

Comparaison d'un modèle SVAT (« Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer ») avec un modèle réservoir (type fonction production) pour l'estimation du bilan d'eau de surface du bassin des Avenelles.

Pierre Séraphin¹, Agnès Rivière^{1*}, Nicolas Flipo¹, Deniz Kiliç¹, Agnès Ducharne²,
Thomas Verbeke²

¹ Centre de Géosciences, MINES ParisTech, PSL University

² UMR7619 METIS, Sorbonne Université/CNRS/EPHE

* agnes.riviere@mines-paristech.fr

Résumé

Ce rapport présente une comparaison entre l'approche « Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfert » (« SVAT ») à base physique du modèle ORCHIDEE et l'approche basée sur une approche conceptuelle à base de fonctions de production implémentée dans le modèle CaWaQS, pour estimer le bilan hydrologique quotidien du bassin des Avenelles (45,5 km²), sous-bassin de l'Orgeval. La comparaison des chroniques d'évapotranspiration simulées par les deux modèles révèle des écarts relatifs à des prises en compte différentes de la reprise évapotranspiratoire, notamment en l'absence prolongée de précipitations.

Ces travaux permettent d'améliorer nos connaissances sur le site d'étude des Avenelles. Ils montrent également la possibilité d'utiliser ORCHIDEE à cette échelle spatiale peu usuelle pour ce modèle, ce qui ouvre la voie à des futures possibilités de couplage du modèle ORCHIDEE avec la plateforme CaWaQS afin de mieux représenter les flux d'eau et de chaleur à une échelle de temps sub-journalière.

Points clefs

- ✓ *Estimation de la distribution spatiale de l'évapotranspiration réelle et du ruissellement d'un petit bassin versant très hétérogène*
- ✓ *Comparaison d'une approche de modélisation à base physique avec une approche semi-empirique pour la résolution du bilan hydrologique*
- ✓ *Perspectives de couplage de ORCHIDEE avec le modèle CaWaQS pour la simulation des flux d'eau et de chaleur au pas de temps sub-journalier*

Introduction

L'évaluation précise du bilan hydrique de surface au cours du temps est d'une importance capitale pour la modélisation hydrologique et hydrogéologique. Ce bilan détermine la quantité d'eau disponible pour l'évaporation, l'absorption par les racines, le ruissellement et la recharge dans les eaux souterraines. La distribution spatiale et temporelle de la recharge des nappes phréatiques est essentielle pour simuler le fonctionnement d'un bassin versant, mais c'est aussi une des variables les plus difficiles à estimer. Différentes études montrent que les estimations de la recharge varient d'une méthode à l'autre en raison des incertitudes inhérentes à chaque méthode, des différentes échelles spatio-temporelles prises en compte par ces méthodes (Scanlon et al., 2002).

Les différentes méthodes de mesure ne permettent pas d'accéder à la même quantité. Les mesures locales à l'échelle de la zone non saturée permettent d'obtenir la recharge potentielle, c'est-à-dire l'eau qui descend au travers la zone non saturée et qui pourrait potentiellement contribuer à la recharge de la nappe (Walker et al., 2018). Cette eau infiltrée peut être assujettie à des pertes (écoulement de subsurface, absorption par la zone racinaire,...). La recharge minimum est le débit d'eau provenant de la nappe vers la rivière. Cette recharge est considérée comme minimum car des pertes peuvent avoir lieu (reprise évaporatoire, drainage vers des aquifères sous-jacents) (Walker et al., 2018). La recharge réelle est la quantité d'eau qui arrive dans la nappe, celle-ci est la somme de la recharge minimum, de la variation de stock de la nappe et des pertes vers d'autres aquifères (Walker et al., 2018).

Les facteurs qui régissent la quantité de recharge des aquifères sont les précipitations (volume, intensité, durée), la topographie (pente), la végétation (densité, type, modèle de cultures, profondeur d'enracinement), l'évapotranspiration, les types de sol, et l'épaisseur de la zone non saturée.

Ce rapport est une étude préliminaire afin de comparer la recharge simulée par une approche à base physique avec ORCHIDDEE, « Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEMs » (Ducoudré et al., 1993 ; Krinner et al., 2005 ; Polcher et al., 1998 ; Wang et al., 2018), et par une approche conceptuelle à sept paramètres, appelée fonction production (Girard et al., 1980 ; Girard and Villeneuve, 1981), implémentée dans CaWaQS, « Catchment Water Quality Simulator » (Flipo, 2005 ; Flipo et al., 2005, 2012)). Cette étude se focalise sur la quantification l'évapotranspiration réelle simulée par ces deux modèles à l'échelle du bassin des Avenelles (45,5 km²), sous bassin de l'Orgeval (Mouhri et al., 2013).

1. Présentation du bassin des Avenelles

Situé à 70 km à l'est de Paris (France), dans le sous-bassin de la Marne, le bassin versant des Avenelles (46 km²) est représentatif du paysage dominant du bassin central de la Seine caractérisé par une ceinture de cultures céréalières intensives entourant la grande agglomération parisienne. Le bassin versant des Avenelles fait parti du GIS ORACLE, qui est un observatoire expérimental (Tallec et al., 2015) mis en place au début des années 1960 par l'IRSTEA (Institut national de Recherche sur la Science et la Technologie pour l'Environnement et l'Agriculture).

Le site d'étude, le bassin versant des Avenelles (Figure 1 ; 45.5 km²), correspond au sous-bassin Est du bassin de l'Orgeval. Le ru des Avenelles prend sa source au niveau de la commune de Doue pour confluer avec l'Orgeval (rive droite) à Boissy-le-Châtel, peu avant que l'Orgeval ne se jette lui-même dans le Grand Morin. Selon la carte d'occupation des sols (Bossard et al., 2000), ce territoire est constitué de :

Terres agricoles (80.2%)
Forêts de feuillus (15.7%)
Prairies (2%)

Zones urbaines (2%)
Forêts de conifères (0.1%)

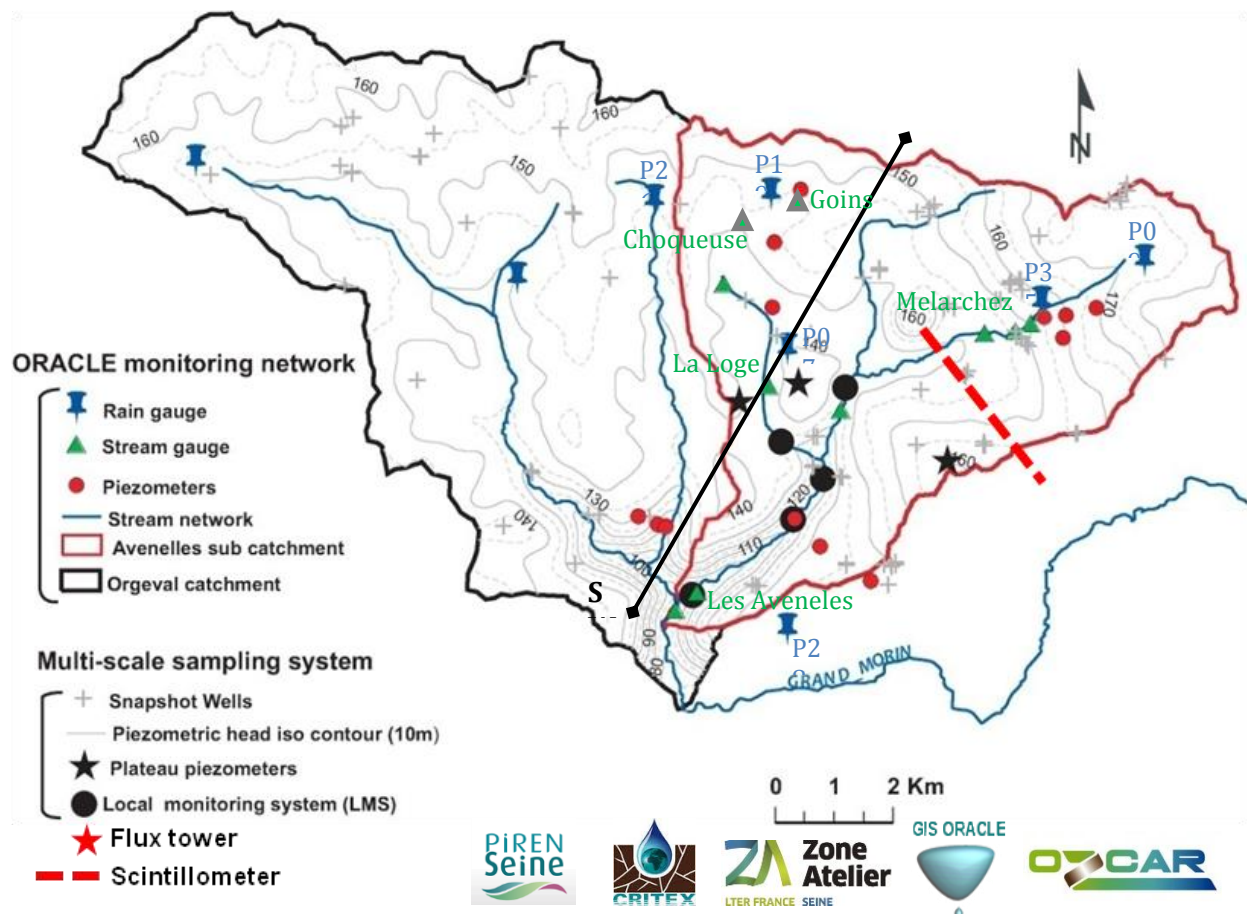


Figure 1. Carte présentant le bassin versant de l'Orgeval, le sous-bassin des Avenelles, son réseau hydrographique, sa topographie, et son réseau de mesures (Mouhri et al., 2013). Le trait en gras représente l'empreinte de la coupe géologique présentée ci-dessous.

