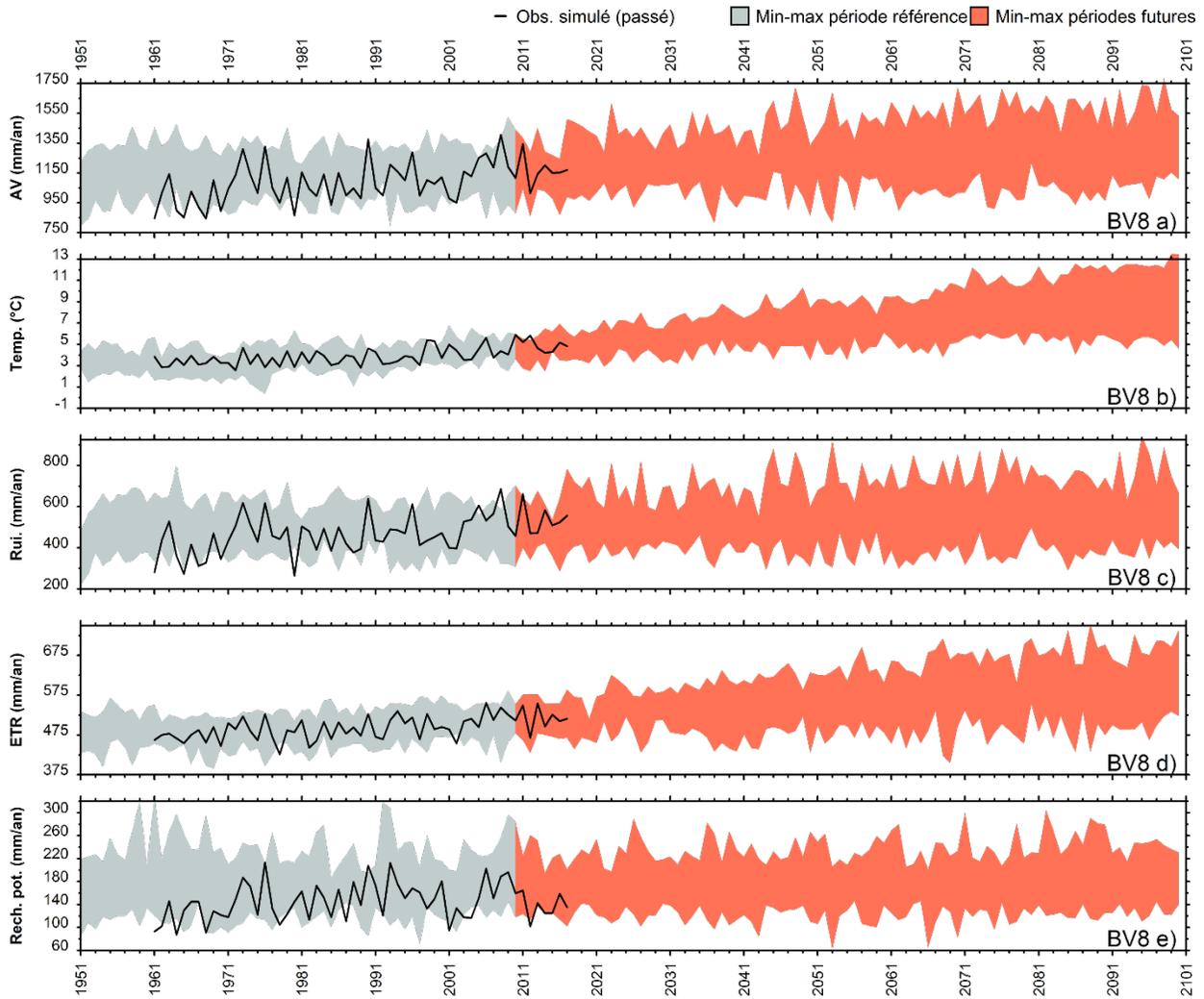


Figure 85. Simulations à long terme de l'évolution annuelle a) des AV, b) des températures, c) du ruissellement, d) de l'ETR et e) de la recharge potentielle avec l'ensemble des scénarios climatiques pour le bassin versant de la Chaudière (BV 8)

