HAL
archives-ouvertes.fr

Influence de la représentation des processus nivaux sur l'hydrologie de la Durance et sa réponse au changement climatique.

Claire Magand

▶ **To cite this version:**

Claire Magand. Influence de la représentation des processus nivaux sur l'hydrologie de la Durance et sa réponse au changement climatique.. Hydrology. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2014. French. <tel-01027409>

HAL Id: tel-01027409

https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01027409

Submitted on 9 Sep 2014

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

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

UPMC
SORBONNE UNIVERSITÉS

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité : **Hydrologie**

École Doctorale 398 Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

présentée par

Claire MAGAND

pour obtenir le grade de :

Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

Influence de la représentation des processus nivaux sur l'hydrologie de la Durance et sa réponse au changement climatique.

Soutenue le 6 juin 2014, devant le jury composé de :

Mme	Agnès DUCHARNE	Directrice de thèse
M.	Nicolas LE MOINE	Encadrant de thèse
M.	Eric MARTIN	Rapporteur
Mme	Catherine OTTLÉ	Rapporteur
M.	Aaron BOONE	Examinateur
M.	Eric SAUQUET	Examinateur
M.	Pierre RIBSTEIN	Président du jury

Résumé

Le bassin versant de la Durance assure 10% de la production hydroélectrique française, et alimente en eau potable de nombreuses villes du pourtour méditerranéen. Sa partie alpine contribue à près de la moitié des débits à sa confluence avec le Rhône. Connaître les impacts du changement climatique sur l'hydrologie de la Durance présente donc un enjeu de taille pour l'avenir de la population provençale. A cette fin, les modèles hydrologiques sont devenus des outils indispensables.

Cependant, le manteau neigeux, de par sa forte variabilité spatiale, est particulièrement difficile à modéliser. Une attention particulière a été portée à la compréhension des processus nivaux, dominants dans la partie amont du bassin, et à leur représentation dans le modèle de surface continentale CLSM. L'analyse de mesures d'extension et de hauteur du manteau neigeux nous a amenés à modifier le schéma de neige de CLSM, en introduisant une hystérésis dans la relation entre ces deux variables.

Nous avons ensuite évalué le potentiel devenir sous changement climatique de l'hydrosystème. Les résultats des simulations de CLSM, réalisées à l'aide de 330 scénarios climatiques, ont été confrontés à ceux de cinq autres modèles hydrologiques. Tous s'accordent sur une baisse significative des débits annuels, avec des modifications du régime hydrologique différentes selon les zones. L'incertitude reste importante sur la magnitude des changements de débits, principalement due aux scénarios climatiques. La part d'incertitude associée aux modèles hydrologiques varie selon les saisons, mettant en évidence une plus grande difficulté à représenter les processus nivaux et ceux liés à l'évapotranspiration.

Abstract

The Durance watershed, located in the French Alps, generates 10% of French hydropower and provides drinking water to about 3 million people. The upstream part of this catchment, where snowfall accounts for more than 50% of the precipitation, is responsible for almost half of the total runoff whereas it accounts for only 25% of the area. To assess the impacts of climate change on the water resources, hydrological models are now commonly used.

The snow cover is, however, difficult to simulate because it is highly variable in both space and time. Therefore, special attention has been given to understanding the snow processes in this alpine environment, and to their representation in a land surface model, the CLSM. The analysis of snow-cover extent and height observations has lead us to modify the snow scheme of the CLSM, by introducing a hysteresis in the snow depletion curve.

Then, we quantified the possible evolution of the Durance hydrosystem using 330 climate change scenarios. The results of the CLSM are compared with those of five other hydrological models. All models are in agreement in predicting a significant reduction of discharge with some different modifications of the hydrological regime depending on the different zones of the catchment. Uncertainties remain important

concerning the magnitude of discharge changes, mainly due to the climatic scenarios. The uncertainty related to hydrological modelling is indeed low but varies depending on the season. This highlights some of the difficulties in using hydrological models to correctly represent snow processes and evapotranspiration processes especially under water stress.

Remerciements

Je termine ma thèse par ces derniers mots, elle n'aurait pu aboutir sans l'aide et la présence de nombreuses personnes, donc je vous préviens, c'est un peu long...

Tout d'abord, je n'aurais pas vécu cette incroyable aventure qu'est la thèse sans ma rencontre à la cité des sciences le samedi matin 30 janvier 2010 avec monsieur de Marsily. Cette rencontre a clairement bouleversé le cours des évènements puisque je me souviens très bien avoir dit quelques semaines plus tôt que JAMAIS au grand jamais je ne ferais de thèse car j'en étais tout à fait incapable. Je vous remercie donc, Monsieur, de m'avoir fait changer d'avis car... j'ai finalement réussi ! J'ai énormément appris au cours de ces trois années et demie, mon goût pour l'hydrologie s'est confirmé et j'ai rencontré beaucoup de personnes qui j'espère m'inspireront tout au long de ma vie.

Je remercie infiniment Agnès Ducharne de m'avoir audacieusement fait confiance sur ce sujet de thèse. Avec des idées par milliers et une grande rigueur scientifique, Agnès, tu as toujours été présente pour me guider, m'alimenter en biblio, me rebooster quand il y avait besoin, tout en me laissant la liberté de faire mes choix. Merci donc d'avoir été une directrice de thèse au top ! Merci aussi à Nicolas de m'avoir accompagnée pendant ces quelques années. Je te remercie d'avoir supporté et répondu à mes incursions quasi-quotidiennes dans ton bureau souvent vers 17h, pour te faire part de mes idées, questions, doutes, etc. Je suis désolée de ne pas avoir relevé le défi que tu m'avais lancé pour la soutenance mais ce n'est tout de même pas la mort du petit cheval !

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude aux membres du jury pour avoir consciencieusement évalué ce travail : les rapporteurs, Eric Martin et Catherine Ottlé et les examinateurs, Aaron Boone et Eric Sauquet. Merci enfin au président du Jury, Pierre Ribstein qui aura été présent tout au long de cette thèse, du premier entretien aux questions de soutenance, en passant par un stage en Durance exceptionnel !

Cette thèse a été financée pendant 40 mois par l'agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse, je remercie donc cet organisme pour son soutien, et en particulier Cécile Monière pour l'intérêt qu'elle a porté à mes travaux lors des comités de thèse. J'en profite pour remercier Emmanuel Ledoux, également présent à ces comités qui nous a intelligemment guidés sur les directions à prendre au cours de la thèse.

Ce travail de thèse n'aurait pas été aussi stimulant sans le projet R^2D^2-2050 et le dynamisme des personnes y participant. Je remercie donc pour la deuxième fois Eric mais cette fois-ci en tant que grand Dark Vador. Lors des réunions, il a su jongler entre les différentes équipes pour que tout le monde trouve sa place, et nous a toujours sélectionné des restaurants au top pour le soir. Avec Anna, nous nous souviendrons longtemps de la poire au vin de la brasserie Bocuse ! Je remercie Jean-Philippe Vidal, Thibault Mathevet et Frédéric Gottardi pour les données météo sans lesquelles tout travail de modélisation aurait été impossible. Ils ont aussi supportés mes questions incessantes dès mon début de thèse, et n'ont jamais montré de signes d'agacement, chapeau ! Merci à François Tilmant pour avoir formé un sacré bon DuO... de débutants devenus experts en fortran, et également à Mathilde Chauveau pour son sourire et ses étoiles. Merci à Charles pour sa gentillesse, son calme et pour dégainer des comptes rendus de réunions plus vite que son ombre. Merci à Frédéric Hendrickx pour son impressionnant travail entre modélisateurs et gestionnaires, ainsi que pour ses présentations starwars. Merci à René Samie pour ses débits naturalisés à l'aval. Les discussions avec Flora Branger, Isabelle Braud, Marie Bourqui, Isabelle Gouttevin, Matthieu Le Lay, Céline Monteil et Guillaume Thirel m'ont toujours beaucoup apportée. Merci aussi à Matthieu Lafaysse qui

avait mâché une partie du travail en particulier pour les scénarios de changement climatique ; à Benoît Hingray pour son aide sur la dernière partie de la thèse, pour sa patience et ses qualités de pédagogue. Enfin, je souhaite vivement remercier Anna Kuentz, ma presque jumelle de thèse sur ce projet (avec un an d'avance !), qui m'a d'une part fourni des débits de haute qualité pour valider mes simulations mais qui m'a surtout fait découvrir la Durance pour de vrai, sur un kayak ! Bon, j'y ai certes laissé une dent. Mais ce week-end chez toi, Anna, avec Thibault et Pierre fait partie de mes meilleurs souvenirs de thèse, le trajet en train de nuit avec monsieur Brigode plié en deux (les couchettes ne font pas 2 mètres), l'arrivée à Chorges au petit matin (magique !), le petit déjeuner avec jus d'oranges de Sicile pressées, la descente du Rabiou, la prière devant l'échelle limnimétrique de la Clapière, la balade pour observer la confluence de l'Ubaye avec la Durance, le dessert de Titouan... Merci !

En dehors du projet, Simon Gascoin a toujours été présent pour m'apporter ses conseils sur CLSM, sur les images MODIS ou encore sur la rédaction d'article, qu'il soit ici vivement remercié pour sa disponibilité, son enthousiasme et sa patience.

Je m'incline maintenant devant les deux stagiaires que j'ai eu la chance de co-encadrer avec Agnès, et qui ont contribué aux prochaines pages. Maxime qui malgré ses noms de variables exotiques (riri, fifi, loulou, jojo, pepe...) a fait preuve d'une grande efficacité, de même pour Katerina avec qui j'ai partagé mes premiers déboires sur ORCHIDEE et ma première partie de Molkky.

Mes trois ans de thèse n'auraient pas été si agréables si je ne les avais pas passées au laboratoire Sisyphe, nouvellement METIS. C'est un lieu où il fait bon vivre, qui pétille d'idées grâce à beaucoup de personnalités bien différentes les unes des autres. Je tiens à remercier toutes les personnes de ce labo qui m'ont aidée sur ma thèse d'une manière ou d'une autre. Aujourd'hui encore, je suis à mon bureau et j'ai du mal à imaginer quitter définitivement ce labo, même s'il va bien falloir un jour.

Je commence par celles qui font tourner le labo, merci à Valérie Girard, Nora Roger et Dominique Daloz, pour m'avoir facilité la vie dans toutes mes démarches administratives. Au même étage, je remercie vivement Christophe Bonnet et Bénédicte Sabatier qui ont sauvé ma machine virtuelle la semaine avant la soutenance et pour plein d'autres services ! Avant que Jean-Marie ne descende au 3ème pour assumer le prestigieux poste de directeur de METIS, il arrivait souvent qu'il me file un coup de main sur linux ou sur R. J'ai également pu compter sur Sylvain alias sherlock, pour les installations de linux ou de machine virtuelle. Si on reste au 3ème étage, j'en profite pour remercier ma petite soeur de thèse Ana Schneider que je n'ai malheureusement pas eu le temps de trop connaître et par la même occasion mon grand frère de thèse Aurélien Campoy, très pédagogue, qui m'a aidée à écrire mes premières lignes de code.

Merci aussi à ceux avec qui j'ai moins eu le temps de sympathiser mais qu'il était toujours très agréable de croiser : Quentin, Sylvain, Camille, Solène, Julien, Ludovic, Jamel...

Dans le couloir 46-56 du 4ème, c'est l'étrange monde des chimistes... Je remercie Gilles Billen et Josette Garnier pour leurs sympathiques encouragements quand je les rencontrais ; Benjamin pour ses discussions enflammées sur les films ; Simona pour sa bonne humeur et son français parfait ; Olivier, mon préféré, qui s'est échappé bien trop vite et qui me faisait mourir de rire avec ses histoires d'ours bleu, son origami et ses cigarettes manuelles ; Luis pour les cafés du matin chez Gilles et Josette ; Estella pour ses bons plans parisiens ; Jacques Thibieroz pour avoir accepté de me donner un petit cours sur la complexe géologie de la Durance et pour nous tenir informer de l'évolution de nos ressources énergétiques, j'espère à bientôt

aux Vans ! ; et enfin Aurélien Baro, merci pour les services rendus en sig et pour mon super surnom « Compote de pommes » !

Nous arrivons enfin au couloir 56-55 qui fut mon microcosme pendant ces trois ans. Je remercie tout d'abord Danièle pour s'occuper de nos apports en viande bio, Sophie Violette pour m'avoir donné quelques heures de cours en hydrogéologie, Michel pour m'avoir fait travailler mon allemand et pour les milliers d'histoires passionnantes qu'il a à raconter ; Anne, techniquement pour sa machine lotis mais surtout pour les discussions autour d'une bière, pour les Nash, pour les visites insolites, pour les burgers au foie gras ; Matthieu de la Vendée alias Doudou pour son aide sur ORCHIDEE ; Valérie pour le fabuleux stage terrain dans les Causses ; Ludo qui a lui aussi subi mes incursions dans son bureau et pour nos tentatives de conversation en suédois à Göteborg ; Julie pour ses histoires belges et son aide en SIG ; Gaby pour les massages de dos cassé, bien différents des « *massages ici ?* » et Sarah pour ses fous rires et ses gateaux.

Merci au nombreux doctorants et stagiaires qui peuplent ce couloir : Cyrielle pour nos papotages, Bahar avec qui j'irai en Iran l'année prochaine à défaut de cette année, Célestine pour nos quelques excursions shopping à midi, Agnès pour avoir joué mon oreille droite du couloir, Thibault pour ses histoires drôles, Sarah pour m'avoir emmener dans une grotte aux lacs, Pierre-Stéphane pour ses vidéos nulles et parfois biens, Jacques pour sa gentillesse et ses pitreries, Bernadette pour nous avoir fait goûter la Cola et pour sa bonne humeur communicative, Stéphanie pour ses ongles de toutes les couleurs, Pilar pour le collier, Maxime pour la plaque d'immatriculation, Sandro pour m'avoir fait découvrir le barrage de l'Escale, Marie, diamant d'innocence, David, Chen, Christian, Alexia et bien d'autres.

Merci aux membres du club CFP si bien nommé par Aurélien Baro dont j'espère ne pas faire partie malgré les quelques aller-retours au piquet dont j'ai écoppés. Merci à cornichon Guillaume de m'avoir laissé son bureau, une place très convoitée, n'est-ce pas Ugo ? Merci mon fils pour ton rire si communicatif, pour ta barbe « un tantinet rock'n roll »,pour tes avis bien tranchés, pour être à l'écoute des gens, pour cette musique de sauvage que tu aimes tant et dont j'apprécie, maintenant, quelques morceaux grâce à toi. Merci au fenouil, gitan, danseur de la pluie (vraie qualité pour un hydrologue), le grand Moussu, pour avoir partagé pendant un temps le café du matin avec Pierre et Alex, pour éviter les renversements de kayak au NASH et pour tes vidéos guyanaises ! Merci à ma consoeur la crème de marron Clément Faugier, communément appelée Mélanie, pour les après-midi couture de raie manta, les entraînements de gym suédoise et les discussions matinales sur la vie ! Un immense merci à Pierre Brigode qui fut mon compatriote de thèse, au labo, autour d'une bière, en stage terrain, à Grenoble ou en Suède. Nos discussions m'ont tellement manqué quand tu nous as quittés pour nos cousins d'Antony. Sache que tes blagues récurrentes ainsi que tes sujets de conversation principalement portés sur nos amies les bêtes et les saisons ont laissé un vide à la cantine ! Papi et Mamie, Vincent et Marie, ne sont pas vraiment dans le CFP mais je vous y inclus. Merci à vous deux, vous formez un duo de choc pour trouver des idées de films et de cadeaux originaux, et pour faire du couloir un lieu duquel on ne voudrait jamais partir !

Je termine par mes co-bureaux du 410 en commençant par l'ancêtre Alex qui m'a chaleureusement accueillie et donnée plein de bons conseils. Wilfried a débarqué en même temps que moi dans le bureau mais il a toujours été assez volatile entre Fontainebleau et les Pays-Bas. Lorsqu'il était là, il nous faisait toujours profiter de ses découvertes musicales et culinaires. Merci à Paul Poulp, mon cobureau le plus durable et le plus rassurant. C'est par définition l'homme sur qui on peut compter pour rendre un service, pour sonner la cantine, pour faire un thé aux lardons entre 15 et 16 heures, pour sortir au moins une petite phrase drôle par jour, pour la bière du mardi, pour les pots de départs. Jusqu'à la fin de sa thèse et encore

maintenant, je ne l'ai jamais vu s'énerver ou être désagréable avec qui que ce soit. Adrien a ensuite remplacé par intermittence Alex, j'ai ainsi eu la chance de connaître un être ayant le don d'ubiquité, à la fois Indiana Jones et George Lucas, avec une énergie débordante à rendre jaloux. Adrien, merci pour tous les services que tu m'as rendus (notamment les « finissages » d'assiette à la cantine !) et pour mon incroyable film de thèse. J'en profite pour remercier tous les acteurs du film et les auteurs de l'incroyable Clairama. C'était donc un bureau essentiellement masculin et même si Wilfried apportait sa touche féminine, nous avons connu un grand bouleversement à l'arrivée de Juliette. Pas n'importe quelle fille, une battante qui a ses idées bien en place et une bosseuse ! (avec une grande âme d'enfant... !) On a été très « filles », avec la gym suédoise, les hammams, les poses de vernis, mais on a aussi bossé comme des acharnées pour être le plus rigoureuses possible dans nos analyses statistiques et pour faire des graphs dignes de Brigode. La fin de thèse n'aurait pas été la même sans ton soutien, ma chère Poulpita ! Merci à Julien pour nous avoir aidé lors de nos essais cinématographiques ! Grâce à Amadou, nous avons ensuite appris quelques mots de bambara, I ni ce ! Paul a finalement cédé sa place à Nejla. Bravo madame pour mener à bien ta thèse et ta nouvelle vie de maman ! Le dernier arrivé est Raphaël qui après des débuts timides, reprend les rênes du 410 en amenant sa touche personelle (*e.g.* des crêpes whaou plutôt que des pépitos).

Finalement, ce labo est une grande famille que je tiens sincèrement à remercier pour tous ces moments partagés.

Parce-que dans l'hydrologie, il y a aussi l'hydrologie sociale, je remercie de nouveau le grand Thibault Mathevet d'être à l'origine de cette institution avec ses évènements traditionnels, le couscous de chez Mamane et les nouvels ans hydrologiques. Je n'ai pas assez profité des soirées Mamane mais j'ai quand même eu l'occasion de goûter plusieurs fois au couscous et à la chouffe en discutant avec nos cousins d'Antony : Pierre Nicolle, Carina, François, Florent (merci de ne pas avoir écrasé ce beau blaireau), Laure, Louise, Laurent (merci pour nos occasionnelles discussions téléphoniques qui m'ont bien aidée !) La descente de la rue des cinq diamants en tandem avec Nicolas fut aussi un grand moment ! Les NASH ont été l'occasion de rencontrer d'autres hydrologues : Vazken pour qui j'ai une grande admiration, Emma, Damien, Laetitia, Véronique, Remy Garçon, Pierre Hubert, Cécile Picouet, Baptiste François... Les NASH nous ont aussi permis de souder notre équipe sisyphienne avec les tartes aux pommes d'Agnès et le kig ar Farz de Nicolas.

Tous les ans, un stage de terrain et une journée des doctorants sont organisés par l'école doctorale, grâce à François Baudin et Dovy Tristani. Ils nous ont notamment emmenés sur la Durance où nous avons pu voir s'affronter les titans sur un terrain de Frisbee, alors merci !

Parallèlement à la recherche, j'ai eu l'immense chance de faire mon monitorat en médiation scientifique au sein du palais de la Découverte. Les moments passés dans ce bel endroit me permettait de reprendre mon souffle en milieu de semaine grâce aux surprenantes questions des enfants et des grands ; et surtout grâce au peps du département géosciences, avec Monica qui a le pouvoir magique de rendre de bonne humeur, Manue toujours bienveillante et faisant preuve d'une organisation du tonnerre, Vincent ultra-curieux et attentif qui m'a épaulée pour l'article de la revue, Olivier que je rêve de voir au théâtre parce-qu'il est déjà génial dans ses exposés, et Arnaud qui m'a remis à niveau en météorologie et en climatologie, et que je remercie aussi pour ses blagues.

Au début de cette thèse, j'habitais à la coloc Plumet avec Chloé, Martin et Philippe, puis Paul, et enfin Bertrand. Entre les préparations de chorégraphies pour mariage, les dimanches puzzles, les soirées paillette et deuil de moquette, les jus de fruits explosifs, les défilés des papas en « slipous », les clashs matinaux à cause de 10g de gelée royale jetés à la poubelle ou

d'une pizza maison dévorée pendant la nuit, les soirées tristes devant mimisiku et les soirées « danse de Jackson/frites/jambon », que de souvenirs ! A Houilles, vous avez finalement été nombreux à passer bon gré mal gré : JM & Eleonor, Andrea, Magda, Sonia, Ben, Andy, Anne-Claire, Fabien, Maeva, Aurel, Nunien, Cora et les habitués Jack, Figo, Malik, Jeong-Min, Seri and co. Merci à vous d'avoir été présents et à tous ceux que je retrouvais ailleurs, aux réveillons, pacs et mariage, aux jeudis des amis ou plus récemment aux rainbow diners : Manu, Guillaume, Morgane, Francesca, Sam, Lucia, Hassène, Loulou, Tristan, Kevin et Erin, Jérôme, Juto, Aude, Valjean, Maia, JS... Merci Anthony d'avoir toi aussi changé de cap après l'école et d'avoir fait en sorte que nos routes soient maintenant parallèles et assez proches l'une de l'autre pour que toi et Jonathan puissiez me faire rêver avec vos histoires et vos films. Merci aussi à Laure pour son aide sur mon premier poster et pour ses conseils de temps à autres sur l'esthétisme de mes présentations.

Enfin, j'ai puisé une grande part de mon énergie grâce à la famille, entre les noëls en Bretagne, les étés à Chando et les dimanches soirs dans le potager de Houilles. Je remercie du fond du coeur les nombreux membres de cette famille géniale, et en particulier ma mère pour qui j'ai une grande admiration. Maman, j'espère avoir hérité de ton sens critique, de tes idées originales (voire complètement déjantées parfois) et de ton optimisme. Je te remercie pour TOUT, en particulier, pour les conseils de lecture qui ouvrent l'esprit, pour ton écoute, et puis tout récemment pour avoir relu mon manuscrit !

Paul, ces derniers mots te reviennent. Merci infiniment pour tous les moments beaux, doux et fous que nous partageons à pied, en vélo ou à la voile, de Dresdes à Houilles en passant par l'Amérique du Sud. Merci d'avoir attentivement veillé sur moi ces derniers temps. Maintenant que cet épisode de thèse est terminé, let's go on the road again pour cette nouvelle aventure qui est la notre !

Table des matières

Introduction **1**

1 Changement climatique et hydrologie nivale **7**
1.1 Changement climatique et cycle de l'eau 9
1.1.1 Le changement climatique anthropique 9
1.1.2 Le cycle de l'eau dans le système climatique 11
1.1.3 Impacts du réchauffement sur les ressources en eau 13
1.2 Importance et vulnérabilité des régions à dominante nivale 17
1.2.1 Particularités hydrologiques des zones nivales 17
1.2.2 Vulnérabilité face au changement climatique 18
1.3 Modélisation des impacts hydrologiques du changement climatique . 19
1.3.1 Modélisation climatique et hydrologique 20
1.3.2 Méthodologie des études d'impacts 22
1.3.3 Typologie des incertitudes 23
1.3.4 Les incertitudes liées à la modélisation hydrologique 25

2 Un cas d'étude : la Durance **29**
2.1 Caractéristiques physiques du bassin 31
2.1.1 Géologie 34
2.1.2 Topographie 37
2.1.3 Climat 37
2.1.4 Occupation des sols 40
2.1.5 Hydrologie 40
2.1.6 Changement climatique observé dans la Durance 42
2.2 Anthropisation du bassin 43
2.2.1 Histoire 43
2.2.2 Les aménagements actuels 44
2.2.3 Répartition des usages 47
2.3 Le projet R²D²-2050 48
2.4 Objectifs de thèse 49

3 Description des modèles **53**
3.1 Le modèle CLSM 55
3.1.1 Concepts généraux 55
3.1.2 Les concepts de TOPMODEL utilisés par CLSM 56
3.1.3 Une représentation originale de l'humidité du sol 57
3.1.4 Détermination de fractions « hydrologiques » 61
3.1.5 Calcul des écoulements 62
3.1.6 Prise en compte de la végétation 63
3.1.7 Couplage des bilans d'eau et d'énergie 64
3.1.8 Représentation des processus nivaux 65
3.1.9 Synthèse sur la discrétisation spatiale de CLSM 70
3.1.10 Les paramètres ajustés 71
3.2 Le modèle ORCHIDEE 74
3.2.1 Principe général 74
3.2.2 Discrétisation, bilans d'eau et d'énergie 75
3.2.3 Représentation de l'humidité dans le sol 76
3.2.4 Processus nivaux 79

4 Présentation des données d'entrées et de validation 83
4.1 Discrétisation du bassin de la Durance 85
4.2 Paramètres de surface et de végétation 86
4.2.1 Les données relatives à la topographie 86
4.2.2 Les données relatives à la végétation 88
4.2.3 Les données relatives au sol 89
4.3 Données de validation 91
4.3.1 Débits 91
4.3.2 Hauteur et couvert de neige 94
4.3.3 Flux turbulents 94
4.4 Construction du produit météorologique DuO 94
4.4.1 Introduction 94
4.4.2 Description des bases de données 96
4.4.3 Méthode d'hybridation 98
4.4.4 Caractérisation du produit DuO 103
4.4.5 Sensibilité des simulations hydrologiques aux forçages atmosphériques 112
4.4.6 Conclusion 115
4.5 Projections climatiques régionales 117
4.5.1 Scénarios d'émission de gaz à effet de serre 117
4.5.2 Simulations climatiques 120
4.5.3 Modèles de descente d'échelle statistiques 121
4.5.4 Synthèse des combinaisons utilisées 124

5 Amélioration de la représentation des processus nivaux 127
5.1 Résumé introductif 129
5.2 Article 132
5.2.1 Introduction 132
5.2.2 Characterization of the observed hysteresis 134
5.2.3 Modeling concepts 138
5.2.4 Application to the Durance watershed 141
5.2.5 Results 144
5.2.6 Discussion 151
5.2.7 Conclusion 152

6 Evaluation des modèles en temps présent 155
6.1 Introduction 157
6.2 Les simulations R^2D^2 158
6.2.1 Les modèles du projet 158
6.2.2 Le protocole de simulation 162
6.3 Analyse des performances 164
6.3.1 Méthode 164
6.3.2 Performances 165
6.3.3 Analyse des processus 169
6.4 Analyse de la robustesse de CLSM 173
6.4.1 Introduction 173
6.4.2 Stratégie de calage 173

6.4.3 Résultats . . . 178
6.4.4 Conclusion . . . 184
6.5 Conclusion du chapitre . . . 186

7 Analyse des projections hydrologiques 187
7.1 Introduction . . . 189
7.1.1 Contexte et organisation du chapitre . . . 189
7.1.2 Méthodologie . . . 189
7.2 Caractérisation des projections climatiques . . . 193
7.2.1 Températures . . . 193
7.2.2 Précipitations . . . 193
7.2.3 La demande évaporative . . . 196
7.3 Impacts hydrologiques selon CLSM . . . 197
7.3.1 Impacts sur le bilan en eau . . . 197
7.3.2 Impacts sur la dynamique saisonnière . . . 201
7.3.3 Sensibilité des projections hydrologiques aux paramètres . . . 205
7.4 Analyse multi-modèles des impacts . . . 209
7.4.1 Comparaisons des changements sur le bilan en eau . . . 209
7.4.2 Similarités des modèles hydrologiques . . . 210
7.4.3 Analyse des processus . . . 216
7.5 Discussion sur les incertitudes . . . 220
7.5.1 Quelle part d'incertitude associée aux modèles hydrologiques. . 220
7.5.2 Incertitudes structure vs paramètres . . . 222
7.5.3 Discussion sur la communication des changements hydrologiques223
7.6 Conclusions . . . 224

Conclusions générales et perspectives 227

Bibliographie 235

A Compléments de calculs 261
A.1 Les « pré-calculs » de CLSM . . . 261
A.1.1 Relation entre M_D et $\overline{z_D}$ . . . 261
A.1.2 Humidité dans la zone racinaire en fonction de $\overline{z_D}$ . . . 261
A.1.3 Calcul de τ_1 . . . 262
A.1.4 Calcul de τ_2 . . . 263
A.2 Compléments sur la construction de DuO . . . 263
A.2.1 Cas où P_{SAF} mensuel est nul . . . 263
A.2.2 Correction de q_a et LW↓ . . . 263
A.2.3 Calcul de ET_0 . . . 266
A.3 Le module de routage . . . 267
A.3.1 Equations utilisées . . . 268
A.3.2 Méthode d'estimation des paramètres . . . 268
A.3.3 Mise en place sur la Durance et discussion . . . 270
A.3.4 Conclusion . . . 271
A.4 Evaluation en temps présent . . . 275
A.4.1 Le jeu de paramètres de CLSM de référence, θ_{REF} . . . 275
A.4.2 Formulaire des critères de performances . . . 275

A.5 Influence des paramètres hydro-dynamiques 275
A.5.1 Conductivité hydraulique à saturation en surface, K_0 275
A.5.2 Paramètre de décroissance exponentielle de la perméabilité . . 276
A.5.3 Le paramètre D 278
A.5.4 Point de flétrissement 279
A.6 DSST du projet R²D²-2050 279
A.7 Projections climatiques 279

B Sensitivity of a land surface model to the calibration period in the Upper Durance 283

Liste des figures 319

Liste des tableaux 329

Introduction

L'eau est un élément vital dont la terre est la seule planète du système solaire à bénéficier en quantité abondante sous ses trois états (liquide, solide et gaz). L'eau douce représente toutefois moins de 1% des ressources de la planète, le reste étant réparti entre l'eau salée des océans (97.5%), l'eau des glaciers et calottes polaires (1.8%) et la vapeur d'eau dans l'atmosphère (0.001%). L'eau de ces différents compartiments est mobile et circule d'un réservoir à l'autre au fil du cycle de l'eau, qui distribue cette ressources de manière inégale à la surface de la Terre. Le faible pourcentage d'eau douce par rapport à la totalité des ressources représente une quantité d'eau suffisante pour satisfaire les besoins des hommes et des écosystèmes. Néanmoins, plus de deux milliards de personnes vivent dans des régions où le stress hydrique est très élevé, i.e où la demande en eau est supérieure à la ressource (Oki and Kanae, 2006). L'eau est donc une ressource abondante, renouvelable mais inégalement répartie à la surface de la terre.

Face à ces inégalités, les montagnes sont les « grandes pourvoyeuses d'eau sauvage » de la planète, pour reprendre l'expression de Margat (2011). Elles reçoivent d'importantes quantités de précipitations et les stockent sous forme de neige pour les libérer au moment où la demande à l'aval augmente. Nombre d'activités anthropiques s'appuient sur cette ressource, irrigation, alimentation en eau potable, hydroélectricité, etc. Les régions montagneuses sont aussi vulnérables face au réchauffement climatique. En effet, la diminution de la cryosphère est une démonstration sensible du changement climatique en cours, ayant pour conséquence une modification des régimes hydrologiques, et donc des répercussions sur la gestion des ressources en eau. L'attente (demande) sociétale pour connaître l'évolution de ces ressources et pouvoir s'adapter aux changements est donc forte.

Les scientifiques sont chargés de répondre à cette attente et les études d'impacts hydrologiques régionaux du changement climatique se multiplient. Elles présentent toutes la même structure : modélisation du climat à grande échelle, régionalisation et modélisation des impacts hydrologiques. C'est le dernier maillon de cette chaîne qui nous intéresse ici, avec comme cadre d'étude le bassin versant de la Durance. Cette thèse s'inscrit en effet dans le projet de recherche R^2D^2-2050 dont les principaux objectifs de ce projet sont de caractériser le fonctionnement actuel de l'hydrosystème actuel et d'évaluer le devenir des ressources et des usages de l'eau.

La partie alpine de ce bassin contribue à près de la moitié des débits de la Durance à la confluence avec le Rhône. La compréhension et la modélisation des processus dominants dans cette région ont donc été au coeur des travaux de cette thèse. L'abondante littérature dédiée à la modélisation hydrologique en zone de montagne et en particulier à la représentation des processus nivaux dans les modèles témoigne de la complexité de cette tâche (*e.g.* Essery et al., 1999; Boone and Etchevers, 2001; Stieglitz et al., 2001; Slater et al., 2001; Schaefli et al., 2005; Valery, 2010; Clark et al., 2011; Lafaysse, 2011a; Biggs and Whitaker, 2012; Wang, 2012). Les principales difficultés auxquelles se heurte la modélisation hydrologique sont (i) la rareté et/ou la faible représentativité des mesures en haute altitude (*e.g.* Tobin et al., 2012; Dettinger, 2014), (ii) la forte variabilité spatiale et le caractère labile de la neige, à l'échelle du bassin versant qui constitue l'unité spatiale de référence des hydrologues.

Le modèle CLSM a été l'outil principal utilisé dans nos travaux. Il s'agit d'un modèle de surface continentale qui résout les bilans d'eau et d'énergie à l'échelle de sous-bassins versants. Il comporte un schéma de neige à bases physiques ayant déjà été évalué dans différents contextes, principalement en Amérique du Nord (Stieglitz et al., 2001; Déry et al., 2005). La spécificité de cette thèse a consisté à appliquer ce modèle dans un contexte Alpin et à une échelle plus fine, mais à laquelle subsiste néanmoins une forte hétérogénéité d'occupation des sols, de topographie, etc. Celle-ci nous a amenés à modifier la représentation de la variabilité sous-maille dans le schéma de neige.

Comme mentionné précédemment, l'un des objectifs du projet R²D²-2050 est d'évaluer le devenir des ressources en eau dans le bassin de la Durance où les enjeux sociétaux sont pressants. En effet, le bassin versant de la Durance contribue à satisfaire de multiples usages : production hydroélectrique (10% de la production française), irrigation des cultures, alimentation en eau potable du pourtour méditerranéen dont les villes de Marseille et d'Aix-en-Provence. Le changement climatique en cours fragilise l'équilibre actuel de gestion des ressources en eau. Dans ce contexte, et pour espérer pouvoir élaborer des stratégies d'adaptation, il semble important de présenter l'évolution possible des ressources en eau à l'horizon 2050 (projections hydrologiques), avec une estimation aussi rigoureuse que possible des incertitudes associées. Nous nous sommes donc attachés à évaluer qualitativement et quantitativement les sources d'incertitudes liées à la modélisation hydrologique, en confrontant nos résultats à ceux d'autres modèles utilisés par les équipes partenaires du projet.

Cette thèse a donc eu pour objectif de progresser dans la démarche de modélisation hydrologique en contexte nival et sous changement climatique. Elle s'organise autour de sept chapitres.

Les deux premiers chapitres précisent le contexte scientifique et géographique de cette thèse ainsi que les enjeux associés. Après avoir introduit le changement climatique en cours et ses impacts sur les ressources en eau, en particulier dans les régions à dominante nivale, nous exposons dans **le premier chapitre** les questions scientifiques concernant la méthodologie des études d'impacts et le traitement des incertitudes associées aux résultats. Le **deuxième chapitre** est consacré à la description des caractéristiques physiographiques du bassin de la Durance, et des aménagements construits pour satisfaire les multiples usages de l'eau. Une rapide présentation du projet R²D²-2050 auquel nos travaux contribuent ainsi que nos objectifs clôtureront cette partie contexte.

Dans le **troisième chapitre**, nous présentons le fonctionnement et les spécificités du modèle de surface CLSM qui sera notre principal outil d'étude. Le modèle ORCHIDEE, utilisé dans le cadre du projet R²D²-2050, sera ensuite décrit dans les grandes lignes. Un accent sera mis sur les différences entre ces deux modèles à bases physiques, conçus tous deux pour représenter les rétroactions de la surface vers l'atmosphère dans un modèle de climat. Le **quatrième chapitre** détaille les données utilisées pour la modélisation. Une partie importante de ce chapitre est consacré au travail effectué sur l'hybridation de deux réanalyses atmosphériques complémentaires, SAFRAN et SPAZM, afin d'améliorer le réalisme des températures et des précipitations en altitude.

Le **cinquième chapitre** est articulé autour d'un article accepté dans *Journal of Hydrometeorology*. Cet article a pour objectif de comprendre les déterminants des processus nivaux à l'amont du bassin de la Durance et d'améliorer la représentation de ceux-ci dans le modèles CLSM. Le **sixième chapitre** est l'occasion d'utiliser le modèle CLSM avec la nouvelle version du schéma de neige. L'objectif de ce chapitre est d'évaluer les performances du modèle CLSM sur le bassin versant de la Durance et la capacité d'extrapolation de ses paramétrisations dans des conditions climatiques différentes. Une analyse des performances du modèles par rapport à des observations et des résultats des autres modèles du projet R^2D^2-2050 est d'abord effectuée. La robustesse de CLSM vis à vis du calage de ses paramètres est éprouvée. Cette dernière analyse fait l'objet d'un deuxième article dans *Hydrological Sciences Journal*. Le **septième chapitre** est consacré à l'étude des réponses du modèle CLSM sous différents scénarios climatiques à l'horizon 2050. Les réponses seront comparées à celles des autres modèles afin d'identifier et tenter de quantifier les incertitudes liées à la modélisation hydrologique.

Enfin nous terminerons ce manuscrit par les conclusions issues des principaux résultats obtenus et par les perspectives qu'ouvrent ce travail.

Cette thèse a été financée par l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse.

1 Changement climatique et hydrologie nivale

Le but de ce chapitre est de contextualiser les enjeux de cette thèse en présentant brièvement le changement climatique en cours, ses impacts sur les ressources en eau, en particulier dans les régions nivales, et les questions scientifiques relatives à leur modélisation.

Après avoir donné quelques clés sur la nature particulière du changement climatique en cours, nous introduirons les liens existant entre le cycle de l'eau et le système climatique ainsi que les implications sur les ressources en eau au cours du siècle passé et pour les décennies à venir. Nous nous intéresserons ensuite aux particularités hydrologiques des régions nivales et à leur vulnérabilité face au changement climatique. Enfin, la méthodologie adoptée dans le cadre des études d'impacts hydrologiques du changement climatique sera abordée en mettant l'accent sur le traitement des incertitudes associées aux résultats.

1.1 Changement climatique et cycle de l'eau

1.1.1 Le changement climatique anthropique

La description qui suit fait partie de l'article de vulgarisation publié dans la revue *Découverte*[1] (Magand, 2014).

Depuis le début du siècle dernier, la surface de la Terre se réchauffe indubitablement[2], et ceci principalement à cause des activités anthropiques IPCC (2013). Afin de comprendre l'origine de ce réchauffement, revenons brièvement sur le fonctionnement du système climatique.

Le système climatique est défini comme un système complexe formé de cinq composantes majeures : l'atmosphère, l'hydrosphère (océans, rivières, lacs, eaux souterraines...), la cryosphère (neige, glaciers, banquise...), les surfaces continentales et la biosphère (êtres vivants), et des interactions entre celles-ci. Les interactions entre les différentes composantes ont lieu sous forme de transferts de masse (eau, carbone, sédiments) et d'énergie (rayonnement, flux de chaleur). De par ces échanges, les différentes composantes du système climatique sont dépendantes les unes des autres. En d'autres termes, la modification des caractéristiques de l'une d'entre elles aura nécessairement un effet sur au moins une autre de ces composantes. Par exemple, une augmentation de la température de l'atmosphère aura tendance à réduire l'extension de la cryosphère et donc de l'albédo de la surface terrestre. L'énergie retenue à la surface augmente alors, entraînant une amplification de la hausse initiale de la température atmosphérique. Cet effet « retour » de la cryosphère sur l'augmentation de la température atmosphérique est appelé rétroaction positive : le changement initial est amplifié. Au contraire, dans le cas d'une atténuation du changement, on parle de rétroaction négative. Ces rétroactions permettent de maintenir ce que l'on appelle l'équilibre dynamique du système climatique. Cet équilibre dynamique peut

1. dans le cadre de mon monitorat au Palais de la Découverte
2. $+0.86 \in [0.75\,;\,1.06\ ^{\circ}\mathrm{C}]$ entre 1880 et 2012

être perturbé par divers facteurs externes tels que les variations du rayonnement solaire, le volcanisme ou encore l'émission de gaz à effet de serre. Ces facteurs sont également appelés forçages externes.

Le bilan radiatif permet d'identifier les différents facteurs externes en faisant l'inventaire de l'énergie reçue et émise par la Terre vers l'espace (figure 1.1). La principale source d'énergie reçue à la surface de la terre provient du Soleil (figure 1.1). Une partie de son rayonnement, principalement visible, est réfléchie et renvoyée vers l'espace par l'atmosphère (nuages, aérosols) et la surface de la terre. Le reste est absorbé par l'atmosphère et la surface terrestre puis réémis, essentiellement sous forme de rayonnements infrarouges. La température de surface moyenne théorique calculée en utilisant ces deux seuls phénomènes (énergie solaire et albédo) est de environ -18 ˚C. La prise en compte des gaz à effet de serre[3] (GES), qui empêchent une partie des infrarouges de repartir vers l'espace, dans le calcul du bilan radiatif est alors nécessaire pour gagner les 33 ˚C permettant d'atteindre la température moyenne actuellement observée à la surface de la Terre d'environ 15 ˚C (CNRS et al., 2011). La concentration des GES (moins de 1 % de la composition atmosphérique) a connu une augmentation brutale au cours du XX^{ème} siècle pour atteindre des niveaux sans précédent depuis au moins 800 000 ans (IPCC, 2013). Phénomène toujours d'actualité puisqu'en mai 2013, la NOAA (National Oceanic and Atmosphéric Administration) enregistrait, depuis l'observatoire de Mauna Loa à Hawaï, une concentration record en dioxyde de carbone (CO_2) dans l'atmosphère : 399.77 parties par million soit 125 % de plus qu'en 1960 à la même période de l'année. Ce fort accroissement est principalement causé par les activités humaines (IPCC, 2013). Le lien entre l'augmentation du CO_2 et celle de la température n'est pas si simple à établir car d'autres facteurs peuvent perturber l'équilibre dynamique du système climatique. La cyclicité de 11 ans de l'activité solaire ou encore l'émission par le volcanisme de particules solides en suspension dans l'air influencent la température de surface. De plus, les rétroactions négatives au sein du système climatique peuvent tendre à atténuer le changement. Néanmoins, le réchauffement observé est limité à la troposphère où se concentrent les GES, alors que la stratosphère n'est pas affectée (Santer et al., 2004). Si le Soleil était seul responsable du réchauffement global, la troposphère et la stratosphère verraient leur température s'élever simultanément, or ce n'est pas le cas. En outre, le climat observé au cours des 150 dernières années ne peut être modélisé en considérant uniquement des facteurs naturels ou des facteurs anthropiques (émissions de GES), mais bien en combinant les deux (Rosenzweig et al., 2008; Stott et al., 2010; IPCC, 2013).

3. Les gaz à effet de serre sont des molécules complexes formées d'au moins trois atomes ou de deux atomes différents. Le gaz à effet de serre le plus abondant dans l'atmosphère est la vapeur d'eau (H_2O) suivie par le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), l'ozone (O_3)...

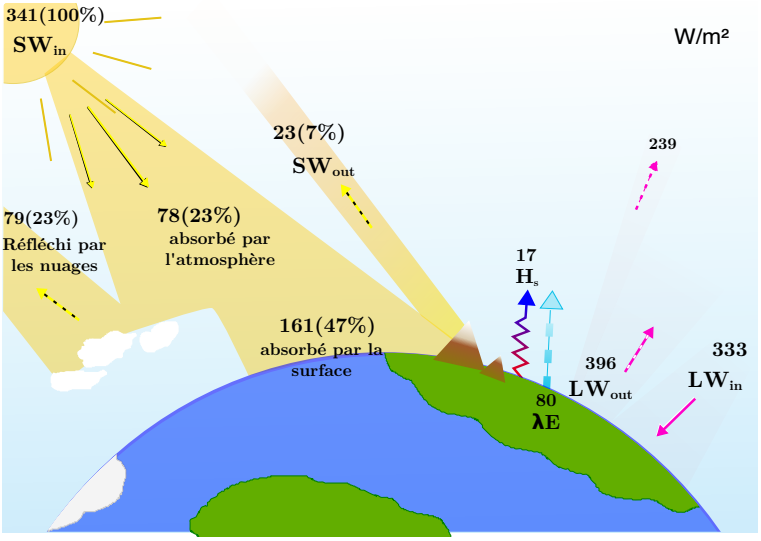


FIGURE 1.1 – Bilan énergétique moyen pour la période de mars 2000 à mars 2004 (en W/m^2) (Trenberth et al., 2009). SW$_{in}$ et SW$_{out}$ indiquent respectivement les rayonnements solaires incident et réfléchi à la surface de la terre. LW$_{in}$ et LW$_{out}$ sont les rayonnements atmosphériques incident et réfléchi à la surface de la terre. H$_s$ et λE représentent les flux turbulents sensible et latent.

1.1.2 Le cycle de l'eau dans le système climatique

Le cycle de l'eau effectue le lien entre les différentes composantes du système climatique. Ce cycle peut être résumé de la façon suivante : le Soleil réchauffe les surfaces terrestres (océans et continents) à partir desquelles l'eau s'évapore vers l'atmosphère ; l'eau se déplace alors dans l'atmosphère, invisible, sous forme de vapeur, ou après condensation, au sein des nuages sous forme liquide ou solide ; les nuages précipitent, ramenant ainsi l'eau vers la surface ; l'eau à la surface des continents alimente de nouveau l'atmosphère par évapotranspiration, ruisselle ou s'infiltre dans le sol avant de rejoindre les lacs et les rivières qui alimenteront l'atmosphère ou les océans (figure 1.2). Une partie des précipitations peut aussi être stockée temporairement sous forme de neige ou de glace si les conditions de température le permettent. Les flux d'eau circulant d'une composante à l'autre sont plus ou moins rapides : dans l'atmosphère le temps de résidence est d'une dizaine de jours, les eaux souterraines mettent en moyenne 1500 ans à atteindre les océans, au sein desquels l'eau circule, en moyenne pendant 2 500 ans (de Marsily, 2009).

Le bilan radiatif évoqué dans le paragraphe précédent à l'échelle globale n'est pas uniforme sur la Terre. La rotondité de notre planète implique que les régions équatoriales reçoivent plus d'énergie que les zones polaires. Ces contrastes énergétiques entretiennent les circulations atmosphériques et océaniques qui vont permettre de ramener de l'énergie des régions équatoriales vers les zones déficitaires des pôles. Du fait de la force de Coriolis, liée à la rotation de la terre, et des contrastes océans-continents, le transport d'énergie entre l'équateur et les pôles n'est pas direct mais s'effectue par l'intermédiaire de trois cellules convectives qui sont les cellules de Hadley, les cellules de Ferrel et les cellules polaires. Le cycle hydrologique, *via* les

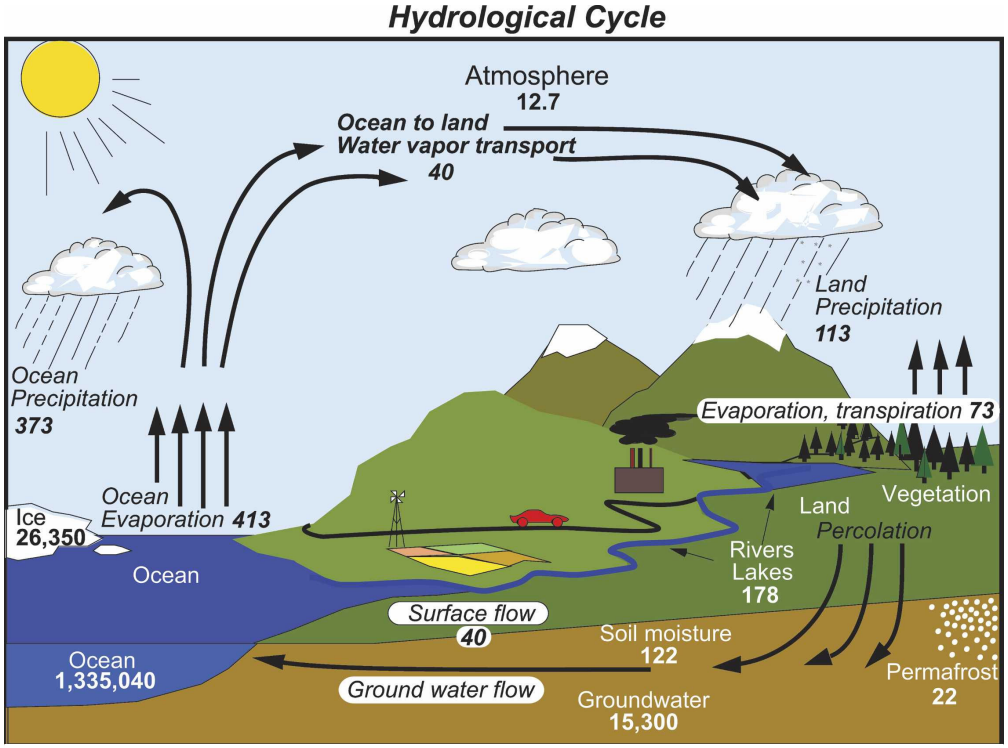


FIGURE 1.2 – Le cycle hydrologique. Estimation des stocks d'eau en milliers de km^3 (chiffres en gras) et des flux d'eau en milliers de km^3/an (chiffres en italique). Extrait de Trenberth et al. (2007)

changements de phases, évaporation et précipitations, va alors jouer un rôle important dans la redistribution de l'énergie reçue par la Terre. De même, la circulation océanique emprunte des chemins préférentiels en fonction des gradients de température et salinité qui influencent la densité de l'eau. On parle donc de circulation thermohaline. Cette circulation est directement impactée par une augmentation de la température et de manière indirecte *via* la fonte des glaces de mer (banquise) ou *via* l'alimentation en eau douce par les continents.

Enfin, le cycle hydrologique est à l'origine de nombreuses rétroactions au sein du système climatique. La rétroaction positive de la diminution de la cryosphère a déjà été mentionnée dans le paragraphe précédent. Parmi les autres rétroactions, on peut citer celle de la vapeur d'eau. Du fait des propriétés thermodynamiques de l'eau, une augmentation de la température atmosphérique permet de stocker une plus grande quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Or, la vapeur d'eau est le principal GES en termes de concentration. Une augmentation de sa concentration entraîne alors une amplification de l'effet de serre et donc de la température de surface. Pour terminer, la rétroaction des nuages sur l'élévation de la température atmosphérique pourrait également être importante mais n'est pour l'instant pas identifiée avec certitude (Bony and Dufresne, 2007). Les changements de vapeur d'eau et de circulation atmosphérique seraient à l'origine d'un changement de nébulosité. Cependant, le signe de la rétroaction varie selon le type de nuage. Les nuages bas et épais, de type nimbostratus, ont un effet « parasol ». Ils réfléchissent le rayonnement solaire incident entraînant une diminution du rayonnement reçu à la surface. Au contraire, les nuages fins et de haute altitude, de type cirrus, auraient tendance à piéger le rayonnement infra-rouge amplifiant l'effet de serre.

Le système climatique et le cycle de l'eau sont donc étroitement liés. Par conséquent, le réchauffement climatique anthropique affecte le cycle hydrologique et vice versa.

1.1.3 Impacts du réchauffement sur les ressources en eau

Bien que le couplage entre le système climatique et le cycle de l'eau soit évident, les impacts hydrologiques du changement climatique restent relativement difficiles à caractériser. Cette difficulté provient de la diversité des processus mis en jeu, physiques, biologiques ou encore chimiques, ainsi que des différentes échelles spatiales et temporelles à prendre en compte. La variabilité naturelle est notamment beaucoup plus importante pour les précipitations que pour les températures, et la détection d'une tendance est donc plus difficile à mettre en évidence sur les premières. Néanmoins, grâce à la densification des réseaux de mesures hydrométéorologiques depuis le milieu du XX^{ème}, certains changements sont d'ores et déjà détectés dans plusieurs régions de la planète. D'autre part, les différentes simulations climatiques du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) à l'échelle planétaire et de différents projets français nous donnent un aperçu des changements auxquels s'attendre pour le siècle à venir.

1.1.3.1 Les impacts déjà détectés

Selon le dernier rapport du GIEC (IPCC, 2013), le réchauffement océanique constitue l'essentiel de l'augmentation de la quantité d'énergie emmagasinée au sein du système climatique et représente plus de 90% de l'énergie accumulée entre 1971 et 2010. Du fait de l'augmentation des températures océaniques et atmosphériques entraînant une augmentation de l'évaporation, on pourrait s'attendre à une intensification du cycle hydrologique.

En ce qui concerne les précipitations, il n'existe pas de tendances évidentes sur l'évolution des précipitations moyennes à l'échelle de la planète. En revanche, une amplification des contrastes pluviométriques est constatée depuis les 50 dernières années, entre les moyennes latitudes où les précipitations augmentent, et les régions subtropicales de l'hémisphère nord où au contraire les précipitations diminuent (Zhang et al., 2007). De plus, Min et al. (2011) constatent une augmentation des pluies extrêmes sur l'hémisphère nord pendant cette même période et démontrent son origine anthropique.

Les changements d'évapotranspiration sont également contrastés avec une augmentation aux hautes et moyennes latitudes. Jung et al. (2010) suggèrent une diminution dans les zones tropicales du fait d'un assèchement des sols dans ces régions. Douville et al. (2013) mettent en évidence pour la première fois l'influence des émissions anthropiques sur ces changements d'évapotranspiration.

En ce qui concerne les écoulements, aucun changement n'est détecté à l'échelle globale (Milliman et al., 2008; Dai et al., 2009; Alkama et al., 2013). Les changements de ruissellement et d'infiltration par rapport au changement climatique sont d'autant plus difficiles à caractériser qu'ils dépendent aussi de l'anthropisation des bassins versants. Il semblerait toutefois que la structure spatiale du changement soit assez semblable à celle des précipitations avec une augmentation importante aux hautes et moyennes latitudes et une diminution sur le pourtour méditerranéen. De tels contrastes entre le Nord de l'Europe et les régions méditerranéenne et orientale de l'Europe ont été constatés par Stahl et al. (2010) en se basant sur 441 stations dans 15 pays entre 1962 et 2004. Ils montrent également une tendance significative à la baisse des étiages estivaux. D'autre part, une première étude attribue les causes d'une série de crues ayant touché le Royaume-Uni à l'automne 2000 au réchauffement anthropique (Pall et al., 2011).

1.1.3.2 Les futurs impacts

A l'échelle globale Le GIEC réalise des projections climatiques à l'échelle planétaire, à partir de scénarios d'évolution des GES et des aérosols, correspondant à des scénarios socio-économiques, qui sont injectés dans des modèles de climat (cf. section 1.3). Les résultats du dernier rapport montrent avec une confiance élevée une augmentation des températures pour le siècle à venir comprise entre 0.3 ˚C et 4.8 ˚C selon les scénarios (les changements sont calculés pour la période 2081-2100 par rapport à la période 1986-2005)(IPCC, 2013). Toujours selon ce rapport, les changement de précipitations ne seront pas uniformes. Le contraste de précipitation entre

régions humides et régions sèches, et entre saisons humides et saisons sèches augmentera, bien qu'il puisse exister des exceptions régionales. Les régions déjà sujettes au stress hydrique devraient donc voir leurs précipitations diminuer. En d'autres termes, les contrastes régionaux que l'on commence à observer aujourd'hui devraient s'accentuer.

La figure 1.3 présente les résultats de simulations de plus de 35 modèles climatiques concernant le cycle de l'eau pour la période 2016-2035 relativement à la période 1986-2005. De manière générale, les changements d'évapotranspiration sur les continents sont positifs avec une augmentation plus importante aux hautes latitudes s'expliquant en partie par la diminution de l'humidité dans les premiers centimètres de sol (figure 1.3d). Les précipitations ne compensent pas l'augmentation de l'évapotranspiration aux moyennes latitudes (figure 1.3c) induisant une diminution des écoulements dans ces régions (figure 1.3c). Dans l'atmosphère, les changements d'humidité spécifique sont significatifs vers une hausse et les changements d'humidité relative projetés sont plus contrastés mais restent très faibles sur l'ensemble du globe.

Notons que l'on observe (figure 1.3b), une très forte augmentation des écoulements en Afrique de l'Ouest et au sud de la péninsule d'Arabie. Les écoulements actuels étant déjà très faibles et les changements étant relatifs, ils ne reflètent vraisemblablement pas d'importantes différences en termes de volumes d'eau. Nous discuterons de la pertinence d'exprimer ces changements en pourcentages à la fin de cette thèse en section 7.5.3.

Les changements de débits et d'humidité du sol présentés ici s'accompagnent d'une forte incertitude concernant les changements attendus à l'échelle régionale car la résolution des modèles est faible par rapport aux hétérogénéités de surface. Or ce sont les résultats régionaux qui ont des répercussions sur les écosystèmes et les populations, et qui intéressent les politiques et les gestionnaires des ressources en eau. C'est pourquoi, la majorité des études sur les impacts hydrologiques du changement climatique est réalisée à l'échelle régionale.

A l'échelle française Nous nous concentrons sur les principales études d'évaluation des impacts hydrologiques du changement climatique réalisées à l'échelle de la France afin de conserver une vision synthétique, et éviter de se perdre dans une abondante littérature liée à des particularités régionales. Un certain nombre de ces études est récapitulé dans le tableau 1.1.

L'ensemble de ces projets régionaux conclue à une diminution significative des débits moyens, et à une augmentation de la sévérité et la durée des étiages au cours du XXI ème siècle. La forte influence nivale dans le bassin du Rhône, et plus particulièrement dans le bassin de la Durance, confère aux projets GICC-Rhône et RIWER-2030 des spécificités. Leurs résultats montrent une diminution de la saisonnalité des débits. Ces changements de saisonnalité proviennent des changements constatés sur le manteau neigeux : diminution des hauteurs de neige et de la durée d'enneigement.

Ces résultats régionaux sont confirmés par la thèse de Boe (2007) et le projet Explore2070, étudiant les changements hydrologiques à l'échelle de la France.

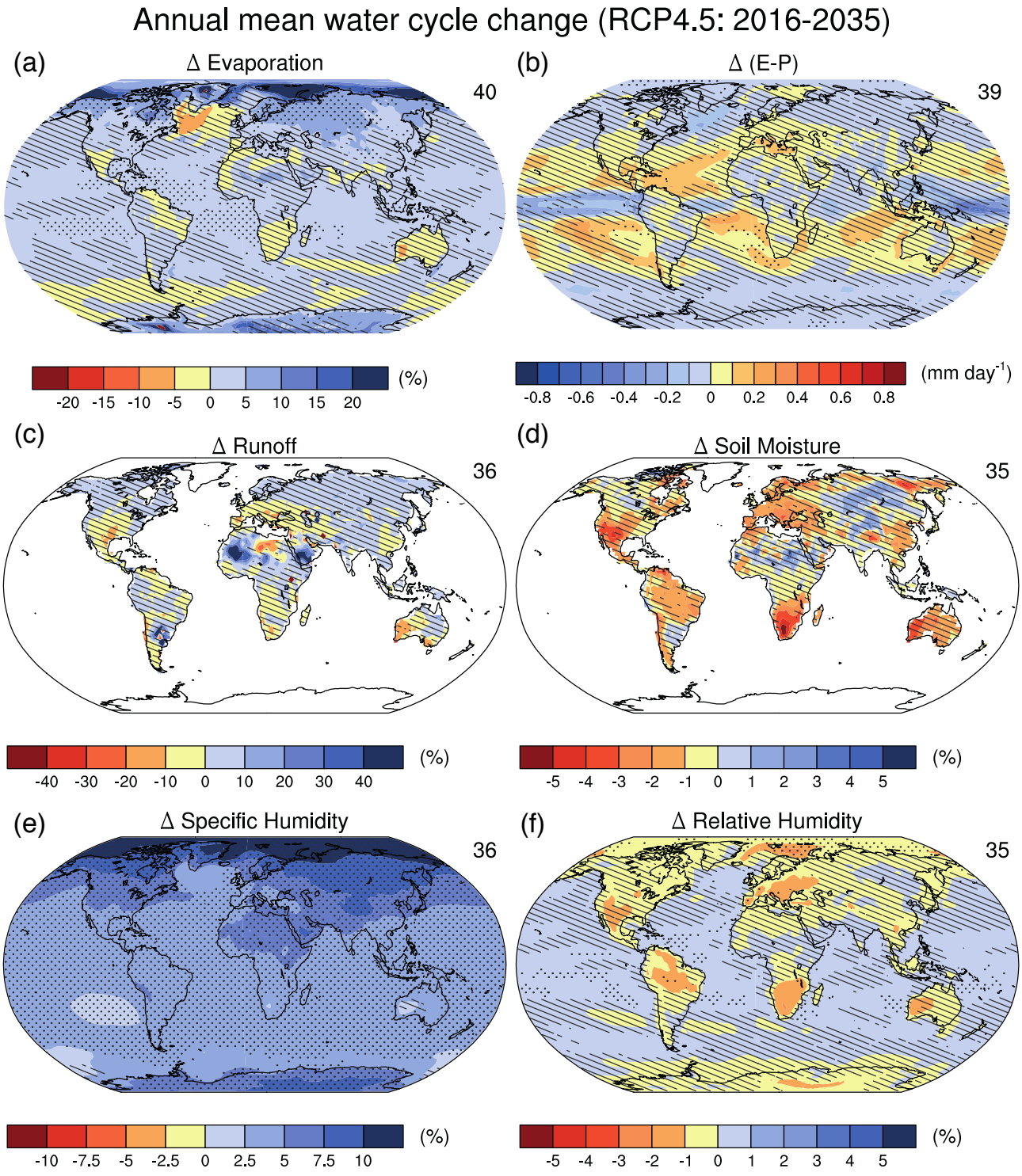


FIGURE 1.3 – Moyenne multi-modèles des changements annuels projetés pour la période 2016-2035 relativement à la période 1986-2005 sous le forçage radiatif RCP4.5 (cf. encadré section 4.5). (a) Evaporation en (%), (b) différences entre évaporation et précipitations (E-P, mm/j), (c) lames d'eau écoulées (%), (d) humidité des dix premiers centimètres de sol (%), (e) changement relatif d'humidité spécifique (%) et (f) changement absolu d'humidité relative (%). Le nombre de modèles climatiques utilisés est indiqué en haut à gauche de chaque graphique. Les hachures indiquent les régions pour lesquelles le changement projeté est petit par rapport à la variabilité interne et les pointillés indiquent les changement significatifs et pour lesquels au moins 90 % des modèles s'accordent sur le sens des changements. Extrait de IPCC (2013).

Zone d'étude	Références	Nom du Projet
Seine	Ducharne et al. (2007)	GICC-Seine
	Ducharne et al. (2011)	RExHySS
	Habets et al. (2013)	RExHySS
Loire	Moatar et al. (2010)	HydroQUAL
	Monteil (2011)	PRESAGE
Rhin	Middelkoop et al. (2001)	
	Thierion (2011)	
Alpes	Horton et al. (2006)	
Rhône	Martin et al. (1995)	
	Ottlé et al. (2001)	
	Etchevers et al. (2002)	
	Leblois and Grésillon (2004)	GICC-Rhône
	Martin and Etchevers (2005)	
Haute-Durance	Hingray and Saïd (2014)	RIWER-2030
Adour-Garonne	Caballero et al. (2007)	
	Sauquet et al. (2009)	Imagine 2030
Méditerranée	Quintana Seguí et al. (2010)	
France	Boe (2007)	
	Chauveau et al. (2013)	Explore2070

Tableau 1.1 – Tableau de synthèse des projets français d'études des impacts hydrologiques du changement climatique.

1.2 Importance et vulnérabilité des régions à dominante nivale

1.2.1 Particularités hydrologiques des zones nivales

Vis à vis de l'inégale répartition de l'eau à la surface de la terre, les régions à dominante nivale sont des zones privilégiées. Les montagnes sont surnommées « les grandes pourvoyeuses d'eau sauvage de tous les continents » par Margat (2011), ou plus généralement qualifiées de « châteaux d'eau » (Liniger et al., 1998; Viviroli et al., 2007; Viviroli and Weingartner, 2008) pour plusieurs raisons. La première concerne les précipitations qui naissent principalement en zone de montagne en raison des effets orographiques, *i.e* liés à l'altitude (Roe, 2005). Les masses d'air déviées par les reliefs s'élèvent, se détendent du fait de la diminution de la pression liée à l'altitude et refroidissent. La vapeur de l'air se condense alors formant des nuages qui une fois trop 'lourds' pour rester en suspension dans l'atmosphère précipitent. D'autre part, aux moyennes et hautes latitudes, l'évapotranspiration est généralement plus faible en montagne car les températures sont basses et la végétation éparse. La combinaison de ces effets engendre des débits annuels en rivière en moyenne deux fois plus importants sur un bassin de montagne que sur un bassin de plaine de même superficie (Viviroli et al., 2007). Notons néanmoins que la sublimation et l'évapotranspiration sont importantes dans les zones subéquatoriales où le rayonnement courtes

ondes incident joue un rôle plus important que dans les zones de moyennes latitudes (Schulz et al., 2004; Ginot et al., 2006).

Une autre caractéristique des débits en zone de montagne est leur saisonnalité. Du fait des faibles températures des zones les plus élevées, une grande partie des précipitations tombe sous forme de neige. Les surfaces enneigées constituent des réservoirs naturels stockant l'eau en hiver et libérant cette eau au printemps et en été. Ainsi, les débits sont marqués par un régime hydrologique dit nival (Pardé, 1955). L'hiver est caractérisé par des étiages marqués et le pic de crue est atteint au moment de la fonte, généralement à la fin du printemps.

Cette dernière remarque sur la saisonnalité des débits est valable non seulement pour les zones de montagne mais pour l'ensemble des zones nivales qui couvrent 44% de l'hémisphère nord. L'eau de ces régions présente des enjeux sociétaux importants car un sixième de la population mondiale dépend de la fonte des neiges (Barnett et al., 2005). Immerzeel et al. (2010) montrent l'importance de ce processus (la fonte) à la contribution de l'Indus, du Gange, du Bramapoutre, du Yantgze et du fleuve Jaune. Au moins 1.4 milliards de personnes ont besoin de ces eaux pour l'alimentation en eau potable mais également pour l'irrigation. A l'échelle mondiale, une grande part des ouvrages hydroélectriques sont construits en zone de montagne profitant ainsi des fortes pentes sur les cours d'eau. La fonte des neiges influence donc fortement la gestion de ces barrages. C'est notamment le cas en Suisse où l'hydroélectricité représente plus de 60% des ressources énergétiques du pays (Beniston, 2009). Enfin, les écosystèmes dépendent aussi de la fonte des neiges. En effet, lorsque survient la fonte, l'humidité du sol augmente, ce qui, couplé à l'augmentation des températures et des rayonnements, favorise la croissance de la végétation.

1.2.2 Vulnérabilité face au changement climatique

Les surfaces enneigées jouent un rôle important dans la dynamique du système climatique. Elles influent sur le bilan énergétique de la Terre via l'albédo et via ses propriétés isolantes en réduisant le flux de chaleur dans le sol bien qu'il soit généralement très faible. Enfin, elles agissent sur le cycle de l'eau comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, en stockant temporairement une partie de l'eau, et sur le cycle du carbone (Wang, 2012). Alors que la détection des changements hydrologiques suite au réchauffement anthropique s'accompagne d'une forte incertitude, le signal sur la cryosphère (neige et glace) est beaucoup plus clair et les modifications des surfaces enneigées représentent une manifestation évidente de ce réchauffement.

Les régions à dominante nivale sont en effet particulièrement vulnérables à l'augmentation des températures (Hamlet et al., 2005; IPCC, 2013). Au cours du XX^{ème} siècle, l'hémisphère nord a connu une diminution de la durée d'enneigement de 5-6 jours entre 1972 et 2000 malgré une augmentation de l'accumulation de la neige pendant les mois d'hiver (Brown, 2000; Dye, 2002). Ces changements de dynamique du manteau neigeux ont directement impacté les régimes hydrologiques en avan-

çant l'onde de fonte (Adam et al., 2009; Bard et al., 2012), de deux à trois semaines à l'ouest des Etats Unis par exemple (Groisman et al., 2001).

Selon le dernier rapport du GIEC, l'augmentation des températures pour le siècle à venir devrait dépasser 1.5 ˚C par rapport à la période 1850-1900 (IPCC, 2013), c'est à dire le double de ce que nous avons connu jusqu'à aujourd'hui. Nous pouvons donc nous attendre à une modification du couvert de neige induisant une modification des régimes hydrologiques des régions nivales. Les résultats des études citées dans la section précédente sur les impacts du changement climatique sur le Rhône montrent notamment que la saisonnalité des débits simulés est modifiée, se traduisant par un avancement de l'onde de fonte, une atténuation de son amplitude et un « moindre maigre » hivernal. Néanmoins, l'incertitude sur la magnitude de ces changements est importante. Plusieurs auteurs montrent que la modification du couvert neigeux en réponse au changement climatique dépend des zones géographiques, de la latitude et de l'altitude (Martin et al., 1994; Adam et al., 2009). Le déphasage des débits pourrait aussi être atténué par une augmentation des précipitations. Par ailleurs, les impacts sur les ressources en eau de ce déphasage pourraient être bien différents selon les régions. Des études montrent qu'une avancée de la fonte pourrait être bénéfique dans certains cas, *e.g.* le fleuve Jaune en Chine, et catastrophique dans d'autres cas, *e.g.* en Inde en mettant en péril la sécurité alimentaire de 60 millions de personnes (Immerzeel et al., 2010). Un changement de saisonnalité du régime hydrologique provoqué par un avancement de la fonte des neiges aura également un impact sur la gestion des ouvrages hydroélectriques.

Afin d'évaluer la ressource en eau future de ces régions, nous devons donc chercher à mieux comprendre les changements du manteau neigeux en réponse au changement climatique, qui dépendra lui-même de l'extension des surfaces enneigées via le jeu de rétroactions mentionné précédemment. Par conséquent, la compréhension des processus nivaux revêt une grande importance non seulement pour chercher à connaître l'évolution des ressources en eau mais également pour améliorer les scénarios climatiques (qui permettront à leur tour d'améliorer les scénarios hydrologiques et ainsi de suite).

1.3 Modélisation des impacts hydrologiques du changement climatique

Afin d'évaluer l'impact du climat sur les ressources en eau, nous avons recours à la modélisation qui est devenu un outil indispensable face au nombre et la complexité des phénomènes mis en jeu, rendant difficile tout raisonnement intuitif. C'est également le seul moyen pour mobiliser l'ensemble des connaissances scientifiques relatives au climat.

1.3.1 Modélisation climatique et hydrologique

1.3.1.1 Les modèles de climat

Comme tout modèle, un modèle de climat (GCM) [4] est une représentation simplifiée d'un système complexe, en l'occurrence le système climatique. Cette représentation d'abord exprimée mathématiquement fut traduite numériquement afin de tirer parti de la puissance de calcul des processeurs. Les équations sont résolues grâce à un découpage du temps (le pas de temps de calcul) sur un découpage virtuel de la planète en boîtes (volumiques) ou en mailles (surfaciques). Les premiers modèles datant du milieu des années 50 ne comprenaient que la composante atmosphérique. La composante océanique a par la suite été intégrée. Grâce à l'augmentation de la puissance de calcul des processeurs, le fonctionnement de chacune des composantes du système climatique mentionnées dans le paragraphe 1.1 est maintenant décrit indépendamment dans des modèles élémentaires qui une fois mis en relation forment le modèle climatique. Ces modèles élémentaires sont :

— un modèle de circulation générale atmosphérique
— un modèle de circulation générale océanique
— un modèle de surface continentale
— un modèle de banquise

Ces modèles élémentaires peuvent tous être utilisés couplés ou *off-line*, *i.e.* les conditions aux limites sont alors imposées. Le modèle climatique dans son ensemble permet alors de prendre en compte les interactions sous forme de transferts d'eau, d'énergie et de carbone entre les différentes composantes. Les modèles de surfaces continentales représentent les processus hydrologiques et nivaux qui nous intéressent dans cette thèse.

1.3.1.2 Les modèles de surface continentale

Les modèles de surface continentale (LSM, pour *Land Surface Model*) décrivent les échanges d'eau et d'énergie entre la surface continentale et l'atmosphère afin de prendre en compte les rétroactions de la surface dans le système climatique. Les LSMs s'appuient pour cela sur les équations des bilans d'énergie et d'eau :

$$R_n = \lambda E + H_s + G \tag{1.1}$$

avec G, le flux conductif de chaleur entre la surface et le sol (W.m^{-2}), H_s le flux de chaleur sensible vers l'atmosphère (W.m^{-2}), λE, le flux de chaleur latente vers l'atmosphère (W.m^{-2}) et R_n le rayonnement net (W.m^{-2}). Le rayonnement net est la

4. Initialement, GCM est employé pour *General Circulation Model* et un AOGCM désigne un modèle de climat dans lequel les composantes atmosphériques et océanique sont couplées, *Atmosphere-Ocean Global Circulation Models*. On trouve maintenant dans la littérature ce même acronyme GCM pour désigner un modèle de climat, *Global Climate Model* et c'est celui-ci auquel nous nous référerons dans cette thèse.

somme algébrique des rayonnements reçus et perdus par la surface du sol en comptant comme positifs ceux qui sont reçus :

$$R_n = \mathrm{LW}\downarrow + (1-\alpha)\mathrm{SW}\downarrow - \sigma T_s^4 \tag{1.2}$$

où LW↓ est le rayonnement atmosphérique infra-rouge (longues ondes) incident (W.m^{-2}), SW↓ est le rayonnement solaire visible (courtes ondes) incident (W.m$-^{2}$), α est l'albédo de la surface (-), $\sigma = 5{,}670 \times 10^{-8}$ est la constante de Stefan-Boltzman (W.m^{-2}.K^{-4}) et T_s est la température de surface (K). Ce bilan d'énergie est illustré figure 1.1.

Les flux de chaleur latente et de chaleur sensible sont des flux turbulents qui correspondent à des transferts de chaleur par convection, *i.e.* par déplacement d'air, entre le sol et l'atmosphère. Le flux de chaleur latente est proportionnel aux gradients d'humidité entre la surface et l'atmosphère, il correspond à un changement de phase et une redistribution de l'eau de surface ou de l'atmosphère. La chaleur latente consomme (évaporation, sublimation) ou libère (condensation) de l'énergie. Le flux de chaleur sensible est lui proportionnel à un gradient de température et induit un changement local de température (Gouttevin, 2012).

L'équation du bilan d'eau est la suivante :

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = P - E - R \tag{1.3}$$

où ΔW est la variation du stock d'eau dans le sol, le sous-sol, ou sous forme de neige au cours du pas de temps Δt, P représente les précipitations totales, E est l'évapotranspiration (qui intervient dans le flux de chaleur latente), et R l'écoulement total généré au sein de la maille (de surface et souterrain, R pour *runoff* en anglais). Les deux équations bilan 1.1 et 1.3, sont étroitement couplées via le flux de chaleur latente. Ainsi, si le bilan d'énergie est modifié, cela perturbera le bilan d'eau et réciproquement.

Les zones continentales sont marquées par de fortes variabilités de l'occupation des sols (forêts, neige, villes). Selon l'occupation des sols, les quantités d'énergie renvoyées dans l'atmosphère seront plus ou moins importantes, elles dépendent des caractéristiques de surface telles que l'albédo, la hauteur de végétation, l'indice foliaire, l'humidité du sol, etc. Ces caractéristiques de surface influencent également la répartition des composantes du cycle de l'eau. Par exemple, le ruissellement est prédominant dans les zones où l'imperméabilisation des sols est forte, notamment dans les zones urbaines, alors qu'une zone de forêt produit plus d'évapotranspiration.

Le premier LSM développé par Manabe (1969), connu sous le nom de « bucket model, » décrivait les surfaces continentales de façon très sommaire : propriétés des sols fixes, non représentation de la végétation. Depuis, les LSMs ont considérablement évolué (Pitman, 2003) et sont devenus des modèles à part entière capables de fonctionner *off-line*, intégrant de nombreux processus physiques, biologiques ou chimiques afin de mieux décrire les écosystèmes continentaux. Les récents développements ont porté une attention particulière d'une part à une description fine des cycles du carbone, de l'azote ou du soufre, du fait de leur contribution à l'effet de serre (Douville, 2008), et d'autre part à une meilleure prise en compte des eaux

souterraines du fait de leur influence sur l'évapotranspiration (Gascoin, 2009; Ducharne, 2011; Vergnes, 2012; Campoy, 2013). Cette complexification a eu lieu grâce au développement d'outils numériques et à la mise à disposition de données satellites décrivant notamment la topographie ou l'occupation du sol.

Les LSMs prenant en compte les transferts d'eau et d'énergie dans le *continuum* sol/végétation/atmosphère sont souvent désignés par l'acronyme anglais SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*). Leur pas de temps est infra journalier afin de prendre en compte le cycle diurne des processus biophysiques. Les modèles CLSM et ORCHIDEE que nous avons utilisés dans cette thèse appartiennent à cette catégorie de LSM (cf. chapitre 3).

1.3.1.3 Les modèles hydrologiques

Selon la nature des relations utilisées pour représenter les processus hydrologiques, on distingue généralement trois types de modèles, les modèles empiriques (aussi appelés modèles « boites noires »), conceptuels ou à bases physiques. Les modèles conceptuels visent à représenter les processus hydrologiques sans recourir aux équations physiques qui les gouvernent et utilisent des paramètres qui nécessitent d'être calés, *i.e.* estimés en confrontant les sorties de modèles à des observations. Au contraire, les modèles à base physique utilisent des équations dont les paramètres sont définis en fonction des caractéristiques du milieu. Les LSMs lorsqu'ils sont utilisés *offline* font partie de la dernière catégorie. La limite de distinction entre ces types de modèles est généralement floue car les modèles à bases physiques utilisent aussi des paramétrisations conceptuelles et réciproquement pour les modèles conceptuels ; nous en rediscuterons en section 6.2.1. Pour l'instant, nous emploierons le terme de modèle hydrologique pour désigner l'ensemble des modèles, peu importe la catégorie à laquelle ils appartiennent.

1.3.2 Méthodologie des études d'impacts

Les simulations des modèles de climat ne peuvent pas être directement utilisées pour les études d'impacts sur les ressources en eau car leur résolution est trop grossière. Par exemple, les superficies des mailles des GCMs utilisés dans cette thèse sont comprises entre 26 000 km^2 et 85 000 km^2 (section 4.5). De telles résolutions spatiales gomment les contrastes terre-mer et les reliefs, et ne permettent pas de correctement décrire les structures spatiales de températures et de précipitations. De plus, les GCMs présentent des biais suffisamment importants pour empêcher l'évaluation directe des variables hydrologiques issues des LSMs inclus dans ces modèles (Ducharne, 2011). On a alors recours à des méthodes de correction de biais (*e.g. méthode du quantile-quantile ou du delta*) puis on utilise des méthodes de descente d'échelle (de l'anglais *downscaling*) dont les sorties sont ensuite utilisées par les modèles hydrologiques. Les méthodes de descente d'échelle peuvent parfois être utilisés directement sans correction de biais, c'est le cas des méthodes utilisées dans cette thèse (cf. section 4.5).

La méthodologie classiquement utilisée pour étudier les impacts hydrologiques du changement climatique est constituée de quatre étapes qui sont les suivantes :

1. Plusieurs forçages radiatifs [5] correspondant à différents scénarios socio-économiques sont proposés par le GIEC.
2. Ces forçages radiatifs sont injectés dans les modèles de climat qui simulent des variables atmosphériques à grande échelle.
3. Les sorties de GCMs sont ensuite corrigées et/ou régionalisées à l'aide de méthodes de descente d'échelle afin d'obtenir ces mêmes variables atmosphériques mais à une échelle spatiale plus fine. Les différents types d'approches existant pour les méthodes de descente d'échelle sont décrites en section 4.5. Les sorties de ces méthodes peuvent être utilisées pour évaluer les impacts du changement climatique sur l'hydrologie mais aussi sur la biodiversité par exemple.
4. Dans le cas qui nous intéresse, les variables atmosphériques locales sont utilisées par des modèles hydrologiques qui décrivent la répartition des précipitations entre les écoulements souterrains ou de surface, et l'évapotranspiration.

Des incertitudes existent tout au long de cette chaîne de modélisation et vont se propager d'une étape à l'autre. La littérature est abondante sur les impacts hydrologiques du changement climatique. En revanche, les études quantifiant les incertitudes associées à leurs résultats sont beaucoup moins nombreuses [6]. Or, l'identification puis la quantification de ces incertitudes est indispensable si nous souhaitons qu'elles puissent être utiles aux politiques et gestionnaires de la ressource en eau.

1.3.3 Typologie des incertitudes

Les incertitudes associées aux différentes étapes de modélisation peuvent être classées en trois types (Ducharne, 2011; Terray and Boé, 2013; Hingray and Saïd, 2014).

- Le premier type concerne l'incertitude provenant des forçages radiatifs, représentant des scénarios socio-économiques. Cette incertitude dépend de l'évolution des activités humaines, elle est dite réflexive par Terray and Boé (2013) car la société fait partie à la fois du problème et de la solution.
- L'incertitude dite épistémique relève de l'imperfection des modèles qu'ils soient climatiques, de descente d'échelle ou hydrologiques. Cette imperfection provient d'une méconnaissance de certains processus physiques intervenant dans les modèles. En ce qui concerne les GCMs, on peut citer par exemple les processus convectifs méso-échelle ou la modélisation des nuages (Bony et al., 2006).

5. Un forçage radiatif désigne la modification du bilan radiatif de la terre au « sommet » de l'atmosphère (en W/m^2). Il reflète les changements dans les forçages externes comme la concentration en GES dans l'atmosphère (CNRS et al., 2011).

6. Un rapide exercice de bibliométrie sur google scholar consistant à comparer le nombre d'occurrence obtenue pour la recherche 'climate change + hydrology' à celui obtenue pour la recherche 'climate change + hydrology + uncertainty + quantification' permet de montrer qu'il y en a 13 fois moins.

- Enfin, l'incertitude dite stochastique provient de la variabilité climatique intrinsèque et chaotique du système climatique, et qui a été depuis longtemps observée même en climat stationnaire (Madden, 1976).

Pour explorer ces différents types d'incertitudes, différentes méthodes sont employées. Tout d'abord, l'incertitude réflexive est échantillonnée en prenant en compte plusieurs scénarios socio-économiques, qui induisent différents forçages radiatifs. Cette incertitude dépend des choix politiques des sociétés et est impossible à caractériser à l'avance. Heureusement d'ailleurs car elle sous-entend que nous avons toujours un libre-arbitre !

L'incertitude épistémique, quant à elle, est généralement analysée *via* l'utilisation de plusieurs modèles. Par exemple, les résultats de 20 GCMs sont comparés dans le cadre du dernier projet d'intercomparaison de modèles climatiques, CMIP5, (Taylor et al., 2012). La diversité des paramétrisations et des schémas qu'ils adoptent est en réalité assez faible, mais le croisement du nombre de processus pris en compte avec ces paramétrisations suffit à générer une grande variété de comportements. Cette démarche multi-modèles devrait être adoptée à chaque maillon de la chaîne de modélisation des impacts. Ainsi, il est souvent recommandé de considérer plusieurs GCMs, plusieurs modèles de descente d'échelle et plusieurs modèles hydrologiques, ceci afin de caractériser correctement l'incertitude épistémique.

Enfin, l'incertitude stochastique a récemment reçu une attention importante dans la communauté scientifique car elle est difficile à caractériser et peut être très importante pour certaines variables, *e.g.* les précipitations, et/ou dans certaines régions de la planète, *e.g.* le sud de l'Amérique du Nord dans le cas des précipitations (Hawkins and Sutton, 2009; Kay et al., 2009; Joshi et al., 2011; Deser et al., 2012a,b; Hingray and Saïd, 2014). Comme nous l'avons dit précédemment, elle provient de la nature chaotique du système climatique. Lorenz (1963) a été un des premiers à mettre en valeur cette caractéristique du climat qui fut largement diffusée avec la célèbre expression, l'« effet papillon », émettant l'idée qu'un simple battement d'aile de papillon à un endroit de la planète pouvait déclencher dans une autre partie de la planète des phénomènes météorologiques exceptionnels. Concrètement, elle se traduit par la sensibilité des états atmosphériques aux conditions initiales. Cette incertitude est donc échantillonnée en utilisant un même GCM mais avec des conditions initiales légèrement différentes.

La récente étude de Deser et al. (2012a) sur l'Amérique du Nord montre que dans certaines régions, la variabilité interne est suffisamment faible pour identifier clairement un changement anthropique. Ainsi, moyenner les projections climatiques sur de plus grandes échelles spatiales ne réduit pas nécessairement l'incertitude stochastique. De leur côté, Hingray and Saïd (2014) suggèrent que l'on peut distinguer la variabilité interne à l'échelle globale et de celle à l'échelle locale.

Pour conclure, les incertitudes peuvent être classées selon leur provenance (forçages radiatifs, GCM, MDES, modèles hydrologiques), selon leur types (réflexive, épistémique ou stochastique) ou encore selon leur « utilité » pour appréhender les impacts sur les ressources en eau. Ainsi, il convient de distinguer les incertitudes que l'on ne veut pas sous-évaluer afin d'échantillonner le maximum des futurs possibles, telles

que les incertitudes réflexives et stochastiques, de celles que l'on veut réduire car provenant d'erreurs faites dans les modèles.

1.3.4 Les incertitudes liées à la modélisation hydrologique

1.3.4.1 Facteurs d'incertitude et quantification

L'incertitude liée à la modélisation hydrologique est principalement épistémique, et résulte de la méconnaissance de quatre facteurs :

- des processus mis en jeu et supposés dominants qui influencent le choix des équations et donc la structure des modèles,
- des paramètres dont ces processus dépendent. Ils peuvent être prescrits à partir d'informations sur le milieu considéré ou calés. Le calage est utilisé lorsqu'ils sont difficilement mesurables ou qu'ils n'ont pas de sens physique. Néanmoins, cette méthode d'estimation des paramètres soulève plusieurs questions. D'une part, l'équifinalité des paramètres, *i.e.* le fait que différents jeux de paramètres puissent conduire à des simulations équivalentes, rend l'identification des paramètres difficile (Beven and Freer, 2001). D'autre part, l'estimation des paramètres peut dépendre de la période de calage (e.g. Wilby, 2005; Coron, 2013), remettant en cause la transférabilité des paramètres à un autre contexte climatique. Cette dernière question est également pertinente pour les paramètres prescrits car ils se basent sur des informations passées qui sont susceptibles de changer (*e.g.* variation de l'occupation du sol).
- des données d'entrée et de validation des modèles en temps présent. Ceci est particulièrement problématique pour le calage des modèles et s'amplifie en zone de montagne où les mesures météorologiques sont rares. Par conséquent, les données utilisées en entrées des modèles sont parfois sujettes à une forte incertitude.
- de l'impossibilité numérique de la représentation de certains processus dans leur complexité spatio-temporelle qui nécessite des approximations à certaines échelles de temps et d'espace.

Il existe peu d'études visant à quantifier cette incertitude par rapport à celles provenant des modèles de climat ou des méthodes de descentes d'échelle. D'une manière générale, ces études concluent à une plus grande dispersion expliquée par les GCMs que par les modèles hydrologiques (e.g Wilby and Harris, 2006; Kay et al., 2006; Minville et al., 2008; Kay et al., 2009; Ducharne et al., 2009; Chen et al., 2011; Arnell, 2011; Gosling et al., 2011; Dobler et al., 2012; Habets et al., 2013). Néanmoins cela ne veut pas dire qu'elle n'existe pas, et comme le souligne Brigode (2010), les recherches effectuées sont généralement « déséquilibrées » : plusieurs dizaines de scénarios futurs, de GCMs ou de méthodes de descente d'échelle peuvent être retenus et testés sur uniquement un ou deux modèles hydrologiques. Récemment, Hagemann et al. (2011) montrent en utilisant trois modèles de climat, deux méthodes de correction de biais, et deux modèles hydrologiques, que l'incertitude associée à la modélisation hydrologique est aussi importante que celle associée aux GCMs. Puis, Hagemann et al. (2013) recommencent l'expérience en considérant cette fois deux scénarios de GES, trois GCMs et huit modèles hydrologiques, ils montrent alors que la dispersion

expliquée par les modèles hydrologiques est plus importante que celle expliquée par les GCMs. Bastola et al. (2011b) recommandent également de prendre systématiquement en compte l'incertitude des modèles hydrologiques en considérant plusieurs modèles et/ou plusieurs jeux de paramètres dans les études d'impacts. De plus, Jiang et al. (2007), Ducharne et al. (2009) et de Bae et al. (2011) constatent que la dispersion entre les modèles hydrologiques n'est pas stationnaire et qu'elle tend à augmenter dans des conditions climatiques différentes, en particulier lors d'un assèchement du climat.

1.3.4.2 Incertitudes liées à la structure des modèles

L'incertitude associée à la structure des modèles est explorée en adoptant des démarches multi-modèles. Cette démarche consiste à comparer les sorties des modèles et à identifier des processus « sensibles » qui sont à l'origine de dispersions entre les modèles.

Parmi ces processus identifiés dans la littérature, on peut tout d'abord citer les processus nivaux. Des études d'intercomparaison de modèles hydrologiques ont en effet montré que les différences entre les simulations concernaient principalement le début de la fonte et le pic d'accumulation du manteau neigeux, *i.e.* le moment où le stock de neige est le plus important (Essery et al., 1999; Slater et al., 2001). Haddeland et al. (2011) identifient en particulier que les modèles résolvant le bilan d'énergie à la surface du manteau neigeux simulent systématiquement une accumulation de neige moins importante que les modèles conceptuels de type degré jour [7]. Ce résultat est confirmé par Poulin et al. (2011) à l'aide de deux modèles hydrologiques de structures bien différentes, l'un conceptuel et l'autre à bases physiques, qu'ils soumettent à deux scénarios climatiques. Une des principales difficultés pour représenter correctement les processus nivaux est leur forte variabilité spatiale au sein des mailles de modélisation (Liston, 2004).