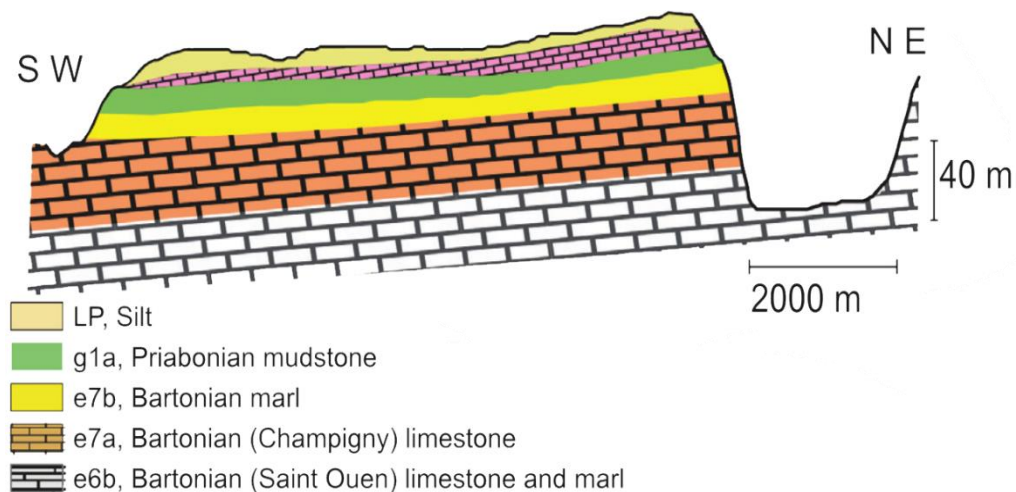


Figure 2. Coupe géologique du bassin versant des Avenelles représentant les deux principales unités aquifères (Mouhri et al., 2013).

Cette partie présente successivement les contextes géologique, climatique, hydrologique et la distribution de la couverture végétale des sols du bassin versant des Avenelles.

1.1. Géologie

Le bassin des Avenelles est relativement plat avec des pentes augmentant près de la petite vallée à l'embouchure de la rivière (80% du territoire s'étend entre 135 et 175 m NGF, avec une moyenne à 150 m NGF). Il est influencé par un système aquifère composé de deux unités géologiques principales : l'Oligocène (sable stampien et calcaire rupélien) et l'Eocène moyen (calcaire bartonien). Ces deux unités aquifères sont séparées par un aquitard argileux composé de boues détritiques priaboniennes et de marnes bartoniennes (*Figure 2*). La majeure partie du bassin est recouverte d'une couche de silt (jusqu'à 10 m d'épaisseur). Ces dépôts non consolidés sont essentiellement composés de lentilles sableuses et limoneuses. Les sols et le calcaire rupélien constituent une seule unité aquifère : l'aquifère de Brie (Mouhri et al., 2013). La partie inférieure de cette couche de surface est enrichie en argile, ce qui entraîne un engorgement des sols en hiver. Pour cette raison, depuis le début des années 1960, jusqu'à 90% des sols arables du bassin versant de l'Orgeval ont été drainés artificiellement (Garnier et al., 2014).

Le calcaire de Bartonien contient l'unité aquifère profonde de Champigny. Celle-ci présente un temps de résidence plus long que celui de l'unité aquifère supérieure (*i.e.* calcaires de Brie ; (Garnier et al., 2014)). Même s'il est situé au-dessous d'un aquitard semi-imperméable, cet aquifère n'est pas saturé en raison d'une petite zone de recharge située dans le nord de la vallée de la Marne et au niveau des crêtes sud du Grand Morin. Une petite quantité de réseaux karstiques localisés contribue également à la recharge de l'aquifère de Champigny (Campinchi et Morisseau, 1983 cités par Mouhri et al., 2013).

1.2. Climat

Le climat local est de type semi-océanique avec une température moyenne annuelle de l'air de 9.7°C. Sur la période 1963-2010, la pluviométrie moyenne annuelle est de 658 mm (avec un écart-type de 111 mm) et l'évaporation potentielle moyenne annuelle est de 592 mm (Mouhri et al., 2013).

Il existe 8 pluviomètres (Tableau 1 ; BDOH Oracle, IRSTEA) en fonctionnement dont 6 permettent de définir un maillage de Thiessen couvrant le sous-bassin des Avenelles de manière homogène.

Tableau 1. Informations relatives aux pluviomètres du bassin des Avenelles (BDOH).

ID	X (L2e)	Y (L2e)	Alt. (m NGF)	Données depuis
Loge P07	658858	2429920	142	01/01/1963
Bois clos P09	664819	2431392	173.3	03/01/1972
Goins P19	658593	2432497	150.8	18/03/1999
Choqueuse P26	656637	2432389	145.9	01/03/1973
Boissy P28	658858	2425302	128.6	03/01/1972
Melarchez P35	663101	2430706	157	06/02/1987

Les précipitations présentent une relative stabilité saisonnière (*i.e.* peu de variations des moyennes mensuelles ; *Figure 3*). La période d'étiage estival mesurée à l'exutoire du ru des Avenelles est donc principalement due à l'augmentation de l'évapotranspiration au cours de cette même période (*Figure 3*).

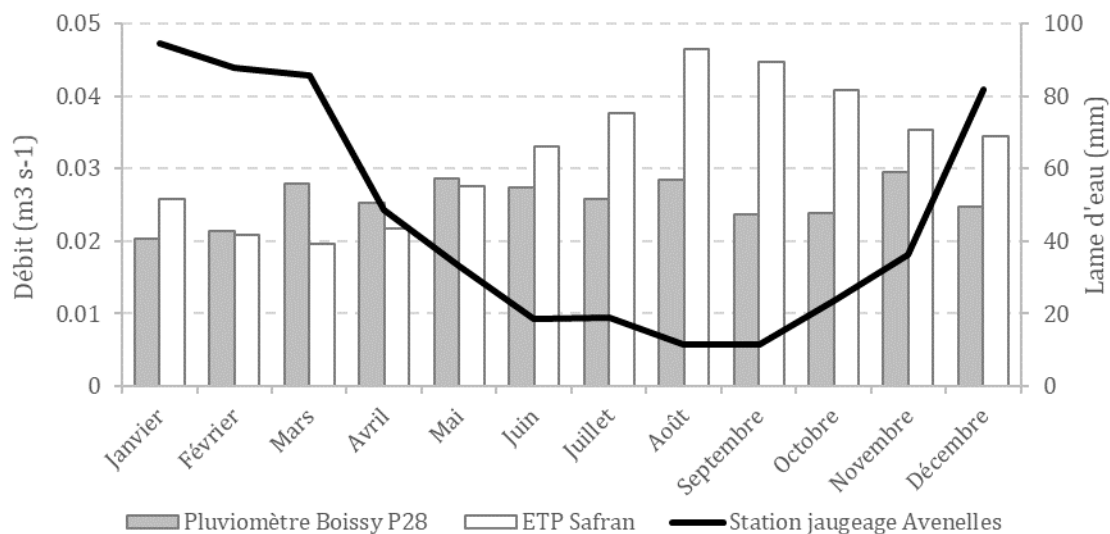


Figure 3. Moyennes mensuelles pluriannuelles des précipitations, de l'évapotranspiration, et du débit exutoire du bassin des Avenelles pour les 45 dernières années.

1.3. Hydrologie

Le ru des Avenelles (12.8 km) fait partie des cours d'eau de la Brie. La rivière naît sur le territoire de la commune de Doue, dans une zone boisée. Elle a une orientation générale allant du nord-est vers le sud-ouest. Tout au long de son parcours, elle reçoit des petits affluents venus du nord et de l'ouest :

- le ru de Choqueuse (4 km) en rive droite. Il prend sa source à Saint-Cyr-sur-Morin et a lui-même comme affluent le ru des Quatre-Cent (rive droite).
- le ru de Fosse-Rognon en rive droite (5 km). Il prend sa source à Doue et a lui-même comme affluent le ru de l'Étang de la Motte, rive gauche.
- le ru des Avenelles rejoint l'Orgeval (rive droite) peu avant l'exutoire de ce dernier et sa confluence avec le Grand Morin.

Le réseau hydrographique des Avenelles est équipé de six stations de jaugeage (seuils déversoirs) mises en place et relevées par l'IRSTEA (Tableau 2). Elles permettent de déterminer les débits aux exutoires de la plupart des sous-bassins versants. La station Goins ne sera pas (ou peu) utilisée dans cette étude car elle présente d'importantes lacunes et des données peu fiables pour la période d'intérêt.

Tableau 2. Informations relatives aux stations de jaugeage des Avenelles (BDOH).

Nom	X (L2e)	Y (L2e)	ID HYDRO	Alt. (m NGF)	Données depuis	Débit moyen (m³ s⁻¹)
Les Avenelles	657405.1	2425999.5	H5723021	82.6	09/03/1962	0.272
La loge	658562.6	2429320.2	H5726530	136.2	17/07/2003	0.013
Les 400	657798.4	2431013.8	H5726610	139.5	28/01/2000	0.006
Choqueuse	658103.2	2431891.2	H5726520	141.9	30/10/1998	0.008
Mélarchez	662649.4	2430224.8	H5723211	146.2	31/08/1969	0.052
Goins	658919.3	2432252.1	H5726510	144.9	30/10/1998	0.003

Trois crues majeures (supérieures à 10 m³ s⁻¹) sont remarquables sur les enregistrements de la station « Les Avenelles » (Figure 4) : celles de 1979, 1994 et 2016. Il existe également une douzaine de crues intermédiaires (environ 5 m³ s⁻¹) enregistrées depuis 1969.

La séparation de l'hydrogramme à l'aide d'un filtre correspond à la transformation du signal d'entrée (le débit Q) en lui ôtant les fluctuations liées directement aux épisodes pluvieux (le ruissellement). Cela permet d'estimer un débit de base. Le filtre utilisé est celui d'(Eckhardt, 2008) :

$$Qb_j = \frac{(1 - BFImax) a Qb_{j-1} + (1 - a)BFImax Qb}{1 - a BFImax} \quad (1)$$

avec Qb_j , le débit de base du pas de temps j , a le coefficient de récession, et $BFImax$, le ratio entre le débit de base et le débit total sur une longue période.

Eckhardt (2008) recommande pour les petits bassins sédimentaires d'utiliser un $BFImax$ imposé à 0.8. Le débit de base moyen obtenu est ainsi de $0.135 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (de 0.005 à $2.35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) pour un débit total moyen de $0.275 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (de 0.01 à $10.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). La figure 4 présente un exemple de cette décomposition à la station des Avenelles.

