Effets de l'humectation des sols par les nappes sur la trajectoire du changement climatique dans le bassin de la Seine et en Europe

Agnès Ducharne[1*], Pedro Arboleda-Obando[1], Frédérique Cheruy[2]

[1] UMR 7619 METIS / Sorbonne Université, CNRS, EPHE, IPSL
[2] Laboratoire de Météorologie Dynamique / Sorbonne Université, CNRS, Ecole Normale Supérieure, Ecole Polytechnique, IPSL

[*] agnes.ducharne@upmc.fr

Résumé

Pour analyser l'effet des eaux souterraines sur l'évolution du climat de l'Europe de l'Ouest et du bassin de la Seine de 1979 à 2100, nous comparons deux simulations par le modèle climatique de l'IPSL, qui se distinguent par l'activation ou non d'un module permettant de tenir compte de l'humectation des sols par les nappes dans les thalwegs. Sur la période historique, ce processus permet bien d'augmenter l'humidité des sols et l'évapotranspiration, ce qui tend à augmenter les précipitations et à réduire la température atmosphérique, mais ces changements sont faibles. Nous montrons aussi que l'humectation des sols par les nappes permet d'atténuer certaines manifestations majeures du changement climatique en Europe de l'Ouest et dans le bassin de la Seine, en particulier la baisse d'évapotranspiration et de production végétale, et la hausse des maxima journaliers de température, en été. La modulation des températures journalières moyennes, des précipitations et des écoulements est en revanche plus faible et plus difficile à détecter.

Points clefs

- ✓ *Nouveau module décrivant l'humectation des sols par les nappes dans le modèle de surface ORCHIDEE et dans le modèle climatique de l'IPSL*
- ✓ *L'humectation des sols par les nappes permet de limiter ou d'atténuer certaines manifestations majeures du changement climatique dans le bassin de la Seine*
- ✓ *La modulation des températures journalières moyennes, des précipitations et des écoulements est plus faible et plus difficile à détecter*

Abstract

To analyze the effect of groundwater on climate evolution in Western Europe and the Seine basin from 1979 to 2100, we compare two simulations by the IPSL climate model, which differ by the activation, or not, of a module designed to account for soil moistening by groundwater convergence in lowlands. Over the historical period, this process does effectively increase soil moisture and evapotranspiration, which tends to increase precipitation and reduce atmospheric temperature, but these changes are small. We also show that soil moistening by groundwater convergence in lowlands makes it possible to attenuate important manifestations of climate change in Western Europe and the Seine basin, in particular the decrease of evapotranspiration and plant production and the rise of daily temperature maxima, in summer. The modulation of average daily temperatures, precipitation and runoff, however, is weaker and more difficult to detect.

Key points

- ✓ New module designed to account for soil moistening by groundwater convergence in lowlands in the ORCHIDEE land surface model and in the climate model of IPSL
- ✓ Soil moistening by groundwater attenuates major manifestations of climate change in Western Europe and the Seine basin
- ✓ The modulation of average daily temperatures, precipitation and runoff is weaker and more difficult to detect.

Introduction

De nombreuses études ont montré l'impact des conditions de surface sur le climat et ses extrêmes, via des processus complexes impliquant des rétroactions entre surface et atmosphère. Ces effets se manifestent à différentes échelles spatio-temporelles. Par exemple la reforestation et l'irrigation tendent à rafraichir l'atmosphère localement et augmenter les précipitations sous le vent (Peng *et al.*, 2014 ; Al-Yaari *et al.*, 2019) ; les canicules estivales en Europe sont favorisées par les sécheresses printanières (Quesada *et al.*, 2012) ; les couplages surface-atmosphère impliquant l'humidité des sols sont une source d'incertitude importante dans les projections climatiques du XXI^{ème} siècle (Boé & Terray, 2008) et contribuent à expliquer la tendance planétaire à des continents plus arides au XXI^{ème} siècle qu'à l'actuel (Berg *et al.*, 2016).

Les eaux souterraines peuvent également influencer le climat local et régional, en particulier quand elles sont suffisamment proches de la surface pour que les remontées capillaires augmentent l'humidité du sol, donc l'évaporation, ce qui rafraichit l'atmosphère et favorise les précipitations (Kollet & Maxwell, 2008 ; Campoy *et al.*, 2013 ; Wang *et al.*, 2018). Ces effets sont faibles et difficiles à mettre en évidence à partir d'observations, et la modélisation s'est surtout focalisée sur la sensibilité du climat récent aux remontées capillaires.

Toutefois, une question importante est de savoir si et comment le réchauffement et l'aridification continentale projetés au XXI^{ème} siècle peuvent être modifiés par l'influence des eaux souterraines. On peut notamment imaginer que leur présence puisse atténuer les manifestations d'aridification/réchauffement dans un premier temps, avec une bascule plus ou moins brutale si les nappes baissent si bien que les remontées capillaires n'atteignent plus la zone racinaire.

L'objectif de cette étude est donc d'explorer l'effet des eaux souterraines, très prégnantes dans le bassin de la Seine, sur le climat passé et surtout futur. Ce travail est mené à l'aide du modèle de surface continentale ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005), récemment pourvu d'un module permettant de tenir compte de l'humidification des sols par les eaux souterraines dans les thalwegs, comme présenté en section 1. La section 2 résume l'impact de ce module sur l'hydrologie du bassin de la Seine dans des simulations historiques où le climat est forcé et ne répond pas aux conditions de surface. Enfin, la section 3 aborde cette influence des eaux souterraines sur le climat simulé jusqu'en 2100, dans des simulations où le modèle ORCHIDEE est couplé avec le modèle de climat de l'IPSL (Boucher *et al.*, 2020 ; Cheruy *et al.*, 2020). La conclusion résume les principaux résultats et discute les limites et les perspectives de ce travail.

1. Représentation des interactions nappes-sols dans le modèle ORCHIDEE

1.1. Le modèle ORCHIDEE

Le modèle ORCHIDEE a été développé à l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) pour décrire le fonctionnement des surfaces continentales, notamment les flux d'eau, d'énergie et de carbone depuis les sols et la biosphère, dans le modèle de climat de l'IPSL, mais il peut également être utilisé seul, forcé par des données atmosphériques. Dans tous les cas, le domaine simulé est subdivisé en mailles, qui ont souvent une résolution grossière, notamment dans les applications globales (de 50 à 200 km de côté dans ce cas).

L'occupation des sols de chaque maille est décrite par des pourcentages de classes de végétation ou *plant functional type*s (PFTs), représentatives d'un groupe d'espèces végétales aux propriétés similaires. ORCHIDEE distingue actuellement 15 PFT, dont une réservée au sol nu, deux aux cultures (C3/blé, C4/maïs), quatre aux prairies, le reste pour les forêts (décidues/sempervirente, feuillus/épineux, boréal/tempéré/tropical). Pour chaque PFT et dans chaque maille, le modèle calcule la photosynthèse, la respiration des écosystèmes, et l'évolution de la biomasse végétale et du carbone du sol, en fonction des conditions climatiques et de l'humidité des sols.

Celle-ci est calculée pour un sol de 2 m de profondeur, subdivisé en 11 couches d'épaisseur croissante avec la profondeur, pour résoudre efficacement l'équation de Richards décrivant les flux d'eau verticaux en milieu non saturé. Une hypothèse importante est celle d'un drainage libre à 2 m, ce qui revient à supposer une nappe suffisamment profonde pour que ses remontées capillaires soient négligeables à 2 m de profondeur. Dans ce cadre, les facteurs qui font varier l'humidité du sol sont les précipitations (flux entrant), et plusieurs flux sortants qui dépendent eux-mêmes de l'humidité. Le premier est l'évapotranspiration résultant du bilan d'énergie de surface, et impose un pas de calcul fin (30 minutes) pour tenir compte des variations de rayonnement incident ; elle se compose de la transpiration de la végétation (couplée à la photosynthèse), de l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage, de celle du sol nu, et de la sublimation en présence de neige.

Le second flux sortant rassemble les écoulements, à savoir le drainage déjà évoqué et le ruissellement, qui est produit quand l'intensité des pluies est supérieure à la capacité d'infiltration, définie par la conductivité hydraulique en surface. Ces écoulements sont ensuite transformés en débit par un module de routage qui repose sur un enchaînement de réservoirs linéaires pour décrire le retard entre les flux locaux et le débit le long des cours d'eau : à l'échelle de chaque maille, le ruissellement et le drainage sont transférés au cours d'eau principal de la maille par deux réservoirs représentant respectivement les versants et le compartiment souterrain (Fig. 1a) ; le réseau hydrographique à plus grande échelle est décrit par des transferts entre mailles via des réservoirs dédiés, au sein desquels le débit croit de l'amont vers l'aval.

La version d'ORCHIDEE qui sert de référence dans cette étude est celle qui a été utilisée pour réaliser les dernières projections climatiques de l'IPSL dans le contexte du CMIP6 (*Coupled model intercomparison project Phase 6* ; Eyring *et al.* 2016). Elle est décrite en détails dans Boucher *et al.* (2020) et Cheruy *et al.*, (2020), mais le calcul du permafrost a été désactivé. Les propriétés du sol (hydrauliques et thermiques) sont dérivées en chaque maille à partir de la texture dominante (Tafasca *et al.*, 2020 ; Wang *et al.*, 2016). L'occupation des sols est dérivée de la base de données CCI-LC de l'Agence Spatiale Européenne (Lurton *et al.*, 2019).