La modélisation de l'évapotranspiration est également sujette à d'importantes différences entre les modèles. Par exemple, Teuling et al. (2006) comparent les résultats de plusieurs LSMs à des observations d'évapotranspiration. Ils obtiennent des simulations d'évapotranspiration très différentes des observations mais également les unes avec les autres. Ils concluent alors que la relation entre évapotranspiration et humidité du sol implémentée dans les modèles est à l'origine des différences constatées. Ces résultats font écho à ceux du projet RExHySS (Ducharne et al., 2009) impliquant sept modèles hydrologiques soumis à 12 scénarios climatiques. Les résultats de ce projet montrent que la principale différence entre les modèles provient d'une divergence des simulations d'évapotranspiration en réponse au stress hydrique. Ces résultats sont également cohérents avec les études de Jiang et al. (2007), Minville et al. (2008), Bae et al. (2011) et Poulin et al. (2011).

7. La fonte simulée par ces modèles ne dépend que de la température (cf. section 6.2.1)

1.3.4.3 Incertitudes provenant du calage des paramètres

Dans la littérature, l'incertitude liée aux paramètres des modèles en contexte de changement climatique est principalement abordée avec des modèles conceptuels car la majorité des paramètres des modèles à base physique sont prescrits. Cette incertitude peut être explorée en comparant les réponses d'un même modèle avec plusieurs jeux de paramètres (e.g Wilby, 2005; Arnell, 2011; Bastola et al., 2011a; Poulin et al., 2011; Dobler et al., 2012; Brigode et al., 2013).

Wilby (2005) montre que la dispersion des débits saisonniers expliquée par plusieurs jeux de paramètres est très importante, du même ordre de grandeur que l'incertitude provenant des forçages radiatifs. D'autres études telles que celles de Arnell (2011), de Poulin et al. (2011) ou encore Dobler et al. (2012) montrent en revanche que les simulations forcées par des scénarios climatiques utilisant différents jeux de paramètres n'augmentent pas l'incertitude globale. Dans ces études les différents jeux de paramètres considérés ont été calés sur une seule période et sont équifinaux sur la période passée.

Une alternative pour étudier la transférabilité des paramètres dans des conditions climatiques non stationnaires est l'utilisation du *Differential Split Sample Test* proposé par Klemeš (1986) qui consiste à évaluer une simulation dans des conditions climatiques différentes de celle du calage. Les résultats des études ayant mis en œuvre ce test sont également divergents. Par exemple, Le Lay et al. (2007) montre que la période (« humide » vs « sèche ») n'influence pas de manière significative la sélection des paramètres. Au contraire, la thèse de Coron (2013) conclut que les paramètres calés sur des périodes climatiquement contrastées aboutissent à des simulations très différentes, en particulier sur les termes du bilan hydrologique.

L'étude de Brigode et al. (2013) est intéressante car elle adopte les deux démarches en utilisant un scénario de changement climatique sur 89 bassins versants. Tout d'abord quatre jeux de paramètres optimaux sont sélectionnés sur quatre périodes climatiquement contrastées de trois ans pour deux modèles conceptuels, GR5J et TOPMO. Ces jeux de paramètres sont ensuite utilisés pour calculer des projections de débits à l'aide d'un scénario climatique. Sur chacune des périodes, 2000 jeux de paramètres équifinaux sont de nouveau sélectionnés pour ces mêmes bassins. Leurs résultats montrent que, sous changement climatique, l'incertitude associée aux paramètres calés sur des périodes contrastées est plus importante que celle associée aux paramètres équifinaux. Ils démontrent ainsi l'importance de la période de calage sur les projections hydrologiques, et suggèrent que l'incertitude relative aux paramètres hydrologiques pourrait être sous-estimée par les premières études.

2 Un cas d'étude : la Durance

"La Durance est dans la plaine comme une branche de figuier. Souple, en bois gris, elle est là, sur les prés et les labours, tressée autour des islettes blanches. Elle a cette odeur du figuier : l'odeur de lait amer et de verdure. Elle a tant emportée dans ses eaux de terre à herbe, de terre à graines, de poids d'arbre ; elle a tant broyé de feuillages, tant roulé de grands troncs sur son fond sonore, tant enchevêtré de branchages dans les osiers de ses marais qu'elle est devenue arbre elle-même, qu'elle est là, couchée sur la plaine comme un arbre ; elle, avec son tronc tors, avec l'Asse, et le Buech, et le Largue, et tant d'autres, tous écartés comme des branches, elle porte les monts au bout de ses rameaux. [...] Ainsi, la plaine descend avec sa charge de vie, et puis, là-bas, elle jette une écume d'arbre contre le rocher de Mirabeau, elle tourne, on ne la voit plus."

Jean Giono

Nous nous proposons d'aborder ces questions scientifiques sur le bassin versant de la Durance pour plusieurs raisons présentées dans ce chapitre.

2.1 Caractéristiques physiques du bassin

La Durance est le dernier affluent majeur du Rhône avant qu'il ne rejoigne la Méditerranée. Elle parcourt 323 km et son bassin versant couvre une surface d'environ 14 000 km^2 s'étendant du sommet des Ecrins à 4 102 m aux régions provençales situées à quelques dizaines de mètres seulement au-dessus du niveau de la mer (figure 2.1). Sa confluence avec le Rhône se situe au sud de la ville d'Avignon. Les principaux affluents de la Durance sont représentés sur la figure 2.1 : en rive gauche et de l'amont vers l'aval : le Guil, l'Ubaye, la Bléone, l'Asse et le Verdon ; en rive droite et toujours de l'amont vers l'aval : la Clarée, la Guisane, la Gyronde (formé du Gyr et de l'Onde), le Buech, le Jabron et le Coulon.

La Durance est d'abord un torrent de montagne au fort débit jusqu'à sa confluence avec l'Ubaye (photo 1 sur la figure 2.2), puis la vallée s'élargit et le lit de la Durance forme plusieurs méandres qui se rejoignent ensuite pour passer la « porte de Provence » large de 30 mètres à Sisteron (photo 2 sur la figure 2.2). Quelques centaines de mètres plus loin, le lit de la Durance s'élargit de nouveau et se tresse. A la fin de son voyage vers le Rhône, elle s'écoule sur une plaine alluviale aride pouvant atteindre 6 km de largeur (Warner, 2000).

Le bassin de la Durance est généralement divisé en trois sous-entités géographiques qui sont :

— La Haute Durance : des sources à la confluence avec l'Ubaye au barrage de Serre-Ponçon,
— La Moyenne Durance : de Serre-Ponçon au pont de Mirabeau situé juste après la confluence avec le Verdon,
— La Basse Durance : du pont de Mirabeau à la confluence avec le Rhône.

La description des caractéristiques physiques du bassin de la Durance dans les paragraphes suivants vient appuyer ce découpage en trois zones.

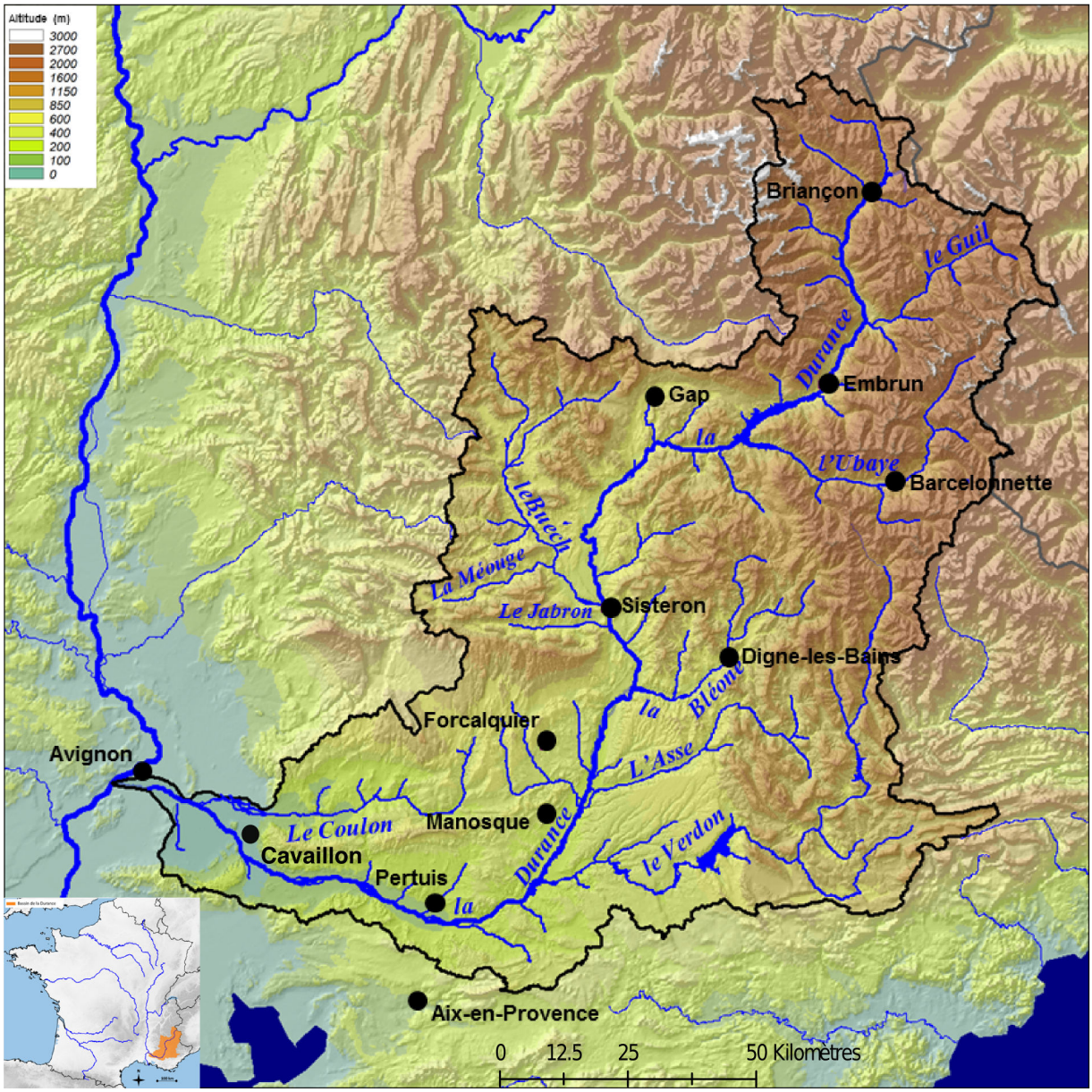


FIGURE 2.1 – Carte du bassin versant de la Durance.

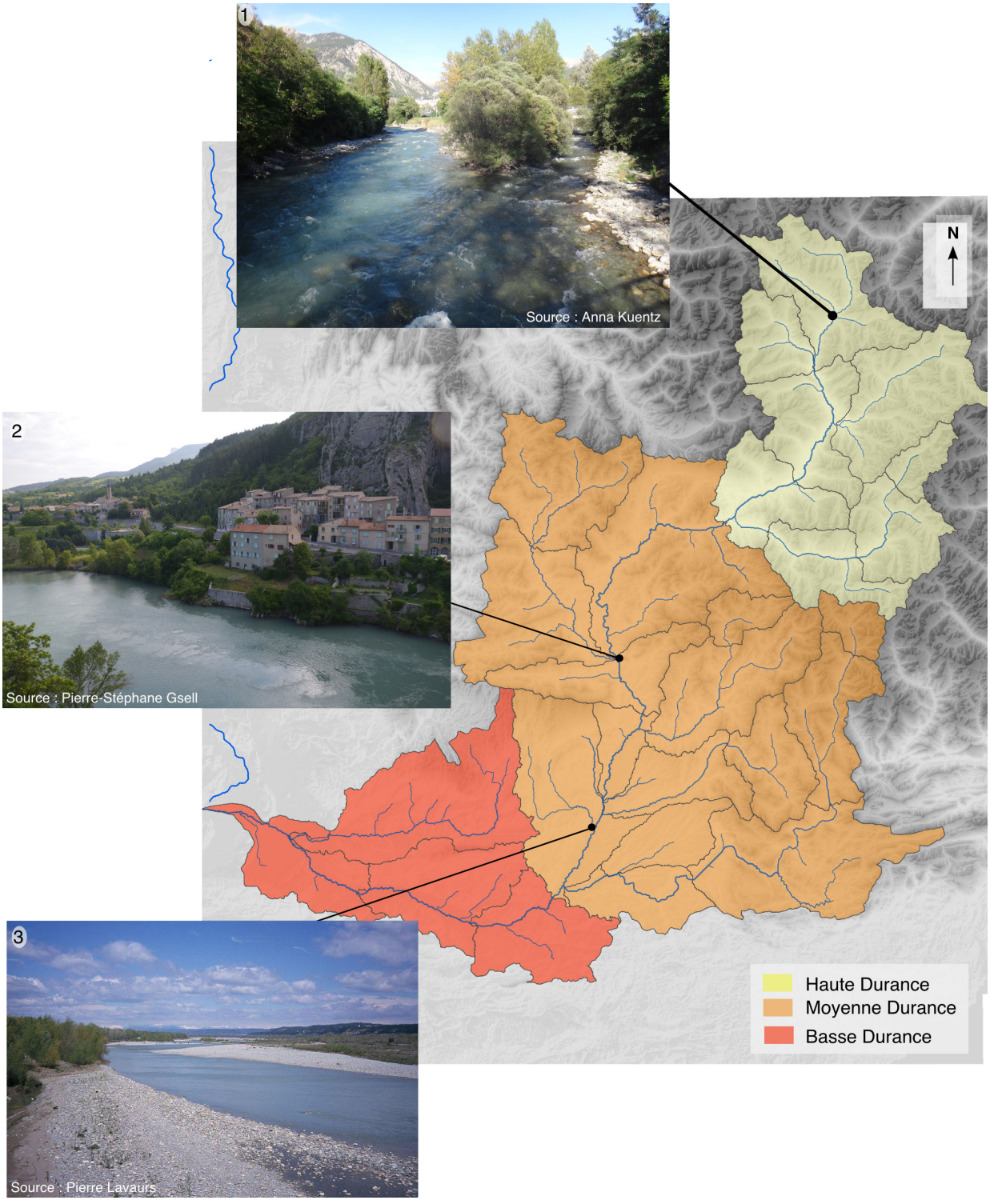


FIGURE 2.2 – Discrétisation du bassin de la Durance en trois régions présentant des caractéristiques physio-géographiques différentes : la Haute Durance, la Moyenne Durance et la Basse Durance. Photo n°1 : Briançon ; photo n°2 : La porte de Provence, Sisteron ; Photo n°3 : Manosque. Les sous-bassins versants représentés en gris sont les unités de calcul de modélisation (cf. section 4).

2.1.1 Géologie

2.1.1.1 Description géologique

La description de la géologie de la Durance qui suit a été rédigée pour préparer un stage de terrain organisé par l'Ecole Doctorale GRNE en juin 2012 en s'appuyant sur le guide géologique de Debelmas (1983), et a bénéficié de l'aide précieuse de Jacques Thibiéroz, maître de conférence à l'UPMC.

Le contexte géologique du bassin versant de la Durance est très complexe car il s'étend sur des formations variées comme on peut le voir sur la carte 2.3.

- Au centre du bassin versant de la Durance se trouve la partie orientale du bassin vocontien constitué de sédiments déposés au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur. Les chaînes subalpines des Alpes du Sud s'étendent à l'ouest, parmi elles les massifs du **Di**ois, du **D**évoluy, des **B**aronnies, et du Luberon sont repérés sur la figure 2.3 par leur(s) première(s) lettre(s). Le substratum du bassin vocontien était au début du Secondaire, c'est-à-dire à l'arrivée de la mer, une surface peu accidentée (pénéplaine) résultant de l'érosion de terrains anciens (chaîne hercynienne).
- Des morceaux de ce vieux socle affleurent, fortement soulevés et disloqués par le plissement alpin, dans les massifs du **P**elvoux et du **M**ercantour (Argentera), dits « massifs cristallins externes » (figure 2.3). Ces massifs sont entièrement constitués de matériel granitique ou métamorphique.
- La zone briançonnaise dessine le plus nettement l'arc alpin actuel, surtout grâce à son squelette permocarbonifère qui affleure de façon continue depuis la Suisse jusqu'à **Br**iançon puis, après une courte zone d'enfouissement sous les unités charriées, réapparaît dès la haute vallée de l'**U**baye jusqu'à la Riviera italienne.
- Vers l'Est, s'étend un pays beaucoup plus compliqué, ce sont les massifs internes. Les terrains sont beaucoup plus déformés car la contraction due au plissement alpin a été si intense que, faute de place, les terrains primaires et secondaires s'y sont empilés les uns sur les autres, donnant ainsi ce que les géologues appellent les nappes de charriage. Le flysch de Tarentaise au voisinage de la frontière franco-italienne montre un niveau de schiste noir à éléments ophiolitiques (indications de la proximité des fonds océaniques).
- Le plateau de Valensole est bien visible sur la figure 2.3, il est formé de dépôts molassiques et de poudingues datant du Pliocène.
- Enfin, la basse vallée de la Durance présente d'importantes terrasses alluviales qui se sont formées au quaternaire. Les glaciers ont déposé des moraines que l'on retrouve jusqu'à Sisteron, point le plus bas de la formation péri-glaciaire.

De manière très synthétique, on retrouve bien le découpage du bassin versant de la Durance en trois zones. En haute Durance, s'étend un paysage compliqué délimité par les massifs cristallins externes à l'ouest, le Pelvoux, et les massifs internes dont ceux du Queyras, à l'est. La Moyenne Durance se caractérise quant à elle par la présence jusqu'à Sisteron de moraines déposées par les glaciers du Quaternaire et par l'importance des dépressions marneuses plus en altitude aussi dites Terres Noires. Enfin, des terrasses alluvionnaires se sont formées en Basse Durance.

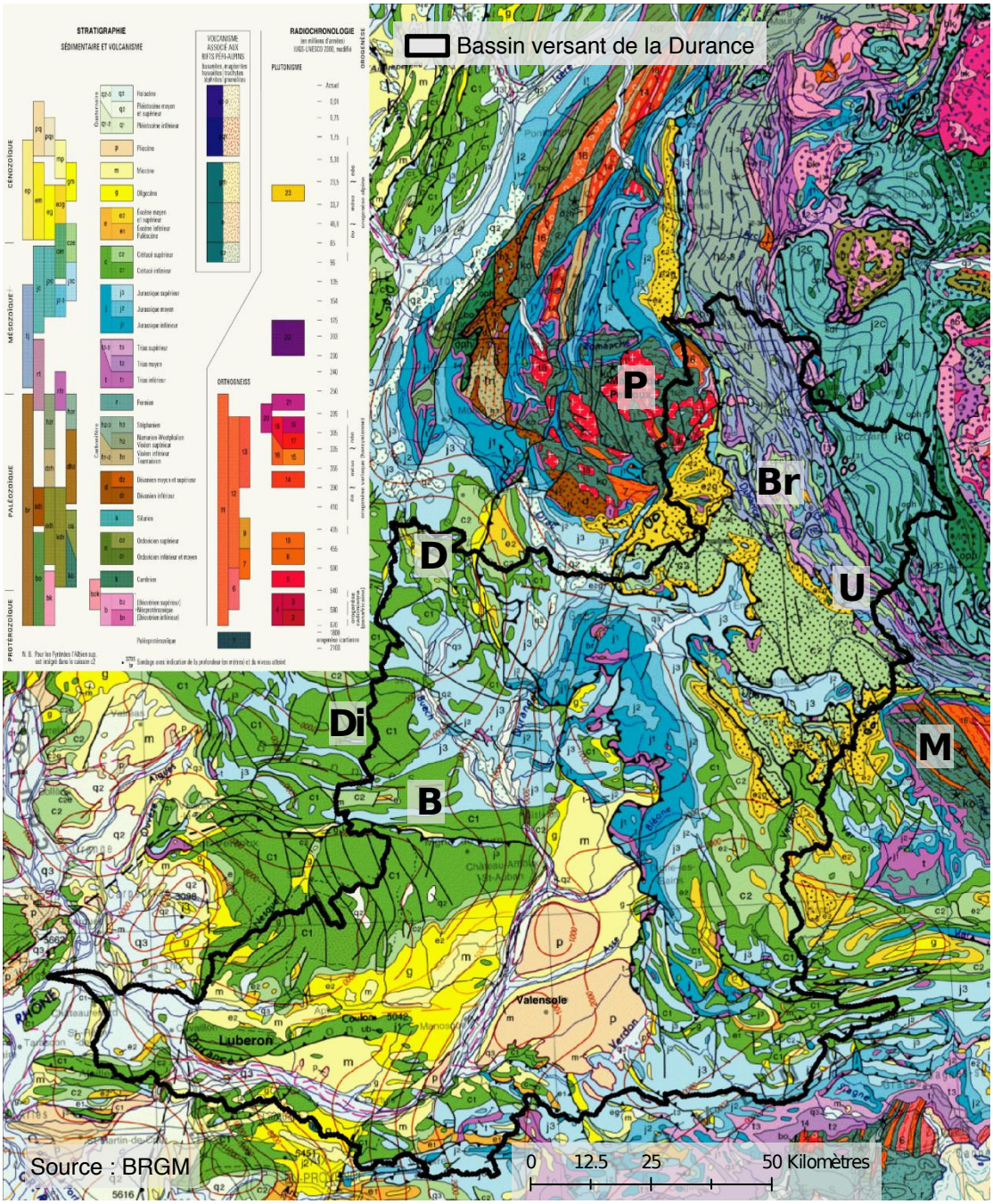


FIGURE 2.3 – Carte géologique du bassin de la Durance (BRGM). Sont repérés sur cette carte les chaînes subalpines du **D**évoluy, du **Di**ois, et des **B**aronnies, les massifs cristallins du **P**elvoux et du **M**ercantour, la zone **Br**iançonnaise et la haute vallée de l'**U**baye.

2.1.1.2 L'itinérance de la Durance

Du fait de cette histoire géologique complexe, le tracé de la Durance n'a pas toujours été celui qu'on lui connaît aujourd'hui. Il y a environ deux millions d'années, entre la fin du Tertiaire et le début du Quaternaire, la Durance était un fleuve prenant sa source vers Sisteron dans les préalpes, passant au Sud des massifs des Alpilles et du Luberon par le seuil de Saint-Pierre de Vence (appelé aussi le vallon des Glauges) et se jetant dans la mer Méditerranée. La plaine de Crau formait alors un delta. Les déformations tectoniques et les dépôts d'alluvions entraînent un glissement de la Durance vers le Sud-Est et, au cours de la glaciation du Mindel (entre -650 000 ans et -350 000 ans), la Durance abandonne le seuil de Saint-Pierre de Vence pour emprunter celui d'Eyguières, à l'est du mont Menu. Puis, au cours de la glaciation du Riss (- 240 000 à - 180 000 ans), la Durance abandonne le seuil d'Eyguières pour passer par Lamanon. C'est au plus fort de la glaciation du Würm (-18 000 ans) qu'un petit affluent du Rhône réussit par une érosion régressive, facilitée par des mouvements tectoniques, à ouvrir le pertuis d'Orgon et à capter la Durance qui se déverse alors dans le Rhône, au Sud d'Avignon. Cette « capture » de la Durance est également facilitée par les dépôts de ses propres alluvions qui se sont déposées à l'entrée du seuil de Lamanon et qui entravent son écoulement (Gouvernet et al., 1979). La plaine de Crau s'assèche alors.

2.1.1.3 Caractéristiques hydrogéologiques

La BD LISA [1] du BRGM [2] permet d'extraire de la précédente description géologique les éléments importants pour l'hydrogéologie. Cette base de données identifie des entités hydrogéologiques caractérisées par le type de formation géologique, la présence ou non d'une nappe libre ou captive ou libre puis captive, et par un type de porosité (Seguin and Mardhel, 2012).

Les types de porosité des entités hydrogéologiques sont cartographiés sur la figure 2.4 [3]. En Haute-Durance, le milieu n'est pas très perméable, principalement fissuré, puis on constate en moyenne Durance une démarcation entre la rive gauche avec un milieu plutôt poreux, et la rive droite avec un milieu plutôt fissuré, peu perméable. La haute vallée de la Bléone est caractérisée par les dépressions marneuses dont on a parlé précédemment, dites Terres Noires. Ces roches sont très peu perméables et friables. Elles sont très sensibles à l'érosion et font l'objet d'études approfondies par l'Irstea, e.g Mathys et al. (2003), et de travaux de reboisement important depuis le XIXème siècle. Ces terres noires sont également présentes ponctuellement dans la basse vallée du Buech et participent activement à l'importante quantité de sédiments transportés par la Durance. Enfin, on observe sur la carte 2.4 des zones karstiques relativement importantes dans le bassin du Verdon et dans le bassin du Coulon. La zone karstique située au Sud-ouest, sur le bassin versant du Coulon fait partie de l'important système karstique de la Fontaine de Vaucluse.

1. Base de Donnés sur les LImites des Systèmes Aquifères
2. Bureau de Recherche Géologiques et Minières
3. Les bassins versants figurés sur cette carte sont ceux sur lesquels nous nous appuierons pour la modélisation hydrologique et dont nous parlerons au début du chapitre 4.

Sur le bassin versant de la Durance, il existe principalement des nappes libres à l'exception de quelques nappes captives dans la vallée du Coulon et d'une alternance de nappes libres puis captives en Basse Durance (non représentées ici).

2.1.2 Topographie

Son histoire mouvementée est à l'origine d'une large gamme d'altitudes au sein du bassin de la Durance, de plus de 4000 mètres. La Figure 2.5 montre la courbe hypsométrique du bassin de la Durance au Pont de Mallemort. Cette courbe exprime la fraction de la superficie d'un bassin situé au-dessus d'une altitude donnée. D'après cette figure, les régions montagneuses constituées des chaînes alpines et des massifs préalpins concernent environ la moitié de la surface du bassin. Kuentz (2013) met en évidence une décroissance rapide de l'altitude du bassin versant de l'amont vers l'aval, et une pente forte de la Durance et de ses affluents qui est une caractéristique importante du bassin de la Durance.

La Haute Durance qui couvre a peu près 25 % de la superficie du bassin est délimitée par le massif des Écrins à l'Ouest et par le massif du Queyras à l'Est. Une quinzaine de sommets (Le Mont Pelvoux, l'Ailefroide occidentale, les pics de la Font Sanct et de Rochebrune, L'aiguille de Chambeyron, le Mont Thabor, le Mont Pelat...) dépassent 3500 mètres dont la barre des Ecrins qui culmine à 4102 m (Lafaysse, 2011b). Les altitudes de la moyenne Durance couvrant 50 % du bassin sont plus faibles et les reliefs plus doux à l'exception des monts du Dévoluy dans le bassin du Buech et du mont Pelat (3051 m) dans le bassin du Verdon. Elle est principalement constituée de collines [4] et est caractérisée par une altitude moyenne de 1 600 mètres. Enfin, le point le plus bas de la Basse Durance se trouve à 13 mètres au dessus du niveau de la mer et n'est plus qu'à 60 km de la mer Méditerranée.

2.1.3 Climat

En revanche, les hivers sont bien arrosés dans les régions pas trop abritées des influences maritimes. Les zones les plus proches de l'équateur et celles situées sur les façades ouest des continents connaissent leur maximum de précipitations en hiver, tandis que les régions au nord du bassin méditerranéen connaissent des maxima de précipitations en automne (nord-ouest) ou au printemps (nord-est), avec quelquefois un minimum hivernal dans les régions un peu abritées des influences maritimes (Espagne, Provence intérieure, Sicile intérieure).

L'autre caractéristique des précipitations en milieu méditerranéen est leur faible fréquence et leur intensité. Si les cumuls annuels moyens sont compris entre 300 et 1 000 mm (un peu plus dans certaines montagnes), la fréquence est faible : moins de 100 jours par an. Les températures élevées favorisent le développement d'orages violents quand la masse d'air devient instable. L'équivalent de la moitié de la lame d'eau annuelle moyenne peut s'abattre en une journée lors d'épisodes pluvieux intenses (ex. épisodes cévenols).

4. Ce sont d'ailleurs ces collines qui inspireront le premier roman de Jean Giono

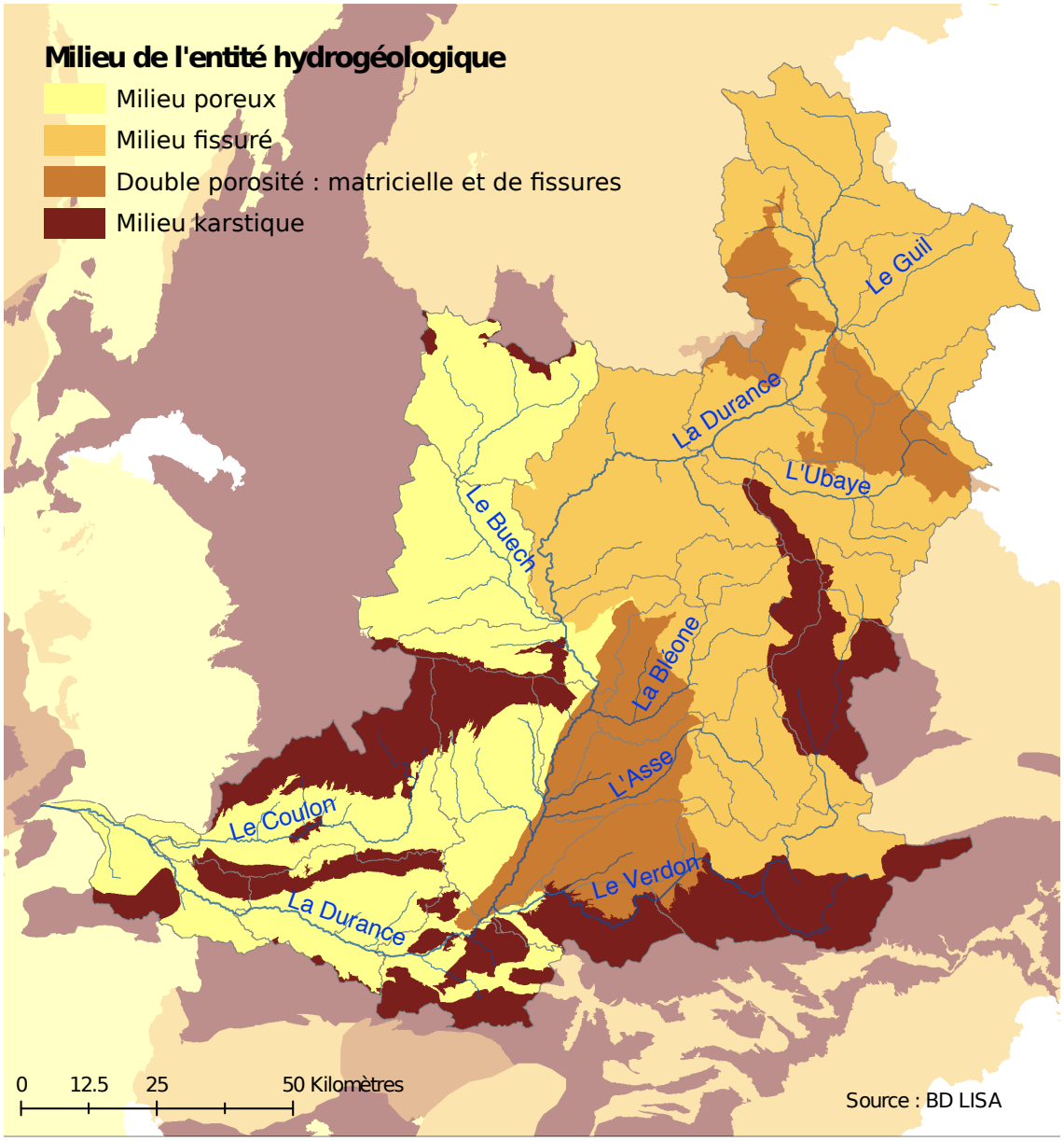


FIGURE 2.4 – Carte de la porosité des entités hydrogéologiques identifiées par la BD LISA sur le bassin versant de la Durance.

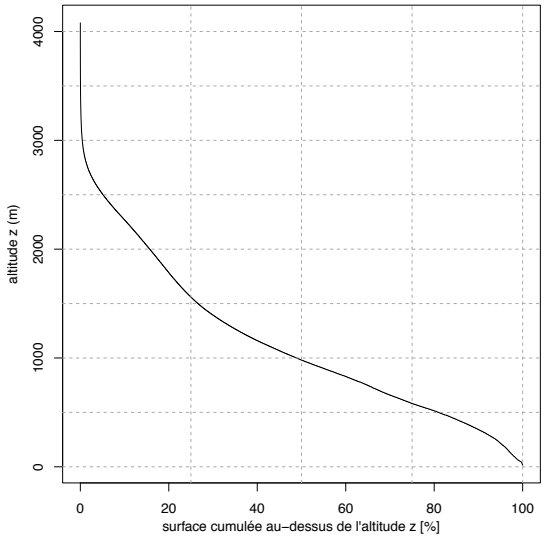


FIGURE 2.5 – Courbe hypsométrique du bassin de la Durance

La topographie ainsi que la position proche de la méditerranéen vont fortement influencer le climat des différentes zones du bassin. Les différences d'altitudes jouent un rôle important sur la répartition spatiale des températures et on constate un gradient marqué entre l'amont et l'aval du bassin comme nous le verrons dans le chapitre 4 en section 4.4. Les précipitations vont également être influencées par l'orographie mais elles sont également variables de l'Ouest vers l'Est. Le massif des Ecrins forme une ceinture d'écrans montagneux (Pardé, 1925) qui récupère les perturbations océaniques et protège le reste du bassin (Lafaysse, 2011b). Le massif des Ecrins est donc plus arrosé que le massif du Queyras à l'Est. Celui-ci est néanmoins violemment touché plusieurs fois par an par des retours d'Est [5] qui provoquent en peu de temps des précipitations très importantes et assez localisées, responsables de fortes crues sur le Guil (juin 1957 ou juin 2000) ou d'avalanches exceptionnelles en hiver (11 au 16 janvier 1978, 14 au 16 décembre 2008) (Gottardi, 2009). Pour plus de détails sur la répartition spatiale des précipitations, une description en fonction des différents types de circulation atmosphérique est donnée par Kuentz (2013). Enfin, de novembre à mai, les précipitations tombent principalement sous forme de neige en Haute Durance.

Le climat à l'aval du bassin est de type méditerranéen. Il est caractérisé par des pluies estivales très faibles voire inexistantes, des pluies hivernales plus importantes et des orages importants en automne. Lors de ces orages, en particulier lors des épisodes cévenols, l'équivalent de la moitié de la lame d'eau annuelle moyenne peut s'abattre en une journée. Ce climat présente également un fort ensoleillement (2800 h/an) (Nofal, 2009) et des vents du nord (le Mistral et la Tramontane) fréquents et puissants (150 jours par an), renforçant l'évapotranspiration et donnant lieu à un fort stress hydrique en saison estivale (Peyre, 1927).

5. Un retour d'Est se produit lorsqu'une dépression se creuse sur le golfe de Gênes avec un centre généralement situé sur la zone Corse et Sardaigne. source(Meteo France)

2.1.4 Occupation des sols

Les contrastes géologiques, topographiques et climatiques présentés ci-dessus conduisent à des natures de sols différentes et donc à des occupations du sol contrastées entre l'amont et l'aval. Ces dernières sont renseignées par la base de données Corine Land Cover (CLC, version 2006) produite par photo-interprétation d'images satellites. A l'amont du bassin, la figure 2.6 montre peu de végétation aux altitudes élevées notamment sur les massifs des Ecrins ou du Queyras avec une proportion importante d'affleurement rocheux (30 %), et une végétation plus dense, constituée de forêts, dans les vallées. Des glaciers sont aussi présents sur le massif des Ecrins mais représentent une faible surface du bassin (moins de 0.3% de la surface totale, environ 50 km^2 selon CLC). Globalement, le bassin de la Durance présente une forte proportion de forêt avec 38 % de sa superficie.

Malgré le climat méditerranéen de l'aval du bassin, l'irrigation a permis le développement d'une agriculture intensive. Les terres arables sont particulièrement nombreuses dans la vallée du Coulon et sur le plateau de Valensole (figure 2.6).

Enfin, les zones urbaines se situent essentiellement le long de la Durance où se concentrent 75% de la population vivant sur le bassin.

2.1.5 Hydrologie

Tous ces facteurs, la géologie, la topographie, le climat et la végétation, décrits dans les paragraphes précédents, sont à l'origine de régimes hydrologiques de la Durance très différents entre sa source et sa confluence avec le Rhône. On peut y observer la transition d'un régime nival, pic de crue printanière lié à la fonte des neiges, vers un régime méditerranéen, étiages sévères en été et hautes eaux en hiver, de l'amont à l'aval. En Haute Durance, les régimes sont principalement nivaux avec un maximum du débit en mai ou juin lié à la fonte, et un étiage hivernal bien marqué qui correspond à l'accumulation de la neige. La figure 2.7 montre ces régimes nivaux sur la Guisane au Monêtiers les Bains, le Guil à Château-Queyras, la Durance à la Clapière et l'Ubaye à Roche-Rousse (respectivement les hydrogrammes n°1, 2, 3 et 4). En Moyenne Durance, on retrouve une forte influence nivale sur la partie amont du Verdon, le pic de crue se produisant au mois de mai à la fonte des neiges (hydrogrammes n°8 de la figure 2.7), avec toutefois une légère composante pluviale induisant une remontée des débits à l'automne. Au fur et à mesure que l'on avance vers l'aval, l'importance de la composante nivale diminue et celle de la composante pluviale augmente, avec des débits hivernaux plus élevés et des débits estivaux plus faibles. On observe un régime pluvio-nival sur le Buech aux Chambons, l'Asse à la Clue de Chabrières, et le Verdon à Sainte-Croix (hydrogrammes n°5, 7 et 9 de la figure 2.7). L'influence nivale du Jabron à Piedguichard (hydrogramme n°6 de la figure 2.7) est quasi-inexistante. On observe un régime de type méditerranéen avec un maximum du débit mensuel pendant les mois de novembre et décembre, lié aux orages, et des débits estivaux très faibles. Ceci s'explique par les reliefs de ce bassin, formés par les Baronnies, plus doux que dans la haute vallée du Buech induisant moins de neige.

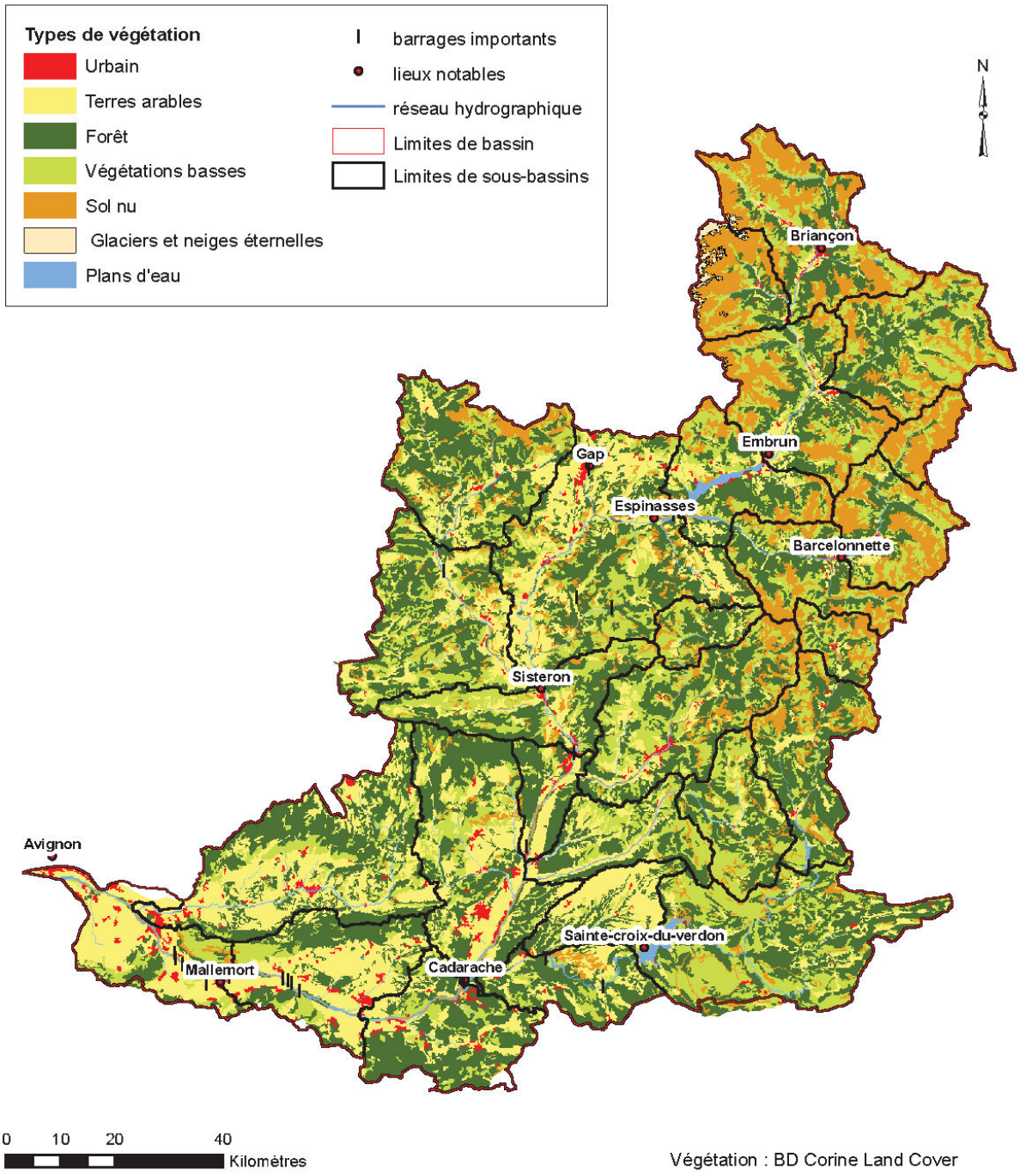


FIGURE 2.6 – Carte de l'occupation du sol sur le bassin versant de la Durance à partir de la BD CLC

En termes de module de débit (débit moyen inter-annuel), il est de l'ordre de 78 m^3/s à Serre-Ponçon (confluence de la Durance et de l'Ubaye), le module de la Durance à son confluent avec la Bléone est ensuite égal à 128 m^3/s et celui au barrage de Joucques-Cadarache (confluence de la Durance et du Verdon) est égal à 170 m^3/s. Le débit de la Durance à la confluence avec le Rhône est difficilement mesurable car la Durance est très peu profonde et s'écoule en tresses sur une large plaine. De plus, elle est très influencée par les aménagements hydro-électriques comme nous le ver-

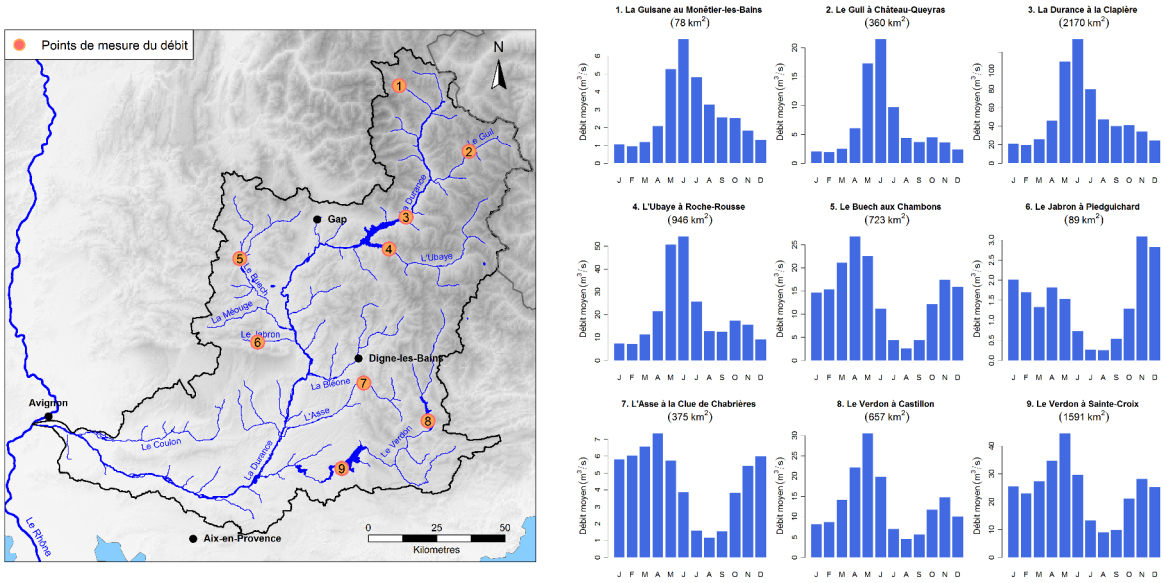


FIGURE 2.7 – Régimes hydrologiques en différents points du bassin versant. Extrait de Kuentz (2013).

rons dans la partie suivante. Néanmoins, compte tenu de la faible pluviométrie et de l'importance de l'évapotranspiration en Basse Durance, on peut considérer que les apports de cette région au débit de la Durance sont faibles. Finalement, les apports de la Haute Durance qui ne couvre que 25 % de la superficie du bassin, représentent la plus grosse contribution au débit, près de la moitié du module observé au barrage de Joucques Cadarache.

La Durance fut pendant longtemps connue pour ses violentes crues, souvent provoquées par la fonte de la neige combinée aux retours d'Est mentionnés précédemment (§2.1.3). Elle fut l'objet des premiers travaux sur l'hydrologie avec une description de sa géologie, de son régime hydrologique et de ses crues par Imbeaux (1892). Plusieurs thèses ont plus tard été consacrées à la Haute Durance avec une attention particulière sur la modélisation des processus nivaux (Lardeau, 1977; Charbonneau, 1974; Etchevers, 2000). Ma thèse s'inscrit dans la lignée des récentes thèses de Lafaysse (2011b) et Kuentz (2013) qui mettent l'accent sur les relations entre le climat et l'hydrologie. La première se focalise sur la Haute Durance et a mis en place un grand nombre de scénarios climatiques régionaux sur cette région dont nous nous servirons en chapitre 7. La deuxième a permis la reconstitution de chroniques centenaires de débits observés, très utiles pour l'évaluation et la validation des modèles hydrologiques en temps présent comme nous le verrons en section 4.3.

2.1.6 Changement climatique observé dans la Durance

Une augmentation significative de la température a été constatée depuis 1960 dans les Alpes (Durand et al., 2009) et en particulier l'hiver (Martin and Etchevers, 2005) induisant une légère baisse de l'épaisseur de neige et de la durée d'enneigement. En ce qui concerne la Durance, nous verrons dans le chapitre 4 détaillant les don-

nées nécessaires à la modélisation, qu'une augmentation comprise entre 0.9˚C et 1.7˚C, selon les bases de données considérées, est constatée entre 1960 et 2009 et qu'aucune tendance sur les précipitations n'est notée. Gautier (1992) remarque une diminution des précipitations depuis 1940 dans le Buech.

Une démonstration forte du réchauffement climatique dans la Durance est la diminution de la surface des glaciers. Dans le massif des Ecrins, la superficie des glaciers a diminué de 37 % depuis 1971, trois fois plus que dans le massif du Mont-Blanc qui ne perd « que » 9,7% de sa superficie en 40 ans. Cette différence est probablement une conséquence de deux facteurs conjugués pour le massif des Ecrins : un effet méridional (climat plus chaud et sec) et une moindre altitude moyenne en regard du Mont-Blanc (Gardent et al., 2011).

Ces évolutions climatiques ont des conséquences sur les régimes hydrologiques. Kuentz (2013) constate sur des chroniques centenaires d'observations de débits journaliers une tendance à la baisse qui domine les oscillations des débits de période 10 ans à 15 ans, également observées sur ces chroniques. A l'échelle saisonnière, Bard et al. (2012) constate une augmentation statistiquement significative des débits pendant la période hivernale, une onde de fonte qui arrive plus tôt et qui dure plus longtemps en Haute Durance. Ces changements en Haute Durance reflète le changement de température observé.

2.2 Anthropisation du bassin

La figure 2.6 ne laisse pas présager une forte anthropisation de ce bassin : les zones urbaines ne représentent que 300 km^2, i.e 2% du territoire, la densité de population n'est que de 45 hab/km^2 et les zones agricoles ne représentent que 20% de la superficie du bassin. Cependant, l'eau de la Durance est convoitée par le reste de la Provence pour arroser ses terres agricoles et alimenter la forte démographie du pourtour méditerranéen. Elle est également redoutée pour ses crues violentes [6]. Ainsi des digues de protection et des canaux pour dériver l'eau en dehors du bassin seront très tôt construits jusqu'à l'aménagement actuel de la Durance-Verdon formant une série de barrages, usines hydro-électriques et canaux parmi les plus importantes en France.

2.2.1 Histoire

Le canal de Saint-Julien est un des premiers canaux construits dont on a la connaissance pour utiliser l'eau de la Durance. Sa construction date de 1171 et il est raccordé au niveau de Mallemort (cf. carte 2.6). Il alimentait les moulins à farine et sert encore aujourd'hui à irriguer une plaine agricole de 6000 ha dans le Vaucluse. Au XVI$^{\text{ème}}$ siècle, le canal de Craponne du nom de l'ingénieur salonais, Adam de Craponne, qui

6. Elle est considérée comme le fléau de la Provence dans un dicton populaire avec le mistral et le parlement, qualifiée de capricieuse, ou de *chienne* par Madame de Sévigné qui écrit à sa fille qu'elle « hait cette rivière » (de Rabutin-Chantal de Sévigné, 1806).

initia les travaux en 1567 fut construit afin d'irriguer la plaine de Crau. Il alimente en eau d'abord Salon de Provence en empruntant le seuil de Lamanon où passait la Durance alors qu'elle était fleuve (§2.1.1.2), irrigue la Plaine de Crau et se termine à Arles. Pendant près de trois siècles, de nombreux projets de canaux furent élaborés dans le but d'acheminer l'eau de la Durance vers les villes d'Aix-en-Provence et de Marseille mais, faute de moyen, n'aboutirent pas. Une épidémie de choléra en 1834 fut l'élément déclencheur de la construction du canal de Marseille. Il est long de 84 km, prend sa source à Pertuis (figure 2.1), comporte neuf aqueducs et achemine l'eau jusqu'à la cité phocéenne. Le canal d'Aix en Provence ou canal du Verdon est ensuite construit, il part de Quinson, à l'aval de Sainte-Croix du Verdon (carte 2.6), et alimente Aix en Provence. Il est désaffecté en 1970.

Les fortes pentes de la Durance mentionnées dans le paragraphe 2.1.2 sont très favorables à l'hydroélectricité et en 1894 est construit le barrage de Pont Baldy destiné à fournir de l'énergie à la ville de Briançon. Un certain nombre d'usines sont construites à la suite (Serres, 1900 ; La Brillanne, 1907 ; l'Argentière, 1909 ; le Largue, 1916). Néanmoins, l'irrégularité du cours d'eau devient source de conflit entre les différents usages et cela amènera EDF et le ministère de l'agriculture à penser conjointement vers 1950 l'aménagement actuel Durance-Verdon.

2.2.2 Les aménagements actuels

La construction de l'aménagement Durance-Verdon constitué de canaux, de barrages et de centrales hydro-électriques est confiée à EDF, avec un objectif triple : la production d'électricité, l'alimentation en eau des cultures et des villes (irrigation et eau potable), et la régulation des crues. Les aménagements EDF de production d'hydroélectricité sont représentés sur la figure 2.8. Actuellement, 17 barrages et 30 centrales sont en activité sur le bassin (EDF, 2012). L'aménagement majeur est le barrage de Serre-Ponçon, achevé en mai 1961 qui constitue la deuxième plus grande retenue artificielle d'eau douce d'Europe en termes de capacité, avec une surface de 28,2 km^2 et un volume maximum de 1,272 milliards de m^3. Sur ce volume est réservé 200 millions de m^3 destiné aux usages agricoles de la basse Durance. Le deuxième ouvrage le plus important de cette chaîne d'aménagement est le barrage de Sainte-Croix dont la retenue contient 800 millions de m^3 et dont 300 millions peuvent être effectivement utilisés. Sur les figures 2.8 et 2.9, le canal « EDF », long de 250 km est également tracé dans lequel transitent les débits turbinés par les différentes usines, depuis Serre-Ponçon jusqu'à l'Étang de Berre qui alimente en eau potable Marseille. Le canal de Provence géré par la SCP[7] prélève 660 millions de m^3/an du Verdon. D'autres canaux sont également gérés par la SCP (en tout 4 500 km de canaux et conduites souterrains) et servent à irriguer et alimenter une grande partie du Var, jusqu'à Toulon et les Bouches du Rhône (figure 2.9). Enfin, le canal de Marseille est exploité et entretenu par la Société des Eaux de Marseille et apporte aujourd'hui 15 m^3/s à la cité phocéenne.

7. Société du Canal de Provence



FIGURE 2.8 – Aménagements hydroélectriques de la Durance (source : EDF)

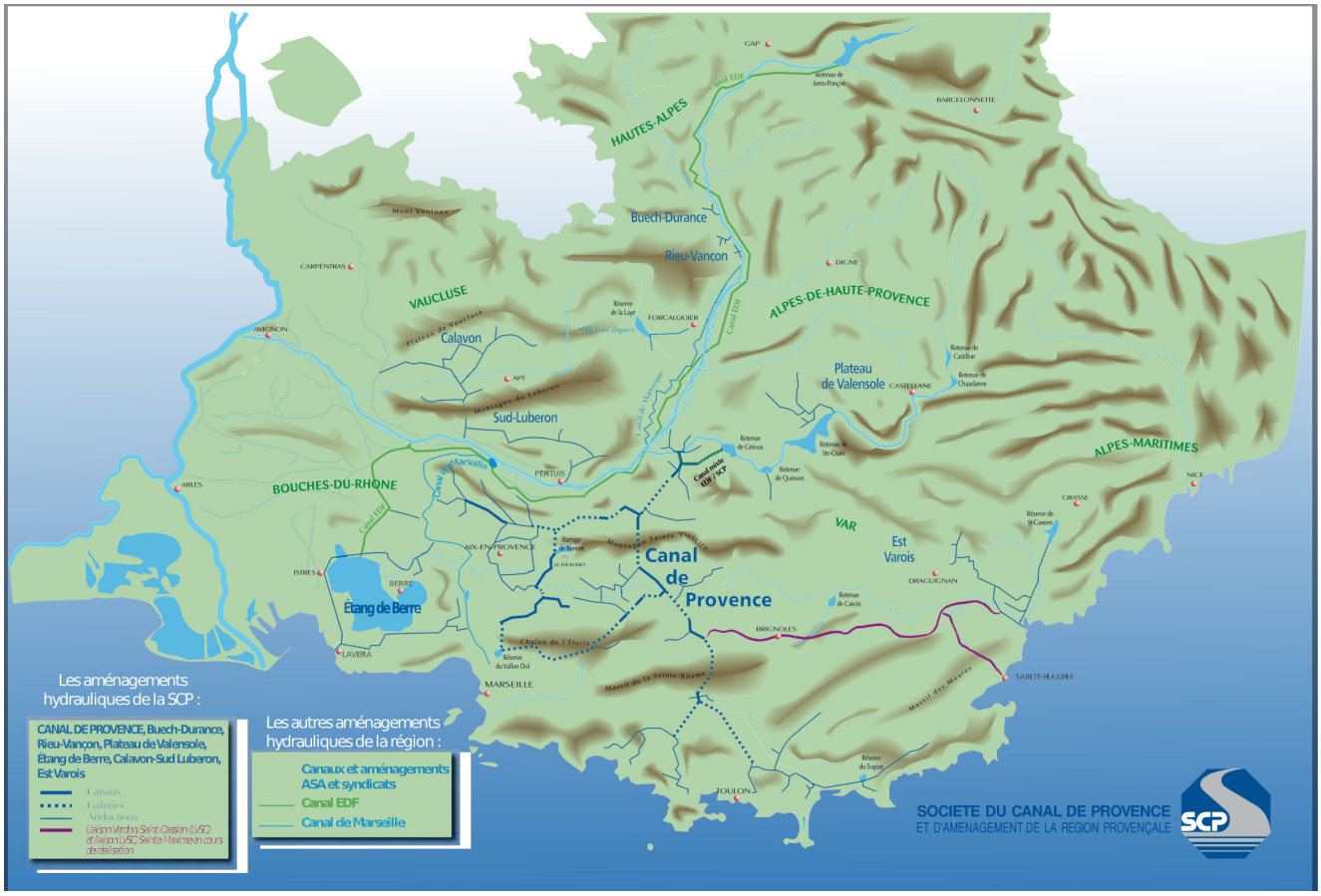


FIGURE 2.9 – Cartes des canaux prenant leur source dans le bassin de la Durance. (source : SCP)

2.2.3 Répartition des usages

Les usages de l'eau sur le bassin de la Durance sont multiples :

- l'hydroélectricité produit aujourd'hui plus de 6.5 milliards de kWh soit 40 % de l'énergie produite en région PACA et 10 % de la production hydroélectrique française (EDF, 2012).
- l'irrigation est devenue indispensable pour l'agriculture de la Moyenne et de la Basse Durance, 1.5 milliards de m^3 sont prélevés via les canaux EDF et SCP (Kuentz, 2013) pour irriguer 150 000 ha. La moitié de l'eau est exportée en dehors du bassin versant. En Moyenne-Durance, l'agriculture est principalement consacrée à la céréaliculture et à l'arboriculture tandis que le maraîchage et l'arboriculture sont les cultures majoritaires de la Basse Durance.
- l'AEP désigne les prélèvements en eau de distribution publique, elle couvre les besoins domestiques et collectifs (hôpitaux, écoles, arrosage, nettoyage des rues,etc). La quantité d'eau prélevée pour l'AEP, environ 230 millions de m^3, est principalement transférée vers les villes du Var et des Bouches du Rhône dont Marseille (850 000 habitants) et Aix-en-Provence (145 000 habitants).
- l'usage industriel ne constitue pas la plus grosse demande en eau mais on peut citer l'usine ARKEMA produisant des matières premières pour la pétrochimie des produits chlorés et qui fut construite pendant la première guerre mondiale. Cette usine était spécialisée dans la fabrication de gaz de combats chlorés, le chlore nécessaire à la chloration des hydrocarbures étant produit par électrolyse du sel venant des salins du Midi. Le choix de ce site fut dicté par son éloignement du front et la difficulté pour l'armée ennemie de venir le bombarder [8].
- les loisirs influencent la gestion de l'eau de la Durance : les lacs du Verdon et de la Haute-Durance, ainsi que les activités d'eau vive constituent des attraits majeurs de la région et ont donc un impact économique important. Cette composante touristique implique des contraintes de gestion de l'eau, comme le maintien des cotes minimales touristiques des lacs, ou les débits minimaux nécessaires à la navigation touristique (mise en place de lâchers d'eau sur le Verdon par exemple). Une quantité d'eau est aussi prélevée pour la production de neige artificielle dans les quelques stations de ski présentes à l'amont du bassin mais celle-ci reste faible et n'est généralement pas source de conflit avec les autres usages (Magnier, 2013).
- les apports d'eau douce sont limités dans l'étang de Berre afin de préserver sa nature saumâtre et son écosystème, une partie de l'eau du canal usinier d'EDF est donc renvoyée dans le cours d'eau naturel de la Durance au niveau de Mallemort (figure 2.8). La préservation de la faune et la flore, notamment l'Apron, une espèce endémique en voie de disparition dans la Durance, se fait par le maintien de débits réservés.

Une dernière contrainte importante pour la gestion des aménagements est la gestion des flux de sédiments. Ils sont importants du fait notamment des terres noires dont on a parlé dans le paragraphe 2.1.1. Avant aménagement, la quantité de sédiments

8. Anecdote racontée par M. de Marsily

transportés chaque année par la Durance est estimée à plus de 10 millions de tonnes. La création de réservoirs qui barrent le cours de la rivière et la dérivation de gros volumes vers l'étang de Berre puis Marseille ont modifié l'équilibre global du lit de la rivière en stoppant le transit des matériaux de l'amont vers l'aval d'une part et en exhaussant le lit dans les tronçons court-circuités par les barrages d'autre part.

Tous ces usages sont des contraintes dans la gestion de l'eau qu'il est important de prendre en compte et qui forment un équilibre fragile.

2.3 Le projet R²D²-2050

L'équilibre existant entre les différents usages de l'eau sur le bassin de la Durance est mis en péril par le changement climatique en cours (chapitre 1 et section 2.1.6), et ceci impose de rechercher des stratégies optimales et durables pour gérer au mieux la ressource en eau et les ressources énergétiques associées. Des scénarios hydrologiques correspondant aux différents scénarios climatiques futurs permettent de pouvoir caractériser la sensibilité et la vulnérabilité d'un hydrosystème aux changements prévus. Mais, ces scénarios présentent de fortes incertitudes qu'il est important de comprendre. Ils sont aussi conditionnés par des facteurs humains tels que la démographie et les décisions politiques. C'est pourquoi impliquer les acteurs de la gestion de l'eau semble une étape essentielle pour anticiper l'adaptation de nos sociétés aux changements prévus.

Cette dernière étape constitue l'originalité du projet R^2D^2-2050, « Risque, Ressource en eau et gestion de la Durance en 2050 », qui propose ainsi de progresser sur l'élaboration d'une vision prospective de la gestion de l'eau à l'échelle du territoire complexe et fortement anthropisé qu'est le bassin de la Durance. Ce projet coordonné par Eric Sauquet d'Irstea Lyon mobilise plusieurs partenaires de la recherche scientifique française, EDF R&D LNHE [9], les équipes d'Irstea d'Antony et de Lyon, le LTHE [10] et nous-même, mais également des acteurs impliqués dans la gestion de l'eau sur le bassin de la Durance, EDF-DTG Grenoble et la SCP [11], et enfin une équipe spécialisée dans l'appui au développement et à la mise en oeuvre de stratégies et politiques de l'environnement, ACTeon.

Les partenaires se proposent de construire une représentation fidèle du fonctionnement actuel de l'hydrosystème et d'élaborer des projections climatiques et des scénarios socio-économiques territoriaux en étroite relation avec les acteurs de terrain impliqués dans la gestion de l'eau. Ceci afin de proposer *in fine* différentes stratégies d'adaptation et de mitigation socio-économique pour une gestion intégrée et durable de la ressource. Ainsi, le projet R^2D^2-2050 examine spécifiquement le devenir des ressources hydriques en amont de Mallemort en différents points clefs du bassin et cherche à représenter les usages et demandes en eau connectés à l'hydrosystème.

9. Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement
10. Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
11. Société du Canal de Provence

Un des résultats majeurs attendus de la part des équipes de recherche est la quantification des incertitudes, ceci afin de dégager les grandes tendances sur lesquelles les gestionnaires peuvent élaborer une stratégie d'adaptation et de tester différents scénarios de gestions possibles permettant la satisfaction des besoins en eau des usagers à l'horizon 2050.

Les résultats de cette thèse contribuent à l'avancement de plusieurs Work Packages du projet (schéma 2.10) :

- WP2.1 : Caractérisation du système actuel (chapitre 4) ,
- WP2.2 : Modélisation de la ressource naturelle (chapitre 6),
- WP4.1 : Neige, bilans en eau et stress hydrique (section 7.4),
- WP4.2 : Hiérarchisation des incertitudes et extrêmes (section 7.5).

L'objectif du premier de ces Work Packages est de collecter l'ensemble des données existantes en lien avec la gestion de l'eau. Le deuxième WP2.2 a pour but de modéliser la ressource naturelle en temps présent et d'évaluer les performances des modèles hydrologiques. Une fois ces modèles mis en place et analysés, le deuxième, WP4.1, définit les grandes tendances pour les 50 prochaines années en se focalisant sur l'évolution des bilans en eau, l'avenir des quantités de neige présentes sur le bassin et la fréquence des stress hydriques. Enfin, le WP4.2, vise à caractériser les différentes sources d'incertitude associée et à les hiérarchiser de façon à estimer la significativité des changements simulés. Dans le cadre du projet, nous avons utilisé le modèle CLSM qui est le principal outil de cette thèse, et le modèle ORCHIDEE développé par l'IPSL [12] et décrit dans le chapitre 3.

Les résultats du projet R^2D^2-2050 sont légitimement attendus par les gestionnaires et les acteurs de la ressource en eau afin d'anticiper sa potentielle évolution en réponse au changement climatique. Ceci nous impose de présenter les résultats de manière claire en accompagnant systématiquement nos résultats des incertitudes associées.

2.4 Objectifs de thèse

Le chapitre 1 a mis en évidence l'importance des zones nivales pour les ressources en eau et leur grande vulnérabilité face au changement climatique. Or, la représentation des processus nivaux dans les modèles hydrologique est encore une des principales sources de dispersion entre leurs réponses. Il semble donc indispensable de comprendre les déterminants de ces processus d'un point de vue hydrologique, afin d'essayer de les réduire et ainsi de mieux appréhender les impacts du changement climatiques sur les ressources en eau de ces régions.

La forte composante nivale de la Haute-Durance permettra d'aborder cette question à l'aide d'un modèle de surface continentale, le modèle CLSM. Ce modèle bénéficie d'un schéma de neige à bases physiques ayant déjà montré une bonne aptitude à reproduire la dynamique du manteau neigeux (Stieglitz et al., 2001; Gascoin et al., 2009b; Koster et al., 2010). Ce sera l'occasion ici d'éprouver ce modèle dans un

12. Institut Pierre Simon Laplace

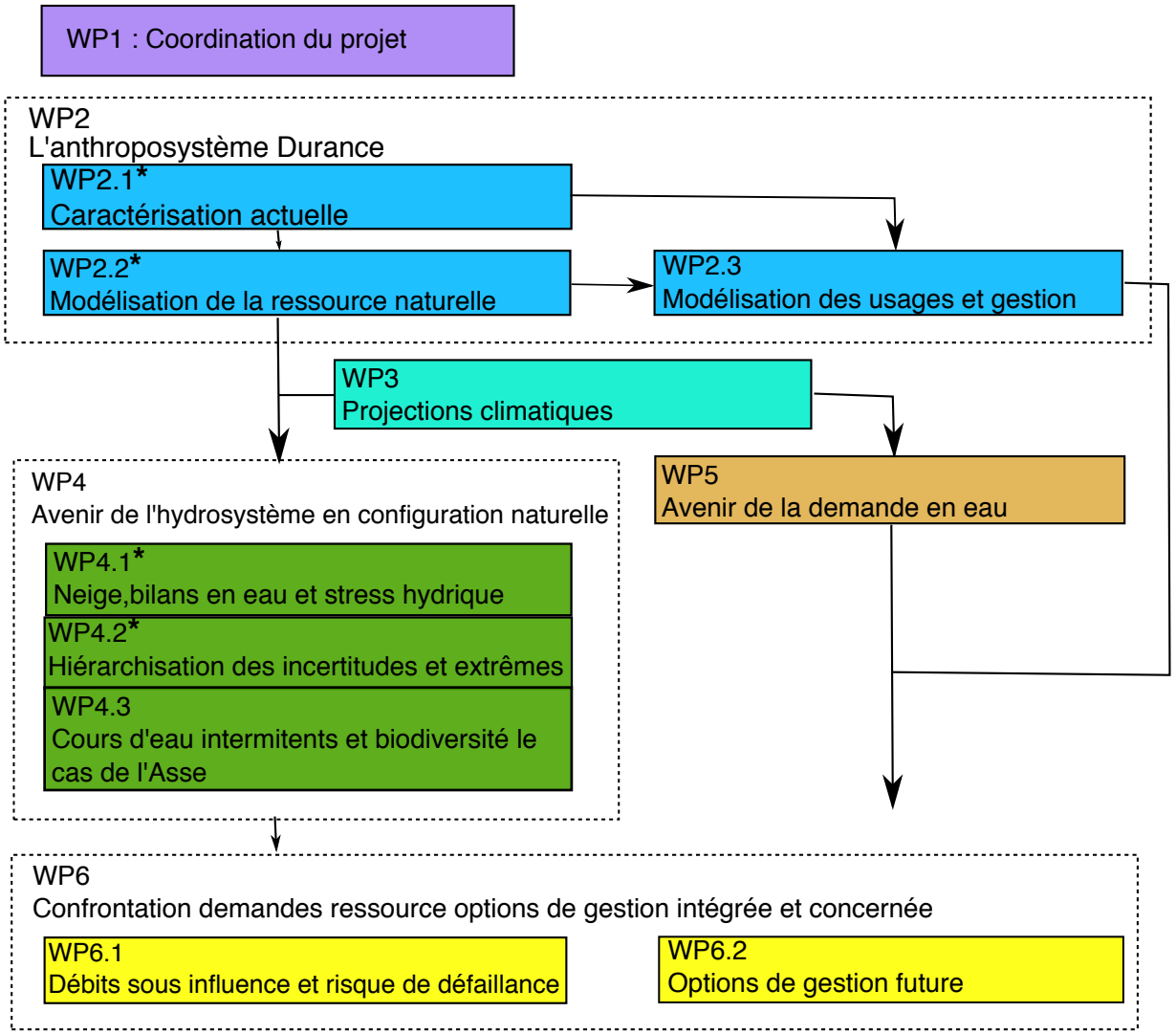


FIGURE 2.10 – Organisation du projet selon les différents volets (WP). Les WPs marqués d'une étoile sont ceux auxquels les résultats de cette thèse ont contribué.

contexte alpin auquel il n'a encore jamais été confronté. Nous étudierons ces processus à la lumière d'observations de débits, d'images satellites MODIS et de hauteurs de neige.

Par ailleurs, les études du changement climatique impliquent par construction une non-stationarité des conditions climatiques. Ainsi les modèles ne doivent plus seulement être capables de simuler le fonctionnement hydrologique d'une région sur une période donnée mais ils doivent démontrer leur capacité d'extrapolation. Le calage auquel beaucoup de modèles hydrologiques ont recours accentue cette question de transférabilité du fait d'une possible dépendance des paramètres aux conditions climatiques de la période de calage.

Le bassin de la Durance permettra d'aborder cette question scientifique du fait du changement climatique détecté depuis 50 ans, se traduisant par une augmentation de la température et une légère diminution des débits. Nous testerons alors la robustesse des paramétrisations du modèle CLSM sur différentes périodes climatiquement contrastées en s'appuyant sur le *Differential Split Sample Test* de Klemeš (1986).

Enfin, la mise en commun par les différents partenaires du projet R^2D^2-2050 de simulations hydrologiques issues de cinq modèles hydrologiques, GR5J, MORDOR, CEQUEAU, J2000 et ISBA-Durance, ainsi que celles issue du modèle ORCHIDEE que nous avons effectuées, nous donnera l'occasion de comparer leurs réponses à celles du modèle CLSM, rétrospectivement depuis les trois dernières décennies et à l'horizon 2050 afin d'évaluer l'incertitudes liées à la structure des modèles hydrologiques.

Cette démarche nous permettra d'explorer les incertitudes liées tant à la structure qu'aux paramètres des modèles hydrologiques, dans un contexte nival et sous changement climatique.

3 Description des modèles

3.1 Le modèle CLSM

3.1.1 Concepts généraux

Le modèle CLSM (Catchment Land Surface Model) est un modèle de surface continentale conçu pour simuler les interactions entre la surface et les premières couches de l'atmosphère (Koster et al., 2000; Ducharne et al., 2000). Il a été développé au NASA Goddard Space Flight Center à la suite du projet d'intercomparaison de modèle de surface, PILPS (Henderson-Sellers et al., 1995, 1996). A partir des années 1980 jusque dans les années 1990, au moment du projet, beaucoup d'énergie était consacrée à améliorer la représentation des processus d'évapotranspiration via l'introduction de la végétation dans les modèles de surface et la description précise des caractéristiques physiologiques des plantes, telles que le comportement des stomates ou l'architecture de la canopée. Or Koster and Milly (1997) ont montré, grâce au projet PIPLS, que ces efforts pour améliorer la représentation de l'évapotranspiration étaient vains si une simulation réaliste du ruissellement n'était pas obtenue. En effet, ils montrent que si la paramétrisation des écoulements est médiocre, le modèle de surface ne peut pas produire de simulations d'évapotranspiration réalistes quelle que soit la complexité de la paramétrisation de l'évapotranspiration mise en jeu. Ils ont notamment mis en évidence l'importance de prendre en compte la variabilité horizontale de l'humidité du sol.

Le modèle CLSM est directement issu de ces réflexions et combine ainsi deux approches :

- l'approche dite SVAT décrite précédemment qui consiste à prendre en compte l'influence de la végétation dans la répartition des flux d'eau et d'énergie, et
- l'approche TOPMODEL qui relie la variabilité horizontale de l'humidité du sol à la topographie (Beven and Kirkby, 1979).

Considérant ces deux approches, le modèle CLSM résout les bilans d'eau et d'énergie au pas de temps infra journalier (20 min). Il est utilisé *offline* lorsque les conditions atmosphériques sont imposées. Les variables atmosphériques requises en entrée [1] sont :

— les rayonnements incidents atmosphérique et solaire, LW↓ et SW↓ respectivement,
— la température de l'air à 2 mètres, T_a
— l'humidité de l'air à 2 mètres, q_a
— les précipitations, P, et
— la vitesse du vent, u,

et doivent être fournies au pas de temps infra journalier.

Dans le cas de la Durance, la neige joue un rôle important dans la saisonnalité des débits et influence le bilan d'énergie via notamment un albédo élevé. Une bonne représentation de la dynamique du manteau neigeux est donc importante. Nous détaillerons dans la partie qui suit (paragraphe 3.1.8) le module de neige à base physique avec lequel CLSM est couplé.

1. aussi appelées forçages

Le fonctionnement du modèle est décrit ci-dessous mais pour plus de détails, le lecteur pourra se référer aux publications de Koster et al. (2000), de Ducharne et al. (2000) et à la thèse de Gascoin (2009).

3.1.2 Les concepts de TOPMODEL utilisés par CLSM

Le modèle CLSM est construit autour de certains concepts du modèle hydrologique TOPMODEL qui sont décrits ici.

TOPMODEL a été développé par Beven and Kirkby (1979) à partir d'observations faites dans des bassins du Nord Ouest de l'Angleterre et est largement répandu dans la communauté des modélisateurs en hydrologie. Ce modèle repose sur le développement de surfaces saturées contributives (Cappus, 1960; Dunne and Black, 1970) à partir desquelles du ruissellement est généré. Ces aires contributives dépendent essentiellement de la topographie et leur extension varie dans le temps en fonction de l'humidité moyenne du bassin versant (Carli, 2005).

La topographie est décrite via l'utilisation d'un indice topographique. Cet indice topographique, x, peut être calculé à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) pour chaque pixel du bassin versant par la formule :

$$x = \ln(a/\tan\beta) \tag{3.1}$$

où a est l'aire drainée par le pixel (par unité de largeur de versant) et tan β la pente topographique locale. C'est en fait un indice d'engorgement comme le qualifient Obled and Zin (2004), dans le sens où il traduit la propension d'un pixel à se saturer plus ou moins facilement. Plus la valeur de l'indice topographique est faible - petite surface drainée et/ou forte pente -, plus il sera difficile de saturer la zone (par exemple au sommet du massif des Ecrins). Réciproquement, une forte valeur indique une grande aire drainée et/ou une faible pente et est caractéristique du fond d'une vallée où la saturation des sols est plus fréquente.

L'utilisation de cet indice nécessite toutefois de respecter trois hypothèses :

- la dynamique de la nappe peut être approximée par une succession d'états stationnaires résultant d'une recharge uniforme sur le bassin,
- le gradient hydraulique local peut être approximé par la pente topographique locale, cela n'implique pas que la nappe soit globalement parallèle à la surface du sol,
- la conductivité hydraulique à saturation K_S décroit avec la profondeur de façon exponentielle :

  $$K_S(z) = K_0 \exp(-\nu z) \tag{3.2}$$

  où z est la profondeur du sol (l'axe vertical est orienté vers le bas), K_0 est la conductivité hydraulique à saturation en surface et ν est le paramètre de décroissance exponentielle.

Ces hypothèses permettent d'établir une relation simple entre la profondeur locale de la nappe z_D et l'indice topographique en ce point :

$$z_D = \overline{z_D} - \frac{1}{\nu}\left(x - \overline{x}\right) \tag{3.3}$$

où $\overline{x}$ est la moyenne des indices topographiques du bassin et $\overline{z_D}$ est la profondeur moyenne de la nappe de TOPMODEL.

Notons que ces hypothèses représentent aussi les limites d'application de ce modèle. En effet, TOPMODEL modélise ainsi une nappe dite de versant et ne pourra notamment pas s'appliquer dans des bassins alimentés par une nappe pérenne plus profonde qui peut être déconnectée de la surface.

Ces concepts de TOPMODEL sont directement repris dans le modèle CLSM. Ainsi, le domaine modélisé n'est plus discrétisé sur un maillage rectangulaire et régulier comme dans la plupart des LSM mais en Bassins Versants Elémentaires (BVE) au sein desquels une distribution de la nappe et de l'humidité du sol dans la zone non saturée sont décrites à partir de la topographie. La description statistique de la topographie au sein des BVE permet donc de dépasser la description uniquement verticale des processus de beaucoup de modèles SVAT.

3.1.3 Une représentation originale de l'humidité du sol

Une représentation originale du sol a été adoptée dans CLSM afin de répondre aux exigences d'une approche SVAT qui décrit les interactions verticales et rapides (infra-journalière) entre la surface et l'atmosphère tout en utilisant la structure spatiale horizontale de TOPMODEL. Le sous-sol est discrétisé en trois couches :

- la couche de surface très fine, 2 cm dans le cas de cette thèse, qui permet de piloter les interactions rapides avec l'atmosphère,
- la zone racinaire dont la profondeur, z_{RZ}, est définie en fonction de l'occupation du sol et dans laquelle les plantes vont puiser l'eau pour la transpiration,
- le reste du sous-sol jusqu'au substratum rocheux situé à la profondeur D et à partir duquel une nappe peut se former.

Chacune de ces couches est caractérisée par une variable d'humidité prognostique, M_{SE}, M_{RZ} et MD.

3.1.3.1 Le déficit de bassin à l'équilibre, M_D

Le déficit de bassin est une variable initialement introduite dans TOPMODEL ; cette variable est définie comme la lame d'eau moyenne à ajouter pour saturer la totalité du bassin versant et est calculée dans CLSM comme la moyenne des déficits locaux sous l'hypothèse d'équilibre hydrostatique (cf. Figure 3.1a). L'humidité dans la zone non saturée est déterminée à l'aide de l'équation 3.4 établie empiriquement par Clapp and Hornberger (1978) :

$$\psi = \psi_s \cdot w^{-b} \tag{3.4}$$

où w est le degré d'humidité dans le sol ou saturation [2], ψ est le potentiel matriciel ou potentiel de succion [3], ψ_s et b sont des paramètres empiriques dépendant de la texture du sol.

Sous hypothèse d'équilibre hydrostatique et en utilisant l'équation 3.4, la saturation dans le sol satisfait alors l'équation suivante :

$$w(z) = \left(\frac{\psi_s + z_D - z}{\psi_s} \right)^{-1/b} \tag{3.5}$$

où $w(z)$ est la saturation du sol à la profondeur z. Il suffit alors d'intégrer $1 - w(z)$ entre la surface, $z = 0$, et la surface libre de la nappe, $z = z_D$, afin d'obtenir la quantité d'eau qu'il faudrait ajouter pour saturer le sol en ce point, i.e. le déficit local.

Le déficit local peut donc être évalué en tout point du bassin à condition de connaître la profondeur moyenne de la nappe, $\overline{z_D}$ et la valeur de l'indice topographique, x suivant l'équation 3.3. Le déficit de bassin à l'équilibre, M_D, est ensuite calculé en intégrant latéralement les déficits locaux (cf. Figure 3.1b).

Pour limiter les temps de calcul, la relation théorique entre M_D et $\overline{z_D}$ a été approchée numériquement par Ducharne et al. (2000) sous la forme suivante :

$$M_D = A\left(\overline{z_D} + B\right)^2 \tag{3.6}$$

où les paramètres A et B sont deux constantes spécifiques au BVE décrivant implicitement l'influence de la topographie et des propriétés du sol sur la position de la nappe. L'obtention de cette relation ainsi que des constantes A et B est détaillée en annexe A.1.

De manière similaire on peut calculer l'humidité locale dans la zone racinaire à l'équilibre en intégrant l'équation 3.5 entre la surface et la profondeur racinaire :

$$w_{RZ} = \int_{z=0}^{z=z_{RZ}} w(z)\,dz \tag{3.7}$$

De nouveau les hypothèses de TOPMODEL permettent de tirer profit de la distribution des indices topographique pour établir une relation entre $\overline{z_D}$ et w_{RZ}. L'approche numérique utilisée pour définir cette relation est détaillée en annexe A.1.

Supposer que la zone non saturée est en équilibre hydrostatique est toutefois une hypothèse irréaliste. En effet, des déséquilibres sont induits par les interactions entre la surface et l'atmosphère (précipitation, évapotranspiration). La couche superficielle du sol notamment réagit très rapidement à un événement pluvieux ou à une demande évaporative et va fortement influencer les termes des bilans d'eau et d'énergie à la surface. Deux variables d'« excès » : l'excès de zone racinaire, M_{RZ}, et l'excès de surface, M_{SE}, ont alors été introduites afin de décrire les écarts à l'équilibre.

2. défini comme le rapport entre le volume d'eau contenu et le volume total des pores, variant de 0 à 1.

3. Le potentiel matriciel résulte des forces de capillarité et d'adsorption de la matrice du sol lorsqu'il est non saturé. Il correspond aux forces de rétention de l'eau dans le sol. Plus le sol s'assèche, plus le potentiel matriciel diminue.

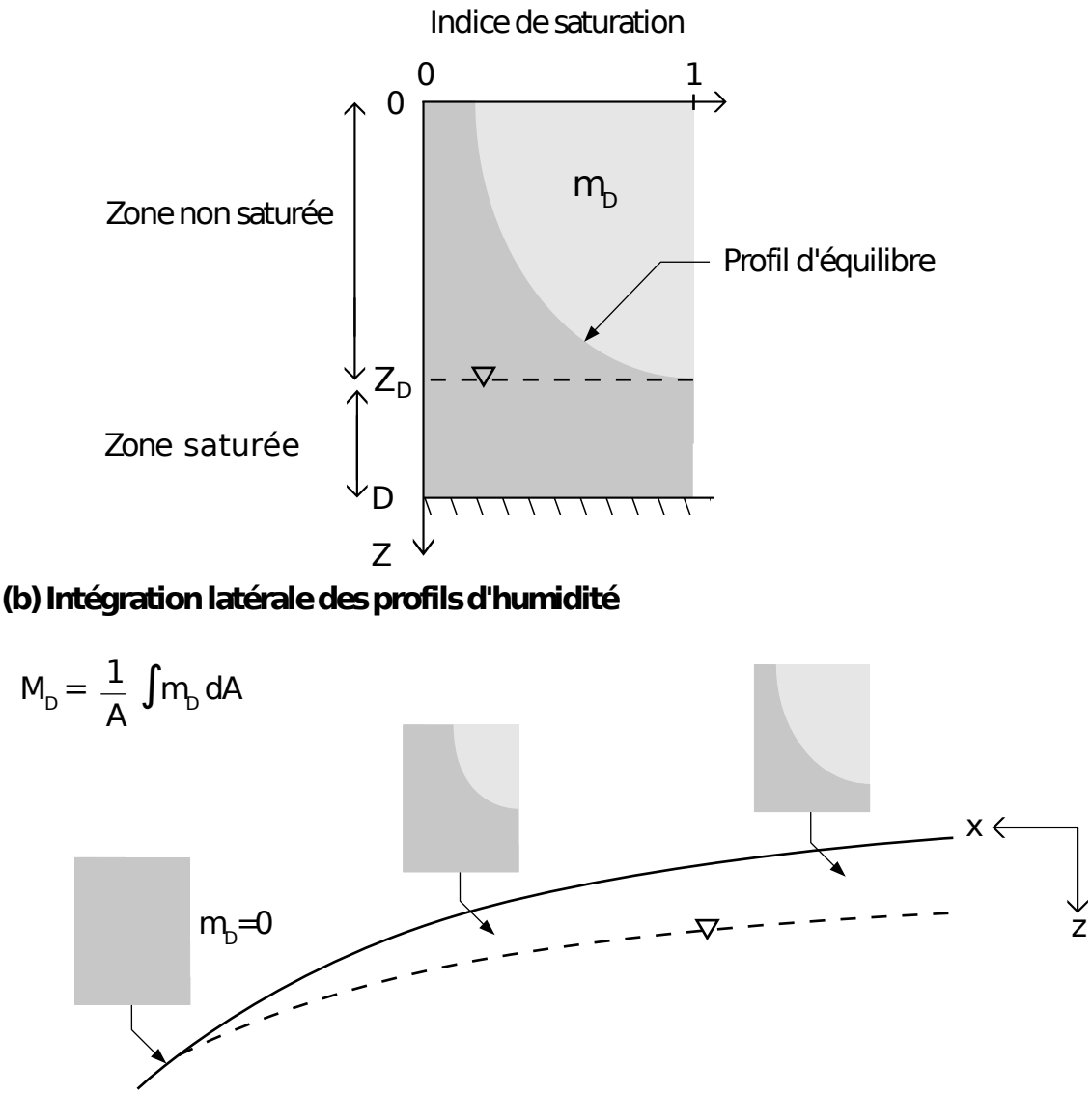


FIGURE 3.1 – Principe du calcul du déficit d'humidité du bassin M_D d'après Koster et al. (2000). Sur le schéma b), le trait en pointillé correspond au niveau de la nappe (z_D) et le trait plein à la surface du sol. Extrait de Gascoin (2009)

3.1.3.2 Les écarts à l'équilibre de la zone racinaire et de surface

L'écart à l'équilibre de la zone racinaire aussi appelé excès racinaire, M_{RZ}, exprime la quantité d'eau, par unité de surface, en excès ($M_{RZ} > 0$) ou en déficit ($M_{RZ} < 0$) par rapport au profil d'équilibre hydrostatique dans la couche racinaire afin de contrôler les processus qui dépendent de l'humidité racinaire telle que la transpiration des plantes. La distribution de l'humidité racinaire est déformée et translatée en fonction de l'excès racinaire, M_{RZ} supposé constant sur le bassin comme cela est illustré sur la figure 3.2. Si par exemple, de l'eau est prélevée par les plantes, M_{RZ} sera négatif

et aura tendance à ramener la distribution d'humidité racinaire vers une humidité moyenne plus faible.

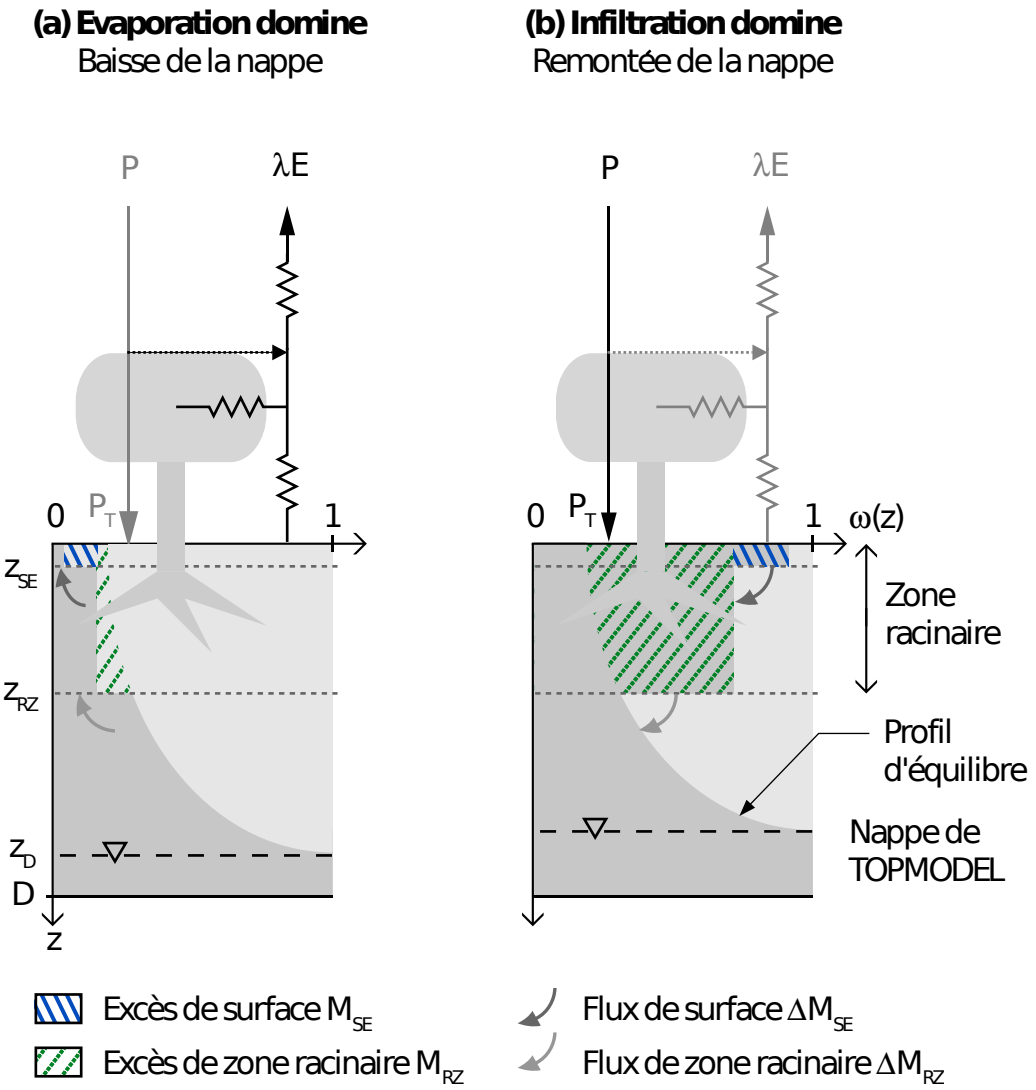


FIGURE 3.2 – Répartition verticale de l'humidité du sol dans CLSM et flux associés. Extrait de Gascoin (2009)

Le calcul de l'écart à l'équilibre dans la couche de surface, M_{SE}, est illustré sur la figure 3.2 et est égal à la quantité d'eau qui s'écarte du profil d'humidité défini par M_D et M_{RZ} dans la couche de sol superficielle. En d'autres termes, le profil hydrostatique est d'abord modifié par M_{RZ} puis vient s'ajouter une seconde correction qui est l'excès de surface M_{SE}. (Gascoin, 2009).