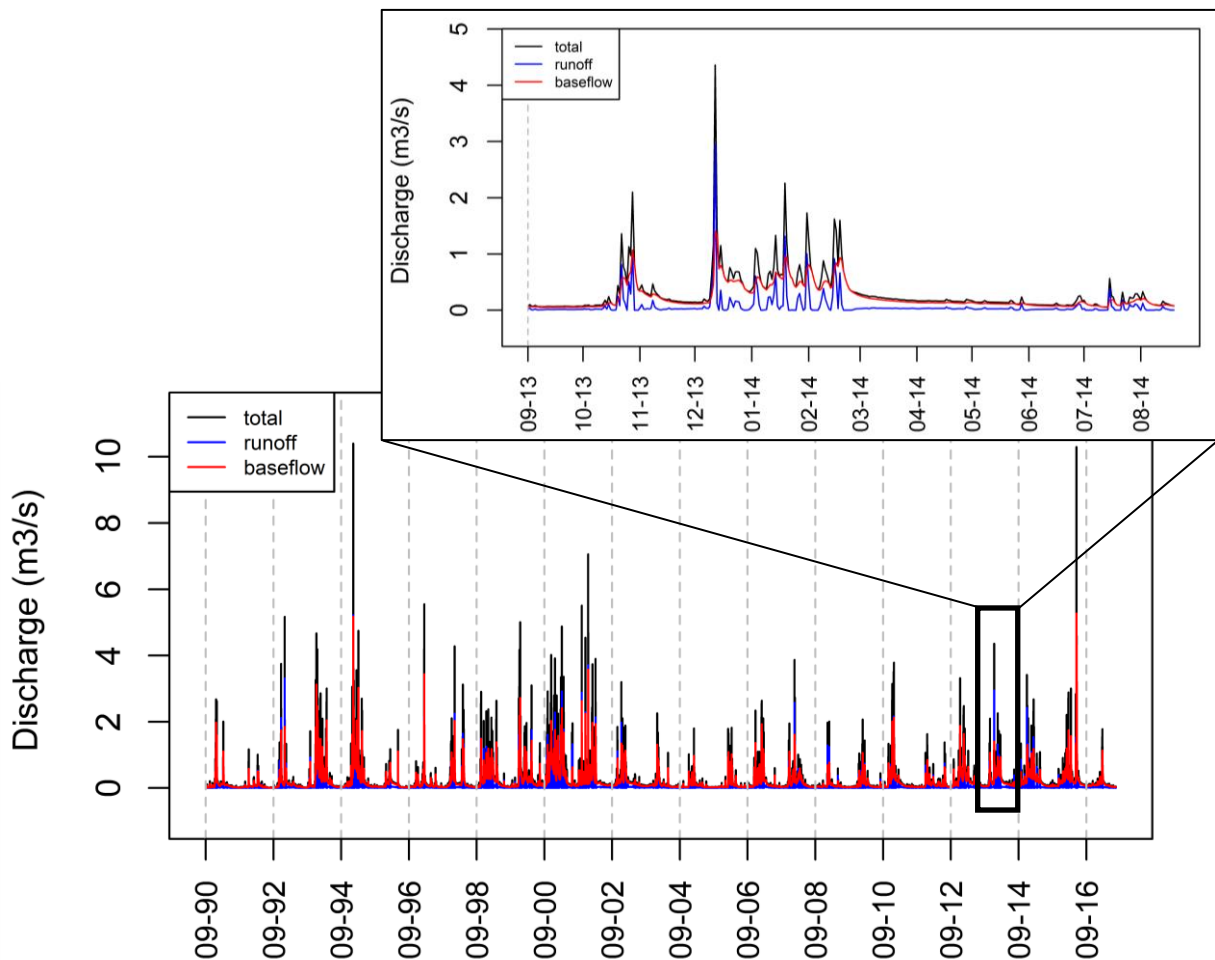


Figure 4. Décomposition de l'hydrogramme de la station « Les Avenelles » représenté depuis 1990 avec un focus sur l'année hydrologique 2013-2014.

1.4. Végétation

La végétation d'Île-de-France est caractéristique des régions de plaine sans relief marqué sous un climat tempéré océanique. La végétation du bassin des Avenelles est soumise à une très forte pression des activités humaines qui est consacrée majoritairement à l'agriculture intensive.

La distribution de la végétation du bassin des Avenelles est extraite de la base de données « BD Forêt® v2.0 » (IGN, 2007). La majeure partie du bassin est couverte de cultures C3 et C4, tandis que les zones urbaines représentent un faible pourcentage (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Situées dans la partie ouest du bassin versant, les zones de forêts de feuillus correspondent au second type de végétation le plus présent. Il existe également quelques zones de prairies et de forêts à conifères. De plus, les cours d'eau sont recouverts par une épaisse ripisylve dans le Sud du bassin.

Les Registres Parcellaires Graphiques (« RPG v2.0 » ; IGN, 2016) permettent de préciser la distribution des cultures entre celles de type C3 et C4. Ces deux types de plante se démarquent principalement par leur métabolisme photosynthétique. Les plantes C3 (blé, orge, avoine, seigle, riz, tomate, pomme de terre, soja, pois...), caractérisant la majorité des plantes des régions tempérées, ont développé leur métabolisme au cours d'une période où le CO₂ était plus abondant dans l'atmosphère. Les plantes C4 (maïs, sorgho, mil, canne à sucre...), plus adaptées aux climats tropicaux ou semi-tropicaux, ont développé un système ingénieux pour diminuer la photo respiration, et en même temps, favoriser la captation du CO₂. Elles ont introduit un second cycle de fabrication des sucres, en amont du cycle de Calvin, qui permet de capter très efficacement le CO₂. Ce dispositif s'accompagne d'une compartimentation cellulaire qui réduit les pertes d'eau et de CO₂. Les plantes C4 présentes sur le domaine des Avenelles correspondent essentiellement à des cultures de maïs.

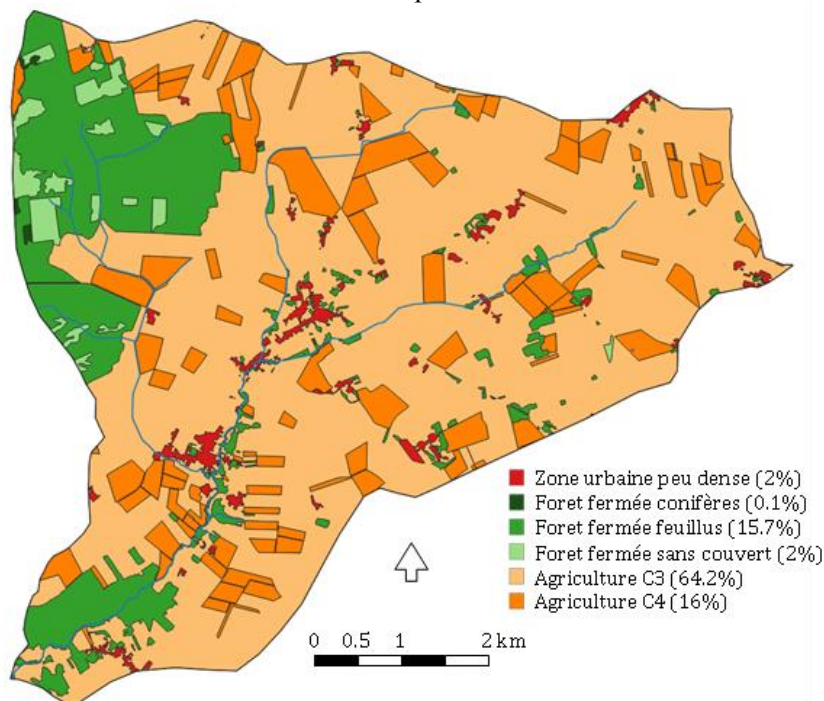


Figure 5. Carte de la distribution de la végétation à l'échelle du bassin des Avenelles (BD Forêt® v2.0 ; IGN, 2007) incluant la répartition des cultures de type C3 et C4 pour l'année 2016 (RPG v2.0 ; IGN, 2016).

2. Matériels et méthodes

Cette partie présente les philosophies de modélisation des modèles ORCHIDEE et CaWaQS, ainsi que les configurations de leurs simulations. Le Tableau 3 résume les différences fondamentales des deux modèles. Les connaissances acquises lors de précédents travaux ont montré que des tendances et oscillations de basse fréquence dans les niveaux de nappe et débits de rivières dans le bassin de Paris trouvent en grande partie leur origine dans les fluctuations climatiques à grande échelle (Flipo et al., 2012 ; Massei and Fournier, 2012). Les variations interannuelles jusqu'à pluridécennales de la circulation atmosphérique, voire océanique au travers du couplage océan-atmosphère, induisent une variabilité basse fréquence dans les précipitations et les températures, et par là-même impriment, aux mêmes échelles temporelles, une variabilité dans les niveaux de nappe et les débits des rivières. Flipo et al. (2012) recommandent de simuler des cycles minimaux de 17-18 ans afin d'estimer des valeurs stationnaires et pertinentes. De ce fait, les simulations couvrent une période de 18 ans (de 1999 à 2017).

Tableau 3. Résumé des méthodes de simulation des différents processus du bilan hydrologique par les modèles ORCHIDEE et CaWaQS.

	ORCHIDEE	CaWaQS
Evaporation	$f(ETP)$ (Sols nus uniquement)	Modèle réservoir (Évaporation et transpiration indifférenciées)
Transpiration	SVAT : paramétrisation biologique et phrénologiques (fonctions stress). Simulation de l'interception par la canopée et du prélèvement racinaire	
Infiltration	Equation de Richards (Formulation de Fokker-Planck). Modification de la perméabilité par la profondeur et le réseau racinaire.	Modèle réservoir par Fonctions Production (FP) et transferts en zone non saturée par cascade de Nash
Ruissellement	Processus esclave (par rapport à l'évapotranspiration et l'infiltration). Ecoulements en rivière non simulés.	Transfert direct à la rivière à la fin du pas de temps (journalier). Ecoulements en rivière non simulés.

2.1 CaWaQS

Le modèle CaWaQS (Flipo, 2005; Flipo et al., 2005) se base sur les concepts de Marsily et al. (1978), et leur mise en œuvre pour la modélisation intégrée du cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant. CaWaQS est un outil modulaire basé sur des briques élémentaires (bibliothèques C). Chaque bibliothèque simule le fonctionnement d'un compartiment de l'hydrosystème ou les interfaces entre chaque compartiment.