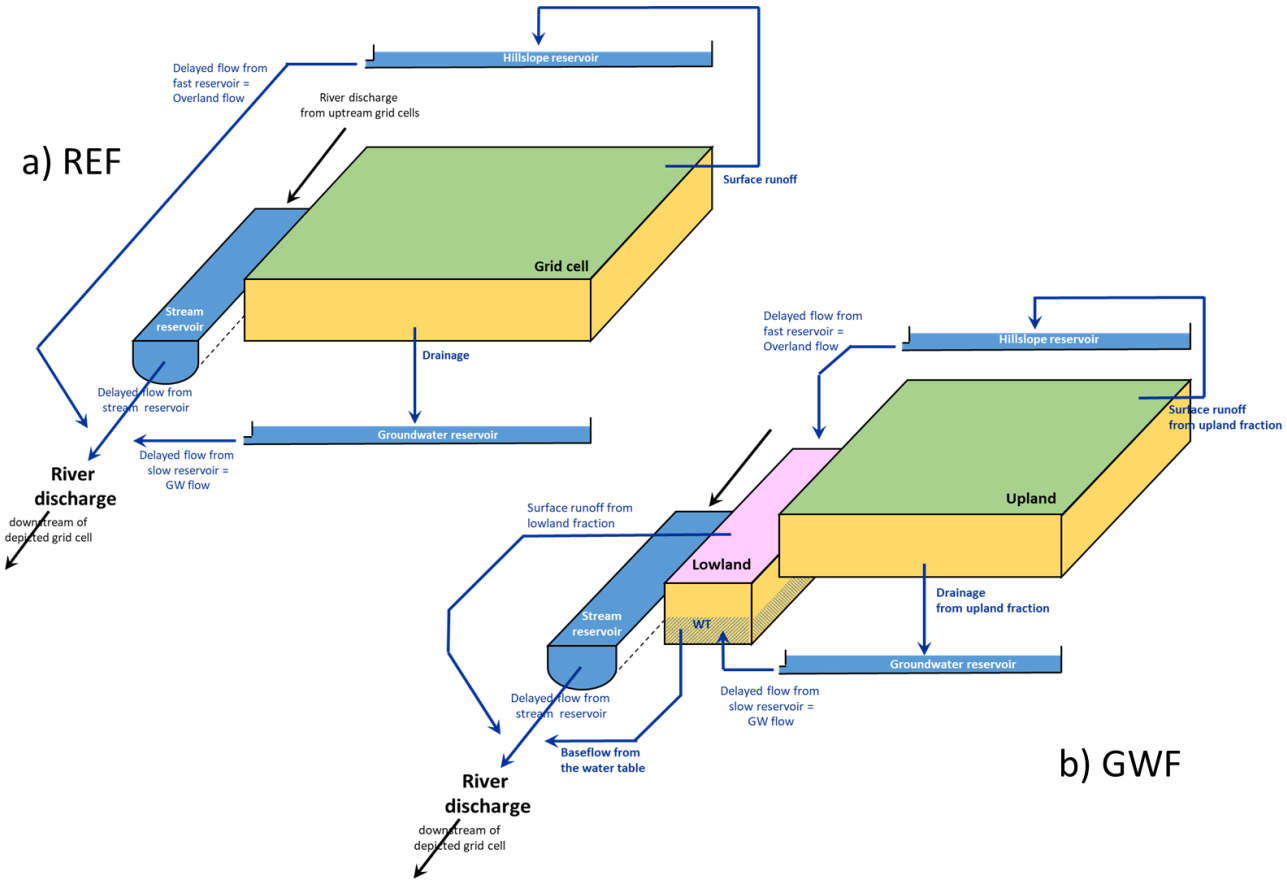

Figure 1. Schématisation des flux et stocks d'eau impliqués dans la génération des débits dans les deux versions d'ORCHIDEE comparées dans cette étude : (a) version standard (REF) décrite en section 1.1 ; (b) version GWF décrite en section 1.2.

1.2. Nouvelle version GWF

Pour décrire parcimonieusement l'influence des eaux souterraines sur l'humidité des sols, nous faisons l'hypothèse que l'effet principal des redistributions horizontales dans les nappes et les versants consiste à humidifier les zones les plus basses des paysages, le long des cours d'eau qui drainent ces nappes. Dans ce cadre, la stratégie de modélisation repose sur le couplage des modules décrivant l'hydrologie des sols et le routage des débits, et consiste à introduire, dans chaque maille ORCHIDEE, une fraction de maille potentiellement humide le long des cours d'eau (*lowland*, en rose sur la Figure 1b), qui est alimentée non seulement par infiltration depuis la surface du sol, mais aussi par les écoulements de la fraction haute (*upland*), après leur retard par les réservoirs représentant les versants et les eaux souterraines.

Cette nouvelle version d'ORCHIDEE a été nommée GWF pour *GroundWater-fed Fraction*, car la convergence des eaux de l'amont de la maille (fraction *upland* où la nappe est trop profonde pour interagir avec le sol) doit permettre une humidité élevée (à condition bien sûr que le drainage depuis le sol, et donc la recharge, soient suffisants), d'où une évapotranspiration accrue. Cette humidité est également renforcée par un fond imperméable qui permet de développer une nappe locale, dont la profondeur, comme l'humidité du sol, varie avec le climat. Cette nappe alimente enfin le nécessaire flux d'eau vers les cours d'eau, c'est-à-dire le débit de base. La formulation sélectionnée correspond à une équation de Boussinesq linéarisée (Brutsaert, 2005), si bien que le débit de base dépend du gradient de charge hydraulique entre la nappe et la rivière, de la conductivité hydraulique, de la densité des cours d'eau (Schneider *et al.*, 2017), et de la taille des fractions *lowland*. Celle-ci est déduite d'une cartographie globale à haute résolution (1 km) des zones potentiellement humides construite spécifiquement pour cet usage, en combinant des informations sur la profondeur des nappes (Fan *et al.*, 2013) et sur l'étendue des zones inondées estimée par télédétection spatiale (Tootchi *et al.*, 2019). L'occupation des sols (distribution des PFT) est pour l'instant supposée identique dans les fractions *lowland* et *upland*.

2. Evaluation en mode forcé dans le bassin de la Seine

2.1. Description des simulations

Les premiers tests sur le bassin de la Seine ont été menés en mode forcé pour simplifier l'analyse, avec des forçages classiques à l'échelle globale, ayant une résolution de 0,5°, ce qui conduit à 36 mailles dans le bassin de la Seine. De nombreuses simulations ont été réalisées dans ce cadre et sont analysées dans la thèse de Tootchi (2019). Nous nous focalisons ici sur deux paires de simulations REF et GWF couvrant la période 1960-2014, après une étape de mise à l'équilibre. Ces deux paires se distinguent par leur forçage météorologique, CRU-NCEP développé à l'IPSL (Wei *et al.*, 2014) vs. WFDEI (Weedon *et al.*, 2014). Ces deux forçages sont basés sur des réanalyses météorologiques (NCEP dans le premier cas, ERA-Interim dans le second), qui sont ensuite désagrégées et corrigées des biais mensuels de précipitation et température à partir de données du Climate Research Unit (CRU, New *et al.*, 2002).

La Figure 2 montre que la distribution des zones potentiellement humides de Tootchi *et al.* (2019), qui sert à définir la fraction *lowland* de chaque maille de 0,5° dans les simulations GWF, est très cohérente avec celle obtenue de manière indépendante par l'INRA de Rennes à l'échelle de la France (Berthier *et al.*, 2014). On peut noter que la fraction totale de zones potentiellement humides est de 23% dans le bassin de la Seine selon ces deux cartes, soit très proche de l'estimation globale de Tootchi *et al.* (2019), soit 21% de la surface continentale.

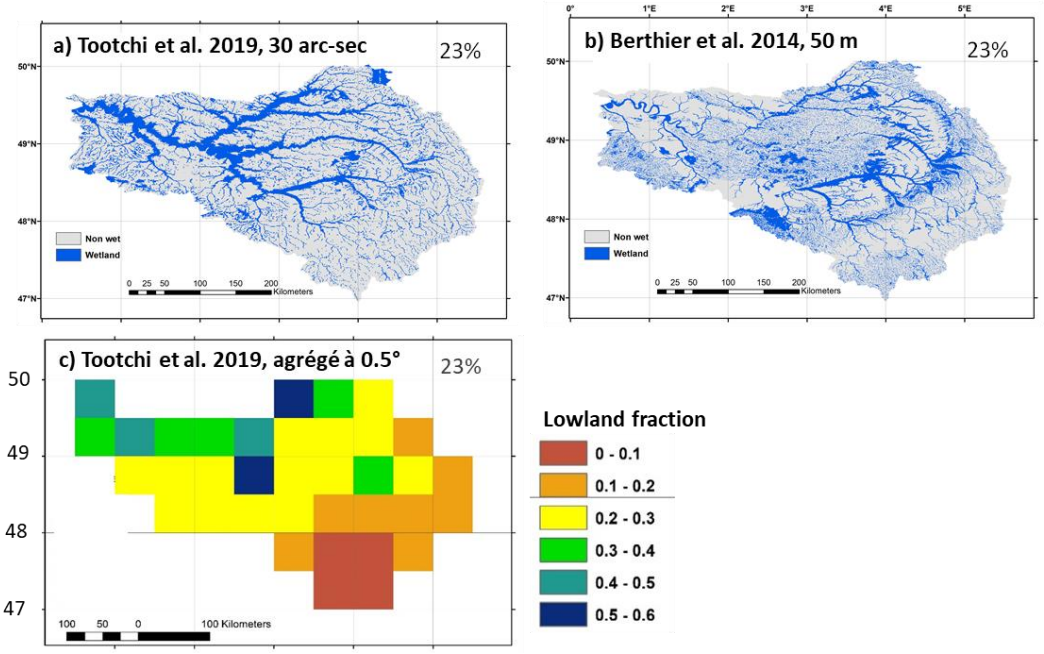

Figure 2. Comparaison des zones potentiellement humides dans le bassin de la Seine selon deux sources récentes, avec la valeur de la fraction totale dans le bassin indiquée en haut à droite des cartes : (a) Carte globale des Composite Wetlands de Tootchi et al. *(2019) utilisée en entrée d'ORCHIDEE-GWF ; (b) Carte française des Milieux Potentiellement Humides Modélisés (Berthier* et al.*, 2014) ; (c) Carte de Tootchi* et al. *(2019) telle qu'utilisée dans les simulations à 0,5°.*

2.2. Résultats

Comme détaillé dans Tootchi (2019), qui présente aussi une analyse à la sensibilité aux différents paramètres de GWF, la sensibilité des flux simulés par cette nouvelle version est assez faible dans le bassin de la Seine (Tab. 1). Comme attendu, l'évapotranspiration augmente avec GWF (+3 à 4 %), ce qui est associé à une augmentation significative de l'humidité du sol, et à l'existence effective d'une nappe dans le sol de la fraction humide, y compris en été. La baisse des débits (-5 à -13%) est elle aussi logique pour compenser l'augmentation d'évapotranspiration, sachant que les précipitations sont identiques dans REF et GWF.