Un excès de surface positif représente une entrée de l'eau dans le sol et est causé par infiltration de la pluie ou de la fonte de neige. En revanche, un excès négatif résulte d'une diminution de l'eau à la surface du sol soit par évaporation du sol nu, soit par infiltration vers la zone racinaire. M_{SE} est une variable particulièrement importante dans le calcul de l'évaporation du sol nu et du ruissellement par excès de la capacité d'infiltration du sol (cf section 3.1.5).

3.1.3.3 Les transferts verticaux

Des transferts verticaux entre la couche superficielle, la couche racinaire et le reste de la ZNS ont lieu lorsque les variables d'excès, M_{RZ} et M_{SE}, ne sont pas nulles afin de ramener l'ensemble de la zone non saturée vers l'équilibre hydrostatique.

Le flux de zone racinaire Le transfert d'humidité entre la zone racinaire et la couche sous-jacente, ΔM_{RZ}, est calculé d'un pas de temps à l'autre suivant l'équation :

$$\Delta M_{RZ} = -M_{RZ}\frac{\Delta t}{\tau_1} \tag{3.8}$$

où τ_1 est un temps caractéristique fonction du déficit d'humidité du bassin, M_D, de l'excès racinaire, M_{RZ}, de la topographie et des propriétés du sol. L'expression empirique de τ_1 est approchée numériquement par résolution des équations de Richards (cf. annexe A.1). Sa valeur diffère à chaque pas de temps en fonction de M_{RZ} et de M_D. τ_1 augmente lorsque le déficit d'humidité du bassin augmente et l'excès racinaire diminue, autrement dit lorsque le sol s'assèche.

Le flux superficiel Le transfert d'humidité entre la couche de surface et la couche racinaire est calculé de manière identique suivant l'équation :

$$\Delta M_{SE} = -M_{SE}\frac{\Delta t}{\tau_2} \tag{3.9}$$

où τ_2 est le temps caractéristique entre la couche de surface et la zone racinaire qui dépend de M_{SE}, de M_{RZ} et des propriétés du sol. Les transfert d'eau entre la couche superficiel et la zone racinaire sont généralement descendants en hiver (recharge) et ascendants en été (remontée phréatique) comme illustrés figure 3.2.

3.1.4 Détermination de fractions « hydrologiques »

La distribution de l'humidité dans la zone racinaire du BVE permet de définir à chaque pas de temps, trois zones sur lesquelles les processus hydrologiques sont paramétrés différemment. Ces trois zones sont :

— la fraction saturée, A_{sat}, définie quand la saturation dans la zone racinaire est égale à 1. L'évaporation et la transpiration atteignent alors leur taux potentiel et il n'y a pas d'infiltration possible. Les précipitations directes [4] y sont converties en ruissellement par excès de saturation.

— la fraction intermédiaire, A_{tr}, dont la teneur en eau dans la zone racinaire est supérieure au point de flétrissement [5] et inférieure à la porosité. La transpiration a alors lieu à son taux potentiel mais l'évaporation peut être limitée par

4. Les précipitations directes sont constituées de l'eau liquide qui arrive à la surface du sol. Elles sont égales à la somme de la pluie et de la fonte moins la partie interceptée par le couvert végétal.

5. Le point de flétrissement est défini comme l'humidité du sol au moment où la force de succion des plantes égale la force de rétention de l'eau par le sol.

une résistance du sol si l'humidité dans la couche de surface, M_{SE}, est faible.

— et enfin la fraction stressée, A_{wilt} dont la teneur en eau dans la zone racinaire est inférieure au point de flétrissement. La transpiration est alors nulle et l'évaporation du sol nu faible.

Comme l'illustre la figure 3.3, quand le niveau de la nappe diminue de N1 à N2, i.e. lors d'un assèchement du bassin, la fraction saturée, en bleu, diminue et la fraction stressée, en rouge, augmente.

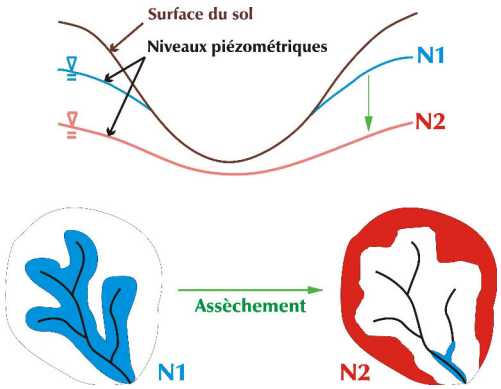


FIGURE 3.3 – La topographie permet de distribuer l'humidité du sol et de définir trois fractions (saturée en bleu, stressée en rose et intermédiaire en blanc). D'après Ducharne (2011).

3.1.5 Calcul des écoulements

Les écoulements de CLSM sont constitués de deux termes :

- le débit de base, Q_B, qui est la composante lente,
- le ruissellement, Q_s, qui est la composante rapide de l'écoulement.

Débit de base Le débit de base est calculé directement à partir des équations de TOPMODEL comme la résultante des écoulements horizontaux dans la zone saturée au niveau du réseau hydro. Il est relié à la profondeur de nappe moyenne et à la moyenne de l'indice topographique sur le BVE suivant l'équation donnée par Beven and Kirkby (1979) :

$$Q_B = \frac{K_0}{\nu} exp\left(-\overline{x} - \nu\overline{z_D}\right) \tag{3.10}$$

Une différence avec TOPMODEL réside dans le fait que Q_B est forcé de s'annuler lorsque la profondeur de la nappe dépasse la profondeur du sol. L'intérêt de ne pas considérer une profondeur infinie comme dans TOPMODEL est de pouvoir fermer le bilan d'eau dans le sol. Cette contrainte joue un rôle mineur puisque la conductivité hydraulique décroît rapidement avec la profondeur.

Dans la thèse de Gascoin (2009), l'étude des bilans hydriques dans le bassin de la Seine a nécessité l'implémentation d'un réservoir supplémentaire afin de représenter les aquifères sous la nappe de TOPMODEL. Dans le cas de la Durance, nous n'avons pas eu besoin d'activer ce réservoir car il n'y a pas de nappes profondes dans ce bassin versant (cf. chapitre 2).

Ruissellement La structure du modèle CLSM permet de prendre en compte le ruissellement de Dunne ou ruissellement cappusien, issu des précipitations directes tombées sur les surfaces saturées :

$$Q_s = P_T A_{sat} \tag{3.11}$$

où P_T sont les précipitations directes.

Le ruissellement dit hortonien, par dépassement de la capacité d'infiltration est également considéré via l'excès de surface :

$$Q_S = \begin{cases} \left[P_T - \left(M_{SE}^{max} - M_{SE}\right)\right](1 - A_{sat}) & \text{si} \quad M_{SE} > M_{SE}^{max} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \tag{3.12}$$

où M_{SE}^{max} est la valeur maximale de l'excès de surface.

L'écoulement total est obtenu en sommant le débit de base et le ruissellement.

3.1.6 Prise en compte de la végétation

La végétation est prise en compte dans le modèle CLSM via la structure du modèle Mosaic développé par Koster and Suarez (1996). Le modèle Mosaic permet la coexistence de huit types de végétation au sein d'une maille de modélisation, récapitulés dans le tableau 3.1.

ID	Name
1	Arbres feuillus persistants
2	Arbres feuillus caduques
3	Conifères
4	Herbacées
5	Arbustes à larges feuilles
6	Arbres nains
7	Sol nu
8	Sol imperméable (urbain ou désert)

Tableau 3.1 – Les différentes classes de végétation considérées dans CLSM

Ainsi, dans CLSM, le BVE est divisé en entités de végétation homogène aussi appelées « tiles » de végétation (Ducharne et al., 2007). Chaque « tile » possède un unique jeu

de paramètres caractéristiques de la végétation tels que la hauteur de rugosité, l'indice foliaire (LAI pour *Leaf Area Index*), l'albédo ou encore la profondeur racinaire. Le bilan d'énergie est résolu verticalement sur chacune des tiles.

Le découpage en « tiles » de végétation est perpendiculaire au partitionnement du BVE en fractions hydrologiques (cf 3.1.9). Autrement dit, sur chacune des tiles, les fractions hydrologiques coexistent dans les mêmes proportions que sur l'ensemble du bassin.

3.1.7 Couplage des bilans d'eau et d'énergie

Le couplage des bilans d'eau et d'énergie est la clef de voûte des deux approches adoptées dans ce modèle : l'approche hydrologique de TOPMODEL et l'approche « physiologique » SVAT.

Le bilan d'énergie est résolu au début du pas de temps sur chacune des tiles en fonction de l'état hydrique du bassin, *i.e.* de la proportion de fractions hydrologiques du bassin. Dans la fraction stressée, la résistance de la canopée est fixée à une valeur très élevée (10^{10} s.m^{-1}) pour empêcher la transpiration, alors que cette résistance est une fonction du type de végétation, du rayonnement solaire et de la température de l'air dans les deux autres fractions, intermédiaires et saturées. Autrement dit, on calcule à chaque pas de temps autant de bilans d'énergie que de nombre de tiles de végétation présentes sur le BVE multiplié par le nombre de fractions hydrologiques [6]. Ainsi, chacune des fractions par tile de végétation est caractérisée par sa température de surface.

Du fait de ces différentes températures, les flux de chaleur dans le sol à partir de la surface sont différents pour chacune des entités « tiles ». Cependant, ces flux de chaleur superficiels sont moyennés en fonction de l'emprise des « tiles » sur le BVE et transmis à la couche sous-jacente. Ensuite le transport de chaleur se fait uniformément sur le BVE par diffusion thermique sur une profondeur de 10 mètres discrétisée verticalement en sept couches homogènes d'un point de vue thermodynamique et dont l'épaisseur varie selon la profondeur (plus la couche est proche de la surface, plus elle est fine) [7]. Les flux de chaleurs sensibles sont donc aussi différents sur chacune de ces entités. De même pour les flux de chaleur latente, ils sont calculés différemment en fonction des caractéristiques de végétation et de l'état hydrique de la tile. Ces flux sont ensuite agrégés afin d'obtenir des flux moyen émis par le BVE en sortie de modèle.

En ce qui concerne le bilan d'eau, la recharge est uniforme sur chacune des tiles. En effet, l'évaporation par interception est calculée à partir d'un réservoir commun aux trois fractions, ne dépendant que de l'indice foliaire (LAI) de la végétation. Une partie des précipitations est interceptée par ce réservoir avant d'être répartie uniformément sur la tile. La transpiration et l'évaporation du sol nu diffère en revanche au

6. Ceci est vrai en absence de neige, le cas où il y a de la neige est expliqué dans le paragraphe suivant

7. Les épaisseurs de ces couches n'ont rien à voir avec celles des couches de sol dont on a parlé précédemment pour décrire l'humidité du sol.

sein de la tile en fonction de la fraction hydrologique comme nous venons de le mentionner. L'ensemble de ces flux d'eau verticaux sont réagrégés à l'échelle du bassin à la fin du pas de temps et une nouvelle distribution de l'humidité du sol sur l'ensemble du bassin est alors calculé. Les écoulements latéraux, ruissellement et débit de base sont les mêmes pour toutes les tiles. A chaque pas de temps, il n'y a donc qu'un seul bilan d'eau qui est résolu dans CLSM.

Enfin, le couvert neigeux influence aussi fortement le bilan d'énergie, c'est pourquoi le modèle de neige de Lynch-Stieglitz (1994) est ajouté et couplé à la structure de CLSM que l'on vient de décrire.

3.1.8 Représentation des processus nivaux

3.1.8.1 Physique du manteau neigeux

Le module de neige intégré dans CLSM a été élaboré par Lynch-Stieglitz (1994). Les bilans d'eau et d'énergie du manteau neigeux sont résolus sur chacune des tiles de végétations.

Le manteau neigeux est constitué de trois couches. Chacune des couches est caractérisée par son équivalent en eau ou SWE, de l'anglais *Snow Water Equivalent* (W en kg/m^2), son contenu en chaleur (H en J/m^2) et son épaisseur (d en m). Ces caractéristiques évoluent au cours du temps via trois processus :

— le transfert de masse entre l'atmosphère et la couche de surface puis entre les couches inférieures,
— le transfert de chaleur entre l'atmosphère et la couche de surface puis entre les couches inférieures,
— la compaction des différentes couches.

Processus de surface Seule la première couche est en interaction avec l'atmosphère et son épaisseur doit être suffisamment fine pour pouvoir réagir à l'amplitude journalière des rayonnements. Il a donc été décidé que cette épaisseur devait être inférieure à la hauteur caractéristique d'atténuation de la température par la neige, calculée à partir de la conductivité thermique de la neige et comprise entre 6 et 10 cm (Lynch-Stieglitz, 1994).

Les processus responsables des interactions du manteau neigeux avec l'atmosphère sont l'évaporation, la sublimation, la condensation, le flux de chaleur sensible, les rayonnement incidents et les précipitations, liquides ou solides. Les trois changements de phase, évaporation, condensation et sublimation regroupés sous le terme E_s, modifient le contenu en eau et en chaleur de la couche superficielle (équation 3.13 et équation 3.15 respectivement). Les trois caractéristiques de la couche superficielle, d, W et H, augmentent avec l'apport de précipitations neigeuses alors que la pluie ne fait varier que l'équivalent en eau de la couche superficielle. Enfin, la chaleur sensible et les rayonnement incidents affectent uniquement le contenu en chaleur.

Les équations suivantes 3.13, 3.14 et 3.15 décrivent les modifications des variables d'état de la couche superficielle :

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = P_s + P_l - E_s - M \tag{3.13}$$

$$\frac{\Delta d}{\Delta t} = \frac{P_s - M}{\rho_s} \tag{3.14}$$

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} = \lambda E_s + H_s + R_n + H_p - F_{1,2} \tag{3.15}$$

avec :

- W, l'équivalent en eau de la couche superficielle (kg/m^2),
- P_s, la quantité de neige précipitée sur le bassin au cours du pas de temps (kg/m^2/s),
- P_l, la quantité de pluie précipitée sur le bassin au cours du pas de temps (kg/m^2/s),
- M, la quantité de fonte transmise à la couche sous-jacente au cours du pas de temps (kg/m^2/s),
- E_s, évaporation de la fraction enneigée (kg/m^2/s),
- d, l'épaisseur de neige (m),
- ρ_s, la masse volumique de la neige (kg/m^3),
- H, le contenu en chaleur de la couche superficielle (J/m^2),
- λ, la chaleur latente de vaporisation (J/kg),
- H_s, flux de chaleur sensible échangé avec l'atmosphère par la fraction enneigée (W/m^2)
- R_n, le rayonnement net (W/m^2)
- H_p, le contenu en chaleur apporté par les précipitations (W/m^2)
- $F_{1,2}$, le contenu en chaleur transféré de la couche de surface à la couche sous-jacente par diffusion thermique (W/m^2)

Le rayonnement net, R_n est fonction de l'albédo de la fraction enneigée d'après l'équation suivante :

$$R_n = \sigma T_a^4 - \mathrm{LW}\uparrow + \mathrm{SW}\downarrow (1 - \alpha_s) \tag{3.16}$$

où α_s est l'albédo de la fraction enneigée. La valeur de l'albédo dépend de la masse volumique de la couche superficielle et de la végétation comme nous le verrons dans le paragraphe 3.1.8.

Enfin, le contenu en chaleur apporté par les précipitations est calculé de la façon suivante :

$$H_p = \begin{cases} T_a C_l P_l & \text{si} \quad T_a > 0^\circ\mathrm{C} \\ (T_a C_s - L_s) P_s & \text{si} \quad T_a < 0^\circ\mathrm{C} \end{cases} \tag{3.17}$$

avec C_s, la capacité thermique massique de la neige égale à 2065,22 (J/kg/K), C_l, la capacité thermique massique de l'eau égale à 4185 (J/kg/K) et L_s, la chaleur latente de fusion prise égale à 382 kJ/kg.

Processus internes au manteau neigeux Si le contenu en chaleur d'une couche excède la chaleur minimum nécessaire pour conserver toute la couche sous forme de neige, alors il y a fonte et de l'eau à l'état liquide peut coexister avec la neige au sein de cette couche. La fonte s'accompagne d'une diminution de l'épaisseur de la couche dont la température est fixée à 0°C.

Un transfert de masse entre les couches se produit quand la quantité d'eau liquide (pluie ou neige fondue) excède la capacité de rétention d'eau liquide de la couche. Cette capacité de rétention est calculée comme étant égale à 5.5 % de l'épaisseur de la couche (Jordan et al., 1999). L'eau liquide en excès va alors être transférée à la couche sous-jacente. Dans la couche inférieure, cette eau peut :

— soit geler si le contenu en chaleur le permet,
— soit être conservée au sein de cette couche si la capacité de rétention n'est pas dépassée,
— soit percoler de nouveau vers la couche inférieure.

Depuis la couche de surface, la pluie va suivre de la même façon l'un de ces trois chemins possibles. L'eau liquide qui atteint la base du manteau neigeux, donc le sol, peut s'infiltrer, ruisseler et être éventuellement évapotranspirée. Le transfert de masse ne s'accompagne pas de transfert de chaleur. Le transfert de chaleur ne se fait que par diffusion thermique sous influence des gradients de températures entre les couches.

Finalement, la masse volumique d'une couche de neige peut augmenter soit par compaction mécanique due au poids des couches de neige sus-jacentes, soit par fonte, soit par apport de pluie. Cette masse volumique varie entre 150 kg/m^2 pour une neige fraîche et 700 kg/m^2 au maximum pour une vieille neige type névé. Pour un même équivalent en eau, lorsque la couche de neige se densifie, son épaisseur diminue et les transferts de chaleur augmentent. De plus la conductivité thermique des couches de neige varie proportionnellement au carré de la masse volumique, entre 0.07 W/m/K et 1.58 W/m/K. La densification d'une couche de neige a donc pour conséquence de réduire le pouvoir isolant du manteau. De la vieille neige sera beaucoup moins isolante que de la neige fraîche.

Stabilité et principe de conservation Afin d'assurer la stabilité numérique du modèle, le pas de temps du modèle devrait être proportionnel à l'épaisseur de la couche superficielle (Lynch-Stieglitz, 1994). Or pour le début et la fin de l'enneigement, ce pas de temps serait déraisonnablement court. Pour pallier ce problème numérique, le modèle fonctionne avec une seule couche tant que l'épaisseur totale du manteau ne dépasse pas 13 kg/m^2 en équivalent en eau. Tant que cette valeur n'est pas atteinte, la maille n'est que partiellement couverte, on peut exprimer cette fraction enneigée (SCF de l'anglais *Snow Cover Fraction*) de la façon suivante :

$$SCF = min\left(\frac{W}{W_{min}}, 1\right) \quad \text{avec} \quad W_{min} = 13 \quad \text{kg/m}^2 \tag{3.18}$$

Cette relation entre la fraction enneigée de la maille et le contenu en eau du manteau neigeux est fréquemment utilisée dans les modèles de surface et porte le nom de *Snow Cover Depletion curve* (SCD). En réalité, la fraction est quasiment toujours égale à 1 pendant la saison hivernale en Haute-Durance car W_{min} est faible. En effet,

compte tenu des valeurs de masses volumiques de neige, la hauteur de neige correspondant à 13 kg.m^{-2} est égale à 8.7 cm en début de saison quand la neige est fraîche et à 1.9 cm quand la neige est très compactée en fin de saison.

3.1.8.2 Interactions avec la végétation

Interactions via l'albédo Le module de neige décrit ci-dessus ne dépend d'aucun paramètre de végétation et est appliqué de façon identique sur chacune des « tiles » de végétation de chaque BVE. Néanmoins, l'albédo α_s utilisé en entrée du module dans l'équation 3.15 est différent pour chaque tile en fonction du type de végétation considérée. En effet, l'albédo de la neige calculé en fonction de la densité de la couche superficielle dans le schéma de neige est modifié au début du pas de temps en fonction d'un masque de végétation défini par Hansen et al. (1983). Hansen et al. (1983) suppose qu'une partie de la végétation n'est pas masquée par la neige. L'albédo résultant est donc plus faible que si la neige s'était déposée sur un sol nu.

Ce masque de végétation dépend de l'épaisseur du manteau neigeux et est exprimé par l'équation suivante :

$$MSK = 1 - A_v * exp(-\frac{d_s}{d_{msk}}) \tag{3.19}$$

où

- MSK est le masque par la végétation de l'albédo de la neige,
- A_v est la fraction de végétation active sur la « tile » prescrite mensuellement,
- d_s est l'épaisseur totale du stock de neige (m),
- d_{msk} est la hauteur de masque définie par Hansen et al. (1983) et caractéristique de la végétation (en m).

L'albédo résultant de la « tile » est alors calculé par l'équation 3.20.

$$\alpha_s = MSK * \alpha_{s0} + (1 - MSK) * \alpha_{veg} \tag{3.20}$$

avec :

- α_s est l'albédo résultant de la fraction enneigée,
- α_{s0} est l'albédo de la neige calculé en fonction ρ_s sans tenir compte de la végétation,
- α_{veg} est l'albédo de la végétation présente sur la tile.

La figure 3.4 montre l'évolution du masque MSK en fonction des différents types de végétation. Naturellement, il est inexistant pour le sol nu, en revanche il a une forte influence sur les forêts. En effet, avec quatre mètres de neige, l'albédo sur les forêts à feuilles caduques est réduit de près de 50% par rapport à un sol nu enneigé. Par l'intermédiaire de cet albédo, le calcul du bilan radiatif de la fraction enneigée va être différent sur chacune des tiles et l'évolution du manteau neigeux le sera donc également.

Interactions via la rugosité Un autre terme utilisé en entrée du module de neige et calculé préalablement en fonction d'un paramètre spécifique à la végétation, la

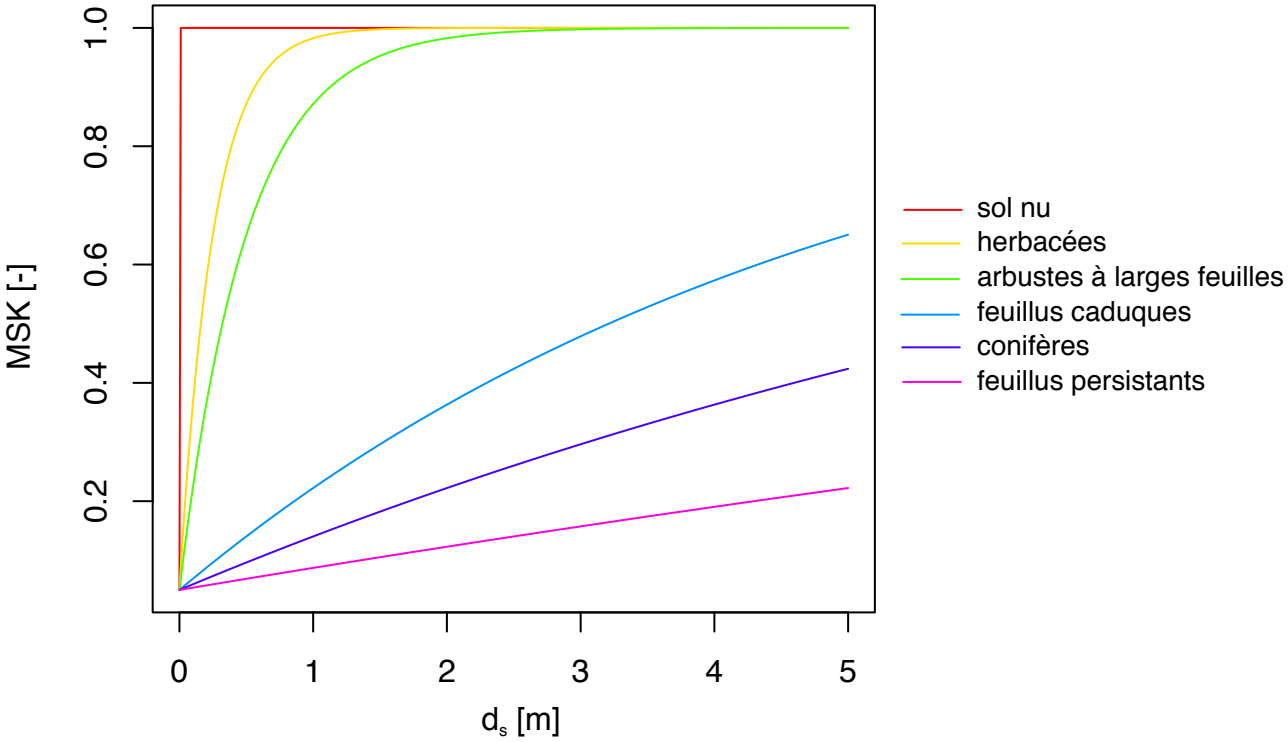


FIGURE 3.4 – Evolution du masque d'albédo en fonction de l'épaisseur de neige, d_s, selon les différents types de végétation du tableau 3.1.

hauteur de rugosité, est l'évaporation de la fraction enneigée. Lynch-Stieglitz (1994) donne pour ce terme la formule suivante :

$$E_s = \rho_a \frac{q_1 - q_a}{r_a} \tag{3.21}$$

où ρ_a est la masse volumique de l'air (kg/m^3), r_a est la résistance aérodynamique (s/m), q_1 est l'humidité spécifique à l'interface de la première couche (kg/kg) et q_a est l'humidité spécifique à 2 m au dessus de la surface (kg/kg).

La résistance aérodynamique est proportionnelle au carré du log de la hauteur de rugosité de la surface, i.e

$$r_a \propto [\ln(h_r / h_0)]^2 \tag{3.22}$$

h_r est la hauteur de mesure de référence des variables atmosphériques (T_s et q_s) et est égale à 2 mètres. La hauteur de rugosité de la surface, h_0, dépend de la végétation et est plus faible pour une surface enherbée que pour une forêt où la sublimation sera donc plus forte (cf. équation 3.21).

La sublimation et l'évaporation de la couche superficielle sont donc dépendantes du type de végétation et l'évolution du manteau neigeux sera, pour cette deuxième raison, différente selon les « tiles » de végétation considérées.

3.1.9 Synthèse sur la discrétisation spatiale de CLSM

La combinaison de ces différentes paramétrisations amène à un partitionnement de l'espace complexe qu'il m'a semblé bon de synthétiser sur le schéma 3.5.

D'après l'approche TOPMODEL, l'espace de modélisation est subdivisé en bassins versants unitaires caractérisés par leur topographie et représentés dans la figure 3.5 par des carrés BV1 et BV2 [8]. Au sein de ceux-ci, coexistent différents types de végétation, avec des caractéristiques spécifiques, regroupés en « tiles », une seule pour le bassin BV1 et trois pour le bassin BV2 de la figure 3.5. Celles-ci ne sont pas spatialisées et l'on suppose que l'on peut appliquer la même distribution d'humidité du sol définie par la topographie du bassin sur chacune d'elles. Au début du pas de temps, toutes les « tiles » ont donc la même proportion de surface saturée, intermédiaire et stressée. Compte tenue de la disposition des fractions, le BV2 du 3.5 représente une discrétisation de l'espace selon CLSM à la fin du pas de temps et lorsque coexistent différents types de végétation au sein du BVE. Les fractions sont ensuite réhomogénéisées en fonction du bilan d'eau pour le début du pas de temps suivant.

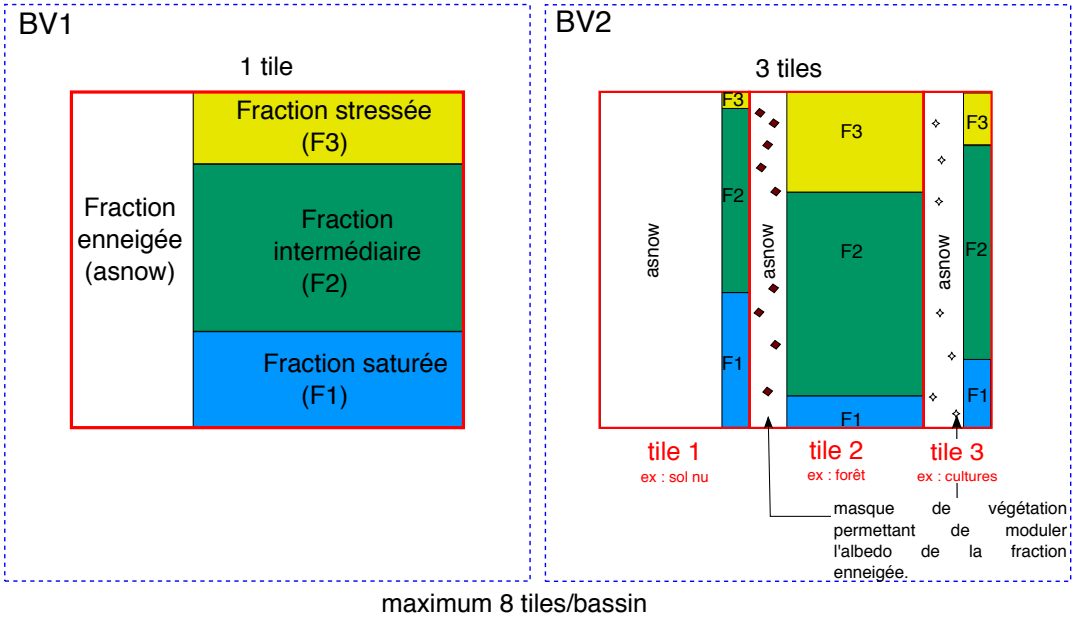


FIGURE 3.5 – Schéma des différents compartiments possibles au sein d'un bassin versant élémentaire constituant une maille de modélisation de CLSM, à la fin d'un pas de temps.

La neige vient ajouter une dimension supplémentaire à ce découpage. Chaque tile est caractérisée par sa propre fraction enneigée et celle-ci se trouve orthogonale aux fractions « hydrologiques », i.e elle est indépendante du fonctionnement hydrologique du BVE. Un bilan d'eau spécifique au manteau neigeux est ainsi calculé sur la fraction enneigée pour chacune des tiles. La fonte résultant de la résolution de ce bilan d'eau est ajoutée à la pluie après interception en entrée de la tile de végétation.

8. La représentation d'un bassin versant en carré peut choquer plus d'un hydrologue et je les prie de m'en excuser mais cette représentation permet de rendre plus clair mon propos.

De même, un bilan d'énergie spécifique au manteau neigeux est calculé sur chacune des tiles de végétation.

Comme illustré sur la figure 3.5, le bilan d'eau du BV1 est résolu sur deux compartiments du BVE, la partie enneigée et la partie non enneigée, et le bilan d'énergie est résolu sur chacune des fractions hydrologiques et sur la fraction enneigée. Dans le BV2, le bilan d'eau est résolu sur les trois fractions enneigées et sur la fraction non enneigée. Quant au bilan d'énergie, il est résolu pour les 12 subdivisions formées par les intersections entre les tiles et les fractions hydrologiques et enneigées.

3.1.10 Les paramètres ajustés

CLSM utilise un grand nombre de paramètres (une centaine par BVE) dont la plupart sont prescrits a priori ou déterminés à partir de données dont on parlera en section 4.2 décrivant les caractéristiques physiques du bassin (topographie, occupation des sols, caractéristiques de végétation, texture de sol, etc). Cependant, trois paramètres, ν, K_0 et D sont difficilement estimables. Leurs valeurs sont donc ajustées ou calées de façon à obtenir des simulations cohérentes avec les observations. Ce paragraphe explique comment ces valeurs sont estimées par défaut et pourquoi il peut être judicieux de les caler (cf. section 6.2).

Le paramètre de décroissance exponentielle, ν Le paramètre ν intervient dans l'équation 3.2 et est homogène à l'inverse d'une épaisseur. Il donne un indice de l'épaisseur de sol où ont lieu la majorité des écoulement latéraux de TOPMODEL (Obled and Zin, 2004). Initialement, la valeur de ν dans CLSM est égale à 2.17 m^{-1} comme dans le projet Global Soil Wetness Project Simulations (Guo et al., 2006) et dans Gascoin (2009). Dans cette thèse, sa valeur sera calée dans une gamme de valeurs allant de 0.5 à 5.

La conductivité hydraulique à saturation, K_0 Ce paramètre contrôle le débit de base, la percolation de la zone non saturée vers la nappe (via τ_1 et τ_2) et le taux d'infiltration de la lame d'eau dans le sol (via τ_2). Par défaut, sa valeur est déterminée dans CLSM à partir de la texture de sol[9] dominante du BVE et des valeurs de Cosby et al. (1984). Ces valeurs ne peuvent être directement utilisées car elles sont estimées pour des échantillons de sols compactés alors que le paramètre K_0 de TOPMODEL représente la conductivité à saturation en surface dont les valeurs doivent être supérieures à celles d'un sol compacté. Il est alors supposé que les valeurs de Cosby et al. (1984) correspondent à la profondeur racinaire et la valeur de conductivité en surface peut ainsi être calculée à partir de l'équation 3.2 :

$$K_0 = K_{sc} \exp(\nu z_{RZ}) \tag{3.23}$$

9. La texture du sol est définie par sa composition granulométrique simplifiée en trois classes : les argiles (Ø < 2 μm), les limons (2 μm < Ø < 50 μm) et les sables (Ø >50μm).Cette classification est représentée à l'aide d'un triangle, appelé triangle des textures, dont les trois côtés correspondent respectivement aux pourcentages de sable, de limon et d'argile.

où K_{sc} est la valeur de conductivité hydraulique à saturation pour un sol compacté.

Par ailleurs, il a été démontré par Saulnier et al. (1997) et Ducharne et al. (2009) que les valeurs de ce paramètre sont biaisées par la taille de la maille du pixel. En fonction de la résolution du MNT utilisé pour calculer les indices topographiques, la valeur de K_0 peut être augmentée de plusieurs ordres de grandeur par rapport aux mesures ponctuelles.

Par conséquent, ce paramètre étant mal décrit par des mesures, il peut être ajusté au cas d'étude, i.e calé. D'après l'équation 3.23, K_0 dépend de ν, c'est donc plus exactement la valeur de K_{sc} qui sera calée.

La profondeur D La profondeur D de CLSM est définie comme la profondeur du substratum rocheux au-dessus duquel peut se développer une nappe. Elle est estimée à partir de la profondeur de sol incluse dans les données relatives à l'occupation du sol (cf. paragraphe 4.2.3). Cependant, le sol ne repose pas forcément sur un substratum imperméable et sa profondeur est généralement inférieure à celle utile dans CLSM. C'est pourquoi il est cohérent de caler ce paramètre pour en avoir une meilleure estimation. Dans cette thèse, nous avons fait varier la profondeur de sol entre 0.5 et 5 mètres.

Synthèse des jeux de paramètres utilisés Dans cette thèse, un certain nombre de simulations ont été effectuées utilisant des jeux de paramètres provenant de différents calages. Ces calages diffèrent entre eux soit par la méthode adoptée, soit par les paramètres dont les valeurs sont calées, soit par la période d'apprentissage. Nous proposons ici un tableau de synthèse des différents jeux de paramètres utilisés (tableau 3.2) auquel le lecteur pourra se référer tout au long du manuscrit.

Jeu de paramètres	Paramètres calés	Méthode de calage	Période de calage	Section d'analyse	Contexte
θ_0	-	-	-	Section 4.4.5	DuO
θ_S	ν, K_0 et D	manuelle	1994-2009	Section 5.2	Neige
θ_{REF}	ν, K_0, D et W_{melt}	manuelle	1994-2009	Section 5.2, 6.3, 7.3 et 7.4.	Réf projet R^2D^2
θ_{rd1}	ν, K_0, D	manuelle	1980-1994	Section 6.3	
θ_{CP}	ν, K_0, D et W_{melt}	automatique	1965-2010	Section 6.4	
θ_{P1}	ν, K_0, D et W_{melt}	automatique	1965-1974	Section 6.4	
θ_{P2}	ν, K_0, D et W_{melt}	automatique	1974-1983	Section 6.4	
θ_{P3}	ν, K_0, D et W_{melt}	automatique	1983-1992	Section 6.4	DSST
θ_{P4}	ν, K_0, D et W_{melt}	automatique	1992-2001	Section 6.4	
θ_{P5}	ν, K_0, D et W_{melt}	automatique	2001-2010	Section 6.4	

Tableau 3.2 – Synthèse des différents jeux de paramètres utilisés dans cette thèse.

Le paramètre W_{melt} dont on n'a pas encore parlé, est introduit dans le chapitre 5 afin d'améliorer la dynamique de fonte de CLSM. Bien que traduisant un phénomène physique, ce paramètre n'est pour l'instant pas estimable à partir de caractéristiques physiques du BVE et doit donc être calé. D'autre part, deux méthodes ont été utilisées pour ajuster les paramètres. La première méthode, dite manuelle, consiste à tester un nombre restreint de jeux de paramètres (environ 300) et à évaluer les résultats de simulations par rapport à des observations à l'aide de critères statistiques et d'expertise visuelle. La seconde méthode, dite automatique, est basée sur un algorithme de calage multi-objectif appelé CARAMEL (Le Moine, 2009) qui a l'avantage de tester un plus grand nombre de jeux de paramètres (5000) et surtout de manière guidée. Les résultats de cette méthode sont un ensemble de jeux de paramètres équivalents vis à vis des différents objectifs fixés, un seul est choisi. Cette méthode et la manière de sélectionner le jeu de paramètre final seront décrites en section 6.4. Elle a notamment été utilisé pour étudier l'influence des périodes de calage sur le choix des valeurs de paramètres dans le chapitre 6 afin d'évaluer la robustesse du modèle CLSM et des autres modèles du projet R^2D^2-2050. Ces différentes périodes sont listées dans la quatrième colonne. Enfin, les sections dans lesquelles les simulations utilisant ces jeux de paramètres sont analysées, sont indiquées dans la dernière colonne.

3.2 Le modèle ORCHIDEE

3.2.1 Principe général

L'utilisation du modèle ORCHIDEE (ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamics EcosystEms) s'inscrit dans la démarche du projet R^2D^2-2050 qui se propose d'évaluer les impacts du changement climatique dans la Durance en adoptant une approche multi-modèles. De plus, le modèle ORCHIDEE présente l'avantage de partager avec le modèle CLSM de nombreuses similarités de conceptualisation et de structure. La comparaison des résultats de simulation d'ORCHIDEE avec ceux de CLSM a pour objectif d'identifier et de comprendre les différences de réponses entre ces modèles.

Mon implication dans la mise en place de ce modèle n'a été que partielle. Katerina Stamati, en stage de Master 2 co-encadrée par Agnès Ducharne et moi-même, a effectué une partie du traitement des données de végétation et de sol. Elle a également réalisé la simulation en temps présent analysée dans la partie suivante. J'ai pour ma part effectué et analysé les simulations sous scénarios de changement climatique. Le modèle ORCHIDEE a donc été étudié dans cette thèse de façon beaucoup moins approfondie que le modèle CLSM. C'est pourquoi, il est décrit ici uniquement dans les grandes lignes et nous nous sommes surtout intéressés aux différences existant entre ORCHIDEE et CLSM, éventuellement à l'origine des différences de simulations.

Le modèle ORCHIDEE est le modèle de surface continentale inclus dans le modèle de climat, IPSL-CM5, de l'IPSL [10](Krinner et al., 2005). Il est constitué de trois modules :

10. Institut Pierre Simon Laplace

- le module de surface, SECHIBA (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère), a pour vocation de représenter les échanges hydriques et énergétiques entre le sol, la végétation et l'atmosphère (Ducoudré et al., 1993). Le pas de temps sur lequel sont résolus les bilans d'eau et d'énergie est de 30 minutes. Le module SECHIBA inclut désormais un sous-module de routage développé par Ngo-Duc et al. (2007). Il s'agit d'une cascade de réservoirs qui permet d'acheminer les écoulements en sortie de chaque maille vers les océans. SECHIBA peut ainsi fournir des flux d'eau douce spatialisés au modèle océanique. Dans notre cas, ce sous-module n'est pas activé. En revanche, le module SECHIBA est décrit plus en détail dans la suite de la section,

- le module biogéochimique STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems) (Viovy, 1996) est dédié à la simulation de la phénologie et du cycle du carbone des écosystèmes. Ces processus plus lents que les échanges d'eau et d'énergie sont simulés au pas de temps journalier,

- le module écologique LPJ (Lund Postdam Jena) (Sitch et al., 2003) est un modèle de développement dynamique de la végétation. L'occupation des sols évoluent en fonction des conditions climatiques et des processus tels que la compétition entre différents types de plantes, la mortalité naturelle et la perturbation de leur équilibre par les feux. Le pas de temps est annuel.

Dans le cadre de cette thèse, on s'intéresse uniquement aux conditions de surface ne relevant pas du cycle du carbone et les occupations du sol sont imposées dont le cycle saisonnier est prescrit, ceci afin de faciliter la comparaison avec le modèle CLSM. Les modules STOMATE et LPJ ne sont donc pas nécessaires et seul le module SECHIBA est activé.

Les différences les plus importantes avec CLSM concernent la discrétisation sur laquelle les bilans d'eau et d'énergie sont résolus, la représentation de l'humidité dans le sol et les processus nivaux. Ces différences sont détaillées ci-dessous.

3.2.2 Discrétisation, bilans d'eau et d'énergie

Le maillage d'ORCHIDEE est habituellement régulier et rectangulaire. A l'instar de CLSM, différentes classes de végétation ou PFTs (pour *Plant Functional type*, représente un groupe de végétation aux caractéristiques communes) peuvent aussi coexister au sein d'une maille. Cependant, les PFTs considérées dans SECHIBA sont différentes de celles de CLSM. Il en existe 13 listées dans le tableau 3.3.

Les types C3 et C4, distingués pour les herbacées naturelles et agricoles, diffèrent par leur schéma de photosynthèse [11]. La différence entre les herbacées et les cultures réside dans le maximum de LAI et le rendement de la photosynthèse, qui ont été

11. Les schémas de photosynthèse C3 et C4 décrivent des processus où les produits de réduction du carbone sont les molécules 3 (respectivement 4) atomes du carbone. Le schéma en C4 est une évolution du schéma primitif en C3 développée par les plantes en climat tropicaux.

ID	Type	C.H
1	Sol nu	1
2	Forêt tropical de feuillus persistants	2
3	Forêt tropical de feuillus caduques	2
4	Forêt tempérée de conifères persistants	2
5	Forêt tempérée de feuillus persistants	2
6	Forêt tempérée de feuillus caduques	2
7	Forêt boréale de conifères persistants	2
8	Forêt boréale de feuillus caduques	2
9	Forêt boréale de conifères caduques	2
10	Herbacées naturelles en C3	3
11	Herbacées naturelles en C4	3
12	Cultures en C3	3
13	Cultures en C4	3

Tableau 3.3 – Les différentes PFTs considérées dans SECHIBA. La troisième colonne indique la classe hydrologique (C.H) à laquelle la PFT appartient, cette classe hydrologique est aussi appelée *soil tile*.

augmentés pour tenir compte implicitement de la fertilisation et de l'amélioration génétique.

Une différence importante entre CLSM et ORCHIDEE concerne la résolution du bilan d'énergie. Alors que le bilan d'énergie est calculé de façon indépendante sur chacune des PFTs (ou tiles de végétations) dans CLSM, un seul bilan d'énergie est résolu dans SECHIBA en considérant des caractéristiques physiologiques (LAI, hauteur de rugosité, albédo, etc.) équivalentes à l'échelle de la maille.

D'autre part, les PFTs sont regroupées en trois classes hydrologiques : le sol nu, les forêts et les herbacées, sur lesquelles le bilan d'eau est résolu de façon indépendante. Les PFTs regroupées au sein d'une classe hydrologique partagent alors la même humidité du sol qui est différente d'une classe à l'autre. Ceci constitue également une différence importante vis à vis de CLSM qui lui ne calcule qu'un seul bilan d'eau à l'échelle de la maille de modélisation en absence de neige. La variabilité d'humidité au sein d'une maille ORCHIDEE dépend donc de l'occupation du sol alors que dans CLSM elle est fonction de la topographie. Il est commun d'appeler ces classes hydrologiques, des *soil tiles* dans la communauté ORCHIDEE mais afin d'éviter les confusions avec les tiles de végétation de CLSM, nous nous y référerons en utilisant le terme de « classes hydrologiques ».

3.2.3 Représentation de l'humidité dans le sol

3.2.3.1 Contexte

Deux modules hydrologiques sont disponibles dans SECHIBA et modélisent le sol de façon différente. Le module original dit *bicouches* est un simple réservoir de type *bucket* (Manabe, 1969) auquel a été couplée une couche superficielle afin de prendre

en compte les rétroactions rapides de la surface vers l'atmosphère (Ducoudré et al., 1993; Ducharne et al., 1998; Ducharne and Laval, 2000). Ce module a été utilisé pour les simulations réalisées avec le modèle de climat IPSL-CM5 dans le cadre de l'exercice CMIP5 du GIEC (Dufresne et al., 2013).

Une autre approche, développée depuis une quinzaine d'années, consiste à résoudre les phénomènes de diffusion d'eau dans les sols en appliquant l'équation de Richards (1931). Ce module dit *multicouches* se distingue du *bicouches* de part sa discrétisation verticale plus fine du sol, grâce à une multitude de couches superposées. Nous utilisons ici le module *multicouches* qui apporte *a priori* plus de réalisme que le module *bicouches*.

Les différences majeures par rapport à la représentation de l'humidité dans le sol de CLSM sont décrites dans les paragraphes suivants.

3.2.3.2 Discrétisation du sol

La colonne de sol dans ORCHIDEE est discrétisée en 11 couches d'épaisseurs variables, comme illustré sur la figure 3.6. Les épaisseurs des couches augmentent avec la profondeur jusqu'à 1.5 m et la dernière couche est plus fine que la précédente. Cette discrétisation verticale du sol est différente de celle de CLSM qui ne considère que trois couches.

De plus, l'épaisseur du sol dans le modèle ORCHIDEE est fixée par défaut à 2 mètres alors que dans CLSM, elle est spécifique au domaine modélisé et est généralement calée comme nous l'avons vu dans le paragraphe 3.1.10. Enfin, les conditions aux limites sont différentes : ORCHIDEE considère un drainage libre à la base du sol alors que la base de la colonne de sol dans CLSM est supposée imperméable, permettant à une nappe de se développer.

3.2.3.3 Humidité dans la zone non saturée

Les équations empiriques utilisées pour déterminer les propriétés hydrodynamiques en conditions non saturées diffèrent entre les deux modèles. Dans ORCHIDEE, le potentiel matriciel est défini en fonction de l'humidité du sol à partir des équations de Van Genuchten (1980) alors que CLSM utilise les équations de Clapp and Hornberger (1978). Le modèle capillaire de Mualem (1976) est ensuite utilisé pour intégrer la conductivité hydraulique à partir de ce profil de rétention (De Rosnay, 1999).

3.2.3.4 Transferts verticaux

Les transferts verticaux d'eau entre les différentes couches de sol sont calculés à partir de la résolution de l'équation de Richards. Ces équations sont résolues à chaque pas de temps dans ORCHIDEE alors que dans CLSM, elles ne sont résolues qu'une seule fois avant la simulation afin d'obtenir des équations simplifiées (équations

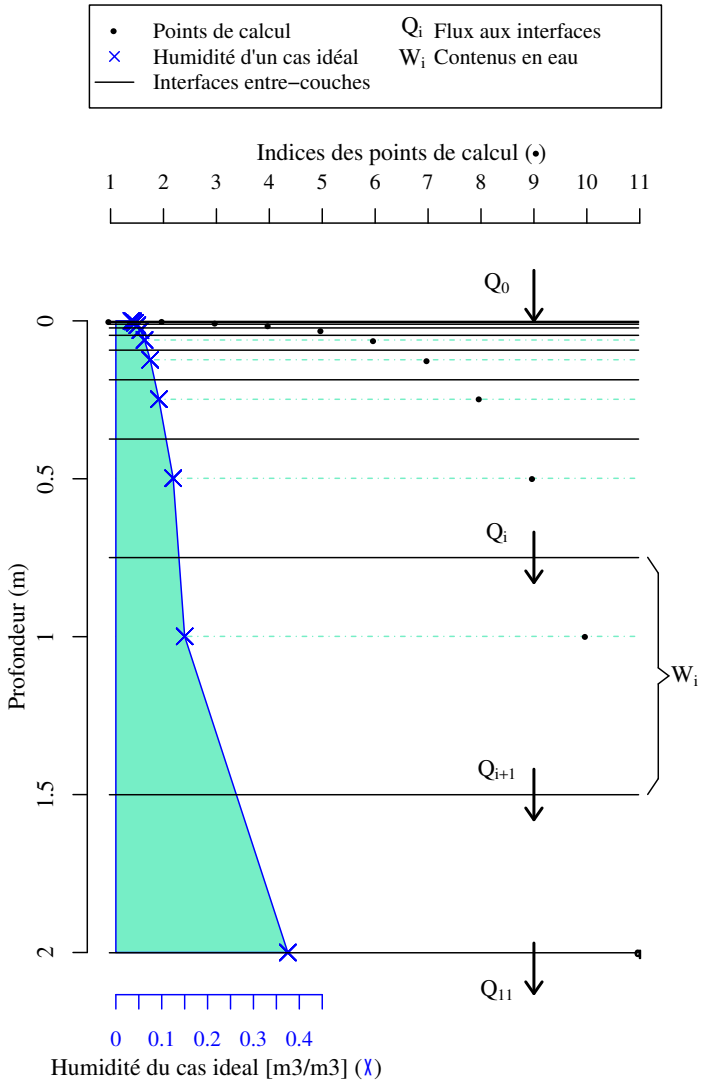


FIGURE 3.6 – Discrétisation du sol selon la profondeur en 11 points de calcul, représentés par des points noirs dont l'abscisse (en haut) définit l'indice et l'ordonnée la profondeur. Les croix bleues désignent un cas idéal d'humidité du sol, l'abscisse (en bas) de ces croix donne l'humidité correspondante, qui est ici faible en surface et plus élevée en profondeur. D'après Campoy (2013)

A.3 et A.4) d'échange d'humidité entre les couches, appelées elles, à chaque pas de temps.

3.2.3.5 Ecoulements

Comme dans CLSM, l'écoulement total en sortie de maille est égal à la somme du drainage et du ruissellement. Ces deux termes ne sont néanmoins pas calculés de la même façon dans les deux modèles.

Dans ORCHIDEE, le ruissellement est de type hortonien uniquement. Il intervient quand la capacité d'infiltration du sol est dépassée selon une formulation inspirée

de Green and Ampt (1911). En fonction de la pente caractéristique de chaque maille une part des eaux qui ruisselle en surface est resoumise au processus d'infiltration au pas de temps suivant (d'Orgeval et al., 2008).

Le drainage, quant à lui, est gravitaire et satisfait l'équation suivante :

$$Q_B = K(\theta_N) \tag{3.24}$$

où θ_N est la teneur en eau dans la couche de sol la plus profonde, N. Il représente le flux d'eau sortant de la couche la plus profonde. Rappelons que dans CLSM, on considère un écoulement latéral provenant de la zone saturée.

3.2.4 Processus nivaux

3.2.4.1 Représentation du manteau neigeux

Le modèle standard de neige d'ORCHIDEE est très simple comparé à celui de CLSM. Il consiste en un réservoir de neige ne comportant qu'une seule couche à partir duquel le bilan d'énergie est calculé (cf. Figure 3.7).

Lorsqu'il y a de la neige, celle-ci est intégrée à la première couche de sol et forme une couche mixte neige/sol. La compaction du manteau neigeux ou l'augmentation de la conductivité thermique de la neige avec le temps ne sont pas pris en compte. La densité de la neige est donc toujours fixée à 330 kg.m^{-3} et la conductivité thermique de la couche neige/sol est fixée à 0.3 W.m^{-1}.K^{-1}. Cette valeur de conductivité thermique est relativement faible, ce qui permet de prendre en compte le pouvoir isolant de la neige.

3.2.4.2 Interactions avec la végétation

De la même façon que dans CLSM, le stock de neige évolue différemment sur chacune des PFTs car l'albédo et la sublimation (via également la résistance aérodynamique) dépendent de la végétation considérée. L'albédo de la neige est calculé selon Chalita and Treut (1994) en fonction de l'âge de la neige et dépend automatiquement du type de végétation selon l'équation suivante :

$$\alpha_{sn} = a_n + b_n exp(-age/t_c) \tag{3.25}$$

où α_{sn} est l'albédo de la neige ancienne sur la PFT n, a_n est l'albédo de la neige ancienne, b_n est le taux de diminution de l'albédo en fonction de l'âge de la neige. Ces deux paramètres a_n et b_n sont spécifiques au type de végétation n. Enfin, t_c est un âge critique fixé à 5 jours.

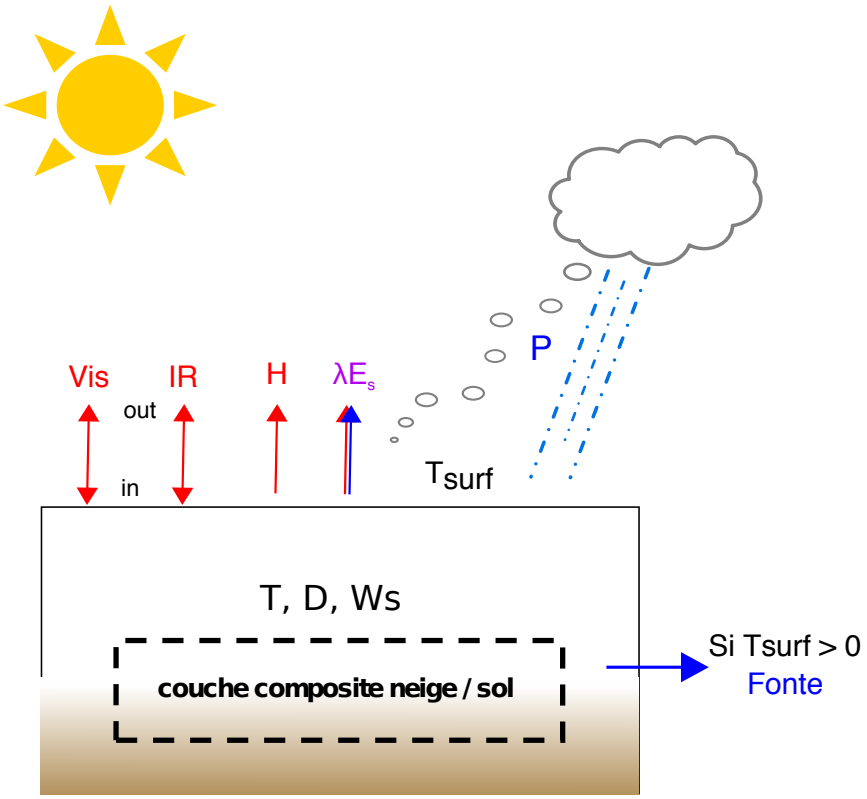


FIGURE 3.7 – Fonctionnement du module de neige du modèle ORCHIDEE. Les abréviations en rouge sont les termes du bilan d'énergie (IR : Rayonnement atmosphérique, Vis : rayonnement visible, H : le flux de chaleur sensible). Le flux de chaleur latente, λE_s est en violet car il intervient à la fois dans le bilan en énergie et le bilan en eau. Les abréviations en bleu sont les termes du bilan en eau (P : précipitations et fonte). La température, T, l'épaisseur de neige, D, et l'équivalent en eau du manteau, W, sont les variables prognostiques de la couche composite neige/sol.

3.2.4.3 Fraction de neige

La fraction de neige, SCF, est calculée sur chaque PFT en fonction de l'épaisseur de neige présente au sol selon l'équation :

$$SCF = \frac{W}{W + W_c} \tag{3.26}$$

où W_c est l'équivalent en eau critique du manteau neigeux égal à 10 kg.m^{-2}. Cette formulation de la fraction est proche de celle de CLSM comme on peut le voir sur la figure 3.8 mais la formulation d'ORCHIDEE est moins abrupte et la maille ne peut jamais être entièrement recouverte.

3.2.4.4 Fonte de la neige

La fonte du manteau se produit quand la température de surface s'élève au-dessus de 0°C. La fonte vient s'ajouter aux précipitations directes et alimente directement

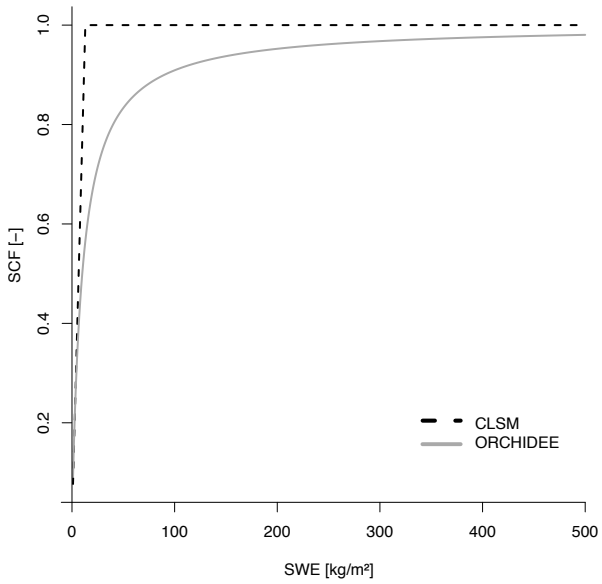


FIGURE 3.8 – Comparaison des deux formulations pour calculer la fraction enneigée selon CLSM en noir (eq. 3.18) et selon ORCHIDEE en pointillé gris (eq. 3.26)

l'infiltration et le ruissellement car il n'existe pas de capacité de rétention dans le manteau neigeux.

Une version plus récente du schéma de neige a été élaborée lors de la thèse de Wang (2012) mais n'a pas pu être utilisée dans le cadre de cette thèse car elle n'était pas intégrée dans la version standard d'ORCHIDEE.

4

Présentation des données d'entrées et de validation

Dans cette partie les données utilisées pour faire fonctionner les modèles CLSM et ORCHIDEE sont décrites en commençant par celles utilisées pour discrétiser le bassin versant de la Durance. Puis, les données pour estimer les paramètres et les données de validation des modèles en temps présent sont exposées. Enfin, les forçages atmosphériques DuO, construits à partir de deux réanalyses météorologiques sont présentés, suivis par une explication de la construction des projections climatiques.

4.1 Discrétisation du bassin de la Durance

Le domaine modélisé par CLSM est subdivisé en BVEs (cf. section 3.1). Cette discrétisation de l'espace a été obtenue grâce aux données topographiques fournies par le MNT [1] de la base de données TOPO de l'IGN [2] de résolution 25 mètres. A partir de ce MNT, nous avons modélisé le réseau hydrographique avec le logiciel ArcGIS d'ESRI. Cependant, le bassin aval de la Durance étant très plat, les écoulements sont difficiles à modéliser et les cours d'eau aval ont dû être forcés par la BD Carthage de l'IGN qui renseigne le réseau hydrographique français.

Nous avons ensuite choisi de placer les exutoires des BVE en fonction des principales confluences, des coordonnées des stations hydrométriques auxquelles les simulations pourront être a posteriori confrontées, de données d'occupation du sol et d'informations géologiques. La base de données Corine Land Cover 2006 de résolution 25 mètres ainsi que des données géologiques du BRGM et hydrogéologique de la BD LISA présentées en introduction, ont également été utilisées ici afin de délimiter des BVE homogènes en termes d'occupation du sol ainsi que de nature et de porosité du substratum rocheux (cartes 2.6, 2.3 et 2.4 respectivement).

Le maillage de modélisation ainsi constitué est composé de 27 BVE d'une superficie moyenne de 500 km^2 et est représenté sur la figure 4.1. Cette discrétisation en sous-bassins versants est également utilisé par le modèle ORCHIDEE bien que son maillage soit habituellement régulier et rectangulaire.

D'autre part, six bassins de « contrôle » sont définis dans le cadre du projet R^2D^2-2050, aux exutoires desquels les résultats des modèles hydrologiques et ceux des modèles du projet simulant les usages et la gestion de l'eau du bassin sont confrontés.

Au final, trois discrétisations sont considérées sur la figure 4.1) :

- un maillage fin avec 27 sous-bassins versants sur lequel sont effectuées les simulations des modèles CLSM et ORCHIDEE,
- un maillage intermédiaire avec 6 bassins de « contrôle » et
- un maillage global comprenant un seul exutoire à la confluence de la Durance et du Rhône.

1. Modèle Numérique de Terrain
2. Institut Géographique National

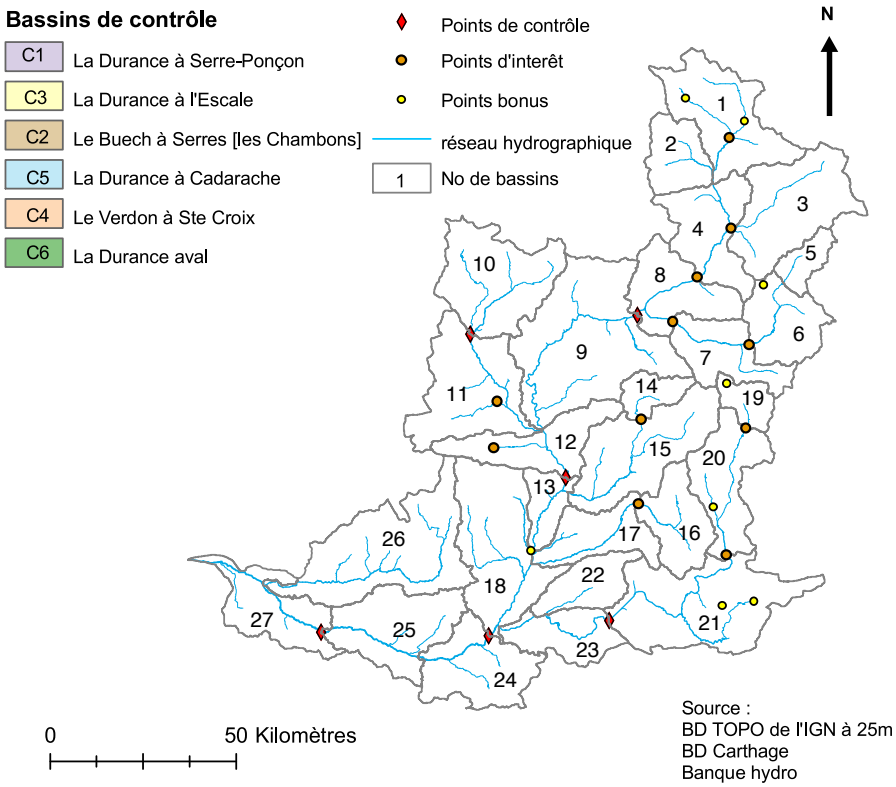


FIGURE 4.1 – Trois niveaux de discrétisation du bassin de la Durance en sous-bassins

4.2 Paramètres de surface et de végétation

4.2.1 Les données relatives à la topographie

Les indices topographiques ont été calculés pour chaque pixel du bassin de la Durance à partir du MNT de la BD TOPO précédemment utilisé pour délimiter les BVE. La figure 4.2 montre la correspondance entre les altitudes fournies par le MNT et les indices topographiques calculés à partir de ces altitudes sur le bassin 2 du maillage fin (cf. figure 4.1). Les vallées ont des indices topographiques élevés, plus susceptibles d'être saturées que les sommets où les indices topographiques sont plus faibles.

Dans CLSM, on considère la distribution des indices topographiques de chaque BVE approximée par une loi Gamma (Sivapalan et al., 1987). Les pentes nulles ont été remplacées par des valeurs tirées aléatoirement dans une gamme de valeurs faibles (ici [0.003 ; 0.06]) afin d'éviter une sur-représentation des indices topographiques élevés (Carli, 2005) et les paramètres de la loi ont été optimisés par la méthode des moindres carrés. La méthode des moments conseillée par Ducharne et al. (2000) pour calculer les paramètres de la loi Gamma n'est pas valable ici et c'est principalement dû à la résolution du MNT. Comme cela a déjà été remarqué par Quinn et al. (1995) ou Ducharne et al. (2009), la distribution de l'indice topographique est translatée en fonction de la résolution du MNT. La figure 4.3a montre une augmentation de la moyenne avec la taille des pixels et une diminution de la gamme de valeurs possibles, i.e. la variance et le coefficient de dissymétrie diminuent. Les paramètres

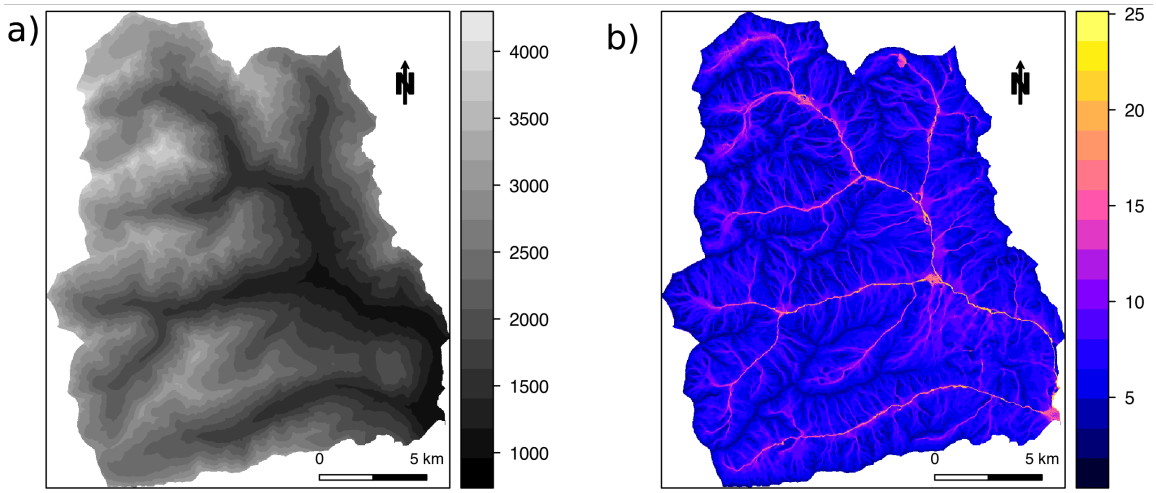


FIGURE 4.2 – Cartes du BVE de la Gyronde et du Fournel, n˚2 sur la figure 4.1, présentant a) la topographie et b) les indices topographiques de ce BVE.

calculés par la méthode des moments ne permettent pas de reproduire la distribution empirique des indices topographiques à une résolution de 25 m bien que celle-ci puisse être approchée par une loi Gamma (cf.figure 4.3). Différentes méthodes ont été testées pour calculer ces paramètres et nous avons retenu celle des moindres carrés car elle permettait de reproduire correctement la distribution empirique comme illustrée sur la figure 4.3b.

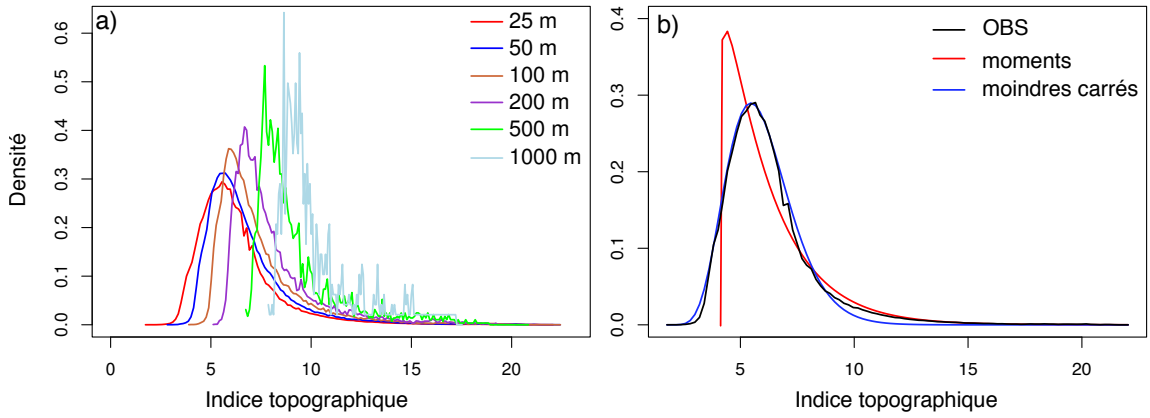


FIGURE 4.3 – a) Distributions des indices topographiques sur le bassin du Buech aux Chambons (n˚10 sur la carte 4.1) en fonction de la résolution du MNT. b) Comparaison entre la distribution empirique des indices topographiques sur ce même bassin calculée à partir du MNT à 25 mètres et celles approchées par une loi Gamma dont les paramètres ont été soit calculés à partir de la méthode des moments soit optimisés par la méthode des moindres carrés.

Les pentes moyennes des BVE nécessaires au modèles ORCHIDEE ont également été calculés à partir de ce MNT.

Paramètres de végétation	CLSM	ORCHIDEE
LAI [$m^2.m^{-2}$]	2.04	2.90
h_0 [m]	0.54	0.41

Tableau 4.1 – Valeurs moyennes annuelles des paramètres de végétation dans le bassin de la Durance selon ORCHIDEE et selon CLSM. LAI est l'indice foliaire et h_0 est la hauteur de rugosité.

4.2.2 Les données relatives à la végétation

L'occupation du sol au sein des BVE est extraite de la base de données ECOCLIMAP dont la résolution est de 1 km (Masson et al., 2003).

Dans le cas de CLSM, cette base de données fournit les caractéristiques de végétation : la fraction de végétation, l'albédo, la hauteur de rugosité, la profondeur racinaire, la fraction de végétation « active » utilisée pour calculer l'albédo de la neige (cf. équation 3.19) et la « fraction verte » utilisée pour calculer la résistance stomatique intégrée à l'échelle de la canopée. L'extraction de ces paramètres à partir de la base de données ECOCLIMAP a été facilitée grâce à l'automatisation mise en place par Ducharne (2011) qui définit la correspondance entre les 215 types permis et les 8 classes de végétation utilisées dans CLSM. Les caractéristiques de végétation telles que le LAI, la hauteur de rugosité ou encore la fraction de végétation active sont fournies mensuellement et interpolées linéairement entre les centres des mois.

Les deux modèles, CLSM et ORCHIDEE, utilisent des PFTs mais issues de classification différentes. Une correspondance a donc été établie entre les classes de végétation de CLSM (cf. tableau 3.1) et les PFTs d'ORCHIDEE (cf. tableau 3.3) pour celles qui sont présentes dans le bassin de la Durance :

- feuillus caduques : classe n°2 → PFT n°6
- conifères : classe n°3 → PFT n°4
- herbacées : classe n°4 → PFT n°10
- sol nu ou urbain : classes n°7 et 8 → PFT n°1

Nous avons fourni au modèle ORCHIDEE les proportions de PFTs issues d'ECOCLIMAP sur chaque BVE que le modèle interprète comme des fractions de végétation maximales pouvant varier en fonction du LAI. Les paramètres de végétations d'ORCHIDEE sont définis dans le code en fonction des PFTs. Il se peut donc que les valeurs des paramètres tels que l'albédo, la hauteur de rugosité ou le LAI varient entre les deux modèles. Par exemple, les valeurs moyennes de deux paramètres de végétation et de la profondeur de sol sur le bassin de la Durance, utilisées par CLSM et par ORCHIDEE sont présentées dans le tableau 4.1. Les valeurs de LAI et de hauteur de rugosité (h_0) sont moyennées annuellement. Le tableau 4.1 montre que les paramètres sont différents bien que les PFTs soient sensiblement les mêmes. Le LAI moyen d'ORCHIDEE est particulièrement plus élevé par rapport au LAI moyen utilisé par CLSM.

Régions	Forêt de conifères	Forêt de feuillus	Herbacées	Sol nu
Haute Durance	23%	4%	35%	36%
Moyenne Durance	16%	27%	48%	9%
Basse Durance	11%	36%	42%	11%
Total	17 %	23 %	44 %	16 %

Tableau 4.2 – Proportion des types d'occupation du sol dans les différentes régions du bassin versant de la Durance, selon ECOCLIMAP.

Les trois régions introduites dans le chapitre 2 se distinguent par leur occupation du sol. La Haute Durance est caractérisée par une forte proportion de sol nu, principalement de la roche, 36% selon ECOCLIMAP et des forêts de conifères, alors que la Basse Durance est plutôt occupée par des terres arables et des forêts de feuillus (tableau 4.2).

4.2.3 Les données relatives au sol

La texture de sol La base de données ECOCLIMAP décrit également les sols en termes de pourcentages de sable et d'argile, à partir des données globales de la FAO à 10 km, raffinées en France à partir de la carte des sols de France au 1 :1,000,000e (Jamagne et al., 1995). La composition granulométrique du sol définie à partir des pourcentages de sable, d'argile et de limon permet d'attribuer au sol une classe texturale. Dans CLSM, cette classe texturale est définie à partir du triangle textural de l'USDA illustré sur la figure 4.4. Dans ORCHIDEE, la classe texturale est issue de la carte de Zobler qui présente une classification des textures en 7 classes (les classes 0 et 6 étant réservées pour les océans et la glace). Une correspondance entre les classes de Zobler et les classes USDA peut être faite à partir du triangle USDA de la figure 4.4 ; les classes de Zobler sont représentées par les points rouges sur cette même figure. Le modèle ORCHIDEE réduit ensuite ces classes de Zobler en trois classes texturales qui sont *fine*, *medium* et *grossière*, en bleue sur la figure 4.4. Dans les deux modèles, le sol du BVE est caractérisé par sa classe texturale dominante. Une seule classe est présente sur le bassin dans le modèle ORCHIDEE : la classe médium. CLSM, quant à lui, considère trois classes du triangle usda présentes sur la Durance qui sont « sandy loam », « silty loam » et « loam ».

Les paramètres hydrodynamiques Les paramètres hydrodynamiques des sols sont ensuite calculés en fonction de la classe texturale dominante. Dans CLSM, ces paramètres prennent les valeurs proposées par Cosby et al. (1984) pour chaque classe : la valeur par défaut de conductivité hydraulique à saturation K_S (elle est généralement calée, cf. §3.1.10), les paramètres ψ_s et b de l'équation 3.4. Le point de flétrissement θ_{wp}, l'humidité résiduelle θ_r sont déduites de ces valeurs. Cette démarche reprend celle qui est standardisée au NASA/GSFC depuis les simulations globales réalisées avec CLSM pour le Global Soil Wetness Project (Guo et al., 2006). Dans ORCHIDEE, les valeurs de ces paramètres sont estimés à partir des valeurs de Carsel and Parrish (1988).

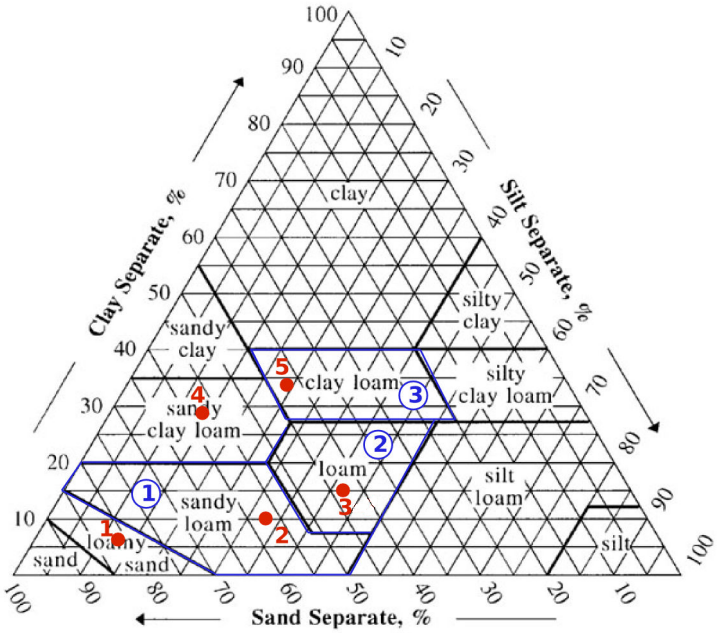


FIGURE 4.4 – Les classes de Zobler représentées dans le triangle USDA en rouge et les trois classes texturales considérée par ORCHIDEE en bleu. Extrait de Ducharne (2014).

L'albédo du sol nu L'information nécessaire dans ORCHIDEE pour déterminer l'albédo du sol est sa couleur définie dans la classification de Wilson and Henderson-Sellers (1985). Il existe 9 types de classes allant de 0 à 8 (0 étant la couleur de l'eau). Une valeur d'albédo est associée à une couleur de sol. Il est alors possible de déterminer la couleur du sol à partir de la valeur d'albédo du sol fournie par ECOCLIMAP (Stamati, 2013). Dans CLSM, cette information est directement extraite d'ECOCLIMAP.

La profondeur de sol Dans le modèle CLSM, la profondeur de sol par défaut est fournit par ECOCLIMAP bien qu'elle soit généralement calée dans cette thèse (cf. §3.1.10). La profondeur de sol est homogène sur tout le BVE d'où l'intérêt d'avoir considéré des données géologiques pour déterminer des BVE homogènes en termes de substratum rocheux. Dans ORCHIDEE, la profondeur de sol est fixée à 2 m.

4.3 Données de validation

4.3.1 Débits

4.3.1.1 Méthodes de comparaison

Les principales données de validation sont des débits journaliers mesurés au droit de stations hydrométriques, or les modèles CLSM et ORCHIDEE simulent des lames d'eau journalières écoulées sur le BVE. Deux méthodes sont possibles pour comparer les débits observés aux écoulements simulés :

1. Soit les lames d'eau écoulées simulées sont transformées en débits dans les rivières, à l'aide d'un modèle de routage qui permet ensuite de propager ce débit d'un BVE à l'autre jusqu'à l'exutoire où se trouve la station hydrométrique.
2. Soit les débits observés à une station hydrométrique sont ramenés à des lames d'eau écoulées sur la surface contributive. Ces lames d'eau journalières sont ensuite moyennées sur une durée supérieure au temps de concentration du bassin avant d'être comparées aux lames d'eau simulées, moyennées sur cette même durée. Nous avons choisi pour l'ensemble du bassin de la Durance une durée de 10 jours qui est largement supérieur aux temps de concentrations des BVE de la Durance. Cette méthode ne permet pas de bien analyser les événements extrêmes comme les fortes crues mais cela ne pose pas réellement de problèmes dans le cadre de cette thèse car nous cherchons avant tout à modéliser la disponibilité de la ressource en eau.

Les simulations sont effectuées sur le maillage constitué des 27 BVE (cf. figure 4.1). Dans le cas où la station est incluse dans un BVE, les débits simulés sont calculés au pro-rata de la surface du bassin versant en amont de cette station.

Les calages des paramètres du modèle CLSM (cf. section 3.1.10) ainsi que la plupart des analyses de simulations dans cette thèse sont effectuées en comparant les lames d'eau décadaires simulées et observées.

Néanmoins, le projet R^2D^2 exige des débits simulés aux droit des stations pour faciliter la comparaison avec les autres modèles hydrologiques, certains simulant uniquement cette variable (cf. section 6.2.1). Avec Maxime Turko en stage de L3 co-encadré par Agnès Ducharne et moi-même, nous avons mis en place un modèle de routage de type Muskingum sur le bassin de la Durance en s'appuyant sur les travaux de Zhao (2007) et de Bellier (2008) réalisés sur la Seine. Les équations, les valeurs des paramètres ainsi que la manière dont ils ont été calés sont détaillés en annexe A.3. Nous nous sommes assurés que l'utilisation de ce module ne perturbe pas le calage des paramètres effectué sur les lames d'eau décadaires. Ce modèle de routage a été utilisé exclusivement pour les simulations du projet.

4.3.1.2 Critères d'évaluation

L'évaluation de la qualité des simulations est effectuée de manière quantitative via le calcul de deux critères statistiques au minimum : le critères de Nash-Sutcliffe et le biais relatif. Le critères de Nash-Sutcliffe exprime la proportion de la variance de la variable hydrologique (lame d'eau décadaire ou débit) expliquée par le modèle. En d'autres termes, ce critère exprime la différence relative entre l'erreur du modèle hydrologique testé et l'erreur d'un modèle de référence, défini par la moyenne de la variable considérée (Hingray et al., 2009). Sa formule mathématique est la suivante :

$$NSQ = 1 - \frac{\sum (X_o - X_s)^2}{\sum \left(X_o - \overline{X_o} \right)} \tag{4.1}$$

avec X_s le variable hydrologique simulée et X_o la variable observée, la variable étant le débit journalier ou la lame d'eau décadaire. Le biais relatif donne l'erreur relative sur les volumes d'écoulement simulé et observé, il évalue le bilan hydrologique et est calculé de la façon suivante :

$$Biais = 100 \cdot \frac{\sum (X_s - X_o)}{\sum X_o} \tag{4.2}$$

Le critère de Kling-Gupta (Gupta et al., 2009) est une décomposition car le critère de Nash-Sutcliffe a tendance à donner trop de poids aux forts débits, son équation est la suivante :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (B-1)^2 + (R-1)^2} \tag{4.3}$$

avec r, le coefficient de corrélation calculé entre X_s et X_o, B est le rapport des moyennes ($B = \frac{\overline{X_s}}{\overline{X_o}}$) et R est le rapport des écart-types ($R = \frac{\sigma_{X_s}}{\sigma_{X_o}}$).

D'autre critères statistiques ont été utilisés dans le chapitre 6 pour évaluer les simulations spécifiquement sur différentes composantes du débits (étiages, crues, fonte). Ces critères sont listés dans le chapitre 6 et exprimés mathématiquement en annexe A.4.2.

La qualité des simulations peut également être évaluée qualitativement en comparant visuellement les chroniques simulées et observées. Elle peut se révéler particulièrement utile pour détecter des différences que les critères statistiques n'auraient pas décelées.

4.3.1.3 Les stations hydrométriques

Pour les six *bassins de contrôle* définis dans le cadre du projet R^{2}D^2-2050 (cf. Figure 4.1), des « Apports Naturels Reconstitués »[3] (ANR) sont fournis par EDF sur une période d'au moins trente ans sauf pour le barrage de Mallemort. A l'aval du bassin de la Durance, les mesures de débits sont particulièrement difficiles à obtenir car le cours d'eau tressé circule au milieu d'une large plaine alluviale pouvant atteindre 6

3. Le débit naturel reconstitué ou apport naturel reconstitué est le débit qui serait observé en absence d'ouvrage hydraulique modifiant le régime du cours d'eau au niveau de la station.

km de largeur (Warner, 2013) sur une très faible hauteur. Nous ne pourrons donc pas comparer les débits observés aux débits simulés à cette station. Les stations hydrométriques sont listées dans le tableau 4.3.

Nom de station	N°de bassin correspondant	Superficie (km^2)	Disponibilité	ANR
La Durance à Espinasses [Serre-Ponçon]	C1	3 780	01/01/1955 - 31/12/2010	oui
Le Buech à Serres [Les Chambons]	C2	723	01/01/1971 - 31/12/2010	oui
La Durance à Oraison [Escale]	C3	6 760	01/01/1980 - 31/12/2010	oui
Le Verdon à Castillon [4]	20	655	01/01/1955 - 31/12/2010	oui
Le Verdon à Sainte-Croix-de-Verdon	C4	1 620	01/01/1977 - 31/12/2010	oui
La Durance à Saint-Paul-lès-Durance [Joucques-Cadarache]	C5	11 700	01/01/1980 - 31/12/2010	oui
La Durance à Mallemort	C6	12 870	01/01/2002 - 12/04/2006	non

Tableau 4.3 – Liste des stations de contrôle, la dernière colonne indique si les débits sont naturalisés ou pas.

Bien que les débits soient naturalisés à la station au barrage de Joucques-Cadarache, toutes les influences des activités anthropiques n'ont pu être éliminées, notamment l'irrigation. Les *points d'intérêt* sont des stations auxquelles pourront être confrontés les résultats de la discrétisation plus fine sur 27 BVE. Dans ce cas, la variable de validation est le débit observé sans naturalisation ce qui ne pose pas de problèmes dans la mesure où les bassins amont considérés ne sont pas ou peu influencés par des ouvrages hydro-électriques. Sur les chroniques de débits observés à Briançon, on constate une oscillation hebdomadaire du débit de 1 à 3 m^3/s (non montré ici). Elle provient du stockage/déstockage du barrage de Pont-Baldy sur la Cerveyrette alimentant une petite centrale électrique fournissant de l'énergie électrique à la ville de Briançon Lafaysse (2011b). Cette oscillation est faible par rapport au débit total et on peut considérer en bonne approximation que les débits mesurés sont naturels. Ces stations sont répertoriées dans le tableau 4.4. Toutes les stations présentent des chroniques de débits sur de longues périodes (au minimum 15 ans mais pour la plupart au moins 30 ans) conférant ainsi à la validation une certaine robustesse.

Nom de station	N°de bassin correspondant	Superficie (km^2)	Disponibilité
Durance à Briançon	1	548	01/01/1955 - 31/12/2010
Le Guil à Montdauphin	3	725	01/01/1982 - 17/07/2007
La Durance à Embrun [la Clapière]	4	2 170	01/01/1960 - 31/12/2010
L'Ubaye à Barcelonnette [l'Abattoir]	6	549	01/01/1955 - 31/12/2010
L'Ubaye à Roche Rousse	7	946	01/01/1960 - 31/12/2010
Le Bes à la Clue de Péroure	14	220	01/02/1963 - 31/12/2010
La Méouge à Méouge	11	92	01/01/1982 - 31/12/2010
Le Jabron à Piedguichard	21	165	07/12/1994 - 31/12/2010
L'Asse à la Clue de Chabrière	16	375	01/01/1955 - 31/12/2010
Le Verdon à Colmars	19	155	01/01/1958 - 31/12/2010

Tableau 4.4 – Liste des stations d'*intérêt*

Enfin, huit *stations bonus* ont été identifiées comme potentiellement viables ; contrairement aux précédentes stations, une analyse de qualité n'a pas été rigoureusement effectuée. Ces stations sont : La Durance à Val-des Prés, La Guisane au Monêtier-les-bains, le Riou de Crachet à Saint Paul, Le Lauzon à Villeneuve, le Verdon à Allos, l'Issole à Saint-André-les-Alpes, Le Jabron à Comps sur Artuby et enfin l'Artuby à la Bastide (les points jaunes de la carte 4.1). Trois de ces bassins bonus ne sont pas représentatifs des bassins dans lesquels ils sont inclus (bassins ayant de très petites surfaces, typiquement le bassin du torrent du Riou au Crachet, 5 km², situé dans le bassin versant du Verdon), de ce fait les débits simulés sur ces bassins ne seront pas analysés.

4.3.2 Hauteur et couvert de neige

Des données de hauteur de neige mesurées à l'aide de perches à neige issues de la BDCLIM de Météo France ainsi que des images MODIS hebdomadaires renseignant l'extension du couvert de neige sur chaque BVE ont été récupérées. Ces données ont surtout permis d'améliorer le module de neige de CLSM, elles sont donc décrites en détail dans le chapitre 5.

4.3.3 Flux turbulents

Etant donné que nous manquions de données pour valider les simulations à l'aval du bassin, nous avons récupéré des données de flux de chaleur latente et sensible mesurées par le réseau FLUXNET au site d'Avignon durant trois ans (2004-2006). Ces données n'ont malheureusement pas pu être exploitées car les parcelles sur lesquels se trouvent les sites de mesures sont irriguées.

4.4 Construction du produit météorologique DuO

4.4.1 Introduction

En météorologie, les analyses opérationnelles effectuées à l'aide de modèles de circulation générale atmosphérique et d'observations afin de prévoir le temps fournissent de précieux renseignements pour l'évaluation des LSMs *offline* car elles sont réparties uniformément sur la totalité du globe et existent sur de longues périodes (Sheffield et al., 2004; Ngo-Duc et al., 2005). Cependant, elles comportent des discontinuités dues à l'évolution des modèles atmosphériques (Zhao and Dirmeyer, 2003). Afin de pouvoir utiliser ces données, on effectue donc ce que l'on appelle des ré-analyses (ou analyses rétrospectives) à partir d'un unique et même modèle de circulation générale sur la totalité de la période disponible. Ces ré-analyses assimilent également des observations, elles offrent ainsi des forçages de bien meilleure qualité.

En zone de montagne, les mesures des différentes variables atmosphériques requises pour les LSMs à une résolution temporelle fine sont toutefois rares. En effet, l'exploi-

tation d'un réseau dense de mesures fiables est difficile et coûteuse à mettre en place sur des zones de hautes altitudes. De ce fait, les relations entre les variables et les caractéristiques physiques du bassin telles que la topographie ou l'orientation des versants sont mal connues et les techniques d'interpolation sont susceptibles d'engendrer des erreurs dans les données fournies par les réanalyses atmosphériques sur ces zones.

L'identification des erreurs liées aux forçages est importante car leurs répercussions sur les réponses hydrologiques des modèles peuvent être grandes. Plusieurs études ont notamment montré l'importante sensibilité des sorties de modèles aux précipitations (Berg et al., 2003; Fekete et al., 2004; Sheffield et al., 2004). Il est donc nécessaire d'identifier les incertitudes liées aux données atmosphériques mais également de les réduire et donc de choisir un système de forçages le plus réaliste possible.

Deux réanalyses atmosphériques sont disponibles sur le bassin de la Durance :

— SAFRAN (*Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige*) développé par Météo France (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2009) fournissant l'ensemble des variables atmosphériques requises par un modèle de surface et

— SPAZM (*SPAtialisation des précipitations en Zone de Montagne*), conçu par EDF-DTG (Gottardi, 2009) ne fournissant que les températures minimale et maximale et les précipitations.

Ces deux réanalyses ne se basent pas sur les mêmes méthodes ni sur les mêmes stations de mesures. De plus, SAFRAN et SPAZM fournissent des variables atmosphériques à des résolutions temporelles et spatiales différentes (respectivement horaire vs journalier et 64 km^2 vs 1 km^2). Des études (Gerbaux et al., 2005; Gottardi, 2009; Valery, 2010) ont révélé une sous-estimation des précipitations issues de SAFRAN par rapport aux observations dans les zones de hautes altitudes et en particulier récemment en amont de Serre-Ponçon (Lafaysse, 2011b). SPAZM utilise plus de postes de précipitations en altitude et prend en compte la sous-captation des flocons de neige par les appareils de mesures. Bien que Lafaysse (2011b) ait montré que l'utilisation de SPAZM dans le modèle ISBA ne permettait pas d'obtenir de meilleures simulations (les débits simulés sur-estimaient alors les débits observées contrairement aux simulations utilisant SAFRAN qui les sous-estimaient fortement), la version de SPAZM disponible dans cette thèse est ultérieure à l'étude de Lafaysse (2011b) et le coefficient de sous-captation a été revue à la baisse. Les données de précipitation de SPAZM sont donc a priori plus réalistes que celles de SAFRAN.