19 ANNEXE 8 – VARIATIONS FUTURES DE LA RECHARGE

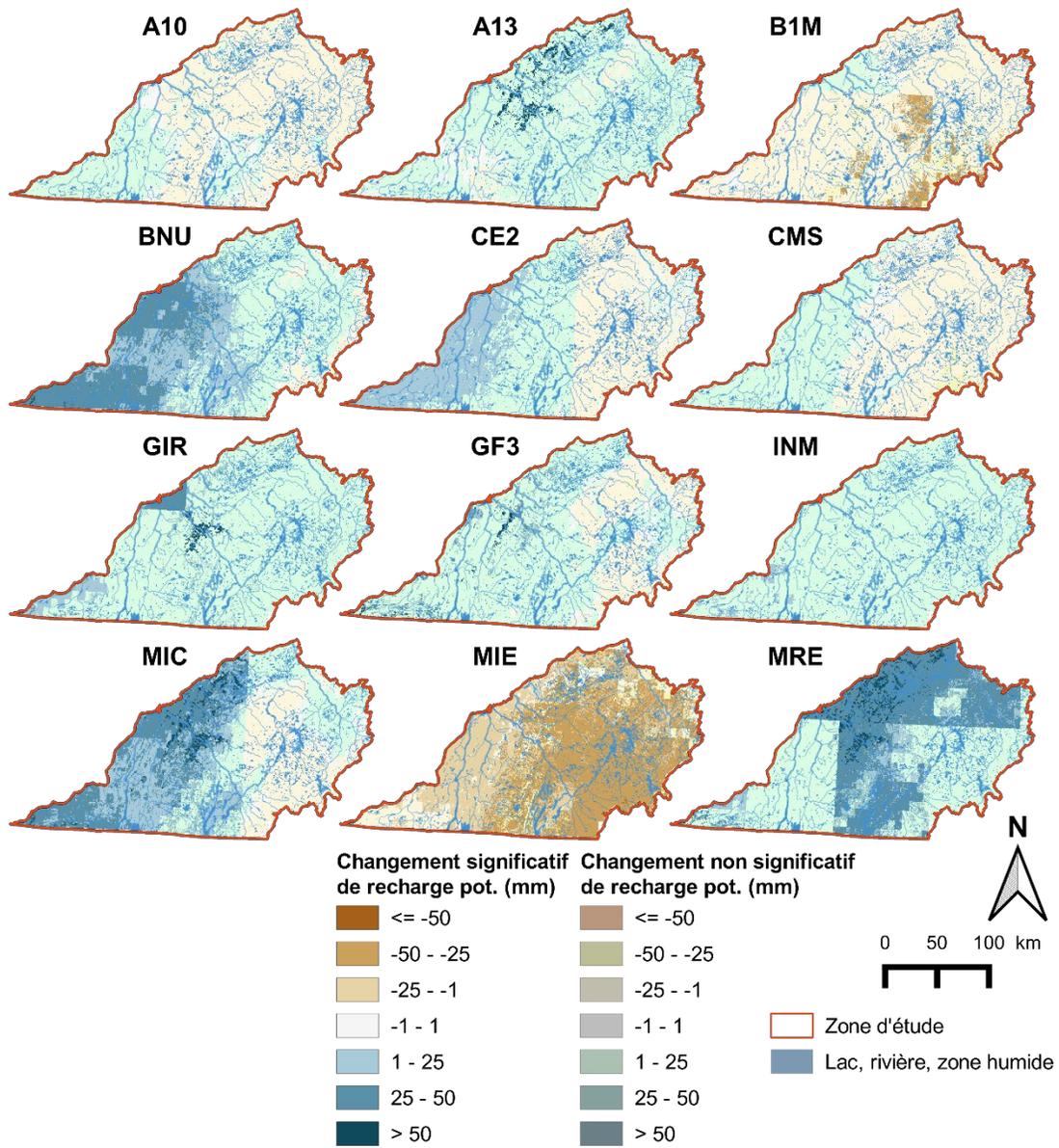


Figure 86. Changements spatialisés de recharge potentielle interannuelle entre l’horizon 2041-2070 et l’horizon 1981-2010, pour chacun des 12 scénarios climatiques