Un point très notable, cependant, est la forte différence des précipitation annuelles moyennes entre les deux forçages, qui encadrent la valeur équivalente depuis la base SAFRAN (Vidal *et al.*, 2010), prise ici comme référence. L'erreur des précipitations moyennes CRU et WFDEI est de -7% et +7% par rapport à SAFRAN, et ce biais se répercute largement sur celui des débits simulés, sans que le choix de REF ou GWF

fasse une grande différence : GWF améliore légèrement le débit simulé sous forçage WFDEI, mais dégrade légèrement le débit simulé sous forçage CRU-NECP, et les biais restent importants dans tous les cas. Pour l'évapotranspiration, les biais sont plus faibles, du même ordre de grandeur que les différences entre REF et GWF, mais il n'est pas non plus possible de conclure si GWF donne de meilleurs résultats que REF, puisque la réponse dépend du forçage.

Tableau 1. Différence entre les principaux termes du bilan d'eau du bassin de la Seine simulés par les versions REF et GWF du modèle ORCHIDEE, en moyenne annuelle sur 1981-2005. Les observations sont issues de Jung et al. *(2011) pour l'évapotranspiration et de la Banque Hydro pour le débit à Poses, et la base SAFRAN pour les précipitations (Vidal* et al.*, 2010). Les dernières colonnes donnent la variation entre REF et GWP, en % de REF.*

		REF		GWF		Delta (%)	
	Obs	CRU	WFDEI	CRU	WFDEI	CRU	WFDEI
Précipitation (mm/an)	795	741	855	741	841	0	0
Biais relatif (%)		*-7*	*+7*	*-7*	*+7*		
Evapotranspiration (mm/an)	537	551	515	573	529	+4%	+3%
Biais relatif (%)		*+3*	*-4*	*+7*	*-1*		
Ecoulement total (mm/an)	267	192	340	167	322	-13%	-5%
Débit (m^3/s)	551	395	699	344	664	-13%	-5%
Biais relatif (%)		*-28*	*+27*	*-38*	*+21*		

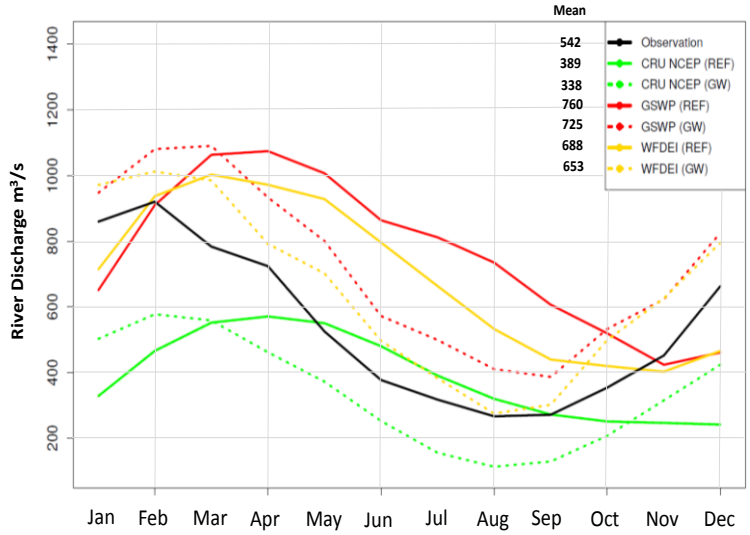

Figure 3. Cycles saisonniers moyens des débits simulés à Poses par le modèle ORCHIDEE dans différentes configurations : simulations REF en trait plein et GWF en tiretés, avec 3 forçages météorologiques différents. Les forçages CRU-NCEP et WFDEI ont déjà été déjà présentés, et le forçage GSWP3 (van den Hurk et al.*, 2016) est le forçage standard des simulations forcées de CMIP6, avec des précipitations encore plus fortes que WFDEI dans le bassin de la Seine. Les moyennes sont faites sur 1963-2014, et les observations de débit (en noir) viennent de la Banque Hydro. Issu de Tootchi (2019).*

Si l'on s'intéresse maintenant à la saisonnalité des flux simulés, un point important mérite d'être souligné en ce qui concerne les débits : la nouvelle version GWF tend non seulement à réduire les débits, mais elle permet aussi d'avancer le pic de crue hivernal, ce qui est logique d'un point de vue hydrologique en introduisant une fraction humide qui réagit plus vite aux épisodes pluvieux, conformément à la théorie des aires contributives variables (Beven & Kirkby, 1979 ; Ambroise, 2004). Cet effet améliore la saisonnalité des débits simulés. La saisonnalité de l'évapotranspiration, en revanche, n'est pas notablement modifiée par GWF, même si son augmentation se produit surtout en fin d'été, *i.e.* quand l'humidité commence à devenir limitante.

3. Impact sur le climat simulé jusqu'en 2100

3.1. Description des simulations

Nous nous intéressons toujours à une paire de simulations REF et GWF, mais les deux versions correspondantes du modèle ORCHIDEE sont cette fois couplées au modèle de climat de l'IPSL, dans la version qui est utilisée pour les simulations CMIP6 à basse résolution (modèle IPSL-CM6-LR, Boucher *et al.*, 2020). Le domaine est global, avec une résolution horizontale de 2,5° en longitude et 1,25° en latitude, à laquelle la carte des fractions *lowland* requise par ORCHIDEE-GWF est agrégée (Figure 4). L'atmosphère est discrétisée verticalement selon 79 niveaux. Pour diminuer les temps de calculs, la composante océanique du modèle climatique a été désactivée, si bien que les températures de surface de la mer (TSM) doivent être forcées.

Pour appréhender l'effet de l'humectation des sols par les nappes sur la trajectoire du changement climatique, l'analyse repose sur des simulations de 122 ans (1979-2100), précédées d'une phase de mise à l'équilibre des variables d'état qui n'est pas exploitée pour les analyses. L'occupation des sols est supposée constante tout au long de la période simulée, et prescrite à partir de la carte de l'année 2000 dans la base de données spatio-temporelle préparée à l'IPSL pour CMIP6 (Lurton *et al.*, 2109). En ce qui concerne les concentrations en gaz à effet de serre, nous avons suivi le protocole CMIP6 : sur la période 1979-2014, les concentrations observées sont disponibles et imposées au modèle atmosphérique ; sur la période 2015-2100, nous avons utilisé le scénario de forçage radiatif SSP5-8.5, qui est le plus pessimiste des différents scénarios proposé pour CMIP6, et qui ressemble beaucoup au scénario RCP8.5 utilisé dans CMIP5 (O'Neill *et al.*, 2016).

Les TSMs (et les fractions de glace de mer dans les mailles océaniques) sont issues d'une simulation de long terme sous forçage radiatif historique puis SSP5-8.5 par le modèle climatique complet (surface-atmosphère-océan) du CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques). Les TSMs et fractions de glace de mer ainsi simulées sont ensuite débiaisées par rapports aux observations historiques fournies par CMIP6 sur la période 1979-2014. Cette stratégie limite le potentiel pour la validation du modèle par rapport à celle qui utiliserait les TSMs observées pour forcer le modèle atmosphérique en 1979-2014. Elle permet cependant d'obtenir des simulations climatiques continues sur 1979, sans hiatus en 2014, ce qui est un avantage pour la comparaison futur vs. historique, surtout si l'on s'intéresse à la variabilité de moyen terme (saisonnier à pluriannuel).

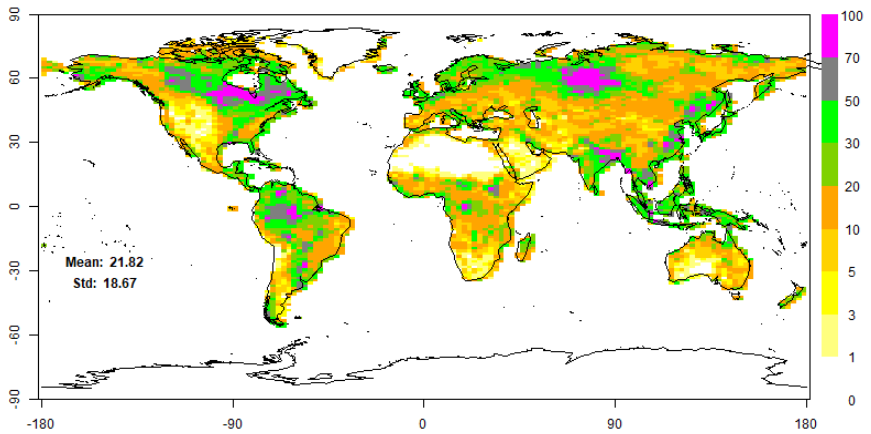

Figure 4. Carte des fractions des zones lowland *(en % de la surface continentale de chaque maille) dans la simulation IPSL-CM6 utilisant ORCHIDEE-GWF. Cette carte résulte de l'agrégation de la carte de Tootchi* et al. *(2019) à la résolution 2.5° x 1.25°.*

3.2. Principales réponses atmosphérique à l'échelle globale

Nous analysons d'abord ces simulations à l'échelle globale sur la période historique (1979-2014). Cette analyse confirme une augmentation de l'humidité des sols et de l'évapotranspiration, plus marquée en été boréal (Fig. 5a, +5% en moyenne sur les continents), car il s'agit de la saison de stress hydrique d'une grande part des continents de l'hémisphère Nord, plus étendus que les continents de l'Hemisphère Sud. Si la présence de *lowland* est nécessaire pour que GWF induise un effet, il est notable que les régions où cette fraction est très étendue (zones boréales et tropicales humides) ne sont pas les plus sensibles, car l'évapotranspiration y est limitée par le rayonnement plus que par l'humidité.