CaWaQS 2.0 réunit 12 bibliothèques statiques remplissant chacune une fonction précise :

- ✓ 5 bibliothèques de gestion d'objets :
 - Libprint : gestion de la création de messages d'erreur ou « warning » ;
 - Libts : gestion de chroniques, statistique et combinaison des séries temporelles ;
 - Libio : gestion des fichiers d'entrée / sortie ;
 - Libpc : gestion du nombre de processeurs, parallélisations ;
 - Libmesh : gestion et création d'un maillage gigogne ;
- ✓ 6 bibliothèques de calcul hydrodynamique :
 - Libres : calcul de la vidange exponentielle d'un réservoir ;
 - Libfp : fonction de production ;
 - Libnsat : calculs de la zone non saturée suivant un modèle de réservoirs en cascade ;
 - Libhyd : routage en rivière, Muskingum couplé à Manning Strickler ;
 - Libaq : résolution de l'équation de l'équation de diffusivité dans un système aquifère pseudo 3D par une méthode des différences finies semi-implicite en grille décalée, très proche d'une méthode de volumes finis ;
 - Libgc : gradient conjugué, systèmes linéaires et calcul matriciel ;
- ✓ 1 bibliothèque de couplage : Libspa, croisement de différentes interfaces, calculs de flux.

La structure modulaire de CaWaQS permet de modéliser le cycle de l'eau entièrement avec le couplage écoulement de surface / écoulement souterrain mais aussi de simuler indépendamment les écoulements et transferts de surface des écoulements souterrains. Afin d'obtenir une comparaison pertinente avec l'approche SVAT du modèle ORCHIDEE (absence de circulation dans les eaux souterraines, ni transferts aquifère-rivière ou échanges nappe-rivière; voir partie **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**), la configuration de CaWaQS calculant uniquement le bilan de surface est utilisée dans cette étude.

2.1.1 Bilan hydrologique de surface

Le bilan de surface est basé sur l'approche développée par Girard et al. (1972, 1980) et Ledoux et al. (1989), intégrée à l'approche des unités de production de surface de CaWaQS (Figure 6). Il s'agit d'un modèle à sept paramètres appelé fonction de production. Le calcul est effectué à partir des données météorologiques et des valeurs des sept paramètres.

La notion de sol dans le modèle est prise dans un sens très général figurant toute partie de l'hydrosystème où s'effectue le bilan hydrique. Les mécanismes pris en compte sont similaires qu'il s'agisse d'un sol nu ou d'un sol couvert de végétation, seuls les paramètres varient. Le modèle comprend un réservoir sol dans lequel s'effectue le bilan hydrique entre infiltration, ruissellement et l'évapotranspiration, puis plusieurs réservoirs de transfert chargés de moduler la libération de l'eau (écoulement rapide et écoulement lent) vers le domaine de surface et vers le domaine souterrain (Figure 6).

Le bilan d'eau est calculé pour chaque pas de temps météo à partir de la lame d'eau précipitée P , de l'évapotranspiration réelle (ETR), de l'état du stock en eau dans le réservoir sol R , et de la quantité de pluie efficace (EAU) (Equation (1)) suivant les équations suivantes :

$$R(t) = R(t - 1) + P(t) - EAU(t) - ETR(t) \quad (1)$$

Avec t le pas de temps.

L'évapotranspiration réelle est calculée comme suit :

$$ETR(t) = \min(R(t - 1) + P(t) - EAU(t), ETP(t)) \quad (2)$$

La capacité de rétention en eau des sols est définie à l'aide de deux paramètres: CRT qui représente la capacité de rétention moyenne du bassin versant (50% de la superficie) et $DCRT$ qui permet d'introduire une hétérogénéité de la rétention en eau des sols. La taille maximale que peut atteindre le réservoir sol est donnée par l'équation suivante :

$$R_{MAX} = 2 * CRT - DCRT \quad (3)$$

La quantité minimale du réservoir sol qui peut être sollicitée pour l'évapotranspiration réelle et les écoulements de surface et de subsurface est :

$$R_{BA}(t) = \max(DCRT, R(t - 1)) - DCRT \quad (4)$$

La quantité maximale du réservoir sol qui peut être sollicitée pour l'évapotranspiration réelle et les écoulements de surface et de subsurface est :

$$R_{HA}(t) = \min(R(t - 1) + P(t), R_{MAX}) - DCRT \quad (5)$$

La quantité de pluie efficace EAU est la somme de la quantité d'eau du ruissellement rapide qui représente la quantité d'eau supérieure à la taille maximale du réservoir sol ($\max(R + P - R_{MAX}, 0)$) et la quantité d'eau gravifique (Esteves, 1990; G Girard et al., 1980; Girard et al., 1972) :

$$EAU(t) = \max(R(t - 1) + P(t) - R_{MAX}, 0) + DR \frac{2 R_{BA}(t) + DR(t)}{4(CRT - DCRT)} \quad (6)$$

$$\text{avec : } DR(t) = \max(0, R_{HA}(t) - R_{BA}(t))$$

Les réservoirs de transfert du ruissellement et de l'infiltration ont ensuite pour tâche de répartir l'eau disponible en une lame ruisselée QR et une lame infiltrée QI. Cette répartition est effectuée au moyen d'un premier réservoir de transfert par comparaison de la quantité EAU avec la valeur maximale d'infiltration sur un pas de temps (FN). Par conséquent, l'apport journalier au réservoir infiltration est :

$$dQ_I = \min(EAU(t), FN) \quad (7)$$

Le gain journalier du réservoir ruissellement est :

$$dQ_R = \max(0, EAU(t) - dQ_I) \quad (8)$$

Le réservoir de transfert ruissellement règle ensuite la libération de l'eau ruisselée QR en simulant le ruissellement pur et le ruissellement retardé QR_R au moyen des paramètres QR_{MAX} (taille maximale du réservoir) et CQR (coefficient de vidange). Enfin, le réservoir de transfert infiltration provoque éventuellement un retard entre l'infiltration et l'alimentation de la nappe dépendant des paramètres QI_{MAX} représentant le seuil de débordement de ce réservoir et CQI coefficient de vidange.

Ce bilan est réalisé sur chaque maille de production. Ces mailles de production sont définies en fonction de la topographie, de la couverture du sol, du type de sol ainsi que de la répartition de la pluie définie par la méthode des polygones de Thiessen. Un réseau de drainage de surface segmentaire est défini par recouvrement avec le maillage de surface en fonction de la topographie. Les sous-bassins élémentaires, également définis par la topographie sont tracés afin que les exutoires correspondent aux segments de rivière situés aux confluences du réseau hydrographique.

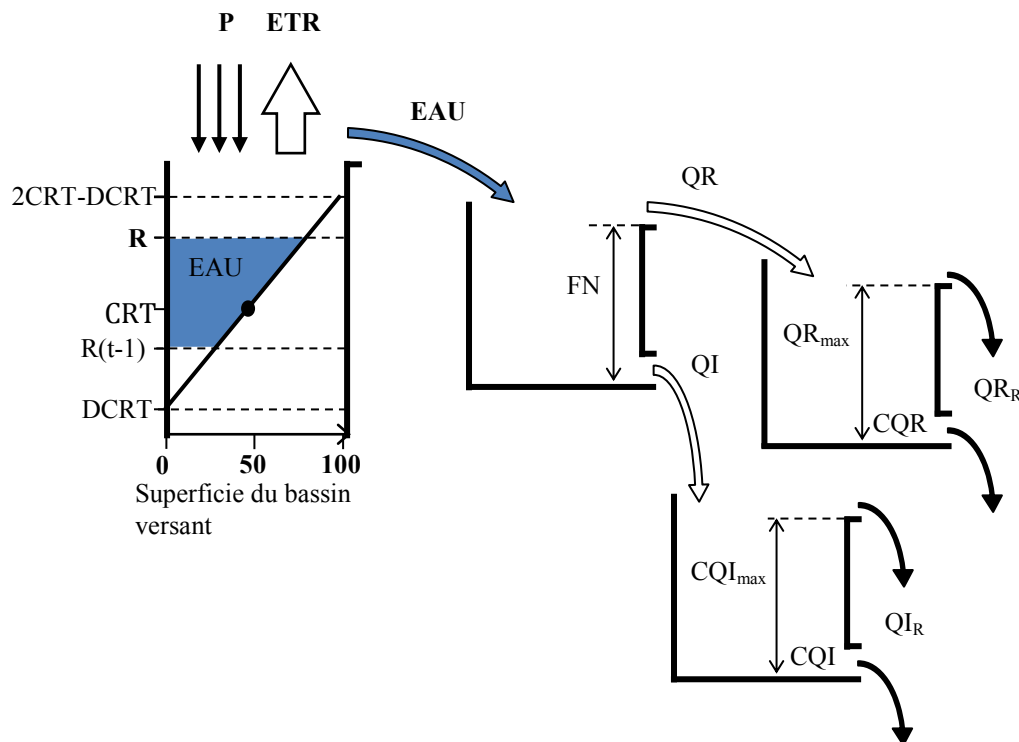


Figure 6. Schéma explicatif et équations du module de bilan hydrologique de surface.

2.1.2 Configuration des simulations CaWaQS

Le maillage est obtenu par le croisement des mailles de surface aquifère, des mailles rivière, des sous-bassins versant, des polygones de Thiessen, de la couverture sol (type sol, végétation). Le maillage aquifère de surface comporte 7750 mailles obtenues en appliquant un algorithme de raffinement adaptatif de maillage (raffinement de type « gigogne » avec quatre niveaux de raffinement allant de 160 000 à 625 m²) à proximité du réseau fluvial. La délimitation du bassin versant topographique (45.5 km²), des 19 sous-bassins élémentaires (allant de 0.1 à 16.2 km²) (*Figure 7*) et du réseau hydrographique est déterminée à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT) de résolution latérale de 5 m (IGN RGE ALTI® v2.0 ; 0.2 à 1 m de résolution verticale).