Cependant, les données de SPAZM sont incomplètes pour être directement utilisées par les modèles CLSM ou ORCHIDEE. Les variables de rayonnement, d'humidité de l'air et de vent sont absentes de cette réanalyse et la résolution temporelle est journalière ce qui ne suffit pas à contraindre le cycle diurne des flux d'énergie à la surface. Afin de concilier la qualité des forçages et les besoins de modélisation, une hybridation des deux bases de données s'est avérée nécessaire. Cette méthode consiste à combiner les deux bases de données en prenant en compte les relations existant entre certaines variables telles que celles liant le rayonnement infra-rouge et la température ou encore l'humidité de l'air et la température. L'idée est donc de désagréger temporellement les variables SPAZM (précipitations et températures) en s'appuyant

sur la structure horaire de SAFRAN puis de corriger les autres variables SAFRAN en conséquence afin de conserver une cohérence dans les forçages avec la température SPAZM.

L'hybridation de plusieurs réanalyses est répandue pour améliorer les simulations des modèles de surface (Dirmeyer and Tan, 2001; Ngo-Duc et al., 2005; Guo et al., 2006) et notre méthode s'inspire largement de celles de Cosgrove et al. (2003a) et de Sheffield et al. (2004). Après avoir décrit les deux réanalyses SAFRAN et SPAZM, la méthode est présentée dans cette partie, suivie par la caractérisation du produit atmosphérique obtenu, appelé DuO. Pour terminer, nous avons testé la sensibilité du modèle CLSM aux forçages atmosphériques pour valider ce nouveau produit.

4.4.2 Description des bases de données

Les éléments de construction et les caractéristiques des réanalyses utilisées, SPAZM et SAFRAN, sont résumés dans le tableau 4.5. Ces deux réanalyses se basent sur des ébauches. Les ébauches en météorologie sont des champs de variables telles que la précipitation ou la température, calculés par des méthodes physiques ou statistiques, qui sont ensuite utilisés pour extrapoler spatialement et temporellement les données observées à une résolution plus fine.

	SAFRAN	SPAZM	DuO
Ebauches	Issues du modèle ARPEGE	Approche par types de temps	-
Variables	T_a, P_l, P_s, u, q_a, SW↓, LW↓	T_{min}, T_{max} P	T_a, P_l, P_s, ET_0 u, q_a, SW↓, LW↓
Résolution spatiale	64 km^2	1 km^2	1 km^2
Résolution temporelle	horaire	journalier	horaire
Répartition Pluie/Neige	$T* = 0$°C	-	$T* = 1$°C
Disponibilité	1958-2010	1955-2010	1959-2010

Tableau 4.5 – Elements de construction et caractéristiques des réanalyses atmosphériques SAFRAN, SPAZM et DuO. $T*$ est une température seuil de répartition pluie/neige.

4.4.2.1 SAFRAN

SAFRAN est une réanalyse atmosphérique méso-échelle. Originellement consacrée à l'étude des zones montagneuses, elle a été conçue au début des années 1990 par Météo France, afin de prévenir les risques d'avalanches dans les massifs des Alpes et des Pyrénées (Durand et al., 1993). SAFRAN fonctionne sur des zones géographiques considérées comme homogènes d'un point de vue météorologique (Quintana-Seguí et al., 2008), c'est à dire que les variables atmosphériques de cette zone ne dépendent plus que de l'altitude. Ces zones correspondent aux zones SYMPOSIUM utilisées pour la prévision météorologique à courte échéance de Météo-France, qui couvrent

une surface de 700 km^2 en moyenne. Une méthode d'interpolation optimale (Gandin and Hardin, 1965) à partir des résultats du modèle ARPEGE (Déqué et al., 1994), i.e. les ébauches, et d'observations est appliquée sur ces zones.

Les résultats de cette réanalyse sont constitués de sept variables atmosphériques :

- la température de l'air à 2 mètres (T_a),
- les précipitations liquides et solides (P_l et P_s respectivement),
- l'humidité spécifique de l'air à 2 mètres (q_a),
- la vitesse du vent à 10 mètres (u),
- le rayonnement visible incident (SW↓),
- le rayonnement infra-rouge incident (LW↓).

A l'exception des précipitations, les variables sont calculées toutes les six heures et interpolées ensuite au pas de temps horaire. En ce qui concerne les précipitations, elles sont calculées quotidiennement puis interpolées horairement en fonction de l'isotherme 0°C horaire, du gradient vertical de température, des variations d'humidité relative et des observations. Enfin, ces résultats horaires sont interpolés spatialement sur une grille régulière de 8 km par 8 km en fonction de l'altitude de chaque point de cette grille. La pression atmosphérique n'est pas analysée dans SAFRAN mais une valeur moyenne par point de grille est fournie. Il s'agit d'une simple correction de la pression de référence au niveau de la mer (1013,25 hPa) en fonction de l'altitude de la maille. Elle peut être retrouvée par l'équation A.5 qui relie la pression à l'altitude. Le domaine de la Durance est constitué de 346 mailles SAFRAN.

Une limitation importante de SAFRAN concerne la qualité des données de précipitations à une échelle infra-journalière (Lafaysse, 2011b). De plus, Gottardi (2009) a mis en évidence une sous-estimation des quantités de précipitations en très haute montagne due au manque d'observations. Quand elles existent, les mesures souffrent souvent d'un fort déficit de captation des précipitations solides en raison d'effets aérodynamiques sur les appareils de mesure. Il a alors été amené à développer une nouvelle réanalyse visant à améliorer l'estimation des précipitations en zone de montagne : SPAZM.

4.4.2.2 SPAZM

SPAZM est une réanalyse journalière de précipitations (P) et de températures minimales et maximales de l'air (T_{min} et T_{max}), réalisée grâce à l'extrapolation d'observations au sol par sélection de stations explicatives et régressions linéaires locales. Elle a été développée par Gottardi (2009) et l'équipe EDF-DTG de Grenoble.

Les ébauches climatologiques de précipitations sont construites à partir d'observations journalières de précipitations pendant la période 1957-1973 pour huit types de circulation atmosphérique, aussi appelés types de temps. Ces ébauches sont spatialisées au km^2 par régressions linéaires locales. Les ébauches sont ensuite déformées quotidiennement en fonction des observations disponibles sur les différents réseaux de mesures (principalement Météo-France et EDF).Les températures minimales (ou maximales) journalières sont calculées pour chaque pixel à partir d'une moyenne

journalière de températures minimales (ou maximales) observées sur une sélection de stations explicatives. Cette moyenne journalière de température est ensuite spatialisée au km^2 à l'aide de gradients adiabatiques différents selon la saison (été/hiver) et selon la présence ou non de pluie pendant la journée considérée.

Stricto sensu, ce n'est pas une réanalyse car l'ébauche utilisée n'est pas une sortie de modèle atmosphérique comme pour SAFRAN mais une information sur les relations observées entre variables locales et situations synoptiques. Nous employons par abus de langage ce terme de réanalyse car l'idée est de partir d'une ébauche à l'échelle synoptique et de la corriger en fonction des observations.

Les résultats de cette réanalyse sont journaliers et disponibles sur la moitié sud du territoire français à la résolution 1 km du 1erjanvier 1958 au 31 décembre 2010.

La réanalyse SPAZM s'appuie sur un réseau d'observations plus dense que celui de SAFRAN car elle prend aussi en compte les postes de mesures de EDF visibles sur la carte 4.5. De plus, Gottardi (2009) a proposé une méthode de correction des précipitations journalières en introduisant des mesures de neige accumulée au sol à partir de perches à neige [5] et de Nivomètres à Rayonnement Cosmique [6] (six sur le domaine de la Durance, figure 4.6). Un facteur correctif dépendant de la fraction solide des précipitations a également été appliquée afin de prendre en compte les erreurs de sous-captation. La correction a été appliquée globalement à toute l'étendue de la réanalyse. Cependant, différents travaux (internes à EDF) ont montré que le coefficient global de sous-captation (60%) n'était pas adapté aux Alpes du Sud. Une nouvelle archive SPAZM-R2D2 a donc été recalculée et adaptée au bassin versant de la Durance. Elle a été générée avec un coefficient de sous-captation de 30%. Cette archive a également été utilisé dans les travaux de Kuentz (2013).

4.4.3 Méthode d'hybridation

La méthode utilisée pour construire le forçage DuO consiste à conserver les moyennes mensuelles de températures et les cumuls mensuels de précipitations issues de l'analyse SPAZM, et le signal horaire de SAFRAN pour ces variables, afin d'obtenir des données de températures et de précipitations au pas de temps horaire et à la résolution de 1 km. L'humidité spécifique de l'air, Q_a et le rayonnement atmosphérique, LW↓ de SAFRAN sont désagrégés spatialement au km^2 et corrigés en fonction des températures horaires DuO obtenues. La vitesse du vent et le rayonnement visible incident de SAFRAN sont conservés à l'identique au km^2 étant donné l'absence, à

5. Les perches à neige permettent une mesure de la hauteur de neige. Des mesures d'équivalent en eau du manteau neigeux sont également réalisées ponctuellement par sondage manuel (carottages). Les carottes de neiges sont pesées pour déduire la quantité d'eau correspondant à la hauteur de neige.

6. Le Nivomètre à Rayonnement Cosmique mesure l'atténuation du rayonnement cosmique à travers le manteau neigeux. Le traitement de ce signal assez complexe permet d'estimer la valeur en eau du manteau neigeux. La hauteur de neige est obtenue quant à elle à l'aide d'une sonde à ultra sons placée au sommet du mat.

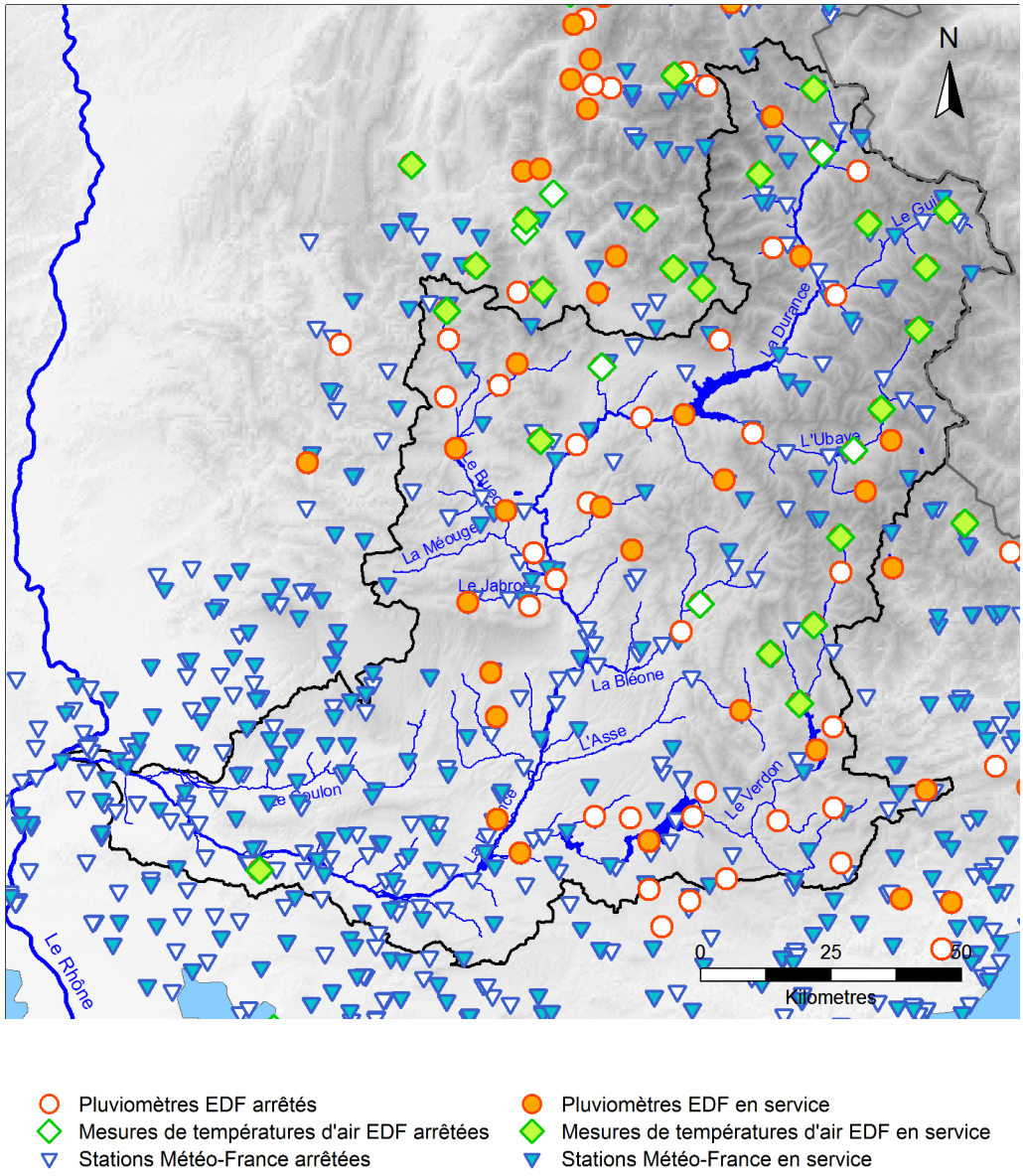


FIGURE 4.5 – Stations de mesures météorologiques sur le bassin de la Durance. Extrait de Kuentz (2013)

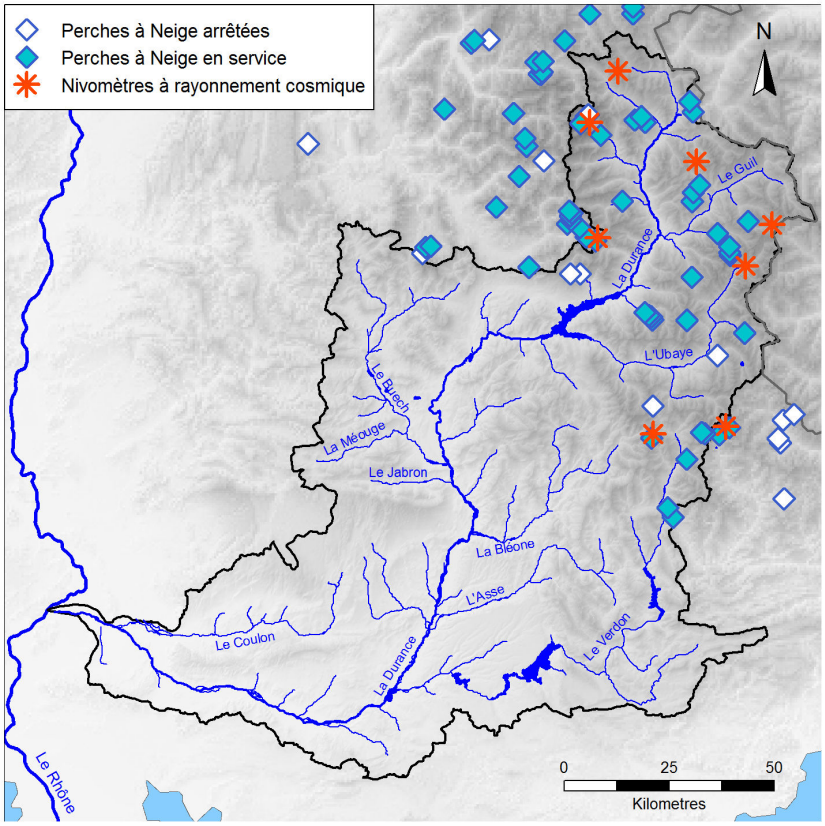


FIGURE 4.6 – Points de mesures EDF du manteau neigeux sur le bassin de la Durance. Extrait de Kuentz (2013)

notre connaissance, de relation simple et directe permettant de déduire ces variables de la température ou de l'altitude.

4.4.3.1 Précipitations

L'opération consiste à corriger les précipitations horaires issues de la base SAFRAN avec un coefficient qui est le rapport du cumul mensuel de précipitations SPAZM sur le cumul mensuel de précipitations SAFRAN. Ainsi, le cumul mensuel des précipitations DuO obtenu est égal à celui de SPAZM et donc a priori plus réaliste.

Pour l'ensemble de la période considérée, c'est à dire du 1er juillet 1959 au 31 août 2010, cette correction est appliquée sur les précipitations horaires et son expression mathématique est la suivante :

$$P(x_{sp}, y_{sp}, h) = P_{SAF}(x_{sa}, y_{sa}, h) * \frac{\sum_{j=1}^{nd} P_{SPAZM}(x_{sp}, y_{sp}, j)}{\sum_{i=1}^{nh} P_{SAF}(x_{sa}, y_{sa}, i)} \tag{4.4}$$

où

- x_{sp} et y_{sp} sont les coordonnées de la maille « SPAZM » de 1 km^2
- x_{sa} et y_{sa} sont les coordonnées de la maille « SAFRAN » de 64 km^2
- h est l'indice horaire
- P sont les précipitations horaires corrigées en mm/h
- P_{SAF} sont les précipitations horaires issues de l'analyse SAFRAN en mm/h
- P_{SPAZM} sont les précipitations journalières issues de l'analyse SPAZM en mm/j
- nd, le nombre de jours dans le mois considéré
- nh, le nombre d'heures dans le mois considéré

Le résultat de cette correction est une valeur de précipitation pour chaque maille de 1 km^2 au pas de temps horaire. Une attention particulière a été portée à la bonne cohérence temporelle des précipitations journalières entre SAFRAN et SPAZM. En effet les cumuls journaliers et donc mensuels de SPAZM et de SAFRAN sont calculés entre 7h du jour j et et 6h du jour $j+1$. Les six premières heures du mois m sont donc corrigées avec le coefficient du mois précédent.

Lorsque le cumul mensuel de précipitations SAFRAN est nul, l'équation 4.4 n'est alors plus valable. Il faut différencier deux cas. Le premier cas, lorsque le cumul mensuel de précipitation SPAZM est lui aussi nul, ne pose pas réellement de problème. Les précipitations sont alors naturellement ramenées à zéro. En revanche, lorsque le cumul mensuel SAFRAN est nul et que celui de SPAZM ne l'est pas : doit-on prendre en compte ces précipitations SPAZM ?

Ces situations sont rares, définies par un couple { mailles SPAZM - mois}. Ils ne représentent que 0,01 % de l'ensemble des couples du domaine de la Durance sur la période considérée. Et, dans la plupart des cas, les précipitations mensuelles de SPAZM

sont en plus négligeables. Néanmoins, il existe aussi des pixels pour lesquels les précipitations mensuelles sont relativement importantes. Nous avons donc choisi de prendre en compte ces précipitations mensuelles SPAZM selon la méthode décrite en annexe A.2.1.

4.4.3.2 Températures

Il a été mentionné précédemment que l'analyse SPAZM donne une valeur minimale et une valeur maximale de température par jour. On estime la température moyenne journalière par la moyenne arithmétique des températures minimales et maximales. On considère ensuite la moyenne mensuelle de température pour corriger les températures SAFRAN.

La correction s'exprime de façon mathématique sous la forme suivante :

$$T(x_{sp}, y_{sp}, h) = T_{SAF}(x_{sa}, y_{sa}, h) + \left(\overline{T_{SPAZM}(x_{sp}, y_{sp})} - \overline{T_{SAF}(x_{sa}, y_{sa})}\right) \tag{4.5}$$

avec les mêmes notations que pour l'équation 4.4. Les moyennes journalières de température SAFRAN ont été calculées de 1h du jour j à 0h du jour j+1, comme cela est fait pour le calcul des moyennes journalières de SAFRAN par Météo-France, avant d'être moyennées de nouveau à l'échelle du mois.

4.4.3.3 Répartition Pluie-Neige

Une fois que les deux traitements mentionnés ci-dessus sont effectués, des valeurs corrigées de précipitation et de température sont obtenues pour chaque maille de 1km^2 au pas de temps horaire. La répartition pluie/neige se fait alors au pas de temps horaire et sur chaque maille de 1km^2 en fonction d'une température seuil, T$*$ de 1°C. Cette température est déduite de Hingray et al. (2010) qui définissent une relation empirique de la répartition pluie/neige en fonction de la température à partir de 17 stations de mesures situées au-dessus de 1000 mètres dans les Alpes Suisses.

4.4.3.4 Correction des autres variables atmosphériques

Le rayonnement infra-rouge et l'humidité spécifique de l'air sont corrigés en fonction de la température et de l'altitude de la maille de 1km^2. Pour la correction de l'humidité spécifique de l'air avec la température, l'humidité relative donnée par SAFRAN est maintenue égale pour chacun des pixels SPAZM inclus dans le pixel SAFRAN afin d'éviter les cas de sursaturation de l'air (Cosgrove et al., 2003a; Sheffield et al., 2004), bien que cette hypothèse soit discutable en zone de montagne. Les équations utilisées pour ces deux variables sont détaillées dans l'annexe A.2.2.

4.4.3.5 Evapotranspiration potentielle de référence, ET_0

Dans le projet R^2D^2-2050, les modèles GR5J, CEQUEAU, MORDOR et J2000 ne possèdent pas de schéma de surface et simulent les pertes par évapotranspiration réelle à partir de l'évapotranspiration potentielle de référence, ET_0. Celle-ci est définie comme l'ensemble des pertes en eau par évaporation et transpiration d'une surface de gazon de hauteur uniforme, en pleine période de croissance, recouvrant complètement le sol et abondamment pourvue en eau (Musy and Higy, 2004). Nous avons calculé cette l'ET_0 selon la formule de Penman-Monteith (Monteith et al., 1965) à partir des variables DuO obtenues aux étapes précédentes, en se basant sur les prescriptions de la FAO [7] (Allen et al., 1998) et les recommandations de Vannier (2010). Les équations utilisées sont détaillées dans l'annexe A.2.3.

4.4.4 Caractérisation du produit DuO

Le produit atmosphérique résultant de cette hybridation est appelé DuO pour Durance MétéO. Il fournit donc l'ensemble des variables atmosphériques nécessaires aux modèles de surface ainsi que l'évapotranspiration potentielle de référence utile aux modèles hydrologiques conceptuels au pas de temps horaire et à la résolution spatiale de 1 km^2. Ses caractéristiques sont résumées dans le tableau 4.5.

4.4.4.1 Caractéristiques générales

Le tableau 4.6 présente les moyennes annuelles des différentes variables atmosphériques de DuO sur l'ensemble du bassin de la Durance et sur la période 1980-2009. Ce tableau indique que le cumul de précipitation annuel, identique par construction entre DuO et SPAZM, est supérieur de +12.1 % par rapport à celui de SAFRAN. Les moyennes de température annuelles de DuO et de SPAZM sont également supérieures à celle de SAFRAN de +0.7°C. Du fait de cette température plus élevée, les moyennes de rayonnement atmosphérique incident et d'humidité spécifique de l'air de DuO sont légèrement plus élevées que celles de SAFRAN. Cependant, ces différences de rayonnement atmosphérique incident et d'humidité spécifique de l'air restent faibles entre DuO et SAFRAN sur l'ensemble du bassin versant. Notons que l'humidité spécifique de l'air ainsi que le rayonnement infra-rouge incident ne varient pas linéairement avec la température (la variation de l'humidité spécifique avec la température est exponentielle et celle du rayonnement IR est puissance 4). Il n'aurait donc pas été possible même si la température de DuO avait été identique à celle de SAFRAN de retrouver les valeurs de SAFRAN en réagrégeant les valeurs à une résolution plus fine sur un pixel de 64 km^2.

7. Organisation des Nations Unies pour l'agriculture et l'alimentation

	SAFRAN	SPAZM	DuO
Tair (°C)	8.2	8.9	8.9
Precipitations (mm/an)	923	1044	1044
Pluie (mm/an)	732	-	825
Neige (mm/an)	191 (21 %)	-	219 (21%)
LW↓ (W/m^2)	285	-	288
Q (kg/kg)	5.68 x 10^{-3}	-	5.93 x 10^{-3}

Tableau 4.6 – Moyennes annuelles sur le bassin versant de la Durance entre 1980 et 2009 pour les trois produits météorologiques.

4.4.4.2 Effet de la discrétisation spatiale

L'analyse des différences entre les réanalyses porte ici sur des précipitations et températures annuelles. Par construction de DuO, ces quantités sont identiques entre DuO et SPAZM, la comparaison entre SAFRAN et DuO revient donc à comparer SAFRAN et SPAZM.

Les figures 4.7 et 4.8 montrent l'effet de la désagrégation spatiale de SAFRAN. Le nouveau produit prend mieux en compte les reliefs. Les massifs des Ecrins à l'ouest et du Queyras à l'est sont définis de manière plus précise et le réseau hydrographique apparaît également de façon beaucoup plus claire. L'amplitude des valeurs de précipitations selon DuO (de 545 mm/an à 3863 mm/an) est beaucoup plus grande que pour SAFRAN (617 mm/an et 1551 mm/an). Cela est naturellement dû à la discrétisation plus fine des données DuO et ainsi à une meilleure prise en compte des hétérogénéités d'altitudes. Ce même phénomène est visible pour les températures sur la figure 4.8 : elles sont comprises entre -4.2 et 14.4 ˚C pour DuO, et -2.0 et 12.0 ˚C pour SAFRAN.

Ces différences dues à la discrétisation sont confirmées en ce qui concerne les températures par la figure 4.9a où il existe une nette corrélation entre l'altitude et les températures avec un coefficient de détermination de 0,81. Le coefficient directeur de la droite de régression de la figure 4.9a est égal à la variation de la température avec l'altitude, aussi appelé gradient thermique adiabatique. Ce coefficient est égal à -0,5 ˚C par 100m, cette valeur est en adéquation avec la valeur de gradient moyen utilisé pour calculer les températures dans l'analyse SPAZM (Gottardi, 2009) qui est typique du gradient adiabatique de l'air humide.

La corrélation est moins nette pour les précipitations pour lesquelles le coefficient de détermination n'est que de 0,37. Ce résultat n'est pas tellement surprenant, puisque le champ de précipitation est plus variable en montagne, il dépend notamment de l'exposition des versants par exemple.

4.4.4.3 Des différences autres que liées à la discrétisation

Précipitations Les différences entre les précipitations et les températures fournies par les deux réanalyses, SAFRAN et DuO, ne sont pas uniquement dues à la discré-

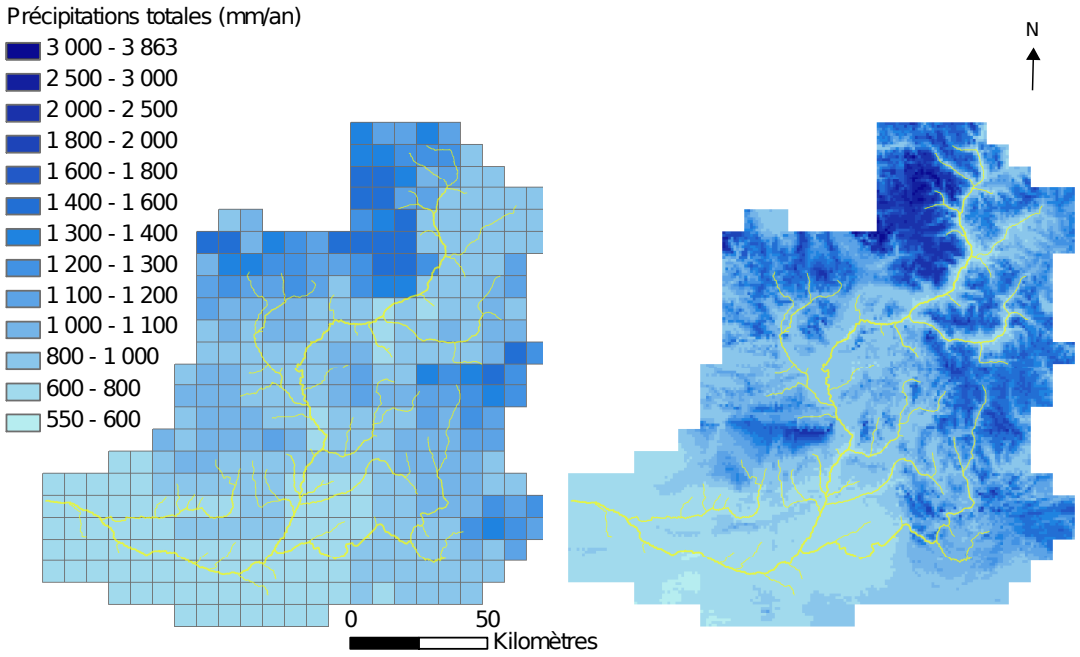


FIGURE 4.7 – Répartition des moyennes de cumul de précipitations annuelles sur la période 1959-2005 selon SAFRAN à gauche et selon DuO à droite

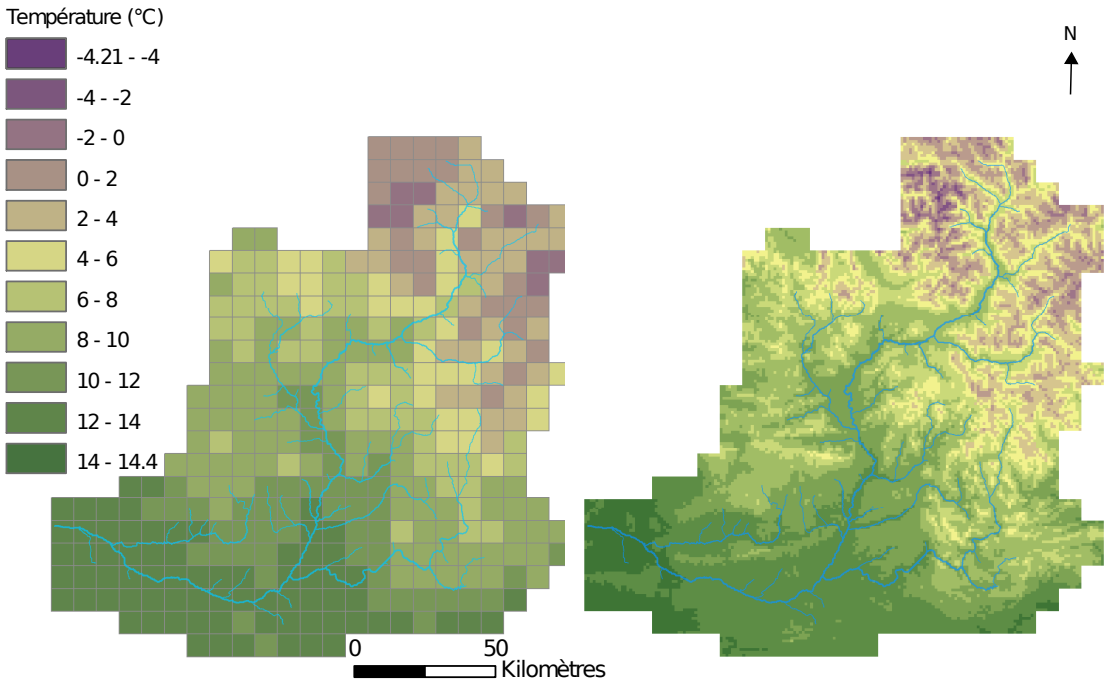


FIGURE 4.8 – Répartition des températures moyennes sur la période 1959-2005 selon SAFRAN à gauche et selon DuO à droite

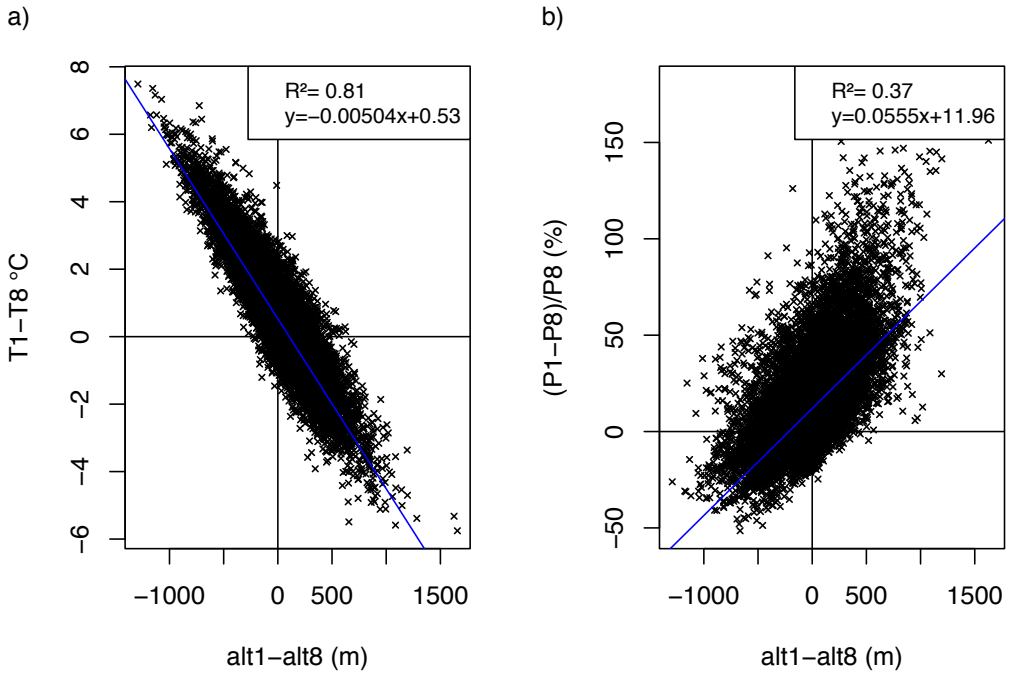


FIGURE 4.9 – a) Variation de la différence de températures entre les données DuO et les données SAFRAN en fonction de la différence d'altitudes entre les mailles de 1km^2 et les mailles SAFRAN. b) Variation des différences de précipitations données par DuO par rapport à SAFRAN en pourcentage, en fonction des différences d'altitude des mailles.

tisation d'après le tableau 4.6 qui montre des différences à l'échelle de l'ensemble du bassin. La différence de précipitations entre DuO et SAFRAN est plus marquée l'hiver (+ 20.3 %), période pendant laquelle les précipitations solides sont prépondérantes. Ces différences sont dues à l'existence de plus de postes de mesure en altitude (entre 2000 et 3000 m) et à la prise en compte de la sous-captation de la neige par ces postes de mesures dans la réanalyse SPAZM. Enfin, les modes d'extrapolation spatio-temporelle de SPAZM diffèrent de ceux de SAFRAN ce qui pourrait aussi être à l'origine d'une partie des différences entre ces deux réanalyses qui se répercutent par construction entre SAFRAN et DuO.

La figure 4.10b appuie ce constat en présentant les différences de précipitations entre DuO et SAFRAN à l'échelle de 64 km². La carte des différences de précipitation montre bien une structure selon l'axe SO-NE, de l'aval à l'amont, où DuO indique des précipitations beaucoup plus fortes, avec des maximas qui peuvent atteindre 70% sur les massifs des Ecrins et du Queyras.

Températures En ce qui concerne les températures, DuO indique des températures plus élevées (+0.7˚C) par rapport à SAFRAN. La figure 4.10a montre une bonne cohérence entre les deux bases de données à l'aval du bassin mais les différences augmentent à l'amont du bassin.

Plusieurs raisons pourraient expliquer ces différences : Gottardi (2009) utilise 12 postes de mesures de températures situés en Haute et Moyenne Durance et différents de

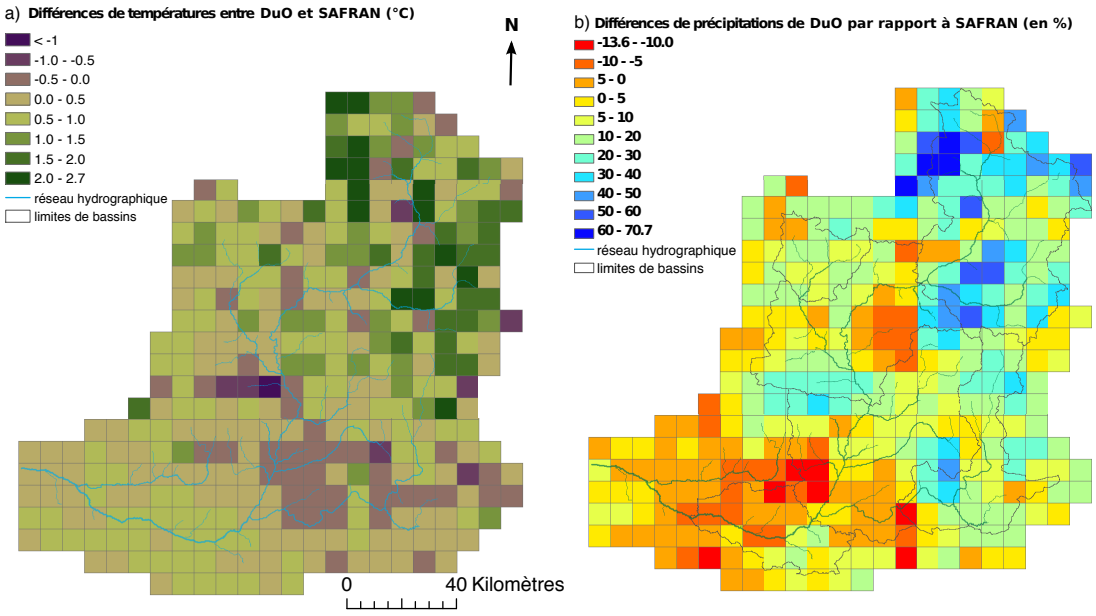


FIGURE 4.10 – Répartition spatiale des différences à l'échelle d'une maille SAFRAN entre les données DuO et les données SAFRAN des a) températures et des b) précipitations sur la période 1960-2010.

ceux de Météo-France. De plus, les méthodes d'extrapolation spatio-temporelle sont de nouveau différentes de celles de Météo-France : les gradients altimétriques dans SPAZM différent selon la saison, hiver (Octobre-Mars inclus) vs été (Avril-Septembre), et selon la présence ou non de pluie. Gottardi (2009) montre que dans le cas des Alpes, ce gradient altimétrique est plus faible l'hiver et les jours pluvieux, compris entre -0.3 et -0.5 ˚C /100m. Il existe donc dans SPAZM une relation entre le gradient altimétrique de température et les précipitations. On peut alors supposer que les différences de température observées sur la Figure 4.10a dans les massifs des Ecrins et du Queyras (pouvant atteindre +2.7°C entre DuO (SPAZM) et SAFRAN) sont liées aux différences de précipitations constatées sur la Figure 4.10b sur ces mêmes massifs. Les mesures de températures à 6 stations météorologiques en altitude appartenant au réseau EDF ont été comparées aux températures fournies par DuO (SPAZM) sur les pixels de 1km^2 dans lesquels sont inclus les stations. Cette comparaison montre une très bonne adéquation entre les températures observées et celles issues de DuO et confirme la qualité de la réanalyse SPAZM utilisée, donc celle de DuO.

4.4.4.4 Evolution temporelle des différences

Les différences de précipitations existant entre DuO et SAFRAN sont constantes dans le temps comme l'illustre la figure 4.11 : les cumuls de précipitations normalisés par la moyenne interannuelle se superposent pendant toute la période 1960-2010.

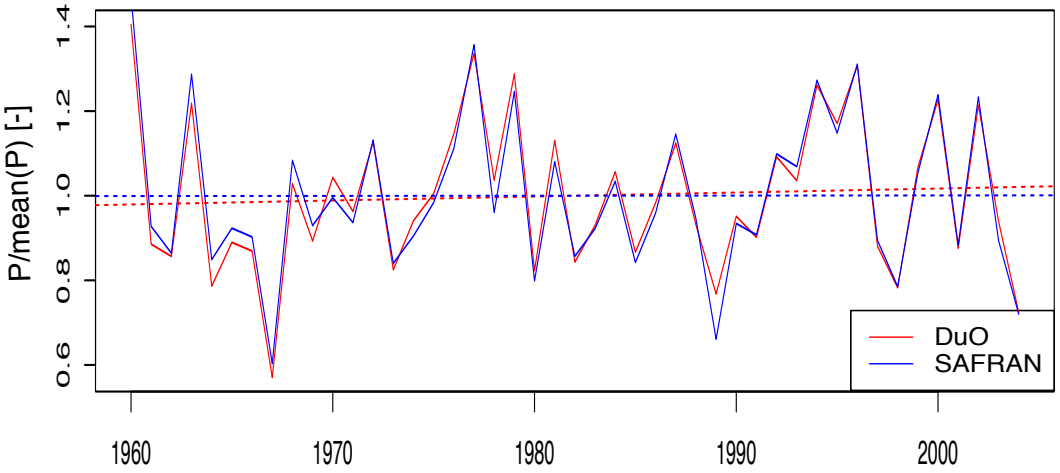


FIGURE 4.11 – Evolution des cumuls annuels de précipitations normalisés par rapport à leur moyenne calculée sur toute la période disponible (1959-2005) pour le bassin de la Durance. Les droites en pointillés sont les droites de régression linéaire des cumuls annuels de précipitations normalisés par rapport au temps.

En revanche, ce n'est pas le cas pour les températures. En effet, la figure 4.12 montre des évolutions des températures annuelles bien différentes selon DuO et selon SAFRAN. Bien que les deux réanalyses affichent une tendance à la hausse des températures, DuO indique des températures plus faibles que celles de SAFRAN dans les années 1960 puis les courbes des températures se croisent dans les années 1980 pour ensuite dépasser les températures SAFRAN dans les années 2000. Par régression linéaire, DuO indique une augmentation de 0.034 ˚C par an, i.e. 1.7˚C de 1960 à 2009 alors que SAFRAN n'indique une augmentation que de 0.017 ˚C par an, i.e. 0.86 ˚C de 1960 à 2009. Ces différences de tendance ne sont pas dues aux différences de précipitations mais à l'utilisation de la moyenne du minimum et maximum de température journalier SPAZM pour approximer la température moyenne journalière. Cette approche est couramment utilisée et même préconisée par la FAO (Allen et al., 1998) car les chroniques journalières de T_{min} et de T_{max} sont plus fréquentes que les chroniques horaires.

Les données horaires de SAFRAN permettent de montrer que cette approximation est à l'origine des différences de tendances observées sur la figure 4.12. Pour chaque jour, les températures minimum, maximum et moyenne sur 24 heures ont été sélectionnées. Dans cette section, T_a fait référence à la température moyennée sur les 24 heures et T_{prox} à $\frac{Tmin+Tmax}{2}$. La figure 4.13 montre que jusque dans les années 1980, T_a est légèrement plus élevée que T_{prox} mais de manière générale T_{prox} constitue une bonne approximation de la température moyenne journalière. En revanche, les différences entre T_{prox} et T_a augmentent fortement après 1980. Au final, la tendance selon T_{prox} est de 0.029˚C/an, i.e. 1.46 ˚C entre 1960 et 2009 contre 0.86˚C pour T_a.

Les différences entre T_a et T_{prox} proviennent de l'asymétrie des tendances de T_{min} et T_{max}. C'est un fait connu dans la littérature (Karl et al., 1993; Easterling et al., 1997; Vose et al., 2005; Beniston, 2009) mais contrairement à ces études qui indiquent une augmentation de T_{min} plus forte que T_{max} en particulier entre 1950 et 1980, aucune

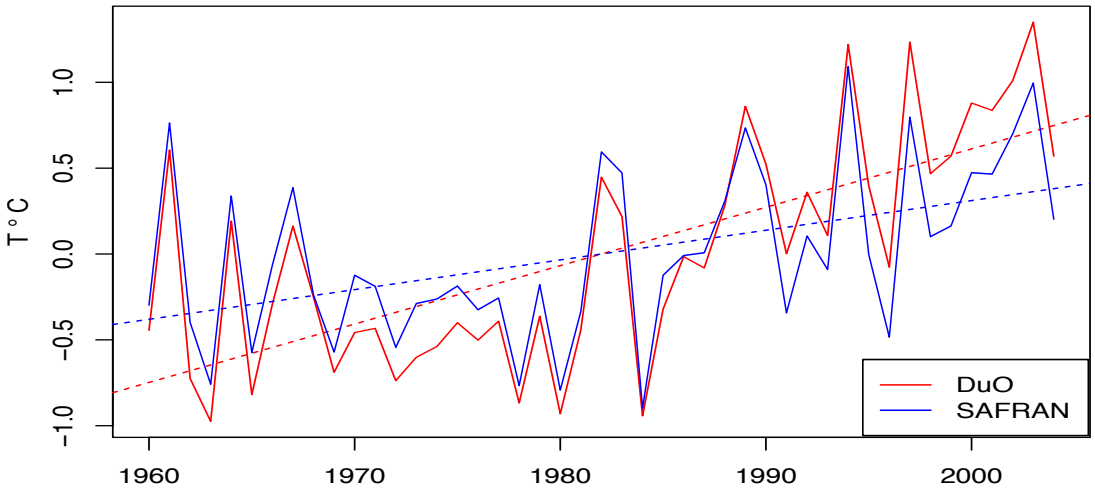


FIGURE 4.12 – Evolution des températures annuelles normalisées par leur moyenne calculée sur toute la période disponible (1959-2005) pour le bassin de la Durance. Les droites en pointillés sont les droites de régression linéaire des températures annuelles normalisées par rapport au temps.

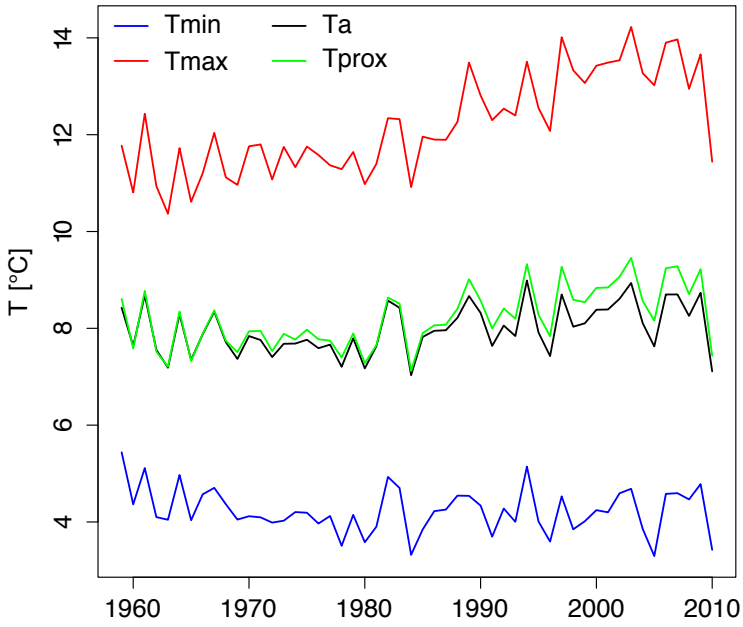


FIGURE 4.13 – Evolution des températures SAFRAN T_a, T_{prox}, T_{min} et T_{max} annuelles sur l'ensemble du bassin entre 1959 et 2010.

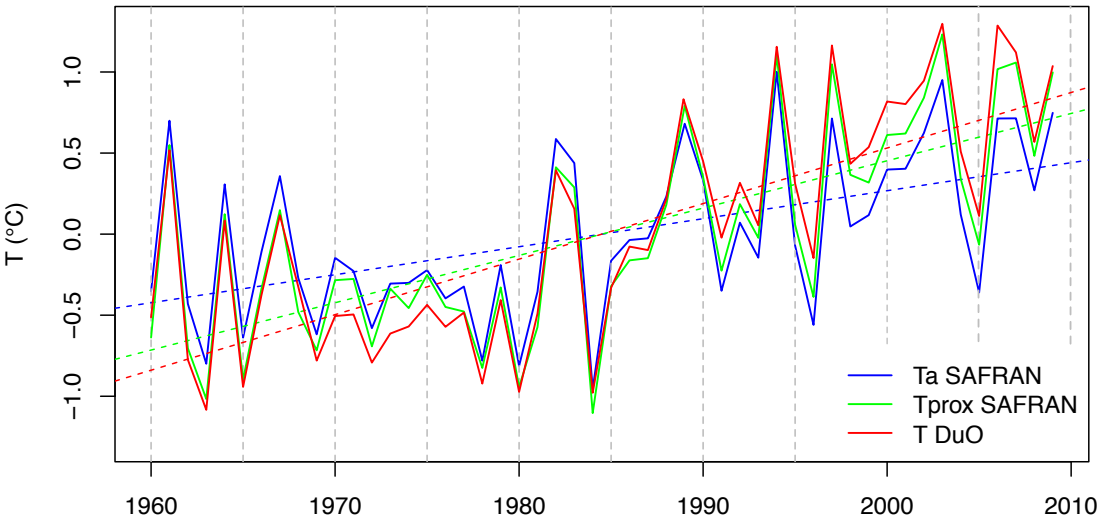


FIGURE 4.14 – Comparaison des évolutions de températures annuelles normalisées par leurs moyennes sur l'ensemble du bassin entre 1959 et 2010.

tendance significative n'est notée pour T_{min} sur le bassin versant de la Durance alors que T_{max} augmente de manière significative de 2.96˚C en 40 ans !

Pour conclure la figure 4.14 montre que la tendance de T_{prox} est beaucoup plus proche de la tendance sur les températures annuelles de DuO que de celle de T_a. La méthode de calcul de la température moyenne journalière explique donc en grande partie les différences de tendance constatées précédemment (figure 4.12). Notons qu'une partie des différences entre les températures de DuO et T_{prox} pourrait venir du fait que les gradients altimétriques utilisés pour les températures minimum et maximum de SPAZM ne soient pas les mêmes. En accord avec Bolstad et al. (1998); Rolland (2003); Blandford et al. (2008); Minder et al. (2010), le gradient altimétrique des températures maximales est plus important que pour les températures minimales, en particulier pendant les mois d'été.

Dans la construction du produit DuO, T_{prox} de SAFRAN aurait dû être utilisée plutôt que T_a afin de soustraire entre elles des températures similaires. Cependant, nous n'avons compris l'origine de la différence de tendance entre DuO et SAFRAN qu'une fois les simulations du projet déjà lancées, et il aurait fallu trop de temps pour tout recommencer.

4.4.4.5 Répartition journalière des variables

Pour finir, nous avons procédé à une dernière vérification concernant la répartition journalière des précipitations et des températures DuO. En effet, les corrections des variables journalières SPAZM ont été appliquées par commodité à l'aide de cumuls et de moyennes mensuelles. Or une partie des modèles hydrologiques du projet R^2D^2-2050 utilise directement les données journalières SPAZM, nous devons donc nous assurer que précipitations et températures DuO au pas de temps journalier sont similaires aux données SPAZM et que les corrections n'ont pas causées d'aberrations dans la répartition infra-mensuelle.

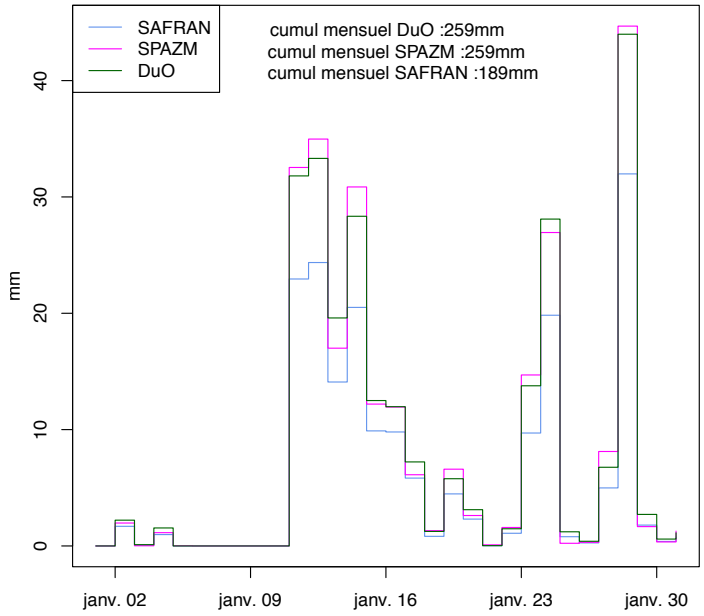


FIGURE 4.15 – Précipitations totales journalières pendant le mois de janvier 1978, en moyenne sur le bassin de la Durance

analyse	jours = 0 mm	%	jours < 1 mm	%	imoy (mm/jour)	imax (mm/jour)
SAFRAN	4108	24.5	11 214	66.7	2.67	96.8
SPAZM	2916	17.4	11 240	66.9	2.93	101.8
DuO	4013	23.9	10 983	65.4	3.94	103.16

Tableau 4.7 – Répartition des jours faiblement pluvieux selon les trois produits et comparaison des intensités, moyenne (imoy) et max (imax) pendant la période 1959-2010 et sur l'ensemble du bassin de la Durance.

Précipitations La figure 4.15 montre la répartition des précipitations journalières pendant le mois de janvier 1978 sur le bassin de la Durance. Ce mois de janvier est un exemple intéressant car il présente sur l'ensemble du bassin un fort contraste entre les cumuls mensuels issus de SPAZM et ceux issus de SAFRAN. Sur cette figure les cumuls mensuels de précipitations SPAZM et DuO sont indiqués, identiques par construction et plus élevés que celui issu de SAFRAN. Les dynamiques de SAFRAN et de SPAZM sont très similaires bien que différentes dans les proportions, induisant nécessairement une légère différence des cumuls journaliers entre DuO et SPAZM.

Le tableau 4.7 vient compléter la figure précédente. On constate notamment qu'il y a beaucoup plus de jours sans pluie selon la réanalyse SAFRAN, ils comptent pour environ 24 % de la période contre 17 % selon SPAZM. Ces écarts sont cependant très vite réduits quand on considère les jours où il précipite moins de 1 mm/jour en moyenne sur le bassin. La différence de jours sans pluie selon SAFRAN et selon DuO vient de la correction faite lors des mois où le cumul mensuel de SAFRAN est nul et celui de SPAZM ne l'est pas.

Etant donné que l'on augmente le cumul mensuel conformément à celui indiqué par SPAZM et que DuO suit la dynamique temporelle de SAFRAN qui indique plus de jours sans précipitation, l'intensité moyenne journalière de DuO, imoy, est plus élevée. Toutefois, les intensités maximales entre SPAZM et DuO sont très proches, tel qu'illustré le 28 janvier 1978 sur la figure 4.15.

Enfin, les effets de la désagrégation temporelle des précipitations SPAZM sur les simulations de GR4J ont été testés par l'équipe de recherche d'IRSTEA Antony (Chauveau, 2012). Ce travail montre que les simulations utilisant les précipitations SPAZM journalière et celles utilisant les précipitations DuO journalières sont quasi-identiques, les performances de ces deux simulations s'écartant au maximum de 0.03 sur les scores de Nash-Sutcliffe (cf. équation 4.1) calculés sur les débits journaliers pour 18 sous-bassins de la Durance et sur une période de 30 ans.

Températures Le critère de Nash-Sutcliffe (équation 4.1) calculé entre les séries journalières de températures SPAZM et DuO est de 0.99 sur le bassin versant de la Durance et sur la période 1960-2005. Il y a donc également très peu de différences sur les températures journalières entre SPAZM et DuO.

4.4.5 Sensibilité des simulations hydrologiques aux forçages atmosphériques

4.4.5.1 Simulations

Nous avons réalisé trois simulations avec le modèle CLSM pour évaluer les forçages atmosphériques via les différences de réponses du modèle. Ces trois simulations sont :

- **SAF** : simulation utilisant l'ensemble des données SAFRAN
- **DuO** : simulation utilisant l'ensemble des données DuO
- **SAF-Pmaj** : simulation utilisant les précipitations de DuO et les autres variables issues de SAFRAN

Aucun calage n'a été effectué. Tous les paramètres sont prescrits a priori à partir des bases de données présentées dans la section 4.2 et le jeu de paramètres utilisé ici est noté θ_0 (cf. tableau 3.2). Une période d'initialisation de trois ans précèdent les trois simulations qui sont analysées de 1980 à 2009. Les simulations dépendent ainsi uniquement du type de forçage atmosphérique utilisé.

Les résultats de simulations sont confrontées aux observations de débits (cf. section 4.3) ramenées à des lames d'eau écoulées et moyennées sur 10 jours (temps supérieur au temps de transfert du bassin) afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire les observations. Deux critères statistiques sont utilisés pour quantifier les performances du modèle : le critère de Nash-Sutcliffe et le biais relatif (cf. équations 4.1 et 4.2).

4.4.5.2 Résultats

La figure 4.16 compare les résultats des trois simulations sur le bassin versant à l'amont de Serre-Ponçon (BVE 1 à 8 sur la carte 4.1) sur les précipitations, les écoulements, l'équivalent en eau du manteau neigeux et l'évapotranspiration. Nous avons choisi de présenter les résultats sur un bassin montagneux car nous avons vu précédemment que l'intérêt d'utiliser SPAZM concernait principalement les précipitations dans les zones en altitude.

Répartition pluie/neige Par construction, les précipitations totales en entrée de la simulation DuO sont égales à celles de la simulation SAF-Pmaj comme le montre la figure 4.16a. Cependant, la répartition pluie/neige est différente car la température utilisée n'est pas la même. La quantité de neige moyenne annuelle en entrée de la simulation DuO est de 545 mm/an contre 552 mm/an en entrée de SAF-Pmaj, i.e. 1% de moins que SAF-Pmaj (tableau 4.8). La simulation SAF, quant à elle reçoit beaucoup moins de neige que les deux autres avec 457 mm/an (tableau 4.8). Ces différences de précipitations ont des conséquences importantes sur les simulations de débits et de stock de neige en particulier entre la simulation SAF et les deux autres (figure 4.16b et c respectivement).

Evapotranspiration D'après la figure 4.16d, le taux d'évapotranspiration simulé est plus élevé selon DuO que selon SAF car les précipitations plus importantes de DuO permettent de réduire le stress hydrique. Les taux d'évapotranspiration simulés par DuO et SAF-Pmaj sont proches. Notons, cependant, que pendant les mois de mai et juin, l'évapotranspiration de SAF-Pmaj est plus faible que celle de DuO, ce qui coïncide avec des écoulements simulés par SAF-Pmaj plus importants que ceux de DuO. L'énergie disponible semble être alors utilisée pour la fonte plutôt que pour l'évapotranspiration. De manière générale, les différences entre les simulations d'évapotranspiration ne sont pas très importantes (figure 4.16d). A partir du bilan d'eau, on peut donc dire que les différences observées sur les écoulements simulés entre SAF et les deux autres simulations proviennent essentiellement des différences de précipitation.

Stock de neige et écoulement Etant donné que la simulation SAF reçoit moins de pluie et moins de neige, les écoulements et les stocks de neige simulés sont beaucoup plus faibles que ceux issus des deux autres simulations. Cependant, bien que les différences de précipitations solides entre DuO et SAF-Pmaj soient faibles, on constate un stock de neige simulé par SAF-Pmaj légèrement plus abondant que celui simulé par DuO, en moyenne 5 % de plus sur le maximum annuel d'équivalent en eau du manteau neigeux (figure 4.16c et tableau 4.8). Ceci est dû à :

1. la plus grande quantité de précipitations neigeuses dans cette simulation,
2. la plus faible température de SAF-Pmaj comparée à celle de DuO retardant ainsi la fonte

Ces différences de stock de neige ont un impact direct sur la lame d'eau écoulée. En effet, les pics de crue simulés dus à la fonte de la neige diffèrent entre la simulation DuO et la simulation SAF-Pmaj. Celui de SAF-Pmaj est plus fort et légèrement retardé par rapport à celui simulé par DuO (figure 4.16b). Ce retard de l'onde de fonte a un impact direct sur l'évapotranspiration comme mentionnée ci-dessus car le début de la fonte détermine le début de la croissance des plantes et donc de l'évapotranspiration (Keller et al., 2005). Par conséquent, la quantité d'eau écoulée à l'échelle annuelle, selon SAF-Pmaj est légèrement plus importante que selon DuO, *i.e.* 1 % (tableau 4.8). Autrement dit, la quantité d'eau écoulée est plus importante lorsqu'il y a plus de neige stockée sur le bassin.

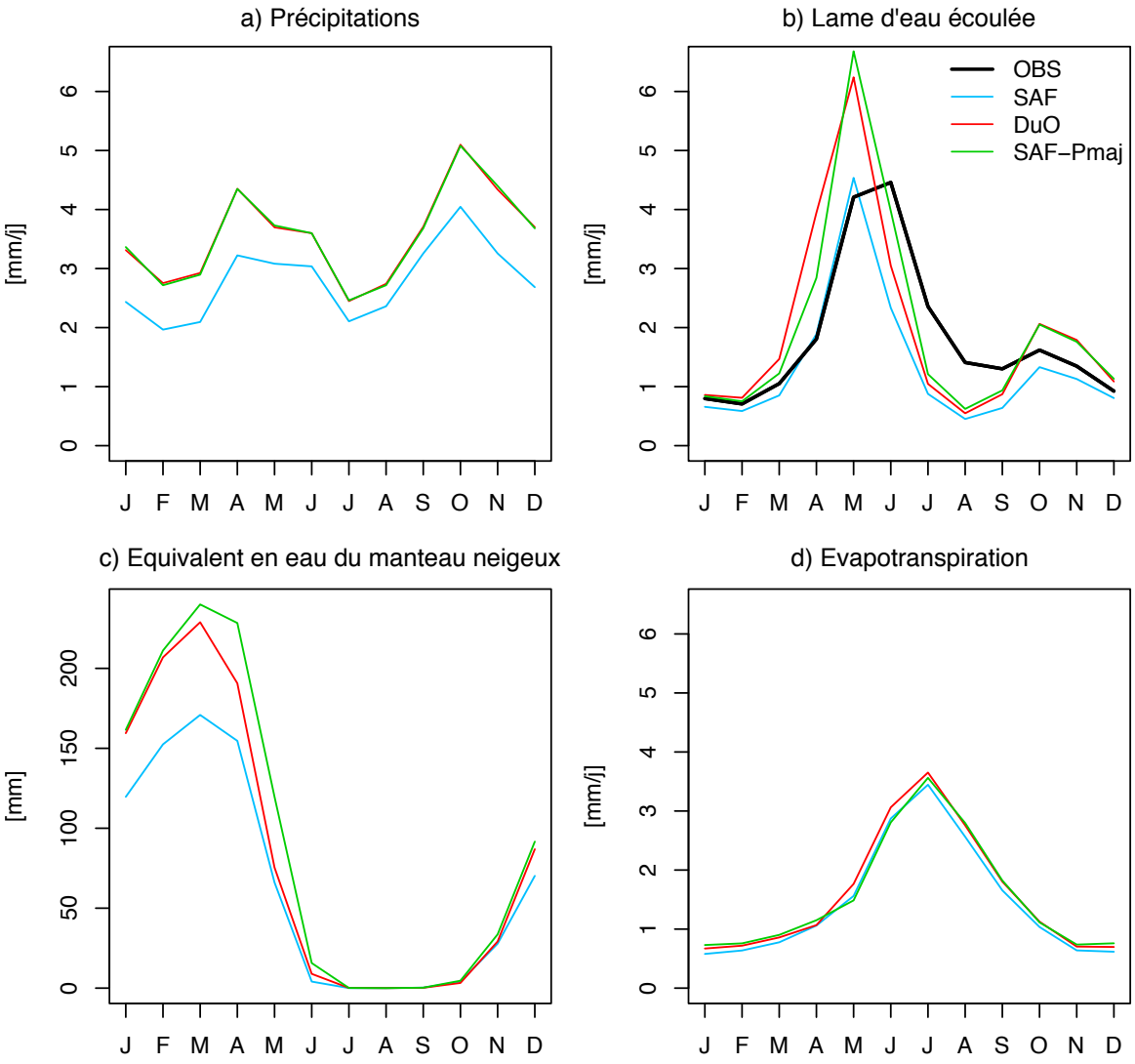


FIGURE 4.16 – Comparaison des cycles saisonniers selon les forçages atmosphériques utilisés pour quatre variables : les précipitations totales, la lame d'eau écoulée, le stock de neige et l'évapotranspiration. Ces cycles saisonniers sont calculés sur le bassin versant à l'amont de Serre-Ponçon (BVE 1 à 8) et moyennés sur la période 1980-2009.

	P mm/an	T_s mm/an	T_a °C	R mm/an	E mm/an	max(SWE) mm
SAF	1021	457	3.35	489	531	222
DuO	1299	545	4.43	724	575	289
SAF-Pmaj	1299	552	3.35	731	567	305

Tableau 4.8 – Comparaison entre les simulations SAF, DuO et SAF-Pmaj des moyennes annuelles de précipitation totale, P, précipitations solides, P_s, températures de l'air, T_a, lames d'eau écoulées, R, évapotranspiration E et maximum annuel de stock de neige sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. Ces moyennes sont calculées entre 1980 et 2009.

Comparaison à des observations de débits Les simulations reproduisent mal la dynamique saisonnière des débits et en particulier le pic de crue printanier due à la fonte de la neige et l'amélioration dans CLSM de la représentation des processus nivaux fait l'objet du prochain chapitre. Pour l'instant, nous avons considéré les simulations brutes de CLSM, sans aucun calage, les scores de Nash-Sutcliffe (équation 4.1) habituellement utilisés pour évaluer les performances d'un modèle sont négatifs pour les trois simulations et ont donc peu d'intérêt pour apprécier les simulations. L'utilisation du biais est plus pertinente pour évaluer la qualité des forçages. Sur le bassin versant dont l'exutoire est Serre-Ponçon, SAF produit 27 % de moins d'écoulement que ce qui est observé. DuO simule au contraire plus d'eau écoulée par rapport aux observations (+7.9%) et SAF-Pmaj aussi (+ 9.1 %).

Le biais a aussi été calculé pour 16 stations représentées sur les cartes 4.17. La station la plus en aval, au pont de Mallemort, ne possède pas une chronique observée assez longue pour pouvoir évaluer correctement les simulations (cf. tableau 4.3). Les lames d'eau écoulées sont sous-estimées avec la simulation SAF sur l'ensemble du bassin de la Durance et en particulier à l'amont du bassin où la composante nivale est importante. Les cartes 4.17b et c, pour DuO et SAF-Pmaj respectivement se ressemblent. Elles présentent de bien meilleurs résultats sur l'amont du bassin mais ont tendance à surestimer les écoulements à l'aval du bassin. Finalement, c'est la simulation DuO qui affiche les meilleurs résultats : 10 stations sur 16 présentent des biais inférieurs à 10%.

Les biais des simulations DuO et SAF-Pmaj sont importants pour la station de l'Asse à la Clue de Chabrière, à l'exutoire du BVE 16 (cf. carte 4.1), avec 25% et 26.9% de biais respectivement. Toutefois compte-tenu des résultats sur les autres stations, il semble légitime de remettre en question les observations de débits à cette station.

4.4.6 Conclusion

Cette section présente une hybridation de deux réanalyses atmosphériques complémentaires sur le bassin de la Durance. Le produit de cette hybridation, appelé DuO, fournit l'ensemble des variables atmosphériques nécessaires aux modèles de surface au pas de temps horaire et à la résolution de 1 km^2.

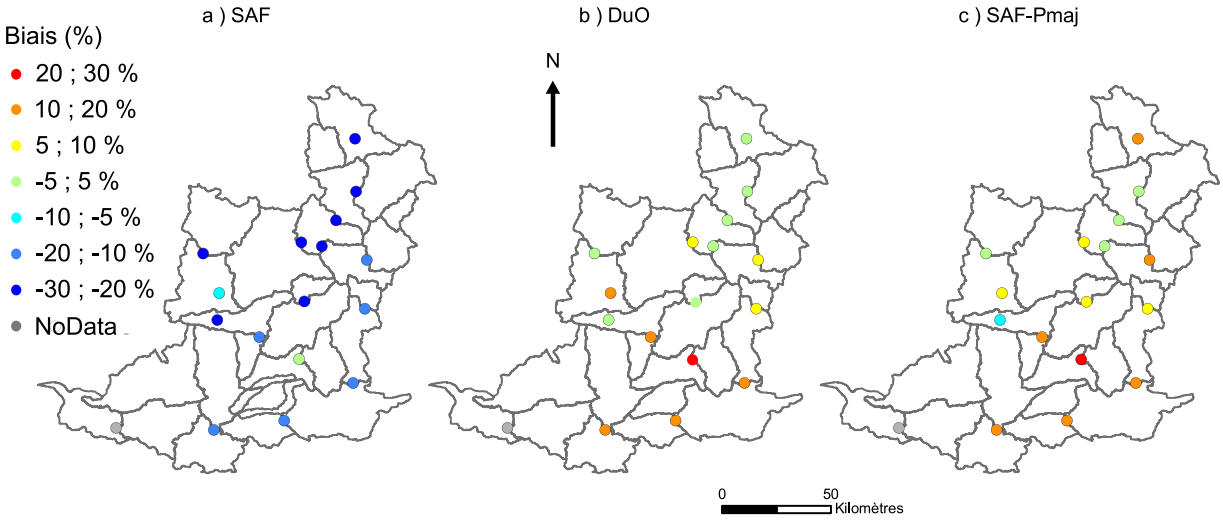


FIGURE 4.17 – Cartes présentant les biais des lames d'eau écoulées simulées par rapport à celles observées à l'amont de différentes stations du bassin. Les trois cartes présentent les biais calculés pour les simulation a) SAF, b) DuO et c) SAF-Pmaj.

Nous avons d'abord montré que l'utilisation de DuO grâce à la réanalyse SPAZM permet de prendre en compte des précipitations en altitude qui n'avaient pas été mesurées dans SAFRAN. Les différences de température entre DuO et SAFRAN semblent directement liées aux différences de précipitations via l'utilisation d'un gradient altimétrique différent selon les saisons. L'utilisation de gradients altimétriques différents selon les saisons a été vivement recommandée dans la littérature notamment par Minder et al. (2010). Enfin les différences de tendance constatées sur les températures sont expliquées par l'utilisation de la moyenne arithmétique des températures minimales et maximales journalières pour approximer la température moyenne journalière de SPAZM. Les modèles conceptuels du projet R^2D^2-2050 utilisent les données SPAZM au pas de temps journalier, nous nous sommes aussi assurés que l'utilisation de valeurs mensuelles et non journalières pour corriger le signal horaire de SAFRAN ne déformait pas la distribution infra-mensuelle de SPAZM.

Un test de sensibilité des simulations aux forçages atmosphériques a enfin été effectué à l'aide du modèle CLSM et a montré l'impact fort des précipitations sur les simulations de lame d'eau écoulée. Les différences de simulations induites par des différences de température arrivent au second plan et restent limitées. Les biais calculés entre les écoulements simulés et observés sont en moyenne plus faibles sur l'ensemble du bassin pour le nouveau produit atmosphérique DuO.

Le produit DuO permet ainsi de bénéficier d'une description plus fine des variables atmosphériques et plus réaliste des volumes d'eau apportés au bassin. Nous sommes conscients de ne pas avoir éliminer toutes les incertitudes associées aux forçages mais nous nous sommes efforcés de les réduire au maximum afin de limiter la répercussion de ces incertitudes dans les réponses des modèles hydrologiques.

4.5 Projections climatiques régionales

Les projections climatiques utilisées dans cette thèse ont été construites lors du projet RIWER 2030 (Hingray et al., 2013) et étendues à l'ensemble du bassin de la Durance. Un important travail de la thèse de Lafaysse (2011b) a consisté à analyser et évaluer ces projections climatiques, nous nous bornerons ici à décrire leurs principales caractéristiques et à décrire la manière dont elles ont été construites sur l'ensemble du bassin de la Durance. Pour plus de détails sur les projections climatiques, le lecteur pourra se référer à la thèse mentionnée ci-dessus.

4.5.1 Scénarios d'émission de gaz à effet de serre

Toutes les projections climatiques de cette thèse utilisent un même forçage radiatif[8] calculé à partir du scénario socio-économique A1B (Nakicenovic and Swart, 2000). Ce scénario a été élaboré pour les 3ème et 4ème rapports du GIEC et fait partie de la famille des scénarios *A1* décrivant une croissance économique et démographique rapide dont le pic se situe au milieu du XXIe siècle. Ces scénarios supposent une convergence culturelle et économique parmi les différentes régions du monde et une homogénéisation du revenu par habitant. Le scénario A1B envisage un équilibre entre les différentes sources d'énergie permettant une diminution des émissions à partir de 2050. Les concentrations de GES dans l'atmosphère continuent néanmoins à augmenter jusqu'en 2100. En termes d'émissions de GES, le scénario A1B constitue un scénario médian parmi l'ensemble des SRES comme l'illustre la figure 4.18.

8. Changement du bilan radiatif en W/m^2 (rayonnement incident moins rayonnement réfléchi) au sommet de la troposphère dû à un changement d'un des facteurs d'évolution du climat (e.g la concentration des GES dans l'atmosphère)

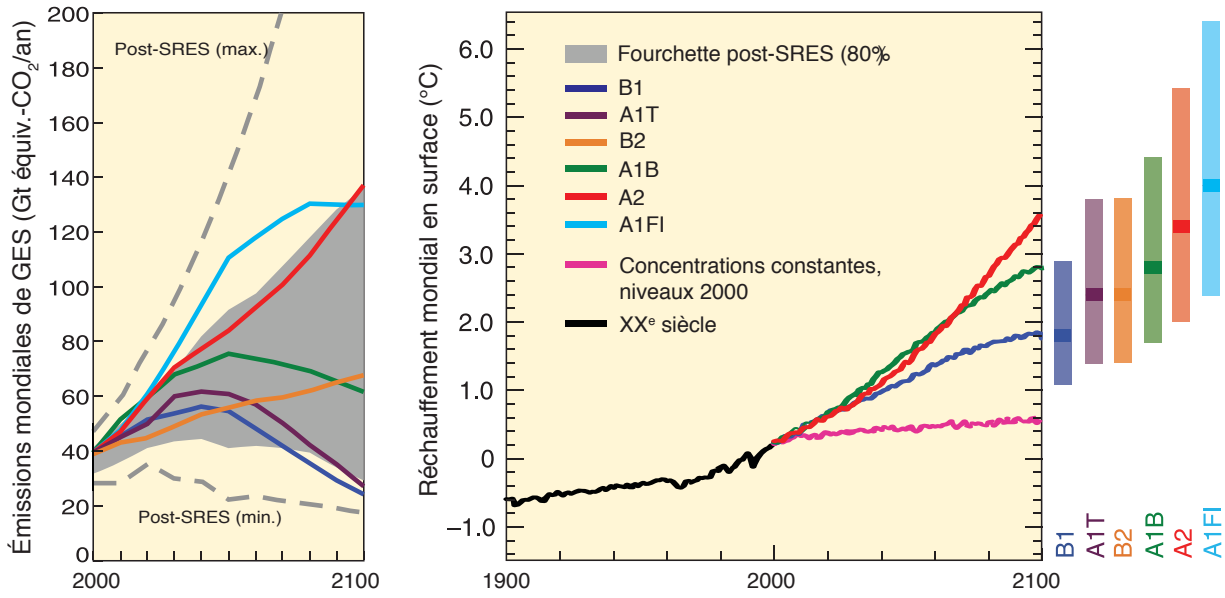


FIGURE 4.18 – Scénarios d'émissions de GES pour la période 2000-2100 (en l'absence de politiques climatiques additionnelles) et projections relatives aux températures atmosphériques (extrait de GIEC (2007)) a) Emission mondiales de GES (en Gt équiv-CO2) pour les scénarios SRES (les six lignes en couleur) et intervalle au 80ème percentile des scénarios publiés depuis (enveloppe grise), b) moyennes mondiales multi GCM de évolution des températures de surface pour les scénarios SRES. Les barres sur la droite précisent la valeur la plus probable (zone foncée) et la fourchette probable correspondant aux six scénarios de référence du SRES pour la période 2090-2099. Tous les écarts de température sont calculés par rapport à la moyenne sur 1980-1999.

Quelques mots sur l'AR5

Le GIEC a été créé en 1988 par deux institutions des Nations Unies : l'organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE). Le GIEC a pour objectif d'évaluer l'état des connaissances les plus avancées relatives au changement climatique. Pour ce faire, des exercices d'intercomparaison de modèles de climat sont mis en place à la suite de quoi des rapports d'évaluation sont rédigés : quatre ont été publiés entre 1990 et 2007 et la partie scientifique du dernier rapport, l'AR5, a été publiée en octobre 2013. Pour ce dernier rapport, de nouveaux forçages radiatifs sont proposés et une nouvelle génération de modèles de climat a été utilisée. Habituellement, les forçages radiatifs provenaient de scénarios d'évolution socio-économiques, les SRES (du nom du rapport spécial publié en 2000 pour les présenter *Special Report on Emissions Scenarios*) (Nakicenovic and Swart, 2000). Depuis le dernier rapport du GIEC (IPCC, 2013), l'AR5, la démarche a changé, le GIEC propose maintenant directement des profils d'évolution des forçages radiatifs, appelés RCPs pour *Representative concentration pathways* (Moss et al., 2010) qui servent aux sociologues et aux économistes pour élaborer des scénarios. Techniquement, cela ne change pas grand chose pour les climatologues. La nouvelle génération de modèles de climat comprend notamment un cycle interactif du carbone, une modélisation de la chimie et du transport des aérosols et une prise en compte des changements d'occupation des sols. La figure 4.19 montre que l'augmentation des températures du précédent exercice, CMIP3, est moins linéaire que celle de CMIP5 (figure 4.19). Cette différence pourrait s'expliquer par l'intégration des forçages solaire et volcanique dans les scénarios RCPs et une meilleure prise en compte de l'effet indirect des aérosols par les GCMs (Knutti and Sedláček, 2013). On constate que la gamme des projections augmentent avec les scénarios RCPs. Ceci est due au fait que l'on considère pour la première fois un scénario intégrant les effets de politiques de réduction des GES. De manière générale les projections de températures mondiales obtenues pour l'AR5 sont très similaires à celles obtenues lors du précédent rapport, l'AR4. Les structures spatiales des températures et des précipitations sont également cohérentes entre les deux rapports.

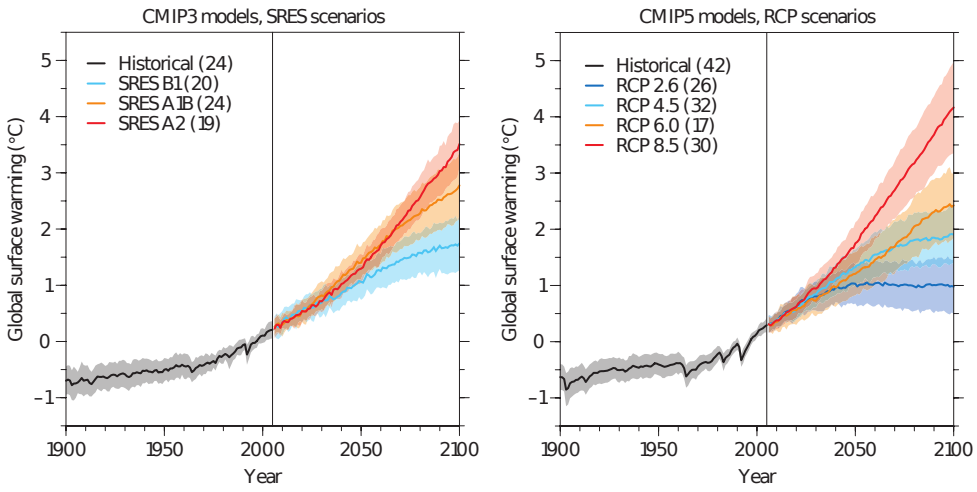


FIGURE 4.19 – Evolution des anomalies (moyenne ± écart-type) de températures de surface moyennes par rapport à 1986-2005 pour les scénarios SRES utilisés dans CMIP3 et les RCPs utilisés dans CMIP5. Le nombre de modèles de climat utilisés est donné entre parenthèses. Extrait de Knutti and Sedláček (2013).

Institut	Modèle	RA	Run	Acronyme	Références
CNRM (France)	CNRM-CM3.3	T63L31	1	CNCM33-1	Salas-Mélia et al. (2005)
FUB (Allemagne)	EGMAM2	T30L39	3	EGMAM2-3	Huebener et al. (2007)
DMI (Danemark)	ECHAM5-C	T31L19	1	DMIEH5C-1	May (2008)
			2	DMIEH5C-2	
			3	DMIEH5C-3	
MPI (Allemagne)	ECHAM5-C	T31L19	1	MPIEH5C-1	Brasseur and Roeckner (2005)
			2	MPIEH5C-2	
			3	MPIEH5C-3	
IPSL (France)	IPSL-CM4_v2	N72L19	1	IPCM4-1	Dufresne et al. (2005)
			2	IPCM4-2	
			3	IPCM4-3	

Tableau 4.9 – Listes des différents GCMs et leurs runs associés utilisés dans cette thèse. RA est la résolution atmosphérique, les résolutions horizontales T63, T30/31 et N72 correspondent à approximativement $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$, $3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$ et $1.67^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ respectivement en latitude × longitude. Les deuxièmes termes de la résolution atmosphérique, L31, L39 et L19 indiquent le nombre de niveaux verticaux considérés dans l'atmosphère.

4.5.2 Simulations climatiques

Les simulations climatiques proviennent de l'expérience STREAM2 du projet européen ENSEMBLES (ENSEMBLES, 2009; Johns et al., 2011). Les simulations ENSEMBLES présentent plusieurs avantages par rapport aux simulations CMIP3 :

- les résultats de simulation sont fournies sur toute la période 1860-2100 alors que les sorties CMIP3 couvrent des périodes disjointes (1961-2000, 2046-2065 et 2081-2100). La totalité de la période disponible n'a pas été utilisée dans le cadre de cette thèse mais seulement la période 1960-2065, ceci afin de limiter les temps de calcul.
- Certains GCMs du projet ENSEMBLES intègrent de nouvelles évolutions par rapport aux modèles ayant participés à CMIP3 (inclusion d'un cycle interactif du carbone, modélisation de la chimie et du transport des aérosols, prise en compte des changements d'occupation des sols) et peuvent être vus comme des prototypes des modèles participant au projet CMIP5 (ENSEMBLES, 2009).

Les 11 simulations climatiques du tableau 4.9 sont issues de quatre GCMs dont plusieurs ont été initialisés à partir de conditions différentes. L'intérêt de considérer plusieurs runs d'un même GCM est de prendre en compte la variabilité interne du climat de grande échelle, qui est potentiellement importante, et d'augmenter ainsi la robustesse statistique des sorties. L'échantillon de simulations climatiques que nous considérons n'est toutefois pas équilibré dans le sens où un seul run est considéré pour deux modèles (CNRM-CM3.3 et EGMAM2), trois pour le modèle IPSL-CM4 et six pour le modèle ECHAM5-C.

La résolution horizontale de ces GCMs est trop grossière pour que les sorties puissent être directement utilisées en entrée des modèles hydrologiques (la superficie du bassin versant de la Durance est entièrement incluse dans une maille de GCM). Nous

avons donc eu recours à des modèles de régionalisation aussi appelées modèles de descente d'échelle (issue de l'expression anglaise *downscaling*).

4.5.3 Modèles de descente d'échelle statistiques

4.5.3.1 Principe général

De manière générale, deux types d'approches existent parmi ces modèles de descente d'échelle :

- l'approche dynamique,
- l'approche statistique.

L'approche dynamique consiste principalement à affiner la résolution de la modélisation climatique par l'utilisation de modèles de climat régionaux (RCM, de l'anglais *Regional Climate Model*), forcés aux limites latérales par les sorties du GCM (Jones et al., 1995; Seneviratne et al., 2006). Une alternative aux RCMs développée principalement en France (IPSL et CNRM) est d'utiliser le même GCM dont le maillage horizontal est resserré autour d'un point afin de modéliser plus finement une région en particulier (Gibelin and Déqué, 2003; Hourdin et al., 2006). Cette approche a l'inconvénient de nécessiter une importante ressource informatique.

L'approche statistique, quant à elle, s'appuie sur le principe que le climat à l'échelle locale peut s'expliquer par des phénomènes atmosphériques à grande échelle. L'enjeu consiste à relier les circulations atmosphériques globales aux observations faites à l'échelle locale. Une hypothèse forte de ce type d'approche est que les liens entre échelle synoptique et échelle locale sont considérés comme invariants.

Trois modèles de descente d'échelle issus de l'approche statistique (MDES) (Maraun et al., 2010) ont été adoptés dans le cadre du projet R^2D^2-2050 :

- ANALOG (Guilbaud, 1997),
- DSCLIM (Boe, 2007) et
- D2GEN (Mezghani and Hingray, 2009).

La figure 4.20 illustre le principe général des deux premiers modèles.

Ces modèles se basent sur des prédicteurs grande échelle tels que les champs de pression, de température ou d'humidité relative pour sélectionner dans le passé des jours présentant des similarités avec le jour simulé considéré. Les variables météorologiques à l'échelle locale des jours passés retenus, aussi appelées prédictands [9], peuvent être transférées alors au jour cible moyennant une possible correction notamment pour la température. De cette manière, on construit à partir d'une combinaison de jours passés analogues un scénario de variables atmosphériques locales. Chaque modèle est caractérisé par ses prédicteurs, ses prédictands, le domaine spatial sur lequel les prédicteurs sont considérés et la technique de descente d'échelle utilisée, i.e la méthode qui lie prédicteur/prédictand. Ces trois modèles sont de type *perfect prognosis*, ils ne prennent pas en compte les biais des GCM et n'apporte donc

9. Un prédicteur et un prédictand sont généralement différents mais ils peuvent aussi se référer à une même variable à des échelles spatiales différentes (synoptique vs locale).

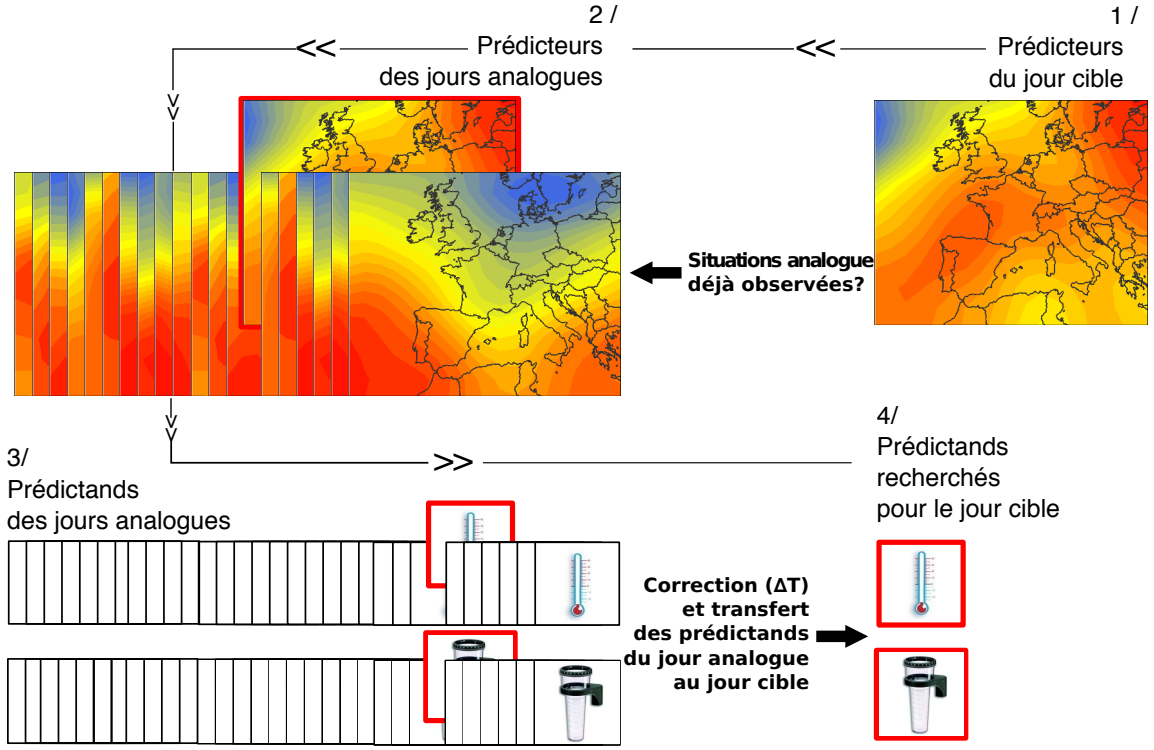


FIGURE 4.20 – Principe général des méthodes de descente d'échelle statistiques DSCLIM et ANALOG. D'après Brigode (2013)

aucune correction aux sorties de GCM (considérées parfaites d'où le nom de ce type de modèle) (Shafer and Fuelberg, 2008).

4.5.3.2 ANALOG

Le modèle ANALOG est développé par EDF pour la prévision hydrométéorologique et présente une version particulière de la **méthode des analogues** introduite par Lorenz (1969). Ce modèle est très couramment utilisé par les hydrologues français et a fait l'objet de récentes études focalisées sur la régionalisation des précipitations en France (Radanovics et al., 2013; Chardon et al., 2014). Les prédicteurs du modèle ANALOG sont les hauteurs de géopotentiels à 700hPa et 1000 hPa pour les jours J et $J+1$. Les jours analogues sont sélectionnés en minimisant la somme des distances de Teweles and Wobus (1954) entre les quatre prédicteurs et leur prédictands. Les journées potentiellement analogues sont finalement triées en fonction de ces distances. Une correction de température, ΔT, est appliquée au jour analogue en fonction de la différence d'épaisseur de la couche 1000-700hPa entre le jour cible et le jour analogue. Enfin, la recherche d'analogues est restreinte à une période calendaire de plus ou moins 60 jours autour du jour étudié pour assurer la cohérence physique de certaines variables très influencées par la saison (*e.g* les rayonnements solaire et atmosphérique incidents).

4.5.3.3 DSCLIM

Le modèle DSCLIM a été développé lors de la thèse de Boe (2007) sur toute la France. Parmi les différentes versions de ce modèle testées sur l'amont du bassin de la Durance par Lafaysse (2011b), nous utilisons la version DSCLIM-11. Le modèle DSCLIM est basé sur une approche par **type de temps** ou régime de temps. Lors d'une phase d'apprentissage, les circulations atmosphériques caractérisées par deux prédicteurs, la pression réduite au niveau de la mer et la température de l'air à 2 m, sont classées en dix types de temps. La sélection de l'analogue dans l'historique est conditionné à (1) l'appartenance à un même type de temps du jour cible et du jour analogue et (2) à la proximité du jour analogue au jour cible en terme d'indices de précipitations et de températures, les premiers étant dérivés, pour chaque jour de la période considérée, sur la base des distances entre le jour en question et les centroïdes des différents types de temps. La journée analogue retenue dans le scénario résulte du tirage aléatoire d'un jour parmi les analogues les plus proches appartenant au même type de temps (distance euclidienne). La recherche d'analogues est restreinte à une période calendaire de plus ou moins 10 jours autour du jour étudié. Pour finir, la différence à l'échelle synoptique entre la température du jour analogue et celle du jour cible, ΔT, est utilisée pour corriger la température locale.