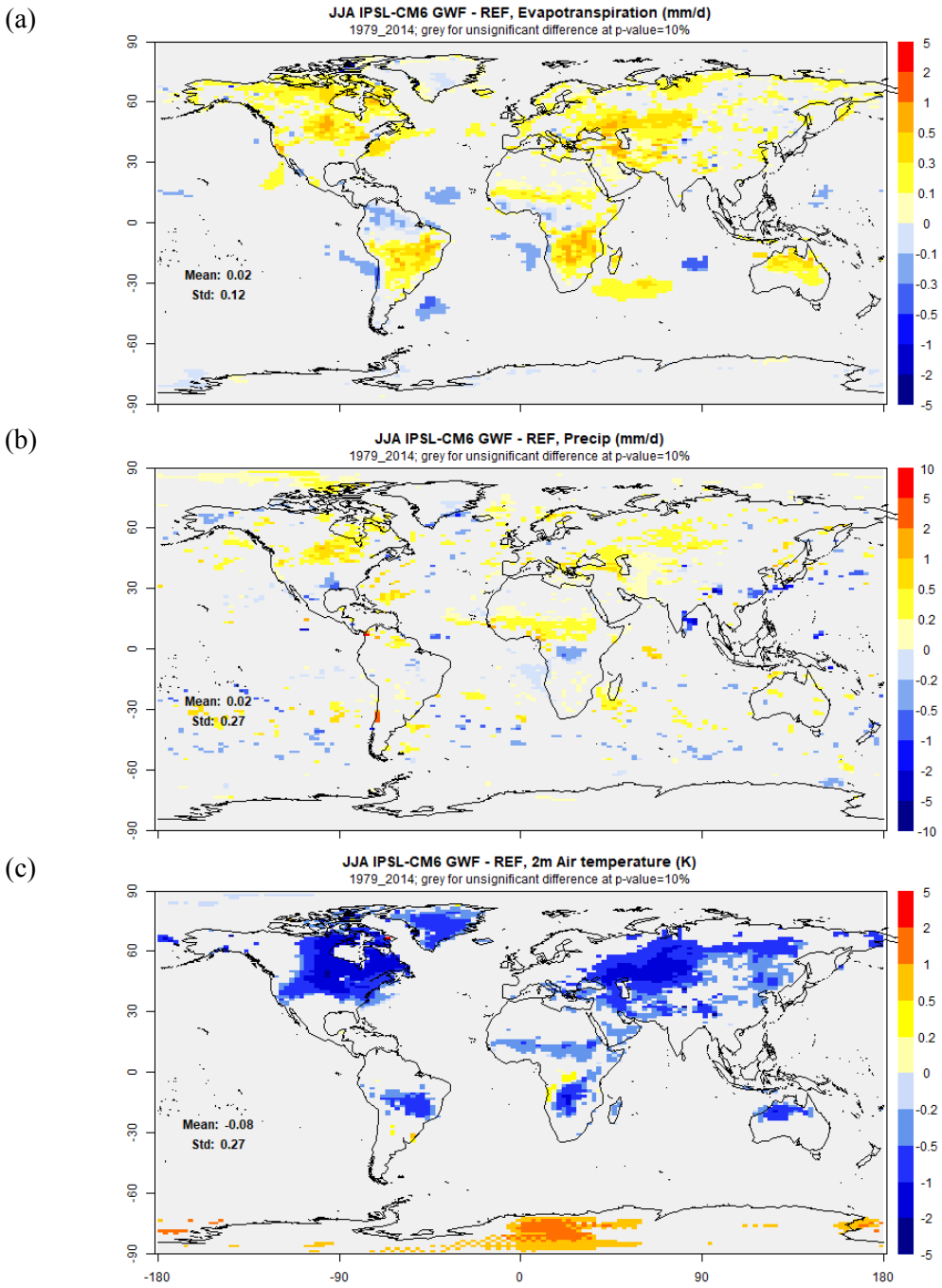

Figure 5. Différences entre les deux simulations climatiques REF et GWF, en été boréal (Juin-Juillet-Aout) et en moyenne sur 1979-2014 : changements d'évapotranspiration (a), de précipitations (b), et de température de l'air à 2 m (c). Les zones en gris correspondent aux mailles où la différence de moyenne entre les deux simulations n'est pas significative, selon un test de Student au risque 10%.

De fait, les fortes augmentations de l'évapotranspiration se trouvent principalement dans les zones semi-arides, où elles s'accompagnent d'une augmentation des précipitations (Fig. 5b), qui tend alors à contrecarrer la baisse des débits constatée entre REF et GWF en mode forcé. Un autre effet de GWF sur l'atmosphère est la baisse de la température de l'air à 2 m (Fig. 5c, -0,25°C en moyenne sur les continents), qui s'explique par deux processus : l'effet refroidissant de l'évapotranspiration (Seneviratne *et al.*, 2010), mais aussi l'augmentation de la capacité calorifique des sols plus humides dans GWF, qui modifie sensiblement le bilan d'énergie, donc la température des surfaces continentales, ce qui se propage à l'atmosphère sus-jacente (Cheruy *et al.*, 2019).

3.3. Quels impacts sur la trajectoire du changement climatique ?

3.3.1. Changements moyens

Le changement climatique simulé jusqu'en 2010 sous scénario de forçage radiatif SSP5-8.5 est résumé en Figure 6, mais la large dispersion des projections climatiques futures doit être soulignée. Ainsi, l'augmentation moyenne globale de la température de l'air à 2 m entre 1979 et 2100 est approximativement comprise entre + 3,7°C et + 7°C sous scénario SSP5-8.5 (Forster *et al.*, 2020), et encadrent donc logiquement l'augmentation de + 6 ° C dans les deux simulations IPSL-CM6 étudiées ici. En lien avec ce fort réchauffement, et en ligne avec de nombreuses autres projections futures (IPCC, 2014), nos simulations montrent une augmentation des précipitations (environ + 8% en moyenne sur l'ensemble du globe) mais aussi une augmentation du nombre de jours secs (avec des précipitations < 1 mm/j) par mois. La combinaison de ces deux tendances est cohérente avec l'intensification du cycle de l'eau, qui traduit le fait que l'augmentation moyenne des précipitations est concentrée dans les zones et moments humides, au détriment des zones et moments secs, comme le résume le paradigme "*dry gets drier, wet gets wetter*" (Chou *et al.*, 2013 ; Greve *et al.*, 2014).

La Figure 6 montre également que l'impact de l'humectation des sols par les nappes constatée au cours de la période historique (section 3.2) persiste tout au long du XXI^{eme} siècle. La température de l'air à 2 m reste constamment plus basse avec GWF qu'avec REF, de même que la moyenne de la température maximale quotidienne (avec un effet plus important en raison d'une inertie thermique accrue dans GWF). Les précipitations, en revanche, sont plus élevées avec GWF, ce qui diminue logiquement le nombre de jours secs.

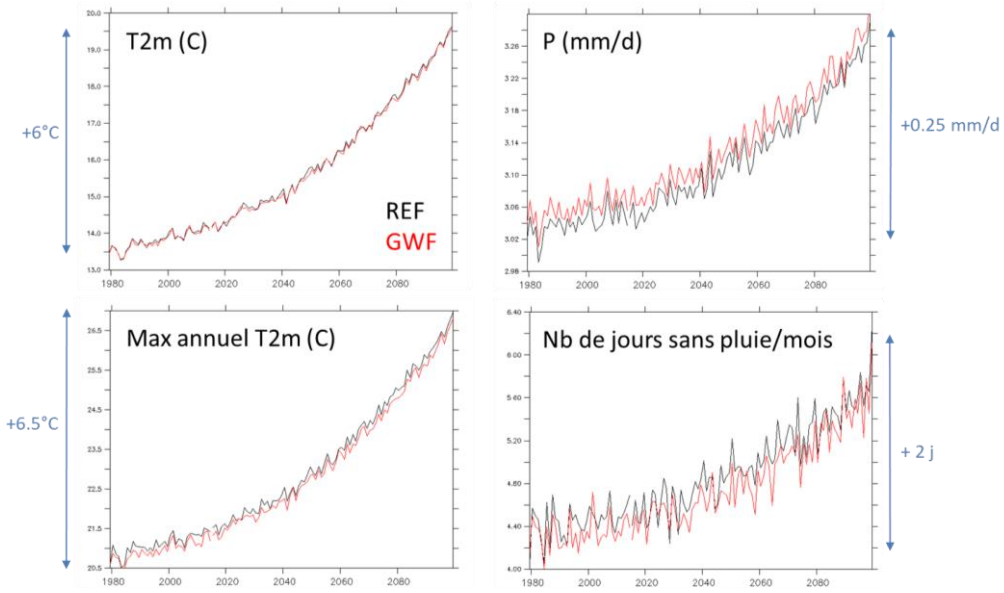

Figure 6. Evolution de 1979 à 2100 des moyennes annuelles de température atmosphérique à 2m et de son maximum journalier, des précipitations et du, nombre de jours secs, selon les deux simulations IPSL-CM6 REF et GWF (moyennes globales, comparables aux principaux graphiques des rapports du GIEC).

Afin de mieux isoler l'effet de l'humectation des sols par les nappes sur la tendance de la température de l'air à 2 m, nous nous sommes focalisés sur la tendance de la différence de température entre les deux simulations, et nous avons exclu les océans du calcul des moyennes globales sur les continents (Fig. 7) car la température atmosphérique n'y change quasiment pas entre REF et GWF (puisque les TSMs sont forcées, Fig. 5c). Cette analyse montre que, sur les continents, la température atmosphérique augmente moins vite dans la simulation GWF que dans la simulation REF (tendance négative de la différence), ce qui signifie que l'humectation des sols par les redistributions horizontales d'eau permet d'atténuer le réchauffement climatique induit par l'augmentation anthropique des forçages radiatifs. Cette atténuation est faible (-0,1°C rapport à +6°C), mais elle est confirmée par une paire analogue de simulations par le modèle climatique du CNRM (en bleu sur la Figure 7).

