

Impact des aquifères et des plaines inondées sur le changement climatique dans un modèle global de climat

Étudiant : Dimitri Sigler
Encadrants : Jeanne Colin et Bertrand Decharme



Table des matières

Résumé	4
1. Contexte scientifique et présentation du sujet	4
2. Protocole expérimental	8
2.1 Modèle utilisé : CNRM-CM6	8
2.2 Simulations.....	10
3. Analyse des résultats	11
3.1 Évaluation et climat présent	11
3.2 Impact sur la sensibilité à l'accroissement idéalisé de CO2 atmosphérique	12
4. Protocole expérimental	14
4.1 Impact des aquifères	17
4.1 Impact des plaines inondées.....	21
4.1 Impact conjoint des aquifères et des plaines inondées	24
5. Evolution en climat futur	26
5.1 Scénarios du GIEC	26
5.2 Impact des aquifères et des plaines inondées en climat futur	27
6. Discussion et Conclusion	30
7. Perspectives	31
Liste d'acronymes	32
Bibliographie	33
Annexe	34

Résumé

La prise en compte de l'eau continentale dans les modèles de surface terrestre est essentielle afin de donner des conditions limites réalistes aux modèles atmosphériques. La paramétrisation des aquifères et des plaines inondées dans les modèles de climat est un ajout récent, et la majorité des études sont régionales. Lors de ce stage, nous étudions l'impact des aquifères et des plaines inondées sur le climat en changement climatique avec le modèle global du Centre National de Recherche Météorologique CNRM-CM6. Les résultats indiquent qu'en changement climatique, l'ajout conjoint des aquifères et des plaines inondées abaisse les températures maximales à 2m sur l'Europe pendant la saison d'été.

On note aussi que l'ajout des schémas, par humidification des basses couches l'atmosphère, entraîne des refroidissements sur les zones humides, notamment en Amérique du Sud. On attend aussi un effet sur le régime de pluie, qui devrait se traduire par une augmentation des précipitations sur l'Europe en changement climatique.

1. Contexte scientifique et présentation du sujet

L'eau, présente sous trois états sur Terre (gazeux, liquide et solide), est un élément essentiel à tous les organismes vivants. Le graphe 1 montre la répartition de l'eau dans les grands réservoirs de la planète. Outre les océans stockant 96,5 % de l'eau de la planète, l'eau continentale représente la grande majorité des 2,5 % restants. L'eau contenue dans les aquifères représente 30 % de l'eau continentale, tandis que les lacs, les rivières et l'humidité des sols superficiels ne constituent que 0,35 % de ce même réservoir, soit 0,008 % de l'eau présente sur Terre. Du fait de leur relativement faible capacité de stockage, les différents réservoirs d'eau douce présentent en général une forte variabilité temporelle, ayant des conséquences sur les populations via les inondations ou les sécheresses. Outre les enjeux humains, ces réservoirs ont un enjeu majeur dans la compréhension et la modélisation du système climatique, puisqu'ils sont susceptibles d'influencer les échanges d'eau et d'énergie à la surface des continents.

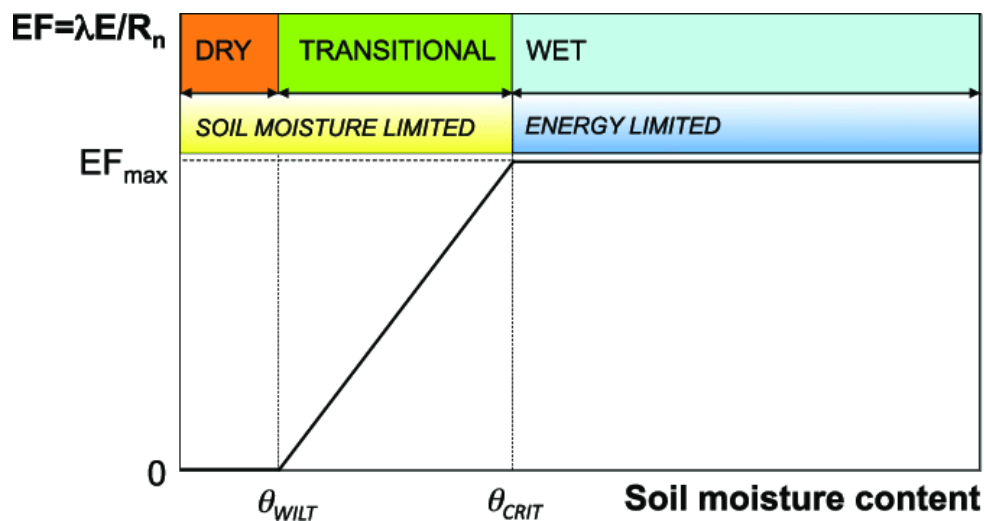
Type of water	Area of distribution, km ² × 10 ³	Volume, km ³ × 10 ³	Water layer, m	Fraction of total volume of hydrosphere, %	Fraction of fresh water, %
World Ocean	361 300	1 338 000	3700	96.5	–
Ground water (gravity and capillary)	134 800	23 400 ^a	174	1.7	–
Predominantly fresh ground water	134 800	10 530	78	0.76	30.1
Soil moisture	82 000	16.5	0.2	0.001	0.05
Glaciers and permanent snow cover:	16 227.5	24 064	1463	1.74	68.7
Antarctica	13 980	21 600	1546	1.56	61.7
Greenland	1 802.4	2 340	1298	0.17	6.68
Arctic Islands	226.1	83.5	369	0.006	0.24
Mountainous regions	224	40.6	181	0.003	0.12
Ground ice of permafrost zone	21 000	300	14	0.022	0.86
Water in lakes:	2 058.7	176.4	85.7	0.013	–
Fresh	1 236.4	91.0	73.6	0.007	0.26
Salt	822.3	85.4	103.8	0.006	–
Swamp water	2 682.6	11.5	4.28	0.0008	0.03
River stream water	148 800	2.12	0.014	0.0002	0.006
Biological water	510 000	1.12	0.002	0.0001	0.003
Water in the air	510 000	12.9	0.025	0.001	0.04
Total volume of the hydrosphere	510 000	1 386 000	2718	100	–
Fresh water	148 800	35 029.2	235	2.53	100

^a With no account of underground water of the Antarctic, approximately estimated at 2 million km³, including predominantly fresh water of about 1 million km³.

Graphe 1 : Répartition de l'eau sur Terre (d'après Shiklomanov et Rodda, 2003)

La modélisation du climat repose, entre autres, sur la connaissance et la représentation de toutes les interactions entre les différents réservoirs d'eau, appelées cycle de l'eau. De nombreuses études ont démontré l'importance du rôle de l'hydrologie continentale dans la dynamique du système climatique (Dirmeyer, 2000 ; Lawrence et Slater, 2008 ; Molod et al., 2004 ; Seneviratne, 2010).

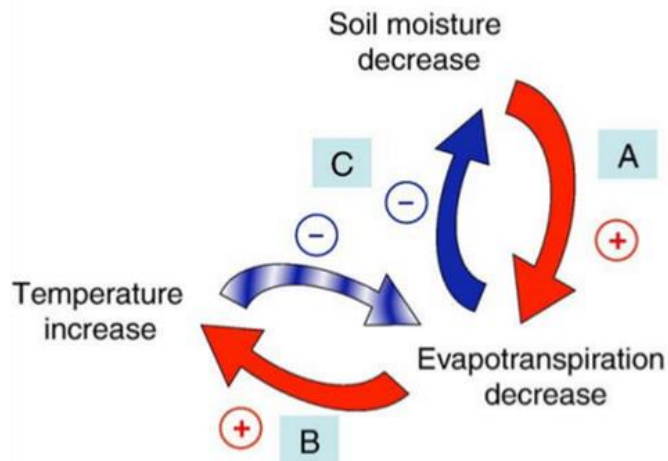
Dirmeyer (2000) souligne que la prise en compte de l'humidité du sol améliore la représentation des pluies ainsi que des températures proches de la surface. Seneviratne et al. (2010) décrivent les interactions entre l'humidité du sol et le climat en changement climatique. Ils indiquent que l'humidité du sol joue un rôle prépondérant de par (1) son implication dans les bilans d'eau et d'énergie via l'évapotranspiration, et (2) son influence dans plusieurs cycles biogéochimiques (par exemple les cycles du carbone et de l'azote) via le couplage entre la transpiration et la photosynthèse des plantes. De plus, cette étude explique que l'impact de l'humidité du sol est le plus fort dans les régions de transition entre les climats secs et humides, où l'humidité est le paramètre le plus influent sur l'évapotranspiration, et suit approximativement la relation décrite dans le graphe 2. À savoir qu'on attend une influence forte de l'hydrologie continentale dans des zones où l'humidité du sol se trouve entre le point de flétrissement et la capacité au champ, là où elle contrôle l'évapotranspiration. En effet, si la teneur en eau du sol est supérieure à la capacité au champ, rajouter de l'eau ne change pas la fraction de l'évaporation et si la teneur en eau est en dessous du point de flétrissement, il n'y a plus d'évapotranspiration.



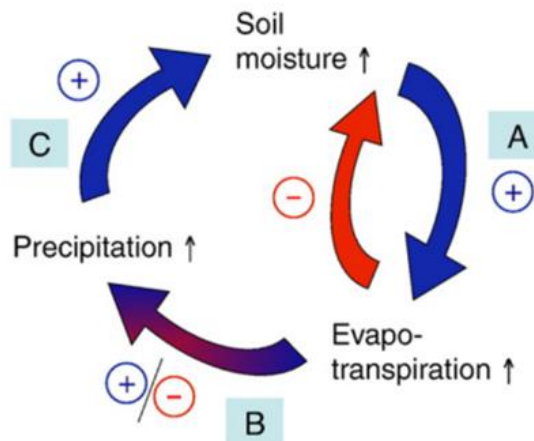
Graph 2 : Schéma conceptuel de la dépendance la fraction de l'évaporation de l'humidité du sol et des différents régimes d'humidité et d'évapotranspiration du sol (d'après Seneviratne et al., 2010).

EF est la fraction de l'évaporation, λE est le flux de chaleur latent avec λ est la chaleur latente de vaporisation, R_n est le bilan radiatif, θ_{WILT} (wilting point) est le point de flétrissement et θ_{CRIT} (critical point) est la capacité au champ

De ce fait, des zones de haute sensibilité dans le couplage entre le climat de l'humidité du sol existent. On retrouve dans ces zones une influence de l'humidité du sol sur les variables climatiques de surface, notamment sur les températures et les précipitations, qui influencent en retour la teneur en eau du sol – c'est ce que l'on appelle une rétroaction. (Graphes 3a) et b))



Grphe 3 : a) Les flèches positives (rouge) indiquent les processus menant à une influence positive de l'humidité du sol (humidification de l'atmosphère pour une anomalie positive de l'humidité du sol, assèchement pour une anomalie négative de l'humidité du sol), les flèches négatives (bleues) indiquent les potentielles rétroactions négatives qui atténuent l'anomalie initiale d'humidité du sol. Lorsque l'humidité du sol décroît, l'évapotranspiration aussi, et le flux de chaleur latente associé est plus faible. À énergie totale constante, le flux de chaleur sensible augmente et les températures de surface croissent. On observe l'inverse si l'humidité du sol croît.



Grphe 3 : b) Les flèches positives (bleues) indiquent les processus menant à une influence positive de l'humidité du sol (humidification pour une anomalie positive de l'humidité du sol, assèchement pour une anomalie négative de l'humidité du sol), la flèche négative (rouge) indique une rétroaction négative qui atténue l'anomalie initiale d'humidité du sol, et la flèche rouge-bleue indique l'existence de rétroactions positives et négatives entre l'évapotranspiration et des précipitations. (A), (B) et (C) se réfèrent aux différentes étapes de la boucle de rétroaction.

Lorsque l'on augmente la teneur en eau du sol, l'évapotranspiration augmente aussi, amenant une hausse des précipitations. Au sein de la même boucle de rétroaction, l'augmentation de l'évapotranspiration abaisse la teneur en eau du sol, qui abaisse l'évapotranspiration et diminue les précipitations.

Pour décrire au mieux l'influence de l'hydrologie continentale et donc modéliser au mieux le climat, les modèles actuels de climat sont couplés atmosphère, océan et continents. Les modèles de surface continentale (LSMs pour « Land Surface Model ») ont pour but de donner au modèle d'atmosphère des conditions limites réalistes permettant de calculer les flux d'énergie en surface (flux radiatifs, et flux turbulents de chaleur sensible et latente) Du premier modèle de type « seuil d'eau » (ou « bucket »), développé par Manabe (1969), jusqu'aux modèles de deuxième et troisième

génération incluant l'évolution de la végétation et le cycle du carbone, (Calvet et al., 1998 ; Dai et al., 2003 ; Deardorff, 1977 ; Dickinson et al., 1986 ; Noilhan et Planton, 1989 ; Sellers et al., 1986), la représentation des surfaces continentales dans les modèles de climat n'a eu de cesse de se complexifier. Ces LSMs sont le plus souvent couplés avec un modèle de routage des rivières (River Routing Model (RRM)) permettant d'assurer le transfert horizontal des eaux de surface dans le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Les RRM facilitent ainsi la validation du bilan d'eau des LSMs en donnant accès aux débits des cours d'eau pour lesquels les observations sont nombreuses, et apportent de nouvelles informations pour l'étude du cycle hydrologique à l'échelle régionale ou globale (Decharme et al., 2003 ; Habets et al., 1999 a, b ; Oki et Sud, 1998 ; Todini, 1996).

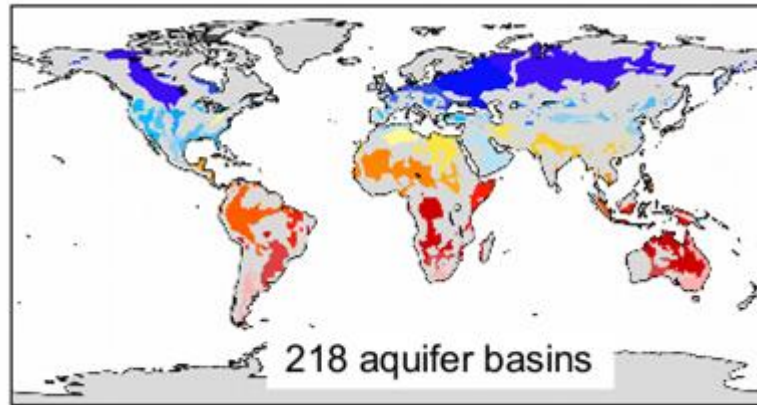
Traditionnellement, les LSMs représentent les flux de chaleur et d'eau provenant des couches du sol relativement peu profondes. Ils ne prennent pas en compte les vastes inondations saisonnières qui existent sur un bon nombre de fleuves tropicaux et boréaux, ni les eaux souterraines (aquifères) dans les couches plus profondes, représentant 30 % de l'eau continentale.

Or, des études régionales traitant des eaux souterraines ont dans un premier temps montré la nécessité de modéliser les aquifères. En effet, Maxwell et Kollet (2008) ont montré qu'en changement climatique, la profondeur des eaux souterraines influence la sensibilité de la région des Grandes Plaines américaines aux changements de température et de précipitation. Dans une autre étude régionale réalisée sur le bassin de la rivière Little Washita, dans le sud des Grandes Plaines d'Amérique du Nord, Ferguson et Maxwell (2010) suggèrent que la réponse du bassin hydrographique au changement climatique dépend des rétroactions des eaux souterraines avec le climat, mettant en évidence la nécessité de coupler les aquifères au modèle de climat. De même, une étude globale de Krakauer et al. (2013), étudiant les échanges de chaleur et d'eau provenant des surfaces continentales en tenant compte d'un aquifère idéalisé global, a montré un impact non négligeable du sol profond sur les moyennes annuelles des températures de surface, des précipitations et de l'humidité du sol.

Dans le même sens, l'étude de l'impact des plaines d'inondation a été dans un premier temps régionale. Krinner (2003) a par exemple montré que la présence de grandes zones d'eau libre à la surface des continents pouvait refroidir et humidifier l'atmosphère durant l'été boréal. De même, dans une étude du système hydrologique global ISBA-TRIP, Decharme et al. (2008) a montré que la paramétrisation des plaines d'inondation à l'échelle globale conduisait à une augmentation de l'évaporation annuelle de surface dans des bassins hydrologiques d'Amérique du Sud, ainsi qu'à une amélioration des débits mensuels sur l'Amazone et le Paraná.

Au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), le modèle de surface continentale Interactions Sol Biosphere Atmosphère (ISBA) (Noilhan et Planton, 1989 ; Boone et al. 2000 ; Decharme et al. 2011, 2013, 2016) est utilisé pour modéliser les échanges d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Le modèle de routage des rivières Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) (Oki et Sud, 1998) est ensuite chargé de transférer le ruissellement total simulé par ISBA à l'exutoire des bassins versants, fournissant ainsi des débits réalistes au modèle d'océan, et fermant le cycle hydrologique global. Nous utilisons ici la version CNRM de TRIP appelé CTRIP, qui est une version améliorée de la première, passant de 1° de résolution 0,5 ° avec une vitesse d'écoulement de l'eau en rivière résolue de manière dynamique (Decharme et al. 2010). La combinaison de ces deux modèles forme le système hydrologique continental ISBA-CTRIP.

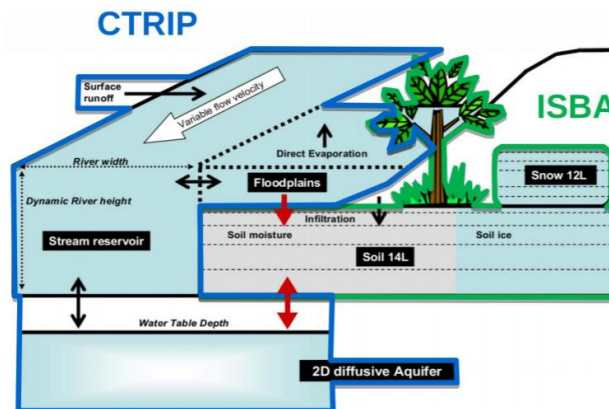
Le système ISBA-CTRIP permet une étude unique de l'impact des aquifères et des plaines d'inondation à l'échelle globale. En effet, Vergnes et al. (2012) ont développé une paramétrisation des écoulements d'eau souterrains à partir des informations topographiques, lithologiques et géologiques disponibles à l'échelle globale.



Grphe 4 : Cartographie des aquifères représentés CTRIP

Dans le système hydrologique ISBA-CTRIP, les aquifères communiquent avec la rivière par diffusion et échange de l'eau avec le sol d'isba par remontée par capillarité comme montré sur le graphe 5.

La paramétrisation de plaines inondées a été réalisée par Decharme et al., 2008 & 2012, notamment avec la réalisation d'un schéma dynamique des plaines inondées permettant l'évaporation des eaux de crue et leur ré-infiltration des sols. La simulation des plaines d'inondation globalement est exclusive au modèle de climat CNRM-CM6.