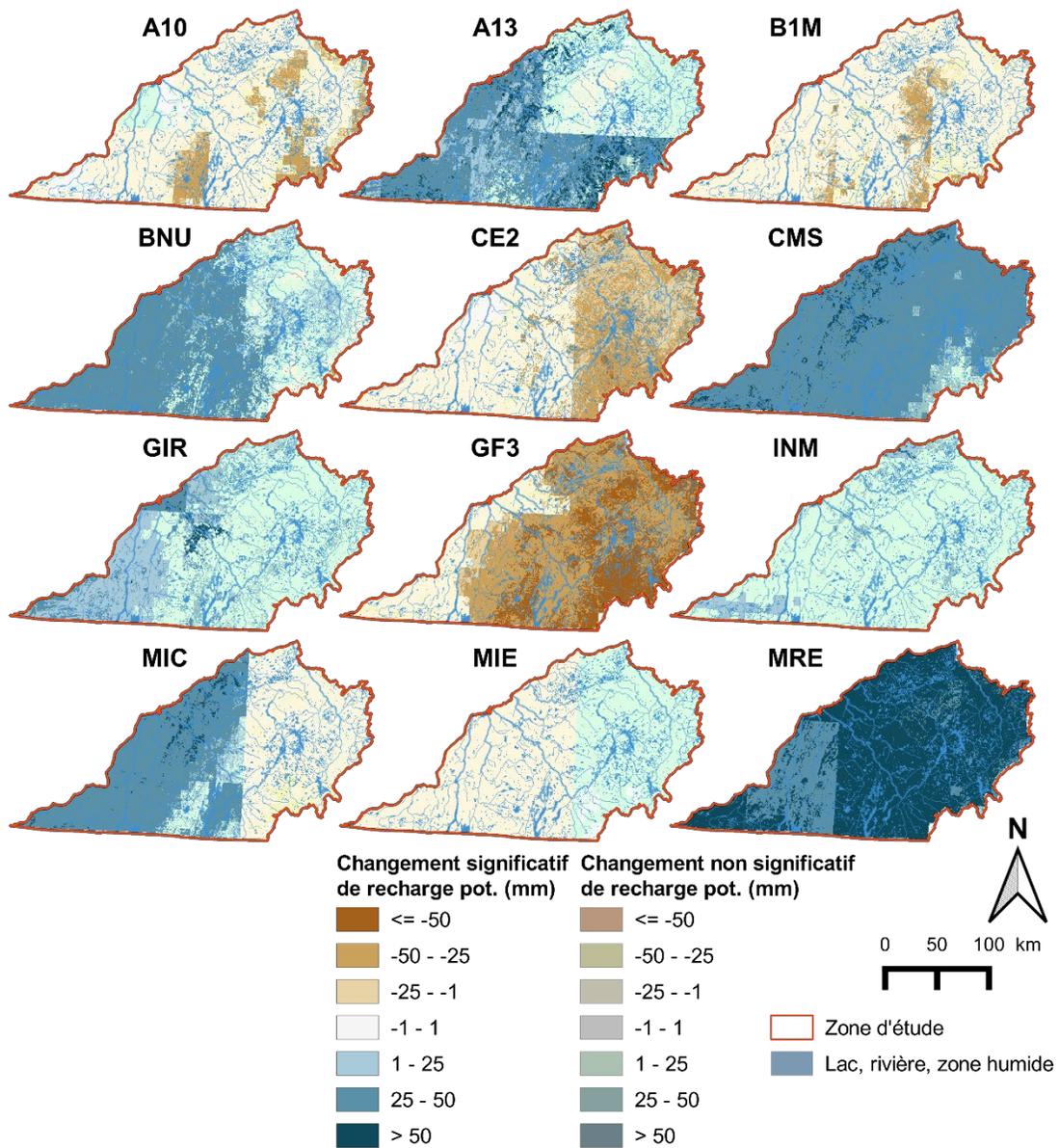
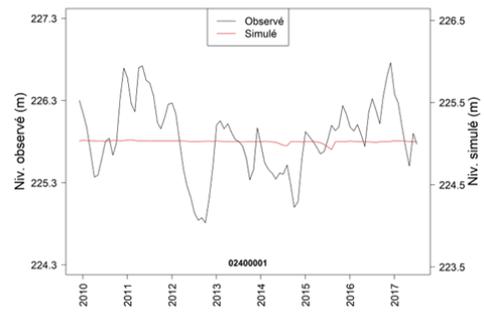
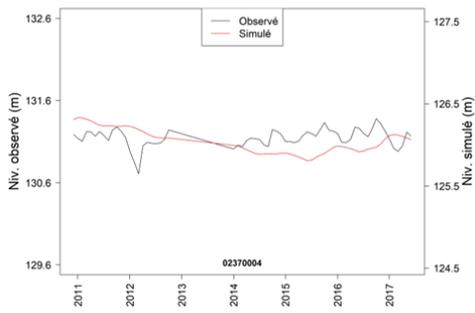
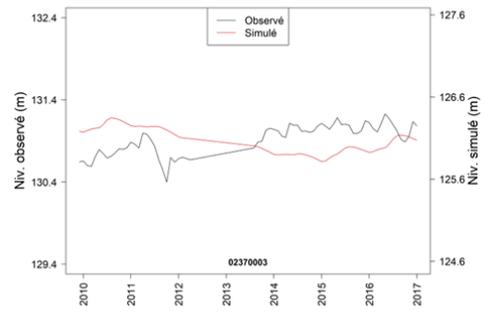
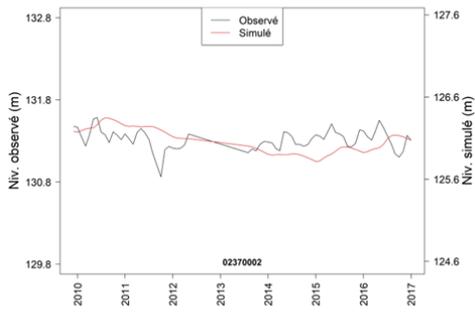
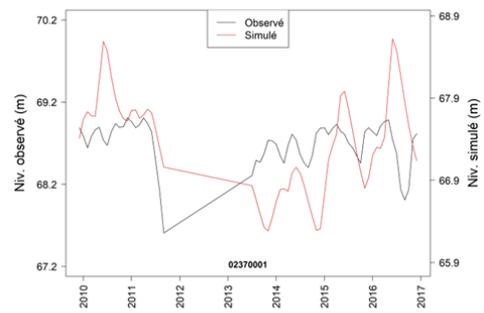
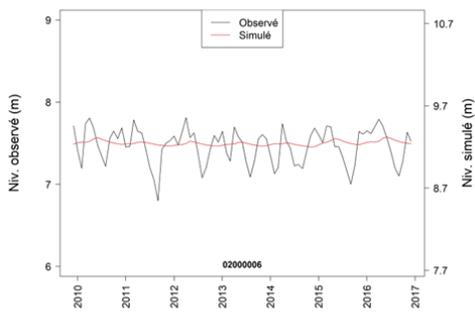