4.5.3.4 D2GEN

Le modèle D2GEN a été développé par Mezghani and Hingray (2009) et la version utilisée ici est la version D2GEN-22. Ce modèle fonctionne suivant quatre étapes :

1. La première étape consiste à utiliser des **fonctions de transfert** (Modèles Linéaires Généralisés) entre des prédicteurs (grande échelle) et des indices régionaux de précipitations (la probabilité d'occurrence et la hauteur des précipitations) et de température. Les prédicteurs utilisés peuvent être distingués en deux catégories : des prédicteurs basés sur la circulation atmosphérique (la pression réduite au niveaux de la mer et des champ de hauteurs de géopotentiels 700 hPa) et des prédicteurs thermodynamiques (la température de l'air, l'humidité relative et l'humidité spécifique à 700 hPa).
2. Pour chaque indice régional (probabilité d'occurrence d'un jour pluvieux, hauteur précipitée et température), l'étape précédente fournit l'espérance d'une loi de probabilité (respectivement loi binomiale, gamma et normale) dont on va tirer aléatoirement une réalisation (Lafaysse, 2011b).
3. Cette réalisation obtenue pour un jour donné va permettre d'identifier les analogues les plus proches de ces indices régionaux (distance euclidienne). La recherche d'analogues est restreinte à une période de plus ou moins 30 jours autour du jour étudié.
4. Enfin, on applique une correction de température ΔT afin que les valeurs moyennes régionales ainsi produites correspondent aux températures générées par les fonctions de transfert.

Ce dernier modèle diffère des deux autres en court-circuitant l'étape 2 de la figure 4.20 via l'utilisation des fonctions de transfert.

4.5.3.5 Rééchantillonnage dans DuO

Chacun des MDES fournit des chroniques de jours analogues et de corrections journalières de températures, ΔT, supposés homogènes sur l'ensemble du bassin. Ces chroniques permettent de rééchantillonner les variables atmosphériques dans la base de données DuO du 1eraoût 1959 au 31 juillet 2065 à partir d'un ensemble de jours analogues compris du 1eraoût 1980 au 31 juillet 2005. Les températures DuO horaires sélectionnées pour les jours analogues sont corrigées en fonction des ΔT imposés de manière uniforme sur toute la journée. Les autres variables météorologiques sont ensuite corrigées en conséquence afin de conserver une cohérence dans les forçages. Ainsi, les cumuls de précipitations solides et liquides sont ensuite rectifiés en considérant une température seuil de répartition pluie/neige, , $T* = 1^{\circ}$C. Le rayonnement infra-rouge et l'humidité spécifique de l'air sont également modifiés en conservant l'humidité relative du jour analogue (cf annexes A.2.2). Le maintien d'une humidité relative constante est cohérent avec les observations de Soden et al. (2002) et les projections du GIEC (IPCC, 2013). Une chronique de ET_0 est finalement calculée à partir des variables modifiées. La contrainte de recherche des analogues dans une même période calendaire garantit une certaine cohérence pour les variables telles que le rayonnement solaire qui dépendent fortement de la saison. Le scénario ainsi construit fournit des données horaires de l'ensemble des variables atmosphériques incluses au pas de temps horaire et sur la grille de 1 km^2

Ces modèles présentent tous une ou plusieurs composantes stochastiques, provenant du rééchantillonnage de jours analogues dans la période passée et/ou de la technique de descente d'échelle (e.g étape 2 du modèle D2GEN). Ils peuvent ainsi produire un certain nombre de scénarios régionaux à partir d'une même situation synoptique tous, théoriquement, aussi bons les uns que les autres. Ces composantes stochastiques permettent de prendre en compte les incertitudes associées aux relations existantes entre échelle synoptique et échelle locale : des situations grande échelle quasi-identiques peuvent avoir des effets régionaux très différents (Roebber and Bosart, 1998; Hingray and Saïd, 2014). On parle aussi de variabilité interne du climat petite échelle. Afin d'évaluer de manière plus robuste les impacts régionaux du changement climatiques, dix réalisations pour chacun des MDES sont considérées. Ces dix réalisations proviennent d'une population de 100 réalisations utilisées dans la thèse de Lafaysse (2011b) qui ont été échantillonnées de manière à respecter les distributions de changement suivant la méthode par hypercube latin de Vidal and Hingray (2013).

4.5.4 Synthèse des combinaisons utilisées

Les projections climatiques régionales utilisées dans cette thèse sont construites à partir de chacun des maillons décrits précédemment. La figure 4.21 récapitule la chaîne de construction des 330 projections utilisées dans cette thèse. Un seul forçage radiatif (A1B) est utilisé pour forcer quatre modèles climatiques dont certains sont initialisés à partir de conditions différentes ; 11 projections climatiques à grande échelle sont alors obtenues. Trente réalisations provenant de trois MDES sont ob-

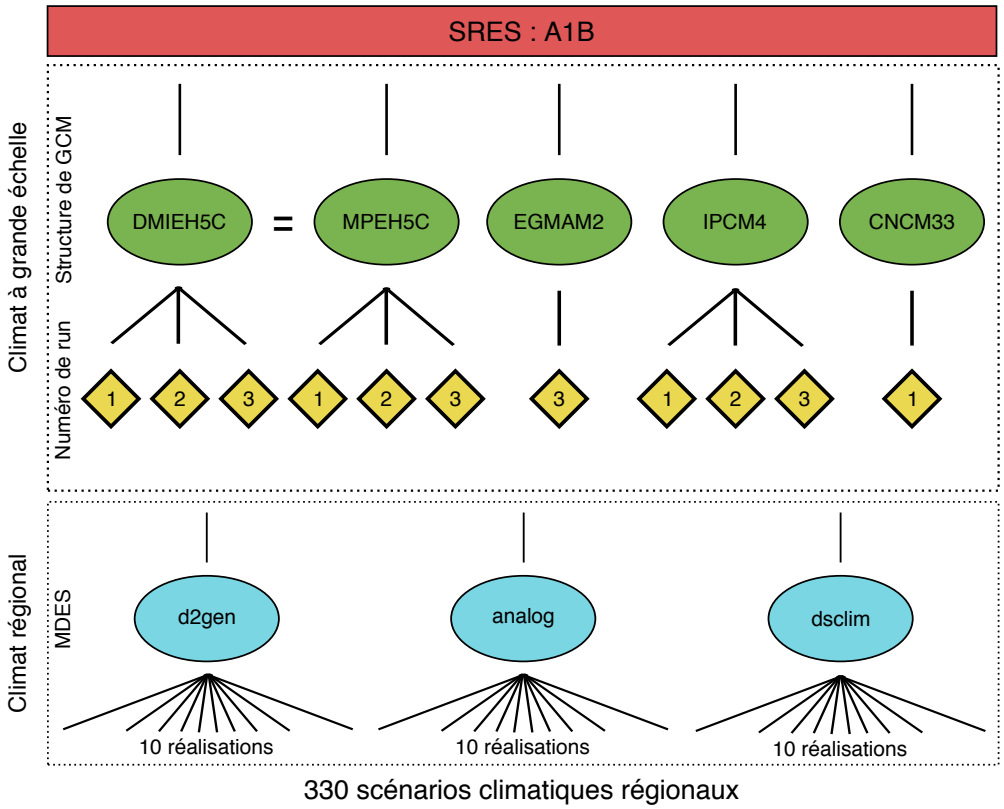


FIGURE 4.21 – Synthèse des projections climatiques régionales utilisées

tenues à partir des 11 projections climatiques globales afin d'obtenir 330 projections climatiques régionales. Ces projections sont continues sur la période allant du 1eraoût 1959 au 31 juillet 2065 et son analysées dans le chapitre 7.

5 Amélioration de la représentation des processus nivaux dans CLSM

5.1 Résumé introductif

Ce chapitre est constitué d'un article en anglais qui a été publié dans la revue *Journal of Hydrometeorology* (Magand et al., 2013).

Les processus nivaux dans les modèles de surface jouent un rôle important dans les rétroactions de la surface vers l'atmosphère car ils interviennent à la fois dans le bilan d'eau et dans le bilan d'énergie. La neige intervient notamment dans le bilan radiatif via son albédo élevé et constitue ainsi une importante rétroaction de la surface vers l'atmosphère. D'autre part, la neige est également responsable de forts constrastes saisonniers dans les régimes hydrologiques observés en montagne. En hiver, le manteau neigeux agit comme un réservoir d'eau naturel qui stocke l'eau puis la libère au printemps et en été pendant la fonte (chapitre 1). Dans le cadre de cette thèse, simuler correctement la dynamique nivale revêt un enjeu majeur sur la partie amont du bassin de la Durance car la fonte constitue le principal apport d'eau au barrage de Serre-Ponçon (entre 300 et 800 m^3/an d'après Balland et al. (2002)), surnommé le chateau d'eau de la Provence.

La première simulation réalisée par CLSM est la simulation **DuO** de la section 4.4.5 dont les paramètres sont fixés à priori. Cette simulation n'est manifestement pas satisfaisante car elle reproduit mal la dynamique saisonnière (cf figure 4.16). Les paramètres hydrodynamiques ont alors été calés manuellement en utilisant les critère de Nash-Sutcliffe et du biais (équations 4.1 et 4.2) sur des lames d'eau écoulées décadaires. Ce calage a permis d'améliorer grandement les simulations en moyenne Durance comme on le verra dans le chapitre suivant. Cependant, la dynamique de fonte dans les bassins où la contribution nivale est importante n'a pu être reproduite correctement. En effet, malgré le calage de ces paramètres, la fonte simulée par CLSM est en avance et trop abrupte par rapport aux observations (cf. figure 5.8a en rouge).

Le module de neige de CLSM s'est pourtant révélé performant dans d'autres études (Stieglitz et al., 2001; Gascoin et al., 2009b) mais celles-ci avaient comme support des zones géographiques très différentes. L'étude de Stieglitz et al. (2001) sur le continent nord-américain considère des BVE de 5000 km^2 en moyenne, c'est à dire dix fois plus grands que les BVE considérés ici (cf tableau 5.1). D'autre part, l'étude de Gascoin et al. (2009b) a été réalisée dans la cordillère des Andes en Bolivie où la neige est très labile à cause du fort apport énergétique au niveau des tropiques (Labbas, 2009). De plus la zone d'étude est de 3.3 km^2.

L'analyse d'images satellite MODIS (ces images sont décrites en détail dans le paragraphe 5.2.2.1) a révélé une forte variabilité sous-maille de l'extension du manteau neigeux au sein des BVE due à la forte variabilité de topographie, d'orientation de versant et de végétation des BVE (figures 4.1 et 2.6). Or d'après le module de neige de CLSM (décrit en section 3.1.8), le manteau neigeux est homogène dès que le bassin est recouvert par plus de 13 kg/m^2 et le fait de considérer une surface homogène peut totalement modifier le calcul du bilan radiatif. Ainsi, Liston (2004) a montré que le flux de chaleur sensible d'une surface avec une couverture neigeuse hétérogène peut être largement dominée par la contribution d'une petite fraction non enneigée (< 10 % de la surface du bassin), en particulier pendant l'automne et le printemps. De plus, en diminuant la fraction enneigée du BVE :

- on conserve une épaisseur de neige plus importante sur la fraction qui reste enneigée et le stock de neige dure ainsi plus longtemps ;
- la fraction non enneigée est plus grande, et la température du sol diminue car le manteau neigeux n'isole plus le sol à cet endroit. La neige qui tombe ultérieurement aura ainsi plus de chance d'être conservée sur le bassin.

L'absence de variabilité sous-maille du couvert neigeux dans le module de neige pourrait donc expliquer les difficultés à reproduire l'onde de fonte.

Deux pistes ont alors été investiguées pour représenter la variabilité sous-maille du manteau neigeux. La première approche a consisté à discrétiser plus finement les BVE en 3 à 5 bandes d'altitude comme cela est préconisé par Moore and Owens (1984) et Lafaysse (2011b) afin de prendre en compte l'effet de l'orographie sur les forçages atmosphériques. Cependant, les résultats n'ont pas été particulièrement concluants, la fonte étant toujours trop rapide. Il aurait sans doute fallu discrétiser encore plus finement.

La deuxième approche fait l'objet de l'article qui suit. Elle consiste à inclure une représentation conceptuelle de la variabilité sous-maille dans le module de neige via l'introduction d'une hystérésis dans la *Snow Cover Depletion curve* (SCD ; cf. équation 3.18) (Luce and Tarboton, 2004; Swenson and Lawrence, 2012).

Les bases physiques de cette représentation conceptuelle ont été démontrées par l'analyse d'images MODIS et de mesures de hauteurs de neige. Nous avons tout d'abord mis en évidence une différence de dynamique de l'extension du couvert neigeux entre l'accumulation (accroissement du stock de neige) et l'ablation (diminution du stock de neige). La neige recouvre rapidement la surface de manière homogène lors de l'accumulation et dépend principalement de l'altitude du bassin (cf. figure 5.1a). Au contraire, la fonte se produit plus lentement, à partir de zones préférentielles dépendant de l'altitude mais aussi de la végétation, de la pente et de l'orientation des versants, et impose une distribution non-uniforme du couvert neigeux (cf. figure 5.1b). Cette différence de dynamique se traduit à l'échelle du BVE par la présence d'une hystérésis dans la SCD.

Nous avons donc implémenté une hystérésis dans la SCD initiale de CLSM en introduisant un nouveau paramètre, W_{melt}. Ce paramètre représente la variabilité sous-maille de l'extension du couvert neigeux et devrait donc dépendre des caractéristiques morphologiques du BVE telles que la pente, la gamme d'altitude du BVE ou encore l'orientation des versants. Malheureusement, nous n'avons pas trouvé de relations simples permettant de déterminer « physiquement » sa valeur et W_{melt} est donc estimé pour l'instant par calage. Les résultats du calage sont toutefois cohérents avec notre analyse car les plus fortes valeurs de W_{melt} sont obtenues dans les BVE les plus montagneux présentant des reliefs complexes. Nous montrons que cette nouvelle paramétrisation améliore significativement la simulation de l'onde de fonte. De plus, une meilleure cohérence entre les simulations de surfaces enneigées et les images MODIS est constatée les années où il y a peu de neige. C'est un point important car nous verrons dans le chapitre 7 que les scénarios de changement climatique projettent une diminution significative de la neige.

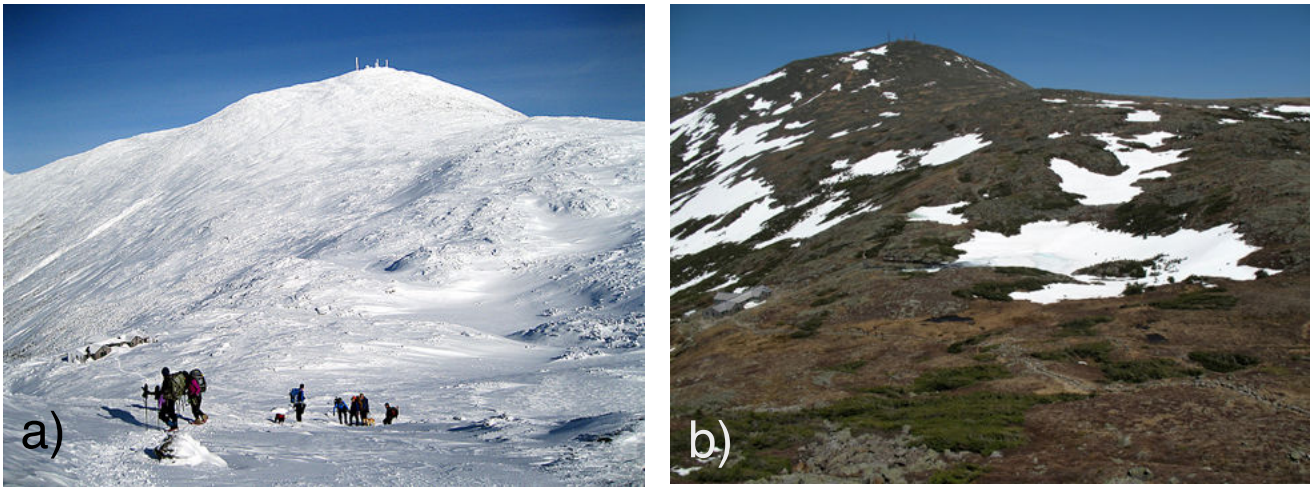


FIGURE 5.1 – a) Répartition uniforme de la neige lors de l'accumulation. b) Ablation du manteau neigeux par patchs.

Cette étude montre également l'importance de la végétation dans le modèle CLSM sur les processus d'ablation du manteau neigeux, i.e la fonte et la sublimation. Ainsi, un terrain enherbé verra l'essentiel du manteau neigeux fondre alors que sur une forêt, la sublimation représente près de la moitié de l'ablation du manteau neigeux (cf. section 5.2.6). Finalement, nous suggérons que la configuration en plusieurs tiles de végétation et l'hystérésis de la SCD représentent deux types de variabilité sous maille complémentaires qui n'influencent pas le manteau neigeux de la même manière. Les différentes tiles de végétation permettent de prendre en compte la variabilité sous-maille de la sublimation, processus qui a lieu tout au long de la période nivale et en particulier au début (Hood et al., 1999). Au contraire, l'hystérésis représentant les hétérogénéités morphologiques du bassin influence la fonte principalement en fin de saison.

Pour conclure, l'introduction d'une hystérésis dans la SCD améliore la représentation des processus nivaux dans CLSM et permet ainsi d'obtenir de meilleures simulations de l'onde de fonte sans pour autant augmenter le temps de calcul.

5.2 Article

Introducing Hysteresis in Snow Depletion Curves to Improve the Water Budget of a Land Surface Model in an Alpine Catchment
Journal of Hydrometeorology, 15(2), 631-649 doi :10.1175/JHM-D-13-091.1
Magand, C.[1], Ducharne, A.[1], Le Moine, N.[1] et Gascoin, S.[2]
[1] UMR METIS, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France
[2] CESBIO, Toulouse, France

Abstract

The Durance watershed (14 000 km^2), located in the French Alps, generates 10% of French hydro-power and provides drinking water to 3 million people. The Catchment Land Surface Model (CLSM), a distributed land surface model (LSM) with a multilayer, physically-based snow model, has been applied in the upstream part of this watershed where snowfall accounts for 50% of the precipitation. The CLSM subdivides the upper Durance watershed, where elevations range from 800 m to 4000 m within 3580 km^2, into elementary catchments with an average area of 500 km^2. We first show the difference between the dynamics of the accumulation and ablation of the snow cover using MODIS images and snow depth measurements. The extent of snow cover increases faster during accumulation than during ablation because melting occurs at preferential locations. This difference corresponds to the presence of a hysteresis in the snow cover depletion curve of these catchments, and we adapted the CLSM by implementing such a hysteresis in the snow cover depletion curve of the model. Different simulations were performed to assess the influence of the parameterizations on the water budget and the evolution of the extent of the snow cover. Using 6 gauging stations, we demonstrate that introducing a hysteresis in the snow cover depletion curve improves melting dynamics. We conclude that our adaptation of the CLSM contributes to a better representation of snowpack dynamics in a LSM that enables mountainous catchments to be modeled for impact studies such as those of climate change.

5.2.1 Introduction

A strong positive feedback on climate comes from the surface albedo, especially over snow-covered areas characterized by a high reflectivity. Snow cover is also responsible for the strong seasonal contrasts observed in the hydrological regimes of mountainous and high latitude regions. During winter, snow cover acts as a water reservoir where snowfall accumulates. A large quantity of water is subsequently released during the melt season. Modeling snow cover is therefore crucial for the acccurate simulation of both the energy and water budgets.

During the last three decades, major efforts have been made by the Land Surface Models community to better describe snowpack physics by increasing vertical resolution and complexifying snow parameterizations. Such improvements led to better

ground thermodynamics at the continental scale (Loth and Graf, 1998; Stieglitz et al., 2001), but difficulties in simulating the timing of snowpack ablation remained (Pomeroy et al., 1998; Slater et al., 2001). Accounting for the sub-grid variability of the snow-cover extent is important because it modifies the energy and water budgets via its effect on the mean albedo, but also because it changes the dynamics of fluxes related to the presence of snow on the grid cell (e.g., sublimation and melt). Many snow cover depletion curves (SCDs) relating the snow cover fraction (SCF) of a grid cell to the average snow depth or snow water equivalent (SWE) were introduced to account for the horizontal variability of the snow cover within a LSM's grid cell (Gray and Male, 1981; Hansen et al., 1983; Verseghy, 1991; Douville et al., 1995; Yang et al., 1997; Roesch et al., 2001; Essery and Pomeroy, 2004). The sophistication of these SCDs has increased over the years, from a linear equation limited by an SWE threshold (Verseghy, 1991; Sellers et al., 1996) applied to all types of vegetation to more complex algorithms accounting for vegetation properties, wind effects, or ground roughness length (Déry et al., 2004; Livneh et al., 2010; Wang, 2012).

At a small scale (26 ha), Luce and Tarboton (2004) highlighted the existence of a hysteresis in the SCD with different dynamics between accumulation and ablation periods. During accumulation the snow-cover extent quickly reaches full-coverage, after which the snowpack increases homogeneously in depth. In contrast, snow melts from preferential locations during ablation, leading to heterogeneous patterns. Liston (2004) also developed a sub-grid snow distribution to describe these two different processes and validated this method at the mesoscale (2500 km^2). More recently, Niu and Yang (2007) and Dutra et al. (2010) introduced a hysteresis in the SCD by inversely relating the snow-cover area to the snowpack bulk density : as the snow density increases with respect to the snow age, the snow-cover area for a given quantity of snow gets lower later in the snow season. Although this study showed good consistency with satellite images of snow cover at a global scale (10000 km^2), we consider with Swenson and Lawrence (2012) that the observed hysteresis is more likely due to the variability of topography or vegetation within the catchment than to the age of snow.

The Catchment Land Surface Model (CLSM) is an LSM developed by Koster et al. (2000) and Ducharne et al. (2000) to generate water and energy fluxes between land surfaces and the atmosphere in General Circulation Models (GCMs) in which a multilayer, physically based snow scheme is included (Lynch-Stieglitz, 1994). We applied this model in the Durance watershed (approximately 14 000 km^2) located in the southern French Alps with an altitude range of 4000 meters (cf. Figure 5.2). We focus on the upper catchment part, which provides 40% of the discharge at the outlet of the Durance watershed and where snowfall accounts for more than 50% of the total precipitation. A correct estimation of the water resource and its evolution under climate change is particularly important as 10% of French hydro-power is produced in the Durance watershed (Figure 5.2) and it supplies drinking water to approximately 3 million people.

The CLSM subdivides the domain into elementary catchments, here with an average area of 500 km^2 (Figure 5.2b). Topography, vegetation and aspect (north-facing or south-facing) are highly variable within each elementary catchment in the Upper

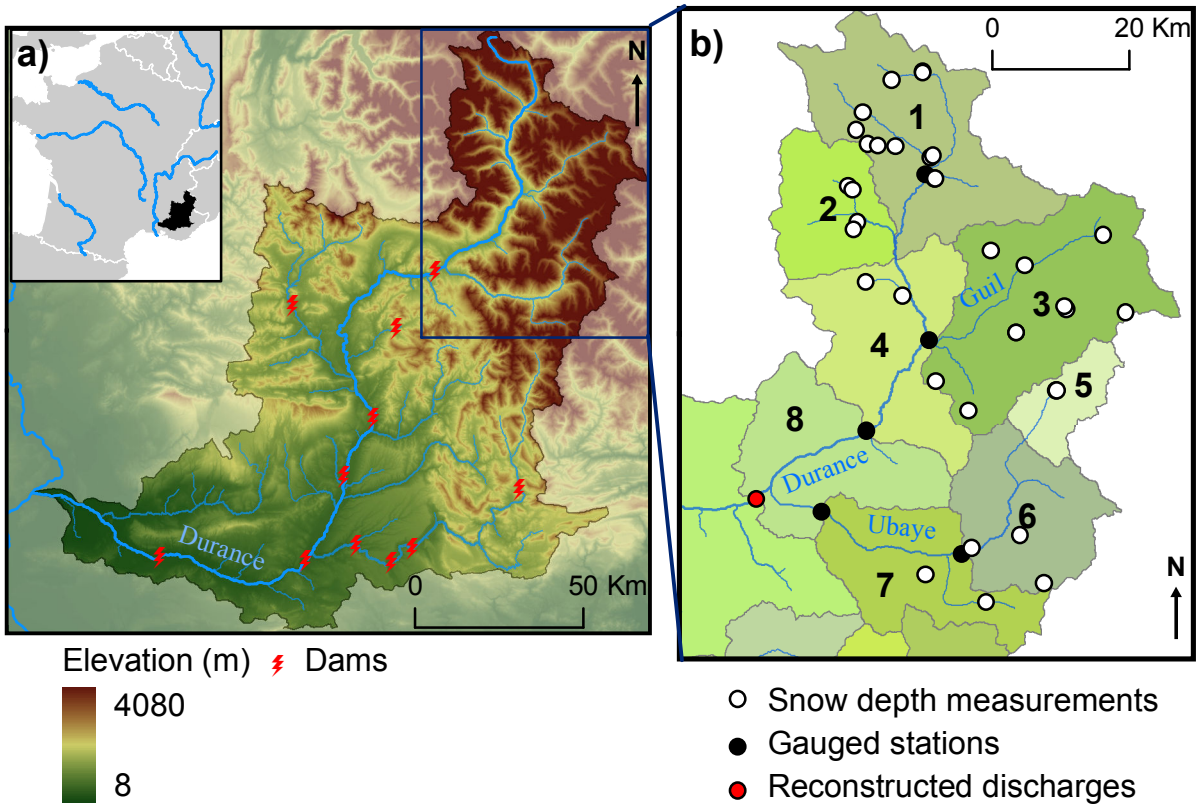


FIGURE 5.2 – a) Durance watershed elevations and dam locations. b) Upper part of the Durance watershed : delineation of elementary catchments used in the CLSM and locations of the gauging stations.

Durance watershed and these three features play a key role in producing heterogeneous snow cover, especially during melting events (Gray and Male, 1981; Lundberg et al., 1998; Essery and Pomeroy, 2004; Liston, 2004; Swenson and Lawrence, 2012). Hence, the extent of the snow cover should vary within each catchment and impact the time and rate of melt. Therefore, the objectives of this study were first to investigate whether or not there is an hysteresis in the observed relationship between SCF and SWE using MODIS images and snow depth measurements, and then to assess the influence of the SCF parameterizations on the simulated water budget in the context of an Alpine environment.

5.2.2 Characterization of the observed hysteresis

The Upper Durance River watershed was subdivided into eight elementary catchments of about 500 km^2 for the requirements of the model (Section 5.2.3). A 25-m DEM produced by the French National Geographic Institute (IGN) was used to delineate the catchments. Accounting for the locations of the gauging stations was also important to delineate the catchments so that the simulations could be validated with observations. Eventually, lithological data from the French Geological Survey (BRGM) were collected to ensure that hydrological catchments were homo-

geneous in terms of soil characteristics. Table 5.1 summarizes the characteristics of each catchment.

Catchment ID	Area (km^2)	U.A.S. (km^2)	$\overline{Q_{obs}}$ ($m.s^{-3}$)	Number of SD stations	Elevation (m) mean	range	Land cover fraction(%) Forest	Grass	Bare soil	W_{melt} ($kg.m^{-2}$)
1	662	548	13.0	12	2133	2675	23	32	45	400
2	296	-	-	4	2267	3125	17	31	53	400
3	723	723	11.6	10	2176	2465	29	37	34	300
4	501	2170	49.4	2	1880	2427	31	37	32	100
5	147	-	-	2	2539	1894	6	34	60	500
6	397	549	9.7	3	2093	2021	22	38	40	400
7	401	946	19.5	2	1902	2238	37	30	33	13
8	461	3582	76.3	-	1511	2215	35	45	20	13
UDR	3588	3582	76.3	35	2024	3298	37	36	27	-

Tableau 5.1 – Characteristics of each elementary catchment in the Upper Durance River watershed. There are six gauging stations in the Upper Durance watershed : U.A.S. is the upstream area at the gauging station and $\overline{Q_{obs}}$ is the mean observed discharge. SD stations are stations of snow depth measurements. W_{melt} is the parameter introduced to create the hysteresis in the SCD.

5.2.2.1 Snow-cover area and snow depth datasets

SCFs were calculated from mid-resolution images of snow cover extent provided by MOD10A2 (cf. http://nsidc.org/data/docs/daac/modis_v5/mod10a2_modis_terra_snow_8-day_global_500m_grid.gd.html), an eight-day composite snow product from the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). Snow-cover and cloud-cover extents are given as binary information in 500-m pixels from April 2000 to February 2012. A pixel is labeled as 'snow-covered' if snow was observed on at least once ; a pixel is labeled as 'clouded' if the cell was obscured during all observation days (Riggs et al., 2006). The SCF and cloud cover fraction of each catchment were extracted from these images using GIS tools. Cloud cover can significantly reduce snow-cover extent measurements. Therefore, we excluded images where 10% of the catchment was cloud covered, which corresponded to 6% of each time series. Note also that the SCFs of catchment 2 were not taken into account in this study because MODIS SCFs seem to overestimate the snow cover area in this catchment (indicating snow even in summer), most likely because of the presence of glaciers (approximately 20% of the catchment area). We did not consider MODIS observations on a daily timescale as previous studies have demonstrated that approximately 60% of the images are obscured by clouds in the Alps (Parajka et al., 2006; Picouet, 2012).

To characterize the empirical SCD, snow depth data were also collected from the BD-CLIM (Base de Données Climatologiques), a dataset produced by Météo-France, the French national weather service. Snow depth measurements were obtained from 89 stations located in the Upper Durance. Most of these stations, however, do not provide useful information because of too many gaps and we used only 35 stations, providing measurements between April 2000 and March 2006 (Figure 5.2). The number

of stations used in each catchment is indicated in Table 5.1. In catchments 1, 3 and 6, the elevation of these stations is well distributed within the elevation range of the catchment they belong to (Figure 5.2). We mainly show results from catchment 3 in this article because it is the best instrumented with 10 stations, the elevation of which range from 1355 to 2630 meters while catchment elevations range from 892 to 3357 m. This is not the case in the other catchments where the stations are located around the same elevation. In catchment 4 for instance, there are only two stations gathered along the streams, both being at an elevation of about 1200 m (Figure 5.2). Snow depths measurements were averaged over each catchment to get a mean snow depth time series. The consequences of this averaging in catchments where the snow depth stations are not representative is discussed in the following section.

5.2.2.2 Revealing the hysteresis

The snow season usually starts at the beginning of October in the Upper Durance watershed and ends at the beginning of June as illustrated for catchment 3 in Figure 5.3a. More than 80% of the catchment area is covered with snow for more than 5 months. From these SCF time series, rates of SCF ($\frac{\Delta SCF}{\Delta t}$) were calculated and are displayed in Figure 5.3b. This graph reveals clear differences in snow-cover dynamics between accumulation and ablation events. The mean accumulation rate is 1.7 higher than the mean ablation rate which means that the SCF increases faster than it decreases. This difference of variation rate strongly suggests the existence of a hysteresis in the SCD as described by Luce et al. (1999).

Figure 5.4 shows, using snow depth measurements, a hysteresis in the SCD of catchment 3. This hysteresis was also observed in catchments 1 and 6 but not in the other elementary catchments. This is likely because the point data in these catchments were not representative of the mean snow depth as explained in Section 5.2.2.1.

As suggested above, the hysteresis exists because the variables in the SCD, snow depths and SCFs, are aggregated over the catchment and their values can represent different internal states of the aggregated snowpack of the catchment. For example, if we consider a mean snow depth of 40 cm, the SCF could be equal to 100% or to 40%. Reciprocally, if we consider an SCF equal to 60%, the mean snow depth could be equal to 5 cm or 60 cm. In addition, the configuration of the snowpack is not random in time. Figure 5.4 shows that from October to December, the snow-cover extent of the catchment increases quickly with a small amount of snow. Then the SCF remains constant along the horizontal asymptote of full snow-coverage from December to February while snow depth increases to its maximum value. Eventually, from March to June, a gradual reduction of the SCF occurs as the mean snow depth decreases. This time pattern is due to the differences between the two processes of accumulation and ablation. During accumulation, snowfall tends to spread uniformly all over the catchment. By contrast, melting occurs in preferential locations. Snow stays longer at high elevations, over north-facing slopes and in small hollows created by terrain heterogeneities. Vegetation and wind-blown effect can also influence ablation of the snowpack (Gray and Male, 1981; Lundberg et al., 1998; Essery and Pomeroy, 2004). As

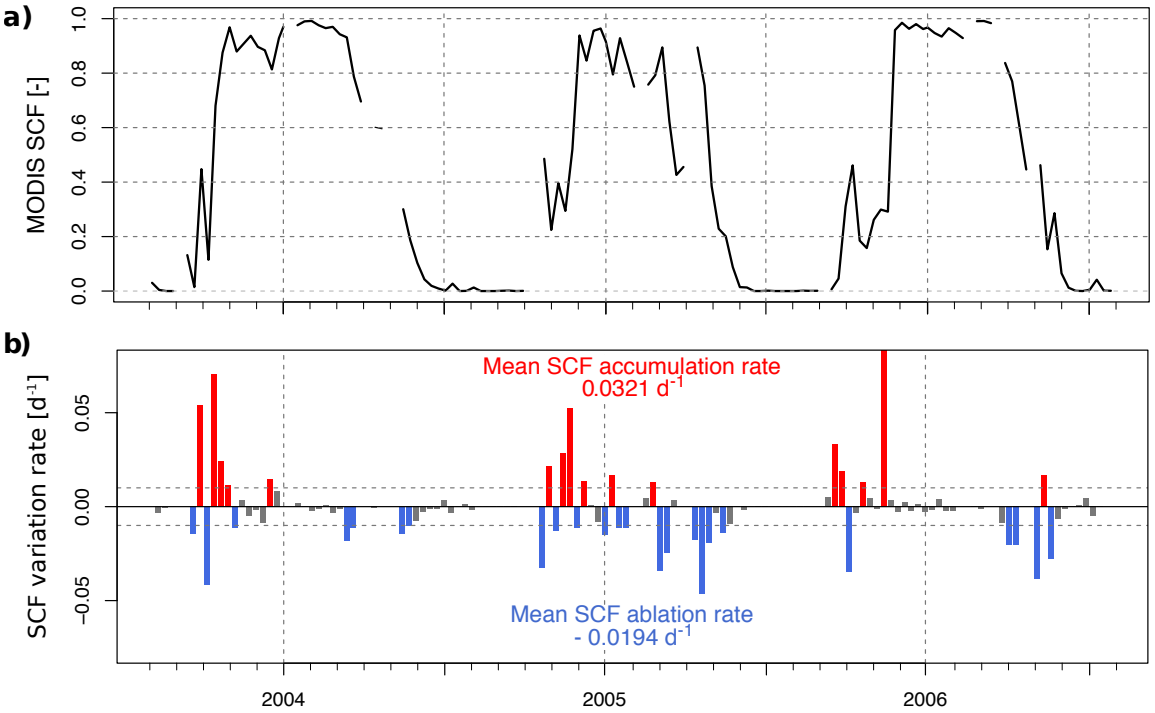


FIGURE 5.3 – a) SCF time series extracted from MODIS images (MOD10A2) in catchment 3 from July 2003 to August 2006. Interruptions reflect the weeks when cloud cover was more than 10%. b) Rates of SCF (d^{-1}) ; accumulation rates are represented by red bars and ablation rates by blue bars. Mean accumulation and ablation rates are calculated over 2000-2011. Rates below 0.01 d^{-1} in absolute terms appearing in grey are considered to be 'neutral' and are not considered in calculating the means. Taking them into account for them does not change our overall conclusion.

a result, the high variability of topography and vegetation in each catchment (Table 5.1) explains the hysteresis illustrated in Figure 5.4.

Consequently, the knowledge of a single characteristic of the aggregated snowpack, either SWE or SCF, is not sufficient to describe its spatial setting. The subgrid variability of the catchment must be accurately defined to predict the future development of the snowpack which can be achieved by i) using a finer discretization (Lafaysse, 2011b), or ii) using a subgrid probability function, or iii) accounting for the history of the snowpack by means of a hysteresis parameterization (Mielke and Roubícek, 2003). In the latter case, lack of spatial information is thus compensated by historical information.

Although the hysteresis could not be observed in all elementary catchments, differences between SCF accumulation and ablation rates are confirmed for all of them (Figure 5.5). Whereas ablation SCF rates are gathered close to zero, accumulation SCF rates are spread over a larger range of values, and the mean accumulation rate is 1.65 times higher than the ablation rate. From this result and those found in catchments 1, 3 and 6, we assume that this hysteresis exists in every elementary catchment of the Upper Durance watershed.

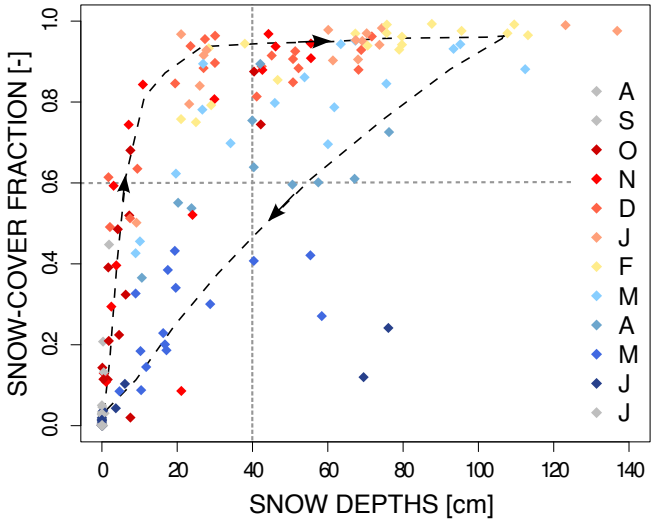


FIGURE 5.4 – MODIS SCF versus maximum mean snow depth observations in catchment 3 over eight days from April 2000 to March 2006. Reddish colors represent months when snow cover accumulation prevails ; bluish colors depict months when snow cover ablation is most important.Neutral colors such as grey and beige represent months with either no snow or very little change in the snow-cover extent.

5.2.3 Modeling concepts

5.2.3.1 General principles

CLSM stands for Catchment Land Surface Model (Koster et al., 2000; Ducharne et al., 2000). As a land surface model (LSM), it is designed to simulate the diurnal cycle of land surface water and energy fluxes as a function of near-surface meteorology (precipitation, short and long-wave incident radiation, surface pressure, air temperature and humidity at 2 m, and wind speed at 10 m) ; it can be either be coupled to a GCM or used off-line as in this present study. A characteristic of this LSM is to relate sub-grid soil moisture heterogeneities with topography using TOPMODEL concepts (Beven and Kirkby, 1979). The topographic index is a soil moisture indicator and is formulated as follows :

$$x = ln(a/tan\beta), \tag{5.1}$$

where a is the upslope contributing area per unit contour length and tan β is the local topographic slope. High values of the topographic index denote low land easily liable to saturation whereas low values result from small drainage areas and steep slopes, characteristic of mountain ridges.

Hydrological catchments are used as the fundamental land surface element and horizontal soil moisture variability within each catchment is described on the basis of the topographic index distribution. This resulting distribution of soil moisture allows partitioning into three areal fractions with distinct hydrological functioning : stressed, intermediate and saturated (e.g., no evapotranspiration takes place from the stressed fraction). These fractions vary in time as a result of the catchment water budget, with an increased stressed fraction in dry periods and an increased saturated

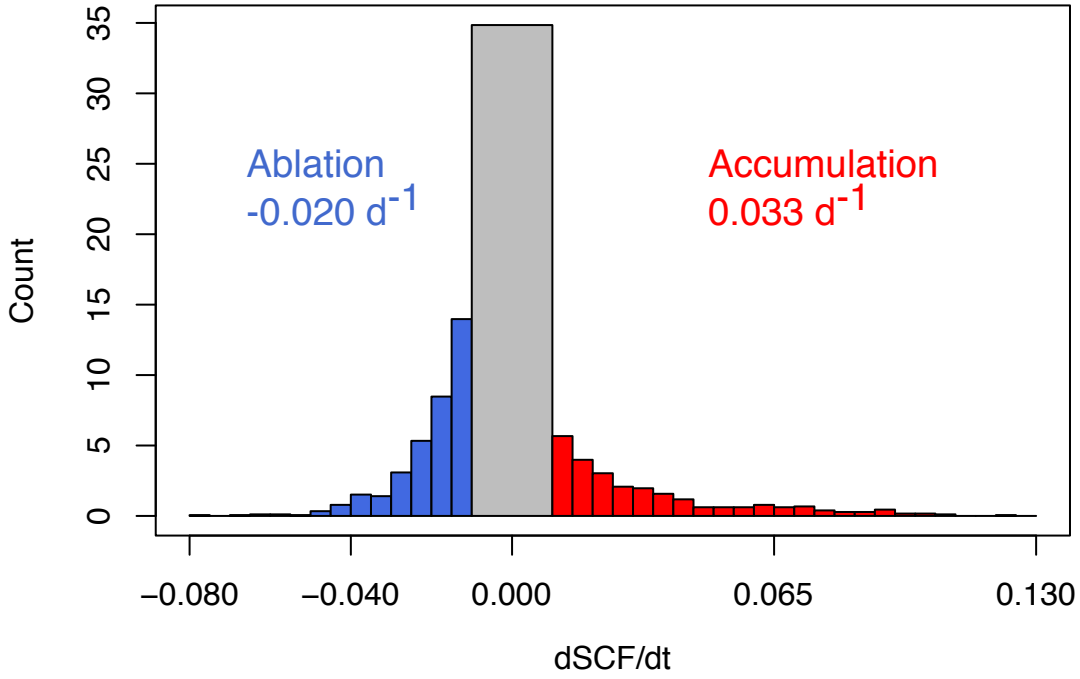


FIGURE 5.5 – Histogram of observed SCF variation rates derived from MODIS images for the entire Upper Durance catchment. Mean accumulation and ablation rates (in red and blue, respectively) are calculated over 2000-2011. The central bin, corresponding to small absolute variation rates (below 0.01 d^{-1}), appears in gray and is not accounted for to calculate the mean rates of accumulation/ablation written in red/blue. These small rates are not significant given the accuracy of MODIS images and keeping them does not change the difference between these two mean rates.

fraction in wet periods. Fluxes, such as evapotranspiration or runoff, are described using classic soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) formulations, mostly taken from the Mosaic LSM (Koster and Suarez, 1996).

5.2.3.2 Description of the sub-grid variability of vegetation

Eight classes of vegetation are defined in the CLSM and proportions of each were extracted from ECOCLIMAP, a global database of land surface parameters at 1 km resolution(Masson et al., 2003). The vegetation classes are summarized into three main types of land cover in Table 5.1, which shows that different types of vegetation coexist in similar proportions. They have very distinct properties (LAI, albedo, etc.) and are likely to play a key role in the subgrid variability of the snow-cover extent illustrated in Figure 5.4. We thus decided to allow a mosaic of vegetation types, in contrast to the latest studies (Koster et al., 2000; Ducharne et al., 2000; Stieglitz et al., 2001; Déry et al., 2004; Gascoin et al., 2009b), which assumed that the catchment was uniformly covered with the dominant vegetation. The resulting vegetation 'tiles' share the same soil moisture variables, but they have independent energy budgets and the snow model is applied to each vegetation tile. We refer to this configuration of the CLSM as 'multi-tile' in the following sections.

5.2.3.3 Initial snow-cover parameterization

The multilayer, physically based snow scheme included in the CLSM (Lynch-Stieglitz, 1994) is of intermediate complexity according to Boone and Etchevers (2001) classification of snow schemes and has shown good performance in different studies (Stieglitz et al., 2001; Gascoin et al., 2009b; Koster et al., 2010). The snow model vertically discretizes the snowpack into 3 layers, each of them is characterized by its heat content, snow water equivalent (SWE) and snow depth (Lynch-Stieglitz, 1994; Stieglitz et al., 2001; Déry et al., 2004). As detailed in Lynch-Stieglitz (1994), these variables vary in time by means of three processes :

— heat transfer between the atmosphere and the snowpack surface layer (sublimation, condensation or sensible heat flux) and between each layer (thermal diffusion) ;
— mass transfer between the atmosphere and the snowpack surface layer (precipitation), and between the layers (melt water) ; and
— snow compaction in each layer.

A threshold of SWE, W_{min} of 13kg.m^{-2}, was set to ensure a smooth transition between snow-free and snow-covered conditions. When the SWE is less than W_{min}, the SCF of the catchment, F, is defined as follows :

$$F = \begin{cases} \frac{W}{W_{\text{min}}} & \text{if} \quad W < W_{\text{min}} \\ 1 & \text{if} \quad W \geq W_{\text{min}} \end{cases} \tag{5.2}$$

where W is the snow water equivalent (kg.m^{-2}) of the catchment. Figure 5.6a displays the initial SCD. Once the SWE reaches W_{min} and stays above this value, the SCF is equal to 1 and the snowpack grows vertically rather than horizontally. The snow cover is assumed to remain spatially uniform across the catchment, with depth being spatially constant.

5.2.3.4 New snow-cover depletion curve with hysteresis

Aspect and slope also play a significant role during the melt (Liston, 2004), and accounting for the sub-grid variability of vegetation may not be enough to reproduce the hysteresis demonstrated in section 5.2.2. Therefore, we decided to introduce a hysteresis in the initial SCD using a new parameter, W_{melt}. During accumulation, the SCF quickly increases with initial snowfall and the relationship between the SCF and SWE is the initial one (Equation 5.2). During ablation, the SCF stays at full cover until SWE drops lower than W_{melt}, at which point there is a more gradual reduction in SCF as in Figure 5.4. The SCF is then calculated as follows :

$$F = \begin{cases} \min\left(\frac{W}{W_{\text{min}}}, 1\right) & \text{if} \quad dW \geq 0 \\ \min\left(\frac{W}{W_{\text{melt}}}, 1\right) & \text{if} \quad dW < 0 \end{cases} \tag{5.3}$$

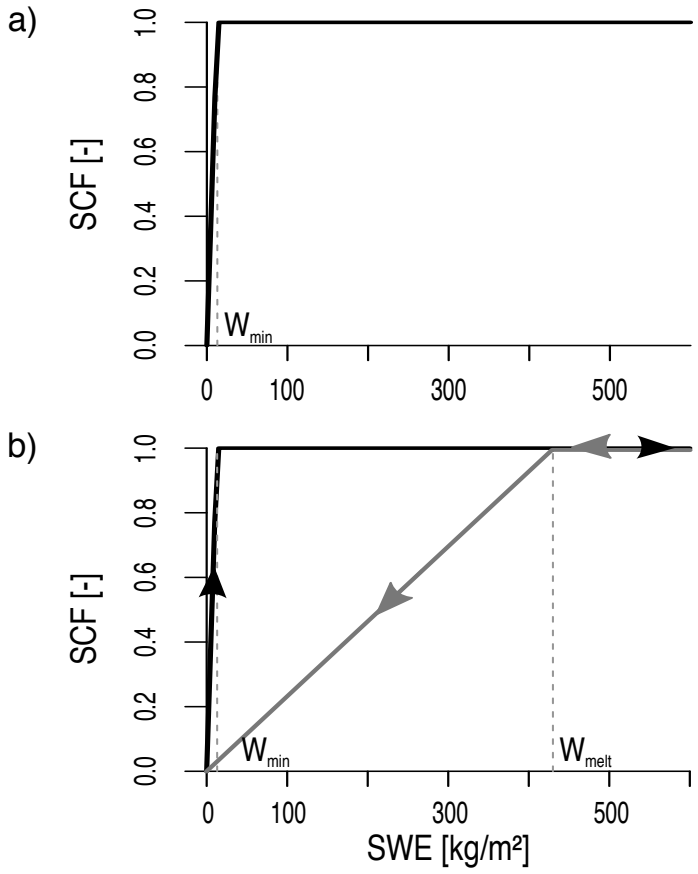


FIGURE 5.6 – a) Initial snow cover depletion curve of the CLSM. b) New snow cover depletion curve with hysteresis. The path taken by the SCF with respect to SWE is shown in black for accumulation and in grey for ablation.

where dW is the variation of SWE between two time steps and W_{melt} is the new parameter characterizing the ablation part of the curve. It should depend on terrain aspect and topography, thus being catchment-specific, but it was defined empirically in this study (see Section 5.2.55.2.5.4). Because of melt events occurring when accumulation prevails, conditions related to the variation in SWE were added to prevent a substantial decrease of the SCF when melt events are small. Note also that the melting rate is assumed to be uniform in each catchment unit. This is not a limitation because the spatial distribution of the melting rate can be refined by decreasing the catchment size.

5.2.4 Application to the Durance watershed

5.2.4.1 Topographic indices and surface parameters

The 25-m DEM was also used to calculate the topographic indices. Their minimum values in the Upper Durance River region are lower than in catchments located downstream, indicating that the slopes are steeper. This is in good agreement with Table

5.1 showing a high degree of topographic variability within each catchment in this region.

Vegetation parameters (LAI, albedo, roughness length, soil depth) were extracted from the ECOCLIMAP database. In addition to forests, grassland and bare soil, a small proportion of glacier remains in the Upper Durance watershed according to ECOCLIMAP (2.5%), but is not taken into account in the CLSM. From the fractions of sand and clay provided by ECOCLIMAP, soil texture was defined using the USDA triangle from which soil parameters, such as porosity, hydraulic conductivity, matric potential at saturation and wilting point, were deduced following the values of Cosby et al. (1984).

5.2.4.2 Meteorological data

SAFRAN, a mesoscale atmospheric reanalysis over France (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2009), provides the seven meteorological forcings needed by the CLSM at an hourly time step and on a 8-km grid : rainfall (Rain) and snowfall (Snow), incoming long wave and shortwave radiation (LW↓ and SW↓), air temperature (T) and humidity(Q) at 2 m and wind speed(V) at 10 m. However, SAFRAN underestimates precipitation, especially snowfall (Lafaysse, 2011b). This could be explained by the scarcity of meteorological stations at high altitudes and a poor capture of snowflakes by rain gauges. SPAZM is another meteorological reanalysis recently elaborated for the French mountains (Gottardi, 2009). This new analysis uses more ground observations and a statistical approach that accounts for the orographic effect on precipitation based on weather patterns. Precipitation is 27% higher in SPAZM than in SAFRAN, and the difference in precipitation can reach 70% in the Massif des Ecrins (north-west of the watershed) where snowfall is dominant. In addition to being more realistic, this dataset has a finer resolution than SAFRAN as it provides information on a 1-km grid. However, only daily mean temperatures and precipitation are given.

A hybridization of SAFRAN and SPAZM was performed to take advantage of the two datasets whose characteristics are summarized in Table 5.2. It consists of correcting and downscaling SAFRAN data based on SPAZM monthly mean temperatures and precipitation totals, using a method similar to that of Sheffield et al. (2006). Biases of precipitation in SAFRAN were first removed by scaling the hourly values so that their monthly totals match those of SPAZM :

$$P(x_{sp}, y_{sp}, h) = P_{SAF}(x_{sa}, y_{sa}, h) * \frac{\sum P_{SPAZM}(x_{sp}, y_{sp})}{\sum P_{SAF}(x_{sa}, y_{sa})} \tag{5.4}$$

where x_{sp}, y_{sp} are the 1-km 'SPAZM' grid cell coordinates ; x_{sa}, y_{sa}, are the 8-km 'SAFRAN' grid cell coordinates, h, is the hour index and $\sum P_{SPAZM}$ and $\sum P_{SAF}$ are the monthly SPAZM and SAFRAN precipitation totals.

The temperature data from SAFRAN were adjusted to match the SPAZM monthly values by shifting the SAFRAN hourly values by the difference between the SPAZM and the SAFRAN monthly means in accordance with :

$$T(x_{sp}, y_{sp}, h) = T_{SAF}(x_{sa}, y_{sa}, h) + \left(\overline{T_{SPAZM}(x_{sp}, y_{sp})} - \overline{T_{SAF}(x_{sa}, y_{sa})}\right) \tag{5.5}$$

	SAFRAN	SPAZM	DuO
Variables	T,Q,V Rain and Snow LW↓ and SW↓	Tmin and Tmax Precipitation	T,Q,V Rain and Snow LW↓ and SW↓
Spatial resolution	8 km	1 km	1 km
Temporal resolution	hourly	daily	hourly
Availability	1959-2010	1955-2010	1959-2010
References	Quintana-Seguí et al. (2008)	Gottardi et al. (2012)	-
	Annual means		
T (° C)	3.4	4.5	4.5
Precipitation (mm/an)	1022	1300	1300
Q (kg/kg)	4.43 $10^{-}3$	-	4.82 $10^{-}3$
V (m/s)	1.7	-	1.7
LW↓ (W.m^{-2})	268	-	272
SW↓ (W.m^{-2})	174	-	174

Tableau 5.2 – Characteristics of meteorological datasets used in this study. T, air temperature at 2m; Q, specific humidity; V, wind; LW, longwave radiation; and SW, shortwave radiation. Annual means of main variables are calculated over 1980-2009 for the Upper Durance watershed.

with $\overline{T_{SPAZM}}$ and $\overline{T_{SAF}}$ being the monthly air temperature means.

To partition precipitation between rainfall and snowfall, a threshold air temperature was set to 1° C. This temperature is derived from Hingray et al. (2010), who defined an empirical relationship between the precipitation phase and the temperature using 17 stations located above 1000 m in the Swiss Alps. At this stage, temperature, snowfall and rainfall were obtained on a 1-km grid and the mean elevation of the grid cell was extracted using the 25-m DEM. From these variables, assuming that relative humidity is held constant between the 'SAFRAN' and the 'SPAZM' grid cells to avoid the possibility of air supersaturation, we corrected specific humidity and incoming long wave radiation using the methods of Cosgrove et al. (2003b). The values of wind and incoming shortwave radiation on a 'SPAZM' grid cell were kept equal to the values of the 'SAFRAN' grid cell to which they belong.

The resulting reanalysis, an hourly dataset of seven meteorological variables on a 1-km grid, is called DuO (Durance MétéO). Its characteristics are listed in Table 5.2. We verified that the daily distributions of precipitation and temperature between DuO and SPAZM as well as the ratio snowfall/rainfall between DuO and SAFRAN are consistent. Using DuO meteorological forcing improved the simulations of the water budget, as it was shown in previous studies using other hybridized datasets (Ngo-Duc et al., 2005; Dirmeyer, 2005; Guo et al., 2006; Weedon et al., 2011).

According to the DuO dataset, the Upper Durance watershed receives approximately 1300 mm of precipitation per year, of which 48% is snowfall, and its mean temperature is about 4.5 °C, with a range of -5 °C to 15 °C in a year. Temperatures and precipitation are marked by an orographic effect, with temperatures being lower and precipitation greater in catchments at higher elevations. In addition to this orographic ef-

fect, precipitation is also influenced by the westerly general circulation over France ; catchments located in the western part of the Upper Durance River watershed receive more precipitation than those located in the eastern part. Note that snowfall varies greatly from year to year : as an example, annual snowfall ranges from 250 to 850 mm/yr in catchment 3.

5.2.4.3 Two independent validation datasets

Simulated SCFs were validated using the observed SCFs derived from the MODIS images as described in Section 5.2.25.2.2.1 and observed daily discharges provided by Electricité de France (EDF) were used to validate runoff simulations. There are six gauging stations in the Upper Durance river watershed (Figure 5.2, Table 5.1). Discharges at the watershed outlet, depicted in red in Figure 5.2, were reconstructed i.e., the dam's influences were subtracted from observed discharges to reconstruct the discharges that would be observed without human disturbances. Because no routing procedure is included in the CLSM, we averaged the runoff of the upstream catchments over 10 days (a longer period than the residence time) to compare simulations with observations. Then the spatially weighted-average of runoff was calculated and the mean observed discharge over 10-days converted into runoff.

Discharge observations show a nival regime with highly seasonal flows. The main peak flows occur in spring from April to June, with two low flow periods, one in winter, during snow accumulation and another in summer, when precipitation is low.

5.2.5 Results

5.2.5.1 Modeling strategy

A set of numerical experiments (summarized in Table 5.3) were conducted with the CLSM to understand the impacts of different parameterizations on the water and energy budgets. Two types of simulations were performed : the first type, called REF, with the initial configuration of the snow model, i.e, $W_{melt} = W_{min}$, and the second, called HYST, with the hysteresis in the SCF parameterization. W_{melt} should depend on the terrain heterogeneities but was calibrated here by comparison with discharge observations to obtain the best performances using the relative bias and the Nash-Sutcliffe coefficient.

The influence of vegetation on snowpack dynamics was tested for both the REF and HYST versions. The catchments are either partitioned into different tiles of vegetation, in simulations referred as 'multi-tile', or covered with 100% of the same type of land cover, in simulations referred as 'single-tile' (Table 5.3). REF200, REF400 and REF600 simulations were performed to test the sensitivity of the CLSM responses to W_{min}.

Three hydrodynamic parameters related to the TOPMODEL concepts used in the CLSM were calibrated for the HYST simulation following Gascoin et al. (2009a) : K_0, the saturated hydraulic conductivity at the soil surface ; ν, characterizing the decay

Simulation label	Snow parameterization	W_{min}	W_{melt}	Vegetation
REF	initial	13	-	multi-tile
REF200	initial	200	-	multi-tile
REF400	initial	400	-	multi-tile
REF600	initial	600	-	multi-tile
REF_{forest}	initial	13	-	100% forest
REF_{grass}	initial	13	-	100% grassland
REF_{bs}	initial	13	-	100% bare soil
HYST	hysteresis	13	calibrated	multi-tile
$HYST_{forest}$	hysteresis	13	calibrated	100% forest
$HYST_{grass}$	hysteresis	13	calibrated	100% grass
$HYST_{bs}$	hysteresis	13	calibrated	100% bare soil

Tableau 5.3 – Main characteristics of the studied simulations. 'Multi-tile' configuration accounts for the different types of vegetation present in an elementary catchment according to ECOCLIMAP.

of the saturated hydraulic conductivity with depth; and, D, the depth to bedrock. They were selected to give the best performances in terms of runoff, low bias and high Nash-Sutcliffe coefficient for simulation HYST. All the simulations mentioned above used the same set of hydrodynamic parameters. After initializing the CLSM for three years, all simulations were run for 30 years between August 1980 and July 2009.

5.2.5.2 Initial snow-cover parameterization

The REF simulation allows the coexistence of three types of land cover, forests, grassland and bare soil (cf. Table 5.1), within an elementary catchment via the 'mosaic' approach adopted in this study (Section 5.2.35.2.3.2). Figure 5.7 shows that the duration of snow cover and the maximum SWE strongly depends on the land cover. The snowpack dynamics will indeed depend on vegetation via two parameters, albedo and vegetation roughness length. (i) The albedo of the snow-cover fraction (SCF) is reduced by a snow masking depth depending on the vegetation type (Hansen et al., 1983). (ii) Evaporation and sublimation are enhanced by turbulent fluxes (Brutsaert, 2005) so that more sublimation is produced over vegetation with high roughness length (i.e., small aerodynamic resistance) than over vegetation with low roughness length. Because of these two parameters, the development and duration of the snowpack are different from tile to tile with identical meteorological forcings.

The shape of the SCD initially implemented in the snow-model (Figure 5.6a) is recognizable in the single-tile simulations (REF_{forest}, REF_{grass} and REF_{bs}, Figure 5.7b, Figure 5.7c and Figure 5.7d respectively), but it is not recognizable in the REF simulation using a multi-tile configuration (Figure 5.7). The combination of different vegetation tiles, each influencing the snowpack dynamics differently, leads to a vegetation-driven hysteresis in the SCD at the catchment scale (Figure 5.7a). Nevertheless, the ablation part of this curve is mostly parallel to the accumulation part, while the ana-

lysis of MODIS data (Figures 5.3, 5.4 and 5.5) suggests that the slopes of the two branches should differ more.

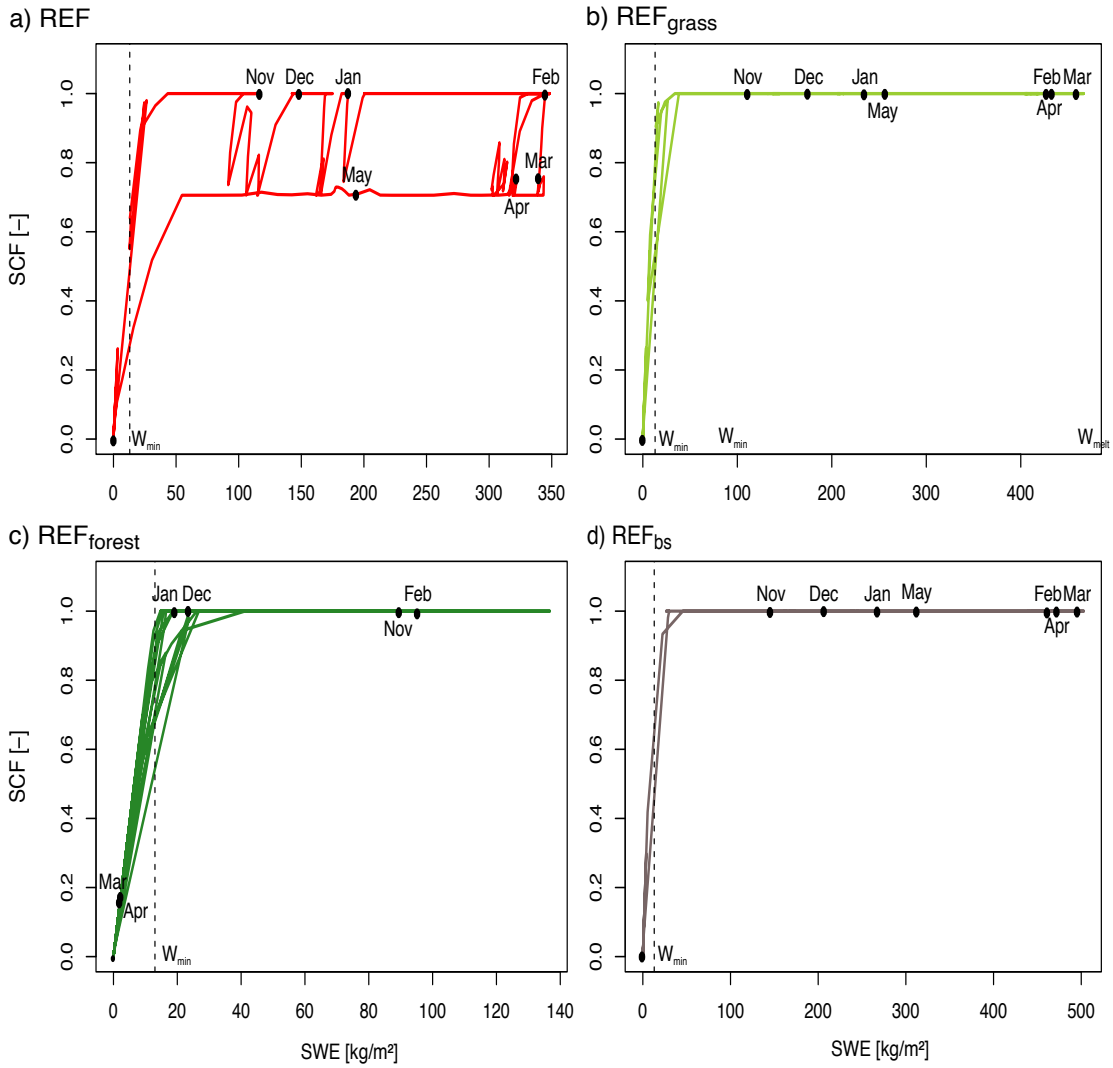


FIGURE 5.7 – Snow cover depletion curves as a function of vegetation configuration in the CLSM in catchment 3 calculated from August 2003 and July 2004. a) The REF simulation accounts for different types of vegetation in catchment 3. b) The REF_{grass} simulation with 100% of grassland. c) The REF_{forest} simulation with 100% of forest. d) The REF_{bs} simulation with 100% of bare soil. W_{melt} in this catchment is equal to 300 $kg.m^{-2}$.

In terms of runoff, the REF simulation gives a good runoff volume with relative biases ranging from -5% to 8% for all catchments, but shows a peak discharge that starts too early and is sharper compared to the observed runoff as shown in red in Figure 5.8a. The simulated snowpack seems to melt faster than the real one.

Nevertheless, SCFs from the REF simulation show good consistency with MODIS observations as illustrated in Figure 5.8b. The coefficient of correlation (r = 0.94) calculated over 2000-2009 between the simulated and observed maximum snow extent over eight days confirms this result. Figure 5.8b also highlights a too sudden decrease

in simulated SCFs when the snow melts, uncovering the catchment two to three weeks earlier than the more gradual decrease of observed SCFS. This early decrease in simulated SCFs is in good agreement with the lag previously noticed between observed and simulated runoff and supports the assumption that melting processes are not well represented in the CLSM.

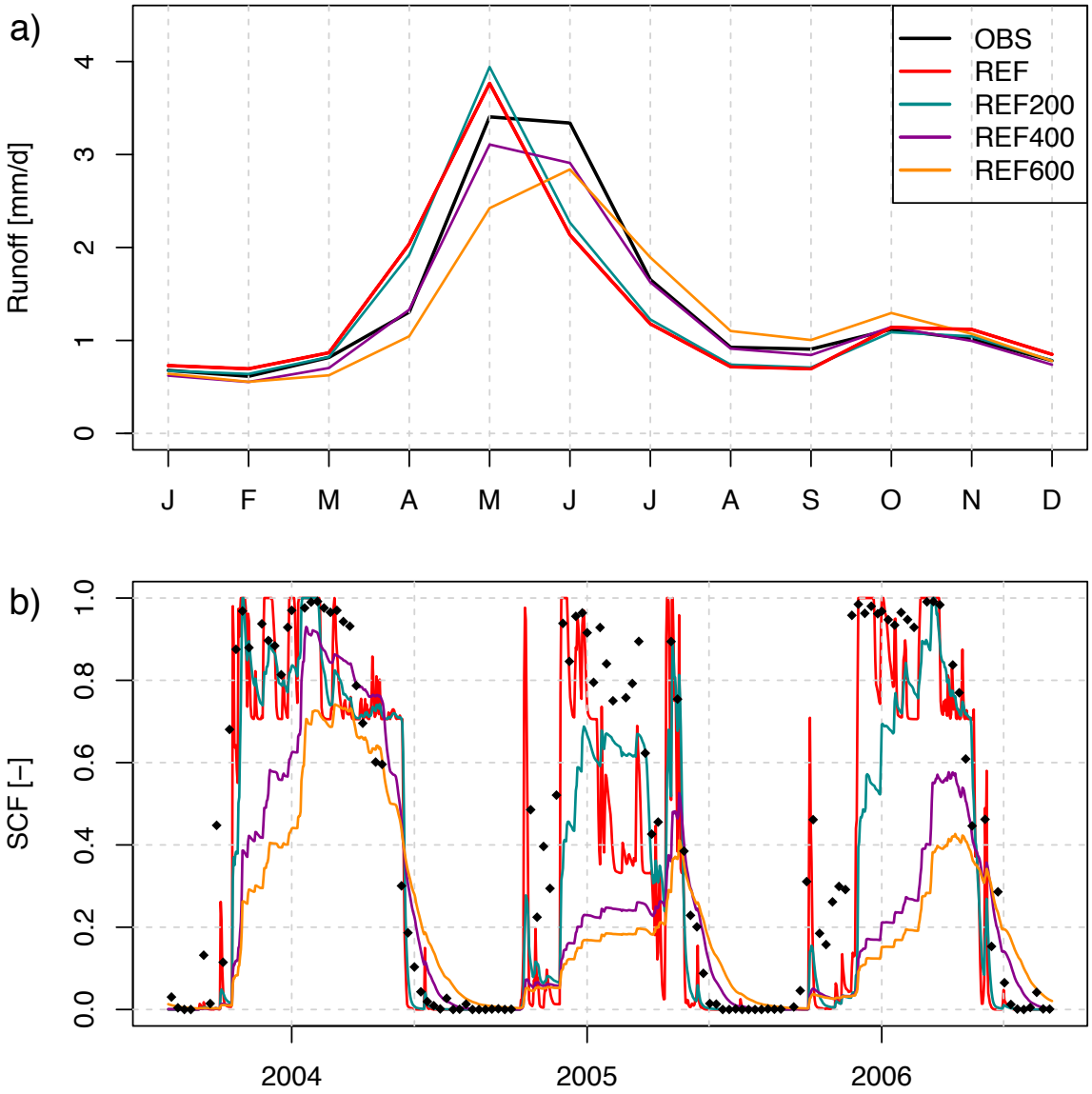


FIGURE 5.8 – a) Annual hydrograph simulated by REF compared with observations of the mean monthly values calculated from August 1980 to July 2009 in catchment 3 (in red and blue, respectively). b) Comparison between daily simulated SCFs (red line) and maximum SCFs observed over eight days from MODIS images.

5.2.5.3 Sensitivity to W_{min}

To assess the influence of the SCF parameterization on snowpack dynamics and on the water budget, we tested the sensitivity of the runoff and the SCF simulation to

W_{min} by increasing this parameter from 13 to 200, 400 and 600 kg.m^{-2}. W_{min} was recently increased by Reichle et al. (2011) to 26 kg.m^{-2} to improve the stability of the surface flux calculation when snow is present. Increasing W_{min} implies that more snow is needed on the catchment to obtain a full snow coverage. Figure 5.8a shows that increasing W_{min} delays and attenuates the peak discharge. The REF400 simulation, especially, is well synchronized with the observations and Nash-Sutcliffe coefficients increase from 0.06 for the REF simulation to 0.47 for the REF400 simulation. The bias between observations and these two simulations, REF and REF400, tend to slightly decrease, but no significant change is found in the volume.

Despite these improvements regarding the runoff simulation, simulations of SCFs with high W_{min} are significantly deteriorated and are too small compared to the MODIS observations (Figure 5.8b). As an example, SCFs from simulation REF600 with the highest W_{min} never reach 100% whereas observed SCFs do indicate full or almost full snow coverage of the catchment in winter. Correlation coefficients decrease from 0.88 when W_{min} = 13 to 0.47 when W_{min} = 600. Yet, snow stays longer in the catchment when increasing W_{min}, which is consistent with the observations. Simulation REF400, in which runoff is well phased compared to the observed peak discharge, captures the melting part of the SCFs evolution fairly well.

These results show that increasing W_{min} does have an effect on the snow-melt process and improves the runoff simulation, but this is at the expense of the SCFs simulation that underestimates the observations.

5.2.5.4 Introducing the hysteresis in the SCF parameterization

The melt is not well simulated with the initial snow-cover parameterization ; this is likely because other factors than vegetation, such as slopes and aspect, influence the evolution of the snow-cover extent. Implementing the hysteresis in the SCD allows these factors to be taken into account. Table 5.1 shows the different values of W_{melt} calibrated for each catchment. As expected, the upstream catchments most influenced by snow have higher W_{melt}. Figure 5.9a shows an improvement in the peak discharge timing and rate between REF and HYST. The peak discharge of the HYST simulation starts later, lasts longer and is thus closer to the observed peak discharge.

Considering all gauged catchments, Figure 5.10 shows how closely the runoff and SCF simulations REF and HYST match their respective observations (discharge at the 6 gauging stations and MODIS images). The correlation coefficients for runoff simulations increase from REF to HYST without deteriorating the normalized standard deviation, reflecting the amplitude of the time series. Therefore, Figure 5.10 confirms that the dynamics of melt is getting better for all gauged catchments of the Upper Durance. Besides, the bias remains within a satisfactory range of values although it slightly increases from REF to HYST. Concerning the SCFs simulations, no significant difference between simulations REF and HYST is shown, neither in terms of dynamics (empty and full triangles are more or less superimposed) nor in terms of volume (similar bias). As a consequence, the new SCF parameterization leads to a more realistic runoff simulation in all the studied catchments without a significant deterioration of the SCF simulation.

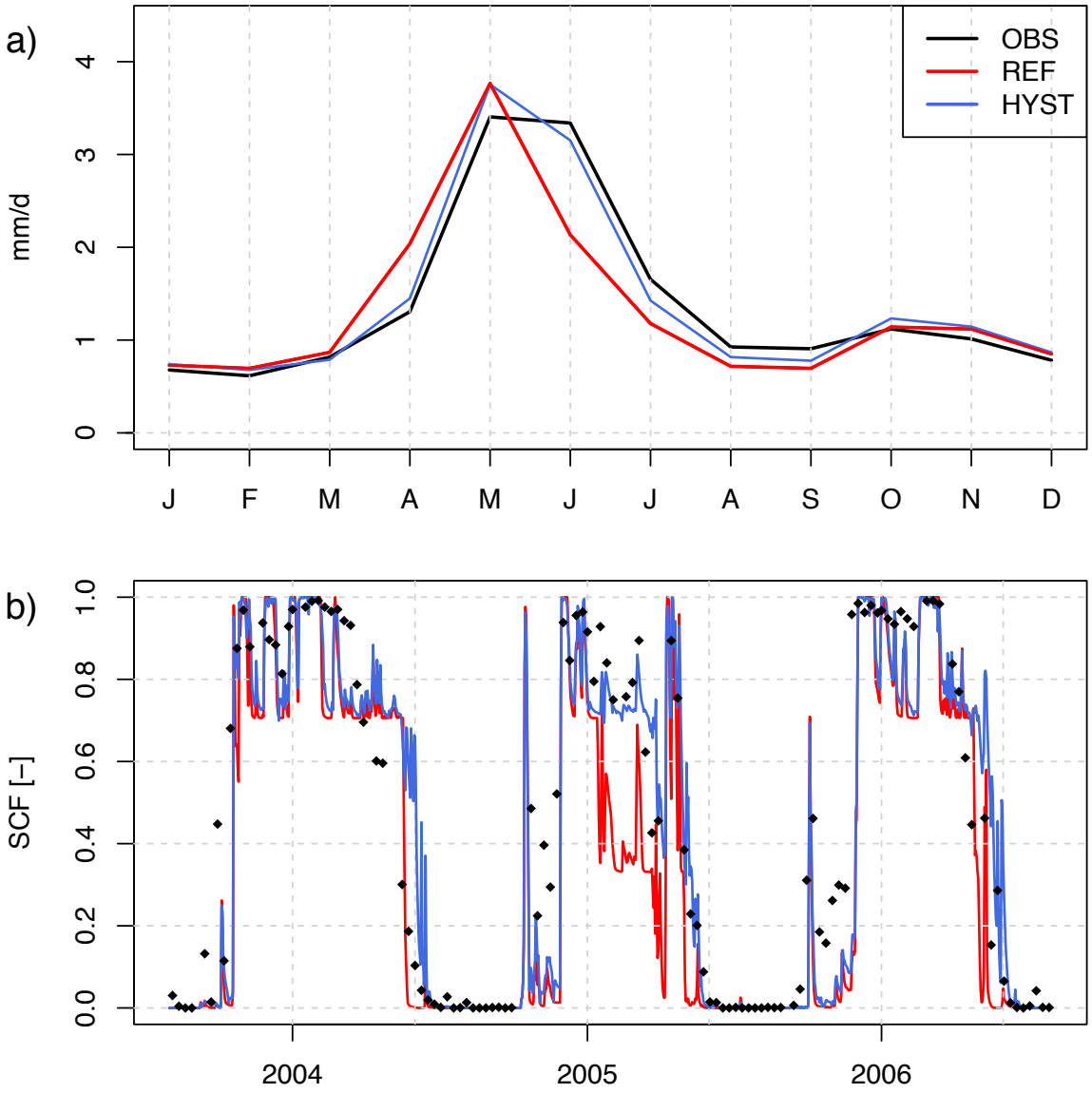


FIGURE 5.9 – a) Comparison of annual hydrographs between simulation REF (red) and simulation HYST (blue) calculated over 1980-2009 in catchment 3. b) Comparison of SCF evolution between the same simulations and observations.

In general, the introduction of the hysteresis maintains more snow over the catchment during a longer period. The maximum SWE over the catchment is on average 25% more important in the HYST simulation than in the REF simulation, and the snow-covered period lasts on average 10 days longer (Table 5.4). At the end of spring, the SCFs are sometimes overestimated by the HYST simulation, as illustrated in Figure 5.9b for 2003-2004, leading to a slight increase of the RMSE from REF to HYST.

Yet on average, the coefficients of correlation remain around 0.9 for all catchments and become variable when computed over individual years (Table 5.4). MODIS observations are better reproduced by the HYST simulation than by the REF simulation when the amount of snowfall is low as in 2004-2005. The annual snowfall is 35%

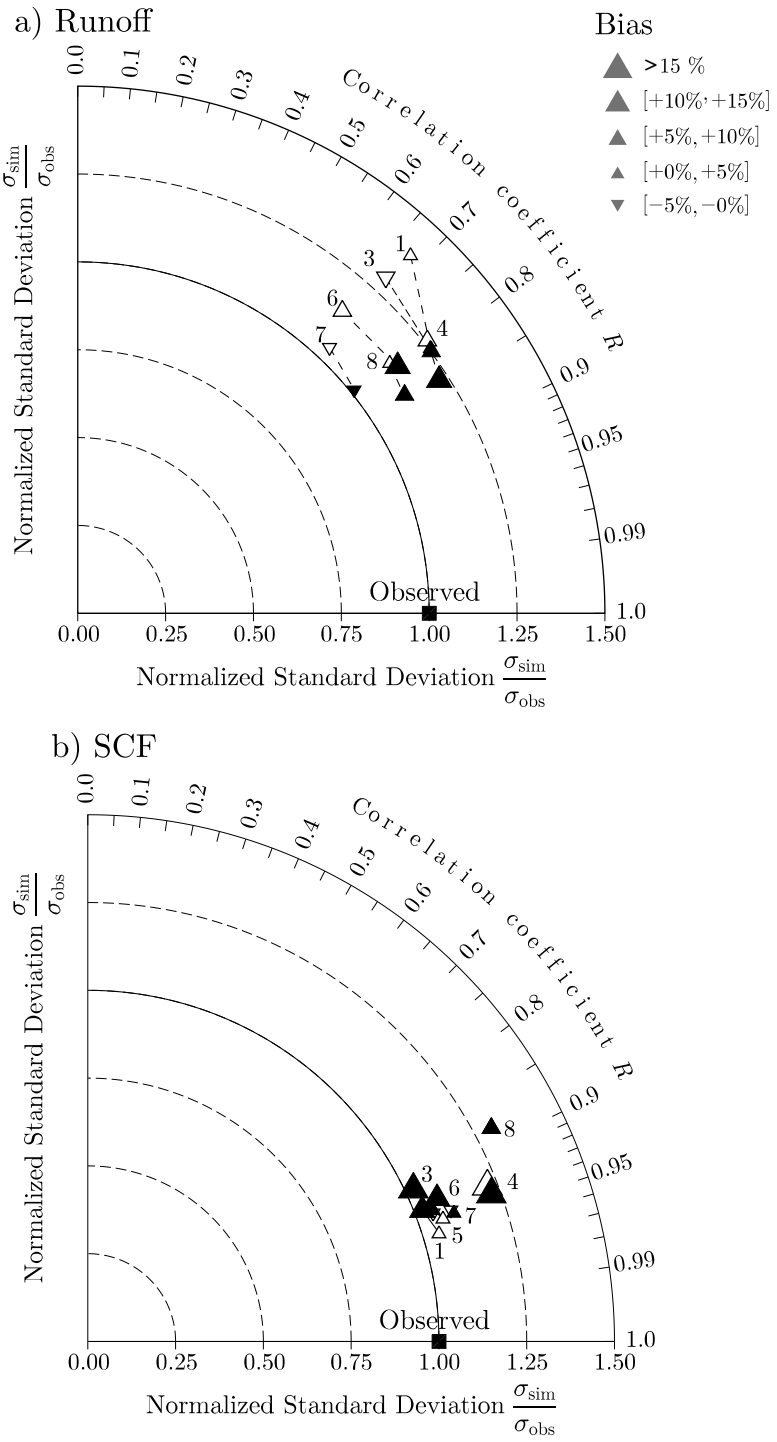


FIGURE 5.10 – Taylor diagrams (Taylor, 2001) showing the performances of simulations REF (empty triangles) and HYST (filled triangles) in the 6 gauged stations of the Upper Durance watershed of a) 10-day averaged runoff and b) maximum snow extent over 8 days compared to the MODIS images. The black square shows the location of the observations in the Taylor space. The distance between the simulation points (triangles) and the reference point (black square) represents the RMSE of the centered time series. The magnitude of relative biases is depicted by the size and direction of the triangles and the catchment numbers are indicated above them.

Year	DOY < 5%			Max SWE [kg.m^{-2}]		r^2	
	OBS	REF	HYST	REF	HYST	REF	HYST
2000-2001	314	298	314	535	527	0.86	0.84
2001-2002	298	306	306	99	124	0.92	0.94
2002-2003	290	290	298	267	267	0.85	0.80
2003-2004	305	313	313	348	359	0.92	0.85
2004-2005	298	290	290	69	97	0.83	0.89
2005-2006	306	282	306	181	186	0.91	0.88
2006-2007	298	306	306	63	146	0.90	0.91
2007-2008	313	289	313	193	226	0.93	0.94
2008-2009	322	290	322	369	376	0.89	0.87

Tableau 5.4 – Comparison between the REF and HYST simulations and MODIS observations, end of snow-covered period, maximum annual SWE, and the correlation coefficient calculated for every year from August 2000 to July 2009 in catchment 3.

smaller than the mean amount over 2000-2010 ; 40% of the snowfall occurs between October and January, then almost no snowfall from January to March, and an important snowfall event in April accounting for 46% of the total amount of snowfall. The low snowfall between January and March can be seen in Figure 5.9b in the observations and in both simulations. This period of low snowfall is better simulated by HYST with an SCF of 70% maintained over the catchment, whereas REF strongly underestimates the snow cover extent. The high frequency of SCF values of 70% in the two simulations, REF and HYST, especially at the end of the snow season in 2003-2004 and in 2005-2006, is due to the faster disappearance of snow over forests as explained in Section 5.2.55.2.5.2.

The hysteresis implemented in the SCD modifies the evolution of the SCF and, thus, the energy budget. The increased duration of snow cover leads to a decrease of net radiation (-8%)(more upward radiation), thus reducing the energy available for the turbulent fluxes. As a result, the mean surface temperature decreases by 0.8 °C. The increased duration of snow cover also leads to decreased transpiration and evaporation from bare soil (-2% and -9%, respectively) by preventing transpiration from the vegetation and evaporation from bare soil. The increase of the mean SWE is caused by the increased duration of the snow cover and a slight decrease in sublimation (-2%). The decrease of these components of evapotranspiration leads to an increase in runoff (Figure 5.10). Both energy and water budgets are therefore impacted by the new SCF parameterization.

5.2.6 Discussion

To assess the impacts of the SCF parameterization with hysteresis on each type of land cover and their contribution to the changes noted at the catchment scale, we performed three other simulations of type HYST accounting for only one type of land cover (Table 5.3) as we did for type REF in the previous Section. Figure 5.11 shows that changes between REF and HYST over bare soil and grassland are in the same

direction and contribute the most to the changes of the multi-tile simulation HYST. In contrast, the changes over forests are very small and the introduction of the hysteresis does not really impact the evolution of the snowpack. This could be explained by the fact that an important difference between the three types of land cover is the repartition of snowpack ablation between melt and sublimation. Over forested areas (mainly needleleaf), sublimation losses are important and account on average for 250 mm/year in the Upper Durance watershed, i.e., 45% of the snow cover ablation in good agreement with Lundberg et al. (1998) and Pomeroy et al. (1998). In contrast, sublimation losses account only for 4% and 7%, respectively, of the snowpack ablation over bare soil and grassland.

W_{melt} was introduced to strengthen the hysteresis of the SCD at the catchment scale and is likely to account for the influence of topography and aspect on the melting process. It is therefore normal that the impacts of the SCF parameterization with hysteresis are more important in tiles where melt is the dominant ablation process. Moreover, Ellis et al. (2013) showed that the effect of aspect (north- or south-facing) on melt is less important in forests than in open landscapes such as bare soil or grassland. This is again consistent with the fact that forested areas are not impacted by the introduction of the hysteresis in the SCF parameterization. In Section 5.2.5.4, we demonstrated that the parameter W_{melt} does change the dynamics of the melt, but does not significantly change the sublimation losses (only -2%), and thus maintains the same repartition between melt and sublimation in terms of volume.

The multi-tile configuration and the parameter W_{melt} represent two types of sub-grid variability that do not influence the snowpack in the same way. The multi-tile configuration is mainly related to the sub-grid sublimation variability, a process that occurs throughout the snow-season, especially at its beginning (Hood et al., 1999), whereas the parameter W_{melt} is related to the melt occuring mainly at the end of the snow season. Note that sublimation contributes to 18% of the snow-cover ablation using the multi-tile simulation HYST and this is consistent with the values reported for mid-latitude Alpine catchments, ranging between 15% to 20% (Kattelmann and Elder, 1991; Marks et al., 1992; Hood et al., 1999).

5.2.7 Conclusion

In this article we first highlighted the differences in dynamics between accumulation and depletion of the snow cover in the Alps using MODIS snow-cover extent images. Indeed, we demonstrated that the SCF increases faster than it decreases. The use of snow-depth measurements allowed us to confirm that the difference between SCF accumulation and ablation rates is due to the existence of a hysteresis in the SCD at the catchment scale as Swenson and Lawrence (2012) and Luce et al. (1999) highlighted in other environments. We then applied the CLSM in the Upper Durance watershed. Although, the initial snow-cover parameterization of the CLSM captures the overall evolution of the SCFs fairly well, it cannot reproduce the melting period. The catchment is uncovered few weeks earlier than in the MODIS observations and the spring thaw is not well simulated.

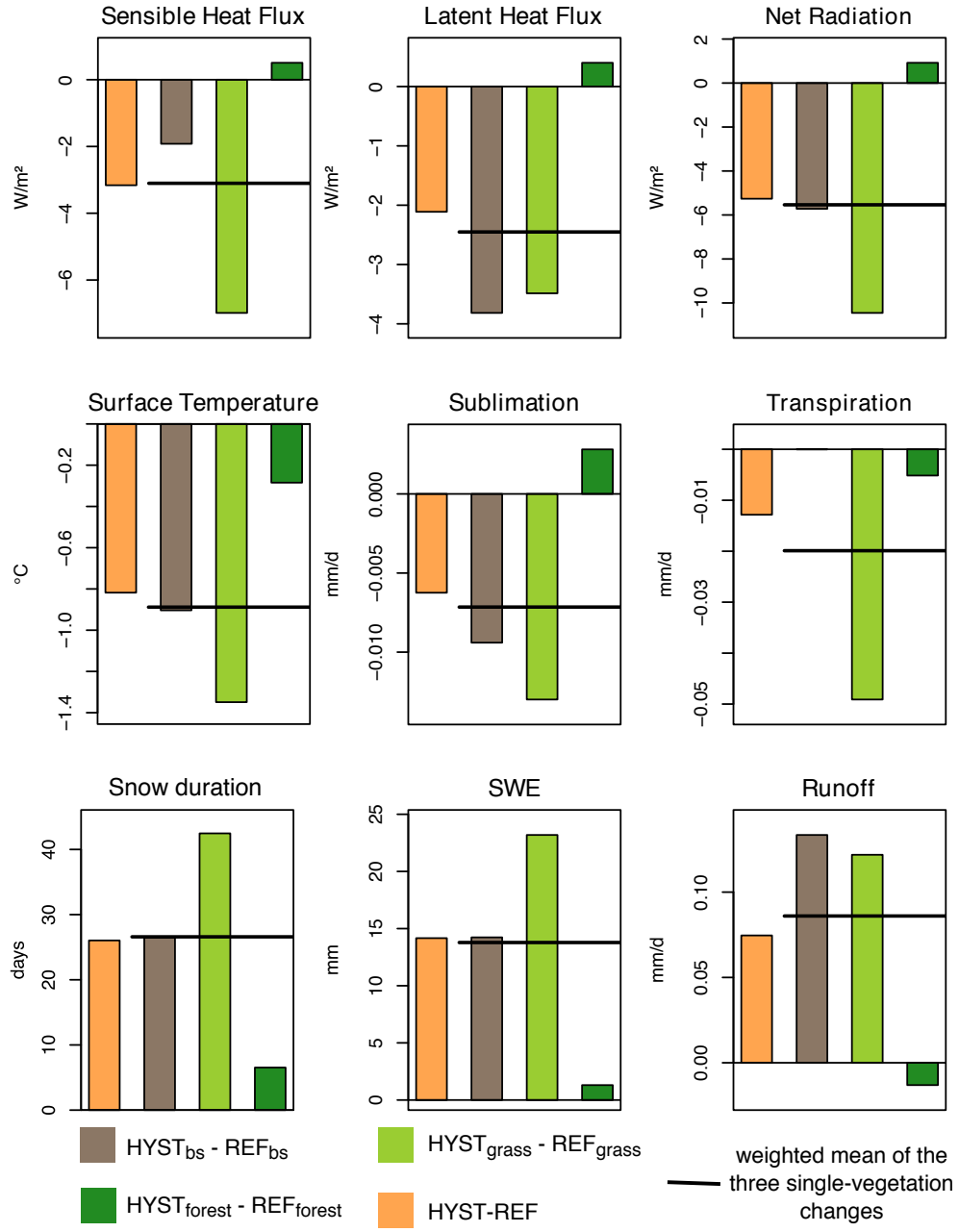


FIGURE 5.11 – Changes of energy and hydrological variables caused by the hysteretic SCD in catchment 3 and calculated over 1980-2009. Changes between the simulations HYST and REF are depicted by orange bars. The other three bars (gray, light and dark green) show the changes between the single-tile HYST and REF simulations. The black line represents the surface weighted-mean of the three single-tile changes.

We demonstrated the efficiency of introducing a hysteresis in the SCD to correctly simulate melting events and the dynamics of snow-cover extent. This led to a great improvement in reproducing the timing and shape of the spring thaw. It also increased the duration of the snow cover in agreement with the MODIS observations and improved the simulation of the SCF evolution in years with a small amount of snow-

fall. This is important given that less snow is expected in these regions because of climate change.