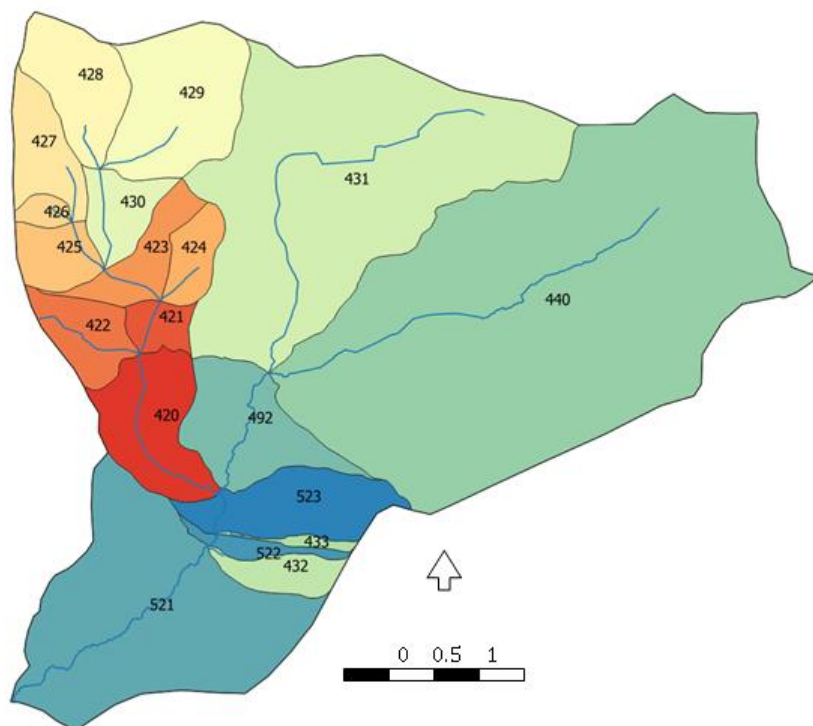


Figure 7. Distribution des sous-bassins.

Les fonctions production (FP) sont créées en croisant la carte d'occupation des sols, distinguant principalement les zones forestières des terres cultivées (*Figure 8*) (Corine Land Cover 2012 ; (Bossard et al., 2000)), avec la carte géologique présentant les différents types de sols du bassin des Avenelles (Lorenz et al., 1989). Cela conduit à la création de huit FP :

Alluvion (6.8%)	Limon moyen arable (14.3%)
Alluvion arable (5.1%)	Limon moyen sous culture (0.4%)
Limon arable léger (32.5%)	Forêt (12.1%)
Limon argileux arable (27.7%)	Sable (1.1%)

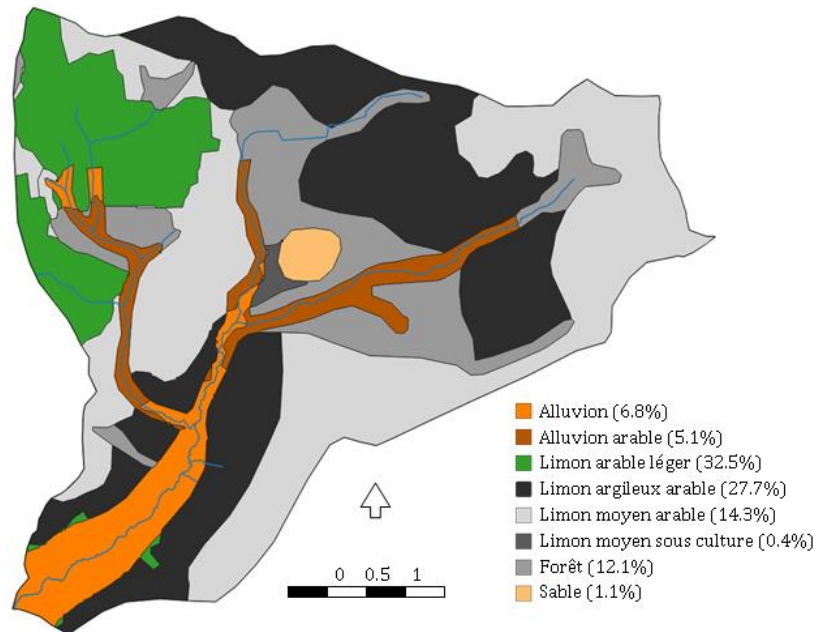


Figure 8. Distribution de l'occupation des sols (végétation, type de sol).

Utilisée en entrée du modèle, l'ETP est calculée selon la formule de Penman (Calvet, 1981; Choissnel, 1977 ; Dubreuil, 1992) exprimée par :

$$ETP = \frac{\Delta Rn + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (9)$$

Avec Rn , le rayonnement net (mm j^{-1} d'eau évaporée équivalente), γ , la constante psychrométrique, Δ , la pente de la courbe de pression de vapeur saturante en fonction de la température, et E_a , le second terme de la formule de Penman caractérisant le pouvoir évaporant de l'air :

$$E_a = f(\bar{U}) (\bar{e}_a - \bar{e}_d) (SS_0/12) \quad (10)$$

Avec $f(U)$, la fonction du vent, e_a , la pression de vapeur d'eau saturante à la température de l'air (mb), e_d , la pression à vapeur sous abri (mb), et SS_0 , la durée du jour.

Cette formule mobilise cinq variables (température de l'air, vitesse du vent, humidité spécifique, radiations de courtes et longues longueurs d'onde). L'ETP est extraite de la base de données SAFRAN (Météo-France ; (Quintana-Segui et al., 2008)). SAFRAN fournit une analyse des forçages atmosphériques en considérant un gradient vertical des variables au sein de zones climatiques homogènes (grille régulière de 8×8 km). Les données de précipitations locales des six stations météorologiques sont extraites de la base de données BDOH. Les lacunes de données sont comblées par les données de pluie de la base de données SAFRAN. La pluie est recalculée par la proportion de mailles SAFRAN dans chaque polygone de Thiessen.

2.2 ORCHIDEE

ORCHIDEE (Ducoudré et al., 1993 ; Krinner et al., 2005 ; Polcher et al., 1998 ; Wang et al., 2018) calcule les bilans d'eau, d'énergie, et de carbone au pas de temps horaire. Le modèle peut fonctionner de manière couplée à un modèle de circulation globale ou de manière autonome à partir des seules conditions atmosphériques (précipitation, température de l'air, pression atmosphérique, vent, rayonnement solaire, humidité et CO_2 atmosphérique) contenues dans des fichiers de forçages annuels. Pour les deux configurations, l'utilisateur doit également fournir des fichiers décrivant la distribution de la végétation initiale, des pentes et des types de sol. La configuration autonome permet de réaliser des simulations régionales. La résolution spatiale d'une simulation est un paramètre implicite imposé par la résolution des données du fichier de forçage climatique.

Les processus simulés comprennent ceux des bilans d'eau, d'énergie et de carbone, plus certains processus biogéochimiques (échanges d'énergie latente, sensible et cinétique à la surface des sols). La dissipation de chaleur et les flux d'eau sont répartis verticalement dans le sol. Les eaux de ruissellement sont collectées dans les rivières et les lacs. Les processus simulés qui affectent le cycle global du carbone incluent la photosynthèse, la respiration, l'allocation du carbone, la décomposition des végétaux et du carbone du sol, et de la dynamique de la végétation.

2.2.1 Bilan hydrologique de surface

Le module SECHIBA (De Rosnay et al., 2002 ; Ducharne, 2016 ; Ducharne et al., 1998 ; Ducoudré et al., 1993) calcule, pour chaque maille, le bilan hydrologique de trois réservoirs distincts : le réservoir d'interception de la canopée, le manteau neigeux et le sol (Ducharne et al., 2018).

Les flux d'eau du sol sont calculés dans des « soiltiles » qui définissent des colonnes de sol distinctes (au sein d'une même maille) dans lesquelles des bilans hydriques indépendants sont calculés (apport d'eau par les précipitations et la fonte des neiges, ruissellement, transpiration et évaporation des sols). Les bilans hydriques sont résolus jusqu'à une profondeur de 2 m, par défaut (modifiable), en utilisant le schéma hydrologique multicouche de diffusion dans le sol CWRR (également appelé modèle de Dublin ou ORC11). ORCHIDEE étant un modèle généralement utilisé à grande échelle, les flux latéraux sont négligés et toutes les variables au sein d'une maille sont considérées comme homogènes horizontalement. Le module CWRR résout l'équation de Richards en une dimension par la formulation de Fokker-Planck (Liu et al., 2004; Tocci et al., 1997) :

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = -\frac{\partial q(z, t)}{\partial z} - s(z, t) \quad (11)$$

Avec z , la profondeur du sol sous la surface (m), t (s), le temps, et s , le terme source ($\text{m}^3 \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}$) incluant les flux de transpiration et les effets de densité du profil racinaire.

Le champ de vitesses q provient de la loi de (Darcy, 1856) étendue aux conditions non saturées par (Buckingham, 1907) :

$$q(z, t) = -D(\theta(z, t)) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} + K(\theta(z, t)) \quad (12)$$

$K(\theta)$ et $D(\theta)$ sont les paramètres de conductivité et diffusivité hydraulique (m s^{-1} et $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ respectivement). Ce dernier définit le lien entre la teneur en eau volumétrique θ et le potentiel matriciel du sol ψ (m) :

$$D(\theta(z, t)) = K(\theta(z, t)) \frac{\partial \psi}{\partial \theta}(\theta(z, t)) \quad (13)$$

Ces équations sont résolues par la méthode des différences finies sur des colonnes discrétisées en N couches ($N = 11$ par défauts). Le nombre de colonnes de sol auxquelles sont appliquées ce schéma de diffusion CWRR est réduit à un maximum de trois : une regroupant toutes les types fonctionnels de plante (PFT) de forêt, une les PFT de prairies et cultures et une pour la PFT de sol nu.

Les paramètres hydrauliques sont basés sur les douze types de sol décrits dans la classification des textures de sol de l'USDA (García-Gaines and Frankenstein, 2015) : « sand, loamy sand, sandy loam, silt loam, silt, loam, sandy clay loam, silty clay loam, clay loam, sandy clay, silty clay, clay ». Les paramètres nécessaires pour la résolution de l'équation de diffusion sont la conductivité et la diffusivité hydrauliques, K et D , dépendantes de la teneur en eau θ . Ces relations sont données par le model (Mualem, 1976; Van Genuchten, 1980) :

$$K(\theta) = K_s \sqrt{\theta_f} \left(1 - \left(1 - \theta_f^{1/m}\right)^m\right)^2 \quad (14)$$

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{\alpha m n} \frac{1}{\theta - \theta_r} \theta_f^{-1/m} \left(\theta_f^{-1/m} - 1\right)^{-m} \quad (15)$$

avec K_s , la conductivité hydraulique à saturation (m s^{-1}), α (m^{-1}), l'inverse de la tension de succion, et m , un paramètre adimensionné lié au paramètre de Van Genuchten n par :

$$m = 1 - 1/n \quad (16)$$

Une dernière relation de Van Genuchten permet de définir le lien entre le potentiel matriciel ψ (m), utilisé par la diffusivité hydraulique (Eq. 6), et la teneur en eau θ :

$$\psi(\theta) = -\frac{1}{\alpha} \left(\theta_f^{-1/m} - 1\right)^{1/n} \quad (17)$$

Ces équations sont résolues en supposant que θ varie entre la teneur en eau résiduelle θ_r , et la teneur en eau à saturation θ_s , définissant l'humidité relative par :

$$\theta_f = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad (18)$$

Les conductivités hydrauliques à saturation K_s données par les classes de textures de l'USDA sont ajustées par ORCHIDEE par une relation de décroissance exponentiellement avec la profondeur (Beven and Kirkby, 1979) en dessous des trente premiers centimètres de sol. Une augmentation de K_s avec la profondeur du réseau racinaire est également implémentée à travers l'application d'un coefficient multiplicateur. Paramétrisé pour chaque type de végétation (PFT), ce coefficient simule une augmentation de la porosité par la présence de réseaux racinaires, et donc la capacité d'infiltration (Beven, 1984; Beven and Germann, 1982). La limite inférieure de chaque colonne de bilan hydrique du sol est traitée par défaut comme une condition de drainage libre (modifiable).