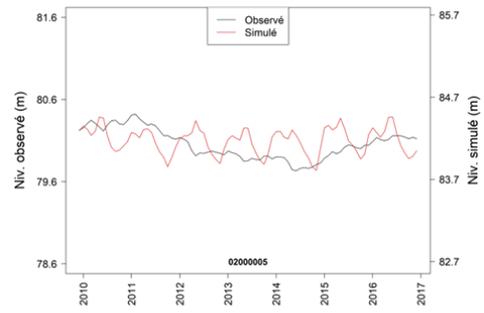
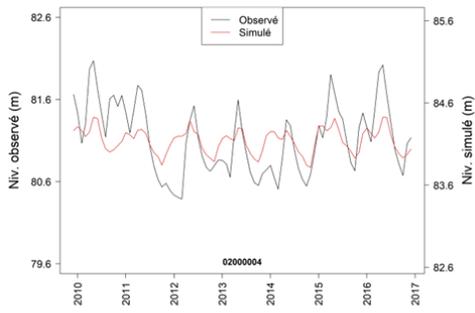
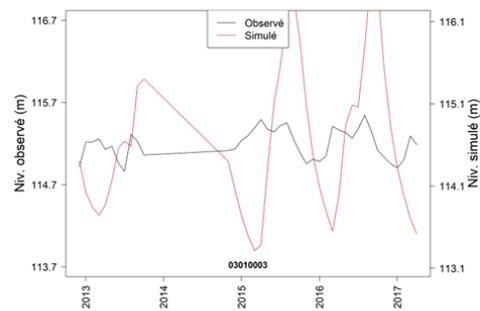
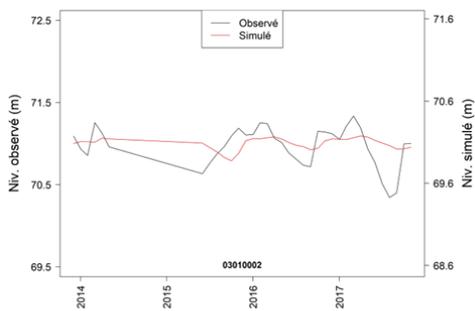
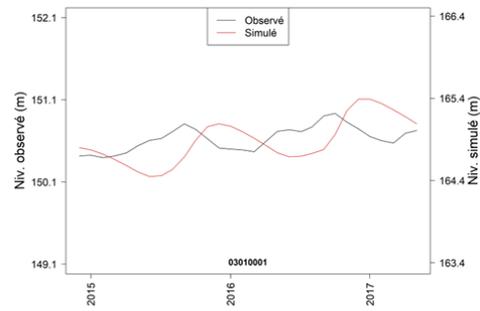
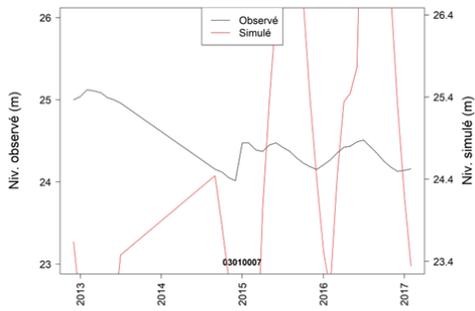