However we noted an overestimation of the simulated SCFs compared to MODIS images at the end of spring. This may be related to a shortcoming of the model in which the snow depth is assumed to be uniform. Hence, when snow falls on a heterogeneous snow cover (SCF < 1), the resulting SWE is uniformly redistributed, leading to stronger insulation, thus lower surface temperatures during snow melt, than if the memory of heterogeneous snow depths was kept. It is noteworthy that the resulting snow depth heterogeneities can be enhanced by the so-called wind-blown effect which leads to redistributing snow and increasing sublimation, especially at high altitudes where wind speed is high (Liston, 2004; Strasser et al., 2008; Gascoin et al., 2012). Two strategies could be explored to solve this problem, either by using the CLSM at a much higher resolution, or by introducing a statistical distribution of snow depth within the elementary catchments following (Liston, 2004). Part of the discrepancies between the model and the observations may also be due to the lack of explicit representation of the snow/vegetation interactions in the CLSM snow scheme, especially in forested zones (Rutter et al., 2009).

Anyway, the new snow cover parameterization introduced in this paper allowed us to get a satisfactory simulation of both runoff and snow-cover extent without increasing the computational load. The parameter W_{melt} was calibrated for simplicity but it should depend on morphological features of the catchment such as mean elevation, elevation range, terrain roughness, or hillslope orientation. A generic application of the parameterization would thus require to find a relationship between these morphological parameters and W_{melt} which might benefit from the use of hydrological catchment as elementary land surface units in the CLSM. The combination of such a relationship with the physically-based snow description and the multi-tile configuration of the CLSM would then offer an approach that is flexible enough to account for various impacts of global change on snow dynamics and water resources in Alpine environments, from climate change to land cover change.

Acknowledgment

This work has been carried out in the framework of the project R^2D^2-2050 supported by the programme Gestion et Impact du Changement Climatique of the Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie. Claire Magand was supported by a grant from l'Agence de l'Eau Rhône Méditerrannée Corse. Simon Gascoin was supported by Fondecyt Chile (Grant 11090445). The authors are grateful for the meteorological data from the SAFRAN database provided by Météo-France and from the SPAZM database provided by Frederic Gottardi of Électricité de France. We also wish to thank Thibault Mathevet of Électricité de France for providing us naturalized flows.

6 Evaluation des modèles en temps présent

6.1 Introduction

Le projet R²D²-2050 s'inscrit dans la lignée des précédents projets d'impacts hydrologiques du changement climatique (*e.g.* Leblois and Grésillon, 2004; Ducharne et al., 2007, 2009; Moatar et al., 2010; Chauveau et al., 2013), en adoptant une approche multi-modèles. Cette approche permet d'échantillonner une partie des incertitudes liées à la modélisation hydrologiques en considérant des modèles de conception et de structure différentes. En dehors des modèles CLSM et ORCHIDEE, cinq autres modèles hydrologiques sont donc impliqués dans ce projet.

La première partie de ce chapitre consiste à valider les modèles en confrontant leurs simulations à des observations historiques de débits. Nous avons vu dans le chapitre 1 que l'incertitude liée à la modélisation hydrologique est principalement épistémique et que le but est de la réduire. Ainsi, il est inutile d'augmenter la dispersion en considérant des modèles n'étant pas capables de simuler le fonctionnement hydrologique actuel de manière réaliste. En revanche, il semble important de pouvoir comprendre les défaillances d'un modèle si tel est le cas, et cela passe par une analyse des différents processus. De plus, cette analyse permet de mieux appréhender les différences de réponses des modèles hydrologiques sous changement climatique.

La validation des modèles en fonction des performances n'est cependant pas suffisante car elle ne garantit pas le réalisme du modèle sous climat futur (Ducharne, 2011). En effet, il est tout à fait envisageable que des processus hydrologiques négligeables actuellement puissent devenir prépondérants dans le futur. Comme le soulignent Milly et al. (2007), « *Stationarity is dead* », et la valeur d'un modèle ne repose donc plus uniquement sur ses performances sur une période donnée mais sur sa stabilité à produire de bonnes performances dans des conditions non stationnaires. On parlera alors de la robustesse du modèle. Les éléments de validation du comportement hydrologique sous climat futur n'existent évidemment pas mais nous pouvons soumettre les modèles à des tests qui permettent d'évaluer la sensibilité des modèles hydrologiques au climat, et leur comportement en extrapolation. Le *Differential Split Sample Test* (DSST) mentionné dans le chapitre 1 fait partie de ces tests. Nous avons soumis le modèle CLSM à cet exercice dans la Haute-Durance, ce sera l'objet de la deuxième partie de ce chapitre.

L'objectif est bien sûr d'obtenir un compromis entre performance et robustesse.

Le chapitre qui suit commence par une brève description des autres modèles du projet puis nous chercherons à répondre à ces trois questions :

1. Les modèles sont-ils capables de reproduire le fonctionnement hydrologique actuel ?
2. Quels sont leurs principales différences ?
3. Le modèle CLSM est-il transposable dans des conditions climatiques différentes ?

6.2 Les simulations R²D²

6.2.1 Les modèles du projet

Les principales caractéristiques des différents modèles sont résumées dans le tableau 6.1. La mise en place des modèles autres que CLSM et ORCHIDEE, ainsi que les simulations ont été réalisées par les différents partenaires du projet (section 2.3). Les modèles sont brièvement présentés et les principales différences en termes de conception et de structure entre les modèles sont ensuite exposées.

Modèles hydrologiques	Spatia--lisation	Δt	Bilans d'eau	Module de neige	Forçages météo	NP	Partenaires	Références
GR5J	global	1 jour	conceptuel	degrés-jours	SPAZM^{d}	5	IRSTEA (Antony)	Perrin et al. (2003); Le Moine (2008)
MORDOR	global	1 jour	conceptuel	degrés-jours	SPAZM	22	EDF-DTG	Garçon (1999); Paquet (2004)
CEQUEAU	HRUs	1 jour	conceptuel	degrés-jours	SPAZM^{d}	12	EDF-LNHE	Charbonneau et al. (1977); Morin et al. (2002)
J2000	HRUs	1 jour	conceptuel	degrés-jours	SPAZM^{d}	*	IRSTEA (Lyon)	Krause (2002); Krause et al. (2006)
CLSM	BVE	20 min	couplés aux bilans d'énergie	bilan d'énergie 3 couches	DuO	4	UMR METIS	Koster et al. (2000) Ducharne et al. (2000)
ORCHIDEE	BVE	30 min	couplés aux bilans d'énergie	bilan d'énergie 1 couche	DuO	0	UMR METIS	De Rosnay (1999); Campoy (2013)
ISBA-Durance	HRUs	1 heure	couplés aux bilans d'énergie	bilan d'énergie 3 couches	SAFRAN^{+}	*	LTHE	Lafaysse (2011a)

Tableau 6.1 – Synthèse des sept modèles utilisés dans le projet R^{2}D^2-2050. Les modèles hydrologiques sont soit globaux (pas de discrétisation spatiale du bassin versant modélisé) soit distribués. Le bassin versant modélisé peut alors être discrétisé en Bassins Versants Elementaires BVE (CLSM et ORCHIDEE) ou en entités plus petites qui sont les unités de réponses hydrologiques (HRUs de l'anglais *Hydrological Response Units*). Δt est le pas de temps de calcul du modèle. Le forçage SPAZM^{d} comprend les précipitations et températures journalières de SPAZM ainsi que l'ET$_0$ journalière calculée par DuO. Le forçage SAFRAN^{+} fournit les données atmosphériques horaires SAFRAN dont les précipitations ont été majorées de 15%. NP indique le nombre de paramètres calés : * Aucun paramètre des modèles J2000 et ISBA-Durance n'a été calé spécifiquement mais l'ensemble des paramètres a été adapté au domaine via des analyses de sensibilité.

6.2.1.1 Présentation des modèles

GR5J La philosophie adoptée dans la conception du modèle global GR5J (*Génie Rural à 5 paramètres Journalier*) était de simuler correctement les débits d'une rivière à partir de la structure la plus parcimonieuse possible (Michel et al., 1989; Perrin et al., 2003). Ainsi, seul un petit nombre de paramètres doit être calé : quatre concernent les processus hydrologiques, et un relève du module de neige *CemaNeige* (Valery, 2010).

MORDOR Le modèle MORDOR est un modèle *made in* la Durance ; il a été développé et testé pour la première fois à l'amont de ce bassin (Garçon, 1996). Il est utilisé par EDF pour la prévision et la prédétermination des crues. Il est global et comporte 22 paramètres ajustables dont 11 sont dédiés aux processus nivaux.

CEQUEAU Contrairement aux deux modèles précédents, le modèle CEQUEAU est semi-distribué. Ce modèle possède une vingtaine de paramètres ajustables mais une partie peut être déterminée grâce à des données topographiques et d'occupation du sol. Ici, seuls 12 paramètres sont calés. Il est utilisé dans de nombreuses applications : gestion des aménagements à EDF, modélisation des solides dissous en rivière (Morin et al., 1986) et prévision de la température de l'eau (Morin et al., 1994).

J2000 Le modèle J2000 a quant à lui été développé afin de quantifier l'influence des changements d'occupation du sol sur le bilan hydrologique de grands bassins versants (> 1000 km^2) (Krause, 2002). Le modèle J2000 se situe entre les modèles conceptuels tels que GR5J et MORDOR et les modèles à base physique tels que CLSM, ORCHIDEE et ISBA. Il est qualifié de « simplifié orienté processus » (Tilmant, 2013). Il utilise principalement des approches réservoir, chaque processus du cycle hydrologique est décrit explicitement et chacun de ses paramètres conserve un sens physique. Aucun calage des paramètres n'est donc a priori requis puisqu'il est possible d'estimer ces paramètres à partir des données physiographiques disponibles. Néanmoins, certains d'entre eux dont la profondeur de sol et les coefficient culturaux ont été optimisés sur la Durance à partir d'analyses de sensibilité. La structure du schéma de neige a également été modifiée (Tilmant, 2013).

ISBA-Durance Enfin, le modèle ISBA (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) résout les bilans d'eau et d'énergie avec une approche SVAT comme les modèles CLSM et ORCHIDEE. Il a été développé pour être couplé avec le modèle de circulation générale ARPEGE de Météo-France. ISBA-Durance est une version modifiée du modèle ISBA développée par Lafaysse (2011a) lors du projet RIWER 2030 sur l'amont de la Durance (en amont du barrage de Serre-Ponçon). La discrétisation régulière sur des mailles de 8 km × 8 km a été remplacée par une discrétisation plus fine en unités de réponse hydrologique (HRUs de l'anglais *Hydrological Response Units*) s'appuyant sur des sous-bassins versants, des bandes d'altitude et l'exposition des

versants. De plus, une représentation conceptuelle globale des stockages souterrains a été introduite.

6.2.1.2 Facteurs de différences entre modèles

Conceptuel vs base physique Tous les modèles considérés sont des modèles hydrologiques partitionnant les flux d'eau à la surface mais ils ont été conçus à des fins différentes. Ainsi, la modélisation des processus n'est pas abordée de la même façon dans chacun des modèles induisant des structures de modèles différentes.

Les modèles GR5J, MORDOR et CEQUEAU sont des modèles conceptuels pluie-débit. Leur fonctionnement repose sur une architecture de réservoirs connectés entre eux, censés représenter les différents compartiments hydrologiques (e.g. réservoir superficiel, réservoir profond, réservoir de neige, etc). Les équations mises en jeu peuvent être inspirées des lois physiques mais leur paramètres ne sont pas physiquement mesurables et doivent donc être calés.

Contrairement aux modèles conceptuels, le calage des paramètres n'est pas nécessaire dans le cas des modèles à bases physiques. En effet, les processus sont décrits à partir d'équations dont les paramètres ont un sens physique et peuvent être définis *a priori* en fonction des caractéristiques du milieu. La frontière est ténue entre les modèles conceptuels et les modèles à base physique car certaines équations des modèles déterministes ou à base physique sont conceptuelles. C'est le cas notamment du modèle J2000 dont l'ensemble des paramètres peuvent être prescrits *a priori*, mais il résout un bilan d'eau dit conceptuel car il calcule l'évapotranspiration en fonction de l'évapotranspiration potentielle modulée par un coefficient cultural. Il ne prend pas en compte la conservation du bilan d'énergie. De plus, certains paramètres peuvent être difficiles à estimer et il est alors fréquent d'avoir recours au calage. C'est le cas dans cette thèse pour CLSM (sections 3.1.10 et 6.2.2.2). Les paramètres des modèles J2000 et ISBA-Durance n'ont pas été calés spécifiquement mais l'ensemble des paramètres a été adapté au domaine via des analyses de sensibilité.

Spatialisation Les deux modèles GR5J et MORDOR sont globaux, c'est à dire que les entrées (précipitations et températures ou ETP) ne sont pas distribuées dans le bassin versant [1]. Cela signifie également qu'il n'est pas possible d'obtenir le débit d'une rivière au sein d'un bassin versant modélisé sans refaire une nouvelle simulation avec un nouveau jeu de paramètres spécifique.

Les cinq autres modèles sont distribués dans l'espace soit en BVE comme dans le cas des modèles CLSM et ORCHIDEE (habituellement en maille rectangulaire et régulière mais adapté ici, cf. section 3.2), soit en HRUs, entités plus petites, pour les autres modèles. Selon les modèles, les HRUs ne sont pas identiques et varient en moyenne entre 7 km^2 pour J2000 et 25 km^2 pour CEQUEAU. Les superficies des BVEs font en moyenne 500 km^2 pour les modèles CLSM et ORCHIDEE. Dans le cas des

1. L'hydrologue global aime à dire : « il n'y a qu'une maille qui m'aille : le bassin versant » (Le Moine, 2008)

modèles distribués, il est donc possible avec une simulation de calculer les différents flux (ruissellement, évapotranspiration) en différents points du bassin.

Processus nivaux Les processus nivaux étant particulièrement importants à l'amont du bassin de la Durance, il semble important de noter les deux familles de schémas de neige utilisées par les modèles : les schémas à degrés-jours et les schémas à bilan d'énergie. Dans les schémas degrés-jours, le calcul de la fonte, M, repose exclusivement sur la température de l'air et est basée sur l'équation suivante :

$$M = k_m \cdot (T_a - T_f) \tag{6.1}$$

avec k_m, le facteur degré/jour en mm par unité de température exprimant l'influence des conditions naturelles du bassin, T_a la température de l'air et T_f la température seuil au-dessus de laquelle la fonte se produit. Notons que dans le cas des modèles globaux, GR5J et MORDOR, la température en entrée de leurs modules de neige est interpolée suivant la courbe hypsométrique du bassin et une distribution de la fonte est ainsi obtenue.

Dans les schémas à bilan d'énergie, comme son nom l'indique, le bilan d'énergie est calculé à la surface du manteau neigeux. La fonte dépend donc non seulement de la température mais également des rayonnements incidents et de l'albédo du manteau. Ceci n'est que partiellement vrai pour ORCHIDEE car le module de neige est hybride : le bilan d'énergie est résolu à la surface du manteau mais la fonte ne dépend que de la température de surface.

6.2.2 Le protocole de simulation

6.2.2.1 Le protocole commun

Un protocole commun de modélisation a été établi par Chauveau et al. (2012) afin d'évaluer les résultats des sept modèles hydrologiques dans un cadre rigoureux.

Tout d'abord, nous nous sommes efforcés de travailler avec des forçages atmosphériques les plus similaires possibles limitant ainsi une première source de dispersion parasite entre les modèles. Ces derniers utilisent donc tous, sauf le modèle ISBA-Durance, des précipitations et des températures quasi identiques (tableau 6.1 et section 4.4). Le modèle ISBA-Durance se sert des données atmosphériques SAFRAN dont les précipitations ont été majorées de 15 %.

D'autre part, la majorité des modèles hydrologiques estiment certains de leurs paramètres par calage (tableau 6.1). Afin de limiter les cas d'équifinalité (plusieurs jeux de paramètres conduisent aux mêmes résultats), une procédure commune de « calage-contrôle » sur des périodes indépendantes s'inspirant du *Split Sample Test* de (Klemeš, 1986) a été mise en place.

Ce test consiste à caler le modèle sur une période RDP1 (pour R²D² Période 1) puis à l'évaluer sur une période RDP2 indépendante, et à réitérer ce test dans l'autre sens, en calant le modèle sur la période RDP2 et en l'évaluant sur la période RDP1. L'intérêt

de cette procédure de calage croisée est qu'elle permet d'avoir une évaluation du modèle sur l'ensemble des données de validation disponibles. La période complète de simulation, PP, a été fixée du 1er août 1980 au 31 juillet 2009 car toutes les stations hydrométriques mentionnées en section 4.3 fournissent des observations pendant cette période. La période PP a donc été divisée en deux :

- la période RDP1, comprise entre le 1er août 1980 et le 31 juillet 1994,
- la période RDP2, comprise entre le 1er août 1994 et le 31 juillet 2009.

Une initialisation des modèles d'un an au minimum est imposée. Les méthodes de calage ont été laissées libres aux choix des partenaires du projet.

6.2.2.2 Calage des paramètres de CLSM

Dans le chapitre précédent, nous sommes partis d'une simulation utilisant le jeu de paramètres θ_S (cf. tableau 3.2) incluant les trois paramètres hydrodynamiques, v, K_{sc} et D (cf. section 3.1.10), préalablement calés sur la période 1994-2009. Nous avons ensuite introduit un nouveau paramètre relatif à la fonte, W_{melt} que nous avons calé toutes choses égales par ailleurs sur la même période 1994-2009. Le jeu de paramètres obtenu à la fin de ce chapitre est appelé θ_{REF} et les valeurs de v, K_{sc}, D et W_{melt} pour les 27 BVE sont répertoriées dans le tableau A.2. Bien que nous ayons présenté les résultats uniquement sur la Haute-Durance (car c'est dans cette région que l'influence nivale est la plus importante), l'étude a en fait été réalisée sur la totalité du bassin de la Durance. Nous avons obtenu, de manière logique, des valeurs de W_{melt} élevées pour l'amont du Verdon (tableau A.2 en annexe) où l'influence nivale est forte. Les débits simulés des bassins de moyenne Durance sont très peu sensibles à ce paramètre.

Pour les différentes simulations du projet R²D² (sur RDP1, RDP2 et PP), nous avons calé uniquement les trois paramètres hydrodynamiques, v, K_{sc} et D, et nous avons conservé les valeurs de W_{melt} de θ_{REF}.

La méthode de calage adoptée est manuelle. Six valeurs de K_{sc}, sept valeurs de v et sept valeurs de D (i.e 294 jeux de paramètres), ont été testées dans une gamme de valeurs prédéfinies par « expérience ». Le jeu de paramètres est sélectionné sur une période en fonction de trois critères statistiques, le critère de Nash-Sutcliffe (NSQ, équation 4.1), le critère de biais (équation 4.2) et le critère de Kling-Gupta (KGE, équation 4.3), et par examen visuel d'hydrogrammes. Les trois critères sont calculés sur des lames d'eau décadaires.

Les simulations de débits présentées ici ont été effectuées à l'aide du modèle de routage introduit en section 4.3 et détaillé en annexe A.3. Les paramètres de ce modèle ont été calés à partir du jeu de paramètre θ_{REF} et n'ont ensuite plus été modifiés.

Abr.	Nom	Emphase sur
B	Critère de Bilan	le volume d'eau écoulé
NSQ	Critère de Nash-Sutcliffe	les forts débits
NSinterQ	NSQ sur les débits moyens interannuels	la courbe des régimes
NSFQ	NSQ sur fréquence au non dépassement	la courbe des débits classés
R	Rapport des écarts-types	la variabilité des débits
NSIQ	NSQ sur l'inverse des débits	les faibles débits
BE	Rapport des déficits d'écoulements en étiage	les débits sous un seuil Se
NE	Rapport du nombre de jours d'étiage	la durée des étiages
RCVN	Rapport des VCN7	les débits minimaux
RQMNA5	Rapport des QMNA5	les débits d'étiages
KGE	Critère de Kling-Gupta	la dynamique des débits
BC	Rapport des volumes en crue	les débits au dessus d'un seuil Sc
RCA	Rapport des crues annuelles	les maximas annuels
NSQ_{fonte}	Critère de Nash-Sutcliffe sur la fonte	les débits pendant la période de fonte
B_{fonte}	Bilan sur la fonte	le volume d'eau écoulé pendant la fonte

Tableau 6.2 – Tableau récapitulatif des critères choisis et calculés par Chauveau et al. (2012) afin d'évaluer les modèles hydrologiques. Le seuil Se est défini par la valeur du débit observé non dépassée 10% du temps. Le seuil Sc est défini par la valeur du débit observé non dépassée 90 % du temps.

6.3 Analyse des performances

Dans cette section, les performances des modèles sont évaluées graphiquement et à l'aide de critères statistiques qui portent tous sur les débits, à différentes stations du bassin.

6.3.1 Méthode

Afin de quantifier les différences entre les débits simulés par les modèles, une liste des critères évaluant la qualité de restitution du régime global d'écoulement, ainsi que celle des forts et faibles débits a été établie par Chauveau et al. (2012). Les critères choisis sont répertoriés dans le tableau 6.2. Les années hydrologiques utilisées pour le calcul de certains indicateurs d'étiage et de crue ont été déterminées et adaptées selon les régimes hydrologiques observés à chaque station. Les détails de calcul de chaque critère sont récapitulés dans le tableau A.3 en annexe.

Les critères du tableau 6.2 ont été normalisés de manière à avoir tous leur maximum en 1, et ont été représentés sous forme de diagramme en étoile (figure 6.2 en bas à droite) par l'équipe d'IRSTEA Antony. Le diagramme forme un cercle quand le modèle est parfait. L'avantage des diagrammes en étoile est qu'ils permettent de voir très rapidement où sont les difficultés du modèle. Dans le sens horaire, la partie en haut à droite du diagramme représente les critères évaluant la dynamique générale du modèle sur toute la période (en vert sur l'exemple de la figure 6.2), puis les critères évaluant la simulation des étiages (en rouge), suivis par les critères évaluant la

simulation des forts débits (en rose) et enfin en haut à gauche, les critères ayant trait à la simulation des processus nivaux (en violet).

6.3.2 Performances

La figure 6.1 présente les hydrogrammes simulés et observés aux cinq stations de contrôle définies par le projet (cf. section 4.3). De manière générale, elle montre que les modèles reproduisent correctement les différents régimes hydrologiques rencontrés sur la Durance, à l'exception du modèle ORCHIDEE (en violet).

En effet, le modèle ORCHIDEE surestime les volumes d'eau écoulée pour les cinq stations (cf. tableau 6.3). A Serre-Ponçon, l'onde de fonte simulée est avancée d'un mois par rapport aux observations, les étiages hivernaux ainsi que les débits d'automne sont surestimés. Ces défauts se répercutent sur les deux stations en aval, l'Escale et Joucques Cadarache. Ce décalage de l'onde de fonte est dû à une faible quantité de neige stockée sur le bassin (figure 6.3). Ce résultat est cohérent avec celui de Wang et al. (2013) au col de Porte dans les Alpes où ils constatent également un avancement de l'onde de fonte par rapport aux observations lorsque le schéma de neige standard de ORCHIDEE est utilisé. Cependant, on observe toujours une surestimation des débits de septembre à avril bien que l'influence nivale diminue sur les bassins du Buech et du Verdon. Les processus nivaux ne sont donc pas la seule cause des différences entre les débits simulés par ORCHIDEE et par les autres modèles.

Sur la figure 6.1, on peut également remarquer les difficultés du modèle J2000 (en orange) à reproduire premièrement le pic de crue à Serre-Ponçon qu'il sous-estime, et deuxièmement la période d'étiage estivale sur le bassin du Buech.

Nous avons synthétisé les critères statistiques calculés par l'IRSTEA sur la figure 6.2 qui vérifie les résultats obtenus aux cinq points de contrôle sur d'autres stations du bassin. Les modèles GR5J, CEQUEAU, MORDOR, CLSM et ISBA-Durance présentent de manière générale de bonnes performances. Bien que les structures des modèles GR5J et CLSM soient très différentes, leurs diagrammes sont très similaires, notamment concernant certaines difficultés à représenter les étiages en Moyenne-Durance. Les critères statistiques du modèle J2000 sont faibles pour les stations en amont de la Durance et du Verdon, et pour les stations du Guil et de l'Ubaye (figure 2.1). Ces stations ont la particularité d'être situées en altitude et d'observer des régimes fortement influencés par la neige (cf. figure 2.7). La représentation des processus nivaux dans ce modèle est donc vraisemblablement la cause des mauvaises performances du modèle J2000.

Enfin, la figure 6.2 confirme les difficultés du modèle ORCHIDEE à reproduire le fonctionnement hydrologique de la Durance. Ces mauvaises performances par rapport aux autres modèles proviennent du fait que c'est le seul modèle à ne pas avoir été calé ou adapté au bassin. Nous avons vu par exemple en section 4.4 que la simulation **DuO** de CLSM, sans calage et avant la prise en compte de la variabilité sous-maille du schéma de neige, présentait également une onde de fonte précoce par rapport aux observations sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. De plus, l'utilisation du nouveau schéma de neige implémenté par Wang (2012) dans ORCHI-

Modèles	Débits [m^3/s]				
	SP	BU	ES	SX	JC
GR5J	78	14	117	23	165
MORDOR	81	14	109	23	148
CEQUEAU	76	14	113	22	163
J2000	74	14	115	23	163
CLSM	81	13	122	24	173
ORCHIDEE	102	18	154	31	220
ISBA	73	12	113	22	166
OBS	76	13	113	23	157

Tableau 6.3 – Modules de débits observés et simulés par les sept modèles, aux cinq stations de contrôle, entre 1980 et 2009, en m^3/s. SP : La Durance à Serre-Ponçon ; BU : Le Buech aux Chambons ; ES : la Durance à l'Escale ; SX : le Verdon à Sainte-Croix ; JC : la Durance à Joucques-Cadarache.

DEE, et s'inspirant largement de celui du modèle ISBA-ES aurait peut-être permis d'obtenir de meilleures performances au moins à l'amont du bassin.

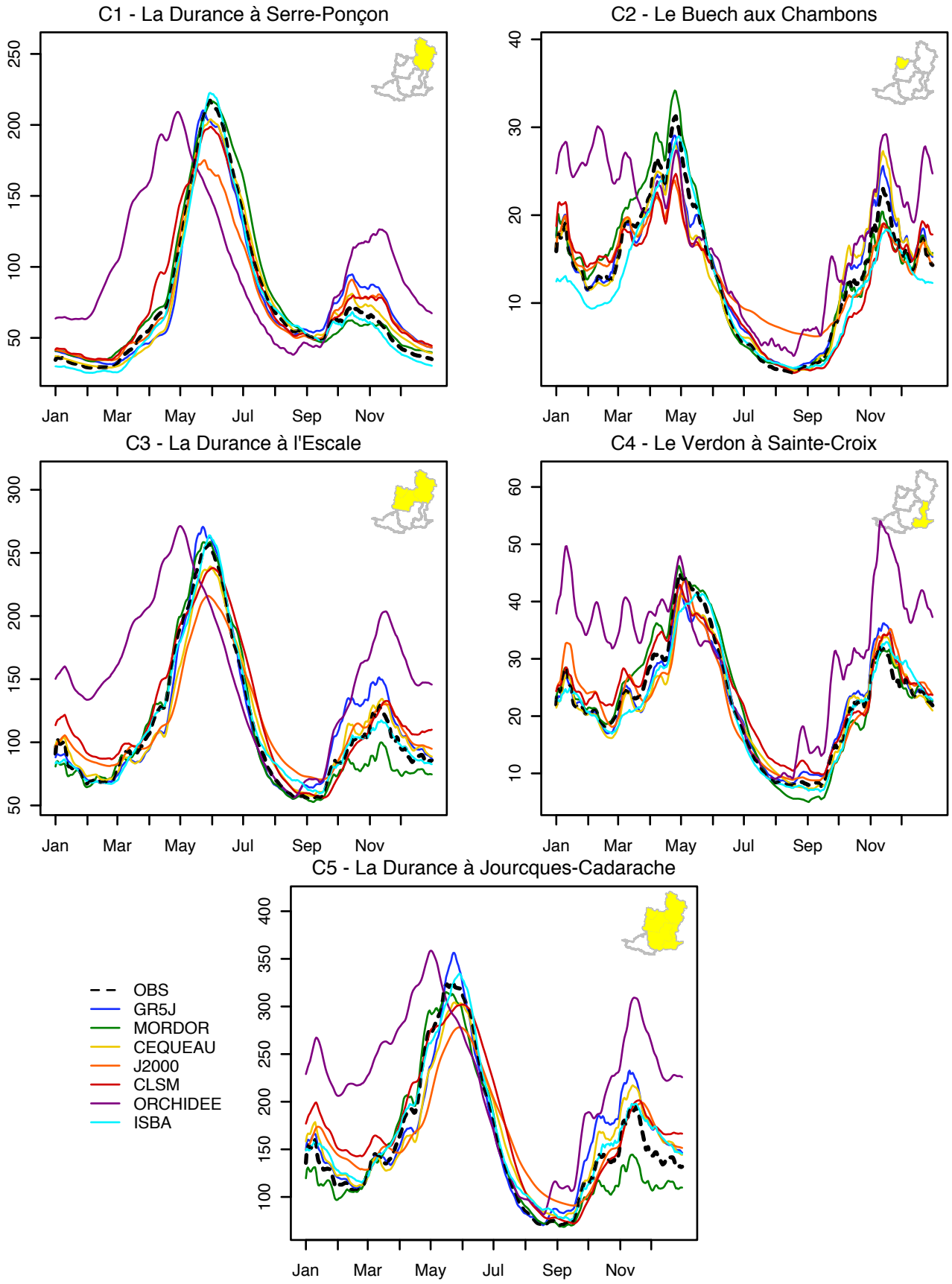


FIGURE 6.1 – Hydrogrammes simulés par les sept modèles hydrologiques du projet R²D²-2050 aux cinq stations de contrôle pendant la période d'évaluation 1980-2009. Les observations sont tracées en noir pointillé.

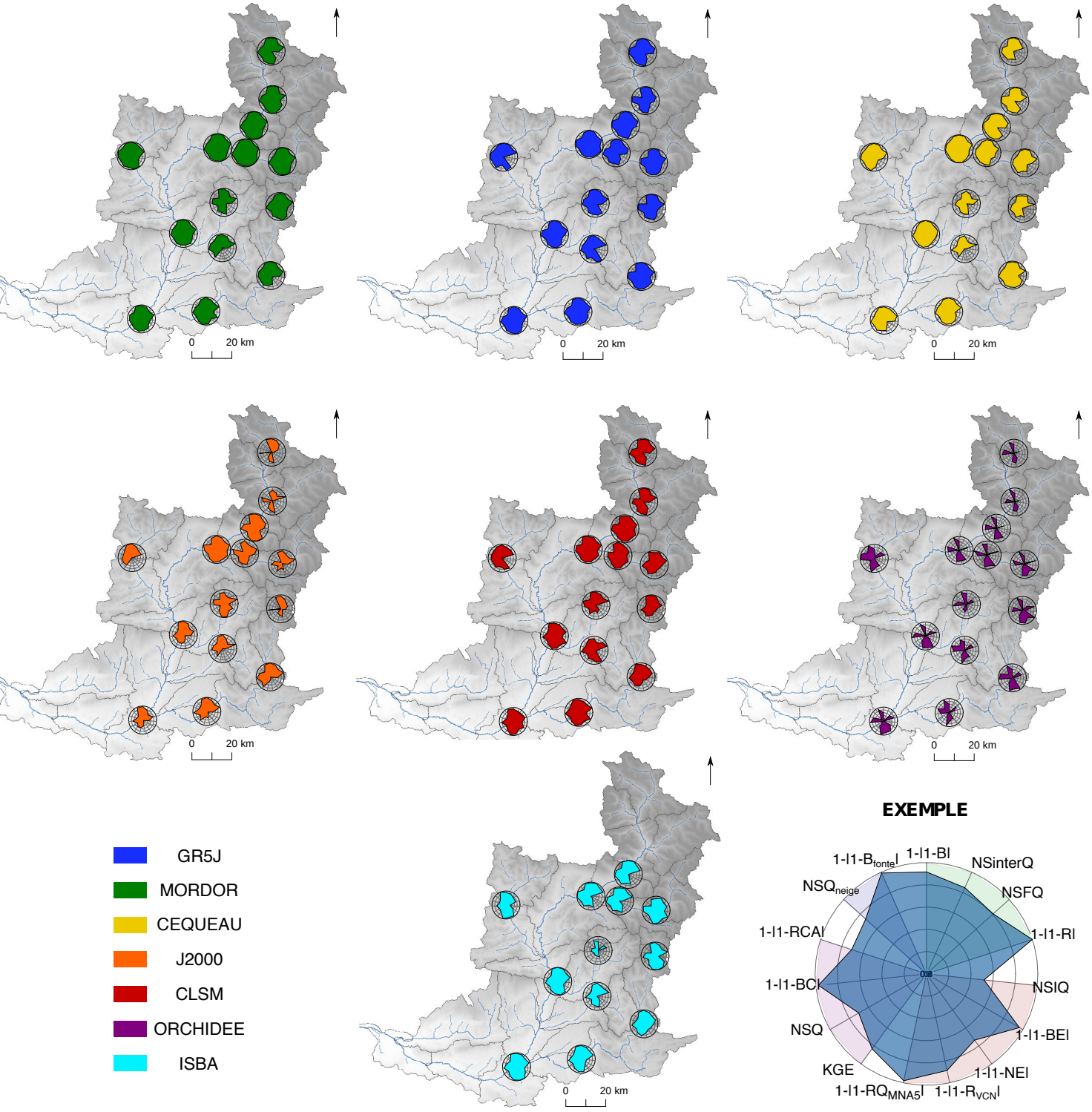


FIGURE 6.2 – Carte des critères de performances pour les sept modèles considérés dans le projet R²D²-2050.

6.3.3 Analyse des processus

L'analyse des autres variables hydrologiques que le débit peut permettre d'identifier les processus difficiles à modéliser. Nous nous sommes appuyés sur les simulations de deux variables, l'évapotranspiration et l'équivalent en eau du manteau neigeux (SWE). Ce dernier nous donne une idée du volume de fonte qui contribue au débit. Nous n'avons pas pu utiliser directement les simulations de fonte car cette variable n'était pas fournie par tous les modèles dans le cadre du projet R^2D^2-2050. Cependant, identifier précisément les différences entre modèles à partir des résultats de simulations est difficile car de nombreux processus sont mis en jeu et interagissent de manière non linéaire au sein des modèles. Nous nous sommes donc plutôt concentrés sur les modèles que nous connaissions et dont nous avions les codes, CLSM et ORCHIDEE. Nous avons en particulier tenté de comprendre les causes des mauvaises performances du modèle ORCHIDEE.

Les figures 6.3 et 6.4 présentent les différents termes du bilan en eau, précipitations, débits et évapotranspiration, ainsi que l'évolution annuelle moyenne de SWE pour deux bassins, la Durance à Serre-Ponçon et le Verdon à Sainte-Croix. Ceux-ci sont représentatifs des réponses des modèles en Haute et Moyenne-Durance. Malheureusement, nous n'avions pas de d'observations de débits en basse Durance nous permettant de confronter les simulations aux observations.

A Serre-Ponçon (figure 6.3), les simulations des modèles présentent des similarités dues à la saisonnalité des forçages atmosphériques. Le pic d'évapotranspiration est observé pour tous les modèles entre juin et août, en accord avec les températures et les rayonnements élevés induisant une forte demande évaporative (ET_0 élevé). Les différences constatées sur les débits simulés par le modèle ORCHIDEE dans le paragraphe précédent sont cohérentes avec les évapotranspirations simulées qui sont faibles par rapport aux autres modèles (figure 6.3d). Comme déjà noté, une mauvaise représentation des processus nivaux pourrait expliquer ces différences. En effet, on observe sur la figure 6.3c des quantités de neige simulées peu importantes par rapport aux autres simulations, de 60 à 75 % de moins que la moyenne multi-modèles selon les bassins. Alors que l'eau est stockée sous forme de neige dans les autres modèles, elle s'écoule en hiver selon ORCHIDEE, à un moment où la demande évaporative est faible (figure 6.3d). Ainsi, au moment de la reprise de l'évapotranspiration, au printemps, la disponibilité en eau est beaucoup moins importante que pour les autres modèles et le taux d'évapotranspiration est réduit. D'après Wang et al. (2013), le nouveau schéma de neige, inspiré de celui d'ISBA-ES, aurait sans doute permis d'augmenter le stock de neige et donc de remédier à certains de ces problèmes. Cependant, il se pourrait que ce ne soit pas suffisant car nous avons vu en section 3.2 que la *Snow-Cover Depletion curve* (SCD) implémentée dans le modèle ORCHIDEE est très similaire à la paramétrisation initiale de CLSM. Le modèle ORCHIDEE pourrait donc être confronté aux mêmes difficultés dues à la non-représentation de la variabilité sous-maille du manteau neigeux. De plus, le fait que la discrétisation du modèle ISBA-Durance ait dû être augmentée pour pouvoir correctement reproduire les processus nivaux abonde dans ce sens. L'analyse faite par Stamati (2013) montre que les différences entre CLSM et ORCHIDEE pourrait également venir des différences de paramétrisation définissant la capacité d'interception des modèles.

En effet, l'évaporation par interception est sept fois plus importante selon CLSM que selon ORCHIDEE.

Sur le bassin du Verdon (figure 6.4), les simulations de SWE présentent une dispersion plus importante. Les SWE simulés par les modèles GR5J, CEQUEAU et MORDOR sont plus élevés que ceux simulés par les modèles ORCHIDEE, CLSM et ISBA. Ce résultat est cohérent avec la récente étude de Haddeland et al. (2011) qui comparent les simulations de plusieurs modèles hydrologiques à l'échelle globale. Ils constatent en effet que l'utilisation de schémas de neige de type degré-jour entraînent des SWE plus importants qu'avec les schémas à bilan d'énergie. Ils expliquent ces différences par des différences de répartition pluie/neige et de prise en compte de la variabilité sous-maille. Ici, les forçages atmosphériques sont presque identiques (cf. section 4.4). Une autre explication potentielle viendrait du fait que les modèles à bilan d'énergie représentent le processus de sublimation, ce que ne font pas les modèles à degré-jour. La sublimation simulée dans CLSM représente en effet 23 % du bilan de masse du manteau neigeux (tableau 6.4). C'est une proportion importante mais qui n'explique pas la totalité des différences de SWE constatées entre les modèles (tableau 6.5). Notons que la sublimation représente, selon le tableau 6.4), une proportion plus importante du bilan de masse dans les bassins de Moyenne-Durance (le Buech aux Chambons et le Verdon à Sainte-Croix), où la végétation est plus importante (cf. tableau 4.2). Ceci est cohérent avec les résultats du chapitre précédent où nous avons vu que la sublimation est renforcée sur les surfaces végétales, du fait de leur plus fortes hauteurs de rugosité par rapport à celle du sol nu.

Une dernière explication au fait que les modèles à bases physiques accumulent moins de neige que les modèles conceptuels pourrait venir du pas de temps sur lequel les simulations sont effectuées. Les variations de températures et de rayonnements incidents au sein d'une journée sont susceptibles d'induire de la fonte qui n'est pas perceptible lorsque l'on travaille au pas de temps journalier.

En ce qui concerne l'évapotranspiration, les simulations présentent les mêmes similarités dues aux forçages atmosphériques que dans le bassin de la Durance à Serre-Ponçon, sauf pour le modèle MORDOR (en vert sur la figure 6.4d). Cette simulation montre une diminution de l'évapotranspiration au mois de juillet, causée par un assèchement prononcé (non représenté) qui entraîne de sévères étiages (figure 6.4). Le contenu en eau total de son réservoir souterrain, incluant eau disponible pour l'évapotranspiration et celle à l'origine du débit de base, est deux fois plus faible que la moyenne multi-modèles [2]. Concrètement, cette différence provient sans doute d'un problème d'équifinalité des jeux de paramètres, le stock de neige de MORDOR semblant se substituer à une réserve d'eau souterraine, et du critère de calage utilisé, mettant l'accent sur les hauts débits.

De manière générale, la dispersion entre les simulations d'équivalent en eau du manteau neigeux augmente de l'amont vers l'aval. Ceci s'explique en partie par le fait que les modèles ont été contraints par rapport aux débits. Ainsi, lorsque l'influence de la neige sur le débit diminue, les contraintes sur les paramètres des processus nivaux sont moins importantes.

2. Ce contenu en eau pour les modèles physiques représente l'eau contenu dans la totalité de la colonne de sol, zone saturée et non saturée quand cette distinction existe.

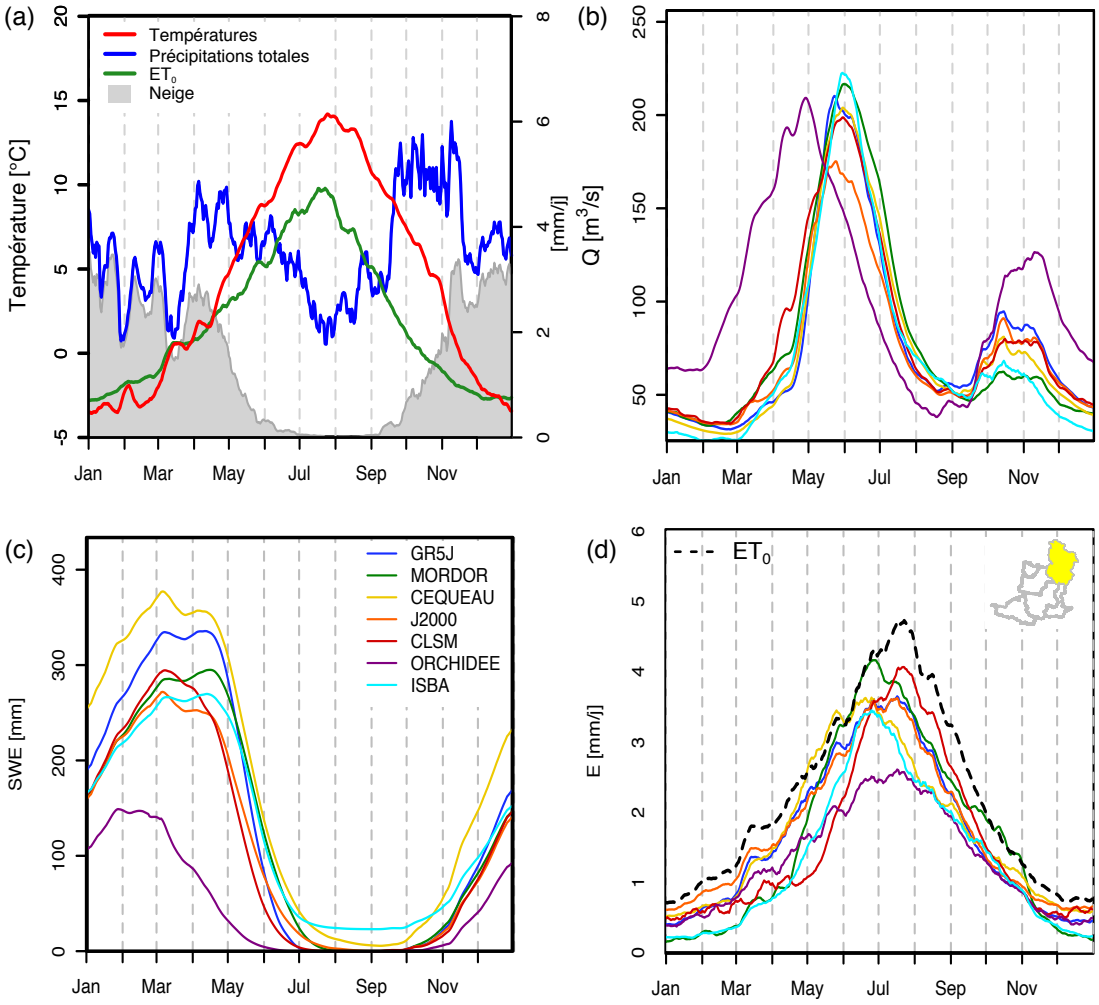


FIGURE 6.3 – Evolution moyenne des forçages DuO (a), des débits (b), de l'équivalent en eau du manteau neigeux (c) et de l'évapotranspiration (d), sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon et calculée pendant la période d'évaluation 1980-2009.

	SP	BU	ES	SX	JC
E_s (mm/an)	79.82	65.66	54.75	34.17	39.57
$\frac{E_s}{P_s}$ (%)	15.28	23.17	15.66	17.44	15.61

Tableau 6.4 – Sublimation annuelle simulée par CLSM, E_s, et proportion de sublimation par rapport à la quantité de neige tombée, $\frac{E_s}{P_s}$, pour les cinq bassins de contrôle pendant la période 1980-2009. SP : La Durance à Serre-Ponçon ; BU : Le Buech aux Chambons ; ES : la Durance à l'Escale ; SX : le Verdon à Sainte-Croix ; JC : la Durance à Joucques-Cadarache.

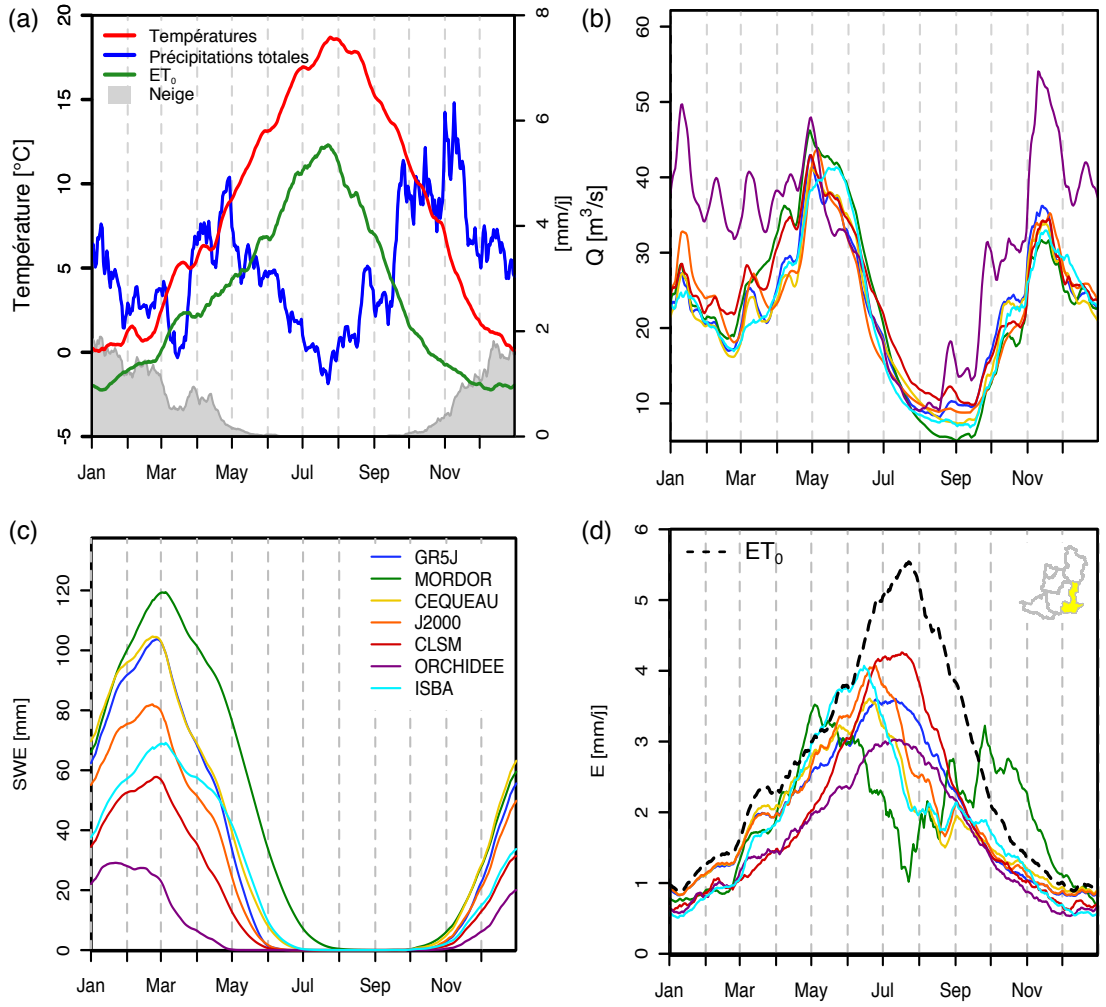


FIGURE 6.4 – Evolution moyenne des forçages DuO (a), des débits (b), de l'équivalent en eau du manteau neigeux (c) et de l'évapotranspiration (d), sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix et calculée pendant la période d'évaluation 1980-2009.

Modèles	$\overline{SWE}$ (mm)				
	SP	BU	ES	SX	JC
GR5J	132	27	80	31	56
MORDOR	122	33	77	44	50
CEQUEAU	168	27	95	34	63
J2000	107	19	61	25	41
CLSM	107	12	58	17	37
ORCHIDEE	46	6	25	7	16
ISBA-Durance	126	27	73	24	47
Moyenne d'ensemble	115	22	67	26	44

Tableau 6.5 – Moyennes annuelles d'équivalent en eau du manteau neigeux ($\overline{SWE}$) calculées entre 1980-2009 pour les différents modèles du projet et sur les bassins versants en amont des cinq stations de contrôle. SP : La Durance à Serre-Ponçon ; BU : Le Buech aux Chambons ; ES : la Durance à l'Escale ; SX : le Verdon à Sainte-Croix ; JC : la Durance à Joucques-Cadarache.

6.4 Analyse de la robustesse de CLSM

6.4.1 Introduction

La plupart des modèles du projet dont CLSM ont recours à la méthode de calage pour estimer certains de leurs paramètres qu'ils aient un sens physique ou non (cf.tableau 6.1). Cette méthode présente l'avantage d'améliorer le réalisme des simulations mais suppose que les paramètres sont transférables d'une période à l'autre. Or dans un contexte non stationnaire, c'est une hypothèse forte, susceptible d'engendrer des incertitudes sur les impacts hydrologiques du changement climatique. Le *Differential Split Sample Test* (DSST) de Klemeš (1986) permet d'étudier la sensibilité du modèle hydrologique au climat et d'apprécier ses qualités d'extrapolation. Ce test consiste à évaluer une paramétrisation sur une période climatiquement différente de celle du calage (chaud vs froid ou humide vs sec, etc).

Dans le cadre d'un workshop intitulé « Testing simulation and forecasting models in non-stationary conditions » organisé par l'AISH[3] à Göteborg en Suède au mois de juillet 2013, les organisateurs proposaient d'étudier la robustesse des modèles à l'aide du DSST sur le bassin versant de la Durance à la Clapière (2170 km^2). Ce bassin est constitué des quatre premiers BVE de la carte 4.1 et illustré sur la figure 6.5. Nous nous sommes prêtés à l'exercice, à l'aide d'un algorithme multi-objectifs pour caler les paramètres du modèle CLSM.

Le travail présenté dans cette section, a fait l'objet d'une communication lors de ce workshop et d'un article soumis dans *Hydrological Sciences Journal* (Magand et al., 2014) (cf. annexe B).

Après avoir décrit la stratégie de calage, les périodes sélectionnées et l'algorithme multi-objectifs, nous présenterons les résultats obtenus.

6.4.2 Stratégie de calage

6.4.2.1 Les paramètres calés

La stratégie de calage adoptée ici diffère de celle utilisée pour les simulations R^{2}D^2, dans le sens où cette fois-ci nous avons aussi calé le paramètre W_{melt}. Quatre paramètres, les trois paramètres hydrodynamiques, K_{sc}, v et D ainsi que le paramètre W_{melt}, sont donc calés pour chacun des quatre BVEs. Les valeurs de W_{melt} et de v ont été testés dans les intervalles [13 ;1000] et [0.5 ;5] respectivement. Le paramètre D a été calé autour de sa valeur de référence, donnée par ECOCLIMAP, à l'aide d'un facteur multiplicatif, d_{mult}, variant dans [0.5 ;5]. De manière similaire, le paramètre K_{SC}

3. Association Internationale des Sciences Hydrologiques

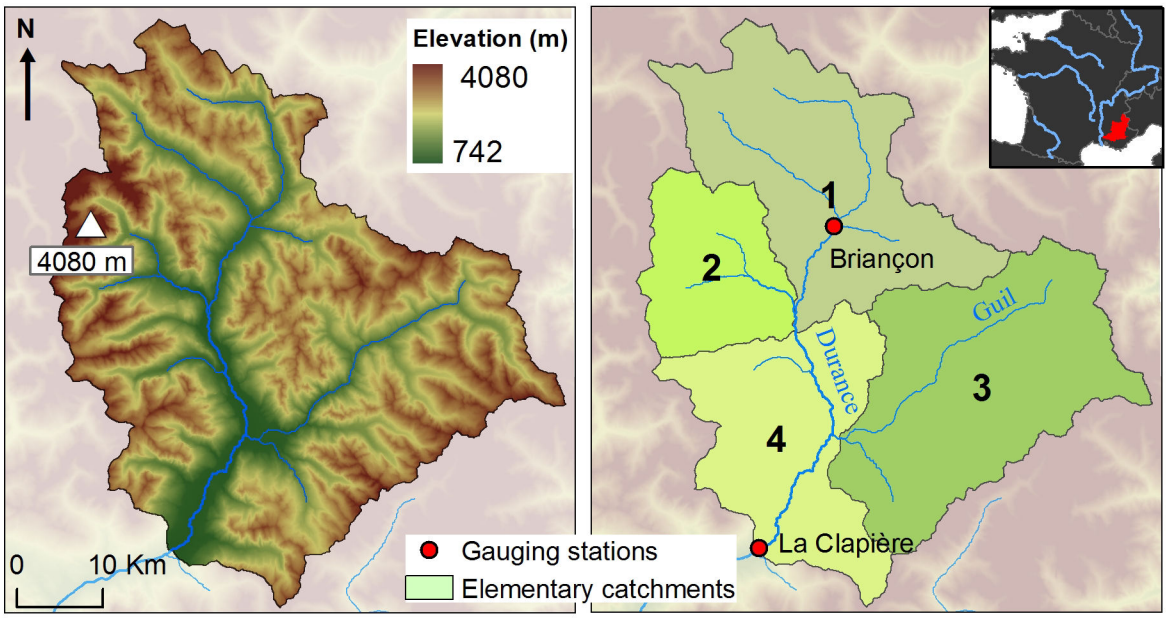


FIGURE 6.5 – Carte du bassin versant de la Durance à La Clapière.

a été calé autour de sa valeur de référence à l'aide d'un facteur multiplicatif K_{mult}, variant dans $[10^{-1},10^{3}]$.

6.4.2.2 Les périodes de calage

Les chroniques de débits à la Clapière ont été reconstituées par Kuentz (2013) et sont disponibles sur plus d'un siècle (1901-2010). Cependant, étant contraints par les données atmosphériques, nous n'avons pas pu exploiter la totalité de la chronique. Nous avons considéré une période de simulation de 45 ans, CP, allant du 1er juillet 1965 au 31 août 2010 que nous avons subdivisée en cinq sous-périodes de 9 ans (tableau 6.6). Ces périodes montrent d'importants contrastes de température (1.4 °C entre la période P1 et la période P5) mais également en termes de précipitations et de débits. Par exemple, les périodes P2 et P4 reçoivent plus de précipitations et produisent plus de débits que les périodes P1, P3 et P5.

6.4.2.3 L'algorithme multi-objectifs

Contrairement aux simulations R^2D^2, nous n'avons pas calé les paramètres manuellement, mais automatiquement à l'aide d'un algorithme multi-objectifs.

Un algorithme multi-objectifs a pour but d'identifier des jeux de paramètres qui permettent d'obtenir des simulations présentant un compromis entre plusieurs objectifs [4]. De nombreuses études ont montré l'intérêt de ce type d'algorithme pour mieux contraindre les paramètres des modèles et de limiter les cas d'équifinalité (*e.g* Gupta

4. Le lecteur pourra se référer au rapport de post-doc de Le Moine (2009) ou au chapitre 5 de la thèse de Demarty (2001) pour une description détaillée de l'optimisation multi-objectifs.

Nom	Période	Température (°C)	Précipitations (mm/an)	Neige (mm/an)	Débits (m^3/s
P1	1965-1974	3.0	1261	622 (49%)	53.1
P2	1974-1983	3.0	1517	810 (53%)	56.3
P3	1983-1992	3.6	1286	589 (46%)	46.4
P4	1992-2001	4.0	1425	650 (46 %)	56.2
P5	2001-2010	4.4	1241	574 (46 %)	44.0
CP	1965-2010	3.6	1352	650 (48 %)	51.2

Tableau 6.6 – Caractéristiques des sous-périodes de calage. Les moyennes de températures annuelles, de précipitations, de chutes de neige et de débits observés sont calculées sur le bassin de la Durance à la Clapière pour chacune des sous-périodes. Le pourcentage de neige par rapport aux précipitations totales est indiqué entre parenthèses dans la 5ème colonne.

et al., 1999; Franks et al., 1999; Houser et al., 2001; Demarty et al., 2004; De Lannoy et al., 2006; Coudert and Ottlé, 2007; Rosolem et al., 2012; Pollacco et al., 2013). On peut distinguer trois types d'algorithmes multi-objectifs selon les objectifs qu'ils considèrent (Madsen, 2003) :

- Multi-variables, les paramètres sont alors calés en fonction d'observations de plusieurs variables, (*e.g.* Demarty et al., 2004).
- Multi-sites, les paramètres sont calés par rapport aux observations d'une même variable faites à différents endroits du bassin versant.
- Multi-réponses, différents critères de performances par rapport à une même variable observée sont utilisés.

Ici, nous considérons une seule variable qui est le débit. Les objectifs que nous nous sommes fixés sont de correctement reproduire les débits annuels observés, la courbe du régime hydrologique [5], *i.e.* la dynamique des débits basse fréquence, et les débits décadaires, *i.e.* leur dynamique haute fréquence. Les critères statistiques utilisés pour quantifier ces objectifs sont :

- le critère de Nash-Sutcliffe (équation 4.1) sur les modules annuels de débits, NSQ_{an},
- le critère de Nash-Sutcliffe sur les modules mensuels de débits, NSQ_{reg}
- le critère de Kling-Gupta (équation 4.3) sur les débits décadaires, KGE_{10}.

Ces trois critères statistiques sont calculés à deux stations du bassin (les points rouges sur la figure 6.5). Nous calculons donc six critères de performances. Cependant, nous avons préféré effectuer le calage à partir de trois fonctions objectif, qui sont les moyennes multi-sites des trois critères statistiques (cf. tableau 6.7). La méthode employée est donc multi-critères et implicitement multi-sites.

L'utilisation d'un algorithme de calage multi-objectifs n'a pas pour but d'identifier un seul jeu de paramètres optimal mais plusieurs. Les simulations utilisant ces jeux de paramètres sont dites non-dominées. Ce terme a une signification bien précise que nous pouvons expliquer en prenant l'exemple suivant :

5. La courbe du régime hydrologique est définie par les 12 valeurs moyennes mensuelles de débits.

La Durance à Briançon	La Durance à la Clapière	Moyenne multi-sites
NSQ^a_{an}	NSQ^b_{an}	FO1
NSQ^a_{reg}	NSQ^b_{reg}	FO2
KGE^a_{10}	KGE^b_{10}	FO3

Tableau 6.7 – Critères statistiques calculés pour chacune des stations. FO1, FO2 et FO3 sont les fonctions objectifs utilisées pour le calage des paramètres.

Soient deux jeux de paramètres de n_θ paramètres, $\boldsymbol{\theta} = (\theta_1, \theta_2, ..., \theta_{n_\theta})$ et $\boldsymbol{\theta}' = (\theta'_1, \theta'_2, ..., \theta'_{n_\theta})$. $\boldsymbol{f}(\boldsymbol{\theta}) = \left(f_1(\boldsymbol{\theta}), f_2(\boldsymbol{\theta}), ..., f_{n_f}(\boldsymbol{\theta})\right)$ et $\boldsymbol{f}(\boldsymbol{\theta}') = \left(f_1(\boldsymbol{\theta}'), f_2(\boldsymbol{\theta}'), ..., f_{n_f}(\boldsymbol{\theta}')\right)$ sont les n_f fonctions objectif associées.

On dira que $\boldsymbol{f}(\boldsymbol{\theta}')$ domine $\boldsymbol{f}(\boldsymbol{\theta})$ si et seulement si on vérifie les conditions :

$$\begin{cases} \forall i \in [1, n_f], & f_i(\boldsymbol{\theta}) \leq f_i(\boldsymbol{\theta}') \\ \exists j \in [1, n_f] \quad \text{tel que} & f_j(\boldsymbol{\theta}) \leq f_j(\boldsymbol{\theta}') \end{cases} \tag{6.2}$$

Si $\boldsymbol{\theta}$ est un vecteur de paramètres pour lequel il n'existe aucun $\boldsymbol{\theta}'$ tel que $\boldsymbol{f}(\boldsymbol{\theta}')$ domine $\boldsymbol{f}(\boldsymbol{\theta})$, alors cette solution est dite optimale au sens de Pareto. En d'autre termes, il n'est pas possible d'améliorer une fonction objectif sans en détériorer au moins une autre. L'ensemble des solutions non-dominées est appelé front de Pareto. Le front de Pareto est une hypersurface de l'espace des objectifs. Ici, nous considérons trois fonctions objectif qui forme donc une nappe à deux dimensions. Par exemple, les figures 6.6a, b et c, représentent chacune une projection du front de Pareto sur les couples de fonctions objectif.

L'algorithme multi-objectifs que nous avons utilisé ici, appartient à la famille des algorithmes génétiques et a été développé par Le Moine (2009). Il s'inspire de deux algorithmes existants, l'algorithme ϵ-NSGA-II décrit dans Reed and Devireddy (2004) et l'algorithme MEAS [6] développé par Efstratiadis and Koutsoyiannis (2005). Le point de départ de cet algorithme est un ensemble de solutions correspondant à une librairie initiale de jeux de paramètres. De nouvelles solutions sont ensuite générées en suivant certaines règles et en ne conservant que les meilleures à chaque génération.

Pour chacune des sous-périodes, environ 3500 simulations ont été effectuées. Ce seuil de simulations a été choisi après avoir vérifié la convergence de l'algorithme (figure 6.6). Au delà de ce seuil, la valeur des fonctions objectifs n'augmente que très faiblement, indiquant que nous avons approché le front de Pareto. Pour des raisons de temps de calcul, nous avons ensuite choisi une seule solution parmi le front de Pareto, correspondant à celle qui maximise le critère de Nash-Sutcliffe sur les modules mensuels, NSQ_{reg}. Bien que nous sélectionnions finalement un jeu de paramètre en fonction d'une seule fonction objectif, notre méthode diffère d'un calage mono-objectif dans le sens où cette simulation présente le meilleur critère de Nash sur les régimes avec la condition que les autres fonctions objectif ne puissent pas être améliorées.

6. *Multi-objective Evolutionary Annealing Simplex*

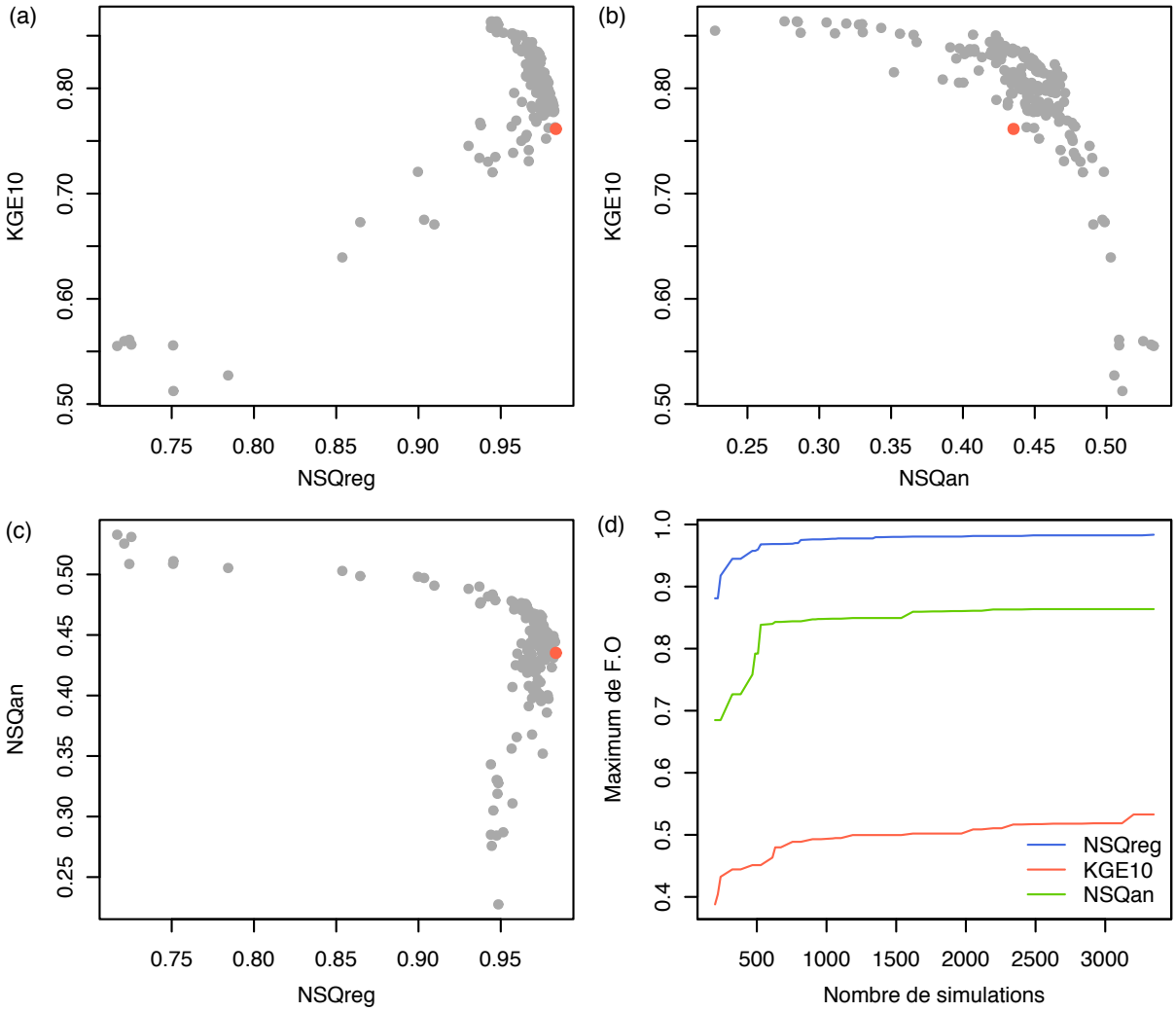


FIGURE 6.6 – Exemple pour la période CP du front de Pareto obtenu après 3348 simulations (88 générations de l'algorithme), la solution sélectionnée est illustrée par le point rouge (a,b,c). (d) présente l'évolution du maximum de la fonction objectif pour une génération en fonction du nombre de simulations effectuées.

6.4.2.4 Les simulations

Cet algorithme de calage est appliqué sur chacune des périodes du tableau 6.6, générant ainsi six jeux de paramètres notés θPi avec $i \in [1;5]$ pour les sous-périodes et θCP pour la période complète. A partir de ces jeux de paramètres, nous avons réalisé six simulations sur la totalité de la période pour laquelle les données atmosphériques DuO étaient disponibles. Ces simulations sont notées SHPi, avec $i \in [1;5]$ et SHCP (pour Simulation Historique CP),en fonction des jeux de paramètres utilisés θPi et θCP. Chacune des simulations que ce soit pour le calage ou pour l'analyse a été initialisée pendant une période de trois ans.

6.4.3 Résultats

6.4.3.1 Comparaison des débits simulés

L'ensemble des simulations reproduit correctement le régime nival des débits de la Durance observés à la Clapière ainsi que leurs volumes annuels (figure 6.7). Il est intéressant de remarquer qu'il existe plus de différences entre les simulations et les observations, qu'entre les simulations entre elles, suggérant que CLSM est peu sensible à la période de calage. On peut toutefois observer que la simulation SHP1 tend à simuler toujours plus de débits que les autres simulations et surestime les observations à partir de 1975.

6.4.3.2 Comparaison des critères de performances

Afin de caractériser la transférabilité des paramètres d'une période à une autre, les critères de performances [7] pour une simulation ont été calculés sur chaque sous période de calage et sont représentés sur la figure 6.8. Si les critères de performances calculés sur des périodes climatiquement contrastées pour une simulation SHPi sont satisfaisants et stables, nous pouvons en conclure que le modèle CLSM avec le jeu de paramètres θPi est robuste et qu'il est transférable dans des conditions climatiques différentes.

Les figures 6.8a et b montrent que les critères, KGE10 et NSQ_{reg} calculés sur les simulations SHP2 et SHP4, sont stables et satisfaisants (KGE10 > 0.7 ; NSQ_{reg} > 0.89). Les paramètres associés θP2 et θP4 ont été calés sur des périodes « humides », pendant lesquelles les précipitations et les débits observés annuels étaient élevés (tableau 6.6). En revanche, les simulations SHP1, SHP3 et SHP5, dont les paramètres ont été calés sur des périodes présentant des conditions plus sèches, sont caractérisées par des performances réduites sur les périodes humides P2 et P4. Les deux critères, restent toutefois dans une gamme satisfaisante pour toutes les simulations et sur toutes les périodes, à l'exception du NSQ_{reg} calculé pour la simulation SHP1

7. Nous avons repris le critère de Kling-Gupta sur les débits décadaires et le critère de Nash-Sutcliffe sur le régime hydrologique. En revanche nous avons remplacé le critère de Nash-Sutcliffe sur les débits annuels par le rapport de la moyenne des débits simulés sur la moyenne des débits observés, car il nous semblait plus parlant pour présenter les résultats.

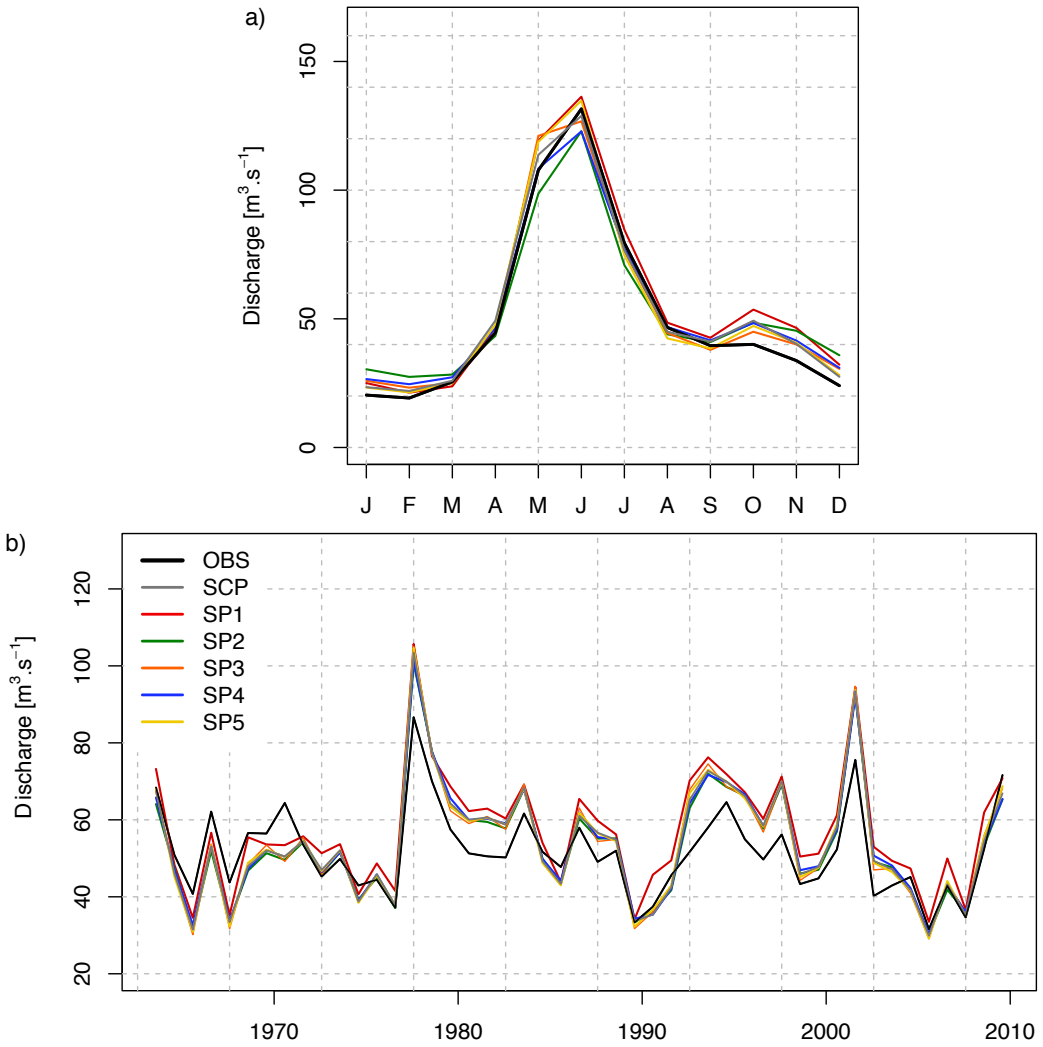


FIGURE 6.7 – Comparaison entre les débits simulés et observés de la Durance à la Clapière de 1962 à 2010. a) Courbes des régimes hydrologiques, b) débits annuels.

Paramètres	unités		θP_1	θP_2	θP_3	θP_4	θP_5	θCP	$\overline{\sigma_P}$
ν	m^{-1}	moyenne	**0.59**	**0.61**	**0.86**	**0.65**	**0.73**	**0.61**	0.03
		$\sigma_{spatial}$	0.03	0.02	0.04	0.05	0.05	0.03	
K_{mult}	m/s	moyenne	**12.6**	**25.1**	**39.8**	**20.0**	**10.0**	**8.0**	0.04
		$\sigma_{spatial}$	0.13	0.05	0.12	0.10	0.08	0.08	
d_{mult}	m	moyenne	**2.81**	**3.60**	**3.44**	**4.3**	**3.79**	**4.38**	0.19
		$\sigma_{spatial}$	0.31	0.10	0.20	0.14	0.30	0.11	
W_{melt}	kg/m^2	moyenne	**640**	**384**	**297**	**439**	**398**	**441**	0.25
		$\sigma_{spatial}$	0.28	0.46	0.41	0.46	0.38	0.38	

Tableau 6.8 – Valeurs des paramètres de CLSM calés sur les différentes périodes. La moyenne et l'écart-type, $\sigma_{spatial}$, sont calculés sur les quatre BVEs. $\overline{\sigma_P}$ est la moyenne des écarts-types entre les périodes calculés sur chaque BVEs. $\sigma_{spatial}$ et σ_P sont calculés à partir des valeurs des paramètres normalisées entre 0 et 1 dans la gamme de variation autorisée, par exemple [13,1000] pour le paramètre W_{melt} (*i.e.* $\frac{X-\min(X)}{\max(X)-\min(X)}$).

sur la période P4. La valeur plus faible de ce critère est liée à la surestimation du débit simulé pendant cette période (+21%, figure 6.8c). Cette surestimation provient en partie de la valeur élevée de W_{melt} obtenue lors du calage sur cette période (tableau 6.8), caractérisée par une importante contribution de la fonte au débit moyen annuel (section 6.4.3.4).

Nous nous proposons maintenant d'examiner l'influence du climat sur la dispersion des critères de performances, *i.e.* pour une période donnée. Les figures 6.8a et b montrent que la dispersion est plus faible pendant les périodes sèches, P3 et P5, affichant des températures élevées et peu de précipitations. Pendant ces périodes, le modèle CLSM est quasiment insensible à la période de calage et présente de bonnes performances, quelque soit le jeu de paramètres utilisé. En revanche, pendant les périodes humides, P2 et P4, les simulations SHP1, SHP3 et SHP5 montrent de moins bonnes performances que les autres simulations, induisant une dispersion plus importante. Il y a deux principales différences entre les périodes, P2 et P4, et les autres : le débit moyen est plus important (tableau 6.6), mais surtout les étiages sont plus élevés.

La plupart des LSMs ont des difficultés à simuler les étiages car ils ne représentent pas de zone saturée, la rétention d'eau dans le sol est donc uniquement capillaire. Le modèle CLSM a été développé pour corriger cette faiblesse en incluant une nappe de versant (section 3.1), mais dont les paramètres sont calés. En effet, ν, K_{SC} et D influent sur la capacité de rétention d'eau dans le sol. Par conséquent, seules les simulations dont les paramètres ont été calés sur ces périodes, θP2 et θP4 réussissent à soutenir les étiages pendant ces périodes, les autres simulations s'assèchent.

6.4.3.3 Sensibilité des paramètres à la période de calage

Dans ce paragraphe, nous évaluons la sensibilité des paramètres à la période de calage. Une analyse de sensibilité des paramètres hydrodynamiques se trouve en annexe A.5, permettant de mieux comprendre leur influence sur les simulations.

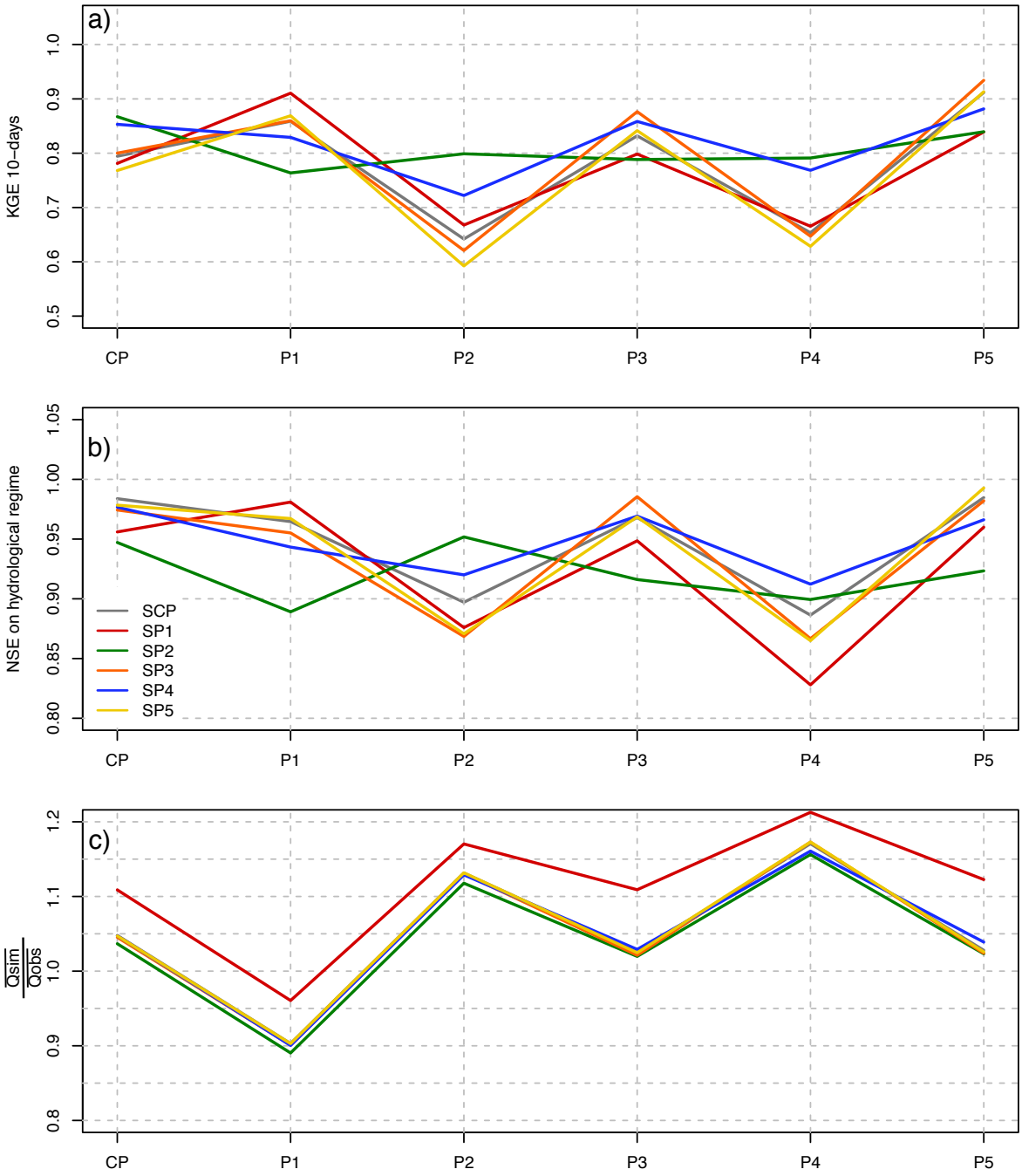


FIGURE 6.8 – Comparaison entre les simulations des critères de performances calculés sur les différentes sous périodes de calage. Une courbe représente l'évolution d'un critère de performance sur les différentes sous périodes. Trois critères de performances sont calculés, (a) le critère de Kling-Gupta sur les débits décadaires (KGE_{10}), (b) le critère de Nash-Sutcliffe sur les régime (NSQ_{reg}) et (c)le rapport entre les moyennes des débits annuels simulés et observés.

Le tableau 6.8 présente les valeurs des paramètres sélectionnés sur chacune des sous périodes, $\overline{\sigma_P}$ est la moyenne sur les quatre BVEs des écarts-types des valeurs de paramètres entre les périodes. Tout d'abord, ce tableau démontre l'intérêt du calage, car pour obtenir les bonnes performances du paragraphe précédent, les valeurs des paramètres estimées par défaut ont été rectifiées par le calage.

De manière cohérente avec les analyses précédentes, les valeurs des paramètres varient peu sur chacune des sous périodes. Ceci est particulièrement clair avec les faibles valeurs de $\overline{\sigma_P}$ [8], calculé à partir des valeurs de paramètres normalisées entre 0 et 1 dans la gamme de variation autorisée. Les paramètres d_{mult} et W_{melt} sont ceux qui varient le plus. La dispersion plus élevée des valeurs de W_{melt} entre périodes est due, en particulier, à des valeurs de ce paramètre plus importantes (dans tous les BVE) obtenues lors du calage sur la période P1. Ces fortes valeurs sont à l'origine des forts débits simulés par SHP1, nous en discuterons dans le paragraphe suivant.

Les valeurs de ν sont confinées autour de 0.68, ce qui est particulièrement faible par rapport à la valeur initialement utilisée par Ducharne et al. (2000) de 3.26. Si ν diminue, la conductivité hydraulique à saturation décroît moins vite avec la profondeur (cf. équation 3.2 et figure A.4 en annexe A.5). La combinaison de faibles valeurs de ν et de valeurs élevées pour K_0 et D implique une augmentation de la transmissivité, permettant d'atténuer le ruissellement lors des hautes eaux et de soutenir les étiages aussi bien en hiver qu'en été. Cette combinaison (ν faible, D et K_0 élevés) est légèrement renforcée pendant les périodes P2 et P4, permettant aux simulations SHP2 et SHP4 de mieux soutenir les étiages pendant ces périodes.

Le fait que le calage des paramètres ait été réalisé sur chacun des BVEs sans qu'ils soient tous contraints par des observations entraîne parfois des compensations entre les paramètres des bassins, ce qui rend difficile une identification plus précise du rôle de la période de calage sur l'estimation des paramètres. Il pourrait donc être intéressant de refaire cet exercice mais en définissant les paramètres des BVEs n°2 et n°3 en fonction de ceux du BVE n°1 par exemple.

De manière générale, les paramètres sont toutefois relativement stables entre les périodes, indiquant que le calage permet de déterminer des valeurs de paramètres représentatives des propriétés intrinsèques au bassin de la Durance à la Clapière. La dispersion entre les BVE (σ_{spatial}) est plus importante pour W_{melt} que pour les autres paramètres. C'est un résultat cohérent avec le chapitre précédent car l'influence nivale sur ces quatre BVEs est forte et ils ne présentent pas tous les mêmes morphologies. Par exemple, le BVE n°2 (figure 6.5) où se trouve le massif des Ecrins présente d'importants contrastes avec le massif du Queyras (BVE n°3) notamment en termes de gammes d'altitudes (3125 m pour le BVE n°2 et 2465 m pour le BVE n°3).

6.4.3.4 Particularités de la période P1

Bien que la période P1 reçoive 10% de moins de précipitations que la période complète CP, le débit moyen observé est plus élevé, 53.1 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ pendant la période P1 contre 51.2 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ pendant la période CP. Cet apparent paradoxe s'explique par le

8. $\overline{\sigma_P}$ est la moyenne sur les quatre BVEs des écarts types des paramètres entre les périodes.

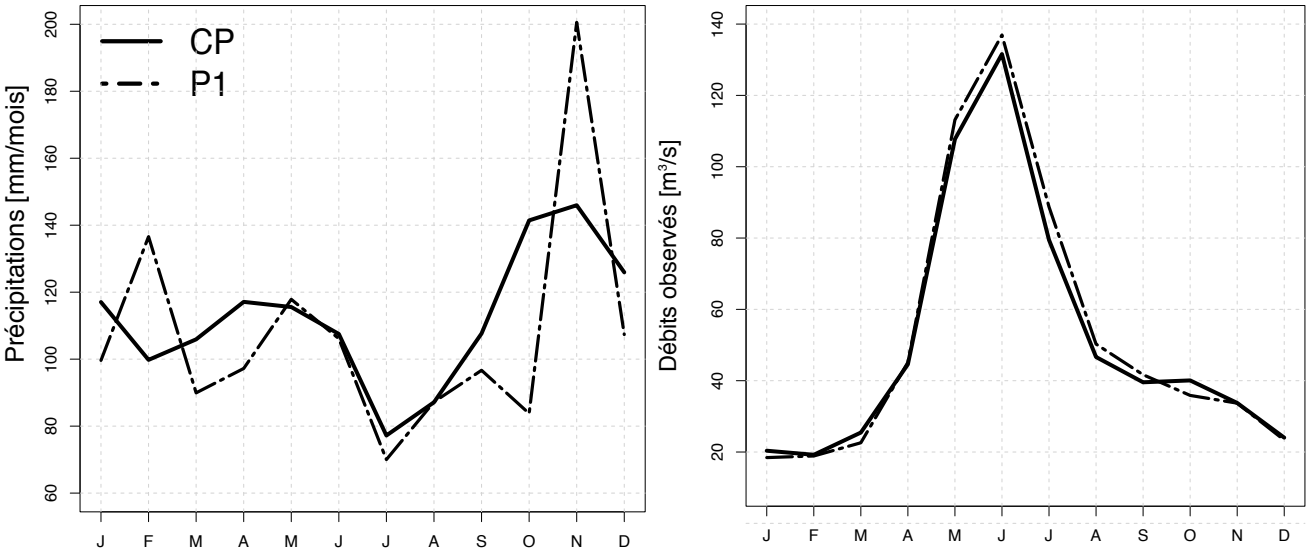


FIGURE 6.9 – Comparaison des précipitations et des débits observés entre les périodes CP et P1.

fait que les précipitations sont stockées sous forme de neige pendant la période P1. En effet, les chutes de neige annuelles représentent la moitié des précipitations totales pendant les deux périodes, P1 et CP, mais 83% des chutes de neige ont lieu entre novembre et février (période d'accumulation) pendant la période P1, alors que c'est le cas pour seulement 64% durant la période CP (figure 6.9a). De plus, la température est plus faible pendant P1 que pendant CP (tableau 6.6), permettant de stocker plus de neige sur le bassin. Ainsi, l'onde de fonte est légèrement plus importante pendant la période P1 relativement à la période CP (figure 6.9).

Les valeurs du paramètre W_{melt}, contrôlant la dynamique de fonte, sont particulièrement élevées pour les quatre BVE lorsque le calage est effectué sur la période P1 (tableau 6.8). D'après les figures 6.10b et c, ces fortes valeurs sont à l'origine d'une augmentation de la durée d'enneigement (+ 12 jours), ainsi que d'une légère augmentation du stock de neige (+2%). La période d'enneigement a une influence importante sur le bilan hydrologique, en réduisant l'évapotranspiration au printemps comme décrit au chapitre 5. En effet, dans le modèle CLSM, il ne peut y avoir d'évapotranspiration quand le sol est couvert de neige.