2.2.2 Le module de végétation

ORCHIDEE est construit sur le concept de méta-classes pour caractériser la distribution de la végétation. Dans sa version standard, 13 méta-classes sont distinguées (une pour les sols nus, huit pour les forêts, deux pour les prairies et deux pour les terres cultivées). Chaque méta-classe peut être subdivisée en un nombre illimité de « Plant Functional Types » (PFT, *i.e.* types de plante). Par défaut, chaque méta-classe possède une seule PFT dans laquelle des variables biogéochimiques et biophysiques sont calculées. En raison des nombreux travaux d'étalonnage effectués sur les nombreux paramètres biologiques et phénologiques d'ORCHIDEE (Druel et al., 2017 ; Mahfouf et al., 1996 ; Morales et al., 2005 ; Sitch et al., 2003 ; Zhu et al., 2015), seules les PFT par défaut seront utilisées dans cette étude (ce qui signifie que les termes 'PFT' et 'méta-classes' seront utilisés comme synonymes).

L'évapotranspiration E fait le pont entre les bilans d'eau et d'énergie d'ORCHIDEE. Elle est calculée à partir de l'évapotranspiration potentielle E_{pot} , limitée par une fonction de stress β :

$$E = \beta E_{pot} \quad (19)$$

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (20)$$

avec ρ , la densité de l'air, q_a , l'humidité spécifique, $q_{sat}(T_s)$ l'humidité spécifique à la température de surface T_s , et r_a , la résistance aérodynamique (dépendante de l'altitude, la vitesse du vent, la longueur de rugosité, et de la stabilité de l'air).

En l'absence de neige et de plaines inondables, l'évapotranspiration E peut être décomposée en trois contributions distinctes : l'évaporation des sols nus E_g de la fraction dénudée d'une maille, la perte par interception E_i , et la transpiration E_t de la fraction effectivement végétalisée :

$$E = E_i + E_t + E_g \quad (21)$$

La fonction de stress β véhicule deux types d'informations:

- les différentes contraintes contrôlant les estimations locales d'évaporation de sol nu, de perte d'interception et de transpiration rapportées au taux d'évapotranspiration potentiel E_{pot} , qui lui, est valable pour la totalité de la surface de la maille.
- la valeur moyenne de E d'une maille résultant des sous-flux locaux, en fonction des superficies de sols nus A_g et de la superficie des sols végétalisés A_v au sein de cette même maille A_L

Ainsi, en supposant l'absence de surfaces « nobio » (glaces, eaux libres, villes,...) notées A_n (*i.e.* $A_n = 0$, $A_L = A_v + A_g$), la fonction de stress s'exprime par :

$$\beta = (A_v(\beta_2 + \beta_3) + A_g\beta_g)/A_L \quad (22)$$

avec $\beta_g \leq 1$, les fonctions de stress individuelles de perte par interception, transpiration, et évaporation des sols nus respectivement. β_2 et β_3 sont dépendants de l'humidité du sol, et se rapprochent de zéro lorsque celle-ci diminue.

En ce qui concerne l'évaporation des sols, elle est donc proportionnelle à la fraction de sol d'une maille ORCHIDEE non recouverte par de la végétation. L'évaporation des sols nus est calculée à l'aide d'une approche offre / demande en supposant que le processus peut agir à son taux potentiel (E_{pot}), sauf si le stock d'eau du sol devient limitant (*i.e.* la diffusion vers les couches supérieures (Q_{up}) n'apporte pas assez d'eau pour soutenir le taux d'évaporation potentiel demandé. Dans ce cas, la diffusion est recalculée en supposant une évaporation plus faible). Ainsi, au sein de chacune des trois colonnes de sol ('soltile'), une fonction de stress spécifique à l'évaporation des sols nus β_g est définie :

$$\beta_g = E_g/E_{pot} \quad (23)$$

$$E_g = \min(E_{pot}, Q_{up}) \quad (24)$$

La transpiration provient, quant à elle, de la fraction effectivement recouverte de végétation de chaque PFT (j) qui augmente avec le LAI :

$$f_v^j = f^j \left(1 - \exp(-k_{ext} LAI_j) \right) \quad (25)$$

avec f^j , la proportion de la maille recouverte par une PFT j , f_v^j , la proportion de la maille recouverte par une végétation effective de cette PFT j , et k_{ext} , le coefficient d'extinction caractérisant la fraction de PFT effectivement recouverte de végétation ou de sol nu.

2.2.3 Configuration des simulations ORCHIDEE

Les simulations ORCHIDEE couvrent également une période de 18 ans (de 1999 à 2017) et sont réalisées sur une grille régulière de 1974 mailles (40 000 m²), dont 1231 mailles actives (appelées 'landpoints'), présentant une correspondance avec le maillage raffiné CaWaQS. En utilisant le même MNT à 5 m de résolution latérale que pour CaWaQS (voir partie 2.1.2), une carte des pentes est produite selon la formule de (Zevenbergen and Thorne, 1987).

De la même manière que pour les simulations CaWaQS, la plupart des données d'entrée (température de l'air près de la surface, vitesse du vent, humidité spécifique près de la surface, rayonnements de courtes et longues longueurs d'ondes) sont extraites de la base de données SAFRAN (voir partie 2.1.2). Toutefois, SAFRAN ne fournissant pas de données de pression atmosphérique, celles-ci ont été extraites de la base de données MERRA (Rienecker et al., 2011), et sont considérées comme homogènes sur l'ensemble du bassin des Avenelles (en raison de l'absence de reliefs, voir partie 1.1). Les données de précipitations locales ont été extraites de la BDOH et distribuées spatialement de la même manière que pour les simulations CaWaQS (voir partie 2.1.2).

Donnée par la base de données « BD Forêt® v2.0 » (IGN, 2007), la distribution de la végétation est considérée comme constante pour les quatorze premières années de simulation (toutes les cultures sont considérées être du type C3). Recoupée avec les Registres Parcellaires Graphiques (« RPG v2.0 » ; IGN, 2016), il est toutefois possible de proposer une distinction entre les cultures C3 (environ 80% de la superficie agricole totale) et C4 (environ 20%), uniquement pour les quatre dernières années de simulation (2014-2017). Les différents types de végétation donnés par cette base de données ont été convertis en PFT ORCHIDEE comme présenté dans le Tableau 4.

Tableau 4. Conversion des classes de végétation IGN en PFT ORCHIDEE

Classe IGN	PFT ORCHIDEE	Surf. (km ²)	Prop. (%)
Agriculture	C3 or C4 agriculture (12)	36	80.2
Forêt fermée conifères	Temperate needle leaf evergreen (4)	0	0.1
Forêt fermée feuillus	Temperate broad-leaved summergreen (6)	7	15.7
Urbain peu dense	Bare soil (1)	1	2.0
Forêt fermée sans couvert	C3 grass (10)	1	2.0

Les types de sol CaWaQS donnés par les FP (voir partie 2.1.2) sont également convertis en classes USDA (Tableau 5 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) à la suite d'une calibration détaillée ci-dessous (voir partie **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

Tableau 5. Valeurs des paramètres de sol pour les 12 classes de texture de l'USDA. AWC est la capacité de teneur en eau tel que $AWC(2m) = 2000(\theta_c - \theta_s)$ (Ducharne et al., 2018).

	Code's Unit	1. Sand	2. Loamy Sand	3. Sandy Loam	4. Silty Loam	5. Silt	6. Loam
K_s^{ref}	mm.d ⁻¹	7128	3501.6	1060.8	108	60	249.6
n^{ref}	-	2.68	2.28	1.89	1.41	1.37	1.56
α^{ref}	mm ⁻¹	0.0145	0.0124	0.0075	0.002	0.0016	0.0036
θ_s	m ³ .m ⁻³	0.43	0.41	0.41	0.45	0.46	0.43
θ_c	m ³ .m ⁻³	0.0493	0.071	0.1218	0.2402	0.2582	0.1654
θ_w	m ³ .m ⁻³	0.045	0.057	0.0657	0.1039	0.0901	0.0884
θ_r	m ³ .m ⁻³	0.045	0.057	0.065	0.067	0.034	0.078
$AWC(2m)$	mm	9	28	112	273	336	154
$\log_{10}(d_2)$	m ³ .m ⁻³	1.916	1.419	0.552	-2.229	-2.901	-0.926
$\log_{10}(d_{50})$	m ³ .m ⁻³	6.724	6.478	6.105	5.375	5.126	5.642
	Code's Unit	7. Sandy Clay	8. Silty Clay	9. Clay Loam	10. Sandy Clay	11. Silty Clay	12. Clay
K_s^{ref}	mm.d ⁻¹	314.4	16.8	62.4	28.8	4.8	48
n^{ref}	-	1.48	1.23	1.31	1.23	1.09	1.09
α^{ref}	mm ⁻¹	0.0059	0.001	0.0019	0.0027	0.0005	0.0008
θ_s	m ³ .m ⁻³	0.39	0.43	0.41	0.38	0.36	0.38
θ_c	m ³ .m ⁻³	0.1695	0.3383	0.2697	0.2672	0.337	0.3469
θ_w	m ³ .m ⁻³	0.1112	0.1967	0.1496	0.1704	0.2665	0.2707
θ_r	m ³ .m ⁻³	0.1	0.089	0.095	0.1	0.07	0.068
$AWC(2m)$	mm	117	283	240	194	141	152
$\log_{10}(d_2)$	m ³ .m ⁻³	-1.483	-6.061	-3.754	-6.173	Inf	Inf
$\log_{10}(d_{50})$	m ³ .m ⁻³	5.554	4.639	5.117	4.527	3.87	4.634

2.3 Test de sensibilité

Les tests de sensibilité sur le ruissellement et l'évapotranspiration ont été réalisés sur les paramètres du sol pour les deux modèles.