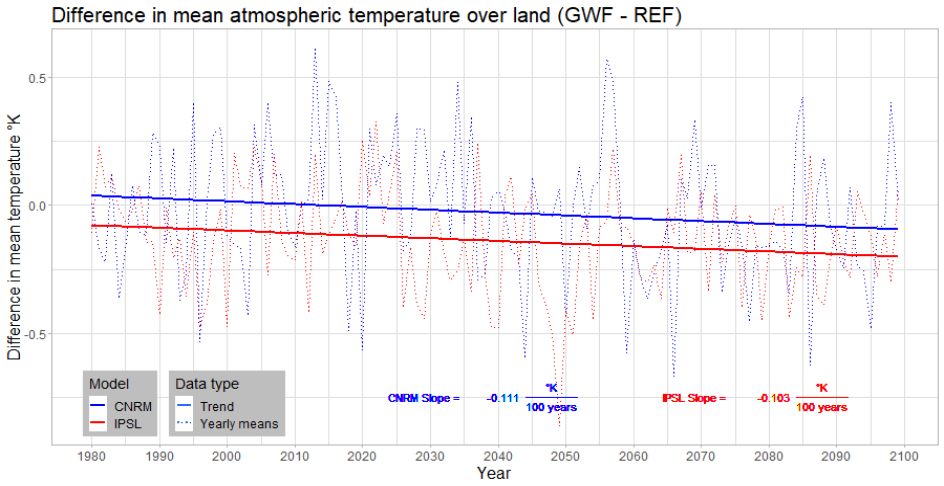

Figure 7. Atténuation du réchauffement climatique (simulé sous scénario SSP5-8.5 par IPSL-CM6 en rouge, et CNRM-CM6 en bleu) grâce à l'humectation des sols par les nappes. Les tendances sont calculées sur les moyennes annuelles sur les continents, grâce à un modèle de régression linéaire. Issu de Ducharne et al. *(2020).*

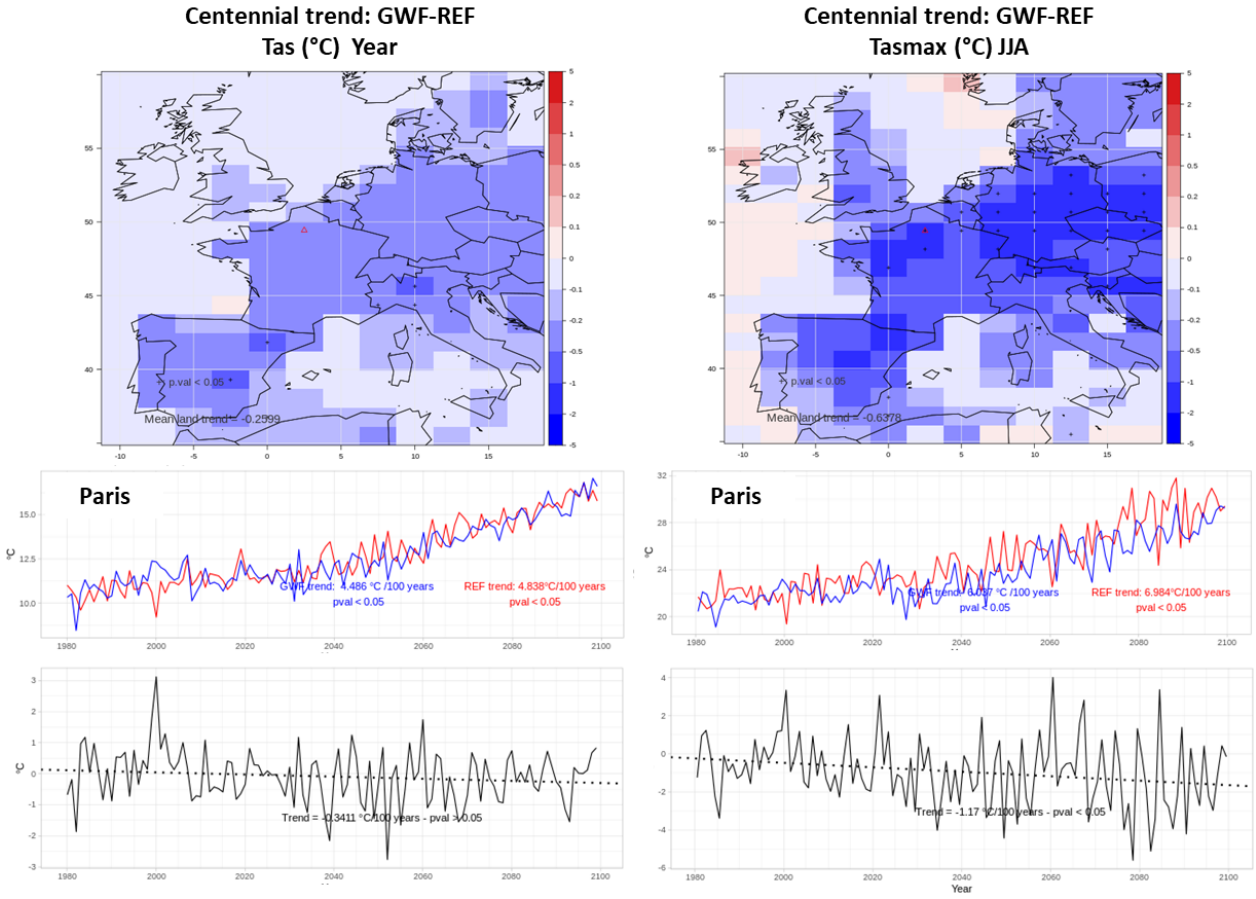

Figure 8. Modification des tendances associées au changement climatique sur 1979-2100 par l'humectation des sols par les nappes, pour les moyennes annuelles des températures atmosphériques (à gauche), et les moyennes estivales des maxima journaliers de température atmosphérique (à droite). Les cartes du haut montrent les différences de tendance entre REF et GWF, avec des croix quand la tendance est statistiquement significative au risque 5%. Paris appartient à la maille marquée d'un triangle rouge. Les panneaux du bas montrent les évolutions temporelles au point de maille contenant Paris (REF en rouge, GWF en bleu, et différence GWF-REF en dessous en noir), avec les valeurs des tendances et les p-value associées.

3.3.2. En Europe de l'Ouest et dans le bassin de la Seine

La répartition géographique de cette atténuation du réchauffement climatique dans GWF révèle plusieurs régions où le réchauffement projeté à la fin du XXI^{ème} siècle pourrait être réduit bien plus substantiellement, notamment en Europe de l'Ouest (Ducharne *et al.*, 2020). La Figure 8 permet d'affiner cette

analyse, et montre une atténuation du réchauffement comprise entre 0,2 et 0,5°C en France en moyenne annuelle, mais qui peut dépasser 1°C pour les moyennes des maxima journaliers en été dans le bassin de la Seine. Un zoom est fait sur la maille qui contient Paris, où l'influence des nappes permet d'atténuer le changement climatique de -7% pour les températures moyennes annuelles, et de -17% pour les températures maximales journalières en été.

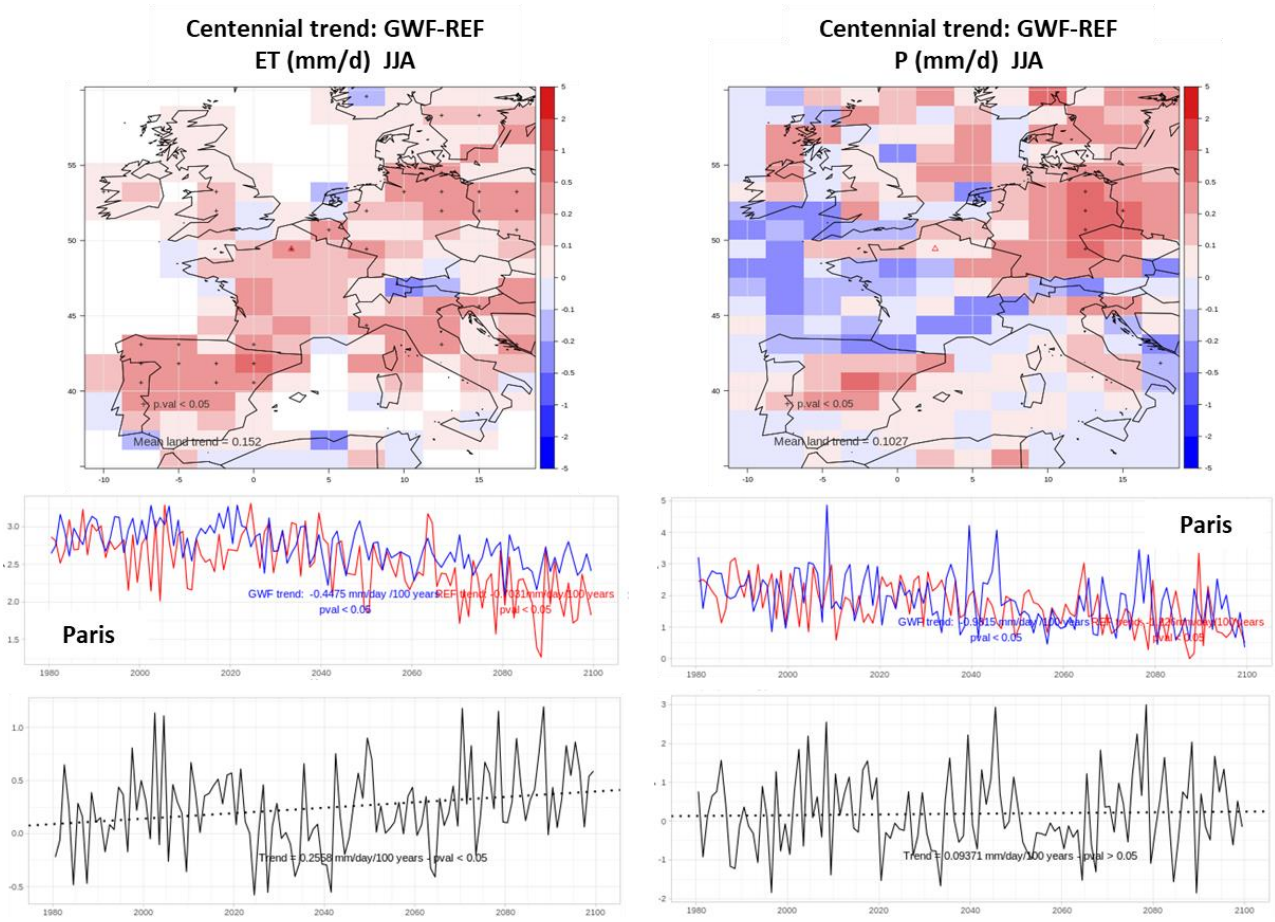

Figure 9. Modification des tendances associées au changement climatique sur 1979-2100 par l'humectation des sols par les nappes, pour les moyennes estivales d'évapotranspiration (à gauche) et des précipitations (à droite). Détails en Fig. 7.