Afin de mieux quantifier l'influence de ce paramètre sur le bilan hydrologique, nous avons effectué une nouvelle simulation, SHP1_W_0, avec la valeur par défaut du paramètre W_{melt} (13 kg.m^{-2}) et en conservant les autres paramètres du jeu θP1. Cette nouvelle simulation entraîne une diminution du stock de neige et de la durée d'enneigement par rapport à SHP1 (figures 6.10b et c). La comparaison de ces deux simulations montre que le paramètre W_{melt} contribue à plus de la moitié des différences de débit et d'évapotranspiration entre les simulations SHP1 et SHCP (figures 6.10a et d). Le reste des différences peut être attribué aux trois autres paramètres hydrodynamiques, et en particulier au paramètre D dont la valeur moyenne est particulièrement faible pendant cette période (tableau 6.8). Une faible valeur de D a deux principaux effets :

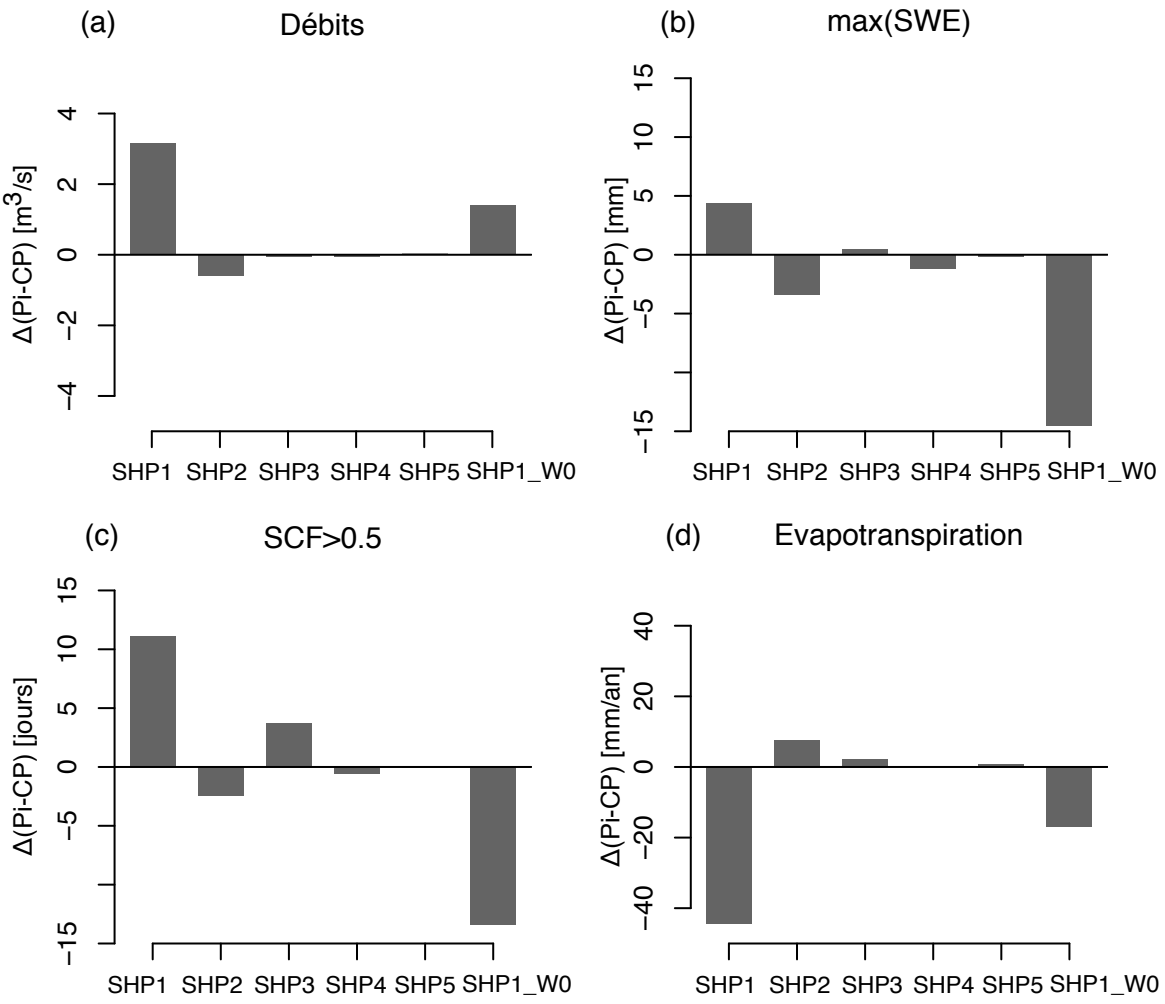


FIGURE 6.10 – Différences moyennes entre les simulations SHPi et la simulation SHCP pendant la période 1965-2010 : a) lames d'eau écoulées. La simulation SHP1_W0 utilise les mêmes paramètres que la simulation SHP1 sauf W_{melt} qui est fixé à sa valeur par défaut (13 kg.m^{-2}).

1. pendant la période des hautes eaux, le sol est plus rapidement saturé induisant alors une augmentation des écoulements de surface et de subsurface.
2. l'épaisseur de la nappe est réduite, limitant la transpiration des plantes lorsque la demande en eau est forte.

6.4.4 Conclusion

L'utilisation de l'algorithme multi-objectifs pour caler les paramètres de CLSM a tout d'abord prouvé son efficacité pour identifier les paramètres et obtenir des bonnes performances. D'autre part, le DSST, effectué sur cinq sous-périodes de neuf ans contrastées en termes de température et de précipitation, a permis d'identifier un jeu de paramètre, θP1, « pathologique » ayant été calé sur une période propice à l'accumulation de la neige. Les valeurs de W_{melt} estimées sur cette période sont particulièrement élevées, suggérant que l'hystérésis introduite dans le schéma de neige

(chapitre 5) soit sensible au maximum de neige stocké sur le bassin. Cette sensibilité avait été pressentie par Luce and Tarboton (2004) qui concluent leur étude par une mise en garde vis à vis de l'utilisation de la SCD : « It is likely that there are environments or scales for which dimensionless curve change from year to year [...] depending on the quantity of snow at the peak accumulation ».

En ce qui concerne les autres simulations, le modèle CLSM semble plus robuste avec des jeux de paramètres calés sur des périodes humides mais les simulations présentent toutes de bonnes performances sur un large éventail de conditions climatiques passées.

6.5 Conclusion du chapitre

Les simulations des modèles du projet R²D²-2050 sont tous capables de reproduire les débits observés en différents endroits du bassin à l'exception du modèle ORCHIDEE qui surestime les débits. A la différence des autres modèles, celui-ci n'a pas été adapté spécifiquement à ce bassin versant et aucun de ses paramètres n'a été calé. Les difficultés du modèle ORCHIDEE proviennent d'une mauvaise représentation des processus nivaux. Un nouveau schéma de neige est maintenant disponible qui devrait permettre d'améliorer les performances du modèle. Il aurait également été intéressant d'implémenter la paramétrisation hystérétique de CLSM mais nous avons malheureusement manquer de temps pour le faire. Les processus nivaux représentent également une difficulté pour le modèle J2000 qui montrent des critères de performances faibles dans les petits bassins versants amont fortement influencés par la neige. Quant au modèle MORDOR, il affiche une diminution de l'évapotranspiration au mois de juillet due à un assèchement de son réservoir souterrain. L'analyse de l'évapotranspiration montre une diminution de l'évapotranspiration simulée par le modèle MORDOR au mois de juillet due à un assèchement du « sol ».

La deuxième partie de ce chapitre a été consacrée à l'évaluation de la robustesse des paramétrisations de CLSM. Cette partie a tout d'abord montré l'efficacité de l'algorithme de calage multi-objectifs utilisé pour mieux caractériser les paramètres du modèle CLSM, et ainsi améliorer les performances des simulations. A l'exception d'un jeu de paramètres caractérisé par des valeurs de W_{melt} élevées, les simulations utilisant les autres jeux de paramètres présentent tous de bonnes performances et une faible dispersion. Les paramétrisations de CLSM semblent donc robustes et adaptées pour étudier les impacts du changement climatique sur l'hydrologie.

Un exercice similaire de DSST a également été réalisé dans le cadre du projet R²D²-2050 au droit des 25 stations hydrométriques. Au vu des résultats préliminaires, le modèle CLSM semble présenter une robustesse équivalente voire meilleure que les autres modèles (cf annexe A.6). Nous pensons qu'il bénéficie pour cela de ses paramétrisation physiques permettant de limiter le nombre de paramètres à caler.

7 Analyse des projections hydrologiques

7.1 Introduction

7.1.1 Contexte et organisation du chapitre

Ce chapitre est consacré à l'étude des simulations hydrologiques sous différentes projections climatiques régionales. Son objectif est d'analyser le comportement hydrologique futur de la Durance en réponse à ces projections climatiques régionales, d'évaluer l'incertitude associée aux changements et d'identifier la contribution des modèles hydrologiques à cette incertitude.

Parmi le grand nombre d'études d'impacts régionaux du changement climatique sur l'hydrologie, la plupart ne considère qu'une seule méthode de régionalisation et/ou qu'un seul modèle hydrologique (*e.g.* Bergstrom et al., 2001; Merritt et al., 2006; Caballero et al., 2007; Maurer, 2007; Minville et al., 2008; Boé et al., 2009; Arnell, 2011; Gosling et al., 2011; Finger et al., 2012; Hwang et al., 2013; Lespinas et al., 2014; Lafaysse et al., 2014). Il existe finalement peu de littérature considérant plusieurs modèles hydrologiques (*e.g.* Leblois, 2002; Jiang et al., 2007; Sauquet et al., 2009; Ducharne et al., 2009; Ludwig et al., 2009; Moatar et al., 2010; Bae et al., 2011; Poulin et al., 2011; Habets et al., 2013; Hagemann et al., 2013; Chauveau et al., 2013) bien qu'il ait été démontré que ceux-ci peuvent être à l'origine d'importantes différences sur la simulation en temps présent des bilans en eau en particulier dans les bassins sous influence nivale (Haddeland et al., 2011). Le projet R^2D^2-2050 offre un riche cadre d'études car il nous permet de comparer les projections issues de cinq modèles hydrologiques ayant des conceptions et des caractéristiques différentes comme nous venons de le voir dans le chapitre précédent. Ici, nous avons utilisé les 330 projections climatiques régionales issues des cinq modèles de climat et des trois modèles de descente d'échelle décrites en section 4.5.

La première étape de ce chapitre consiste à caractériser les changements des forçages climatiques par rapport au temps présent. Cette étape est nécessaire afin de mieux comprendre les processus hydrologiques mis en jeu. Puis, nous étudierons les projections hydrologiques spatialisées sur le bassin de la Durance à l'aide du modèle CLSM et expliquerons les impacts sur les différents processus hydrologiques. Enfin, les résultats du modèle CLSM seront mis en perspective des résultats des autres modèles hydrologiques du projet R^2D^2-2050. Nous regarderons notamment les différences de réponses entre modèles et leur proximité de comportement. Enfin, nous tenterons de quantifier les parts d'incertitudes relatives aux différents maillons de la chaîne de modélisation (GCM, MDES et modèles hydrologiques).

7.1.2 Méthodologie

Ce paragraphe présente la méthode utilisée tout au long de ce chapitre pour calculer les changements de variables climatiques ou hydrologiques entre une période future et une période passée ainsi que pour évaluer la significativité statistique de ces changements.

Deux périodes de référence, passée et future, sont tout d'abord définies, toutes deux de trente ans :

- La période passée de référence, PP, comprise entre le 1er août 1980 et le 31 juillet 2009.
- La période future de référence, PF, comprise entre le 1er août 2036 et le 31 juillet 2065.

Les changements de variables climatiques ou hydrologiques, ΔX, projetés par les différents scénarios climatiques sont calculés comme les différences entre la moyenne temporelle de la variable sur la période future, $\mu(X_{\mathrm{PF}})$, et celle sur la période passée, $\mu(X_{\mathrm{PP}})$:

$$\Delta X = \mu(X_{\mathrm{PF}}) - \mu(X_{\mathrm{PP}}) \tag{7.1}$$

On pourra aussi considérer le changement relatif ΔX_{rel} qui est simplement calculé en divisant le changement ΔX par la moyenne temporelle de la variable en temps présent :

$$\Delta X_{rel} = 100 \cdot \frac{\mu(X_{\mathrm{PF}}) - \mu(X_{\mathrm{PP}})}{\mu(X_{\mathrm{PP}})} \tag{7.2}$$

Nous discuterons en section 7.5.3 de la pertinence d'utiliser l'un ou l'autre de ces changements pour l'étude des impacts hydrologiques du changement climatique.

Afin d'évaluer la significativité des changements, nous avons cherché à savoir si les distributions des variables (*e.g.* moyennes annuelles de températures, cumuls annuels de précipitations, des moyennes estivales de vitesses de vent, etc.) de la période PP et de la période PF sont différentes l'une de l'autre. Pour cela nous avons utilisé le test de Wilcoxon qui permet de s'affranchir de l'hypothèse de normalité et de l'homogénéité de variance des distributions pour deux échantillons indépendants [1]. L'hypothèse nulle testée est :

$$(H_0) : \Phi(X_{\mathrm{PP}}) = \Phi(X_{\mathrm{PF}})$$

où $\Phi(X_{\mathrm{PP}})$ et $\Phi(X_{\mathrm{PF}})$ sont les distributions pluri-annuelles (30 valeurs) des variables pendant les périodes PP et PF respectivement. Cette hypothèse est rejetée si la p-valeur [2] du test est inférieure à 0.05 et on considère alors que le changement simulé est statistiquement significatif. Dans le reste du chapitre, on emploiera par abus de langage le terme 'significatif' à la place de « de manière statistiquement significatif » afin de faciliter la lecture.

L'échantillon de projections hydrologiques utilisé ici nous permet d'analyser principalement deux types d'incertitudes associées aux changements (Terray and Boé, 2013; Hingray and Saïd, 2014). D'une part, l'incertitude dite épistémique est ici explorée via une démarche multi-GCMs, multi-MDES et multi modèles hydrologiques. D'autre part, l'utilisation de plusieurs runs d'un même GCM (plusieurs conditions initiales) et de plusieurs réalisations d'un MDES nous permet d'explorer l'incertitude dite chaotique, liée à la variabilité interne du climat (cf. chapitre 1). La dispersion

1. Etant donné la distance temporelle qui sépare les deux échantillons, on peut considérer qu'ils sont indépendants

2. La p-valeur est la probabilité de commettre une erreur de première espèce, i.e. rejeter à tort l'hypothèse nulle

entre les différents runs de GCMs représente la variabilité du climat grande échelle. Quant à la dispersion entre les différentes réalisations d'un même MDES, elle décrit le fait qu'un même événement à grande échelle puisse conduire à différents événements à l'échelle locale (Braun et al., 2012; Hingray and Saïd, 2014; Lafaysse et al., 2014). Ainsi, on pourra différencier l'incertitude chaotique grande échelle et petite échelle.

Nous avons choisi de ne pas calculer la significativité des changements hydrologiques sur chacune des 330 projections climatiques multipliées par les six modèles hydrologiques, mais sur la moyenne de chaque chaîne GCM/MDES/MH[3] (figure 7.1). Dans ce cadre, une chaîne est définie par les simulations climatiques issues d'un ou de plusieurs runs d'un même GCM, des dix réalisations d'un même MDES et d'une simulation d'un modèle hydrologique (MH). Ici, nous considérons 72 chaînes GCM/MDES/MH provenant de la combinaison de quatre GCMs (ECHAM5, IPCM4, CNCM33 et EGMAM2), de trois MDES (D2GEN, ANALOG et DSCLIM) et de 6 MH (GR5J, MORDOR, CEQUEAU, CLSM, J2000 et ORCHIDEE). Ces chaînes ne comportent pas le même nombre de simulations car les GCMs ne présentent pas tous le même nombre de runs. Ainsi, en ne considérant qu'un seul modèle hydrologique, les trois chaînes ECHAM5/MDES comportent 60 simulations climatiques, les trois chaînes IPCM4/MDES comportent 30 simulations climatiques et les six autres chaînes CNCM33/MDES et EGMAM/MDES en comportent 10. En calculant la significativité sur la moyenne d'une chaîne GCM/MDES/MH, nous avons finalement voulu calculer la significativité sur le signal moyen en s'affranchissant de la variabilité interne du climat représentée par les différentes réalisations des MDES et les différents runs des GCMs (figure 7.1).

Pour caractériser les changements climatiques et hydrologiques projetés par les simulations climatiques, nous considérons donc deux informations complémentaires qui sont :

- la significativité du changement calculé à l'aide du test de Wilcoxon sur la moyenne d'une chaîne GCM/MDES/MH qui représente le signal de l'ensemble. Quand le nombre de chaînes GCM/MDES/MH s'accordant sur la significativité du changement est élevé (> 50%), nous considérons que le changement est robuste. Cette significativité ne nous donne en revanche aucune information sur l'amplitude du changement attendu.
- la dispersion des changements calculée sur l'ensemble des projections climatiques et hydrologiques qui résulte à la fois de l'incertitude structurelle (des modèles de climat, de descente d'échelle et hydrologiques) et de l'incertitude chaotique (des différents runs et réalisations). Cette dispersion représente l'incertitude sur l'amplitude des changements projetés. Nous avons alors considéré la dispersion totale, issue de l'ensemble des projections hydrologiques (cf. figure 7.1).

3. MH pour modèle hydrologique

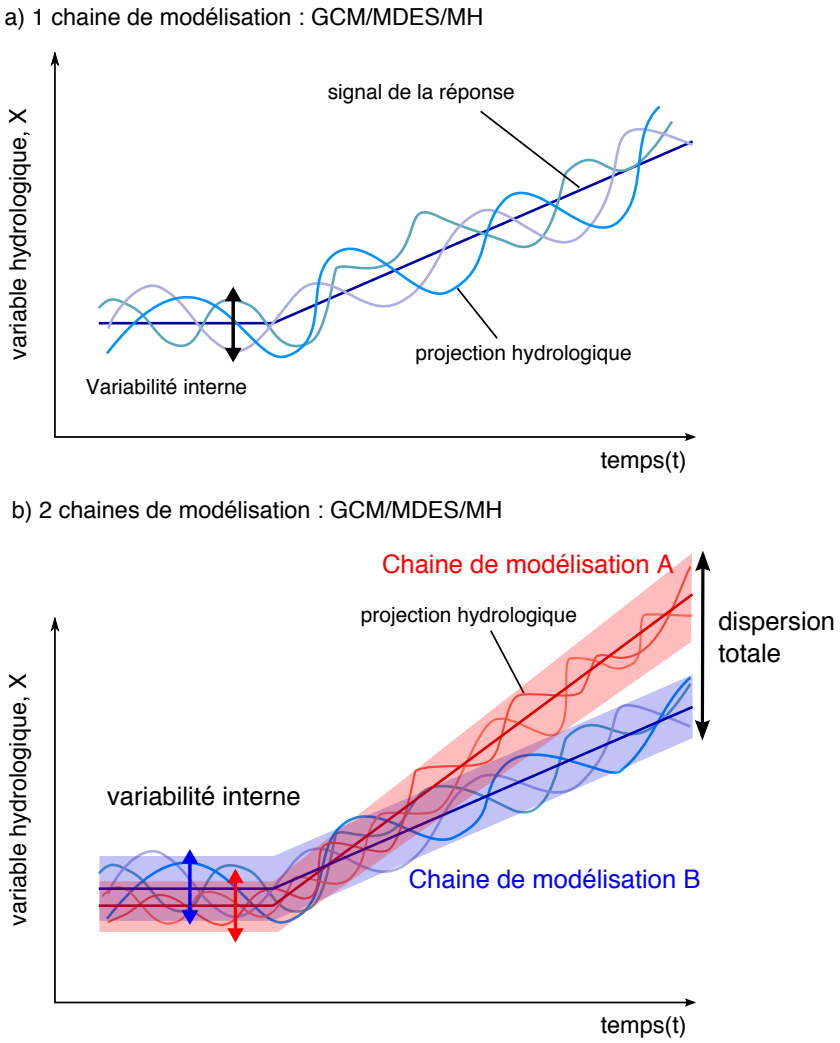


FIGURE 7.1 – Conceptualisation des différentes projections hydrologiques considérées. D'après Hingray et al. (2014)

7.2 Caractérisation des projections climatiques

Cette section présente les changements projetés sur les variables atmosphériques utilisées en entrée des modèles hydrologiques et les incertitudes associées. Les tableaux résultant du test de Wilcoxon se trouvent en annexe A.7.

7.2.1 Températures

Selon les projections climatiques régionales utilisées, le bassin de la Durance devrait connaître une augmentation significative de la température, en moyenne de 1.65˚C comprise entre 1.0˚C et 2.7˚C. Cette augmentation de la température est significative pour toutes les chaînes GCM/MDES. Il n'existe pas de grandes différences spatiales de ce changement si ce n'est une augmentation légèrement plus importante en altitude avec + 1.75 ˚C en moyenne à Briançon contre + 1.54 ˚C en moyenne à Mallemort.

La figure 7.2 présente l'évolution des anomalies de températures saisonnières du bassin de la Durance entre 1960 et 2064 par rapport à la période de référence 1980-2009. Une nette augmentation de la température est visible pour toutes les saisons. L'été est la saison la plus marquée par cette hausse, avec un réchauffement moyen de 2.1˚C, et on peut noter une faible dispersion autour de la médiane. Notons le pic de température de l'été 2003 qui dépasse de 3.4˚C la moyenne pluri-annuelles de températures observées entre 1980 et 2009. Cette canicule qui a touché toute l'Europe résulte d'une combinaison exceptionnelle de différents facteurs : une situation anticyclonique persistante sur l'Europe à l'origine d'un ensoleillement supérieur à la normale et d'un déficit important de précipitations à partir de février 2003, entraînant un fort stress hydrique du sol. Cet assèchement du sol atténua le flux de chaleur latente, ce qui exacerba l'augmentation des températures (Black et al., 2004; Rebetez et al., 2006; García-Herrera et al., 2010). Cette température extrême de l'été 2003 n'est plus que 1.1 ˚C supérieure à la moyenne temporelle des températures estivales projetée pour 2036-2065 et est dépassée par la moyenne pluri-annuelles de 33 projections climatiques régionales, *i.e.* 10% de l'ensemble des projections.

7.2.2 Précipitations

Les précipitations totales Sur l'ensemble des simulations climatiques régionales, les changements de précipitations annuelles varient entre -225 mm/an (-21 %) et +134 mm/an (+13 %), avec une moyenne d'ensemble de -46 mm/an (-4%). La significativité statistique des changements est moins importante que pour les températures, seule la moitié des chaînes GCM/MDES projette une diminution significative des précipitations (cf. tableau A.10). De plus, la significativité des changements varie selon les saisons avec une diminution plus significative en été qu'en hiver. Les précipitations estivales diminuent en moyenne de -18 mm (-10 %) et de manière significative pour la moitié des chaînes GCM/MDES, alors qu'aucune n'indique de changements significatifs pour les précipitations hivernales. L'importante dispersion autour

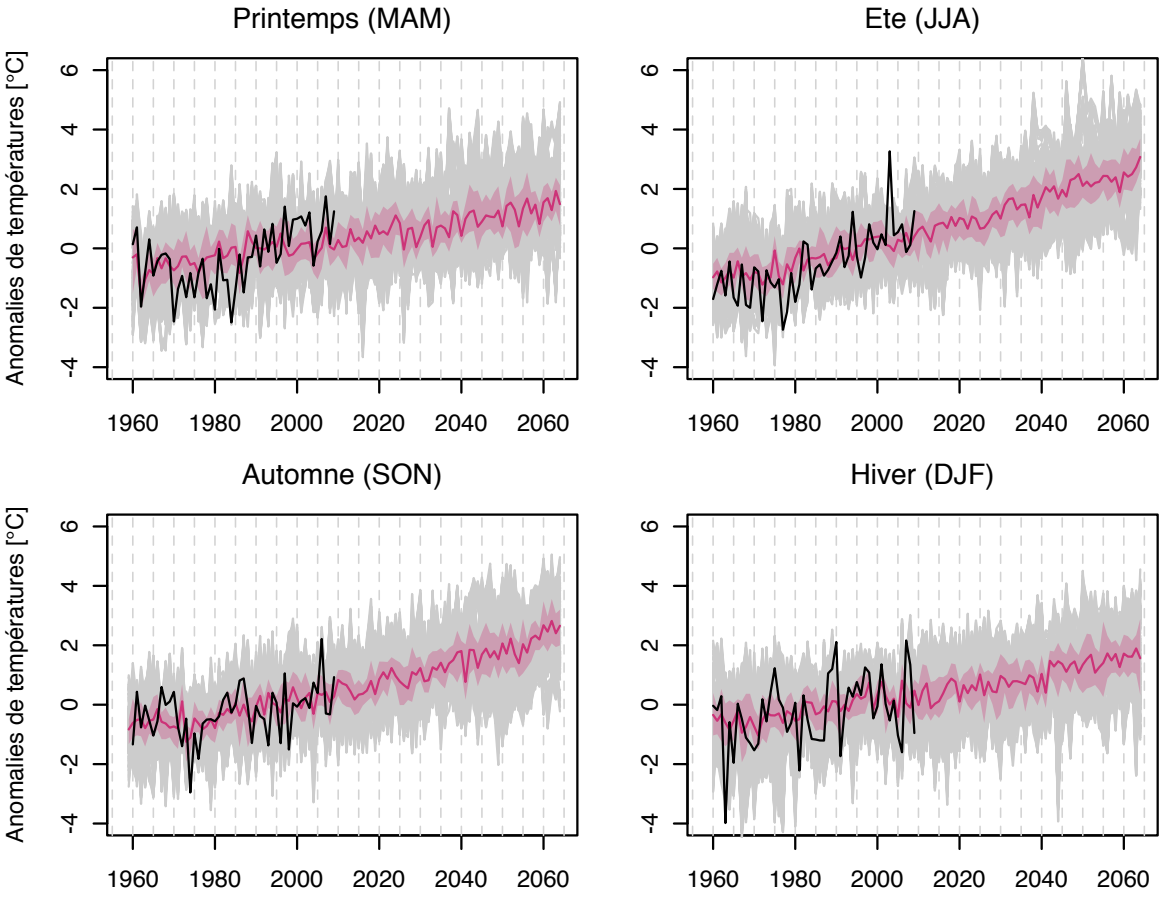


FIGURE 7.2 – Evolution des anomalies de températures saisonnières calculées par rapport à la période de référence 1980-2009. Les anomalies des 330 projections climatiques sont tracées en gris, la médiane est en rose et l'enveloppe rose est l'intervalle entre les premier et troisième quartiles. Les températures DuO sont représentées en noir.

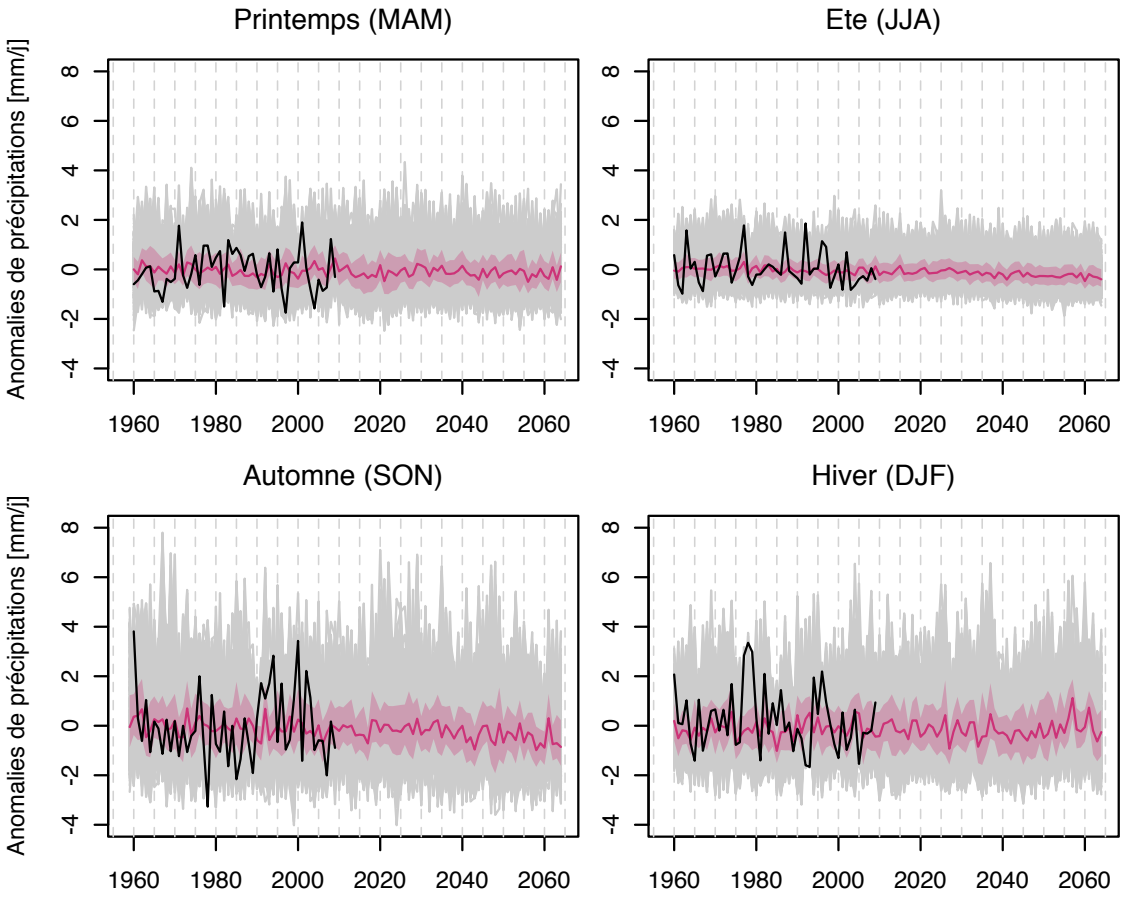


FIGURE 7.3 – Evolution des anomalies de précipitations saisonnières calculées par rapport à la période de référence 1980-2009. Les anomalies des 330 projections climatiques sont tracées en gris. La médiane des 330 projections climatiques est en rose et l'enveloppe rose représente l'intervalle entre les premier et troisième quartiles. Les températures DuO sont représentées en noir.

de la médiane est à mettre en relation avec la variabilité interannuelle des précipitations de DuO. On constate que la variabilité interannuelle de DuO est moins importante l'été que l'hiver, en accord avec la taille des enveloppes grises de la figure 7.3, soulignant que les différentes projections semblent bien reproduire la variabilité naturelle du climat.

Spatialement, les changements relatifs sont plus importants pour l'aval du bassin et le nombre de chaînes GCM/MDES indiquant des diminutions statistiquement significatives augmente de l'amont vers l'aval. C'est le cas de moins de la moitié des chaînes GCM/MDES en amont de Serre-Ponçon alors que deux tiers d'entre elles présentent une diminution significative sur les bassins en aval du barrage de l'Escale (N°13, 17, 18, 21, 22, 23 de la carte 4.1).

Finalement, le nombre de chaînes GCM/MDES indiquant une diminution statistiquement significative augmente dans les zones (à l'aval du bassin) et pendant les saisons (l'été) où la vulnérabilité vis à vis du stress hydrique est déjà la plus importante actuellement.

La neige Les chutes de neige étant directement corrélées à la température, le signal des projections est beaucoup plus clair que pour les précipitations totales avec une diminution significative comprise entre -107 mm/an (-44 %)et 10 mm/an (5 %) et de -51 mm/an (-23 %) en moyenne d'ensemble. La partie amont est la plus touchée par cette diminution de neige. Les précipitations solides sur cette partie du bassin ne représentent plus que 34% des précipitations totales pendant la période TF contre 41 % pendant la période TP. L'augmentation de la température implique une diminution des précipitations solides car nous avons déterminé la répartition pluie/neige en fonction d'un seuil de température de 1˚C (section 4.4).

7.2.3 La demande évaporative

La demande évaporative dépend de la température, du déficit de vapeur saturante, du vent et des rayonnements incidents, les changements de ces termes doivent donc être examinés afin d'évaluer son évolution.

Déficit de vapeur saturante Afin d'étudier l'évolution des conditions d'humidité atmosphérique, nous n'utilisons pas directement l'humidité spécifique (q_a) mais le déficit de vapeur saturante (VPD de l'anglais *Vapour Pressure Deficit*), défini comme la différence entre la pression de vapeur saturante et la pression de vapeur réelle. Cette variable donne une information directe sur la quantité d'eau à ajouter dans l'air avant condensation, on peut donc parler de déficit d'humidité atmosphérique, et elle intervient directement dans la formule de l'ET_0 (Anderson, 1936; Musy and Soutter, 1991). Le déficit de vapeur saturante est calculé en fonction de la température de l'air, T_a, de l'humidité spécifique de l'air, q_a, et de la pression atmosphérique, p, selon l'équation suivante :

$$\text{VPD} = e_s - e_a \tag{7.3}$$

avec e_s donné par l'équation A.9 et $e_a = \frac{p \cdot q_a}{0.622+0.378 q_a}$.

Une augmentation significative du VPD est projetée par toutes les chaînes GCM/MDES de 0.06 kPa (+14%), comprise entre +0.03 kPa (+ 7%) et +0.11 kPa (+ 26%). Cela signifie que l'air peut contenir plus d'eau.

Vitesse du vent La vitesse du vent diminue légèrement sur l'ensemble du bassin (-3%) et de manière statistiquement significative pour dix chaînes GCM/MDES sur douze, les deux restantes indiquant des changements non significatifs. La saison la plus marquée par cette diminution est l'été et l'aval du bassin est la zone la plus concernée par cette diminution. La diminution du vent va, elle, avoir tendance à réduire la demande évaporative.

Rayonnement net La rayonnement net est calculé comme la différence de l'énergie reçue à la surface moins l'énergie émise avec comme approximation la température de surface égale à celle de l'air et un albédo de 0.23, comme pour le calcul de l'ET_0 (cf. annexe A.2.3). Le rayonnement net augmente légèrement sur l'en-

semble du bassin (4%) et de manière statistiquement significative pour neuf chaînes GCM/MDES sur douze, les trois restantes indiquant des changements non significatifs. La saison la plus marquée par cette augmentation est l'été. L'augmentation du rayonnement net va avoir tendance à accroître la demande évaporative.

Evapotranspiration potentielle Enfin, l'évapotranspiration potentielle de Penman Monteith, ET_0, résultant du déficit de vapeur saturante, de la vitesse du vent, du rayonnement net et de la température (annexe A.2.3), augmente en moyenne d'ensemble de 66 mm/an (7 %) sur l'ensemble du bassin de manière significative. Les changements d'ET_0 sont homogènes sur la totalité du bassin. L'ET_0 augmente de manière significative durant les trois saisons, printemps, été et automne, avec une hausse plus élevée en été, +31.28 mm/an, soit près de la moitié de l'augmentation annuelle. L'été risque donc d'être soumis à un stress hydrique accru avec une augmentation significative de la demande évaporative de 31 mm combinée à une diminution des précipitations de 18 mm, en moyenne d'ensemble.

7.3 Impacts hydrologiques selon CLSM

Les projections hydrologiques de CLSM ont été effectuées en utilisant le jeu de paramètres θ_{REF} calé sur la période 1994-2009 (cf. tableau 3.2). La période de calage 1994-2009 a été choisie dans le cadre du projet R^2D^2-2050 communément à tous les modèles hydrologiques car c'est une période longue qui présente les caractéristiques climatiques ressemblant le plus à celles auxquelles on peut s'attendre d'ici 2050 (augmentation de la température principalement). Dans cette partie, l'analyse des impacts hydrologiques est proposée sur les trois régions du bassin versant : la Haute Durance, la Moyenne Durance et la Basse Durance présentées en section 2.2. L'avantage de ce découpage est d'avoir une vue plus synthétique des différents comportements hydrologiques du bassin de la Durance plutôt que de présenter les résultats sur les 27 BVEs.

7.3.1 Impacts sur le bilan en eau

La forte incertitude sur les changements de précipitations présentée dans la section précédente est confirmée dans les trois régions de la Durance par le tableau 7.1. Cette incertitude se répercute essentiellement sur l'amplitude des changements d'écoulements qui reste relativement importante (cf.tableau 7.2) mais non en termes de significativité des changements qui est robuste vers une diminution. On constate sur ce tableau 7.2 et à partir de la figure 7.4, une baisse significative des écoulements sur les trois régions en moyenne de 60 mm/an (-15 %).

Les changements d'évapotranspiration sont en revanche beaucoup plus variables d'une région à l'autre. En Haute Durance, une hausse significative de (47 mm/an, + 8 %) est constatée alors que le changement est quasiment nul sur la moyenne Durance (+ 5 mm/an, < 1%), et devient négatif en basse Durance (-20 mm, -3 %). De plus, les

incertitudes augmentent de l'amont vers l'aval, car la dispersion autour du changement moyen augmente et que la significativité des changements diminue (tableau 7.3). Au final, l'évapotranspiration augmente légèrement sur le bassin versant de la Durance, de 11 mm/an (2 %) et le signal n'est pas robuste (cf. tableau 7.3).

L'augmentation de la dispersion des simulations d'évapotranspiration de l'amont vers l'aval est clairement visible sur la figure 7.4. Cette augmentation de l'incertitude de l'amont vers l'aval pourrait s'expliquer par le fait que l'évapotranspiration est principalement pilotée par la température et le rayonnement à l'amont du bassin où le stress hydrique est faible, grâce aux précipitations élevées et à « l'effet réservoir » de la neige, alors qu'elle est limitée à l'aval par le stress hydrique. Elle dépend alors de la quantité d'eau disponible et donc des précipitations. L'analyse des projections climatiques viennent appuyer cette explication car ce sont les mêmes chaînes GCM/MDES qui indiquent une diminution significative de l'évapotranspiration et des précipitations en basse Durance. L'augmentation de la dispersion sur les changements d'évapotranspiration est également cohérente avec Boé and Terray (2008) qui montrent que l'incertitude sur l'évapotranspiration simulée par des modèles de climat régionaux augmente dans les régions du sud de l'Europe sujettes au stress hydrique comparativement aux régions du nord de l'Europe pour lesquelles l'évapotranspiration est très corrélée à la température et aux rayonnements incidents. Enfin, nous avons vu dans la section précédente que le stress hydrique devrait augmenter en réponse à une diminution des précipitations et une augmentation de la demande évaporative. Cette augmentation du stress hydrique pourrait être à l'origine de la légère augmentation de la dispersion sur les simulations d'évapotranspiration en Moyenne Durance, visible sur la figure 7.4c.

D'une manière générale, le modèle hydrologique semble atténuer les incertitudes sur les précipitations à l'amont du bassin. En effet, les changements vers une diminution des débits et une augmentation de l'évapotranspiration sont robustes. En revanche, ce n'est plus forcément le cas à l'aval du bassin en ce qui concerne les changements d'évapotranspiration, les incertitudes sur les précipitations semblent directement se répercuter sur les simulations d'évapotranspiration.

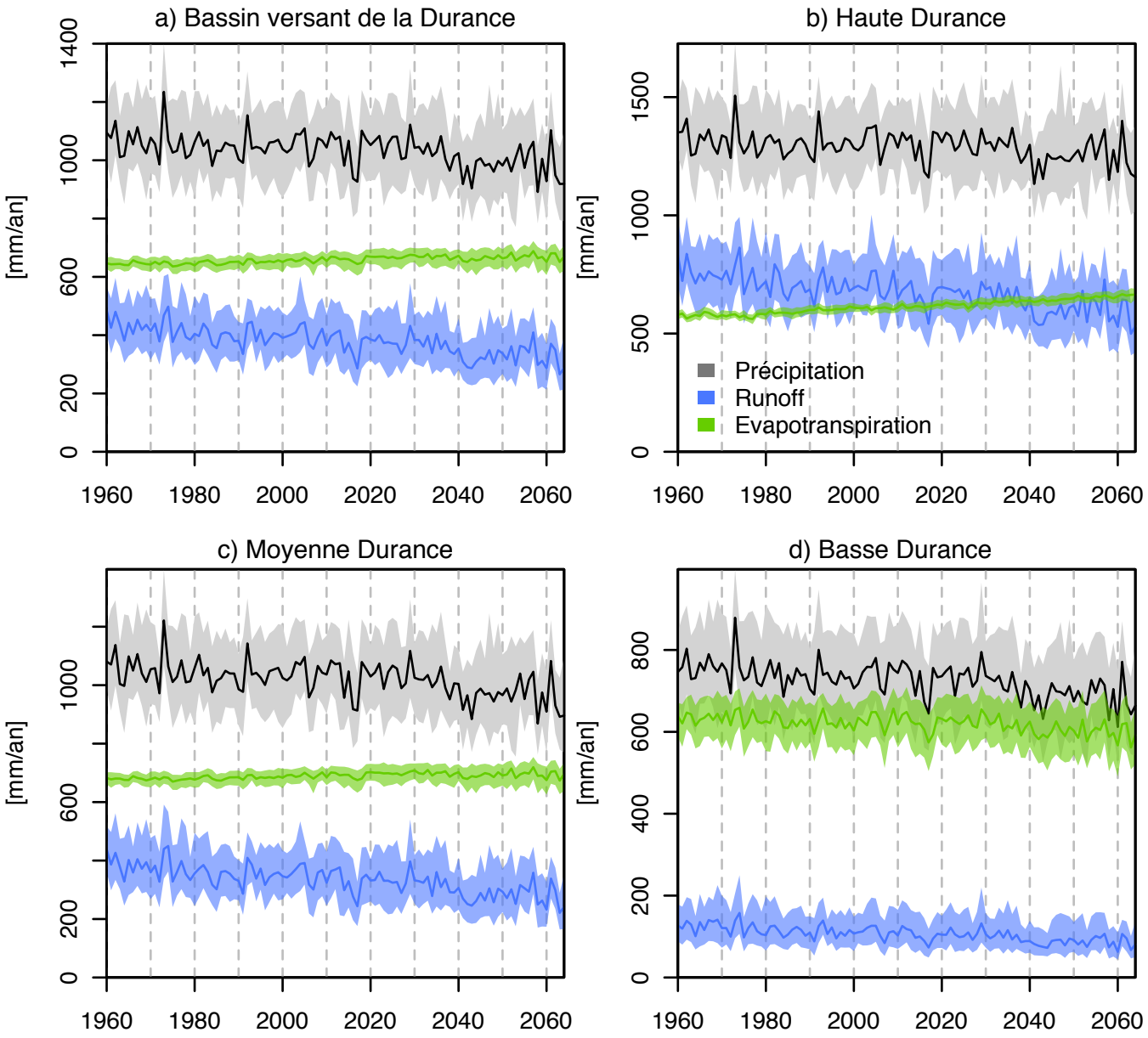


FIGURE 7.4 – Evolution des cumuls annuels médians de précipitations, d'écoulement et d'évapotranspiration sur a) l'ensemble du bassin de la Durance, b) la Haute Durance, c) la Moyenne Durance et d) la Basse Durance. L'enveloppe autour de la médiane est délimitée par le premier et troisième quartiles des 330 projections hydrologiques.

	$\mu(P_{PP})$ mm/an	$\overline{\Delta P}$ mm/an	min(ΔP) mm/an	max(ΔP) mm/an	<0	>0	NS
Haute Durance	1316	-43	-216	151	5	0	7
Moyenne Durance	1049	-55	-238	131	6	0	6
Basse Durance	748	-44	-200	100	7	0	5
Durance	1061	-46	-225	134	6	0	6

Tableau 7.1 – Tableau récapitulatif des changements de précipitations annuels sur la Haute Durance, la Moyenne Durance et sur la Basse Durance ainsi que sur la totalité du bassin versant. La moyenne des précipitations pendant la période TP, $\mu(P_{PP})$, et les changements de précipitations, $\overline{\Delta_P}$, min(ΔP) et max(ΔP) sont indiqués en mm/an. Les trois autres colonnes donnent le nombre de chaînes GCM/MDES présentant des changements soit significativement positifs (>0) ou négatifs (<0), soit non significatifs (NS).

	$\mu(R_{PP})$ mm/an	$\overline{\Delta R}$ mm/an	min(ΔR) mm/an	max(ΔR) mm/an	<0	>0	NS
Haute Durance	717	-88	-248	119	10	0	2
Moyenne Durance	369	-59	-182	74	11	0	1
Basse Durance	130	-23	-84	31	10	0	2
Durance	412	-60	-176	71	11	0	1

Tableau 7.2 – Même légende que pour le tableau 7.1, cette fois-ci pour les écoulements, R.

	$\mu(E_{PP})$ mm/an	$\overline{\Delta E}$ mm/an	min(ΔE) mm/an	max(ΔE) mm/an	<0	>0	NS
Haute Durance	599	47	8	92	0	12	0
Moyenne Durance	681	5	-75	66	2	5	5
Basse Durance	618	-20	-119	82	6	0	6
Durance	649	11	-57	64	2	6	4

Tableau 7.3 – Même légende que pour le tableau 7.1, cette fois-ci pour l'évapotranspiration, E.

7.3.2 Impacts sur la dynamique saisonnière

Afin de mieux comprendre les changements constatés précédemment à l'échelle annuelle et les processus hydrologiques mis en jeu, nous avons analysé différentes variables de sorties du modèle CLSM à l'échelle mensuelle.

7.3.2.1 En Haute Durance

Nous avons vu dans les chapitres précédents que les débits de la Haute-Durance sont fortement influencés par la neige. L'augmentation significative des températures de 1.72 ˚C en moyenne ($\in$ [0.96 ˚C ; 3.05 ˚C] sur la Haute Durance a pour conséquence une diminution significative du stock de neige de -67 mm (i.e -25 % du stock actuel, $\in$ [-143 mm ; 31 mm]) et un raccourcissement significatif de la durée d'enneigement [4] de 30 jours en moyenne ($\in$ [-54 j ; -15 j]). Ces changements affectent les termes du bilan hydrologique. La figure 7.5b1 montre une augmentation significative de la fonte pendant les mois de décembre, janvier et février. Le pic de fonte de la période PF (trait plein) est plus faible et avancé d'un mois par rapport à celui de la période PP (trait pointillé).

Ce déphasage de l'onde de fonte se répercute sur les écoulements mais de manière non significative en hiver. En revanche, il entraîne une importante diminution des écoulements pendant les mois de mai et juin, de 28 mm (21%) et 33 mm (31%) respectivement. Cette diminution est couplée à une augmentation de l'évapotranspiration en moyenne de 14 mm pour les mois de mai et juin (29% et 16% respectivement). On voit d'abord apparaître une augmentation de l'évaporation du sol nu sur la figure 7.6a puis de la transpiration par la végétation (figure 7.6b). Comme la durée d'enneigement diminue et que la neige fond plus tôt, le sol se découvre également plus tôt et il n'est donc pas surprenant que l'évaporation du sol nu soit également avancée. L'énergie qui était pendant la période PP utilisée pour la fonte est utilisée pour l'évapotranspiration pendant la période PF. La diminution de l'évapotranspiration que l'on peut noter pendant le mois de février sur la figure 7.6a est causée par une diminution de la sublimation (non représentée sur la figure 7.6). L'évapotranspiration augmente le reste de l'année en Haute Durance. On retrouve finalement un résultat déjà obtenu en section 4.4.5 qui montrait à partir des différents forçages qu'une diminution du stock de neige réduisait les écoulements.

7.3.2.2 En Moyenne et Basse Durance

L'influence nivale est beaucoup plus faible en Moyenne Durance et quasiment inexistante en Basse Durance comme on peut le voir sur la figure 7.5. Les écoulements diminuent tout au long de l'année entre les périodes PP et PF en réponse à une diminution des précipitations et à une augmentation de l'évapotranspiration au printemps. D'après la figure 7.6d3, l'évapotranspiration augmente pendant les mois printaniers avant de diminuer significativement aux mois de juillet et août en Basse

4. La durée d'enneigement est ici définie par le nombre de jours pour lesquels 50% de la zone d'étude est recouverte par de la neige.

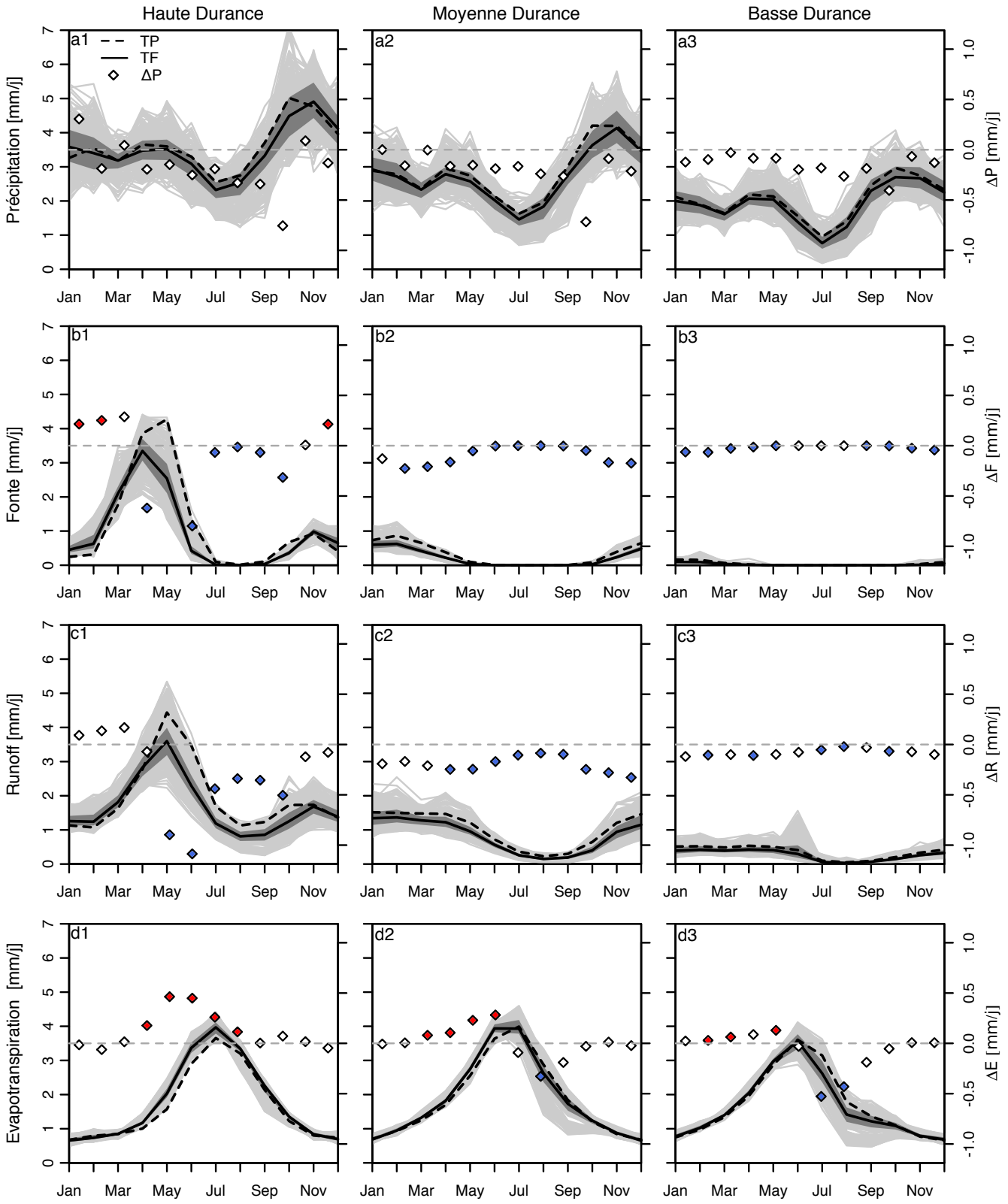


FIGURE 7.5 – Cycles saisonniers moyens (a) des précipitations, (b) de la lame de fonte, (c) des écoulements et (d) de l'évapotranspiration sur les trois régions de la Durance. L'ensemble des cycles saisonniers sur la période TF issus des 330 projections est tracé en gris clair, l'enveloppe interquartile (25%, 75%) de ces 330 projections est tracée en gris foncé et la médiane est en trait plein noir. La médiane des 330 projections du cycle saisonnier moyen sur la période TP est représentée en pointillés. Les losanges représentent la moyenne des changements ΔX entre TF et TP. Ils sont colorés quand plus de 50% des chaînes GCM/MDES indiquent un changement statistiquement significatif (rouge pour positif et bleu pour négatif).

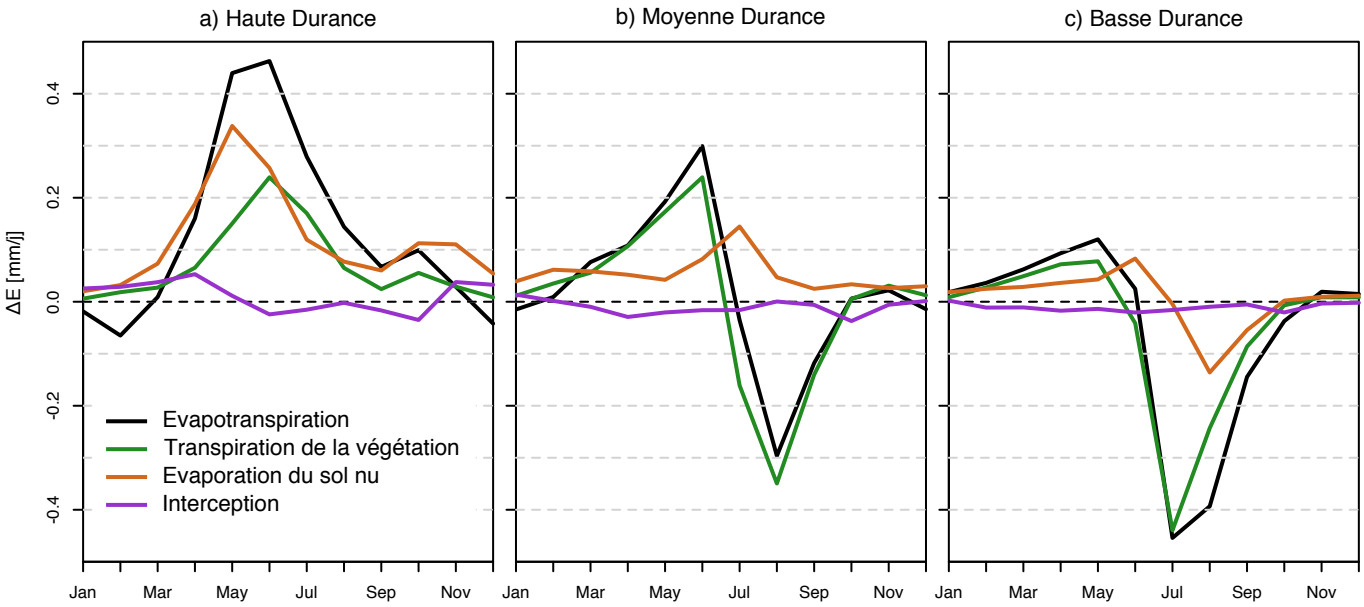


FIGURE 7.6 – Comparaison entre les trois régions du bassin des changements des termes constituant l'évapotranspiration : la transpiration (en vert), l'évaporation du sol nu (en marron) et l'interception (en violet). La sublimation n'est pas représentée.

Durance (10 mm soit à peu près 10 % de diminution au mois d'août). Cette forte diminution estivale explique la diminution moyenne d'évapotranspiration constatée à l'échelle annuelle dans le paragraphe précédente.

La diminution de l'évapotranspiration est expliquée par une diminution significative de l'humidité du sol [5] à l'origine d'une augmentation de la fraction stressée sur la basse Durance. La fraction stressée est définie dans CLSM comme la fraction du bassin dont la teneur en eau dans la zone racinaire est inférieure au point de flétrissement et sur laquelle la transpiration est nulle. Elle passe de 56% à 67 % en moyenne entre les périodes PP et PF. Par conséquent, on observe logiquement une diminution de la transpiration sur la figure 7.6c, de -11 mm ($\in$ [-31 mm ; 14 mm]) en moyenne au mois d'août. L'évaporation du sol nu (en marron sur la figure 7.6) n'est pas bloquée sur la fraction stressée mais elle est limitée par la résistance du sol nu qui dépend de l'humidité du sol et décroît à partir du mois d'août. Quant aux pertes par interception (en violet sur la figure 7.6), les changements qui dépendent principalement de ceux des précipitations liquides, ne sont pas significatifs, mais les quantités d'eau mises en jeu sont de toute façon dérisoires par rapport à la transpiration et à l'évaporation du sol nu.

7.3.2.3 Synthèse sur la totalité du bassin

Pour conclure, les changements significatifs obtenus sur le bassin de la Durance selon CLSM sont une diminution du stock de neige à l'amont du bassin induisant un déphasage de l'onde de fonte, et une amplification du stress hydrique dans la

5. L'humidité du sol est définie sur la totalité de la colonne de sol, zones saturée et non-saturée confondues (Gascoin, 2009).

zone aval du bassin limitant ainsi l'évapotranspiration. La carte 7.7 résume finalement assez bien les changements significatifs obtenus sur le bassin de la Durance selon CLSM et les contrastes entre l'amont et l'aval du bassin. Elle met en évidence l'augmentation de l'évapotranspiration dans les zones nivales due notamment à la diminution de la durée d'enneigement, et la diminution de l'évapotranspiration à l'aval du bassin pendant la saison estivale. L'augmentation de l'évapotranspiration à l'amont et l'amplification du stress hydrique à l'aval contribuent à une diminution significative sur la totalité du bassin des écoulements annuels de -60 mm/an (-15 %) en moyenne, comprise entre -176 (-40%) et + 71 mm/an (+18 %). L'incertitude sur l'amplitude des changements de débit est grande, liée à celle des changements de précipitations notamment, mais les diminutions de débits annuels sont robustes sur l'ensemble du bassin.

Ces résultats sont en accord avec les résultats des précédentes études sur les impacts du changement climatique réalisées sur le bassin du Rhône et incluant la Durance. Elles présentent toutes une diminution du stock de neige, une augmentation de l'évapotranspiration, et une diminution des débits, en particulier pendant la saison estivale (Ottlé et al., 2001; Etchevers et al., 2002; Martin and Etchevers, 2005; Boe, 2007). Etchevers et al. (2002) et Martin and Etchevers (2005) obtiennent une diminution des débits de la Durance à la Clapière en Haute Durance (BVE 1 à 4 sur la carte 4.1) entre -20% et 7 %. La dispersion sur les changements de débits obtenue dans cette thèse est beaucoup plus importante entre -32 % (-265 mm/an) et +14 % (+ 117 mm/an) sur ce même bassin. Deux raisons peuvent expliquer ces différences. La première concerne le modèle CLSM, qui lors de précédents projets d'étude d'impacts du changement climatique sur la Seine et sur la Loire, a montré une faible sensibilité au stress hydrique entraînant des baisses de débit plus importantes que les autres modèles hydrologiques (Ducharne et al., 2009; Moatar et al., 2010; Habets et al., 2013). La deuxième raison vient du fait que l'on utilise un plus grand nombre de scénarios climatiques (330 contre 6 dans le projet GICC Rhône). On se rapproche en effet ici de l'amplitude des changements obtenue par Lafaysse (2011b) dans sa thèse sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon qui utilisent les mêmes projections climatiques régionales que nous. Boe (2007), qui a également étudié le Rhône dans sa thèse sur les régimes hydrologiques français, constate comme nous une augmentation de l'évapotranspiration tout au long de l'année sauf aux mois de juillet et août.

En revanche, l'augmentation de l'évapotranspiration suite au déphasage de l'onde de fonte ne fait pas consensus dans la littérature (Adam et al., 2009; Viviroli et al., 2011). Nos résultats sont notamment différents des affirmations de Barnett et al. (2005) qui considèrent qu'une fonte avancée aurait tendance à réduire l'évapotranspiration en faveur des écoulements. Leur hypothèse est que l'augmentation de la disponibilité en eau pendant les mois où la demande évaporative est faible (températures basses et faibles rayonnement incidents) tend à augmenter les écoulements au détriment de l'évapotranspiration. Dans notre cas, le décalage de l'onde de fonte n'est que de un mois et le pic de fonte a lieu en avril, mois pendant lequel les températures ainsi que les rayonnements commencent déjà à augmenter. Il est donc possible qu'avec un réchauffement plus important et une onde de fonte se produisant plus tôt, nous nous rapprocherions de leurs conclusions.

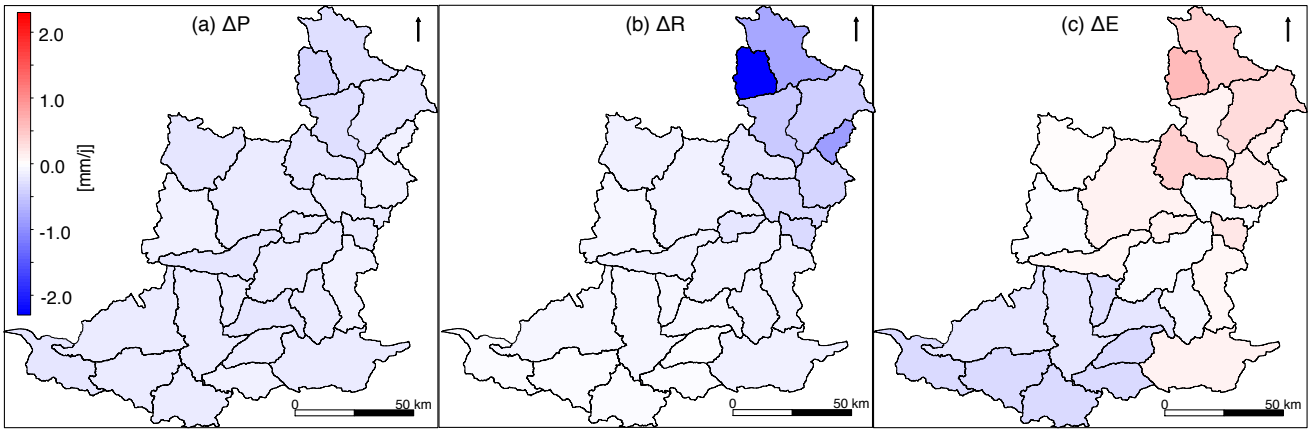


FIGURE 7.7 – Carte des moyennes de changements de (a) précipitations, ΔP, (b) lames d'eau écoulées, ΔR, et (c) d'évapotranspiration ΔE sur les BVE entre PF et PP pendant les mois d'été (juin, juillet et août).

7.3.3 Sensibilité des projections hydrologiques aux paramètres

Nous nous intéressons maintenant à la sensibilité des changements simulés par CLSM à ses paramètres suivant la période sur laquelle ils ont été calés. Dans le chapitre 6, nous avons vu, grâce au DSST, que les simulations de CLSM, SHPi (avec $i \in [1,5]$) et SHCP, sont peu sensibles à la période de calage sauf lorsque celui-ci est effectué sur une période favorable à l'accumulation de la neige. Dans ce cas, le jeu de paramètres sélectionné θP1, et en particulier la forte valeur de W_{melt} conduit à une surestimation des débits sur les autres périodes. L'idée, ici, est de vérifier si le comportement de CLSM en extrapolation, en réponse à un scénario climatique, reste similaire.

A cette fin, nous avons comparé les simulations utilisant les différents jeux de paramètres obtenus par le DSST effectué en temps présent (section 6.4, annexe B), et forcées par une simulation climatique régionale. Pour rappel, les simulations hydrologiques ont été réalisées sur le bassin versant de la Durance à La Clapière (BVE 1 à 4 de la carte 4.1). La simulation climatique régionale est obtenue à partir du GCM CNCM33 et de la réalisation médiane du MDES D2GEN. Elle projette une augmentation de la température annuelle de 1.2 ˚C entre PF et PP [6], une diminution des précipitations de -12 % et une augmentation de l'évapotranspiration potentielle, ET_0 de 8.5 %. Ce scénario se trouve dans la fourchette basse des 330 scénarios climatiques utilisés dans la section précédente en terme d'augmentation des températures et de diminution des précipitations.

Les projections hydrologiques utilisant les jeux de paramètres θ_{Pi}, i $\in$ [1;5] et θ_{CP} sont désignées par les abréviations SSPi avec i $\in$ [1 ;5] et SSCP (pour Simulation Scénarios). Les jeux de paramètres sont listés dans le tableau 3.2 et décrit en section 6.4.

6. Cette augmentation de température diffère de celle indiquée dans l'article en annexe B car elle n'a pas été calculée de la même façon. Nous avons repris ici un changement calculé entre les périodes PF et PP selon l'équation 7.1 pour rester homogène avec le reste de la thèse, alors qu'elle avait été calculée dans l'article par régression linéaire entre 1960 et 2065.

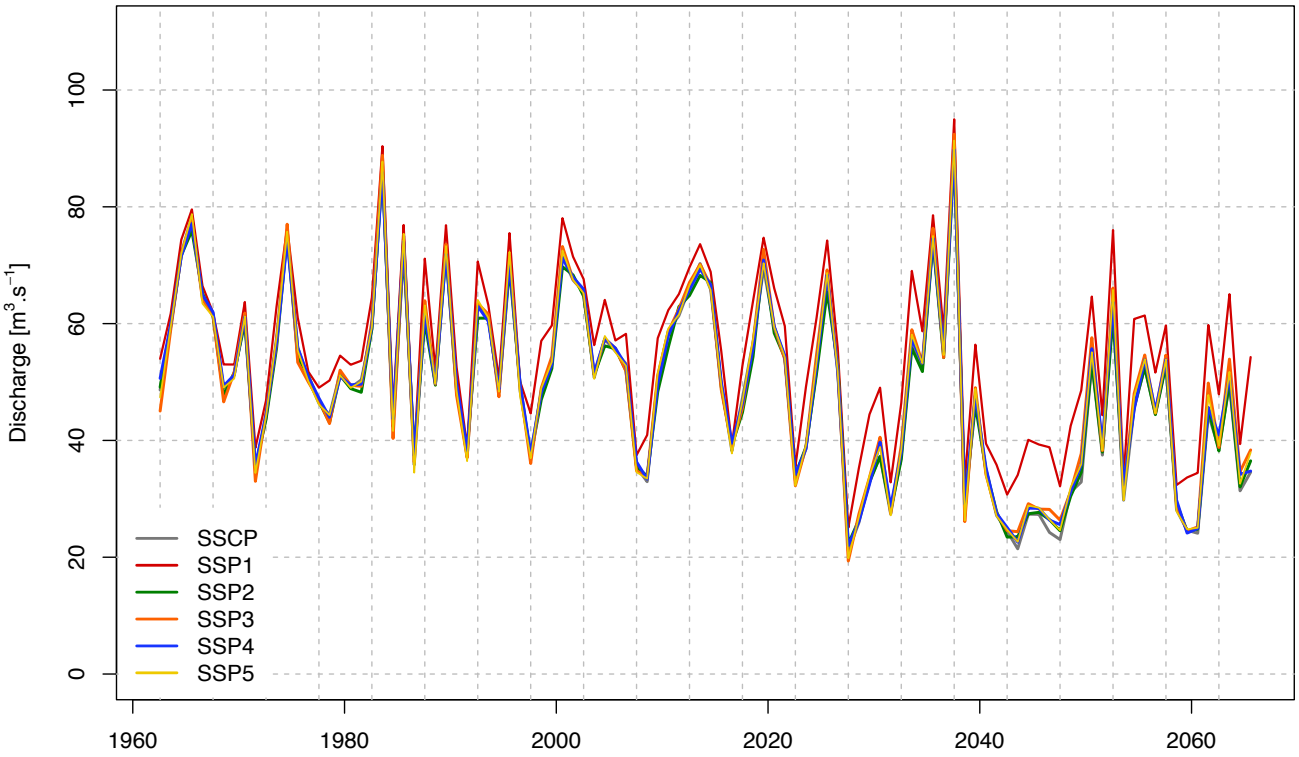


FIGURE 7.8 – Evolution des débits annuels de la Durance à la Clapière de 1962-2065 selon les six simulations de CLSM SSP utilisant des jeux de paramètres différents.

La figure 7.8 montre une diminution du débit pour toutes les simulations. La simulation SSP1 utilisant le jeu de paramètre θ_{P1}, déjà identifié comme « pathologique » en temps présent (section 6.4), produit un débit plus élevé que les autres simulations. Le changement moyen de débit pour cette simulation, -11.5 $m^3.s^{-1}$ (-19%), est plus faible que pour les autres simulations (entre -27 and -30%). Cette différence peut de nouveau être attribuée du moins partiellement à la valeur élevée du paramètre W_{melt}. La durée d'enneigement diminue pour toutes les simulations de manière similaire, de -35 à -38 jours, si bien que la durée d'enneigement simulée par SSP1 reste toujours plus longue de 10 jours par rapport aux autres simulations, limitant l'évapotranspiration en faveur des écoulements, comme analysé en temps présent (section 6.4).

La figure 7.9 montre l'évolution des rapports entre les simulations SSPi, $i \in [1;5]$ et la simulation SSCP, et confirme que la simulation SSP1 diffère le plus des autres simulations. Il est intéressant de constater que les autres simulations sont très semblables jusqu'en 2020 avec un rapport à SSCP très proche de 1, mais qu'elles divergent après. La dispersion entre les simulations augmente vraisemblablement à cause d'un assèchement du climat résultant d'une diminution des précipitations conjuguée à une diminution de la durée d'enneigement et à une augmentation de la demande évaporative, ET_0.

Afin d'évaluer l'effet de cet assèchement du climat sur l'évapotranspiration, nous avons comparé les changements d'évaporation du sol nu et de transpiration entre les différentes simulations (figure 7.10). Concernant la transpiration (figure 7.10a),

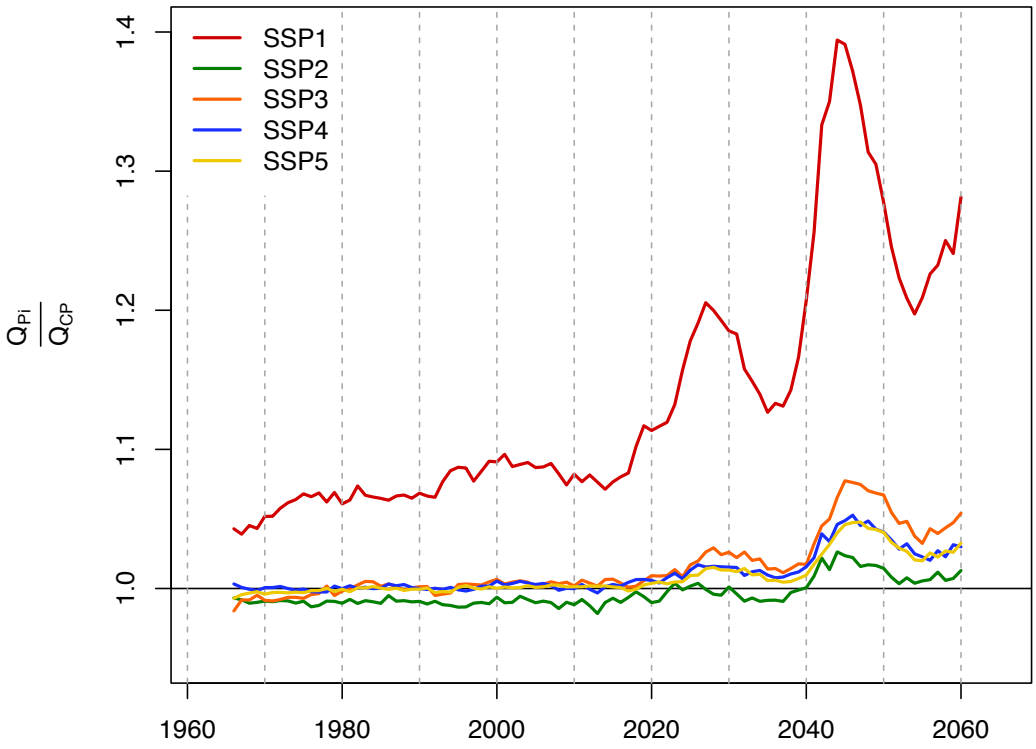


FIGURE 7.9 – Evolution des moyennes glissantes des rapports entre les débits annuels simulés par les simulations SSPi (QPi), avec $i \in [1;5]$, et la simulation SSCP (QCP) sur le bassin de la Durance à la Clapière entre 1962 et 2065.

les différences principales concernent la période estivale. On constate que la position des courbes les unes par rapport aux autres suit l'ordre des valeurs de profondeur de sol, D, utilisées (tableau 6.8). Plus la valeur du paramètre D est importante, plus l'augmentation de la transpiration sous changement climatique le sera également. En particulier la simulation SSP1 est la seule à simuler une diminution de l'évapotranspiration et elle utilise la valeur de D la plus faible. En effet, un bassin avec une faible capacité de rétention d'eau verra son humidité diminuer lors d'un assèchement d'origine climatique et ne sera rapidement plus capable de répondre à la demande évaporative. En ce qui concerne l'évaporation du sol nu (figure 7.10b), la dispersion entre les simulations est également importante en été mais le lien entre le paramètre D et les positions relatives des courbes est moins évident que dans le cas de la transpiration. Ceci est dû au fait que l'évaporation du sol nu est principalement contrôlé par l'humidité des deux premiers centimètres de sol si bien que la profondeur de sol joue beaucoup moins. Il est intéressant de remarquer que l'augmentation de l'évaporation du sol nu augmente principalement au mois de mai, à cause de la diminution de la durée d'enneigement expliqué précédemment sur la figure 7.6.

Finalement, l'utilisation d'un scénario climatique régional révèle que la paramétrisation du sol, contrôlant l'évapotranspiration, bien que robuste en temps présent (section 6.4), est responsable de la divergence des simulations lorsque le sol est confronté à un climat plus chaud et plus sec. Dans ces conditions, les paramètres de sol ont plus d'importance que dans le passé car l'influence nivale diminue au profit de l'évapo-

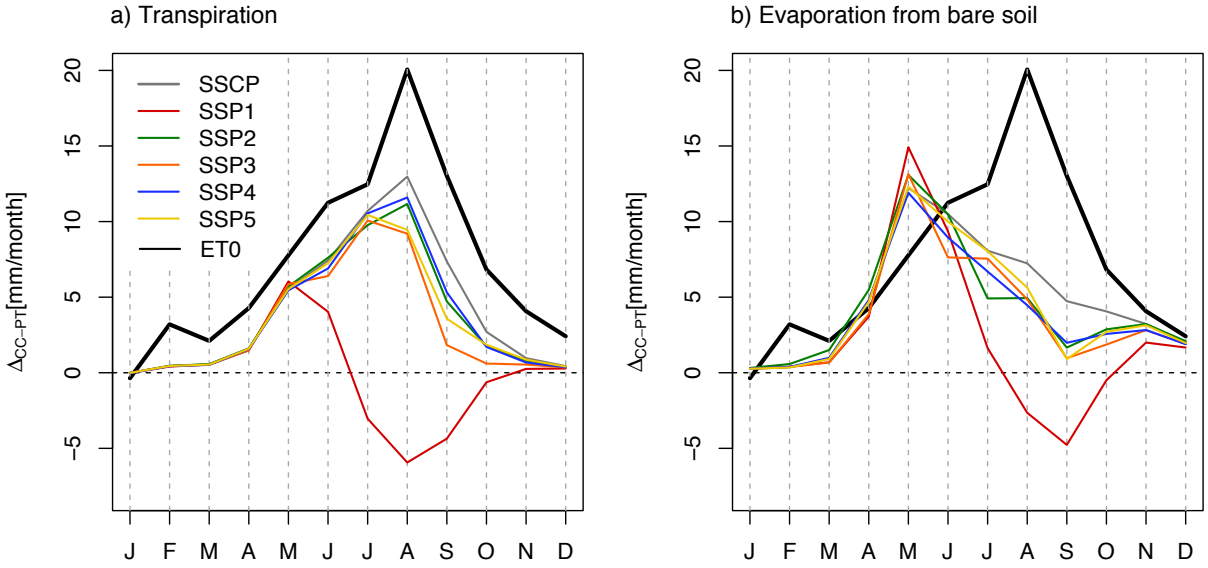


FIGURE 7.10 – Changements mensuels de (a) transpiration et (b) d'évaporation du sol nu calculés entre les périodes TF et TP. Les changements mensuels d'évapotranspiration potentielle, ET_0 sont tracés en noir.

transpiration. En d'autres termes, les différences entre les paramètres de sol ne s'expriment pas tant que les processus nivaux sont dominants sur le bassin.

L'incertitude associée au calage des paramètres varie donc en fonction du climat et semble augmenter lors d'un assèchement du climat. Ce résultat est cohérent avec les résultats de Ducharne et al. (2009) et de Bae et al. (2011) qui démontrent que l'incertitude associée aux modèles hydrologiques augmente pendant les saisons sèches, mais diffère des récents résultats de Poulin et al. (2011) obtenus sur un bassin sous influence nivale. Néanmoins, cette incertitude reste toutefois limitée dans le cas de CLSM par rapport à l'incertitude provenant des différentes simulations climatiques. En effet, les changements entre les différentes simulations varient peu, entre -27 % et -30% (une fois le jeu θP1 inclus, entre -19 % et -30% sinon), par rapport à la dispersion des changements de débits constatée dans la section précédente sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon, entre -32% et +14 %. On semble loin des conclusions de Wilby (2005) montrant que pour un modèle conceptuel simple, l'incertitude sur les débits liée aux paramètres des modèles hydrologiques est du même ordre de grandeur que l'incertitude associée aux émission de gaz à effet de serre. Nous devons toutefois modérer notre propos car la comparaison faite ici est assez déséquilibrée : 330 projections climatiques sont considérées dans la section précédente contre 6 jeux de paramètres dans ce paragraphe. Pour confirmer la robustesse de CLSM, nous pourrions refaire cet exercice en sélectionnant une partie des jeux de paramètres correspondant aux fronts de Pareto obtenus sur les différentes périodes. En l'état actuel des choses, les résultats obtenus montrent que le modèle CLSM est robuste. Il semble pour cela bénéficier de ses paramétrisations physiques notamment de la végétation, qui contrôle vraisemblablement un grande partie de la réponse au changement climatique.

7.4 Analyse multi-modèles des impacts

Il s'agit dans cette partie de comparer les projections hydrologiques de CLSM à celles des autres modèles hydrologiques du projet R^2D^2-2050 : GR5J, MORDOR, CEQUEAU, J2000 et ORCHIDEE. La significativité des changements est maintenant calculée sur les moyennes des 72 chaînes GCM/MDES/MH. Nous avons choisi deux des stations de contrôle (cf. tableau 4.3) pour présenter les résultats : l'une en Haute Durance, la Durance à Serre-Ponçon, et l'autre en Moyenne Durance, le Verdon à Sainte-Croix.

7.4.1 Comparaisons des changements sur le bilan en eau

La comparaison des évolutions médianes des débits annuels sur les figures 7.11a1 et 7.12a1 entre les modèles hydrologiques ne montrent pas de grandes différences entre ces dernières, à l'exception des débits simulés par le modèle ORCHIDEE. Ces débits sont systématiquement plus hauts que ceux simulés par les autres modèles, ce qui est cohérent avec les résultats du chapitre précédent. En revanche, bien que les simulations soient différentes, les distributions des changements de débits sont toutes assez similaires. On constate que la dispersion inter-modèles des changements est bien plus faible que la dispersion intra-modèles, *i.e.* pour un seul modèle. Les changements médians des débits simulés à Serre-Ponçon varient entre -4.4 m^3/s pour J2000, et -10 m^3/s pour CLSM (tableau 7.4, *i.e.* entre -7 et -13 %) alors que la dispersion des changements pour un modèle est en moyenne de 49 m^3/s, presque 10 fois plus. Malgré des changements médians similaires, la significativité statistique des changements à Serre-Ponçon varie entre modèles. Ainsi, les modèles MORDOR, CLSM et ORCHIDEE simulent une diminution significative pour plus de trois quarts des chaînes GCM/MDES, alors que c'est le cas pour seulement six d'entre elles concernant les débits simulés par GR5J et quatre pour les débits simulés par les modèles J2000 et CEQUEAU (cf. tableau 7.4). A Sainte-Croix, le signal est plus robuste car tous les modèles simulent une diminution significative des débits selon plus de la moitié des chaînes GCM/MDES.

A Serre-Ponçon, les débits sont principalement pilotés par la neige. A défaut de pouvoir comparer les simulations de fonte [7], il est intéressant d'examiner les simulations du maximum annuel de stock de neige entre modèles hydrologiques, car il donne une indication sur le volume de fonte attendu au printemps (figures7.11b). Il y a peu de dispersion entre les modèles avec une diminution du maximum annuel de stock de neige de -23% en moyenne multi-modèles. Les changements simulés par ORCHIDEE sont légèrement moins importants, du fait qu'ils simulent toujours moins de neige que les autres modèles. Sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix où l'influence nivale sur le débit diminue, les contrastes entre modèles augmentent en particulier pour les modèles CLSM et ORCHIDEE qui se distinguent des autres avec un changement de maximum annuel de stock de neige plus faible. Cette distinction s'explique par le fait qu'ils simulent toujours moins de neige que les autres modèles pour les différentes raisons discutées en section 6.3.3 (sublimation, pas de temps de calcul horaire). De manière générale, le signal sur les changements du stock de neige reste

7. Car tous les modèles ne fournissaient pas cette variable.

robuste puisque toutes les chaînes GCM/MDES/MH sauf quatre indiquent une diminution statistiquement significative sur les deux bassins. Cette diminution s'explique naturellement par l'augmentation de la température, induisant une diminution des chutes de neige (section 7.2).

En ce qui concerne l'évapotranspiration, les réponses aux projections atmosphériques sont beaucoup plus contrastées entre modèles et entre stations. La figure 7.11c1 montre des similitudes entre les tendances des médianes d'évapotranspiration simulée par les modèles GR5J, J2000 et CLSM sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. On constate en revanche une tendance à l'augmentation plus forte sur l'évapotranspiration annuelle simulée par MORDOR et une tendance plus faible pour le modèle CEQUEAU. Le modèle ORCHIDEE se démarque des autres en simulant une évapotranspiration plus faible mais sa tendance vers une hausse est également visible. On retrouve la forte augmentation de l'évapotranspiration simulée par MORDOR sur la figure 7.11c2 qui est également accompagnée d'une importante dispersion par rapport aux autres modèles. Pour cette variable, la différence entre modèles peut être aussi grande que la dispersion des changements issue d'un seul modèle. Si on prend l'exemple de J2000 et de MORDOR, l'écart entre leurs changements médians est de 0.12 mm/j et l'incertitude sur les changements de J2000 est de 0.17 mm/j. Cette importante dispersion pourrait s'expliquer par le fait que les modèles sont calés par rapport à des observations de débits, si bien que les paramètres contrôlant l'évapotranspiration sont moins bien contraints. Malgré ces distinctions, tous les modèles simulent une augmentation significative de l'évapotranspiration (cf. tableau 7.5).

Sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix, les simulations d'évapotranspiration semblent plus proches entre elles, sauf celle d'ORCHIDEE (figure 7.12c1), que sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. Néanmoins, les dispersions des changements annuels d'évapotranspiration sont bien différentes (figure 7.12c2). Encore une fois, la dispersion des changements simulés par le modèle MORDOR est trois fois plus importante que pour le modèle GR5J. En moyenne, les changements simulés sont faibles et non significatifs selon au moins la moitié des chaînes GCM/MDES pour la plupart des modèles hydrologiques, sauf pour les modèles CLSM et ORCHIDEE (cf. tableau 7.5). Ce sont aussi les deux seuls modèles qui résolvent les bilans d'eau et d'énergie.

7.4.2 Similarités des modèles hydrologiques

Après avoir analysé les changements moyens entre modèles, nous avons cherché à identifier la proximité des modèles hydrologiques en fonction de leurs réponses aux changements atmosphériques. Nous avons pour cela calculé des coefficients de corrélation de rang entre les changements ΔX issus des 330 projections climatiques simulés par les modèles, deux à deux. Le coefficient de corrélation de Spearman, r_{sp}, utilisé ici estime la corrélation entre les rangs des changements, selon la formule mathématique suivante :

$$r_{sp} = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \sum_i (y_i - \bar{y})^2}} \tag{7.4}$$

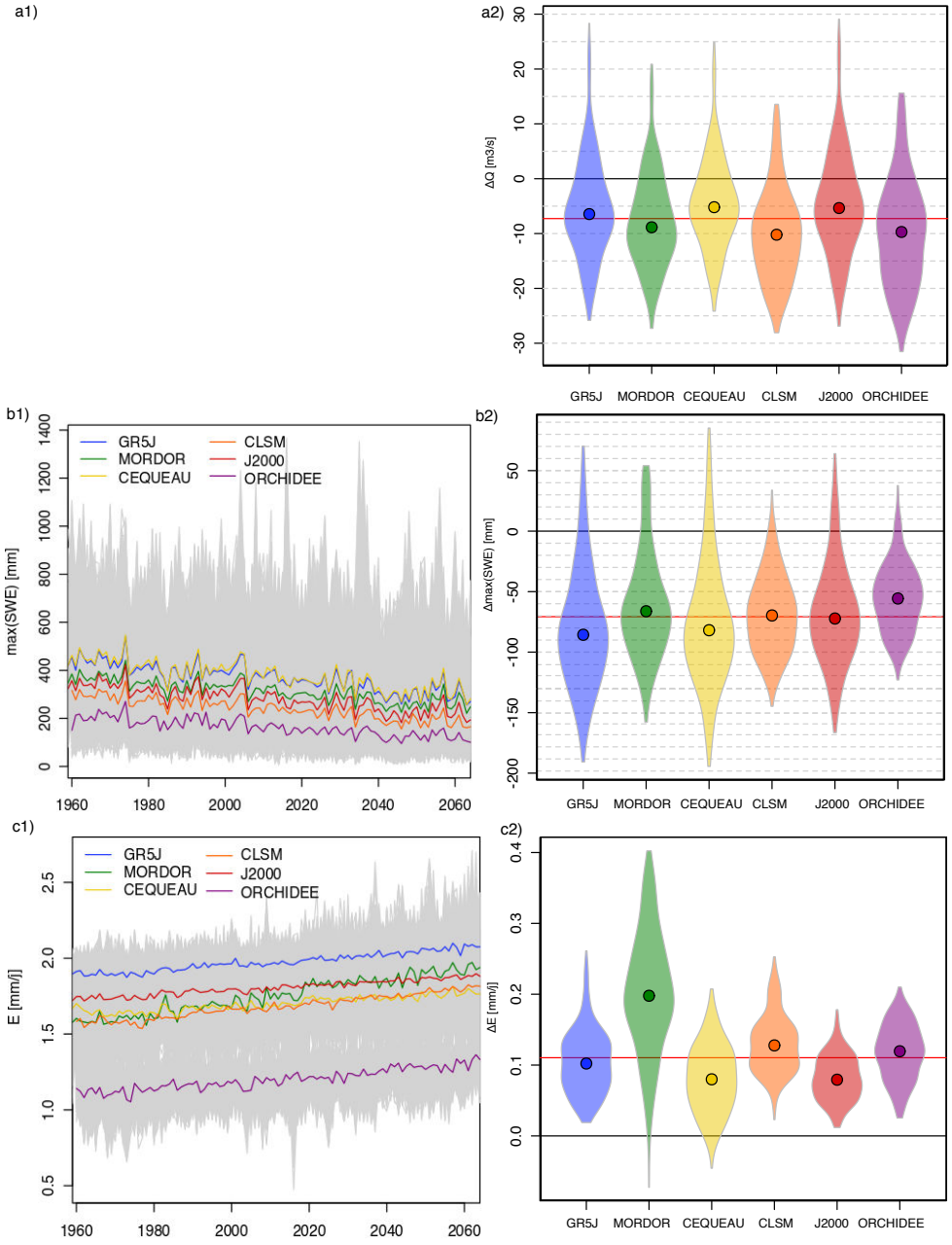


FIGURE 7.11 – Synthèse des changements de débits (a), de maximum de stock de neige (b) et d'évapotranspiration (c) sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (BVE de 1 à 8 sur la carte 4.1). 1) La première colonne présente les évolutions des moyennes annuelles de 1960 à 2065. Toutes les projections hydrologiques (330 par modèle hydrologique) sont tracées en gris et les médianes de chaque modèle sont représentées en couleur. 2) La deuxième colonne compare les distributions de changements annuels entre les six modèles hydrologiques. Les changement médians sont représentés par le point central des diagrammes en violon et la moyenne des six médianes est représentée par la ligne rouge.

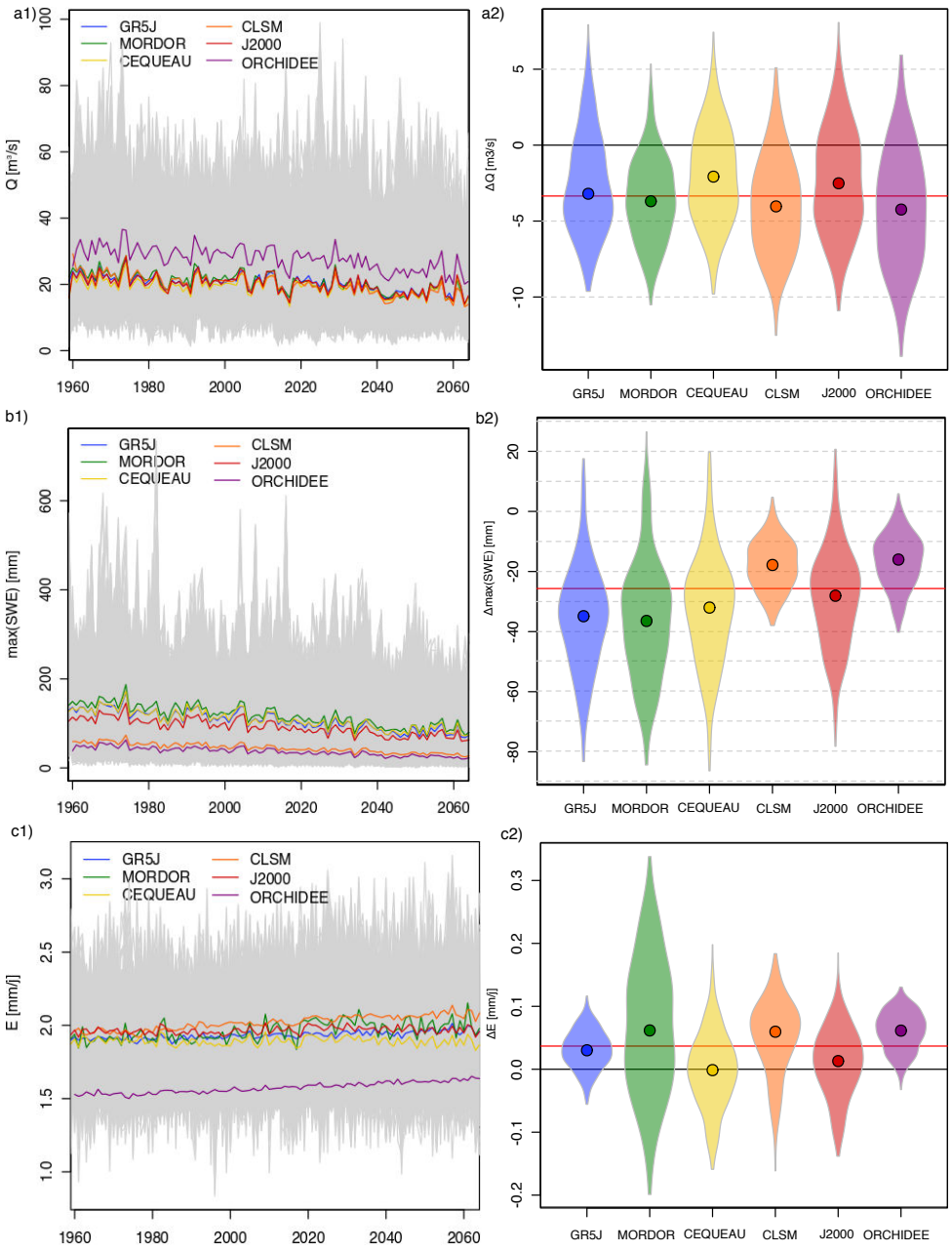


FIGURE 7.12 – Synthèse des changements de débits (a), de maximum de stock de neige (b) et d'évapotranspiration (c) sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix (BVE de 19 à 21 sur la carte 4.1). 1) La première colonne présente les évolutions des moyennes annuelles de 1960 à 2065. Toutes les projections hydrologiques (330 par modèle hydrologique) sont tracées en gris et les médianes de chaque modèle sont représentées en couleur. 2) La deuxième colonne compare les distributions de changements annuels entre les six modèles hydrologiques. Les changement médians sont représentés par le point central des diagrammes en violon et la moyenne des six médianes est représentée par la ligne rouge.