La sensibilité de CaWaQS est basée sur une analyse systématique des champs de paramètres $DCRT / CRT$ allant de 5 à 500 mm tous les 5 mm pour chaque FP. La différence entre $DCRT$ et CRT est également testée de 5 à 200 mm tous les 5 mm. Tout d'abord, les quatre FP de limons sont calibrées ensemble (type de sol majoritaire sur le bassin), suivis par les deux FP d'alluvions, puis les paramètres des huit FP sont finalement ajustés un à un. La sensibilité sur les débits de rivière simulés par CaWaQS est effectuée par une analyse systématique. Pour chaque FP, FN est testé de 5 à 50 mm tous les 5 mm, CQI / CQR de 0.1 à 1 mm j⁻¹ tous les 0.1 mm j⁻¹ et $CQImax / CQRmax$ de 20 à 100 mm tous les 20 mm.

La sensibilité d'ORCHIDEE sur l'ETR et le ruissellement a été réalisée en modifiant les classes sol utilisées pour chaque FP (Tableau 6).

Tableau 6. Correspondance des fonctions de productions (FP) de CaWaQS avec les classes de textures de sol de l'USDA utilisées par ORCHIDEE

FP CaWaQS	Classes USDA	Surf. (km ²)	Prop. (%)
Alluvions	Sandy Loam (3)	3.1	6.8
Alluvion arable	Sand (1)	2.3	5.1
Limon arable léger	Loam (6)	14.8	32.5
Limon argileux arable	Sandy Clay Loam(7)	12.6	27.7
Limon moyen arable	Silt (5)	6.5	14.3
Limon moyen sous culture	Silt (5)	0.2	0.4
Forêt	Sandy Loam (3)	5.5	12.1
Sable	Sand (1)	0.5	1.1

2.4 . Résultats : Comparaison des évapotranspirations

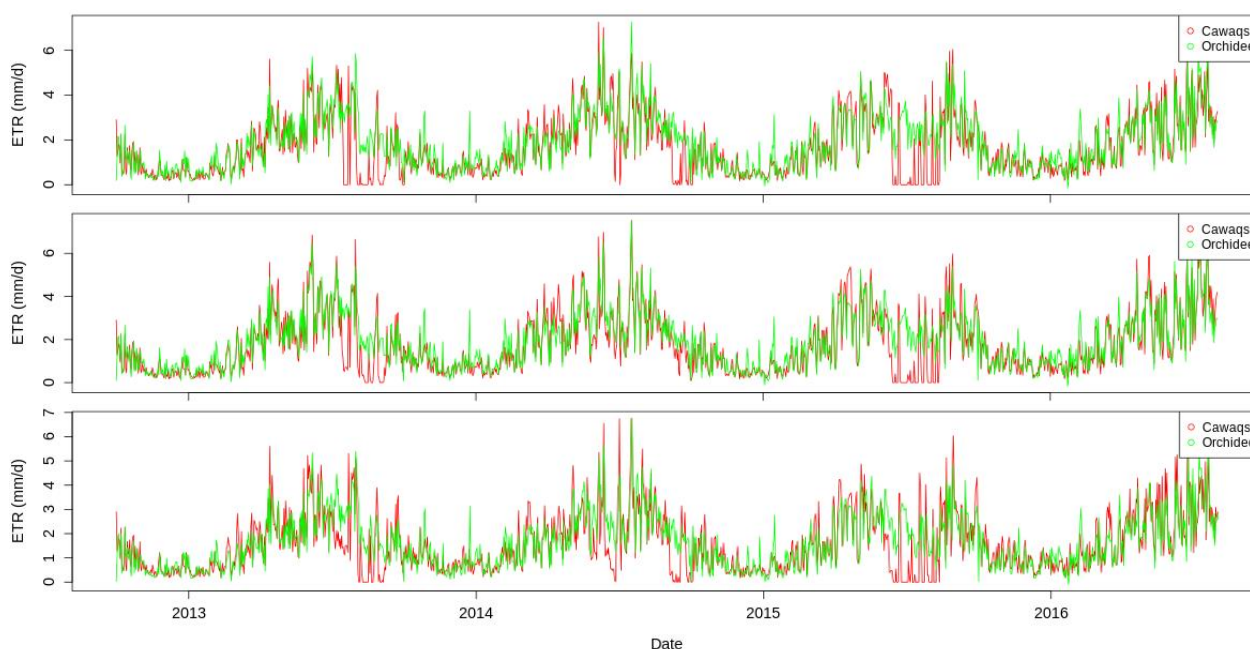


Figure 9. Extraits de chroniques d'évapotranspiration réelle simulée par les deux modèles pour les sous-bassins versants 421, 431, et 521 (de haut en bas).

La Figure 9 présente un extrait des chroniques d'évapotranspiration réelle (ETR) simulées par CaWaQS et ORCHIDEE. Malgré une bonne reproduction de la saisonnalité du signal entre les deux modèles, de nombreuses valeurs nulles simulées par CaWaQS sont remarquables, principalement en périodes estivales. Cela est lié au fait que ORCHIDEE simule explicitement la reprise évaporatoire de l'eau du sol, ce que n'autorise pas le modèle conceptuel de CaWaQS. En l'absence de précipitations sur de longues périodes, le modèle CaWaQS sous-estime donc l'ETR. Mis à part ce biais conceptuel, les deux modèles sont en accord, présentant une bonne corrélation des ETR estimées (Figure 10).

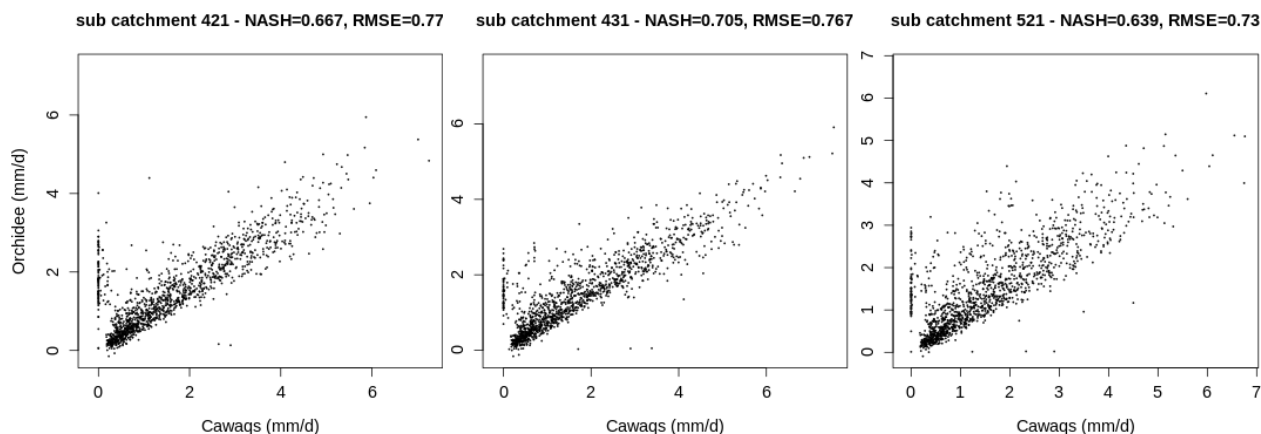


Figure 10. Evapotranspiration réelle simulée par CaWaQS versus celle simulée par ORCHIDEE pour les sous-bassins versants 421, 431, et 521 (de gauche à droite).

Discussions et conclusions

Ces travaux sont une étude préliminaire qui pose les bases de l'amélioration du calcul des bilans hydrologique et énergétique de surface du modèle CaWaQS en le couplant avec le modèle ORCHIDEE afin de simuler les flux d'eau et d'énergie dans les hydrosystèmes au pas de temps infra-journalier. La suite du travail consistera à améliorer la calibration des paramètres impactant l'ETR. Pour ceci, une comparaison des sorties de modèles avec les premières chroniques d'ETR observés à la tour à flux (disponible prochainement sur la BDOH) sera réalisée. Puis, les paramètres de sol et les paramètres de végétation seront calibrés afin de reproduire les débits de rivière observés. La séparation de l'hydrogramme sera utilisée afin de calibrer la part ruisselante et infiltrante de la pluie efficace.

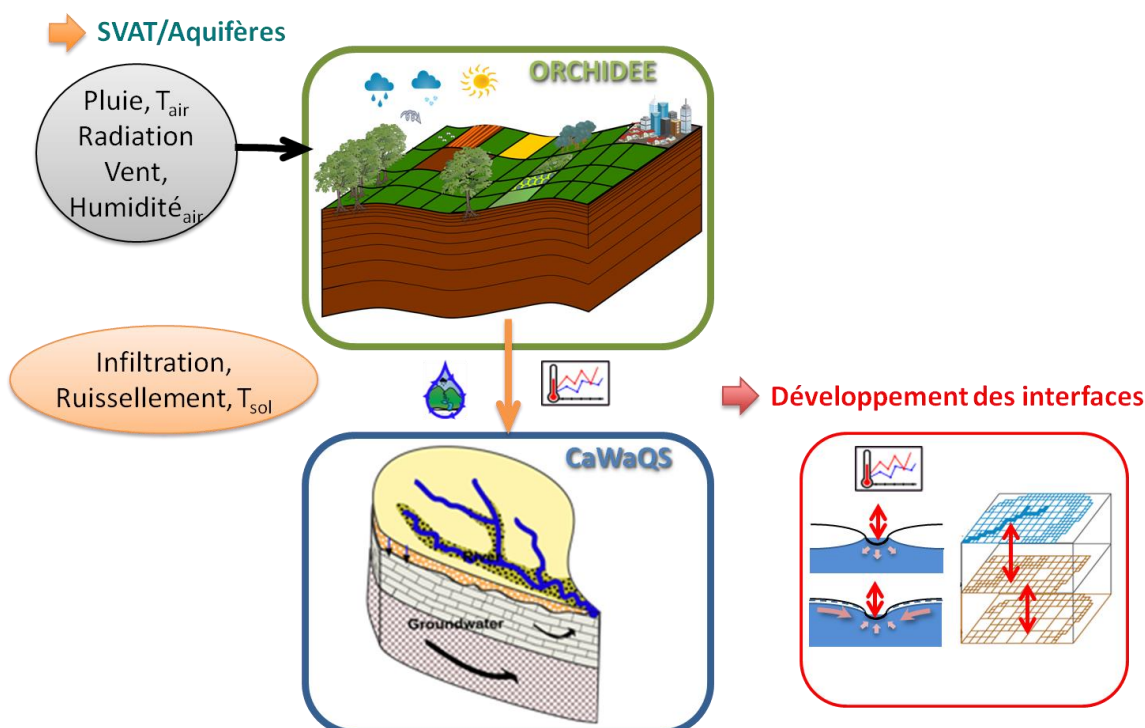


Figure 11. Couplage ORCHIDEE / CaWaQS.