Grphe 5 : Schéma explicatif des interactions entre la rivière, les aquifères de CTRIP et le sol d'ISBA

L'objectif principal de mon stage est d'étudier l'impact de la prise en compte, dans le modèle de climat global CNRM-CM6, des aquifères et des plaines inondées sur : (1) le climat présent simulé ; (2) la sensibilité à un accroissement idéalisé du CO₂ atmosphérique (quadruplement par rapport au niveau préindustriel) ; et (3) le climat futur simulé dans un scénario d'évolution des gaz à effet de serre pour le XXI^e siècle (scénario ssp585, cf O'Neill et al., 2016).

2. Protocole expérimental

2.1 Modèle utilisé : CNRM-CM6

Lors de ce stage, j'ai utilisé le modèle de climat de Météo-France, CNRM-CM6 (Voldoire et al. (2019); <http://www.umr-cnrm.fr/cmip6/spip.php?article11>), qui couple l'atmosphère, l'océan et les continents (Figure 1.a). Il a pour composante le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat, le modèle d'océan NEMO, le modèle de glace de mer GELATO, et l'interface de modélisation de surface externalisée SURFEX (<http://www.umr-cnrm.fr/surfex/>). SURFEX simule les flux d'eau et d'énergie à la surface des océans via ECUME et des lacs via Flake. Les flux d'eau et d'énergie sur continent sont eux simulés grâce au système couplé ISBA-CTRIP (Decharme et al. 2019 ; Figure 1.b). Le modèle de surface ISBA calcule l'évolution temporelle des bilans d'eau et d'énergie à la surface des continents tandis que CTRIP simule (1) les débits des rivières jusqu'à l'océan à partir du ruissellement total calculé par ISBA, (2) l'évolution dynamique des inondations saisonnières, et (3) la diffusion bidirectionnel des nappes phréatiques dans le sol profond.

J'ai réalisé des simulations de type « océan forcé », c'est-à-dire en imposant des champs de température de surface de mer (SST) et de couverture de glace (SIC). Il n'y a donc pas de couplage avec NEMO. Dans cette configuration, CNRM-CM6 (incluant donc ISBA) est utilisé avec une grille gaussienne réduite T127 (~1,4° en longitude et en latitude à l'équateur) et un pas de temps de 900 s, tandis que CTRIP est exécuté à une résolution de 0,5° et un pas de temps de 1 800 s. ISBA et CTRIP sont couplés toutes les heures via le coupleur OASIS-MCT développé au Cerfacs.

La paramétrisation du système physique ISBA-CTRIP est défini comme suit :

– **les équations de transports de chaleur et d'humidité du sol sont résolues explicitement dans le sol et dans la neige à l'aide de schémas numériques multicouches.**

Les équations de Fourier (1) (diffusion de la chaleur) et de Darcy (2) (diffusion d'humidité du sol) sont calculées sur la même grille en utilisant 14 couches allant jusque 12m de profondeur (0.01m, 0.04m, 0.1m, 0.2m, 0.4m, 0.6m, 0.8m, 1.0m, 1.5m, 2.0m, 3.0m, 5.0m, 8.0m, 12.0m).

$$(1) \quad c_g(z) \frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_g(z) \frac{\partial T_g(z)}{\partial z} \right] + \frac{L_f Q_{fz}(z)}{\Delta z}$$

Où $T_g(K)$ est la température du sol, $\Delta z(m)$ l'épaisseur de chaque couche, L_f la chaleur latente de fusion, Q_{fz} les flux d'eau dans sol gelé dans chaque couche, c_g la capacité de chaleur latente, λ_g la conductivité thermique du sol.

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(k(z) + v(z)) \frac{\partial \psi_g(z)}{\partial z} + k(z) \right] + \frac{Q_{src}(z) - Q_{fz}(z) - Q_{sb}(z)}{\rho_w \Delta z} \quad (2)$$

Où $\rho_w(kg.m^{-3})$ est la densité de l'eau, $Q_{src}(kg.m^{-2}.s^{-1})$ est le terme source/puit d'eau du sol (infiltration moins évaporation du sol et transpiration des plantes), $Q_{sb}(kg.m^{-2}.s^{-1})$ le ruissellement latéral souterrain (Decharme et al., 2013), $k(m.s^{-1})$ la conductivité hydraulique du sol et $v(m.s^{-1})$ la conductivité isotherme de la vapeur. L'humidité du sol est calculée sur toutes les couches correspondantes à la profondeur d'enracinement de la végétation de la grille, allant 0,2 m à 8 m selon le type de végétation. L'humidité du sol est néanmoins calculée jusqu'à 12 m de profondeur dans les régions avec du permafrost pour tenir compte de l'effet du sol gelé sur l'inertie thermique. La température du sol est calculée sur l'ensemble des couches, jusqu'à 12 m.

– **la biomasse évolue de manière interactive en fonction de la photosynthèse**

ISBA comprend une représentation complète du cycle du carbone dans la végétation, c'est à dire la photosynthèse, la respiration, la croissance et la mortalité. Cela permet de calculer interactivement l'indice de couverture foliaire responsable de la transpiration des plantes à partir du bilan carbone des feuilles. En d'autres termes, via l'évolution de cet indice foliaire, la végétation va évoluer en fonction de l'évolution du climat. Les propriétés de la couverture de surface sont spécifiées selon la base de données ECOCLIMAP-II ayant une résolution de 1 km (Faroux et al., 2013). Plus de 500 unités de types de surface sont représentées et regroupées à la résolution du modèle en 3 types de sol et 9 types de végétation sur chaque point de grille, offrant ainsi une représentation sous-maille de l'hétérogénéité de la couverture de surface.

– l'évapotranspiration est la somme de l'évaporation directe de l'eau de la canopée, de la sublimation issue des sols nus, de la transpiration des plantes, de la sublimation de la neige et de l'évaporation directe des plaines d'inondation.

– le schéma d'inondation est dynamique et les plaines inondées interagissent avec l'hydrologie du sol par ré-infiltration et avec l'atmosphère via l'évaporation de l'eau libre en surface.

L'équation représentant les plaines d'inondation (F_w) est la suivante :

$$(3) \quad \frac{\partial F_w}{\partial t} = q_{F_{in}} - q_{F_{out}} + A_{ctrip}(P_{fld} - I_{fld} - E_{fld})$$

$q_{F_{in}}$ en (kg.s⁻¹) et $q_{F_{out}}$ (kg.s⁻¹) sont l'entrée et la sortie des eaux d'inondation, respectivement (Decharme et al., 2012); et P_{fld} , I_{fld} et E_{fld} (kg.m⁻².s⁻¹) l'interception des précipitations par les plaines inondables, la ré-infiltration et l'évaporation directe en surface estimée par ISBA, respectivement.

– le schéma d'aquifère est diffusif, bidimensionnel et permet les échanges à la fois avec la rivière et avec le sol superficiel par capillarité

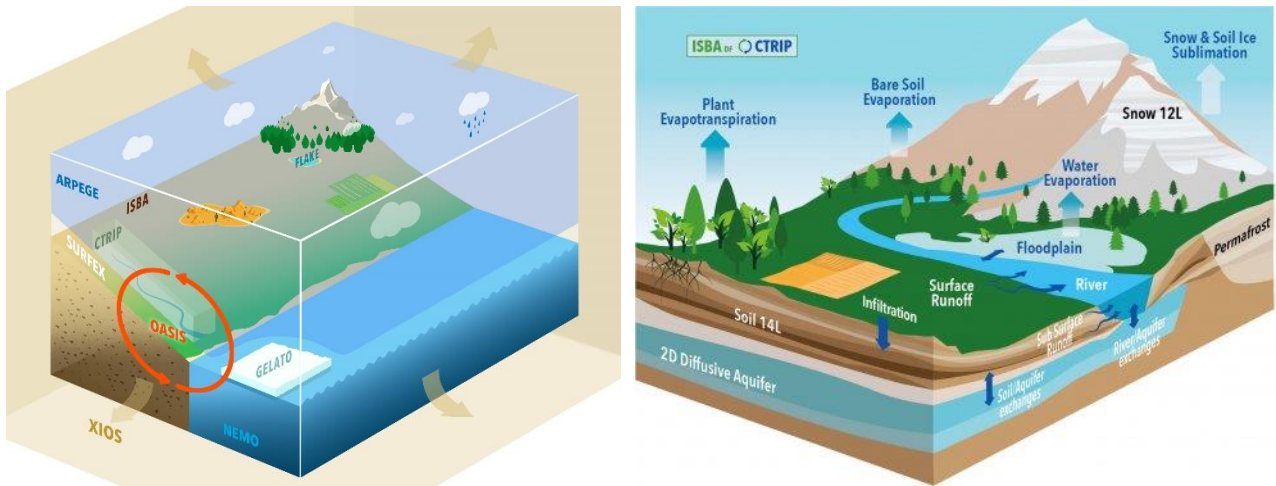
La profondeur de la nappe phréatique fournie à ISBA par le modèle de rivière CTRIP sert de condition limite inférieure pour la colonne d'humidité du sol. Cette profondeur de nappe n'est pas uniforme sur toute la maille. Le système hydrologique ISBA-CTRIP prend seulement en compte les remontées capillaires sur les basses terres, comme les vallées plates et les plaines alluviales. Dans une région montagneuse, les remontées capillaires se font donc proches de la rivière.

Le schéma de diffusion des eaux souterraines est régi par des mouvements souterrains diffusifs.

La dynamique des eaux souterraines est résolue par une équation bidimensionnelle à une couche qui suit l'équation suivante :

$$\omega_{eff} \frac{\partial h_w}{\partial t} = \frac{1}{r^2 \cos(\varphi)} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{T_\theta}{\cos(\theta)} \frac{\partial h_w}{\partial \theta} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(T_\varphi \cos(\varphi) \frac{\partial h_w}{\partial \varphi} \right) \right] + \frac{1}{\rho_w} [Q_{sb} + Q_{sg} + Q_{ice} - Q_{riv}] \quad (4)$$

Où h_w (m) est le niveau piézométrique; ω_{eff} (m³ m⁻³) est la porosité effective de l'aquifère ; θ et φ la longitude et la latitude des coordonnées, T_θ et T_φ (m².s⁻¹) sont respectivement les transmissivités le long des axes de longitude et de latitude ; Q_{ice} (kg.m⁻².s⁻¹) le ruissellement de la calotte glaciaire et Q_{riv} (kg.m⁻².s⁻¹) le flux d'échange eau souterraine-rivière exprimé en masse par unité de surface.



a)

b)

Figure 1 : a) Représentation schématique du modèle de climat CNRM-CM6 (Voltaire et al. 2019)
 b) Schéma du système de modélisation hydrologique ISBA-CTRIP utilisé pour des applications climatiques et hydrologiques à l'échelle globale (Decharme et al. 2019)

2.2 Simulations

Pour atteindre l'objectif de mon stage, nous avons initialement réalisé des simulations basées sur les 4 configurations suivantes de CNRM-CM6 :

- CTL (ConTroL) : sans aquifères et ni plaines inondées
- GW (GroundWater) : avec aquifères mais sans plaines inondées
- GWFLD (GroundWater & Flood) : avec les aquifères et les plaines inondées

Nous avons ainsi réalisé 4 jeux de simulations visant à étudier l'impact des aquifères et des inondations sur :

- (1) le climat présent simulé en faisant des simulations historiques de 1850 à 2014, forcées par des observations de SST (Sea Surface Temperature), de SIC (Sea Ice Cover), de CO₂ atmosphérique, d'aérosol et d'ozone.

Les simulations associées sont appelées : *historique_CTL*, *historique_GW*, *historique_GWFLD*.

- (2) la sensibilité à un accroissement idéalisé de CO₂ atmosphérique en faisant deux jeux de simulations idéalisées. Le premier jeu, appelé préindustriel (PIC) simule le climat avant l'accroissement des gaz à effet de serre dû aux activités anthropiques. Le deuxième jeu, appelé 4xCO₂, simule le climat après un quadruplement de la concentration de CO₂ atmosphérique (par rapport au niveau industriel). Les simulations idéalisées sont des références peu coûteuses, permettant la comparaison entre différents modèles dans un monde chaud (4xCO₂) en comparaison d'un monde plus froid (PIC). Dans les deux cas, les simulations possèdent une période de spin up (permettant de mettre les simulations à l'équilibre de 30 ans).

Afin de détailler les processus physiques nous avons réalisé un jeu de simulations supplémentaire avec une configuration ne contenant que les plaines d'inondation :

FLD (Flood plains) : avec plaines d'inondation mais sans aquifères

Les simulations associées sont appelées respectivement *PIC_CTL*, *PIC_GW*, *PIC_FLD*, *PIC_GWFLD* et *4xCO₂_CTL*, *4xCO₂_GW*, *4xCO₂_FLD* et *4xCO₂_GWFLD*.

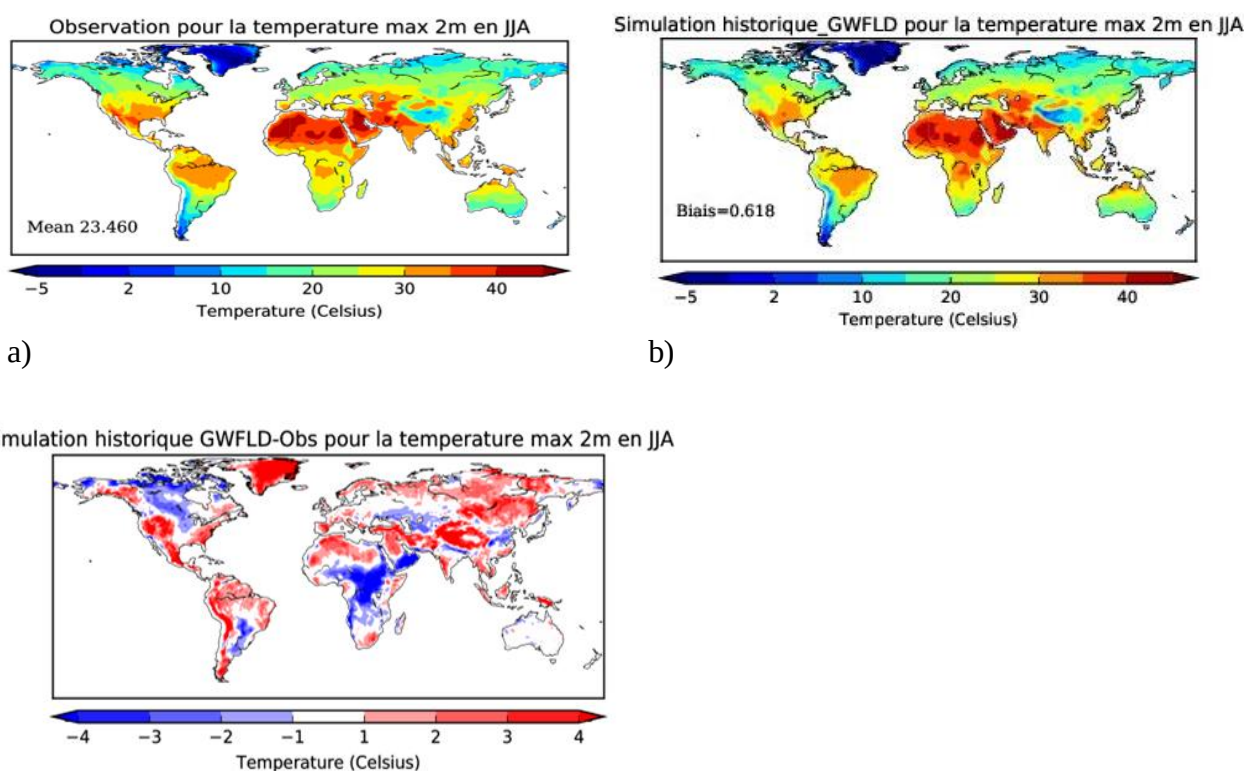
- (3) le climat futur en réalisant des simulations correspondant au scénario ssp585 du GIEC, soit un monde ayant un développement rapide fortement demandeur en énergie et en technologies émettrices de carbone. Il y a une augmentation des émissions de gaz à effet de

serre et le forçage radiatif atteint $+8.5 \text{ W/m}^2$ en 2100 par rapport à l'équilibre (0 W/m^2) en préindustriel. Les simulations associées sont appelées *ssp585_CTL*, *ssp585_GW* et *ssp585_GWFLD*.

3. Analyse des résultats

3.1 Évaluation et climat présent

Afin d'étudier le « réalisme » de CNRM-CM6 sans refaire l'évaluation complète du modèle déjà publiée par Voltaire et al. (2019), je me suis limité ici à l'évaluation de la variable sur laquelle les schémas d'aquifères et de plaines inondables ont l'impact le plus fort, à savoir la température maximale quotidienne à 2 mètres, en moyenne sur les saisons chaudes (juin-juillet-août pour l'hémisphère Nord). Les résultats des simulations historiques sont comparés aux observations du CRU (Climatic Research Unit – institution britannique fournissant des données à but météorologique).



c)

Figure 2 : a) Observation CRU interpolées à la résolution du modèle b) Simulation historique_GWFLD c) Différence entre la simulation historique_GWFLD et les observations.

Simulation historiques	Biais	C-RMSE	Corrélation spatiale
CTL	0,378	0,289	0,971
GW	0,445	0,287	0,971
GWFLD	0,618	0,285	0,972

Tableau 2 : Scores statistiques simulés pour les différentes simulations historiques CTL, GW et GWFLD

Comme le tableau 2, les versions CTL, GW et GWFLD ont des scores statistiques proches. On note que la simulation la plus complexe en termes de processus, GWFLD, simule un meilleur RMSE centré (C-RMSE) et une corrélation spatiale plus forte malgré un biais plus marqué. Comme on peut le voir sur la Figure 2c, les plus grandes différences entre le CRU et les simulations se trouvent dans des zones faiblement couvertes par le réseau d'observations comme les chaînes montagneuses, (Rocheuses, Cordillère des Andes et Himalaya) et dans les zones arctiques (Groenland et Nord de la Sibérie). Tous ces éléments, et le fait que les biais globaux restent sous la barre des 1 °C, indiquent que les trois configurations que j'utilise sont acceptables.

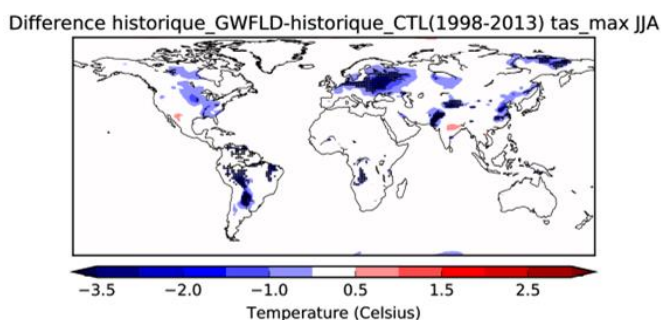


Figure 3 : Différence entre la simulation historique GWFLD et CTL. Les régions hachurées représentent les zones où les différences sont significatives selon le test FDR (False Discovery Rate, voir Wilks (2016)), qui est un test dérivé du test de Student limitant les fausses détections de significativité. (Voir annexe)

Je m'intéresse ensuite à la différence entre les 3 configurations CTL, GW et GWFLD pour les simulations historiques.