Cette atténuation se relie assez directement à l'impact des nappes sur les changements d'évapotranspiration au cours du XXI^{ème} siècle (Fig. 9, gauche). En effet, comme illustré par la maille de Paris, cette variable diminue avec le changement climatique, malgré l'augmentation de la demande atmosphérique induite par le réchauffement. La raison est double : d'une part l'augmentation du CO_2 atmosphérique (qui réduit la transpiration par des plantes en C3 comme le blé, la plupart des prairies françaises, et les forêts), et d'autre part la baisse des précipitations (-1.2 mm/j en 120 ans à Paris dans la simulation REF), qui alimentent l'évapotranspiration via l'humidité des sols. Dans ce cadre, l'accroissement de l'humidité des sols par l'apport des nappes et des versants *upland* des mailles ORCHIDEE permet de réduire le stress hydrique dans GWF, et de limiter, donc d'atténuer, la baisse d'évapotranspiration causée par le changement climatique (atténuation de 36% à Paris, particulièrement marquée à partir de 2070). L'effet des nappes sur le changement des précipitations à Paris est beaucoup plus faible, et non significatif.

Les diminutions des précipitations et d'évapotranspiration illustrées à Paris en réponse au changement climatique sont présentes sur toute l'Europe de l'Ouest en été (non montré), à des degrés variables et par ailleurs fortement incertains, puisque l'on ne considère ici qu'un seul scénario de forçage radiatif (le plus sévère), et un seul modèle climatique (IPSL-CM6), dont on ne cherche pas à corriger les biais. L'influence des nappes sur ces baisses est assez générale aussi pour l'évapotranspiration (à l'exception de certaines zones côtières et alpines, où le climat est moins sensible à l'humidité des sols), mais ce n'est pas le cas pour les précipitations (Fig. 9, droite), en particulier sur une bonne part Ouest et Sud de la France. La raison pourrait venir de l'importance de l'apport d'humidité depuis l'Atlantique comme source des précipitations dans cette zone dans le modèle de l'IPSL (Campoy *et al.*, 2013).

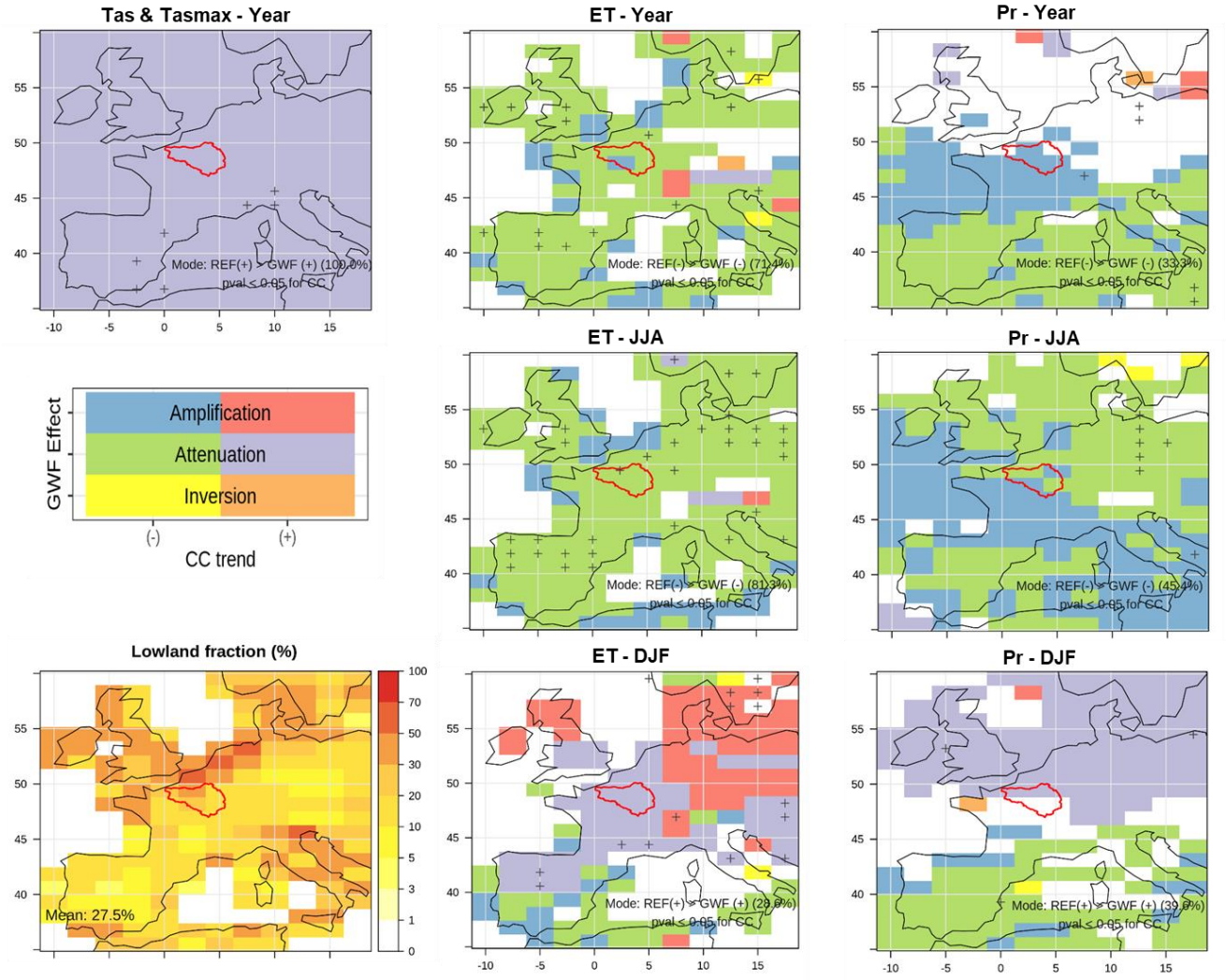

Figure 10. Modulation des tendances induites par le changement climatique dans REF sur la période 1979-2100 par l'humectation des sols par les nappes dans GWF. Les variables considérées sont la température de l'air à 2 m (gauche), l'évapotranspiration (milieu), et les précipitations (droite). Le code couleur (cf. ligne du milieu à gauche) indique d'une part si l'effet du changement climatique est une augmentation/diminution de la variable (axe des x) dans REF et d'autre part si cet effet est amplifié (tendance plus forte), atténué (tendance plus faible), ou inversé (changement de signe de la tendance) dans GWF par comparaison à REF (axe des y). Les cartes montrent une couleur quand la tendance induite par le changement climatique dans REF est significative à 5%, et les croix montrent les points où la tendance de GWF-REF est significative à 5%. La carte en bas à gauche rappelle la distribution spatiale des fractions lowland *potentiellement humides dans GWF.*

La Figure 10 permet de résumer par des couleurs le sens de changement des variables étudiées sous l'effet du changement climatique dans la simulation REF, et la manière dont l'humectation par les nappes peut atténuer ou au contraire amplifier l'effet du changement climatique dans GWF par rapport à REF. En se focalisant sur le signe des changements dus aux forçages radiatifs anthropiques, et à celui des modulations de ce changement par les nappes, on rend compte des processus en jeu, qui sont essentiels pour l'adaptation, mais sans insister sur la quantification des changements, toujours très incertaine, en particulier dans notre cas (un seul scénario de forçage radiatif, un seul modèle de climat avec ses biais). Dans ce cadre, les principales modulations de la trajectoire du changement climatique par les nappes en Europe sont :

- Une atténuation des augmentations de température (moyenne et maximale, en toute saison, comme illustré en moyenne annuelle).
- Une atténuation de la baisse de l'évapotranspiration en été, qui se répercute sur les moyennes annuelles, malgré une atténuation des augmentations hivernales (en France notamment).

- Une atténuation de la baisse des précipitations estivales et l'augmentation des précipitations hivernales dans le Nord de l'Europe et du bassin de la Seine, ce qui correspond à une atténuation de de l'intensification des contrastes hydrologiques ("*dry gets drier, wet gets wetter*").
- En ce qui concerne les écoulements (ruissellement + drainage, Fig. 11, directement liés aux débits), la principale modulation par les nappes est l'atténuation de leur baisse en été au sud de l'Europe, pour les mêmes raisons que les nappes y atténuent la baisse de l'évapotranspiration. La modulation est en revanche négligeable sur l'Europe du Nord en toute saison, car l'impact du changement climatique n'y est pas significatif (l'effet de l'augmentation des précipitations étant contrebalancé par la baisse de l'humidité des sols causée par l'augmentation de l'évapotranspiration). A l'échelle annuelle, la modulation du changement des écoulements par les nappes reproduit largement celle des changements de précipitations. C'est notamment le cas dans le bassin de Seine, où la baisse des écoulements au cours du XXI^{ème} siècle est amplifiée dans la simulation GWF.

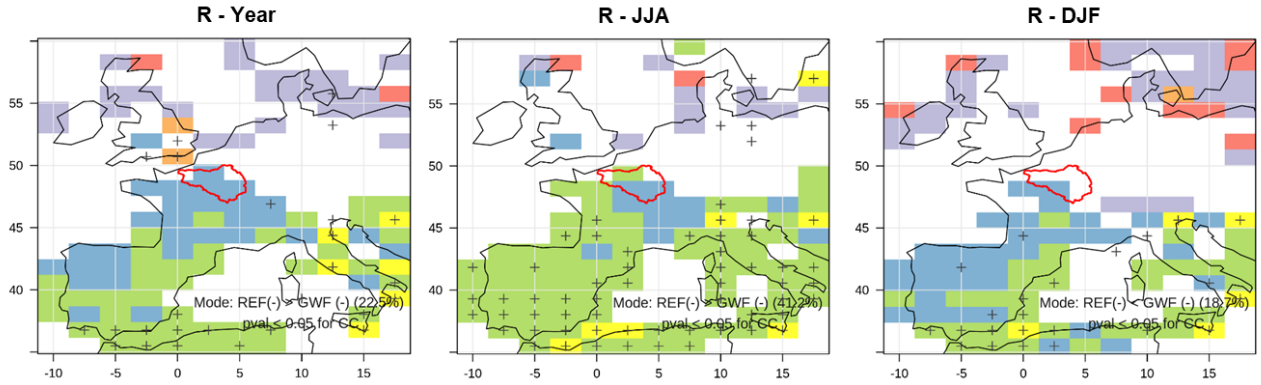

Figure 11. Modulation des tendances induites par le changement climatique dans REF sur la période 1979-2100 par l'humectation des sols par les nappes dans GWF. La variable considérée est l'écoulement total, en moyenne annuelle, hivernale et estivale. Le code couleur et les détails sont donnés en Figure 10.