Une fois calibré ORCHIDEE sera couplé avec le module souterrain (Libaq) de CaWaQS ainsi que le module hydraulique (libhyd) (Figure 11). Ce premier couplage sera indirect, l'infiltration sous la zone non saturée constituera la recharge des aquifères, la partie ruisselante sera prise en compte selon le même schéma que

CaWaQS. La calibration des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère et de la conductance gérant les échanges nappe-rivière pourra alors être réalisée. Finalement une première version du modèle couplé permettra de simuler les flux de chaleur au sein de l'hydrosystème.

Remerciement

Ce travail a bénéficié du soutien de l'Université PSL, qui a financé le salaire de post-doctorat de Pierre Séraphin.

Bibliographies

- Beven, K., (1984). Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrol. Sci. J.* 29, 425–434.
- Beven, K., Germann, P., (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resources Res.* 18, 1311–1325.
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. J.* 24, 43–69.
- Bossard, M., Feranec, J., Otahel, J., (2000). CORINE land cover technical guide: Addendum 2000. Eur. Environ. Agency Copenhagen.
- Buckingham, E., (1907). Studies on the movement of soil moisture. US Dept. Agric. Bur. Soils Bull. 38.
- Calvet, C., (1981). [Real and potential evapotranspiration and its relationship with natural vegetation under Mediterranean and arid tropical climates]. [French]. *Meteorologie*.
- Choisnel, E., (1977). Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. *La Météorologie* 6, 103–133.
- Darcy, H., (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application... Victor Dalmont.
- De Rosnay, P., Polcher, J., Bruen, M., Laval, K., (2002). Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *J. Geophys. Res. Atmos.* 107.
- Drueel, A., Peylin, P., Krinner, G., Ciais, P., Viovy, N., Peregon, A., Bastrikov, V., Kosykh, N., Mironycheva-Tokareva, N., (2017). Towards a more detailed representation of high-latitude vegetation in the global land surface model ORCHIDEE (ORC-HL-VEGv1. 0). *Geosci. Model Dev.* 10, 4693.
- Dubreuil, V., (1992). La variation spatiale de l'évapotranspiration potentielle journalière: essai de régionalisation à partir de la méthode des noyaux forts et aires de transition. *Norois* 154, 145–162.
- Ducharne, A., (2016). The hydrol module of ORCHIDEE: Scientific documentation.
- Ducharne, A., Laval, K., Polcher, J., (1998). Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a GCM. *Clim. Dyn.* 14, 307–327.
- Ducharne, A., Otlé, F., Vuichard, N., Ghattas, J., Wang, F., Peylin, P., Polcher, J., Guimberteau, M., Maugis, P., Tafasca, S., Tootchi, A., Verhoef, A., Mizuochi, H., (2018). The hydrol module of ORCHIDEE: scientific documentation [rev 3977] and on, work on progress, towards CMIP6v1.
- Ducoudré, N.I., Laval, K., Perrier, A., (1993). SECHIBA, a New Set of Parameterizations of the Hydrologic Exchanges at the Land-Atmosphere Interface within the LMD Atmospheric General Circulation Model. *J. Clim.* 6, 248–273.

- Eckhardt, K., (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *J. Hydrol.* 352, 168–173.
- Esteves, M., (1990). Notice d'utilisation du modèle MODGLO.
- Flipo, N., (2005). Modélisation intégrée des transferts d'azote dans les aquifères et les rivières: Application au bassin du Grand Morin (phdthesis). École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Flipo, N., Monteil, C., Poulin, M., de~Fouquet, C., Krimissa, M., (2012). Hybrid fitting of a hydrosystem model: long term insight into the Beauce aquifer functioning (France). *Water Resources Res.* 48, W05509.
- Flipo, N., Poulin, M., Even, S., Ledoux, E., 2005. Hydrological part of CAWAQS (CAtchment WATER Quality Simulator): fitting on a small sedimentary basin [WWW Document].
- García-Gaines, R.A., Frankenstein, S., (2015). ERDC/CRREL TR-15-4 "USCS and the USDA Soil Classification System: Development of a Mapping Scheme." Engineer Research and Development Center Hanover, NH Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Garnier, J., Billen, G., Vilain, G., Benoit, M., Passy, P., Tallec, G., Tournebize, J., Anglade, J., Billy, C., Mercier, B., Ansart, P., Azougui, A., Sebilo, M., Kao, C., (2014). Curative vs. preventive management of nitrogen transfers in rural areas: Lessons from the case of the Orgeval watershed (Seine River basin, France). *J. Environ. Manage.* 144, 125–134.
- Girard, G., Ledoux, E., Villeneuve, J.-P., (1980). Modèle intégré pluie-eau de surface-eau souterraine. *La Houille Blanche* 315–320.
- Girard, G., Ledoux, E., Villeneuve, J.-P., (1980). An integrated rainfall, surface and underground runoff model. *La Houille Blanche* 4/5, 315–320.
- Girard, G., Morin, G., Charbonneau, R., (1972). Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. *Cah. l'ORSTOM, série Hydrol.* 4, 35–52.
- Girard, G., Villeneuve, J.P., (1981). Le modèle couplé: simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. ORSTOM.
- IGN, (2007). BD Forêt® v2.0.
- IGN, (2016). Registre Parcellaire Graphique RPG v2.0.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., Prentice, I.C., (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem. Cycles* 19, 1--33.
- Ledoux, E., Girard, G., de Marsily, G., Villeneuve, J.P., Deschenes, J., (1989). {U}nsaturated flow in hydrologic modeling - theory and practice. In: H.J.Morel-Seytoux (Ed.), . Springer, NATO ASI Ser. CNorwell, Massachussetts : Kluwer Academic, pp. 435–454.
- Liu, F., Anh, V., Turner, I., (2004). Numerical solution of the space fractional Fokker–Planck equation. *J. Comput. Appl. Math., Proceedings of the International Conference on Boundary and Interior Layers - Computational and Asymptotic Methods* 166, 209–219.
- Lorenz, C., Obert, D., Bricon, C., (1989). Notice explicative, Carte géol. France, (1/50 000), feuille COULOMMIERS (185). Carte géologique par Bricon C., Lorenz C., Obert D. (1989). Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.
- Mahfouf, J.-F., Ciret, C., Ducharne, A., Irannejad, P., Noilhan, J., Shao, Y., Thornton, P., Xue, Y., Yang, Z.-L., (1996). Analysis of transpiration results from the RICE and PILPS workshop. *Glob. Planet. Change, Soil Moisture Simulation* 13, 73–88.

- Massei, N., Fournier, M., (2012). Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert–Huang transform. *J. Hydrol.* 448–449, 119–128.
- Morales, P., Sykes, M.T., Prentice, I.C., Smith, P., Smith, B., Bugmann, H., Zierl, B., Friedlingstein, P., Viovy, N., Sabaté, S., Sánchez, A., Pla, E., Gracia, C.A., Sitch, S., Arneth, A., Ogee, J., (2005). Comparing and evaluating process-based ecosystem model predictions of carbon and water fluxes in major European forest biomes. *Glob. Chang. Biol.* 11, 2211–2233.
- Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., de Fouquet, C., Bodet, L., Kurtulus, B., Tallec, G., Durand, V., Jost, A., Ansart, P., Goblet, P., (2013). Designing a multi-scale sampling system of stream–aquifer interfaces in a sedimentary basin. *J. Hydrol.* 504, 194–206.
- Mualem, Y., (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513–522.
- Polcher, J., McAvaney, B., Viterbo, P., Gaertner, M.-A., Hahmann, A., Mahfouf, J.-F., Noilhan, J., Phillips, T., Pitman, A., Schlosser, C.A., Schulz, J.-P., Timbal, B., Versegny, D., Xue, Y., (1998). A proposal for a general interface between land surface schemes and general circulation models. *Glob. Planet. Change* 19, 261–276.
- Quintana-Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., Morel, S., (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 92–107.
- Rienecker, M.M., Suarez, M.J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M.G., Schubert, S.D., Takacs, L., Kim, G.-K., (2011). MERRA: NASA’s modern-era retrospective analysis for research and applications. *J. Clim.* 24, 3624–3648.
- Scanlon, B., Healy, R., Cook, P., (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.* 10, 18–39.
- Sitch, S., Smith, B., Prentice, I.C., Arneth, A., Bondeau, A., Cramer, W., Kaplan, J.O., Levis, S., Lucht, W., Sykes, M.T., Thonicke, K., Venevsky, S., (2003). Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Glob. Chang. Biol.* 9, 161–185.
- Tallec, G., Ansart, P., Guérin, A., Delaigue, O., Blanchouin, A., (2015). Observatoire Oracle; Irstea.
- Tocci, M.D., Kelley, C.T., Miller, C.T., (1997). Accurate and economical solution of the pressure-head form of Richards’ equation by the method of lines. *Adv. Water Resour.* 20, 1–14.
- Van Genuchten, M.T., (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils 1. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Walker, D., Parkin, G., Schmitter, P., Gowing, J., Tilahun, S.A., Haile, A.T., Yimam, A.Y., (2018). Insights From a Multi-Method Recharge Estimation Comparison Study. *Groundwater* 0.
- Wang, F., Ducharne, A., Cheruy, F., Lo, M.-H., Grandpeix, J.-Y., (2018). Impact of a shallow groundwater table on the global water cycle in the IPSL land–atmosphere coupled model. *Clim. Dyn.* 1–18.
- Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R., (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surf. Process. landforms* 12, 47–56.
- Zhu, D., Peng, S.S., Ciais, P., Viovy, N., Druel, A., Kageyama, M., Krinner, G., Peylin, P., Otlé, C., Piao, S.L., (2015). Improving the dynamics of northern vegetation in the ORCHIDEE ecosystem model. *Geosci. Model Dev. Discuss.* 8.