En climat présent, la Figure 3 montre qu'il s'agit avant tout de phénomènes ayant des impacts régionaux situés :

(1) dans les zones tropicales qui sont inondées une grande partie de l'année (par exemple une partie des fleuves en Amérique du Sud). Ici, dans la simulation GWFLD, l'évaporation directe de l'eau inondée en surface ainsi que sa ré-infiltration dans les sols soutient une plus forte évapotranspiration une bonne partie de l'année comparée à CTL.

(2) en Europe de l'Est et en Russie où est présent un vaste bassin aquifère qui va favoriser l'humidification des sols superficiels dans GWFLD via la remontée de l'eau contenue dans l'aquifère, relativement proche de la surface, et donc augmenter l'évapotranspiration comparée à une simulation sans aquifères (CTL).

Dans les deux cas, l'effet refroidissant dû à l'humidification des sols ne s'observe que dans les régions où l'eau du sol constitue un facteur limitant à l'évapotranspiration, c'est-à-dire dans les régions qui ne sont ni trop sèches ni trop humides (régions dites « de transition » dans Seneviratne, 2010).

3.2 Impact sur la sensibilité à l'accroissement idéalisé de CO₂ atmosphérique.

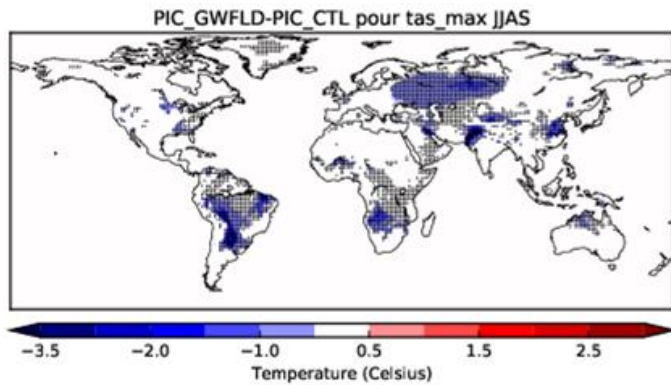
Sensibilité sur les températures

On visualise l'impact des aquifères et des zones inondées dans un monde idéalisé plus chaud qu'il ne l'était à l'époque préindustrielle en réalisant deux simulations à effet de serre fixe (4xCO₂ et PIC) et en les comparant.

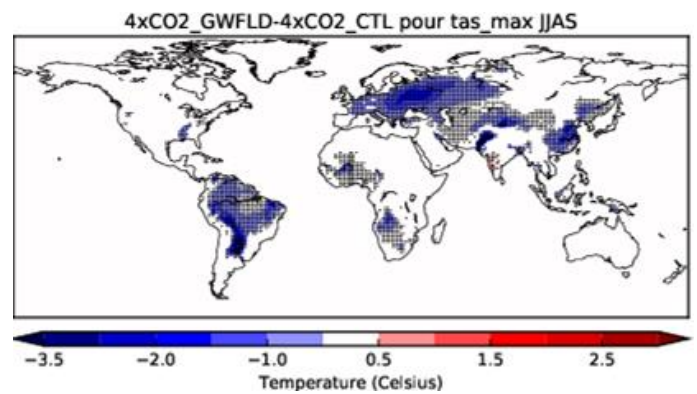
Dans les simulations préindustrielles (Figure 4 a) comme en climat présent, on voit apparaître une empreinte régionale relativement forte liée à ces deux processus. On remarque que les simulations 4xCO₂, comparativement aux simulations PIC, montrent une sensibilité à un

accroissement idéalisé de CO2 dans les mêmes zones géographiques. Toutefois, les régions sensibles sont plus étendues, avec localement une amplitude plus forte :

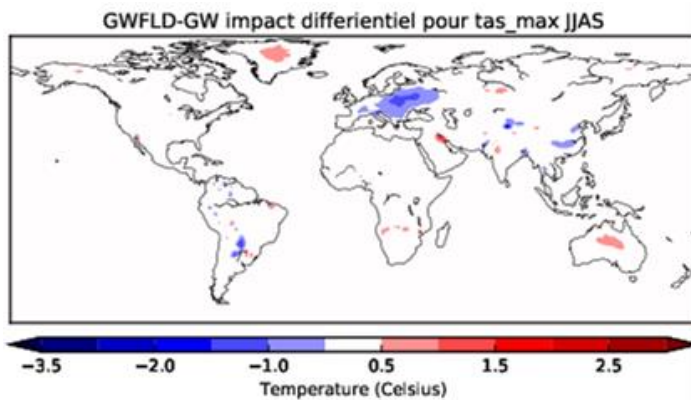
- (1) en Amérique du Sud dans la simulation GWFLD, la zone s'étend au Nord de l'Amazonie en 4xCO2
- (2) le refroidissement lié à l'ajout des schémas s'étend sur toute l'Europe ;
- (3) présence de vastes zones au Moyen-Orient et à l'est de la Chine.



a)



b)

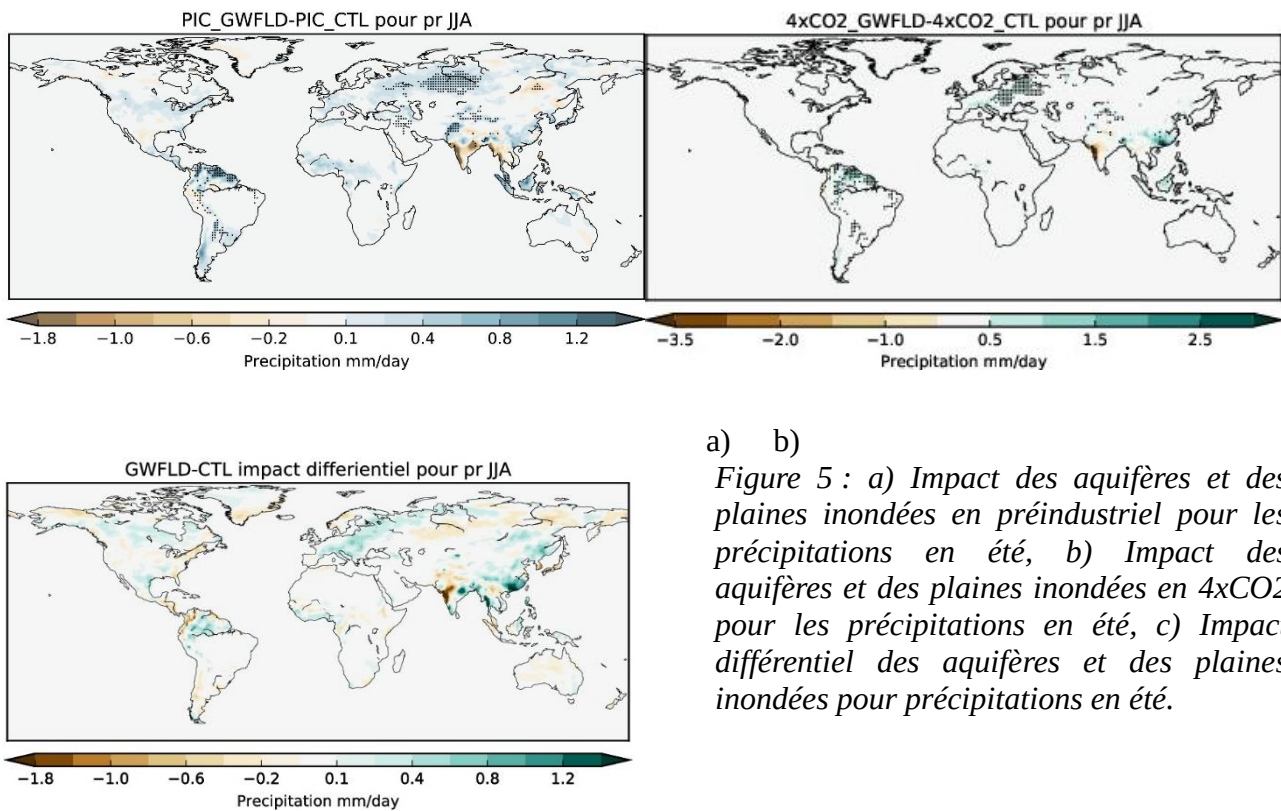


c)

Figure 4 : a) Impact des aquifères et des plaines inondées en préindustriel pour les températures maximales en été, b) Impact des aquifères et des plaines inondées en 4xCO2 pour les températures maximales en été, c) Impact différentiel des aquifères et des plaines inondées pour les températures maximales en été.

La réponse du climat à l'ajout des deux schémas, **en changement climatique**, représentée à la figure 4c) montre un refroidissement étendu sur l'Europe (principalement Europe de l'Est et centrale) en ce qui concerne les températures maximales à 2 mètres sur l'été étendu (Juin-Juillet-Aout-Septembre). On voit qu'au sein de cette zone, la présence de ses schémas peut atténuer localement de 1.5 °C l'augmentation des températures maximales. Cette zone est d'autant plus intéressante qu'il n'y a presque pas de différence entre la simulation *historique_GWFLD* et les observations (figure 2c) sur l'Europe.

Sensibilité sur les précipitations



a) b)
 Figure 5 : a) Impact des aquifères et des plaines inondées en préindustriel pour les précipitations en été, b) Impact des aquifères et des plaines inondées en 4xCO2 pour les précipitations en été, c) Impact différentiel des aquifères et des plaines inondées pour précipitations en été.

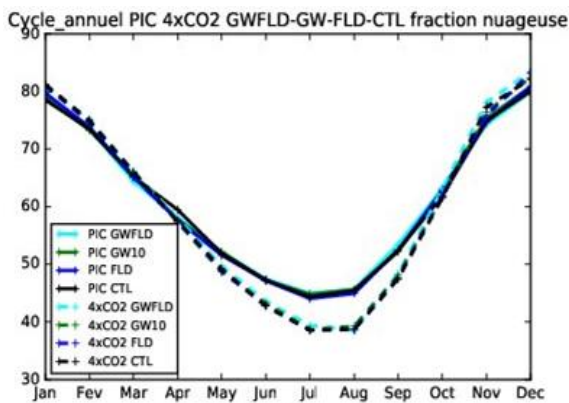
c)

Dans les simulations préindustrielles (Figure 5 a), on voit apparaître une empreinte régionale relativement forte liée à ces deux processus sur la région de l'Ob, signal pouvant être attribué à la présence de plaines d'inondation sur la région. On remarque que les simulations 4xCO2, comparativement aux simulations PIC, ne montrent pas de sensibilité à un accroissement idéalisé de CO2 sur la région de l'Ob. Toutefois, on observe en 4xCO2 une corrélation entre le refroidissement lié à l'ajout des schémas qui s'étend sur toute l'Europe et l'augmentation des précipitations dans la simulation GWFLD par rapport à la CTL.

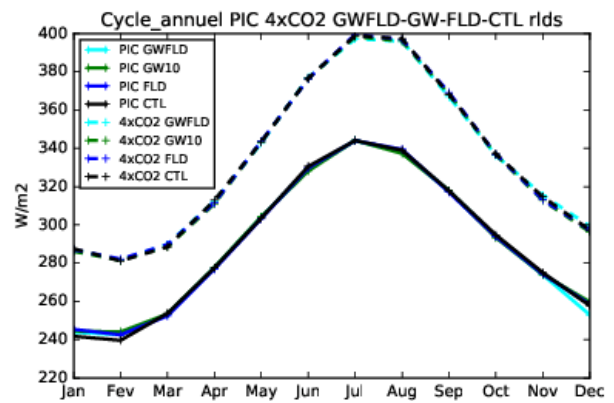
4. Etude de processus

Afin d'étudier les processus liés à ce refroidissement sur la zone Europe, j'ai fabriqué une boîte qui s'étend de 15°E à 60°E en longitude et de 42°N à 66°N en latitude, soit de la mer Adriatique au mont Oural d'Ouest en Est et du cercle polaire arctique à la mer Noire du Nord au Sud. De plus, afin d'étudier uniquement les processus mis en jeu dans la boîte, on applique un filtre spatial qui exclut les points non sensibles au test de FDR, et les points sans aquifères sous-jacent.

Pour être sûr que le refroidissement observé est lié à une modification du cycle de l'eau, on regarde des cycles annuels sur des variables physiques comme la couverture nuageuse ou le rayonnement solaire descendant.



a)



b)

Figure 6 : a) Cycle annuel de l'évolution de la couverture nuageuse pour les simulations CTL, GW FLD et GWFLD en préindustrielle et 4xCO2 b) Cycle annuel du rayonnement solaire descendant pour les simulations CTL, GW FLD et GWFLD en préindustrielle et 4xCO2

La fraction nuageuse présentée sur la figure 6a) n'est pas modifiée par l'ajout des différents schémas. De même, le rayonnement solaire descendant sur la figure 6b) n'est pas modifié par la présence des aquifères et de plaines d'inondation. Cela confirme que le refroidissement associé à la présence des schémas n'est pas lié à une baisse de l'énergie reçu en raison d'une couverture nuageuse plus grande. Il est toutefois intéressant de noter que durant la saison d'été, les simulations en 4xCO2 ont une fraction nuageuse plus faible que les simulations en PIC, amenant une augmentation du rayonnement atteignant le sol.

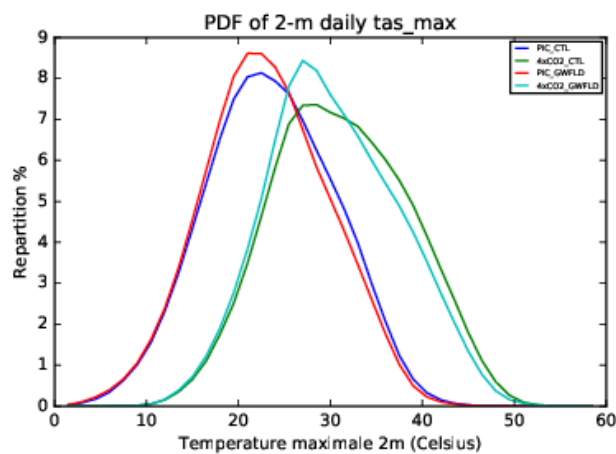
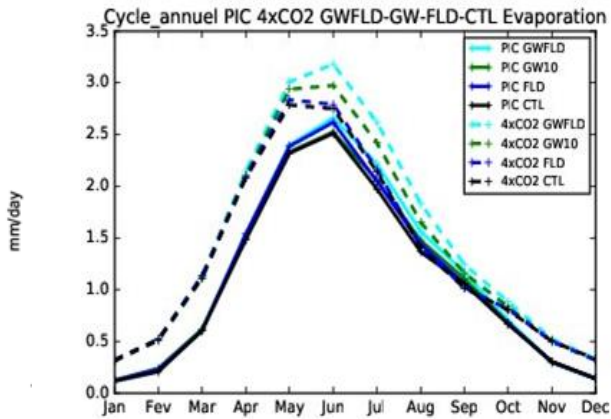
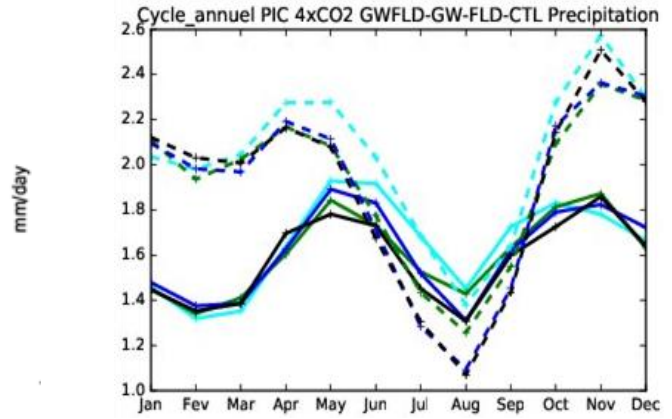


Figure 7 : PDF des températures maximales pour les simulations PIC-GWFLD et PIC-CTL et 4xCO2-GWFLD et 4xCO2-CTL

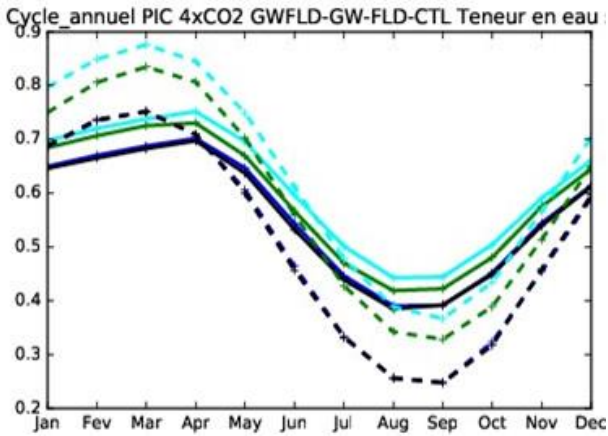
Comme vu dans la 3^{ème} partie, la réponse du climat à l'ajout des paramétrisations en changement climatique dans le modèle CNRM-CM6 souligne un refroidissement local en préindustriel, qui s'intensifie dans les simulations 4xCO2. On peut ainsi voir sur la PDF des températures maximales à 2m (figure 7) que la différence de température est plus grande entre les simulations 4xCO2-GWFLD et 4xCO2-CTL qu'entre PIC-GWFLD et PIC-CTL, soulignant bien la plus grande amplitude du phénomène en 4xCO2



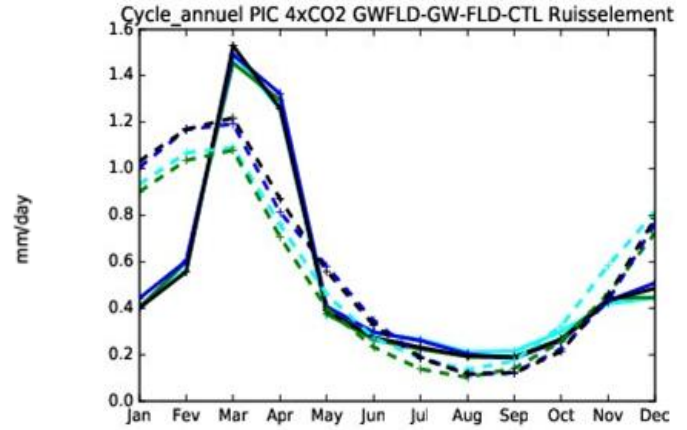
a)



b)



c)



d)

Figure 8 : a) Cycle annuel de l'évolution des précipitations pour les simulations CTL, GW, FLD et GWFLD en préindustrielle et 4xCO2 b) Cycle annuel de l'évolution de l'évaporation pour les simulations CTL, GW, FLD et GWFLD en préindustrielle et 4xCO2 c) Cycle annuel de l'évolution de la teneur en eau du sol pour les simulations CTL, GW, FLD et GWFLD en préindustrielle et 4xCO2 d) Cycle annuel de l'évolution du ruissèlement total pour les simulations CTL, GW, FLD et GWFLD en préindustrielle et 4xCO2

Comme on a pu le voir dans la première partie, le refroidissement des basses couches de l'atmosphère est régi par l'humidité du sol puisqu'elle contrôle l'évapotranspiration dans cette région (Seneviratne, 2010). Comme on peut le voir sur la figure 8a), les différentes configurations ont une influence variable sur l'évaporation totale. Le rajout des plaines inondées n'a pas beaucoup d'influence, et la différence entre PIC-FLD et PIC-CTL est plus forte que 4xCO2-FLD et 4xCO2-CTL (voir ANNEXE 1), montrant que l'impact du schéma d'inondation est plus fort en PIC qu'en 4xCO2. Le rajout des aquifères modifie plus nettement l'évapotranspiration, et contrairement au schéma des plaines inondées, la différence entre PIC-GW et PIC-CTL est moins forte que 4xCO2-GW et 4xCO2-CTL, montrant que l'impact des aquifères est plus grand en 4xCO2 qu'en PIC. Cela se retrouve à la figure 8c), sur laquelle on voit que les aquifères amènent une hausse de la teneur en eau du sol plus forte que part le seul l'ajout des plaines d'inondation. Dans le même sens, la teneur en eau du sol et l'évapotranspiration sont plus élevées dans la configuration GWFLD que dans les configurations GW et FLD. On remarque aussi que la différence entre PIC-GWFLD et PIC-CTL est moins forte que 4xCO2-GWFLD et 4xCO2-CTL, d'où la présence du refroidissement sur la figure 4c) de l'impact différentiel.