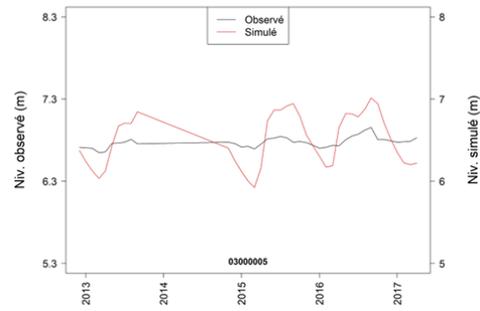
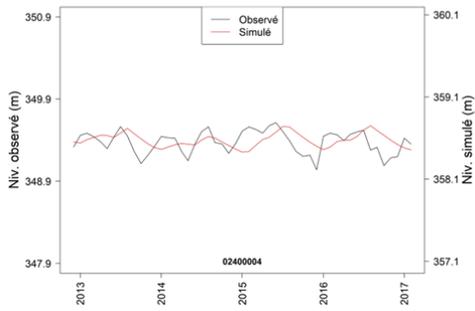
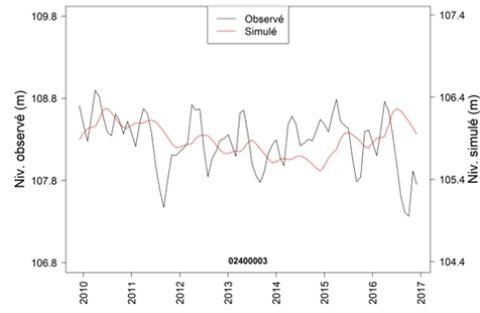
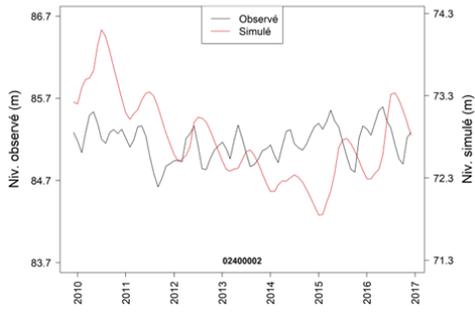


Figure 87. Changements spatialisés de recharge potentielle interannuelle entre l'horizon 2071-2100 et l'horizon 