Ces différentes modulations ne semblent pas particulièrement corrélées à la densité des *lowland* dans les mailles (Fig. 10 en bas à gauche), sauf peut-être pour les changements de précipitations saisonnières. Elles sont de toute façon assez modestes pour les quatre variables étudiées, sauf en ce qui concerne l'évapotranspiration estivale.

La modulation de cette dernière par les nappes est plus importante, et significative, dans les zones les plus arides (Espagne), ce qui est cohérent avec le fait que les apports par les nappes et les versants dans la version GWF permettent de réduire le stress hydrique dans les fractions *lowland* des mailles. Toutefois, cette modulation des changements d'évapotranspiration estivale est aussi importante et significative en Europe du Nord, où l'aridité est moindre, même si le changement climatique s'y traduit également par une baisse des précipitations estivales (non montré). Ceci s'explique par le couplage entre l'évapotranspiration, la photosynthèse et la production végétale, qui est explicitement décrit dans le modèle ORCHIDEE.

La production végétale contrôle directement les rendements agricoles, même si ceux-ci ne peuvent pas être simulés par le modèle d'ORCHIDEE faute de modules d'allocation spécifiques. Elle peut être quantifiée par l'indice foliaire, qui donne la surface totale de feuille par m² de sol. L'effet du changement climatique sur cette variable, tel que simulé par IPSL-CM6 en Europe (Fig. 12a), est très différent entre l'Europe du Nord et du Sud. Au nord, l'indice foliaire augmente en été grâce à l'effet fertilisant du CO_2, combiné à l'accroissement de la demande évaporatoire par le réchauffement. Au sud (qui inclut une large part de la France jusqu'au bassin de la Seine), ces influences positives sont contrecarrées par le stress hydrique, si bien que l'indice foliaire, donc la production végétale, baissent.

Si l'on revient à la modulation par les nappes, la baisse de l'indice foliaire en Europe du Sud en été est atténuée par les nappes (Fig. 12b) car celles-ci permettent de réduire le stress hydrique. En Europe du Nord, on trouve aussi une atténuation par les nappes, mais elle porte sur une augmentation de l'indice foliaire, décrite plus haut. Elle contribue certainement à l'atténuation significative de la baisse d'évapotranspiration en été. L'explication la plus probable implique la baisse du rayonnement solaire net (en lien avec l'albédo et la nébulosité, donc les précipitations), mais ce point devra être approfondi. De manière intégrée sur toute l'année (Fig. 12c), nos résultats suggèrent un effet bénéfique des nappes sur la production végétale du XXI^{ème} siècle dans une large part de l'Europe, en atténuant les baisses au Sud, et en amplifiant les gains au Nord.

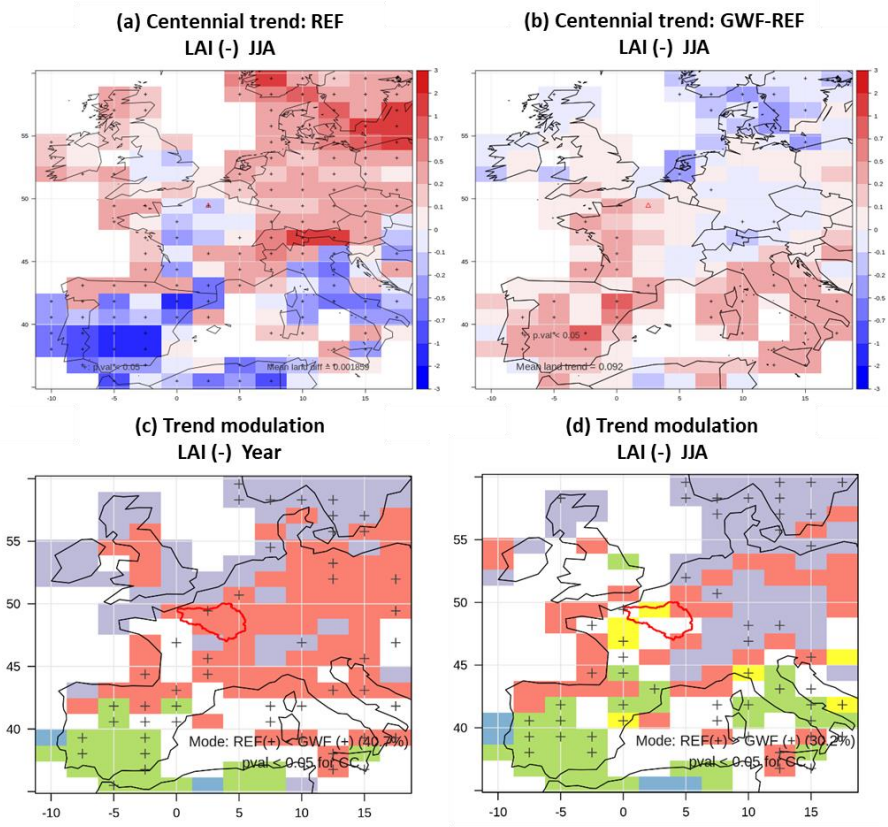

Figure 12. Evolutions de l'indice de surface foliaire (LAI pour leaf area index en anglais, sans unité, variant typiquement en Europe entre 0 pour les sols nus à 6 pour les forêts décidues) dans les simulations IPSL-CM6 sur la période 1979-2100 : (a) tendance sur les moyennes estivales due au changement climatique dans la simulation REF ; (b) modulation de cette tendance estivale par les nappes dans GWF ; (c,d) combinaison des deux tendances, en moyenne annuelle et estivale, selon le même code couleur qu'en Figure 10.

Conclusion

Nous avons présenté une nouvelle version du modèle de surface continentale ORCHIDEE, appelée GWF pour *GroundWater-fed Fraction*. Elle a été développée pour décrire parcimonieusement l'influence des redistributions d'eau le long des versants et dans les nappes, à des échelles inférieures à celles des mailles ORCHIDEE. Cette influence concerne les variables simulées par ORCHIDEE (augmentation de l'humidité des sols et de l'évapotranspiration, baisse des débits avec pics de crue plus précoces), mais aussi le climat simulé si ORCHIDEE est couplé au modèle de climat de l'IPSL.

Les simulations faites dans le bassin de la Seine avec les forçages météorologiques CRU-NCEP et WFDEI à 0,5° illustrent bien que les différences entre GWF et REF sont conformes aux hypothèses qui ont guidé le développement de la nouvelle version. Ces différences sont également cohérentes avec les analyses qui ont été menées par ailleurs à l'échelle globale (Ducharne *et al.*, 2020). En revanche, les biais sont trop importants dans le bassin de la Seine pour déterminer si GWF est plus réaliste que REF par rapport aux observations disponibles, et il faudra compléter cette étude par des simulations avec le forçage SAFRAN, *a priori* le meilleur forçage disponible en France pour les modèles de surface continentale. Ce travail pourra s'accompagner d'une recalibration du modèle, et bénéficiera de la collaboration avec le Centre de Géosciences de Mines-ParisTech dans le cadre de l'action EXSEINE. A cette occasion, on pourra aussi regarder si l'occupation des sols (distribution des PFT) est identique ou pas dans les fractions *lowland* et *upland*, et faire évoluer cette hypothèse si besoin.

Deux simulations climatiques couvrant la période 1979-2100 nous ont ensuite permis d'analyser le potentiel de l'humectation des sols par les nappes pour moduler la trajectoire du changement climatique, avec une attention particulière sur Europe de l'Ouest et le bassin de la Seine. Nous montrons une atténuation de la baisse d'évapotranspiration et de production végétale, et de la hausse des maxima journaliers de température, notamment en été. En revanche, la modulation des températures journalières moyennes, des précipitations et des écoulements, est plus faible et plus difficile à détecter. L'analyse sera poursuivie avec une attention

particulière portée aux évènements extrêmes (sécheresses, vagues de chaleur, crues), qui peuvent se révéler plus sensibles à l'atténuation par les nappes si l'on généralise les différences entre température journalière moyenne et maximale. Ces travaux sont très novateurs, car les modèles de climat utilisés pour générer les projections CMIP5 et CMIP6 n'intègrent pas de processus d'humectation des sols par les nappes, à deux exceptions : le modèle CESM du NCAR aux USA qui intègre ce processus depuis CMIP5, et le modèle du CNRM qui l'a intégré pour CMIP6.

Les résultats obtenus doivent toutefois être mis en perspective des incertitudes du climat simulé par IPSL-CM6, liées aux nombreuses simplifications de ce type de modèle (résolution, processus atmosphériques, processus de surface). La recalibration de la version GWF d'ORCHIDEE sera utile dans ce cadre, mais nous soulignons ici une qualité majeure de ce modèle pour aborder l'adaptation du nexus eau-agriculture-sécurité alimentaire, à savoir sa simulation de la production végétale de manière couplée avec les évolutions du CO_2 atmosphérique et du climat.