Dans la compréhension des processus, on peut approximer le bilan d'eau continental en disant que l'eau stockée résulte de l'apport des précipitations, moins la partie qui ruissèle jusqu'aux rivières (puis déversée à l'océan) et qui s'évapore dans l'atmosphère via l'évapotranspiration.

Lorsque l'on s'intéresse à l'impact du rajout des schémas dans les cycles annuels des précipitations, on observe qu'indifféremment de la configuration, les précipitations hivernales sont plus importantes dans les simulations 4xCO₂ que dans les simulations en PIC, mais changent peu suivant les différentes configurations. Durant le printemps et l'été, la configuration joue un rôle important. En effet, les configurations GW et GWFLD, possédant un schéma d'aquifères soutiennent des précipitations plus élevées que les configurations de CTL et FLD, en PIC comme en 4xCO₂. La configuration FLD possède, en PIC comme en 4xCO₂ un régime de pluie similaire aux jeux de simulations de contrôle CTL. On note aussi un plus grand écart dans les moyennes journalières de précipitations entre les configurations en 4xCO₂ par rapport en PIC (ANNEXE 2), montrant la plus grande variabilité des précipitations à la paramétrisation.

Concernant le ruissellement présent à la figure 8d), les simulations en PIC et en 4xCO₂ ont un comportement relativement différent (expliqué dans la suite du rapport). On peut néanmoins noter qu'en PIC, la configuration n'a aucune influence. En préindustrielle, la variation d'eau continentale entre les différentes configurations correspond donc à l'apport de la différence des précipitations entre les configurations moins les différences d'évaporation entre les configurations. En 4xCO₂, les configurations CTL et FLD ont des valeurs de ruissellement très proches, plus élevées que les configurations GW et GWFLD, qui sont très similaires. Comme les aquifères et les plaines inondées se comportent comme des réservoirs, on retrouve une baisse du ruissellement en lien à la capacité de stockage des réservoirs. Pour les simulations avec une configuration incluant les plaines d'inondation, le ruissellement diminue faiblement, puisque la couverture spatiale des plaines inondées est limitée (ne se forment que à côté des rivières). Pour les simulations contenant les aquifères, le ruissellement est naturellement plus faible, de par la présence d'un bassin présent dans la boîte d'étude.

Pour se faire, l'étude des processus sera décomposée en 3 parties, dans le but d'attribuer aux aquifères, aux plaines d'inondation et l'interaction des deux les raisons de leurs impacts.

4.1 Impact des aquifères

Pour appréhender l'impact des aquifères, on peut réaliser une étude sur la différence entre les simulations GW et de CTL, et une étude de la différence entre les simulations GWFLD et FLD. La première permet l'étude du seul schéma d'aquifères tandis que la seconde différence a pour intérêt de prendre en compte l'effet des aquifères en présence des plaines inondées. Lorsqu'on ne prend en compte que les aquifères, soit les figures 9 a) b) c), on remarque que l'effet est limité. Il intervient pour l'essentiel comme un refroidissement sur notre boîte d'étude dans les simulations en 4xCO₂. Mais lorsque que l'on regarde l'effet des aquifères en présence les plaines inondées, en 4xCO₂, l'amplitude du refroidissement est plus forte, et la couverture spatiale plus étendue, on trouve un refroidissement sensible en PIC. On observe figure 9 c) et 9 f), que les aquifères ont un impact sur la réponse du climat au changement climatique plus grand en présence des plaines inondées.

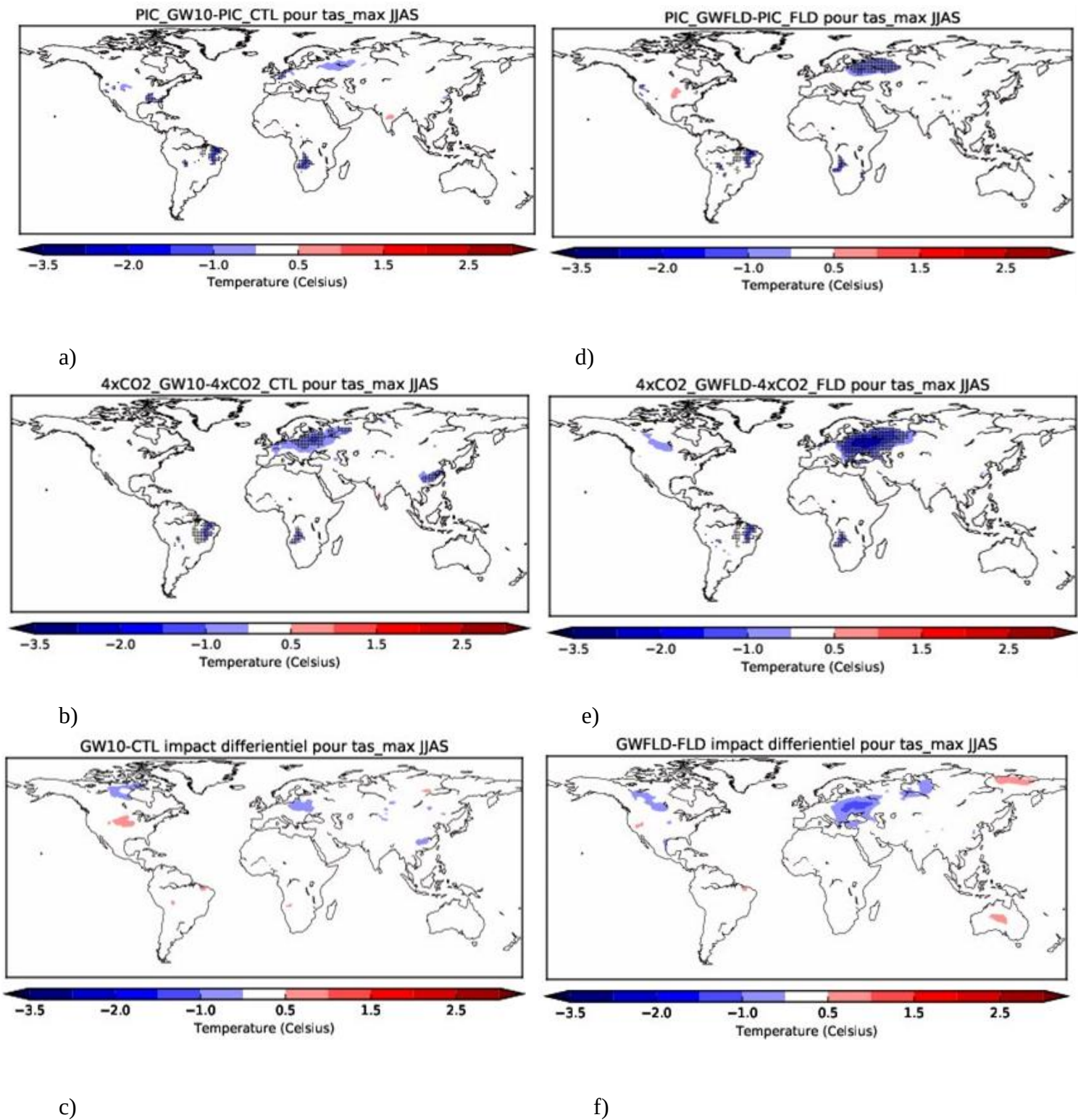
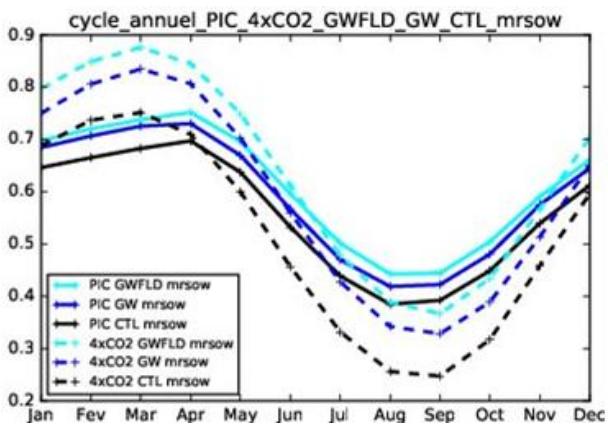
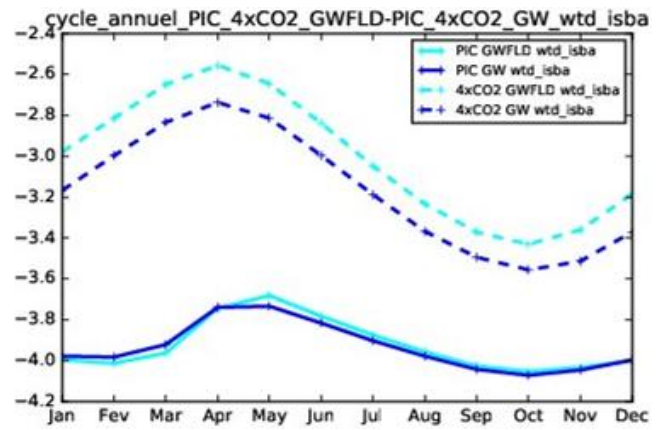


Figure 9 : a) Impact des aquifères en préindustriel pour les températures maximales en été sans présence des plaines inondées, b) Impact des aquifères en 4xCO2 pour les températures maximales en été sans présence des plaines inondées, c) Impact différentiel des aquifères pour les températures maximales en été sans présence des plaines inondées, d) Impact des aquifères en préindustriel pour les températures maximales en été en présence des plaines inondées, e) Impact des aquifères en 4xCO2 pour les températures maximales en été en présence des plaines inondées, f) Impact différentiel des aquifères pour les températures maximales en été en présence des plaines inondées



a)



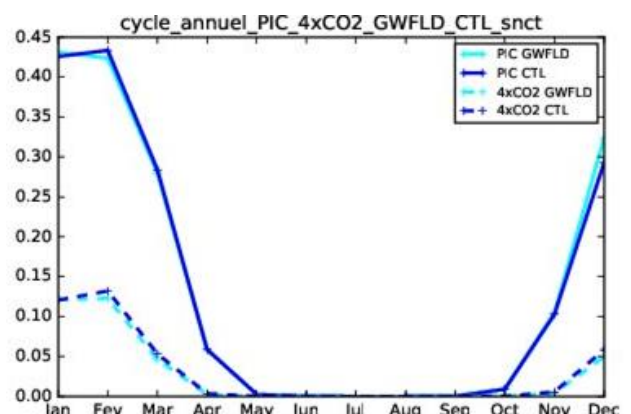
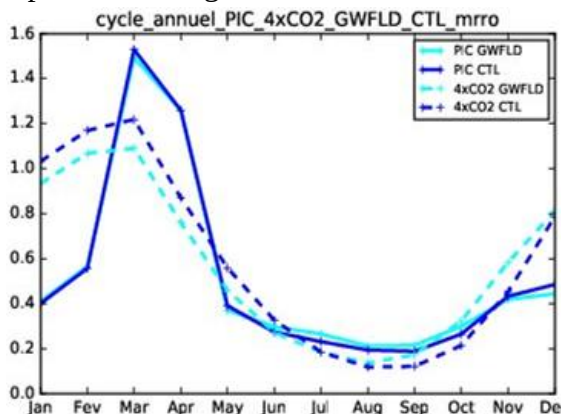
b)

Figure 10 : a) Cycle annuel de l'évolution du ruissèlement total pour les simulations GWFLD GW et CTL en préindustrielle et 4xCO2 b) Cycle annuel de la hauteur des aquifères en GWFLD GW et CTL en préindustrielle et 4xCO2.

Comme nous l'avons vu précédemment, les configurations possédant les aquifères ont un impact fort sur la teneur en eau du sol, qui est plus élevée que pour les simulations avec la configuration CTL. En effet, la présence d'aquifères permet une humidification plus soutenue du sol. Les mécanismes derrière cette humidification sont les remontées par capillarité qui permettent de réinjecter de l'eau dans les couches superficielles du sol. La hauteur de la nappe phréatique est essentielle, puisqu'on remarque qu'en hiver, l'humidité du sol est plus forte dans les simulations avec une hauteur de nappe phréatique plus élevée. Comme la quantité d'eau accumulée en hiver dirige l'évapotranspiration totale, on retrouve naturellement plus de refroidissement dans les zones ayant accumulées une plus grande quantité d'eau du sol en hiver.

Comme les remontées par capillarité sont facilitées par des aquifères proches de la surface, on observe un plus grand refroidissement dans les jeux de simulations en 4xCO2. En effet on voit sur la figure 10c) que la nappe est en moyenne annuelle 1 mètre plus proche de la surface pour les simulations 4xCO2 par rapport aux simulations PIC.

Toutefois, on peut se demander la provenance de ce surplus de pluies hivernales (figure 9b)) et de d'eau dans les aquifères (ou dans le sol) pour les simulations en 4xCO2 par rapport aux simulations PIC. Comme on a pu le voir, le bilan de l'eau continentale implique que les recharges des réservoirs se font en positif grâce aux précipitations moins la partie qui ruisselle. Comme nous l'avons vu sur le graphe 9 d), le ruissèlement est sensible au CO2 atmosphérique et aux différentes configurations. Afin d'expliquer l'augmentation de la hauteur de la nappe phréatique avec l'augmentation du CO2 atmosphérique, on s'intéresse au ruissèlement, à la hauteur de neige et à la profondeur de glace dans le sol pour les configurations CTL et GWFLD.



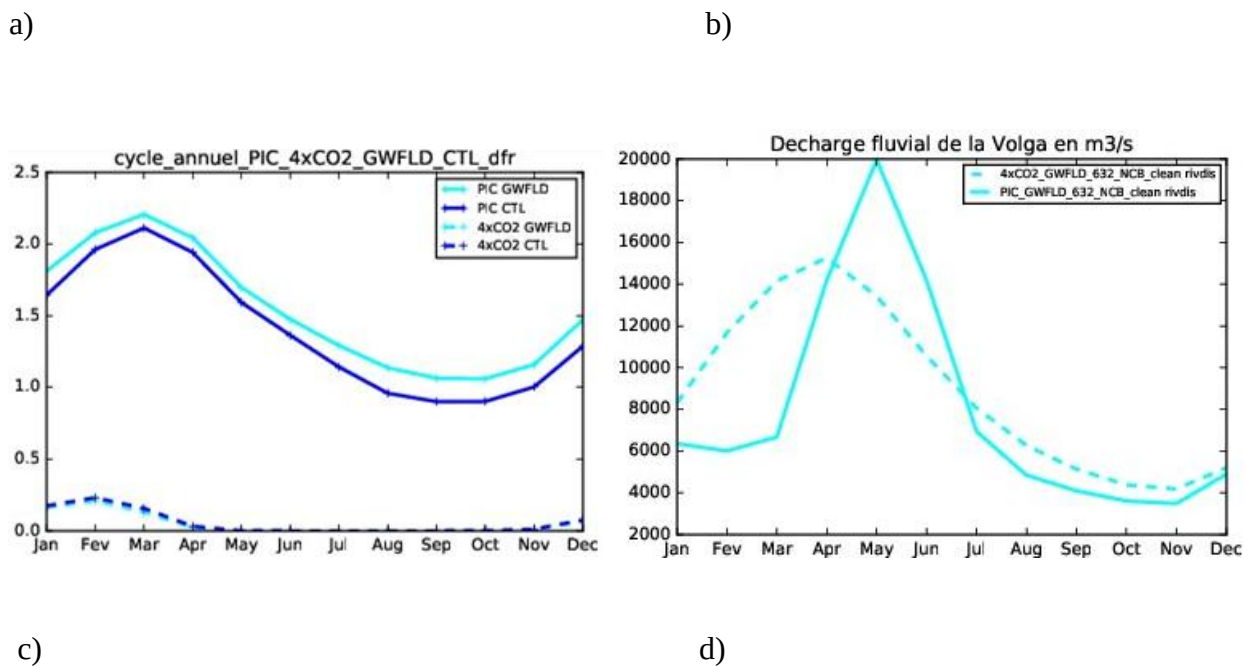


Figure 11 : a) Cycle annuel de l'évolution du ruissèlement total pour les simulations CTL et GWFLD en préindustrielle et 4xCO2 b) Cycle annuel de l'évolution de la couverture neigeuse pour les simulations CTL et GWFLD en préindustrielle et 4xCO2 c) Cycle annuel de l'évolution de la hauteur de glace dans le sol pour les simulations CTL et GWFLD en préindustrielle et 4xCO2 d) Cycle annuel de l'évolution du débit de la Volga pour les simulations GWFLD en préindustrielle et 4xCO2

Le cycle annuel du ruissèlement met en avant un maximum d'eau au début du printemps, en mars, sur la figure 11 a). Lorsque l'on compare ce maximum à la variation de couverture neigeuse totale présent à la figure 11b), il apparait que le maximum de ruissèlement correspond à l'apport d'eau lié à la fonte des neiges sur notre boîte. On constate aussi la différence de couverture de neige entre les simulations PIC et 4xCO2. En effet, dans un monde « plus chaud », la quantité de neige sera moins importante, impliquant un apport d'eau lié à la fonte des neiges plus faible avec un quadruplement du CO2 atmosphérique. Toutefois, on remarque aussi que la variation de hauteur de la nappe phréatique, entre février et avril durant la fonte des neiges, dans les simulations PIC est faible (augmentation de 20 cm) par rapport à l'augmentation de la hauteur de la nappe phréatique dans les simulations en 4xCO2 (augmentation de 60 cm). En effet, on observe sur la figure 11 c) que la couche de glace dans le sol avoisine les 1.5 m annuellement et l'épaisseur maximale atteint 2.2 m dans les simulations PIC en mars pendant la fonte des neiges, rendant l'infiltration dans le sol profond plus complexe. La proportion de cet apport d'eau qui ruissèle jusqu'aux rivières est donc importante. Cela est visible sur l'évolution des débits du fleuve appartenant au bassin versant, comme par exemple ici à l'exutoire de la Volga (figure 11 d)), qui a un maximum de débit en avril pour les simulations PIC.