1981-2010, pour chacun des 12 scénarios climatiques

20 ANNEXE 9 – NIVEAUX PIÉZOMÉTRIQUES SIMULES AVEC MODFLOW AUX FORAGES RSESQ





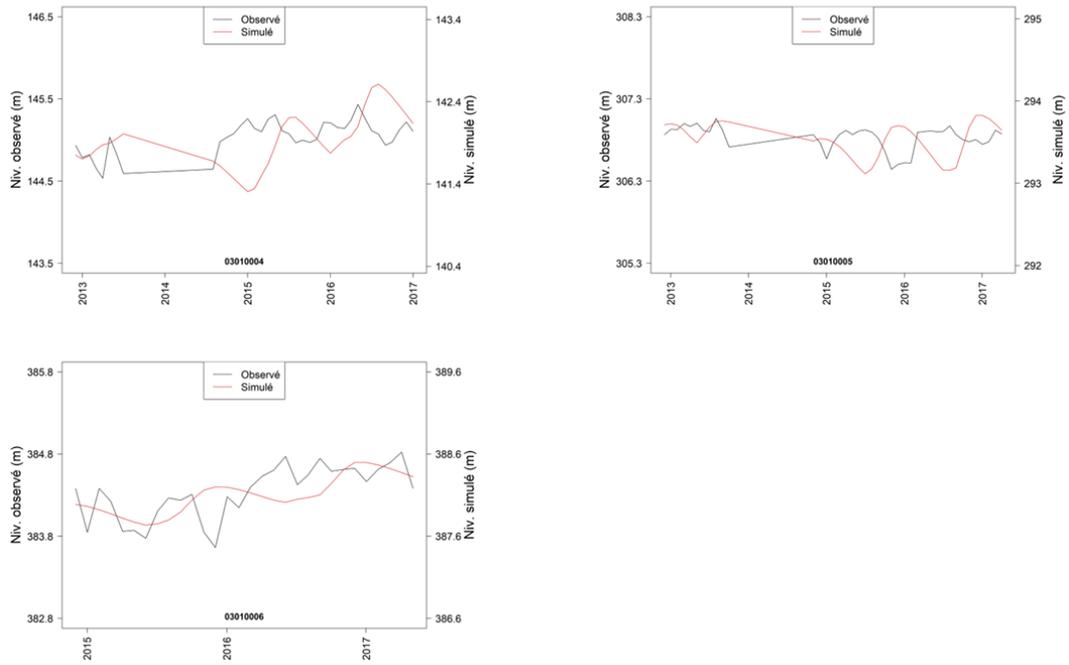


Figure 88. Niveaux mesurés aux forages RSESQ et simulés par MODFLOW dans le Centre-du-Québec.