Un autre point d'attention tient au fait que la modulation du changement climatique par les nappes semble plus marquée dans les zones/saisons sèches, qui s'assèchent généralement davantage sous l'effet du changement climatique (Greve *et al.*, 2014 ; Berg *et al.*, 2016, Padron *et al.*, 2020). Les réponses que nous avons obtenues sont donc influencées par l'utilisation d'un scénario de forçage radiatif pessimiste (SSP5-8.5), choix qui a été fait pour maximiser le changement climatique et faciliter la détection de ses modulations. Elles sont aussi influencées par les biais du modèle IPSL-CM6, qui tend à surestimer les précipitations sur la période historique, à l'échelle du globe et sur la France (Cheruy *et al.*, 2020). Pour améliorer la résolution et le réalisme des simulations couplées surface-atmosphère en France et dans le bassin de la Seine, nous répéterons les simulations présentées dans ce rapport avec un zoom sur Paris (résolution d'environ 30 km). Ces simulations seront aussi contraintes par les vents observés pour obtenir un climat simulé plus réaliste pour que la comparaison à des observations météorologiques ou hydrologiques soit informative (Cheruy *et al.*, 2013 ; Campoy *et al.*, 2013).

Enfin, une perspective intéressante à plus long terme serait de comparer l'impact des nappes à celui de l'irrigation, sachant que les zones très irriguées de la planète montrent des biais chauds importants dans les simulations climatiques négligeant ce processus (Mizuochi *et al.*, 2020). De plus, un impact important du réchauffement climatique est d'intensifier les sécheresses, conduisant sûrement à augmenter le recours à l'irrigation, si bien qu'il semble important d'étudier si les ressources en eau resteront suffisantes pour abonder cette demande accrue pour l'irrigation, ou si / quand les ressources en eau (des cours d'eau et des nappes) deviendront insuffisantes pour alimenter l'irrigation, avec des effets potentiellement négatifs sur le climat (réchauffement local accru) et la production agricole. Cette analyse pourrait s'appuyer sur le concept de temps d'émergence des impacts (Hawkins & Sutton, 2012) et permettrait d'offrir une nouvelle perspective sur les incertitudes des projections climatiques "classiques" qui négligent pour leur grande majorité l'impact de nappes et de l'irrigation sur le climat.

Bibliographie

Al-Yaari A., Ducharne A., Cheruy F., Crow W.T., Wigneron J.P. (2019). Satellite-based soil moisture provides missing link between summertime precipitation and surface temperature biases in CMIP5 simulations over conterminous United States. *Scientific Reports* 9, article number 1657.

Ambroise, B. (2004). Variable 'active' versus 'contributing' areas or periods: a necessary distinction. *Hydrol. Process.* 18, 1149-1155

Berg A., Findell K., Lintner B., Giannini A., Seneviratne S.I., van den Hurk B., Lorenz R., Pitman P., Hagemann S., Meier A., Cheruy F., Ducharne A., Malyshev S., Milly P.C.D. (2016). Land-atmosphere feedbacks amplify aridity increase over land under global warning. *Nature Climate Change* 6, 869–874.

Berthier, L., Bardy, M., Chenu, J. ., Guzmova, L., Laroche, B., Lehmann, S., Lemercier, B., Martin, M., Mérot, P., Squividant, H., Thiry, E. Walter, C. (2014). Enveloppes des milieux potentiellement humides de la France métropolitaine : notice d'accompagnement. *Rapport technique.* http://geowww.agrocampus-ouest.fr/metadata/pdf/Notice_MPH_France.pdf

Beven, K.J., Kirkby, M.J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24, 43-69

Boucher, O., Servonnat, J., and 76 others (2020). Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model. *Journal of Advances in Earth System Modeling* 12, e2019MS002010.

Brutsaert, W. (2005). *Hydrology – An introduction*. Cambridge University Press.

Campoy A., Ducharne, A., Cheruy, F., Hourdin, F., Polcher, J., Dupont, J. C. (2013). Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bottom hydrological conditions in a general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118 (19), 10-725.

Cheruy, F., Campoy, A., Dupont, J.-C., Ducharne, A., Hourdin, F., Haeffelin, M., Chiriaco, M., Idelkadi, A. (2013). Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTA atmospheric observatory. *Climate Dynamics* 40, 2251-2269.

Cheruy, F., Ducharne, A., Hourdin, F., Musat, I., Vignon, E., Gastineau, G., Bastrikov, V., et 13 others (2020). Improved near surface continental climate in IPSL-CM6 by combined evolutions of atmospheric and land surface physics. *Journal of Advances in Earth System Modeling* 12, e2019MS002005.

Cheruy, F., Dufresne, J. L., Aït Mesbah, S., Grandpeix, J. Y., & Wang, F. (2017). Role of soil thermal inertia in surface temperature and soil moisture-temperature feedback. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 9, 2906– 2919.

Chou, C., Chiang, J., Lan, C. *et al.* (2013). Increase in the range between wet and dry season precipitation. *Nature Geoscience* 6, 263–267.

Ducharne, A., Cheruy, F., Decharme, B., Colin, J., Jost, A. (2020). Impact of Groundwater in Earth System Models. *Compte rendu final à l'ANR* 79 pp.
https://www.metis.upmc.fr/~ducharne/documents/Formulaire_Compte-rendu-final_IGEM.pdf

Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geosci. Model Dev.* 9, 1937–1958.

Fan, Y., Li, H., Miguez-Macho, G. (2013). Global Patterns of Groundwater Table Depth. *Science* 339, 940-943.

Forster, P.M., Maycock, A.C., McKenna, C.M. *et al.* (2020). Latest climate models confirm need for urgent mitigation. *Nature Climate Change* 10, 7–10.

Greve, P., Orlowsky, B., Mueller, B. *et al.* (2014). Global assessment of trends in wetting and drying over land. *Nature Geoscience* 7, 716–721.

Hawkins, E., Sutton, R. (2012). Time of emergence of climate signals, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L01702.

IPCC (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Kollet, S., Maxwell, R. (2008). Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. *Water Resources Research* 44(2),W02402.

Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., ..., Prentice, I. C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles* 19 (1), GB1015.

Mizuochi, H., Ducharne, A., Cheruy, F., Ghattas, J., Al-Yaari, A., Wigneron, J.P., Peylin, P., Maignan, F., Vuichard, N. (2020). Multi-variable evaluation of land surface processes in forced and coupled modes reveals new error sources to the simulated water cycle in the IPSL climate model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussion* hess-2020-438.

Lurton, T., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bopp, L., Braconnot, P., …, Cugnet, D. (2020). Implementation of the CMIP6 Forcing Data in the IPSL-CM6A-LR Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12 (4), e2019MS001940.

New, M., Lister, D., Hulme, M., Makin, I. (2002). A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research* 21, 1-25.

O'Neill, B. C., Tebaldi, C., van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., Meehl, G. A., Moss, R., Riahi, K., and Sanderson, B. M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geosci. Model Dev.* 9, 3461–3482.

Padrón, R.S., Gudmundsson, L., Ducharne, A., Lawrence, D.M., Mao, J., Peano, D., Krinner, G., Kim, H., Seneviratne, S.I. (2020). Observed changes in dry season water availability attributed to human-induced climate change. *Nature Geoscience* 13, 477–481.

Peng Shu-Shi, Piao Shilong, Zeng Zhenzhong, Ciais Philippe, Zhou Liming, Li Laurent Z. X., Myneni Ranga B., Yin Yi, Zeng Hui (2014). Afforestation in China cools surface local land surface temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111 (8) 2915-2919.

Quesada B., Vautard R., Yiou P., Hirschi M., Seneviratne S. (2012). Asymmetric European summer heat predictability from wet and dry southern winters and springs. Nature Climate Change, 2, 736-741.

Schneider, A.S., Jost, A., Coulon, C., Silvestre, M., Théry, S., Ducharne, A. (2017). Global scale river network extraction based on high-resolution topography, constrained by lithology, climate, slope, and observed drainage density. *Geophysical Research Letters* 44, 2773–2781.

Seneviratne, S.I., Corti,T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., Orlowsky, B., Teuling, A.J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews* 99, 125-161.

Tafasca, S., Ducharne, A., Valentin, C. (2020). Weak sensitivity of the terrestrial water budget to global soil texture maps in the ORCHIDEE land surface model. *Hydrology and Earth System Sciences 24* (7), 3753-3774.

Tootchi, A. (2019). Development of a global wetland map and application to describe hillslope hydrology in the ORCHIDEE land surface model. *Thèse de doctorat de Sorbonne Université* 218 pp. https://www.metis.upmc.fr/~ducharne/documents/These_Tootchi_revised_11Sep2019.pdf

Tootchi, A., Jost, A., Ducharne, A. (2019). Multi-source global wetland maps combining surface water imagery and groundwater constraints. *Earth Science System Data* 11, 189-220.

van den Hurk, B., Kim, H., Krinner, G., Seneviratne, S. I., Derksen, C., Oki, T., Douville, H., Colin, J., Ducharne, A., Cheruy, F., Viovy, N., Puma, M. J., Wada, Y., Li, W., Jia, B., Alessandri, A., Lawrence, D. M., Weedon, G. P., Ellis, R., Hagemann, S., Mao, J., Flanner, M. G., Zampieri, M., Materia, S., Law, R. M., and Sheffield, J. (2016). LS3MIP (v1.0) contribution to CMIP6: the Land Surface, Snow and Soil moisture Model Intercomparison Project – aims, setup and expected outcome, *Geosci. Model Dev.* 9, 2809–2832.

Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.* 30, 1627-1644.

Wang, F., Cheruy, F., and Dufresne, J.-L. (2016). The improvement of soil thermodynamics and its effects on land surface meteorology in the IPSL climate model. *Geosci. Model Dev.* 9, 363–381.

Wang, F., Ducharne, A., Cheruy, F., Lo, M.H., Grandpeix, J.L. (2018). Impact of a shallow groundwater table on the global water cycle in the IPSL land-atmosphere coupled model. *Climate Dynamics* 50, 3505-3522.

Weedon, G. P., Balsamo, G., Bellouin, N., Gomes, S., Best, M. J., Viterbo, P. (2014). The WFDEI meteorological forcing data set: WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. *Water Resour. Res.* 50, 7505– 7514.

Wei, Y., Liu, S., Huntzinger, D. N., Michalak, A. M., Viovy, N., Post, W. M., Schwalm, C. R., Schaefer, K., Jacobson, A. R., Lu, C., Tian, H., Ricciuto, D. M., Cook, R. B., Mao, J., and Shi, X. (2014). The North American Carbon Program Multi-scale Synthesis and Terrestrial Model Intercomparison Project – Part 2: Environmental driver data, *Geosci. Model Dev.*, 7, 2875–2893.