Par le même raisonnement, on constate que les simulations 4xCO2 ne génèrent plus de glace dans le sol en été et qu'il y a très peu de glace en hiver, au maximum 30 cm d'épaisseur, permettant une infiltration de l'eau issue de la fonte des neiges. Bien que la couverture de neige totale soit moins importante dans les simulations en PIC, et donc que la quantité d'eau apportée soit plus faible, plus d'eau intègre les nappes phréatiques. On retrouve donc moins de ruissèlement. On observe ainsi sur la figure 11 d) un débit de fleuve à l'exutoire lissé pour la simulation 4xCO2.

De même lorsque l'on superpose le ruissèlement total avec la hauteur de l'aquifère on se rend compte que la baisse de ruissèlement entre les simulations 4xCO2 -CTL et 4xCO2-GWFLD de

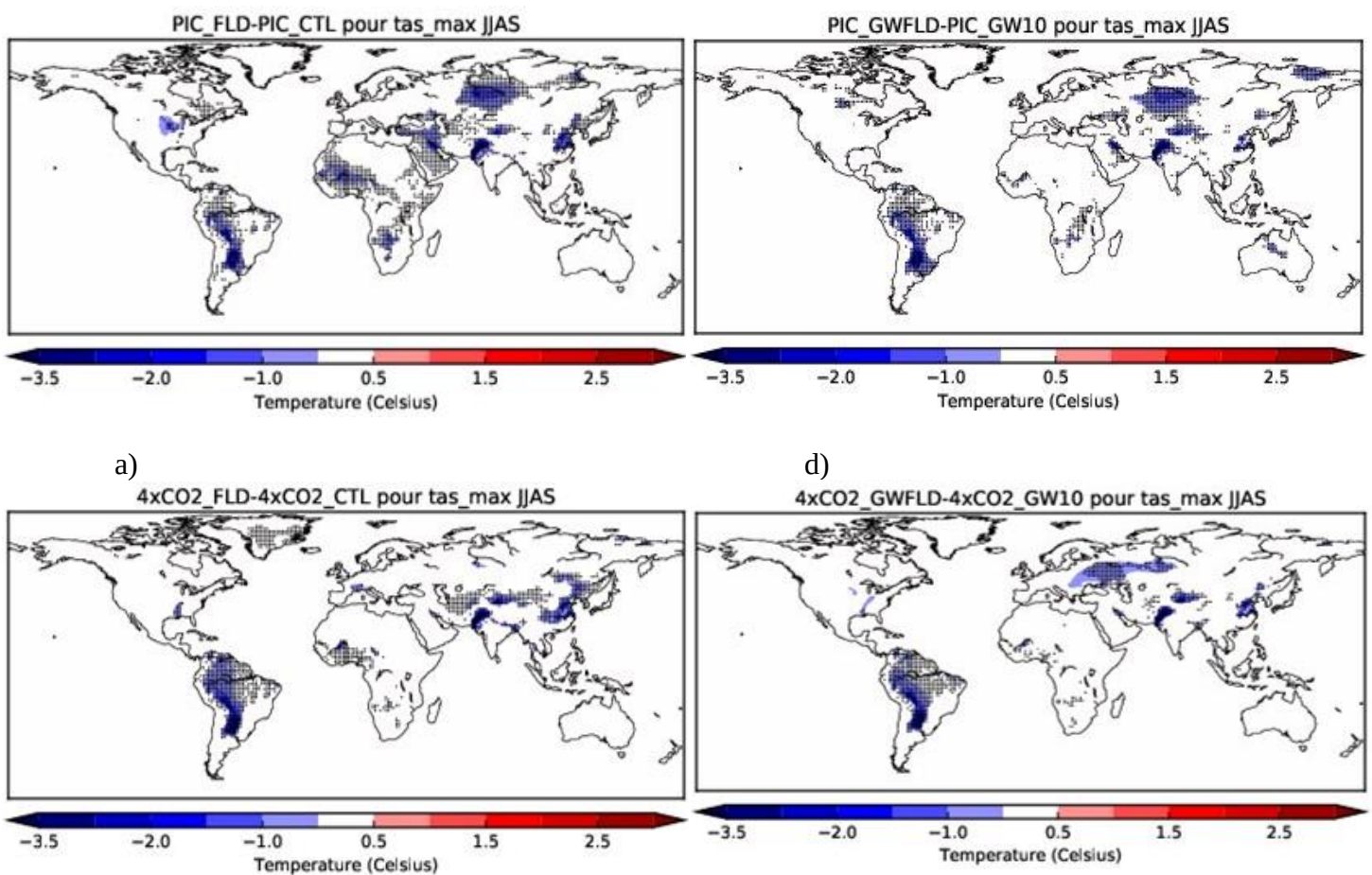
janvier à juin correspond à la montée du niveau de l'aquifère entre février et avril. A partir d'avril, l'évapotranspiration est numériquement plus importante que l'eau s'infiltrant et la hauteur de la nappe phréatique décroît.

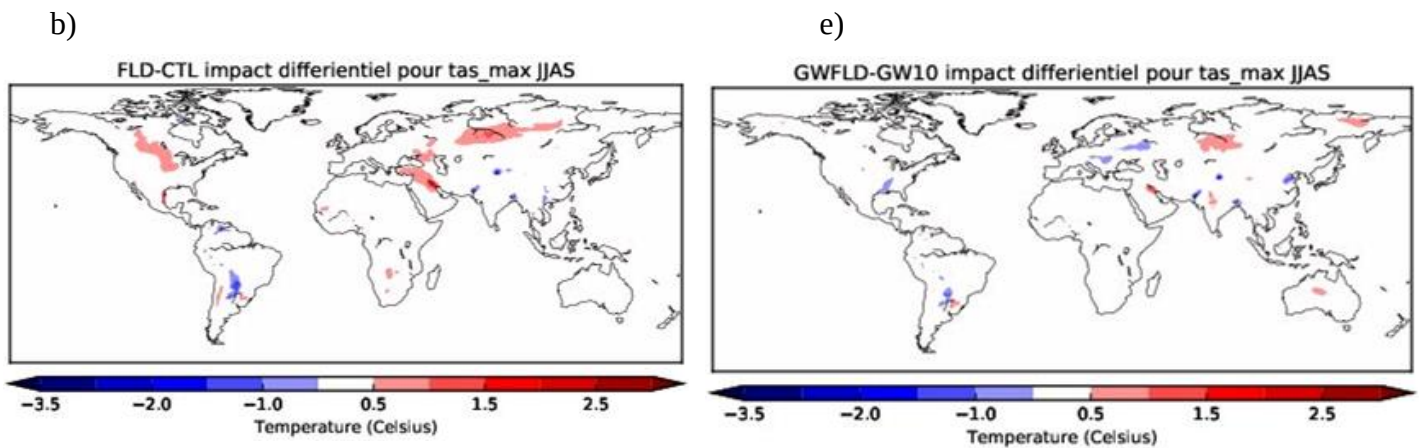
On conclut alors que dans notre boîte, le schéma d'aquifères seul joue un rôle important pour le refroidissement observé, notamment par un apport constant d'eau des aquifères qui remontent par capillarité dans les couches superficielles du sol. Toutefois le schéma seul n'explique pas l'étendue et l'amplitude du refroidissement observée. On regarde alors l'impact du rajout des plaines d'inondation afin de voir si, en ajoutant son effet, on explique le refroidissement des simulations PIC-GWFLD et 4xCO2-GWFLD.

4.2 Impact des plaines d'inondation.

L'impact des plaines d'inondation peut se voir de deux manières différentes. On peut réaliser une étude sur la différence entre les simulations FLD et de CTL, et une étude de la différence entre les simulations GWFLD et GW. La seconde différence a pour intérêt de prendre en compte l'effet des plaines d'inondation en présence des aquifères.

La paramétrisation des plaines d'inondation est essentielle puisque les zones humides sont des hauts lieux de biodiversité. On retrouve par exemple dans la région du Pantanal en Amérique du Sud la plus diversité de plantes aquatiques du monde, ainsi qu'un très grand nombre d'espèces endémiques, notamment chez les amphibiens.





c) f)
 Figure 12 : a) Impact des plaines inondées en préindustrielle pour les températures maximales en été sans présence des aquifères, b) Impact des plaines inondées en 4xCO2 pour les températures maximales en été sans présence des aquifères, c) Impact différentiel des plaines inondées pour les températures maximales en été sans présence des aquifères, d) Impact des plaines inondées en préindustrielle pour les températures maximales en été en présence des aquifères, e) Impact différentiel des plaines inondées en 4xCO2 pour les températures maximales en été en présence des aquifères, f) Impact différentiel des plaines inondées pour les températures maximales en été en présence des aquifères.

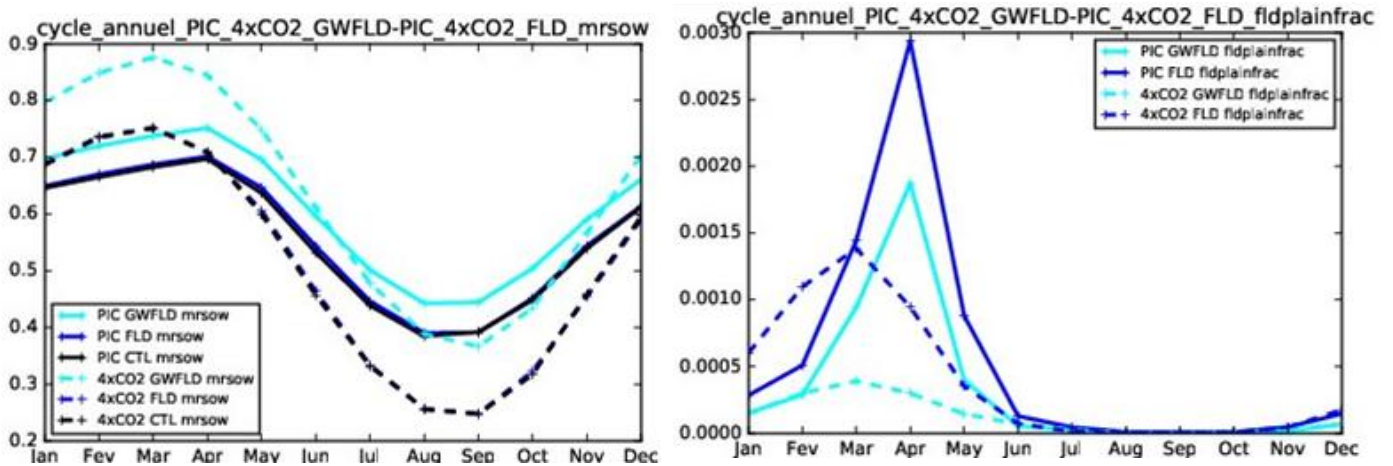
L'impact des plaines d'inondation est un phénomène très local. Dans la paramétrisation de ce schéma, les plaines sont des étendues autour des rivières simulées par le modèle de routage des fleuves TRIP. On retrouve donc une sensibilité statistique liée à un refroidissement autour de certains grands fleuves tropicaux et boréaux, comme le Rio Paraná, la Volga, l'Ob ou l'Indus dans les simulations PIC et les simulations 4xCO2.

Toutefois, l'impact différentiel, figure 12 c) f), qui traduit la réponse du climat lié à l'ajout de ce schéma en réchauffement climatique indique que l'on attend plutôt un réchauffement zonal lié à cette paramétrisation.

Cela s'explique puisque l'effet refroidissant visible dans certaines régions du monde dans les simulations en PIC n'est pas présent en 4xCO2. Cette constatation est particulièrement valable dans la région de l'Ob en Sibérie où l'on observe que la fraction de plaines inondées diminue nettement dans les simulations en 4xCO2 par rapport en PIC.

Toutefois, dans certaines zones, comme le Pantanal ou le Rann de Kutch, où la fraction de plaines d'inondation est grande et où ce seul schéma explique le refroidissement présent en PIC et en 4xCO2, on n'attend pas d'impact en changement climatique. En effet, les aquifères ayant peu d'influence, et comme il n'y a presque pas de variation de la fraction inondée, les processus sont inchangés avec l'augmentation du CO2 atmosphérique.

Lorsque que nous nous concentrons sur notre boîte d'étude, il n'y a pas de zone sensible à une variation de la température maximale à 2 mètres sur la période d'été étendu qui soit liée à l'ajout du seul schéma des plaines inondées. Dans le même sens, on observe que la présence d'aquifères permet aux plaines d'inondation d'avoir un impact dans les simulations en 4xCO2, montrant que l'impact conjoint des plaines d'inondation et des aquifères est non négligeable.



a)

b)

Figure 13 a) Cycle annuel de l'évolution de la teneur en eau du sol pour les simulations GWFLD, FLD et CTL en préindustrielle et 4xCO₂, b) Cycle annuel des infiltrations des plaines d'inondation en GWFLD et FLD en préindustrielle et 4xCO₂

Lorsque l'on regarde la configuration FLD seule, on voit que la teneur en eau du sol est inchangée par rapport à la configuration de CTL. Toutefois, il est à noter que nous pouvons voir, bien que faiblement, l'impact des plaines d'inondation au travers l'évaporation totale.

En effet, sur la figure 8 b), l'évaporation en été est légèrement plus élevée dans la configuration FLD par rapport à la configuration de contrôle. Comme on peut le voir sur la figure 13 d), l'évaporation totale de la configuration FLD est plus importante que pour la configuration CTL durant les mois d'avril et de mai, lorsque la fraction de plaines inondées est la plus importante (figure 13b)).

Lorsque l'on regarde la figure 14 on constate alors que cette augmentation de l'évapotranspiration totale entre les configurations FLD et CTL et entre les configurations GWFLD et GW correspond en parti à l'apport de l'évaporation directe des plaines inondées. Par ailleurs, l'écart d'évaporation totale entre la simulation entre PIC-FLD et PIC-CTL est plus grand que 4xCO₂-FLD -4xCO₂-CTL, puisque que la fraction de plaines inondées est plus faible dans notre boîte dans les simulations en 4xCO₂.

On peut mettre en lien la baisse de fraction inondée dans les simulations en 4xCO₂ avec le changement de climat observé sur la zone. En effet, comme le climat en préindustriel présente une fonte des neiges ruisselant jusqu'à la rivière, le débit du fleuve possède un pic de débit au printemps. Comme les plaines inondées sont simulées autour des rivières, on a une grande partie des plaines inondées correspondant à ce débordement.

A contrario, l'augmentation de CO₂ atmosphérique a tendance le débit de rivière, on a donc moins de plaines d'inondation. Le maximum de plaine inondée (figure 13b)) est atteint en mars pour les simulations en 4xCO₂ puisque la fonte des neiges est surtout présente en février et mars. Tandis que le maximum de fraction de plaines inondées est en avril pour les simulations en PIC puisque la fonte des neiges est maximale en mars et avril.

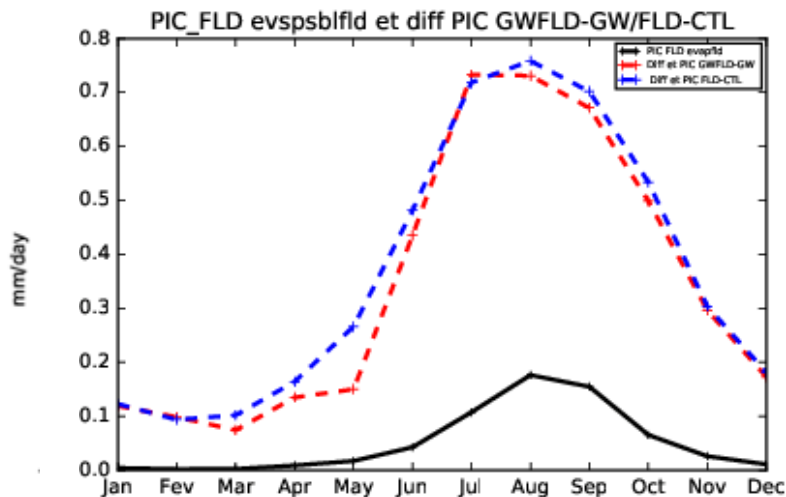


Figure 14 : Cycle annuel montrant la différence d'évaporation totale liée à l'ajout du schéma des plaines d'inondation par rapport à l'évaporation directe des plaines inondées dans les simulations PIC.

On conclut alors que dans notre boîte, les plaines d'inondation seules ne jouent pas un rôle direct dans le refroidissement observé. Le schéma ne modifie pas la teneur en eau du sol comme le schéma d'aquifères le fait. L'évaporation directe ne représente qu'une partie la différence d'évapotranspiration totale observée, et ne justifie pas l'étendue et l'amplitude du refroidissement observé dans les configurations GWFLD. Comme l'ajout de l'impact des plaines d'inondation seul à l'impact des aquifères seules ne justifie pas le refroidissement observé, on s'intéresse à l'impact conjoint des plaines d'inondation et des aquifères.

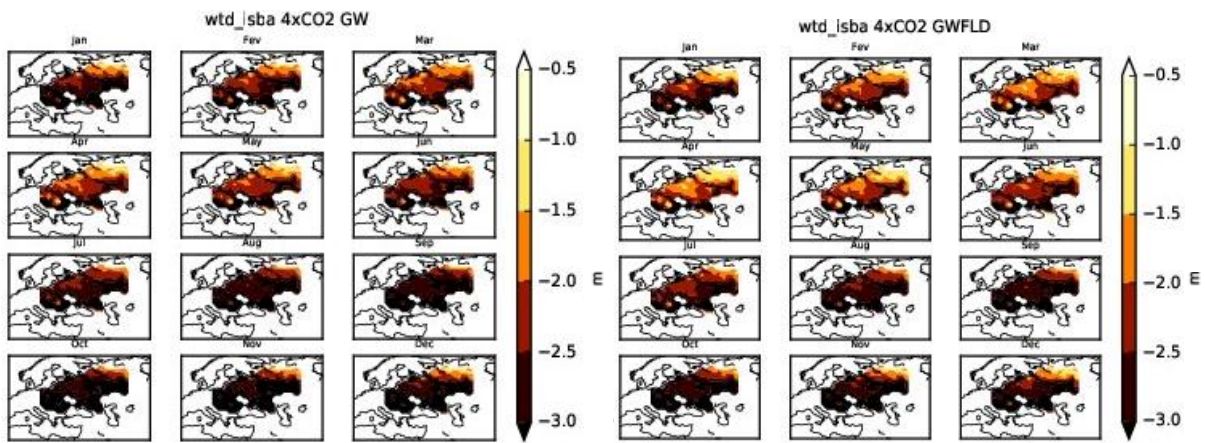
4.3 Impact conjoint des aquifères et des plaines d'inondation.

Afin de voir l'impact conjoint des plaines d'inondation, nous avons comparé la configuration GWFLD avec la simulation de CTL, mais aussi avec les simulations GW et FLD, qui nous ont permis d'isoler, comme nous l'avons vu avec les deux parties précédentes, l'impact des aquifères et de plaines d'inondation de l'impact lié à leur interaction. Le but étant de comprendre pourquoi, bien que les plaines d'inondation présentent un impact presque nul seul, on a une plus grande zone sensible lorsqu'on les rajoute à un schéma d'aquifère que la zone sensible du seul schéma d'aquifère.

En regardant l'impact des aquifères, nous avons vu l'importance des remontées par capillarité.

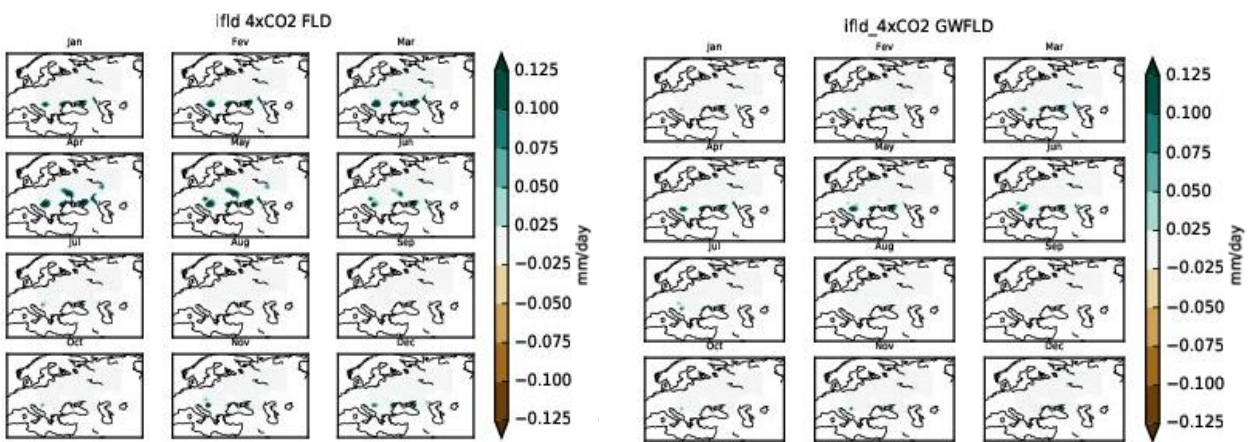
Si on s'intéresse à la hauteur de l'aquifère des configurations GW et GWFLD pour les simulations PIC et 4xCO2 (figure 10 b)) on voit que la présence des plaines d'inondation remonte le niveau des aquifères par rapport à la configuration GW. Ce comportement s'exprime en 4xCO2 plutôt qu'en PIC, puisque, comme montré à la partie précédente, les infiltrations des plaines d'inondation en PIC rencontrent un sol gelé, augmentant le ruissèlement à la rivière.

Cette augmentation du niveau de l'aquifère ne correspond pas à l'infiltration directe des plaines d'inondation (d'où le fait que le simple ajout des deux schémas ne soit pas suffisant) mais explique l'augmentation de teneur en eau du sol et donc de l'évapotranspiration associé à cette configuration.



a)

b)



c)

d)

Figure 15 : a) Hauteur de la nappe phréatique pour chaque mois de l'année pour la simulation 4xCO2-GW, b) Hauteur de la nappe phréatique pour chaque mois de l'année pour la simulation 4xCO2-GWFLD, c) Infiltration des plaines d'inondation pour chaque mois de l'année pour la simulation 4xCO2-FLD, d) Infiltration des plaines d'inondation pour chaque mois de l'année pour la simulation 4xCO2-GWFLD

Lorsque que l'on trace la répartition de la hauteur de la nappe phréatique sur notre boîte d'étude, on remarque que par rapport au cycle annuel de la figure 10 b), qui nous montre que l'ajout des plaines inondées augmente la hauteur de la nappe phréatique toute l'année, on a des variations temporelles et spatiales importantes de la hauteur de la nappe. Les précipitations hivernales aidant, on constate que la hauteur de la nappe semble augmenter de février à avril, et décroît ensuite (en accord avec la figure 11 c). Le Nord de notre boîte d'étude est le plus sensible à la montée du niveau de la nappe phréatique. L'impact conjoint s'exprime par l'augmentation du niveau de la nappe grâce à l'infiltration des plaines inondées.

On peut aussi soulever une hypothèse, qui nécessite, pour être validée de réaliser des jeux de simulations supplémentaires avec une simulation qui empêche aux nappes phréatiques d'humidifier le sol.

Dans cette hypothèse la fraction de plaines inondées explique une bonne partie de l'impact conjoint des plaines d'inondation et des aquifères. En effet on remarque que la fraction inondée de la simulation intermédiaire ne contenant que les plaines inondées est plus grande que la fraction de la simulation conjointe, alors que la teneur en eau du sol est plus importante.

Lorsque le schéma d'aquifères est activé, une partie des plaines d'inondation simulées (en configuration GWFLD) dans la configuration FLD s'infiltrer dans le sol et vient augmenter localement le niveau de l'aquifère présent, facilitant l'humidification du sol.

On peut voir sur la figure 15 c), présentant les plaines inondées sur notre boîte dans la configuration FLD, une zone humide au niveau de l'Ukraine qui n'est pas présente dans la simulation GWFLD figure 15 d) durant les mois d'avril à juin. Lorsque l'on compare à la hauteur de la nappe sur les figures 15 a) et 15b), on voit que la nappe est plus haute dans les simulations GWFLD par rapport aux simulations GW sur cette zone en Ukraine, montrant l'interaction entre les plaines d'inondation et les aquifères.

Cette hypothèse reste néanmoins à vérifier.

Les processus mis en place dans les refroidissements observés lorsque l'on ajoute les schémas d'aquifères et les zones humides sont multiples. Pour les aquifères, les régions avec des grands bassins dans des zones de « transition » sont sensibles à l'augmentation de la teneur en eau du sol grâce aux remontées de l'eau contenue dans le sous-sol, qui soutient une évapotranspiration plus forte durant l'été. Pour les plaines d'inondation, l'augmentation de l'évaporation totale est la conséquence de l'augmentation de l'évaporation directe des plaines d'inondation. De plus, dans les zones pouvant avoir une interaction des processus, l'impact conjoint et aquifères et des plaines inondées, qui en s'infiltrant remontent le niveau de l'aquifère joue un rôle essentiel.

5. Evolution en climat futur

5.1 Scénarios du GIEC

Dans le 5^{ème} rapport, le GIEC a quatre scénarios de référence, les RCP (pour Representative Concentration Pathways), représentant chacun des profils d'évolution possibles des concentrations de gaz à effet de serre. Ils ont aussi défini des scénarios de développements socio-économiques et diverses stratégies d'adaptation et d'atténuation associés, les SSP (pour Shared Socioeconomic Pathways)

Les scénarios RCP correspondent au forçage radiatif suivant les différentes concentrations de gaz à effet de serre

Les profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP : representative concentration pathway) sont des scénarios de référence de l'évolution du forçage radiatif sur la période 2006-2300.

Nom	Forçage radiatif	Concentration de GES (ppm)	Trajectoire
RCP 8.5	>8,5Wm ⁻² en 2100	>1370 eq-CO ₂ en 2100	croissante
RCP 6.0	~6Wm ⁻² au niveau de stabilisation après 2100	~850 eq-CO ₂ au niveau de stabilisation après 2100	Stabilisation sans dépassement
RCP 4.5	~4,5Wm ⁻² au niveau de stabilisation après 2100	~660 eq-CO ₂ au niveau de stabilisation après 2100	Stabilisation sans dépassement
RCP 2.6	Pic à ~3Wm ⁻² avant 2100 puis déclin	Pic ~490 eq-CO ₂ avant 2100 puis déclin	Pic puis déclin

Tableau 1 : Caractéristiques principales des RCP (Moss et al, Nature 2010)

Le forçage radiatif, exprimé en W/m², est le changement du bilan radiatif (rayonnement descendant moins rayonnement montant) au sommet de la troposphère (10 à 16 km d'altitude), dû à un changement d'un des facteurs d'évolution du climat comme la concentration des gaz à effet de serre. La valeur pour 2011 est de 2,84 W/m²

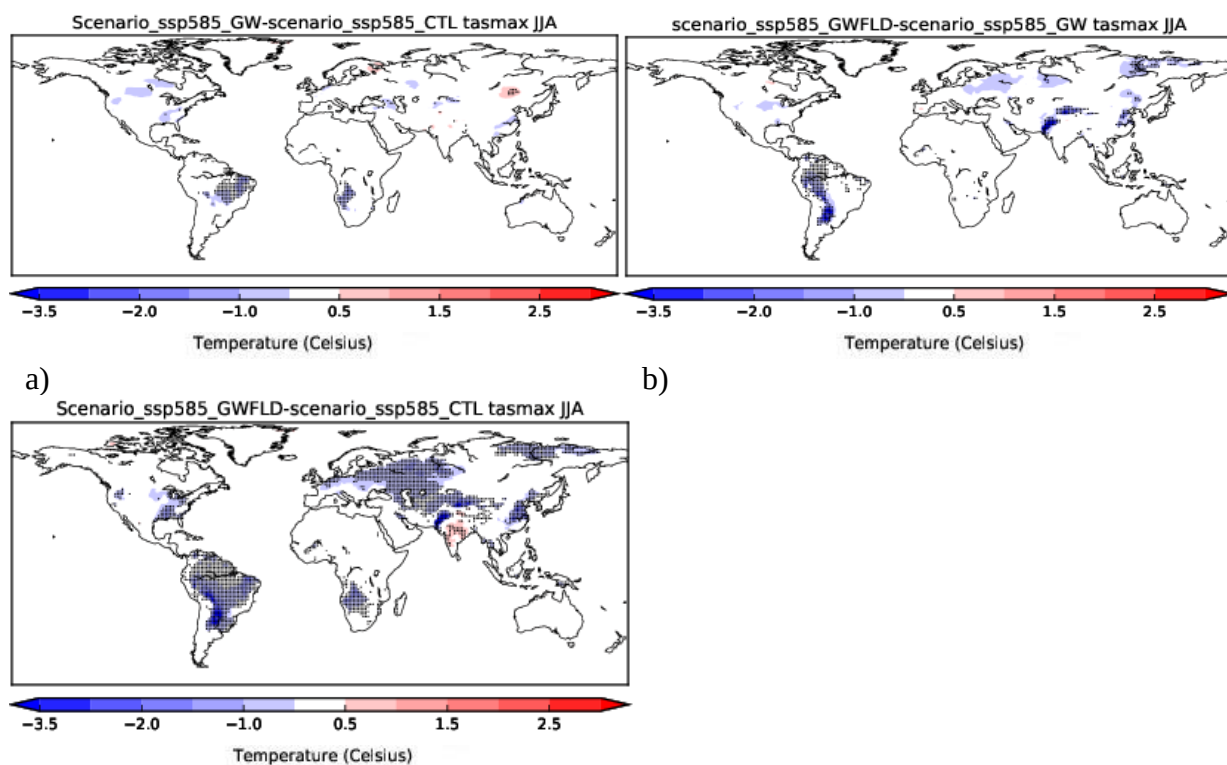
Les scénarios SSP sont regroupés en 5 catégories :

- Le SSP1 (faible défi d'adaptation, faible défi d'atténuation), décrit un monde marqué par une forte coopération internationale, donnant la priorité au développement ;
- Le SSP2 (défi d'adaptation moyen, défi d'atténuation moyen), décrit un monde caractérisé par la poursuite des tendances actuelles ;
- Le SSP3 (défi d'adaptation élevé, défi d'atténuation élevé) dépeint un monde fragmenté affecté par la compétition entre pays, une croissance économique lente, des politiques orientées vers la sécurité et la production industrielle et peu soucieuses de l'environnement ;
- Le SSP4 (défi d'adaptation élevé, faible défi d'atténuation) est celui d'un monde marqué par de grandes inégalités entre pays et en leur sein. Une minorité y serait responsable de l'essentiel des émissions de GES, ce qui rend les politiques d'atténuation plus faciles à mettre en place tandis que la plus grande partie de la population resterait pauvre et vulnérable au changement climatique ;
- Le SSP5 (faible défi d'adaptation, défi d'atténuation élevé) décrit un monde qui se concentre sur un développement traditionnel et rapide des pays en voie de développement, fondé sur une forte consommation d'énergie et des technologies émettrices de carbone ; la hausse du niveau de vie permettrait d'augmenter la capacité d'adaptation, notamment grâce au recul de l'extrême pauvreté.

Le choix de ce stage est donc d'étudier les RCP 8.5 et SSP 5, puisque que les émissions de gaz à effet de serre suivent pour l'instant la courbe la plus pessimiste, et que dans l'état, les politiques internationales semblent suivre le scénario socio-économique 5.

5.2 Impact des aquifères et des plaines d'inondation en climat futur

Afin d'étudier les scénarios en climat futur, j'ai réalisé 3 membres par jeux de simulations. A savoir que pour chacune des configurations (CTL, GW et GWFLD), 3 simulations ont tourné en modifiant la date d'initialisation afin de perturber le système. On a donc pour les 3 configurations une simulation commençant en 1979, une en 1980 et une en 1981, finissant chacune en 2100. Pour avoir l'impact en fin de simulation, j'ai gardé uniquement les 20 dernières années de chaque membre (soit de 2080 à 2100). On concatène ces années afin d'obtenir 60 ans par configuration, que l'on nomme respectivement *ssp585_CTL*, *ssp585_GW* et *ssp585_GWFLD* suivant la configuration.



c)

Figure 16 : a) Impact des aquifères dans le scénario ssp585 du GIEC pour les températures maximales en été sans présence des plaines inondées, b) Impact des plaines inondées en présence d'aquifères dans le scénario ssp585 du GIEC pour les températures maximales en été, c) Impact des aquifères et des plaines inondées dans le scénario ssp585 du GIEC pour les températures maximales en été.

Lorsque l'on suit le scénario ssp-585 du GEIC, on remarque que l'impact des aquifères seul est limité sur l'Europe, toutefois l'ajout des plaines d'inondation, comme lors de notre étude des processus, amène un large refroidissement des températures maximales à 2m. Ce refroidissement, moins intense que celui observé dans les simulations PIC et 4xCO₂, est néanmoins plus étendu spatialement. A l'est, la zone sensible s'étend jusque dans la région de l'Ob, et englobe le nord du Proche et Moyen Orient pour sa limite sud.

On remarque aussi que les simulations en climat futur montrent un faible refroidissement des températures maximales lié à la présence d'aquifères en Amérique du Sud, et plus particulièrement sur le Brésil. Néanmoins, cette zone, conformément à notre étude des processus grâce aux simulations PIC et 4xCO₂, présente une grande sensibilité à l'ajout du schéma des plaines d'inondation. Les processus mis en jeu dans cette région restent majoritairement liés à l'infiltration et l'évaporation directe des plaines inondées dans le Pantanal.

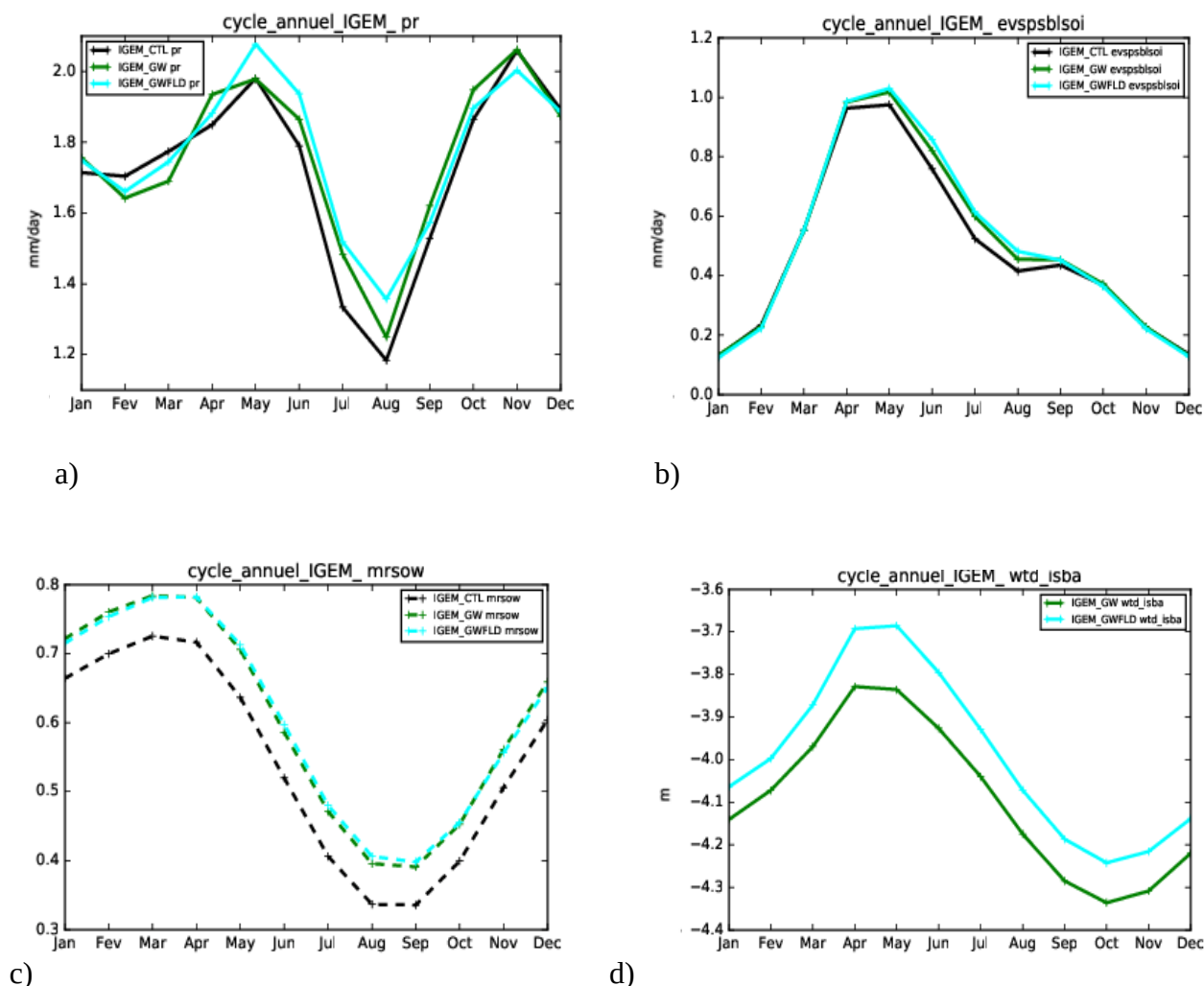


Figure 17 : a) Cycle annuel des précipitations pour les simulations ssp585_CTL, ssp585_GW et ssp585_GWFLD, b) Cycle annuel de l'évapotranspiration du sol pour les simulations ssp585_CTL, ssp585_GW et ssp585_GWFLD, c) Cycle annuel de la teneur en eau du sol pour les simulations ssp585_CTL, ssp585_GW et ssp585_GWFLD, b) Cycle annuel de la hauteur de la nappe phréatique pour les simulations ssp585_GW et ssp585_GWFLD.

Par une étude rapide des cycles annuels sur notre précédente boîte d'étude, on remarque que les précipitations, figure 17 a), sont plus élevées pour la simulation en climat futur dans la configuration GWFLD en été par rapport aux deux autres configurations. Dans le même sens, on observe plus d'évaporation du sol dans les configurations GWFLD et GW en climat futur par rapport à la configuration de CTL. Comme nous avons pu le voir durant les études des processus. Toutefois, on observe que les simulations GW et GWFLD ont sensiblement la même teneur en eau du sol, (d'où la même évaporation puisque l'humidité du sol contrôle l'évapotranspiration dans cette région, Seneviratne 2010). Cela constitue une différence par rapport aux simulations PIC et 4xCO₂, dans lesquelles la teneur en eau du sol est plus importante pour la configuration GWFLD par rapport à la configuration GW. Cela témoigne du faible impact de l'ajout des plaines inondées sur la zone en climat futur. Toutefois, l'interaction entre les aquifères et les plaines inondées reste essentielle. En effet, sur la figure 17 d), on remarque que l'ajout des plaines d'inondation rehausse le niveau de la nappe phréatique d'une dizaine de centimètres. On remarque que l'effet conjoint des plaines d'inondation et des aquifères est le même dans les simulations en climat futur que dans les simulations montrant une sensibilité à un accroissement de CO₂ atmosphérique, à savoir que les aquifères sont plus haut dans les simulations GWFLD. Lorsque l'on compare la figure 9 d) et la figure 17 d), on voit que la nappe phréatique dans les simulations futures se situe à une profondeur comprise entre la hauteur de nappe des simulations PIC et 4xCO₂, d'où la présence d'une zone de refroidissement sensible plus étendue que celle en PIC-GWFLD mais avec une amplitude moindre que la simulation 4xCO₂-GWFLD.

6. Discussion et Conclusion

L'ajout d'un schéma d'aquifères et de plaines inondées dans CNRM-CM6 conduit à un refroidissement des températures maximales dans des régions tropicales inondées une grande partie de l'année, ainsi que dans les régions dites « de transition » (c'est-à-dire ni trop sèches ni trop humides) et qui présentent des grands bassins d'aquifères. Les régions impactées et l'amplitude du signal ne sont toutefois pas tout à fait les mêmes en climat présent (simulations historiques), préindustrielle et 4xCO₂. Dans un climat plus chaud, le refroidissement simulé en Russie et en Europe de l'Est tend à se décaler vers l'Ouest. Ce décalage, correspondant à la présence de refroidissement dans les simulations en 4xCO₂ et pas dans les simulations en PIC, est la conséquence du changement de climat observée dans un monde « plus chaud ». La transition en Europe entre un climat froid, avec des faibles précipitations liquides en hiver, une quantité de neige importante qui ruissèle en majorité jusqu'aux rivières pendant la fonte des neiges laisse place à un climat plus humide, ayant des précipitations hivernales plus importantes, sans glace dans le sol, permettant à l'eau de s'infiltrer dans le sol. Toutefois, on n'observe pas de refroidissement sensible sur toutes les régions du monde où l'infiltration est rendue possible par la disparition de la glace du sol. Les conditions pour avoir un impact des aquifères et des plaines d'inondation liés à une infiltration est que la région doit posséder un grand bassin d'aquifère assez proche de la surface pour permettre les remontées par capillarité, et conserver la condition de « zones de transition »

Comme nous l'avons vu, la présence des aquifères est essentielle, ils sont des réservoirs et permettent une alimentation du sol en eau qui soutient une évapotranspiration plus forte durant l'été. La présence des plaines d'inondation a un effet plus direct, puisqu'il augmente l'évapotranspiration totale au travers de l'évaporation directe des zones humides. Dans des régions comme le Pantanal, le Rann de Kutch ou la région de l'Ob, l'évaporation directe des zones humides explique le refroidissement local observé. La paramétrisation des plaines inondées permet aussi d'affiner la représentation des grands fleuves, qui peuvent avoir un impact sur la circulation océanique. Enfin le grand apport de cette étude est lié à la possibilité de travailler sur l'impact conjoint des aquifères et des plaines d'inondation. On observe que la paramétrisation visant à rendre possible la diffusion des aquifères dans la rivière et la ré-infiltration des plaines d'inondation permet de décrire au mieux le cycle de l'eau continentale et augmente le réalisme des modèles, puisque que l'interaction entre les zones humides et les nappes phréatique dans CNRM-CM6 est cohérente avec la réalité.

De même l'influence des plaines d'inondation et des aquifères semblent avoir un impact important dans la simulation ssp 585 du GIEC. On observe une bonne corrélation entre les zones sensibles dans le climat futur et les zones des simulations visant à étudier la sensibilité à un accroissement de CO₂ atmosphérique.

Il est aussi intéressant de noter que les simulations de ssp 585 du GIEC prévoient une augmentation de la température moyenne pouvant atteindre plus de 5°C globalement. Le rajout des schémas en climat futur se limite à des refroidissements locaux de 1°C au maximum des températures maximales à 2m. Il en résulte que cette paramétrisation, bien que non négligeable dans certaines régions, amène un refroidissement minime par rapport au changement climatique.

7.Perspectives

Les perspectives liées à ce sujet sont nombreuses. Dans un premier temps, on pourrait réaliser un nouveau jeu de simulation qui afin de voir si l'hypothèse énoncée en partie 4.3 est réaliste.

La suite du travail sur la modélisation et la prise en compte de l'eau continentale nécessite de paramétrer la gestion humaine des ressources d'eau continentale. Avec plus de 42% de la nourriture mondiale produite grâce à l'irrigation, la gestion des aquifères apparait déjà comme essentielle à la sécurité alimentaire et à la stabilité économique mondiale des pays les plus défavorisés.

Les pressions humaines exerçant sur les aquifères et les zones humides modifient le cycle de l'eau de plusieurs manières. En effet, le simple fait d'irriguer peut engendrer la diminution du niveau d'eau dans l'aquifère, qui en conséquence humidifie moins les sols superficiels, diminuant l'évapotranspiration associée, et dans une certaine mesure les précipitations. Limitant le remplissage de l'aquifère. Il apparait donc nécessaire de quantifier l'impact de l'irrigation sur le climat dans un premier temps présent, puis en changement climatique ensuite.

De même, en plus d'ajouter l'irrigation, on pourrait rajouter les barrages, ce qui permettrait d'augmenter le réalisme sur la simulation des zones humides et des débits des grands fleuves, qui sont aujourd'hui modélisés sans infrastructures humaines.

Conclusion personnelle

Les six mois de stage que j'ai réalisé au CNRM m'ont permis de confirmer ma volonté de travailler tôt au tard sur le climat. J'ai constaté la grande diversité des recherches possibles et des progrès que nous pouvons encore réaliser dans l'étude de la climatologie. J'ai aussi eu la chance d'avoir des encadrants disponibles qui m'ont guidé tant sur le fond de mon travail que sur la forme. Ils m'ont aussi permis de voir la rigueur nécessaire pour travailler dans la recherche.

Ce stage vient clôturer mes 3 ans d'études d'ingénieur, et il m'a permis de mettre en pratique les études théoriques que j'ai eu durant mon cycle. Plus particulièrement, cette année de master SOAC m'aura permis d'acquérir une culture générale utile dans la compréhension des différents enjeux autour de la transition écologique et du réchauffement climatique.

Liste des acronymes

ARPEGE Action de Recherche Petite Échelle et Grande Échelle

CNRM Centre National de Recherches Météorologiques

CRU Climate Research Units

CTL ConTrôle

FLD FLood

GW Ground Water

GWFLD Ground Water FLooD

ISBA Interactions Sol Biosphere Atmosphère

LSM Land Surface Model

RRM River Routing Model

SST Sea Surface Temperature

SURFEX SURFace EXternalized

TRIP Total Runoff Integrating Pathways

Bibliographie

Boone, A., V. Masson, T. Meyers et J. Noilhan (2000). The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1544–1569. doi : 10.1175/1520-0450(2000)039 2.0.CO;2.

Calvet, J.-C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso et J.- P. Wigneron (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(2), 73–95. doi : 10.1016/S0168- 1923(98)00091-4.

Dai, Y. et al. (2003). The Common Land Model. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(8), 1013–1023. doi : 10.1175/BAMS-84-8-1013.

Deardorff, J. W. (1977). A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology*, 16(11), 1182–1185. doi : 10.1175/1520-0450(1977)0162.0.CO;2.

Decharme, B., Alkama, R., Papa, F., Faroux, S., Douville, H., & Prigent, C. (2012). Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. *Climate Dynamics*, 38(7–8), 1389–1412. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1054-9>

Decharme, B., R. Alkama, H. Douville, M. Becker et A. Cazenave (2010). Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part II : Uncertainties in River Routing Simulation Related to Flow Velocity and Groundwater Storage. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3), 601–617. doi : 10.1175/2010JHM1212.1.

Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J. P., Alias, A., ... & Voldoire, A. (2019). Recent Changes in the ISBA-CTRIP Land Surface System for Use in the CNRM-CM6 Climate Model and in Global Off-Line Hydrological Applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.

Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F., & Aires, F. (2008). A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(11). <https://doi.org/10.1029/2007JD009376>

Dickinson, R. E., A. Henderson-sellers, P.-J. Kennedy et M.-F. Wilson (1986). Biosphere/atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. NCAR Technical Report 275. Boulder, Colorado : National Center for Atmospheric Research.

Dirmeyer, P. A. (2000). Using a Global Soil Wetness Dataset to Improve Seasonal Climate Simulation. *Journal of Climate*, 13(16), 2900–2922. doi : 10.1175/1520-0442(2000)0132.0.CO;2.

Ducharne, A., C. Golaz, E. Leblois, K. Laval, J. Polcher, E. Ledoux et G. de Marsily (2003). Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *Journal of Hydrology*, 280(1–4), 207–228. doi : 10.1016/S0022-1694(03)00230-0

Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J. L., Masson, V., Martin, E., & Moigne, P. L. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe: A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2), 563-582.

Ferguson, I. M. et R. M. Maxwell (2010). Role of groundwater in watershed response and land surface feedbacks under climate change. English. *Water Resources Research*, 46(null), W00F02. doi : 10.1029/2009WR008616.

Habets, F, J Noilhan, C Golaz, J. Goutorbe, P Lacarrère, E Leblois, E Ledoux, E Martin, C Ottlé et D Vidal-Madjar (1999a). The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area : Part I : Model and database. *Journal of Hydrology*, 217(1–2), 75–96. doi : 10.1016/S0022-1694(99)00019-0.

Krakauer, N. Y., Puma, M. J., and Cook, B. I. (2013). Impacts of soil–aquifer heat and water fluxes on simulated global climate, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1963-1974, <https://doi.org/10.5194/hess-17-1963-2013>.

Krinner, G. (2003), Impact of lakes and wetlands on boreal climate, *J. Geophys. Res.*, 108, 4520, doi:10.1029/2002JD002597, D16.

Lawrence, D. et A. Slater (2008). Incorporating organic soil into a global climate model. *Climate Dynamics*, 30(2), 145–160. doi : 10.1007/s00382-007-0278-1.

Manabe, S. (1969). Climate and ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97(11), 739–774. doi : 10.1175/1520-0493(1969)0972.3.CO;2.

Molod, A., H. Salmun et D. W. Waugh (2004). The Impact on a GCM Climate of an Extended Mosaic Technique for the Land–Atmosphere Coupling. *Journal of Climate*, 17(20), 3877– 3891. doi : 10.1175/1520-0442(2004)0172.0.CO;2.

Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Van Vuuren, D. P., ... & Meehl, G. A. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747.

Noilhan, J. et S. Planton (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117(3), 536–549. doi : 10.1175/1520-0493(1989)1172.0.CO;2.

Oki, T. et Y. C. Sud (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network. *Earth Interactions*, 2(1), 1–37. doi : 10.1175/1087-3562(1998) 0022.3.CO;2.

O'Neill, B. C., Tebaldi, C., Vuuren, D. P. V., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., ... & Meehl, G.A. (2016). The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9), 3461-3482.

Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., et al. (2010). Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3–4), 125–161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>

Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud et A. Dalcher (1986). A Simple Biosphere Model (SIB) for Use within General Circulation Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6), 505– 531. doi : 10.1175/1520-0469(1986)0432.0.CO;2.

Shiklomanov, I. et J. Rodda (2003). *World water resources at the beginning of the twenty-first century*. Cambridge University Press Cambridge, UK.

Todini, E. (1996). The ARNO rainfall—runoff model. *Journal of Hydrology*, 175(1–4), 339–382. doi : 10.1016/S0022-1694(96)80016-3.

Vergnes, J. P., Decharme, B., Alkama, R., Martin, E., Habets, F., & Douville, H. (2012). A simple groundwater scheme for hydrological and climate applications: Description and offline evaluation over France. *Journal of Hydrometeorology*, 13(4), 1149-1171.

Vergnes, J. P., & Decharme, B. (2012). A simple groundwater scheme in the TRIP river routing model: global off-line evaluation against GRACE terrestrial water storage estimates and observed river discharges. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(10), 3889-3908.

Wilks, D. S. (2016). The Stippling Shows Statistically Significant Grid Points”: How research results are routinely overstated and overinterpreted, and what to do about it, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 97, 2263–2273.

ANNEXE : ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE

L'eau, présente sous trois états sur Terre (gazeux, liquide et solide), est un élément essentiel à tous les organismes vivants. Le graphe 1 montre la répartition de l'eau dans les grands réservoirs de la planète. Outre les océans stockant 96,5 % de l'eau de la planète, l'eau continentale représente la grande majorité des 2,5 % restants. L'eau contenue dans les aquifères représente 30 % de l'eau continentale, tandis que les lacs, les rivières et l'humidité des sols superficiels ne constituent que 0,35 % de ce même réservoir, soit 0,008 % de l'eau présente sur Terre. Du fait de leur relativement faible capacité de stockage, les différents réservoirs d'eau douce présentent en général une forte variabilité temporelle, ayant des conséquences sur les populations via les inondations ou les sécheresses. Outre les enjeux humains, ces réservoirs ont un enjeu majeur dans la compréhension et la modélisation du système climatique, puisqu'ils sont susceptibles d'influencer les échanges d'eau et d'énergie à la surface des continents.

Type of water	Area of distribution, km ² × 10 ³	Volume, km ³ × 10 ³	Water layer, m	Fraction of total volume of hydrosphere, %	Fraction of fresh water, %
World Ocean	361 300	1 338 000	3700	96.5	–
Ground water (gravity and capillary)	134 800	23 400 ^a	174	1.7	
Predominantly fresh ground water	134 800	10 530	78	0.76	30.1
Soil moisture	82 000	16.5	0.2	0.001	0.05
Glaciers and permanent snow cover:	16 227.5	24 064	1463	1.74	68.7
Antarctica	13 980	21 600	1546	1.56	61.7
Greenland	1 802.4	2 340	1298	0.17	6.68
Arctic Islands	226.1	83.5	369	0.006	0.24
Mountainous regions	224	40.6	181	0.003	0.12
Ground ice of permafrost zone	21 000	300	14	0.022	0.86
Water in lakes:	2 058.7	176.4	85.7	0.013	–
Fresh	1 236.4	91.0	73.6	0.007	0.26
Salt	822.3	85.4	103.8	0.006	–
Swamp water	2 682.6	11.5	4.28	0.0008	0.03
River stream water	148 800	2.12	0.014	0.0002	0.006
Biological water	510 000	1.12	0.002	0.0001	0.003
Water in the air	510 000	12.9	0.025	0.001	0.04
Total volume of the hydrosphere	510 000	1 386 000	2718	100	–
Fresh water	148 800	35 029.2	235	2.53	100

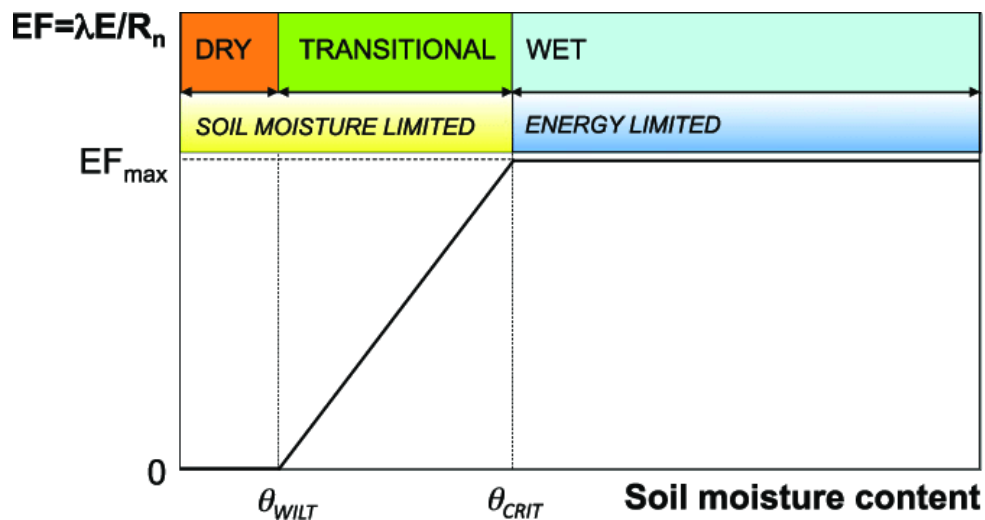
^a With no account of underground water of the Antarctic, approximately estimated at 2 million km³, including predominantly fresh water of about 1 million km³.

Grphe 1 : Répartition de l'eau sur Terre (d'après Shiklomanov et Rodda, 2003)

La modélisation du climat repose, entre autres, sur la connaissance et la représentation de toutes les interactions entre les différents réservoirs d'eau, appelées cycle de l'eau. De nombreuses études ont démontré l'importance du rôle de l'hydrologie continentale dans la dynamique du système climatique (Dirmeyer, 2000 ; Lawrence et Slater, 2008 ; Molod et al., 2004 ; Seneviratne, 2010).

Dirmeyer (2000) souligne que la prise en compte de l'humidité du sol améliore la représentation des pluies ainsi que des températures proches de la surface. Seneviratne et al. (2010) décrivent les interactions entre l'humidité du sol et le climat en changement climatique. Ils indiquent que l'humidité du sol joue un rôle prépondérant de par (1) son implication dans les bilans d'eau et

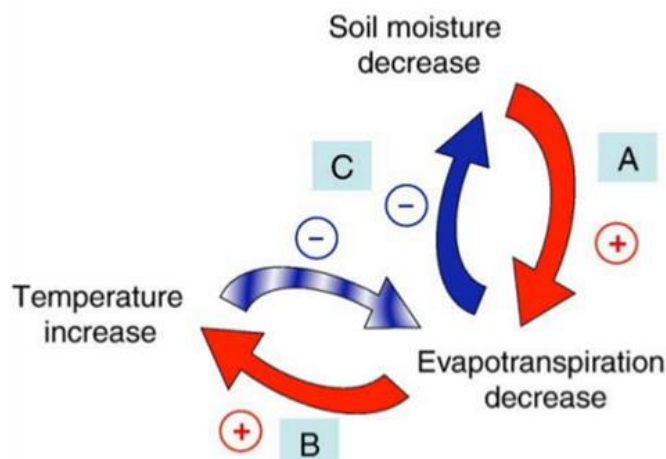
d'énergie via l'évapotranspiration, et (2) son influence dans plusieurs cycles biogéochimiques (par exemple les cycles du carbone et de l'azote) via le couplage entre la transpiration et la photosynthèse des plantes. De plus, cette étude explique que l'impact de l'humidité du sol est le plus fort dans les régions de transition entre les climats secs et humides, où l'humidité est le paramètre le plus influent sur l'évapotranspiration, et suit approximativement la relation décrite dans le graphe 2. À savoir qu'on attend une influence forte de l'hydrologie continentale dans des zones où l'humidité du sol se trouve entre le point de flétrissement et la capacité au champ, là où elle contrôle l'évapotranspiration. En effet, si la teneur en eau du sol est supérieure à la capacité au champ, rajouter de l'eau ne change pas la fraction de l'évaporation et si la teneur en eau est en dessous du point de flétrissement, il n'y a plus d'évapotranspiration.



Graphe 2 : Schéma conceptuel de la dépendance la fraction de l'évaporation de l'humidité du sol et des différents régimes d'humidité et d'évapotranspiration du sol (d'après Seneviratne et al., 2010).

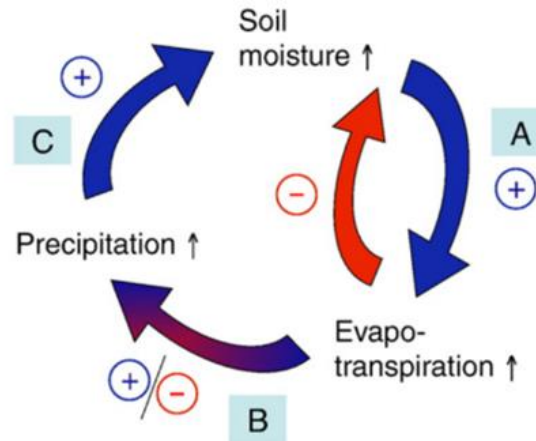
EF est la fraction de l'évaporation, λE est le flux de chaleur latente avec λ est la chaleur latente de vaporisation, R_n est le bilan radiatif, θ_{WILT} (wilting point) est le point de flétrissement et θ_{CRIT} (critical point) est la capacité au champ

De ce fait, des zones de haute sensibilité dans le couplage entre le climat de l'humidité du sol existent. On retrouve dans ces zones une influence de l'humidité du sol sur les variables climatiques de surface, notamment sur les températures et les précipitations, qui influencent en retour la teneur en eau du sol – c'est ce que l'on appelle une rétroaction. (Graphes 3a) et b)



Grphe 3 : a) Les flèches positives (rouge) indiquent les processus menant à une influence positive de l'humidité du sol (humidification de l'atmosphère pour une anomalie positive de l'humidité du sol, assèchement pour une anomalie négative de l'humidité du sol), les flèches négatives (bleues) indiquent les potentielles rétroactions négatives qui atténuent l'anomalie initiale d'humidité du sol.

Lorsque l'humidité du sol décroît, l'évapotranspiration aussi, et le flux de chaleur latente associé est plus faible. À énergie totale constante, le flux de chaleur sensible augmente et les températures de surface croissent. On observe l'inverse si l'humidité du sol croît.



Grphe 3 : b) Les flèches positives (bleues) indiquent les processus menant à une influence positive de l'humidité du sol (humidification pour une anomalie positive de l'humidité du sol, assèchement pour une anomalie négative de l'humidité du sol), la flèche négative (rouge) indique une rétroaction négative qui atténue l'anomalie initiale d'humidité du sol, et la flèche rouge-bleue indique l'existence de rétroactions positives et négatives entre l'évapotranspiration et des précipitations. (A), (B) et (C) se réfèrent aux différentes étapes de la boucle de rétroaction.

Lorsque l'on augmente la teneur en eau du sol, l'évapotranspiration augmente aussi, amenant une hausse des précipitations. Au sein de la même boucle de rétroaction, l'augmentation de l'évapotranspiration abaisse la teneur en eau du sol, qui abaisse l'évapotranspiration et diminue les précipitations.

Pour décrire au mieux l'influence de l'hydrologie continentale et donc modéliser au mieux le climat, les modèles actuels de climat sont couplés atmosphère, océan et continents. Les modèles de surface continentale (LSMs pour « Land Surface Model ») ont pour but de donner au modèle d'atmosphère des conditions limites réalistes permettant de calculer les flux d'énergie en surface (flux radiatifs, et flux turbulents de chaleur sensible et latente) Du premier modèle de type «seau d'eau » (ou « bucket »), développé par Manabe (1969), jusqu'aux modèles de deuxième et troisième génération incluant l'évolution de la végétation et le cycle du carbone, (Calvet et al.,1998 ; Dai et al.,2003 ; Deardorff, 1977 ; Dickinson et al.,1986 ; Noilhan et Planton, 1989 ; Sellers et al.,1986), la représentation des surfaces continentales dans les modèles de climat n'a eu de cesse de se complexifier. Ces LSMs sont le plus souvent couplés avec un modèle de routage des rivières (River Routing Model (RRM)) permettant d'assurer le transfert horizontal des eaux de surface dans le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Les RRM facilitent ainsi la validation du bilan d'eau des LSMs en donnant accès aux débits des cours d'eau pour lesquels les observations sont nombreuses, et apportent de nouvelles informations pour l'étude du cycle hydrologique à l'échelle régionale ou globale (Ducharne et al., 2003 ; Habets et al., 1999 a, b ; Oki et Sud, 1998 ; Todini, 1996).

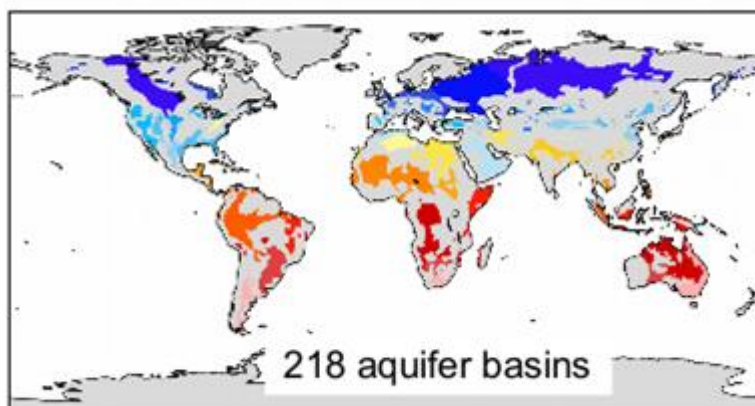
Traditionnellement, les LSMs représentent les flux de chaleur et d'eau provenant des couches du sol relativement peu profondes. Ils ne prennent pas en compte les vastes inondations saisonnières qui existent sur un bon nombre de fleuves tropicaux et boréaux, ni les eaux souterraines (aquifères) dans les couches plus profondes, représentant 30 % de l'eau continentale.

Or, des études régionales traitant des eaux souterraines ont dans un premier temps montré la nécessité de modéliser les aquifères. En effet, Maxwell et Kollet (2008) ont montré qu'en changement climatique, la profondeur des eaux souterraines influence la sensibilité de la région des Grandes Plaines américaines aux changements de température et de précipitation. Dans une autre étude régionale réalisée sur le bassin de la rivière Little Washita, dans le sud des Grandes Plaines d'Amérique du Nord, Ferguson et Maxwell (2010) suggèrent que la réponse du bassin hydrographique au changement climatique dépend des rétroactions des eaux souterraines avec le climat, mettant en évidence la nécessité de coupler les aquifères au modèle de climat. De même, une étude globale de Krakauer et al. (2013), étudiant les échanges de chaleur et d'eau provenant des surfaces continentales en tenant compte d'un aquifère idéalisé global, a montré un impact non négligeable du sol profond sur les moyennes annuelles des températures de surface, des précipitations et de l'humidité du sol.

Dans le même sens, l'étude de l'impact des plaines d'inondation a été dans un premier temps régionale. Krinner (2003) a par exemple montré que la présence de grandes zones d'eau libre à la surface des continents pouvait refroidir et humidifier l'atmosphère durant l'été boréal. De même, dans une étude du système hydrologique global ISBA-TRIP, Decharme et al. (2008) a montré que la paramétrisation des plaines d'inondation à l'échelle globale conduisait à une augmentation de l'évaporation annuelle de surface dans des bassins hydrologiques d'Amérique du Sud, ainsi qu'à une amélioration des débits mensuels sur l'Amazonie et le Paraná.

Au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), le modèle de surface continentale Interactions Sol Biosphère Atmosphère (ISBA) (Noilhan et Planton, 1989 ; Boone et al. 2000 ; Decharme et al. 2011, 2013, 2016) est utilisé pour modéliser les échanges d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Le modèle de routage des rivières Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) (Oki et Sud, 1998) est ensuite chargé de transférer le ruissellement total simulé par ISBA à l'exutoire des bassins versants, fournissant ainsi des débits réalistes au modèle d'océan, et fermant le cycle hydrologique global. Nous utilisons ici la version CNRM de TRIP appelé CTRIP, qui est une version améliorée de la première, passant de 1° de résolution 0,5 ° avec une vitesse d'écoulement de l'eau en rivière résolue de manière dynamique (Decharme et al. 2010). La combinaison de ces deux modèles forme le système hydrologique continental ISBA-CTRIP.

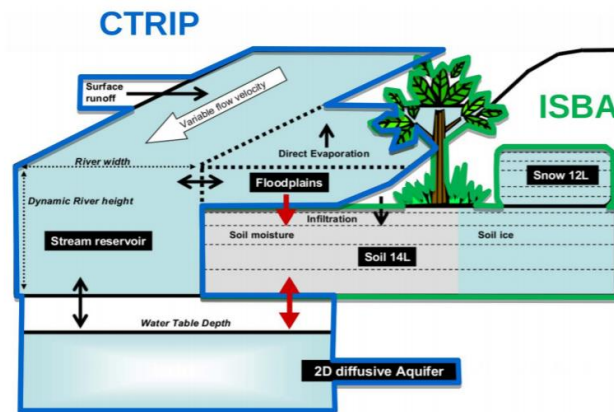
Le système ISBA-CTRIP permet une étude unique de l'impact des aquifères et des plaines d'inondation à l'échelle globale. En effet, Vergnes et al. (2012) ont développé une paramétrisation des écoulements d'eau souterrains à partir des informations topographiques, lithologiques et géologiques disponibles à l'échelle globale.



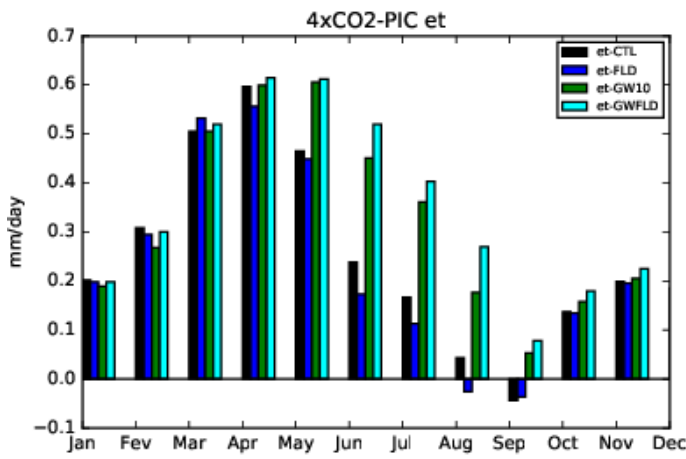
Grappe 4 : Cartographie des aquifères représentés CTRIP

Dans le système hydrologique ISBA-CTRIP, les aquifères communiquent avec la rivière par diffusion et échange de l'eau avec le sol d'isba par remontée par capillarité comme montré sur le graphe 5.

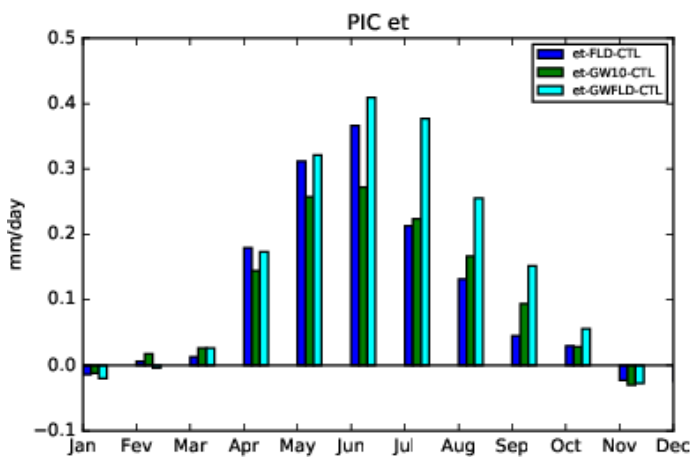
La paramétrisation de plaines inondées a été réalisée par Decharme et al., 2008 & 2012, notamment avec la réalisation d'un schéma dynamique des plaines inondées permettant l'évaporation des eaux de crue et leur ré-infiltration des sols. La simulation des plaines d'inondation globalement est exclusive au modèle de climat CNRM-CM6.



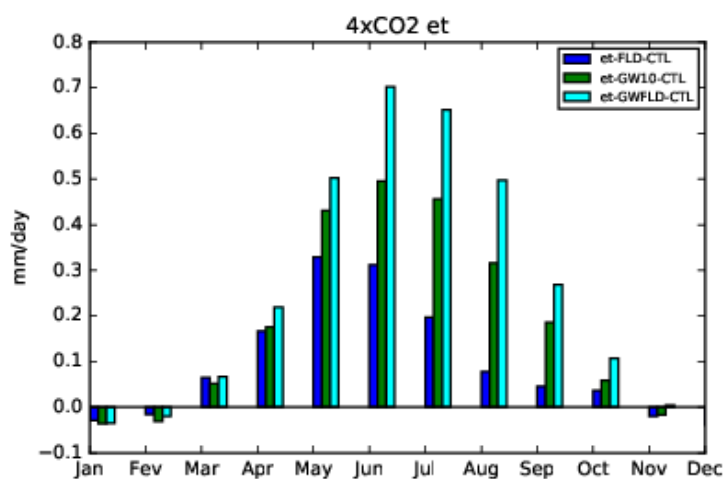
Graphe 5 : Schéma explicatif des interactions entre la rivière, les aquifères de CTRIP et le sol d'ISBA



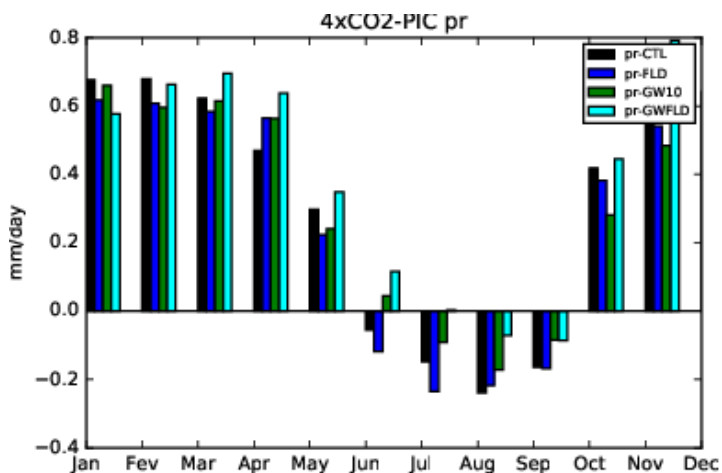
Histogramme de la différence d'évaporation entre les simulations 4xCO2 et PIC pour les différentes configurations CTL, GW, FLD et GWFLD



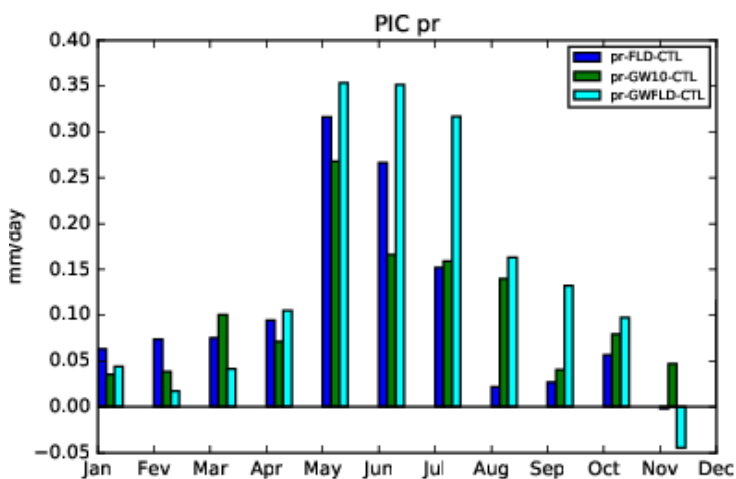
Histogramme de la différence d'évaporation entre les configurations GW, FLD et GWFLD et la configuration de CTL en pré industrielle



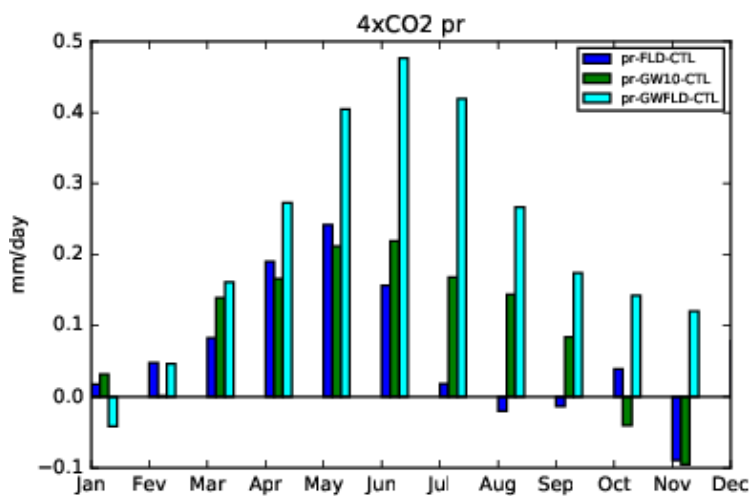
Histogramme de la différence d'évaporation entre les configurations GW, FLD et GWFLD et la configuration de CTL en 4xCO2



Histogramme de la différence de précipitation entre les simulations 4xCO2 et PIC pour les différentes configurations CTL, GW, FLD et GWFLD



Histogramme de la différence de précipitation entre les configurations GW, FLD et GWFLD et la configuration de CTL en pré industrielle



Histogramme de la différence de précipitation entre les configurations GW, FLD et GWFLD et la configuration de CTL en 4xCO2