Modèles	Serre-Ponçon					Sainte-Croix				
hydrologiques	$\mu(Q_{TP})$	ΔQ	>0	<0	NS	$\mu(Q_{TP})$	ΔQ	>0	<0	NS
GR5J	79.09	-5.35	0	6	6	22.12	-2.59	0	10	2
MORDOR	81.25	-7.72	0	9	3	22.68	-3.55	0	10	2
CEQUEAU	74.00	-4.46	0	4	8	20.70	-2.02	0	7	5
CLSM	81.44	-10.00	0	10	2	22.35	-3.96	0	11	1
J2000	74.78	-4.42	0	4	8	21.95	-2.37	0	7	5
ORCHIDEE	101.49	-9.66	0	8	4	30.52	-4.19	0	9	3

Tableau 7.4 – Tableau récapitulatif des changements de débits moyens annuels sur les bassins de la Durance à Serre-Ponçon et du Verdon à Sainte-Croix. La moyenne des débits pendant la période TP, μ_{TP}, et le changement médian de débit, ΔQ sont indiqués en m^3/s. Les six autres colonnes indiquent le nombre de chaînes GCM/MDES présentant des changements soit significativement positifs (>0) ou négatifs (<0), soit non significatifs.

Modèles	Serre-Ponçon					Sainte-Croix				
hydrologiques	$\mu(E_{TP})$	ΔE	>0	<0	NS	$\mu(E_{TP})$	ΔE	>0	<0	NS
GR5J	1.95	0.11	12	0	0	1.91	0.03	6	0	6
MORDOR	1.69	0.20	10	0	2	1.93	0.07	4	1	7
CEQUEAU	1.67	0.08	9	0	3	1.88	0.002	1	2	9
CLSM	1.64	0.13	12	0	0	1.99	0.05	9	2	1
J2000	1.78	0.08	12	0	0	1.95	0.01	3	2	7
ORCHIDEE	1.16	0.12	12	0	0	1.36	0.10	12	0	0

Tableau 7.5 – Tableau récapitulatif des changements d'évapotranspiration sur les bassins de la Durance à Serre-Ponçon et du Verdon à Sainte-Croix. L'évapotranspiration moyenne pendant la période TP, μ_{TP}, et le changement médian d'évapotranspiration, Δ_E sont indiqués en mm/j. Les six autres colonnes indiquent le nombre de chaînes GCM/MDES présentant des changements soit significativement positifs (>0) ou négatifs (<0), soit non significatifs.

où x_i et y_i sont les rangs des variables X_i et Y_i, ici dans l'échantillon des 330 projections hydrologiques.

Les coefficients de corrélation ont été calculés pour les 15 paires de modèles hydrologiques et pour trois variables annuelles : les moyennes annuelles de débits et d'évapotranspiration, et le maximum annuel de stock de neige. Notre analyse a été réalisée sur les cinq stations de contrôle. Globalement, l'ensemble des modèles sont relativement proches pour les cinq stations avec un coefficient de corrélation moyen de 0.84. La figure 7.13 illustre les résultats de ce calcul sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix pour les changements de débits. Ceux-ci sont bien corrélés entre les modèles avec r_{sp} compris entre 0.71 pour les modèles MORDOR et ORCHIDEE, et 0.997 pour les modèles CEQUEAU et J2000.

Il se distingue nettement deux couples de modèles, les modèles CEQUEAU et J2000, présentant des comportements très similaires sur toutes les stations ($r_{sp} > 0.99$), et les modèles ORCHIDEE et CLSM, affichant une forte similarité entre eux ($r_{sp} \in [0.94; 0.99]$) et des différences plus grandes avec les autres modèles, en particulier avec le modèle MORDOR. Cette similarité n'est finalement pas tellement pas étonnante quand on considère leurs structures. Les modèles J2000 et CEQUEAU sont des modèles « orientés processus », prenant en compte des caractéristiques topographiques et d'occupation du sol mais résolvant le bilan hydrologique de manière conceptuelle à l'aide de l'ET_0 (cf. tableau 6.1 en section 6.2.1.). Quant aux modèles CLSM et ORCHIDEE, ce sont les deux seuls modèles à bases physiques, couplant les bilans hydrologiques et énergétiques. Il est intéressant toutefois de remarquer que malgré leurs différences de simulations, leurs réponses en termes de changement soient similaires. Les changements simulés par ces deux modèles diffèrent particulièrement avec ceux simulés par MORDOR, ce que ne laissait pas présager les figures 7.11a2 et 7.12a2 qui montrent des distributions de changements similaires pour ces trois modèles.

Les modèles sont également proches sur les projections de maximum de stock de neige avec un coefficient de corrélation moyen de 0.83 sur les cinq stations. On retrouve les similarités de comportements entre les modèles CLSM et ORCHIDEE, en particulier en moyenne Durance où $r_{sp} \geq 0.95$. Alors que les modèles CLSM et ORCHIDEE se rapprochent de l'amont vers l'aval, les différences entre modèles utilisant le calage, dont CLSM, s'accentuent. Moins il y a de neige, moins les simulations des stocks de neige s'accordent entre modèles. Ceci s'explique par le fait que les paramètres des modèles sont calés par rapport aux débits. Les processus nivaux des modèles sont alors moins bien contraints dans les bassins où l'influence nivale ne pilote pas l'essentiel du régime hydrologique.

Enfin, c'est sur les changements d'évapotranspiration annuels que les modèles sont le moins cohérents entre eux, avec un coefficient de corrélation de 0.54 en moyenne sur les cinq stations. On retrouve encore la similarité entre les modèles CEQUEAU et J2000 mais un peu moins entre les modèles CLSM et ORCHIDEE. Il est intéressant de remarquer dans le tableau 7.6 que le coefficient de corrélation entre les modèles MORDOR et CEQUEAU soit élevé ($r_{sp} = 0.81$) sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix bien que leurs distributions de changements annuels soient très différentes entre elles (figure 7.11c2). Ainsi des différences de changements moyens n'impliquent pas

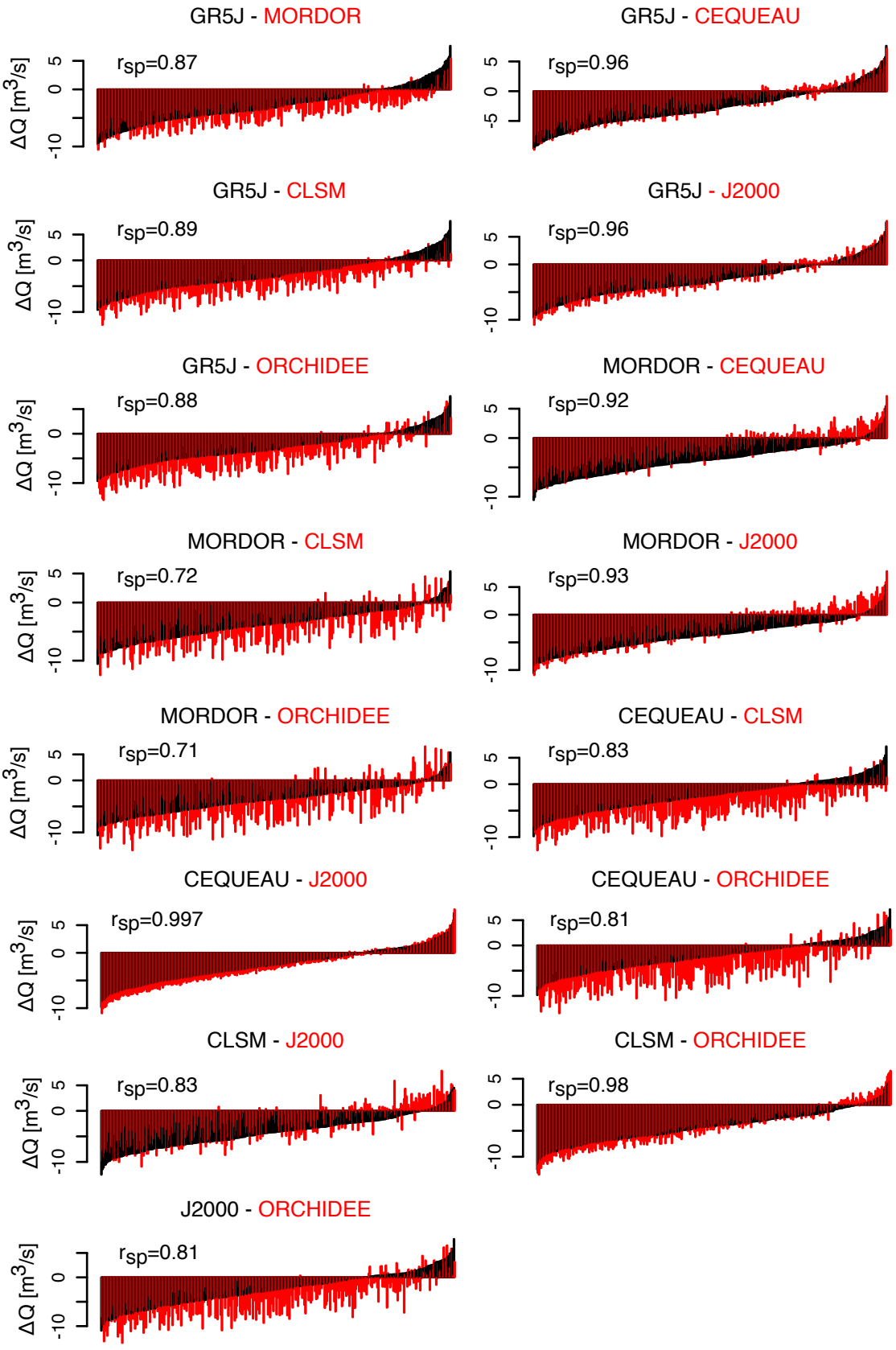


FIGURE 7.13 – Comparaison des changements de débits du Verdon à Sainte-Croix issus des 330 projections climatiques régionales entre les modèles hydrologiques deux à deux. Les changements du premier modèle représentés en noir sont classés dans l'ordre croissant des changements de débits. A chaque abscisse, le changement de débit simulé par le deuxième modèle en utilisant le forçage correspondant est représenté en rouge.

	GR5J	MORDOR	CEQUEAU	CLSM	J2000	ORCHIDEE
GR5J	1	-	-	-	-	-
MORDOR	0.55	1	-	-	-	-
CEQUEAU	0.50	0.81	1	-	-	-
CLSM	0.51	0.70	0.65	1	-	-
J2000	0.34	0.76	0.97	0.62	1	-
ORCHIDEE	0.15	0.57	0.51	0.69	0.60	1

Tableau 7.6 – Tableau des coefficients de corrélation de Spearman calculés sur les changements d'évapotranspiration entre les modèles hydrologiques sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix.

nécessairement des différences de comportement entre les modèles hydrologiques vis à vis des forçages atmosphériques et réciproquement.

Sur les trois variables et les cinq stations choisies, les deux couples, CEQUEAU et J2000, et, CLSM et ORCHIDEE, ont indéniablement les comportements hydrologiques les plus proches. MORDOR est finalement le modèle qui a le comportement le plus atypique par rapport aux autres modèles.

Dans le cadre du projet R^2D^2-2050, l'équipe de recherche d'IRSTEA Antony a réalisé une étude similaire sur les variables en temps présent. Ils ont comparé des séries journalières simulées par les modèles sur 1980-2009. La similarité des séries était ensuite calculée en utilisant le critère de Nash-Sutcliffe qui permettait de répondre à la question : la simulation du modèle j est-elle une bonne approximation de la simulation du modèle i ? Les paramètres utilisés dans les modèles J2000 et MORDOR pour leurs simulations diffèrent de ceux utilisés dans les simulations que nous venons d'analyser, nous ne pouvons donc malheureusement pas directement comparer leurs résultats aux nôtres. Il serait intéressant de vérifier ultérieurement si l'on retrouve les similarités de comportement en temps présent. Nous pourrions ainsi vérifier les conclusions de Jiang et al. (2007) montrant à l'aide de six modèles conceptuels de structures différentes que des modèles ayant des comportements proches en temps présent pouvaient répondre de manière très différente à des scénarios de changement climatique.

7.4.3 Analyse des processus

Nous nous focalisons maintenant sur les changements mensuels moyens qui permettent de mieux caractériser les réponses de chacun des modèles hydrologiques et d'expliquer les différences et similarités que nous venons de mettre en évidence.

A Serre-Ponçon, la figure 7.14a montre pour tous les modèles sauf ORCHIDEE une augmentation des débits pendant les mois de février, mars et avril suivie par une forte diminution pendant les mois de mai et juin reflétant un déphasage de l'onde de fonte mis en évidence avec CLSM (section 7.3.2). L'avancement de la fonte contribue à augmenter le contenu en eau du sol (figure 7.14d) avant d'être reprise par évapotranspiration (figure 7.14c). Les changements mensuels de débits, d'équivalent en

eau du manteau neigeux et de réservoirs souterrains sont cohérents entre modèles et suivent la même dynamique.

En revanche, les différences saisonnières entre CLSM et ORCHIDEE ne permettent pas de comprendre leur similarité en changement moyen. Les similarités détectées à l'échelle annuelle dans le paragraphe précédent pourrait venir du fait que ce sont les deux seuls modèles à résoudre le bilan d'énergie, apportant plus de contraintes sur le bilan en eau à l'échelle annuelle. Il ne dépend pas uniquement des températures et des précipitations mais de l'ensemble des variables atmosphériques.

Les changements mensuels d'évapotranspiration montrent une plus grande variété de comportements entre les cinq modèles (figure 7.14c), en lien avec la forte dispersion notée sur les changements d'évapotranspiration annuelle (figures 7.11c1 et c2) et le faible coefficient de corrélation, r_{sp}, du paragraphe précédent. Le modèle GR5J présente une augmentation tout au long de l'année de manière quasi constante qui suit à peu près l'augmentation de l'évapotranspiration potentielle, ET_0, alors que les autres modèles simulent d'abord une augmentation de l'évapotranspiration qui diminue ensuite traduisant un stress hydrique. Ce stress hydrique reste modéré car les changements d'évapotranspiration sont toujours positifs. Les modèles CEQUEAU et J2000 ont des réservoirs souterrains de capacités similaires, environ quatre fois plus petites que celle de CLSM, mais on voit que leurs simulations d'évapotranspiration sont très différentes sur la figure 7.14c. Le modèle CEQUEAU simule une forte augmentation de l'évapotranspiration pendant l'hiver.

A Sainte-Croix, on retrouve la similarité entre les changements de débits et de maximum de SWE projetés par les modèles, quoique la dispersion entre les projections de SWE augmente. On constate également des différences de dynamique d'évapotranspiration qui sont liées à la capacité des réserves d'eau « souterraine ». La figure 7.15 montre qu'à l'exception du modèle GR5J, tous les modèles hydrologiques voient leur évapotranspiration diminuer à commencer par MORDOR au mois de mai suivi par CEQUEAU, J2000 et CLSM dans l'ordre croissant de leurs réserves en eau souterraine (tableau 7.7). La similarité sur les changements d'évapotranspiration entre les modèles CEQUEAU et MORDOR constatée dans le paragraphe précédent est due à la capacité identique de leurs réserves d'eau souterraines qui induisent une dynamique des changements mensuels similaire. Cette faible capacité du réservoir souterrain déjà notée dans le chapitre 6 est responsable de changements mensuels d'évapotranspiration antiphase avec les changements d'ET_0.

Finalement, ce qui fait principalement la différence ou la ressemblance entre les modèles est la capacité de leur réserves d'eau 'souterraines'.

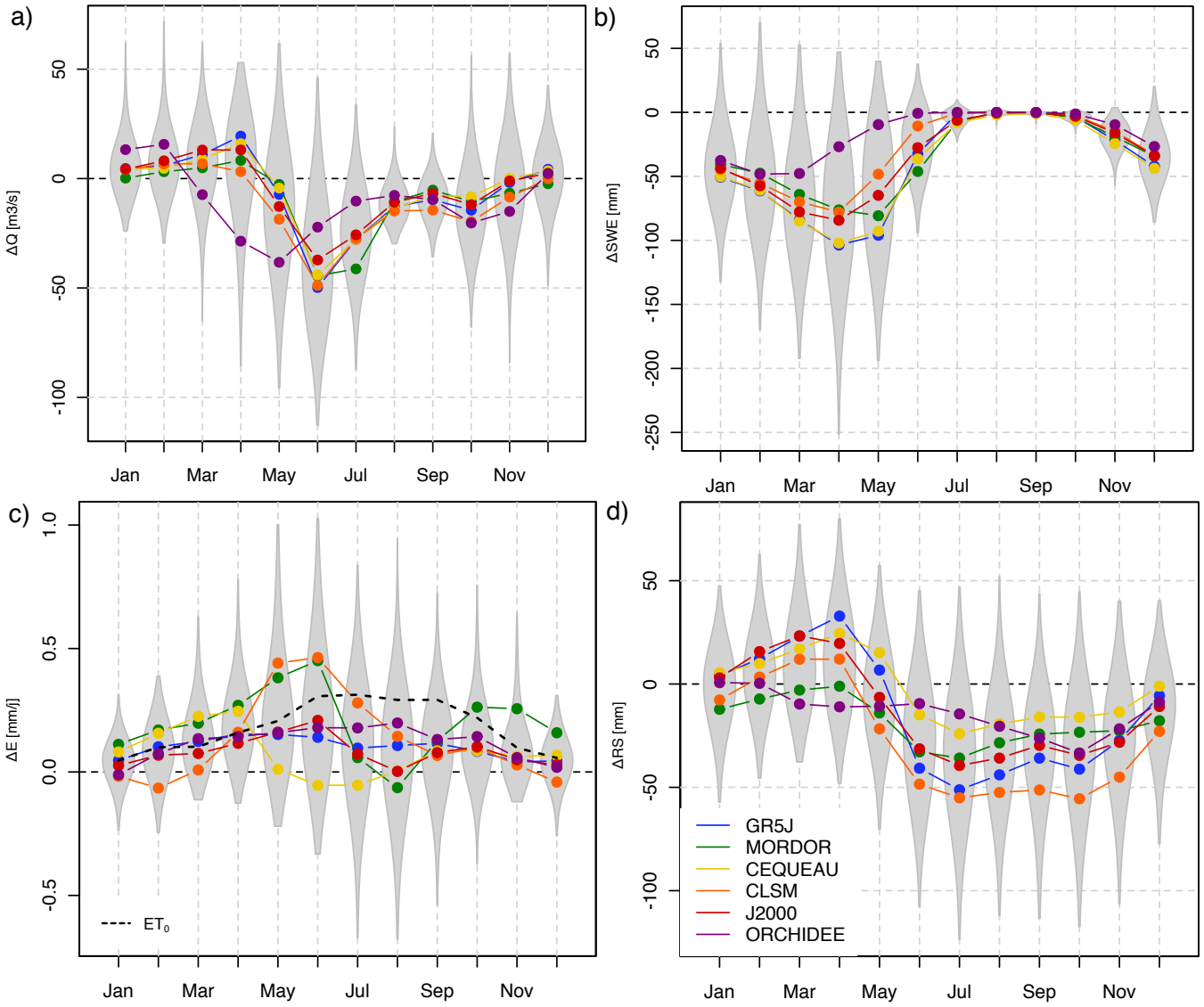


FIGURE 7.14 – Comparaison entre modèles hydrologiques des changements mensuels de débits, d'évapotranspiration, de maximum de stock de neige et de stock d'eau souterrain pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. Les médianes de changements mensuels entre les périodes TF et TP sont représentées par les lignes de couleur. Pour chaque mois, les distributions des changements mensuels tous modèles confondus sont représentées en gris par les diagrammes en violon.

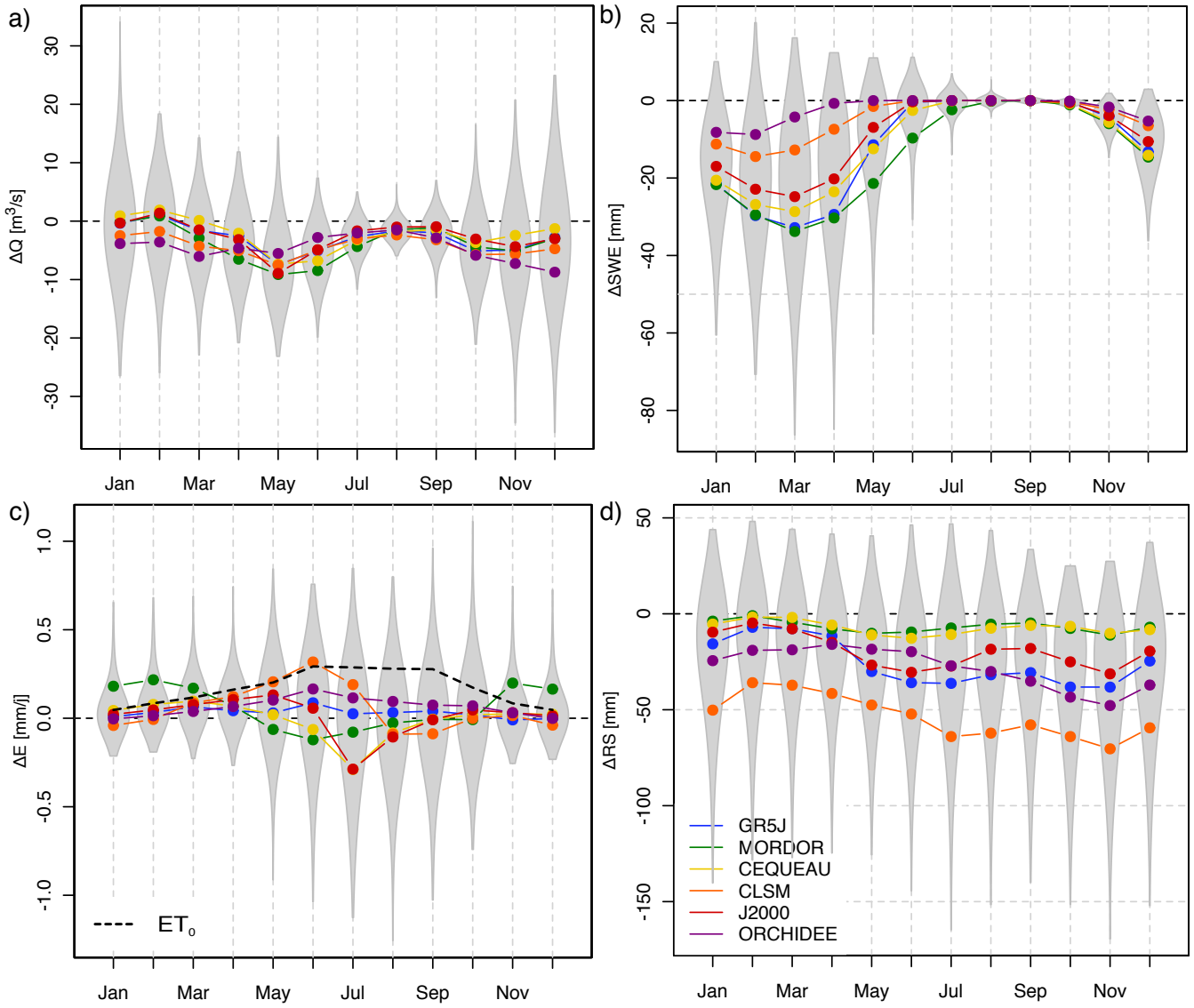


FIGURE 7.15 – Comparaison entre modèles hydrologiques des changements mensuels de débits, d'évapotranspiration, de maximum de stock de neige et de stock d'eau souterrain pour le bassin du Verdon à Sainte-Croix. Les médianes de changements mensuels entre les périodes TF et TP sont représentées par les lignes de couleur. Pour chaque mois, les distributions des changements mensuels tous modèles confondus sont représentées en gris par les diagrammes en violon.

	Serre-Ponçon		Sainte-Croix	
	$\mu(RS_{PP})$	$\overline{\Delta RS}$	$\mu(RS_{PP})$	$\overline{\Delta RS}$
GR5J	569	-13	499	-25
MORDOR	628	-17	119	-6
CEQUEAU	259	-2	130	-7
CLSM	1093	-27	1026	-54
J2000	306	-12	268	-19
ORCHIDEE	715	-15	656	-30

Tableau 7.7 – Moyennes annuelles et changements entre PF et PP des contenus en eau souterrains (mm) simulés par les modèles hydrologiques.

7.5 Discussion sur les incertitudes

Cette section est consacrée à l'analyse des incertitudes des projections hydrologiques. Nous avons exclu le modèle ORCHIDEE de cette analyse car, sans calage, il montre d'importantes faiblesses pour représenter le fonctionnement hydrologique actuel du bassin versant. Etant donné que la dispersion rajoutée par la prise en compte de ce modèle semble liée à un dysfonctionnement, il ne semble pas judicieux de rajouter de l'incertitude, épistémique, dans cette analyse. De la même façon, nous ne considérerons pas le jeu de paramètres θP1 de CLSM car il a été diagnostiqué comme mauvais par rapport aux observations.

7.5.1 Quelle part d'incertitude associée aux modèles hydrologiques.

Dans les sections précédentes nous avons décrit les changements des différentes variables climatiques et hydrologiques simulés par les différents modèles. Nous cherchons maintenant à quantifier la proportion de variance des réponses expliquée par les modèles hydrologiques par rapport à la variance totale des projections. Cette part de variance nous sert à quantifier la part d'incertitude associée à ces modèles. Pour cela, nous avons calculé le rapport de variance R_{var} sur les changements de débits, d'évapotranspiration et de stock de neige selon la formule de Von Storch and Zwiers (2001) :

$$R_{var} = \frac{SSA - \frac{p-1}{p(n-1)} \cdot SSE}{SST} \tag{7.5}$$

avec p le nombre de modèles hydrologiques et n le nombre de projections considérées pour chaque modèle. Le rapport de variance, R_{var} varie entre 0 et 1. SST est la variance totale des réponses :

$$SST = \sum_{i=1}^{p} \sum_{j=1}^{n} \left(y_{ij} - \overline{y}\right)^2 \tag{7.6}$$

où y_{ij} est le changement de la variable pour une projection climatique et un modèle hydrologique donnés, et $\overline{y}$ est la moyenne des changements. SSA est défini par :

$$SSA = n \sum_{i=1}^{p} \left(\overline{y_i} - \overline{y}\right)^2 \tag{7.7}$$

avec $\overline{y_i}$, la moyenne des changements d'un modèle hydrologique donné. SSE est la somme des erreurs au carré calculée suivant :

$$SSE = \sum_{i=1}^{p} \sum_{j=1}^{n} \left(y_{ij} - \overline{y_i}\right)^2 \tag{7.8}$$

L'analyse a été réalisée sur les cinq stations de contrôle en considérant les cinq modèles hydrologiques CLSM, J2000, MORDOR, CEQUEAU et GR5J.

La part de la variance des réponses expliquée par les modèles hydrologiques sur les débits annuels n'est pas très importante, en moyenne de 7%, et est homogène sur les cinq stations avec des écarts compris entre 5 et 9 %. En revanche, elle est plus importante sur l'évapotranspiration annuelle, 30% en moyenne, et il y a plus de contrastes entre les stations. Sur le bassin du Verdon en amont de Sainte-Croix, les modèles hydrologiques participent beaucoup moins à la variance de l'évapotranspiration que sur les autres stations (14% contre 42% à Serre-Ponçon). En ce qui concerne le maximum annuel de stock de neige, l'incertitude associée aux modèles hydrologiques est faible à Serre-Ponçon, de 3%. En revanche, elle est beaucoup plus importante sur les stations du Buech et de Sainte-Croix (27% sur le bassin du Buech aux Chambons et 15% sur bassin du Verdon à Sainte-Croix) mais c'est principalement dû au modèle CLSM qui simule toujours beaucoup moins de neige par rapport aux autres modèles. Sans ce modèle, la part de variance expliquée par les modèles hydrologiques n'est plus que de 10 % pour le bassin du Buech aux Chambons et de 3 % pour le bassin du Verdon à Sainte-Croix. Ces résultats viennent confirmer les observations faites sur les figures 7.11 et 7.12.

Afin de comparer l'incertitude associée aux modèles hydrologiques aux autres sources d'incertitude épistémique, nous avons calculé ce même rapport pour les GCMs et les MDES. La part de la variance des réponses expliquée par les MDES est faible, en moyenne 2.3% sur les débits et 7% sur l'évapotranspiration, et elle est homogène sur les cinq stations de contrôle. Cette faible part de variance expliquée par les méthodes de régionalisation s'explique sans doute par le fait qu'elles appartiennent toutes à la même famille. L'utilisation d'un RCM associée à une méthode de correction de biais aurait peut-être révéler une part de variance expliquée par la régionalisation plus importante (Quintana Seguí et al., 2010). En ce qui concerne les GCMs, ils expliquent en moyenne 26% de la variance des changements de débits annuels et 20% de la variance des changements d'évapotranspiration.

Sur les cinq stations considérées, on constate que les GCMs via les précipitations contrôlent beaucoup la variance du débit, plus que les modèles hydrologiques. Ces derniers ont plus d'influence sur l'évapotranspiration car ils jouent un rôle important sur l'amplitude du stress hydrique via la capacité de leurs réserves souterraines. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Hagemann et al. (2013) obtenus à l'échelle du globe. Notons l'exception du bassin du Verdon à Sainte-Croix où les parts de variance des changements d'évapotranspiration expliquées par les GCMs et les modèles hydrologiques sont similaires (17% et 14% respectivement), et sont plus faibles.

Il n'est pas possible d'additionner ces différentes fractions de variance et d'attribuer ainsi la part de l'incertitude épistémique de notre échantillon de projections et la

Changements		La Durance Serre-Ponçon	Le Buech Chambons	La Durance l'Escale	Le Verdon Sainte-Croix	La Durance Joucques-Cadarache
ΔQ	MH	6.31	4.71	8.82	5.25	8.35
	MDES	4.21	2.64	2.88	0.12	1.93
	GCM	27.78	27.33	27.28	22.75	23.59
Δmax(SWE)	MH	2.74	27.10	5.15	15.38	9.29
	MDES	8.17	13.00	9.97	13.85	11.46
	GCM	9.99	9.77	8.94	0.81	6.98
ΔE	MH	41.72	38.60	32.61	13.84	26.02
	MDES	7.54	5.55	7.44	7.83	5.42
	GCM	23.47	19.55	20.17	17.04	19.83

Tableau 7.8 – Tableau des fractions de variance expliquées par les différents maillons de la chaîne de modélisation GCM/MDES/MH pour les cinq stations de « contrôle » et pour les changements de débits, ΔQ, de maximum annuel de stock de neige, Δmax(SWE) et d'évapotranspiration ΔE.

part de l'incertitude stochastique par rapport à l'incertitude totale car ce serait négliger les interactions existant entre ces modèles.

7.5.2 Incertitudes structure vs paramètres

Nous avons vu dans le chapitre 1 et dans ce chapitre qu'une part de l'incertitude provenant des modèles hydrologiques peut être portée par leur structure mais aussi par leurs paramètres. Afin de comparer les réponses à une même projection climatique fournies par (i) un modèle, CLSM, utilisant plusieurs jeux de paramètres calés sur différentes périodes et (ii) différents modèles hydrologiques du projet R^2D^2-2050 calés sur une même période, nous avons repris les résultats de la section 7.3.3 sur la sensibilité des paramétrisations de CLSM à la période de calage. Dans le cadre du projet R^2D^2-2050, les modèles CEQUEAU, GR5J, J2000 et CLSM ont fourni des simulations forcées par le même scénario atmosphérique sur le bassin de la Durance à la Clapière. Nous pouvons ainsi comparer les réponses de ces différents modèles avec celles des différents jeux de paramètres.

D'après le tableau 7.9, la dispersion sur les réponses des modèles est 4.5 fois plus importante que celle entre les réponses des simulations d'un même modèle dont les paramètres sont issus de différents calages, deux fois plus importante pour les changements d'évapotranspiration et 20 fois plus importante pour les changements de maximum de neige. Ce sont finalement les processus nivaux qui sont à l'origine d'une plus grande dispersion entre les structures des modèles.

Ces résultats très préliminaires rejoignent ceux de Poulin et al. (2011) qui démontrent dans un bassin fortement influencé par la neige que l'incertitude liée à la structure des modèles est plus importante que celle liée aux paramètres.

Modèle hydrologique	Jeu de paramètres	Période de calage	$\sigma(\Delta Q)$ [m^3/s]	$\sigma(\Delta E)$ [mm/j]	$\sigma(\Delta \max(SWE))$ [mm]
GR5J	θ_{GR}	1994-2009			
J2000	θ_{J2}	1994-2009	1.52	0.04	16.75
CEQUEAU	θ_{CE}	1994-2009			
CLSM	θ_{REF}	1994-2009			
CLSM	θ_{P1}	1965-1974			
CLSM	θ_{P2}	1974-1983			
CLSM	θ_{P3}	1983-1992	0.34	0.02	0.45
CLSM	θ_{P4}	1992-2001			
CLSM	θ_{P5}	2001-2010			

Tableau 7.9 – Liste des simulations considérées écart-type des différents jeux de simulations.

7.5.3 Discussion sur la communication des changements hydrologiques

Dans ce chapitre, nous avons choisi d'exprimer les changements en valeur absolue plutôt qu'en relatif comme dans la plupart des études d'impacts hydrologiques du changement climatique (e.g Wilby, 2005; Boé et al., 2009; Bates et al., 2008; Quintana Seguí et al., 2010; Arnell, 2011; Bae et al., 2011; Lespinas et al., 2014), et ce pour plusieurs raisons.

Du point de vue de l'hydrologue, exprimer les changements simulés permet de revenir au fondamental qui est le bilan d'eau. Ainsi, un changement des précipitations se répercute nécessairement sur le débit et/ou l'évapotranspiration et/ou l'humidité du sol. De la même façon, les sources d'incertitude sur les précipitations doivent se répercuter sur les débits et/ou l'évapotranspiration. Par conséquent, travailler en absolu permet de discuter les incertitudes des sorties des modèles hydrologiques par rapport aux incertitudes sur les précipitations issues des simulations climatiques régionalisées. De plus, exprimer les changements en absolu au pas de temps mensuel permet de pouvoir additionner les changements d'un mois à l'autre et d'éviter les impressions trompeuses des figures en relatif. Typiquement, la figure 7.16a qui montre des changements de débit relatif donne l'impression que l'augmentation des débits hivernaux compense la diminution estivale des mois de mai, juin, juillet et août, ce qui n'est pas le cas comme le montre clairement la figure 7.16b. Le relatif donne plus de poids aux changements des petites valeurs si bien que l'augmentation du débit du mois de mars de 28% ne représente que 11 m^3/s alors que la diminution du mois de juin de -29% représente -50 m^3/s. Un autre exemple illustratif « du caractère trompeur » du relatif est celui de la figure 1.3c du chapitre 1. Cette figure montre des changements importants, +40 % de débits, en Afrique de l'Ouest et sur la péninsule arabique. Ce sont les changements les plus importants à l'échelle planétaire et qui sont de surcroît significatifs. Or ces changements représentent en réalité de tous petits volumes d'eau.

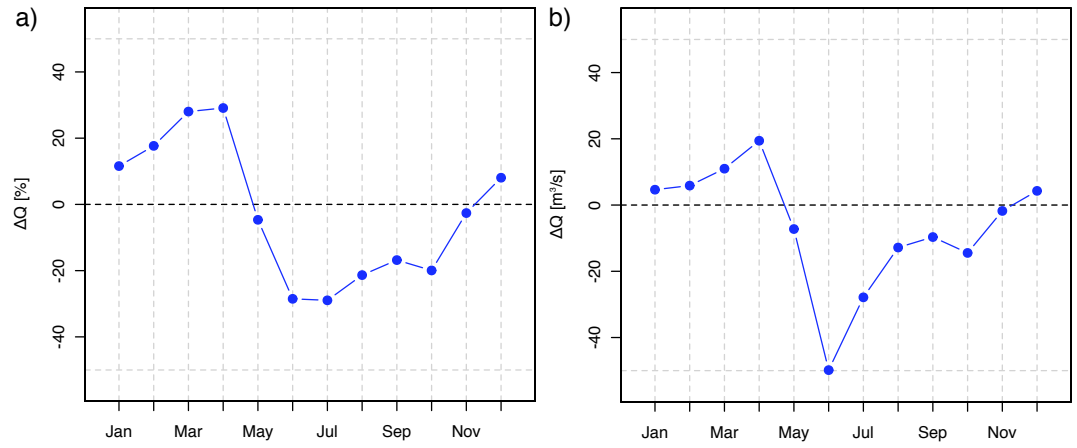


FIGURE 7.16 – Comparaison des changements mensuels moyens en absolu (a) et en relatif (b) des débits simulés par le modèle GR5J à Serre-Ponçon.

D'autre part, les résultats d'impacts hydrologiques comme ceux que nous venons de présenter intéressent les gestionnaires des ressources en eau en particulier dans les régions fortement anthropisée comme la Provence. Plusieurs auteurs (Beniston, 2009; Oreskes and Conway, 2010) insistent sur le rôle des scientifiques à communiquer leurs résultats de manière à ce qu'ils puissent être utiles à ces gestionnaires. Exprimer les changements simulés en absolu s'inscrit dans cette démarche. En effet, la gestion des ressources en eau s'appuie sur une stratégie d'offre et de demande. Dans un contexte de gestion de la ressource, ce n'est donc pas la diminution (ou l'augmentation) de la ressource en tant que telle qui est intéressante mais c'est la diminution (ou l'augmentation) par rapport à une demande. Elle peut provenir de l'hydroélectricité, de l'agriculture ou de l'alimentation en eau potable. Cette demande est définie par de l'énergie électrique à fournir, des hectares à irriguer ou du nombre d'habitants à alimenter convertis ensuite en quantité d'eau. Une diminution de 10% des ressources en eau dans une région faiblement anthropisée n'aura pas le même impact que dans une région ayant la même ressource initiale, mais connaissant une forte pression anthropique. Un changement en termes de quantité d'eau est donc beaucoup plus parlant vis à vis de la demande qu'un changement en pourcentage.

7.6 Conclusions

Les résultats de ce chapitre sont les suivants :

- Les changements robustes des forçages atmosphériques selon les 330 projections hydrologiques considérées, concernent l'augmentation de la température, la diminution des chutes de neige et une augmentation de la demande évaporative. Une forte incertitude persiste à propos de l'évolution des précipitations qui tendrait plutôt vers une baisse.
- L'influence des paramètres de sol de CLSM sur les simulations de débits augmente. Toutefois, les incertitudes sur les débits associées aux différents calages restent très faibles par rapport à l'incertitude provenant des forçages.

- Les projections de débits de tous les modèles hydrologiques présentent une diminution significative des débits à l'aval mais pas à l'amont. La significativité des changements d'évapotranspiration décroît de l'amont, où l'augmentation est robuste, vers l'aval, où l'incertitude augmente. Les diminutions du stock de neige sont toujours franches.
- CLSM se distingue des autres modèles en simulant plus d'évapotranspiration et moins de neige. Une diminution moindre de la neige est également simulée par le modèle ORCHIDEE, rejoignant les résultats de Haddeland et al. (2011), discutées en conclusion du chapitre 6. La distinction du modèle MORDOR concernant la dynamique particulière de l'évapotranspiration, liée à une faible capacité de réservoir souterrain et mis en évidence dans le chapitre 6, est confirmée ici par des changements de cette variable très différents des autres modèles.
- Nous n'avons pas de résultats multi-modèles mais les résultats de CLSM laissent penser que les modèles simuleraient une diminution conjointe des débits et de l'évapotranspiration dans cette région.
- Par rapport aux précédents projets sur le Rhône, les signes de changements sont les mêmes. L'incertitude sur l'amplitude des changements est plus importante car on a rajouté beaucoup de bruit avec les différentes réalisations de MDES.
- Concernant l'incertitude épistémique, elle provient principalement des GCMs sur l'évolution des débits et principalement des modèles hydrologiques concernant l'évapotranspiration en accord avec Hagemann et al. (2013).
- Ce chapitre confirme les résultats obtenus lors de récentes études d'impacts du changement climatique (Ducharne, 2011) qui identifient la sensibilité du processus d'évapotranspiration au stress hydrique comme un point clé dans la paramétrisation des modèles hydrologiques pour l'évaluation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau.
- Le fait que l'incertitude relative aux modèles hydrologiques soit plus importante pour les changements d'évapotranspiration que pour les changements de débits s'explique notamment par le fait que les modèles hydrologiques ont été contraints en temps présent sur les débits et non sur l'évapotranspiration. Il manque des données de validation autres que les débits pour pouvoir bien simuler le fonctionnement hydrologique d'une région et réduire l'incertitude sur les projections hydrologiques et augmenter la confiance que l'on a dans nos modèles.

Conclusions générales et perspectives

> “L’avenir n’est jamais que du présent à mettre en ordre. Tu n’as pas à le prévoir mais à le permettre.”
>
> Antoine de Saint-Exupéry, *Citadelle*

Contribution au projet R²D²-2050

Le projet R²D²-2050 a réuni plusieurs équipes de recherche hydrologiques françaises afin d'évaluer les impacts du changement climatique sur l'hydrologie de la Durance en adoptant une démarche multi-modèles. Ma thèse a contribué à quatre des Work Packages de ce projet :

— WP2.1 : Caractérisation du système actuel,
— WP2.2 : Modélisation de la ressource naturelle,
— WP4.1 : Neige, bilans en eau et stress hydrique,
— WP4.2 : Hiérarchisation des incertitudes et extrêmes.

Les Work Package WP4.1 et WP4.2 concernent l'avenir de l'hydrosystème.

La construction du produit DuO (chapitre 4) par hybridation de deux réanalyses atmosphériques complémentaires, SPAZM et SAFRAN, a participé au Work Package WP2.1. Les données DuO améliorent, grâce aux données SPAZM, la description des précipitations et des températures dans la partie amont du bassin. Nous avons notamment montré que l'utilisation de ces données réduit les biais entre les écoulements simulés par le modèle CLSM et les observations. Le produit DuO a fourni au pas de temps horaire et à la résolution 1 km^2 les données atmosphériques nécessaires aux modèles de surface et les données d'évapotranspiration potentielle utiles à certains modèles hydrologiques du projet. La plupart des modèles utilisent donc des forçages atmosphériques quasiment identiques, limitant ainsi une première source de dispersion parasite entre les modèles.

Notre contribution au package WP2.2 a consisté à effectuer les simulations de débits au droit des 25 stations sélectionnées par le projet, à l'aide des modèles CLSM et ORCHIDEE. Une partie de l'analyse multi-modèles sur cinq stations dites de contrôle (chapitre 6) a également été effectuée dans le cadre de cette thèse. Cette analyse montre que les modèles reproduisent correctement les différents régimes hydrologiques rencontrés sur la Durance, à l'exception du modèle ORCHIDEE. Ce modèle présente une faiblesse dans la représentation des processus nivaux, ce qui l'empêche, en partie, de correctement reproduire le bilan hydrologique et la dynamique saisonnière.

Nous avons également réalisé les projections hydrologiques avec les deux modèles CLSM et ORCHIDEE à partir des 330 projections atmosphériques régionales fournies dans le cadre du projet. L'analyse des projections du modèle CLSM pour le WP4.1 (chapitre 7) permet d'évaluer les impacts sur la totalité du bassin. La Haute Durance présente une diminution significative de la quantité de neige stockée, induisant un déphasage d'un mois de l'onde de fonte et une augmentation de l'évapotranspiration. On observe une amplification du stress hydrique limitant l'évapotranspiration de l'amont vers l'aval. Ces deux effets contribuent à une diminution des écoulements annuels sur l'ensemble du bassin. Les résultats à la confluence avec le Rhône présentent une forte incertitude quant à l'amplitude du changement, -27 m^3/s en moyenne et un écart-type de 22 m^3/s (*i.e.* −15%). Malgré ces incertitudes, le signal est robuste vers une baisse.

Ces résultats sont confirmés par l'ensemble des modèles sur la Haute et la Moyenne Durance avec une plus grande incertitude concernant la diminution de débits à l'amont du bassin. La diminution des débits devient en revanche significative en Moyenne Durance. Ces résultats sont cohérents avec ceux des précédentes études sur les impacts du changement climatique réalisées sur le bassin du Rhône et incluant en particulier la Haute Durance. Elles montrent toutes une diminution du stock de neige, une augmentation de l'évapotranspiration, et une diminution des débits, en particulier pendant la saison estivale (Ottlé et al., 2001; Etchevers et al., 2002; Martin and Etchevers, 2005; Boe, 2007; Lafaysse, 2011b). En revanche, l'incertitude sur l'amplitude des changements dans ce projet est beaucoup plus importante, ce que l'on tient probablement au fait que l'on considère un nombre beaucoup plus important de scénarios climatiques régionaux.

Enfin, dans le cadre du WP4.2, nous avons aussi montré que la part de variance des changements de débits annuels expliquée par les modèles hydrologiques relativement à la variance totale est faible, de l'ordre de 7%, et homogène pour l'ensemble des stations considérées. Les GCMs expliquent, en revanche, une grande part la dispersion des changements de débits, avec un pourcentage de variance de 26%.

Modélisation hydrologique en contexte nival : compréhension des processus et incertitudes

La compréhension des processus nivaux dans le bassin de la Durance a constitué une partie importante de ce travail de thèse. L'analyse des images MODIS a mis en évidence des différences de dynamique de l'extension du manteau neigeux entre les périodes d'accumulation et d'ablation à l'échelle du bassin versant. Pendant les périodes d'accumulation, les chutes de neige se répartissent rapidement de manière uniforme, alors que la fonte a lieu à partir de zones préférentielles dépendant de l'altitude mais aussi de la pente, de l'orientation des versants et de la végétation. Elle est donc responsable d'une forte hétérogénéité du couvert neigeux pendant la période d'ablation. Cette différence de dynamique se traduit à l'échelle du bassin versant par une hystérésis dans la relation entre l'extension du manteau neigeux et son épaisseur (la Snow-Cover Depletion curve). L'implémentation d'une telle hystérésis dans la SCD du schéma de neige du modèle CLSM a permis d'améliorer la simulation de l'onde de fonte dans les bassins versants de la haute Durance.

Un autre point important qu'a révélé cette étude est le rôle de la végétation dans la dynamique d'ablation du manteau neigeux dans le modèle CLSM. Les résultats suggèrent que la configuration en plusieurs « tiles » fractions de végétation et l'hystérésis de la SCD représentent deux types de variabilité sous maille complémentaires qui n'influencent pas le manteau neigeux de la même manière. Les différentes tiles de végétation permettent de prendre en compte la variabilité sous-maille de la sublimation, processus qui a lieu tout au long de la période nivale et en particulier au début. Au contraire, l'hystérésis représentant les hétérogénéités morphologiques du bassin influence la fonte principalement en fin de saison.

Concrètement, la paramétrisation de l'hystérésis été effectuée en introduisant un nouveau paramètre, W_{melt}. Ce paramètre définit en quelque sorte le degré d'hétérogénéité du couvert neigeux pendant la période d'ablation : plus la valeur de ce paramètre est élevée, moins la fonte sera uniforme sur le bassin. Ce paramètre devrait donc dépendre des caractéristiques morphologiques du bassin telles que la pente, la gamme d'altitude du bassin versant ou l'orientation des versant. A défaut d'avoir pu identifier une relation simple permettant de déterminer « physiquement » ce paramètre, nous l'avons calé. Les résultats du calage sont cohérents avec notre analyse dans le sens où les valeurs plus élevées de ce paramètre ont été obtenues dans les bassins aux reliefs les plus complexes. Néanmoins le calage soulève la question de la transférabilité des paramètres dans des conditions différentes de celles du calage.

Le modèle CLSM étant destiné à être utilisé dans un contexte climatique non stationnaire, dans le cadre du projet R^2D^2-2050, nous nous sommes attachés à évaluer la robustesse de cette paramétrisation face à des conditions climatiques contrastées. A cette fin, nous avons mis en place un *Differential Split Sample Test* (Klemeš, 1986) sur le bassin de la Durance à la Clapière, en subdivisant une période de 50 ans en cinq sous-périodes présentant d'importants contrastes tant en termes de températures que de précipitations. En dehors de W_{melt}, trois autres paramètres décrivant les propriétés hydrodynamiques du sol ont été également calés à l'aide d'un algorithme multi-objectifs. Ce DSST a permis d'identifier un jeu de paramètres, θP1, présentant un comportement « pathologique » lors de l'évaluation sur les autres périodes. Ce jeu de paramètres a été obtenu lors du calage sur une période propice à une forte accumulation de neige et est caractérisé par des valeurs élevées de W_{melt}. Le paramètre semble donc sensible à la quantité de neige accumulée sur le bassin. Les autres simulations de CLSM sont très peu sensibles aux différents jeux de paramètres utilisés démontrant une bonne robustesse des paramétrisations de CLSM.

L'utilisation d'un scénario climatique régional a ensuite montré que la paramétrisation du sol, contrôlant l'évapotranspiration, bien que robuste en temps présent, était responsable de la divergence des simulations lorsque le sol est confronté à un climat plus chaud et plus sec. Finalement, ce résultat suggère que les différences entre les paramètres de sol ne s'expriment pas tant que les processus nivaux sont dominants sur le bassin. Ce résultat fait également écho aux résultats obtenus lors de l'analyse multi-modèles effectuée pour le projet R^2D^2 qui montre une forte dispersion entre les projections d'évapotranspiration des différents modèles sous changement climatique. Ainsi, les modèles hydrologiques expliquent 31% de la variance des changements d'évapotranspiration en moyenne sur les différentes stations du bassin contre 7% pour les débits.

Pour conclure, la dispersion des changements de débits simulés par le modèle CLSM avec différents jeux de paramètres reste faible en comparaison avec la dispersion obtenue avec plusieurs modèles hydrologiques. Cela suggère que l'incertitude liée à la structure des modèles est plus importante que l'incertitude liée aux paramètres, du moins dans le cas de CLSM.

Quelques perspectives

Il y a encore beaucoup à faire pour réussir à identifier et réduire les incertitudes liées à la modélisation hydrologique mais suite à cette thèse, quatre me semblent prioritaires.

Une perspective qui découle directement du travail sur les données atmosphériques est la nécessité de développer un réseau de mesures météorologiques en altitude. Sans une description correcte des forçages atmosphériques, il semble vain ou presque de vouloir améliorer les processus hydrologiques dans les zones de montagne. La récente publication de Dettinger (2014) appuie ce propos. Il rapporte que des changements de débits au nord-ouest des Etats-Unis auraient été détectés sans qu'ils puissent être expliqués par les mesures de précipitations. Un certain nombre d'explications à ces changements de débits a donc été émis : changement d'occupation des sols, augmentation de l'évaporation et de la sublimation. Or de nouvelles études montrent que des changements de précipitations seraient en cours dans les zones de hautes altitudes (grande contribution aux écoulements) mais où ils n'ont pu être directement détectés par manque de mesures. Par ailleurs, nous avons montré dans cette thèse, l'intérêt d'utiliser la télédétection avec les images MODIS pour obtenir des informations, cela pourrait donc être une piste notamment pour une meilleure estimation des précipitations (Khan et al., 2011; Sorooshian et al., 2011). Malgré tout, cela ne remplace pas, à mon avis, la nécessité de mettre en place des postes de mesures.

Une deuxième perspective concerne la paramétrisation de l'hystérésis introduite dans la SCD. Elle est fondée sur des observations, et le paramètre W_{melt} semble bien représenter les hétérogénéités des bassins, avec des valeurs plus élevées dans les bassins très montagneux. Or le calage a montré que ce paramètre serait aussi sensible à la quantité de neige accumulée. Il ne peut donc être calé et doit être prédéterminé par une relation faisant intervenir des caractéristiques morphologiques du bassin versant (*e.g.* altitudes, pente) et climatiques (*e.g.* température, quantité de neige). Il faudrait se constituer un ensemble de bassins versants sur lesquels existent des mesures de hauteurs de neige ou de contenu en eau du manteau neigeux bien distribuées à partir desquelles nous pourrions essayer de déterminer cette relation. Il serait également intéressant d'implémenter la paramétrisation avec hystérésis de la SCD dans le modèle ORCHIDEE afin d'essayer d'améliorer les simulations de ce modèle dans la partie amont du bassin. Outre le fait que le schéma de neige ici utilisé est obsolète, nous pensons que la prise en compte de la variabilité sous-maille dans un bassin tel que celui de la Haute-Durance est un point très important à prendre en compte pour correctement simuler ces processus nivaux. Nous avions aussi envisagé à un moment de cette thèse de tester le schéma SSNOWD de Liston (2004) qui décrit les hétérogénéités de couvert neigeux en fonction de la température de l'air, du vent et de la topographie. Nous l'avions récupéré mais sa mise en place nécessitait alors du temps qui n'était plus disponible. De plus, son implémentation reste plus compliquée que celle que nous avons mis en place. Néanmoins, ce schéma de neige me semble une bonne alternative si la prédétermination de W_{melt} s'avère trop compliquée.

La troisième perspective fait suite à une légère déception de ne pas avoir pu exploiter de données à l'aval du bassin. Ces données supplémentaires auraient sans doute permis de mieux comprendre les processus d'évapotranspiration qui sont dominants en Basse Durance. Au vu des résultats de cette thèse, la représentation de ces processus dans les modèles hydrologiques constitue clairement une source de dispersion entre les réponses des modèles. Cette source de dispersion est susceptible d'augmenter face à un assèchement du climat, comme nous l'avons vu avec l'analyse sur les paramètres de CLSM. Plusieurs auteurs ont déjà insisté sur l'importance de la représentation de ces processus (*e.g* Ducharne, 2011; Bae et al., 2011). Pour améliorer leur représentation dans les modèles hydrologiques, il faudrait réussir à identifier les déterminants des processus évaporatifs à l'échelle du bassin versant. Ainsi, l'obtention de mesures d'autres variables que le débit nous semble indispensable, telles que des mesures de flux de chaleur latente par exemple. Néanmoins, il faudrait également qu'elles soient bien représentatives du bassin versant considéré. Le débit a l'avantage de pouvoir être mesuré en un point car il intègre les caractéristiques physiques du bassin versant, ce qui n'est pas le cas avec les mesures ponctuelles de chaleur latente. Là encore, l'apport de la télédétection pourrait être d'une grande aide, en fournissant des données distribuées sur le bassin. Ensuite, la méthode que nous avons employée consistant à utiliser un algorithme multi-objectifs (qui serait cette fois multi-variables) au sein d'un DSST me paraît appropriée pour mieux caractériser les paramètres influençant l'évapotranspiration (notamment D dans le cas de CLSM).

La quatrième perspective n'est pas vraiment une perspective mais plus une limite de notre étude. Nous n'avons pas directement pris en compte l'anthropisation du bassin, que ce soit en termes de changement d'occupation des sols ou d'aménagements des cours d'eau. Ces changements peuvent pourtant jouer un rôle important sur l'évolution du bilan hydrologique, autant voire plus que les changements climatiques (Vörösmarty et al., 2000). Un travail important est actuellement effectué au sein du projet R^2D^2-2050 sur la gestion des aménagements et l'évolution des cultures. Cependant, les modèles hydrologiques qu'ils soient conceptuels ou à bases physiques tels que CLSM ne sont, pour l'instant, pas en mesure d'intégrer ces changements car les premiers ne comportent pas de description explicite de la végétation et pour les deuxièmes, ces changements sont trop « fins » pour être pris en compte (les classes de végétations du modèle ne distinguent pas, par exemple, les arbres fruitiers des vignes, et il n'y a pas de classe urbaine dans CLSM, par exemple). Il y a donc une perspective conjointe aux hydrologues et aux prospectivistes, celles pour les hydrologues de trouver les moyens et les échelles appropriés pour prendre en compte ces changements et celle pour les prospectivistes d'exprimer les changements de manière à ce qu'ils puissent être pris en compte par les modèles.

Il reste donc de nombreuses perspectives de recherche intéressantes. Concernant l'attente forte des sociétés vis à vis des résultats sur l'évolution des ressources en eau face au changement climatique, il me semble que les scientifiques doivent communiquer leurs résultats de la manière la plus claire possible (en adoptant des valeurs absolues plutôt que des pourcentages, par exemple, cf. section 7.5.3). D'autre part, ces résultats doivent être exprimés avec les incertitudes associées qui sont aujourd'hui importantes. Celles-ci sont expliquées, en partie, par la modélisation conjointe

du climat et de l'hydrologie qui est récente et en développement. Il ne fait aucun doute que les incertitudes épistémiques seront réduites grâce au dynamisme de la recherche actuelle sur ce sujet. Cependant, cela prend du temps et les incertitudes liées au caractère chaotique du climat ne pourront pas être éliminées. Par conséquent, la présence de ces incertitudes ne doit pas être une raison pour les gestionnaires d'adopter une stratégie 'wait and see' selon l'expression anglaise !

Bibliographie

Adam, J. C., Hamlet, A. F., and Lettenmaier, D. P. (2009). Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes*, 23(7) :962–972.

Cité pp. 19 and 204.

Alkama, R., Marchand, L., Ribes, A., and Decharme, B. (2013). Detection of global runoff changes : results from observations and cmip5 experiments. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 10(2).

Cité p. 14.

Allen, R., Pereira, L., Raes, D., Smith, M., et al. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome*, 300 :6541.

Cité pp. 103, 108, 265, 266, and 267.

Anderson, D. B. (1936). Relative humidity or vapor pressure deficit. *Ecology*, 17(2) :277–282.

Cité p. 196.

Arnell, N. (2011). Uncertainty in the relationship between climate forcing and hydrological response in uk catchments. *Hydrology & Earth System Sciences*, 15(3).

Cité pp. 25, 27, 189, and 223.

Bae, D.-H., Jung, I.-W., and Lettenmaier, D. P. (2011). Hydrologic uncertainties in climate change from IPCC AR4 GCM simulations of the Chungju Basin, Korea. *Journal of Hydrology*, 401(1) :90–105.

Cité pp. 26, 189, 208, 223, and 233.

Balland, P., Huet, P., Lafont, E., Leteurtrois, J.-P., and Pierron, P. (2002). Propositions de simplification et de modernisation du dispositif d'intervention de l'Etat sur la gestion des eaux et du lit de la Durance. Contribution à un Plan Durance. Technical report, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable.

Cité p. 129.

Bard, A., Renard, B., and Lang, M. (2012). Tendances observées sur les régimes hydrologiques de l'arc alpin. *La Houille Blanche*, (1) :38–43.

Cité pp. 19 and 43.

Barnett, T. P., Adam, J. C., and Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066) :303–309.

Cité pp. 18 and 204.

Bastola, S., Murphy, C., and Sweeney, J. (2011a). Evaluation of the transferability of hydrological model parameters for simulations under changed climatic conditions. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 8(3).

Cité p. 27.

Bastola, S., Murphy, C., and Sweeney, J. (2011b). The role of hydrological modelling uncertainties in climate change impact assessments of irish river catchments. *Advances in Water Resources*, 34(5) :562–576.

Cité p. 26.

Bates, B., Kundzewicz, Z. W., Wu, S., and Palutikof, J. (2008). Le changement climatique et l'eau. *Document technique du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolutiondu climat, Secrétariat du GIEC, Genève*.

Cité p. 223.

Bellier, S. (2008). Calibration d'un modèle de routage hydrologique dans le bassin de la seine. Master's thesis, UPMC.

Cité pp. 91 and 268.

Beniston, M. (2009). *Changements climatiques et impacts : de l'échelle globale à l'échelle locale*. PPUR presses polytechniques.

Cité pp. 18, 108, and 224.

Berg, A. A., Famiglietti, J. S., Walker, J. P., and Houser, P. R. (2003). Impact of bias correction to reanalysis products on simulations of north american soil moisture and hydrological fluxes. *Journal of Geophysical Research*, 108(D16) :4490.

Cité p. 95.

Bergstrom, S., Carlsson, B., Gardelin, M., Lindstrom, G., Pettersson, A., and Rummukainen, M. (2001). Climate change impacts on runoff in Sweden-assessments by global climate models, dynamical downscaling and hydrological modelling. *Climate Research*, 16(2) :101–112.

Cité p. 189.

Beven, K. and Freer, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1) :11–29.

Cité p. 25.

Beven, K. and Kirkby, M. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Journal*, 24(1) :43–69.

Cité pp. 55, 56, 62, and 138.

Biggs, T. and Whitaker, T. (2012). Critical elevation zones of snowmelt during peak discharges in a mountain river basin. *Journal of Hydrology*, 438-439 :52–65.

Cité p. 3.

Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B., and Methven, J. (2004). Factors contributing to the summer 2003 european heatwave. *Weather*, 59(8) :217–223.

Cité p. 193.

Blandford, T. R., Humes, K. S., Harshburger, B. J., Moore, B. C., Walden, V. P., and Ye, H. (2008). Seasonal and synoptic variations in near-surface air temperature lapse rates in a mountainous basin. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, 47(1).

Cité p. 110.

Boe, J. (2007). *Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III.

Cité pp. 15, 17, 121, 123, 204, and 230.

Boé, J. and Terray, L. (2008). Uncertainties in summer evapotranspiration changes over europe and implications for regional climate change. *Geophysical Research Letters*, 35(5).

Cité p. 198.

Boé, J., Terray, L., Martin, E., and Habets, F. (2009). Projected changes in components of the hydrological cycle in french river basins during the 21st century. *Water Resources Research*, 45(8).

Cité pp. 189 and 223.

Bolstad, P. V., Swift, L., Collins, F., and Régnière, J. (1998). Measured and predicted air temperatures at basin to regional scales in the southern appalachian mountains. *Agricultural and Forest Meteorology*, 91(3) :161–176.

Cité p. 110.

Bony, S., Colman, R., Kattsov, V. M., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Dufresne, J.-L., Hall, A., Hallegatte, S., Holland, M. M., Ingram, W., et al. (2006). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes ? *Journal of Climate*, 19(15).

Cité p. 23.

Bony, S. and Dufresne, J.-L. (2007). Processus régissant la sensibilité climatique.

Cité p. 13.

Boone, A. and Etchevers, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an Alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4) :374–394.

Cité pp. 3 and 140.

Brasseur, G. and Roeckner, E. (2005). Impact of improved air quality on the future evolution of climate. *Geophysical Research Letters*, 32(23).

Cité p. 120.

Braun, M., Caya, D., Frigon, A., and Slivitzky, M. (2012). Internal Variability of the Canadian RCM's Hydrological Variables at the Basin Scale in Quebec and Labrador. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2).

Cité p. 191.

Brigode, P. (2010). Modélisation hydrologique en contexte de changement climatique - incertitudes liées aux paramètres de modèles conceptuels pluie-débit. Master's thesis, UPMC.

Cité p. 25.

Brigode, P. (2013). *Changement climatique et risque hydrologique : évaluation de la méthode SCHADEX en contexte non-stationnaire*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

Cité pp. 122 and 322.

Brigode, P., Oudin, L., Perrin, C., et al. (2013). Hydrological model parameter instability : A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change ? *Journal of Hydrology*, 476 :410–425.

Cité p. 27.

Brown, R. D. (2000). Northern hemisphere snow cover variability and change, 1915-97. *Journal of climate*, 13(13).

Cité p. 18.

Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere : Theory, history, and applications*, volume 1. Springer.

Cité p. 266.

Brutsaert, W. (2005). *Hydrology : an introduction*. Cambridge Univ Pr.

Cité p. 145.

Caballero, Y., Voirin-Morel, S., Habets, F., Noilhan, J., LeMoigne, P., Lehenaff, A., and Boone, A. (2007). Hydrological sensitivity of the adour-garonne river basin to climate change. *Water Resources Research*, 43(7).

Cité pp. 17 and 189.

Campoy, A. (2013). *Influence de l'hydrologie souterraine sur la modélisation du climat à l'échelle régionale et globale*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.

Cité pp. 22, 78, 159, and 320.

Cappus, P. (1960). Étude des lois de l'écoulement-application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, pages 493–520.

Cité p. 56.

Carli, M. (2005). Modélisation du bassin versant de la somme à l'aide du modèle clsm. *Mémoire de M2, Université Pierre et Marie Curie, M2 SDUEE, Parcours Hydrologie Hydrogéologie*.

Cité pp. 56 and 86.

Carsel, R. F. and Parrish, R. S. (1988). Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*, 24(5) :755–769.

Cité p. 89.

Chalita, S. and Treut, H. (1994). The albedo of temperate and boreal forest and the northern hemisphere climate : a sensitivity experiment using the lmd gcm. *Climate Dynamics*, 10(4) :231–240.

Cité p. 79.

Charbonneau, R. (1974). *Modèle mathématique en hydrologie : cas d'un bassin versant montagneux à régime nivo-pluvial : la Durance à Serre-Ponçon*. Université scientifique et médicale de Grenoble.

Cité p. 42.

Charbonneau, R., Fortin, J., and Morin, G. (1977). The cequeau model : Description and examples of its use in problems related to water resource management/le modèle cequeau : description et exemples d'utilisation dans le cadre de problèmes reliés à l'aménagement. *Hydrological Sciences Journal*, 22(1) :193–202.

Cité p. 159.

Chardon, J., Hingray, B., Favre, A.-C., Autin, P., Gailhard, J., Zin, I., and Obled, C. (2014). Spatial similarity and transferability of analog dates for precipitation downscaling over france. *Journal of Climate*.

Cité p. 122.

Chauveau, M. (2012). Quel impact de la désagrégation des pluies SPAZM au pas de temps horaire à l'aide des données Safran pour la modélisation hydrologique ? Technical report, Irstea, Antony.

Cité p. 112.

Chauveau, M., Bourgin, P., and Perrin, C. (2012). Démarche d'évaluation des modèles hydrologiques testés dans le cadre du projet r2d2 2050. Technical report, IRSTEA.

Cité pp. 162, 164, 275, 330, and 332.

Chauveau, M., Chazot, S., Perrin, C., Bourgin, P.-Y., Sauquet, E., Vidal, J.-P., Rouchy, N., Martin, E., David, J., Norotte, T., et al. (2013). Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en France à l'horizon 2070 ? *La Houille Blanche*, (4) :5–15.

Cité pp. 17, 157, and 189.

Chen, J., Brissette, F. P., Poulin, A., and Leconte, R. (2011). Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a canadian watershed. *Water Resources Research*, 47(12).

Cité p. 25.

Clapp, R. B. and Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water resources research*, 14(4) :601–604.

Cité pp. 57 and 77.

Clark, M., Hendrikx, J., Slater, A., Kavetski, D., Anderson, B., Cullen, N., Kerr, T., Hreinsson, E., and Woods, R. (2011). Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models : A review. *Water Resources Research*, 47(7) :W07539.

Cité p. 3.

CNRS, Jeandel, C., and Mosseri, R. (2011). *Le climat à découvert. Outils et méthodes en recherche climatique*.

Cité pp. 10 and 23.

Coron, L. (2013). *Les modèles hydrologiques conceptuelssont-ils robustes face à un climat en évolution ? Diagnostic sur un échantillon de bassins versants français et australiens*. PhD thesis, AgroParisTech.

Cité pp. 25 and 27.

Cosby, B., Hornberger, G., Clapp, R., and Ginn, T. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res*, 20(6) :682–690.

Cité pp. 71, 89, and 142.

Cosgrove, B., Lohmann, D., Mitchell, K., Houser, P., Wood, E., Schaake, J., Robock, A., Marshall, C., Sheffield, J., Duan, Q., et al. (2003a). Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project. *J. Geophys. Res*, 108(D22) :8842.

Cité pp. 96 and 102.

Cosgrove, B., Lohmann, D., Mitchell, K., Houser, P., Wood, E., Schaake, J., Robock, A., Marshall, C., Sheffield, J., Duan, Q., et al. (2003b). Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project. *J. Geophys. Res*, 108(D22) :8842.

Cité p. 143.

Coudert, B. and Ottlé, C. (2007). An improved SVAT model calibration strategy based on the optimisation of surface temperature temporal dynamics. *Geophysical research letters*, 34(4).

Cité p. 175.

Dai, A., Qian, T., Trenberth, K. E., and Milliman, J. D. (2009). Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *Journal of Climate*, 22(10).

Cité p. 14.

De Lannoy, G. J., Houser, P. R., Pauwels, V., and Verhoest, N. E. (2006). Assessment of model uncertainty for soil moisture through ensemble verification. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 111(D10).

Cité p. 175.

de Marsily, G. (2009). *L'eau, un trésor en partage*.

Cité p. 11.

de Rabutin-Chantal de Sévigné, M. (1806). *Lettre de Madame de Sévigné à sa fille et à ses amis. Volume 3*. Bossange, Masson et Besson.

Cité p. 43.

De Rosnay, P. (1999). *Représentation de l'interaction Sol-Végétation-Atmosphère dans le modèle de circulation générale du laboratoire de météorologie dynamique*. PhD thesis.

Cité pp. 77 and 159.

Debelmas, J. (1983). *Alpes du Dauphiné Guides Géologiques Régionaux*. Paris : Masson. OpenURL.

Cité p. 34.

Demarty, J. (2001). *Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de la parcelle et dans le cadre de l'expérience alpilles ReSeDA*. PhD thesis, Université Paris-Diderot-Paris VII.

Cité p. 174.

Demarty, J., Ottlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J., Bastidas, L., and Gupta, H. (2004). Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a svat model. *Journal of Hydrology*, 287(1) :214–236.

Cité p. 175.

Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., and Cariolle, D. (1994). The arpege/ifs atmosphere model : a contribution to the french community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4-5) :249–266.

Cité p. 97.

Déry, S., Crow, W., Stieglitz, M., and Wood, E. (2004). Modeling Snow-Cover Heterogeneity over Complex Arctic Terrain for Regional and Global Climate Models. *Journal of Hydrometeorology*, 5(1) :33–48.

Cité pp. 133, 139, and 140.

Déry, S., Salomonson, V., Stieglitz, M., Hall, D., and Appel, I. (2005). An approach to using snow areal depletion curves inferred from MODIS and its application to land surface modelling in Alaska, journal = Hydrological Processes. 19(14) :2755–2774.

Cité p. 4.

Deser, C., Knutti, R., Solomon, S., and Phillips, A. S. (2012a). Communication of the role of natural variability in future north american climate. *Nature Climate Change*, 2(11) :775–779.

Cité p. 24.

Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., and Teng, H. (2012b). Uncertainty in climate change projections : the role of internal variability. *Climate Dynamics*, 38(3-4) :527–546.

Cité p. 24.

Dettinger, M. (2014). Impacts in the third dimension. *Nature Geoscience*, 7 :166–167.

Cité pp. 3 and 232.

Dirmeyer, P. (2005). *The second Global Soil Wetness Project (GSWP-2) : Multi-model analysis and implications for our perception of the land surface*, volume 185. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies.

Cité p. 143.

Dirmeyer, P. and Tan, L. (2001). *A multi-decadal global land-surface data set of state variables and fluxes*, volume 102. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies.

Cité p. 96.

Dobler, C., Hagemann, S., Wilby, R., and Stötter, J. (2012). Quantifying different sources of uncertainty in hydrological projections in an alpine watershed. *Hydrology & Earth System Sciences*, 16(11).

Cité pp. 25 and 27.

d'Orgeval, T., Polcher, J., and Rosnay, P. d. (2008). Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE to infiltration processes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 5(4) :2251–2292.

Cité p. 79.

Douville, H. (2008). Influence des surfaces continentales sur la variabilité du cycle hydrologique des échelles inter-annuelle à multi-décennale.

Cité p. 21.

Douville, H., Ribes, A., Decharme, B., Alkama, R., and Sheffield, J. (2013). Anthropogenic influence on multidecadal changes in reconstructed global evapotranspiration. *Nature Climate Change*, 3(1) :59–62.

Cité p. 14.

Douville, H., Royer, J., and Mahfouf, J. (1995). A new snow parameterization for the meteo-france climate model. *Climate Dynamics*, 12(1) :21–35.

Cité p. 133.

Ducharne, A. (2011). Hydrologie continentale et environnement-apports de la modélisation pour comprendre le milieu physique et les impacts de l'anthropisation. page 153.

Cité pp. 22, 23, 62, 88, 157, 225, 233, 278, and 320.

Ducharne, A. (2014). Auxillary material to the documentation of 'hydrol'. Technical report, UMR METIS.

Cité pp. 90 and 321.

Ducharne, A., Baubion, C., Beaudoin, N., Benoît, M., Billen, G., Brisson, N., Garnier, J., Kieken, H., Lebonvallet, S., Ledoux, E., et al. (2007). Long term prospective of the seine river system : Confronting climatic and direct anthropogenic changes. *Science of the Total Environment*, 375(1) :292–311.

Cité pp. 17, 63, and 157.

Ducharne, A. et al. (2009). Reducing scale dependence in TOPMODEL using a dimensionless topographic index. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(12) :2399.

Cité pp. 25, 26, 72, 86, 157, 189, 204, and 208.

Ducharne, A., Koster, R., Suarez, M., Stieglitz, M., and Kumar, P. (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model : 2. parameter estimation and model demonstration. *J. Geophys. Res*, 105(24) :823–24.

Cité pp. 55, 56, 58, 86, 133, 138, 139, 159, 182, 261, and 262.

Ducharne, A. and Laval, K. (2000). Influence of the realistic description of soil water-holding capacity on the global water cycle in a gcm. *Journal of climate*, 13(24) :4393–4413.

Cité p. 77.

Ducharne, A., Laval, K., and Polcher, J. (1998). Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a gcm. *Climate dynamics*, 14(5) :307–327.

Cité p. 77.

Ducharne, A., Sauquet, E., Habets, F., Déqué, M., Gascoin, S., Hachour, A., Martin, E., Oudin, L., Pagé, C., Terray, L., et al. (2011). Évolution potentielle du régime des crues de la seine sous changement climatique. *La Houille Blanche*, (1) :51–57.

Cité p. 17.

Ducoudré, N. I., Laval, K., and 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. *Journal of Climate*, 6(2) :248–273.

Cité pp. 75 and 77.

Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., et al. (2013). Climate change projections using the ipsl-cm5 earth system model : from cmip3 to cmip5. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2123–2165.

Cité p. 77.

Dufresne, J.-L., Quaas, J., Boucher, O., Denvil, S., and Fairhead, L. (2005). Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *Geophysical research letters*, 32(21).

Cité p. 120.

Dunne, T. and Black, R. D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small new england watershed. *Water resources research*, 6(5) :1296–1311.

Cité p. 56.

Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., and Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18 :65–71.

Cité p. 96.

Durand, Y., Laternser, M., Giraud, G., Etchevers, P., Lesaffre, B., and Mérindol, L. (2009). Reanalysis of 44 yr of climate in the french alps (1958–2002) : Methodology, model validation, climatology, and trends for air temperature and precipitation. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, 48(3).

Cité p. 42.

Dutra, E., Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P. M., Beljaars, A., Schär, C., and Elder, K. (2010). An improved snow scheme for the ECMWF land surface model : description and offline validation. *Journal of Hydrometeorology*, 11(4) :899–916.

Cité p. 133.

Dye, D. G. (2002). Variability and trends in the annual snow-cover cycle in northern hemisphere land areas, 1972–2000. *Hydrological Processes*, 16(15) :3065–3077.

Cité p. 18.

Easterling, D. R., Horton, B., Jones, P. D., Peterson, T. C., Karl, T. R., Parker, D. E., Salinger, M. J., Razuvayev, V., Plummer, N., Jamason, P., et al. (1997). Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277(5324) :364–367.

Cité p. 108.

EDF (2012). Brochure sur l'hydro-électricité en région paca. Technical report, EDF Production Méditerrannée.

Cité pp. 44 and 47.

Efstratiadis, A. and Koutsoyiannis, D. (2005). The multiobjective evolutionary annealing-simplex method and its application in calibrating hydrological models. *2nd General Assembly of the European Geosciences Union, Geoph Res Abstr*, 7.

Cité p. 176.

Ellis, C., Pomeroy, J., and Link, T. (2013). Modeling increases in snowmelt yield and desynchronization resulting from forest gap-thinning treatments in a northern mountain headwater basin. *Water Resources Research*.

Cité p. 152.

ENSEMBLES (2009). Climate change and its impacts : Summary of research and results from the ensembles project. Technical report, Met Office Hadley Centre, Exeter, UK.

Cité p. 120.

Essery, R., Martin, E., Douville, H., Fernandez, A., and Brun, E. (1999). A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Climate dynamics*, 15(8) :583–593.

Cité pp. 3 and 26.

Essery, R. and Pomeroy, J. (2004). Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion : theoretical considerations. *Annals of Glaciology*, 38(1) :261–265.

Cité pp. 133, 134, and 136.

Etchevers, P. (2000). *Modélisation de la phase continentale du cycle de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhône*. PhD thesis, thesis, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, France.

Cité p. 42.

Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., and Noilhan, J. (2002). Impact of a climate change on the rhone river catchment hydrology. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 107(D16) :ACL–6.

Cité pp. 17, 204, and 230.

Fekete, B. M., Vörösmarty, C. J., Roads, J. O., and Willmott, C. J. (2004). Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates. *Journal of Climate*, 17(2) :294–304.

Cité p. 95.

Finger, D., Heinrich, G., Gobiet, A., and Bauder, A. (2012). Projections of future water resources and their uncertainty in a glacierized catchment in the swiss alps and the subsequent effects on hydropower production during the 21st century. *Water Resources Research*, 48(2).

Cité p. 189.

Franks, S. W., Beven, K. J., and Gash, J. H. (1999). Multi-objective conditioning of a simple svat model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3(4) :477–488.

Cité p. 175.

Freer, J., McDonnell, J., Beven, K. J., Brammer, D., Burns, D., Hooper, R., and Kendal, C. (1997). Topographic controls on subsurface storm flow at the hillslope scale for two hydrologically distinct small catchments. *Hydrological Processes (United Kingdom)*.

Cité p. 271.

Gandin, L. S. and Hardin, R. (1965). *Objective analysis of meteorological fields*. Israel program for scientific translations Jerusalem.

Cité p. 97.

García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R., Luterbacher, J., and Fischer, E. (2010). A review of the european summer heat wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 40(4) :267–306.

Cité p. 193.

Garçon, R. (1996). Prévision opérationnelle des apports de la durance à serre-ponçon à l'aide du modèle mordor. bilan de l'année 1994-1995. *La Houille Blanche*, (5) :71–76.

Cité p. 160.

Garçon, R. (1999). Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues. *La Houille Blanche*, (7-8) :88–95.

Cité p. 159.

Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J., Deline, P., and Schoeneich, P. (2011). First results of the new french alps glaciers inventory. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 0728.

Cité p. 43.

Gascoin, S. (2009). Etude des paramétrisations hydrologiques d'un modèle de surface continentale : importance des aquifères et des premiers centimètres du sol.

Cité pp. 22, 56, 59, 60, 63, 71, 203, and 320.

Gascoin, S., Ducharne, A., Ribstein, P., Carli, M., and Habets, F. (2009a). Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). *Journal of Hydrology*, 368(1) :105–116.

Cité p. 144.

Gascoin, S., Ducharne, A., Ribstein, P., Lejeune, Y., Wagnon, P., et al. (2009b). Dependence of bare soil albedo on soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia) : Implications for land surface modeling. *Journal of Geophysical Research*, 114 :D19102.

Cité pp. 49, 129, 139, and 140.

Gascoin, S., Lhermitte, S., Kinnard, C., Borstel, K., and Liston, G. E. (2012). Wind effects on snow cover in pascua-lama, dry andes of chile. *Advances in Water Resources*.

Cité p. 154.

Gautier, E. (1992). *Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buech (Alpes du Sud)*. PhD thesis, Université de Paris-X-Nanterre.

Cité p. 43.

Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., and Dedieu, J. (2005). Surface mass balance of glaciers in the french alps : distributed modeling and sensitivity to climate change. *Journal of Glaciology*, 51(175) :561–572.

Cité p. 95.

Gibelin, A.-L. and Déqué, M. (2003). Anthropogenic climate change over the mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20(4) :327–339.

Cité p. 121.

GIEC (2007). Bilan 2007 des changements climatiques. contribution des groupes de travail i, ii et iii au quatrième rapport d'évaluation du climat. Technical report, GIEC, Genève, Suisse.

Cité pp. 118 and 322.

Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., Gäggeler, H., et al. (2006). Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on cerro tapado (chilean andes). *Climate of the Past*, 2(1) :21–30.

Cité p. 18.

Gosling, S., Taylor, R., Arnell, N., and Todd, M. (2011). A comparative analysis of projected impacts of climate change on river runoff from global and catchment-scale hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(1) :279–294.

Cité pp. 25 and 189.

Gottardi, F. (2009). *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d' ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français.* PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble. Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG). LTHE.

Cité pp. 39, 95, 97, 98, 104, 106, 107, and 142.

Gottardi, F., Obled, C., Gailhard, J., and Paquet, E. (2012). Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns : Application over French mountains. *Journal of Hydrology*, 432 :154–167.

Cité p. 143.

Gouttevin, I. (2012). *Contribution à la représentation des hautes latitudes dans un modèle de surface : gel des sols et diagnostics de performances.* PhD thesis, Université de Grenoble.

Cité p. 21.

Gouvernet, C., Guieu, G., and Rousset, C. (1979). *Provence. 2e éd., Guides géologiques régionaux.* Masson et Cie édit., Paris.

Cité p. 36.

Gray, D. and Male, D. (1981). *Handbook of Snow : Principles, Processes*, volume 776.

Cité pp. 133, 134, and 136.

Green, W. H. and Ampt, G. (1911). Studies on soil physics, 1. the flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci*, 4(1) :1–24.

Cité p. 79.

Groisman, P. Y., Knight, R. W., and Karl, T. R. (2001). Heavy precipitation and high streamflow in the contiguous united states : Trends in the twentieth century. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2) :219–246.

Cité p. 19.

Guilbaud, S. (1997). *Prévision quantitative des précipitations journalières par une méthode statistico-dynamique de recherche d'analogues – Application à des bassins du pourtour méditerranéen.* PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Cité p. 121.

Guo, Z., Dirmeyer, P., Hu, Z., Gao, X., and Zhao, M. (2006). Evaluation of the Second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations : 2. Sensitivity to external meteorological forcing. *J. Geophys. Res*, 111 :D22S03.

Cité pp. 71, 89, 96, and 143.

Gupta, H., Bastidas, L., Sorooshian, S., Shuttleworth, W., and Yang, Z. (1999). Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 104(D16) :19491–19503.

Cité p. 174.

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1) :80–91.

Cité p. 92.

Habets, F., Boé, J., Déqué, M., Ducharne, A., Gascoin, S., Hachour, A., Martin, E., Pagé, C., Sauquet, E., Terray, L., et al. (2013). Impact of climate change on the hydrogeology of two basins in northern France. *Climatic change*, 121(4) :771–785.

Cité pp. 17, 25, 189, and 204.

Haddeland, I., Clark, D. B., Franssen, W., Ludwig, F., Vo, F., Arnell, N. W., Bertrand, N., Best, M., Folwell, S., Gerten, D., et al. (2011). Multimodel estimate of the global terrestrial water balance : Setup and first results. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5).

Cité pp. 26, 170, 189, and 225.

Hagemann, S., Chen, C., Clark, D. B., Folwell, S., Gosling, S. N., Haddeland, I., Hanasaki, N., Heinke, J., Ludwig, F., Voss, F., et al. (2013). Climate change impact on available water resources obtained using multiple global climate and hydrology models. *Earth System Dynamics*, 4(1).

Cité pp. 25, 189, 221, and 225.

Hagemann, S., Chen, C., Haerter, J. O., Heinke, J., Gerten, D., and Piani, C. (2011). Impact of a statistical bias correction on the projected hydrological changes obtained from three gcms and two hydrology models. *Journal of Hydrometeorology*, 12(4).

Cité p. 25.

Hamlet, A. F., Mote, P. W., Clark, M. P., and Lettenmaier, D. P. (2005). Effects of temperature and precipitation variability on snowpack trends in the western united states. *Journal of Climate*, 18(21).

Cité p. 18.

Hansen, J., Russell, G., Rind, D., Stone, P., Lacis, A., Lebedeff, S., Ruedy, R., and Travis, L. (1983). Efficient three-dimensional global models for climate studies : Models I and II. *Monthly Weather Review*, 111(4) :609–662.

Cité pp. 68, 133, and 145.

Hawkins, E. and Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8) :1095–1107.

Cité p. 24.

Henderson-Sellers, A., McGuffie, K., and Pitman, A. (1996). The project for intercomparison of land-surface parametrization schemes (pilps) : 1992 to 1995. *Climate Dynamics*, 12(12) :849–859.

Cité p. 55.

Henderson-Sellers, A., Pitman, A., Love, P., Irannejad, P., and Chen, T. (1995). The project for intercomparison of land surface parameterization schemes (pilps) : Phases 2 and 3. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(4) :489–503.

Cité p. 55.

Hingray, B., Hendrickx, F., Bourqui, M., Creutin, J., Francois, B., Gailhard, J., Lafaysse, M., Le Moine, N., Mathevet, T., Mezghani, A., and Monteil, C. (2013). RIWER 2030 Climat Régionaux et Incertitudes, Ressources en Eau et Gestion associée de 1860 à 2100. Projet ANR VWCS 2009-2012, LTHE.

Cité p. 117.

Hingray, B., Picouet, C., and Musy, A. (2009). *Hydrologie 2-Une science pour l'ingénieur*, volume 2. PPUR presses polytechniques.

Cité pp. 92 and 268.

Hingray, B. and Saïd, M. (2014). Partitioning internal variability and model uncertainty components in a multimember multimodel ensemble of climate projections. *Journal of Climate*.

Cité pp. 17, 23, 24, 124, 190, and 191.

Hingray, B., Saïd, M., Lafaysse, M., Gailhard, J., and Mezghani, A. (2014). Partioning internal variability and model uncertainty componenets in a multireplicate multimodel ensemble of hydrometeorlogical future projections. In *EGU General Assembly 2014*.

Cité pp. 192 and 324.

Hingray, B., Schaefli, B., Mezghani, A., and Hamdi, Y. (2010). Signature-based model calibration for hydrological prediction in mesoscale alpine catchments. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, 55(6) :1002–1016.

Cité pp. 102 and 143.

Hood, E., Williams, M., and Cline, D. (1999). Sublimation from a seasonal snowpack at a continental, mid-latitude alpine site. *Hydrological Processes*, 13(1213) :1781–1797.

Cité pp. 131 and 152.

Horton, P., Schaefli, B., Mezghani, A., Hingray, B., and Musy, A. (2006). Assessment of climate-change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty. *Hydrological Processes*, 20(10) :2091–2109.

Cité p. 17.

Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J.-L., Fairhead, L., Filiberti, M.-A., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., et al. (2006). The lmdz4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 27(7-8) :787–813.

Cité p. 121.

Houser, P. R., Gupta, H. V., Shuttleworth, W. J., and Famiglietti, J. S. (2001). Multiobjective calibration and sensitivity of a distributed land surface water and energy balance model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 106(D24) :33421–33433.

Cité p. 175.

Huebener, H., Cubasch, U., Langematz, U., Spangehl, T., Niehoerster, F., Fast, I., and Kunze, M. (2007). Ensemble climate simulations using a fully coupled ocean–troposphere–stratosphere general circulation model. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 365(1857) :2089–2101.

Cité p. 120.

Hwang, S., Graham, W. D., Geurink, J. S., and Adams, A. (2013). Hydrologic implications of errors in bias-corrected regional reanalysis data for west central florida. *Journal of Hydrology*.

Cité p. 189.

Imbeaux, É. (1892). *La Durance : régime, crues et inondations*. Ch. Dunod.

Cité p. 42.

Immerzeel, W. W., Van Beek, L. P., and Bierkens, M. F. (2010). Climate change will affect the asian water towers. *Science*, 328(5984) :1382–1385.

Cité pp. 18 and 19.

IPCC (2013). Climate change 2013. the physical science basis. Technical report.

Cité pp. 9, 10, 14, 16, 18, 19, 119, 124, and 319.

Jamagne, M., Hardy, R., King, D., and Bornand, M. (1995). La base de données géographique des sols de france. *Etude et gestion des sols*, 2(3) :153–172.
Cité p. 89.

Jiang, T., Chen, Y. D., Xu, C.-y., Chen, X., Chen, X., and Singh, V. P. (2007). Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *Journal of Hydrology*, 336(3) :316–333.
Cité pp. 26, 189, and 216.

Johns, T., Royer, J.-F., Höschel, I., Huebener, H., Roeckner, E., Manzini, E., May, W., Dufresne, J.-L., Otterå, O., Van Vuuren, D., et al. (2011). Climate change under aggressive mitigation : the ensembles multi-model experiment. *Climate dynamics*, 37(9-10) :1975–2003.
Cité p. 120.

Jones, R., Murphy, J., and Noguer, M. (1995). Simulation of climate change over europe using a nested regional-climate model. i : Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(526) :1413–1449.
Cité p. 121.

Jordan, R., Andreas, E., and Makshtas, A. (1999). Heat budget of snow-covered sea ice at north pole 4. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4) :7785–7806.
Cité p. 67.

Joshi, M., Sutton, R., Lowe, J., Frame, D., et al. (2011). Projections of when temperature change will exceed 2 [deg] C above pre-industrial levels. *Nature Climate Change*, 1(8) :407–412.
Cité p. 24.

Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., Sheffield, J., Goulden, M. L., Bonan, G., Cescatti, A., Chen, J., De Jeu, R., et al. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467(7318) :951–954.
Cité p. 14.

Karl, T. R., Jones, P. D., Knight, R. W., Kukla, G., Plummer, N., Razuvayev, V., Gallo, K. P., Lindseay, J., Charlson, R. J., and Peterson, T. C. (1993). Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Papers in Natural Resources*, page 185.
Cité p. 108.

Kattelmann, R. and Elder, K. (1991). Hydrologic characteristics and water balance of an alpine basin in the Sierra Nevada. *Water Resources Research*, 27(7) :1553–1562.
Cité p. 152.

Kay, A., Davies, H., Bell, V., and Jones, R. (2009). Comparison of uncertainty sources for climate change impacts : flood frequency in England. *Climatic Change*, 92(1-2) :41–63.
Cité pp. 24 and 25.

Kay, A. L., Jones, R. G., and Reynard, N. S. (2006). RCM rainfall for UK flood frequency estimation. II. Climate change results. *Journal of Hydrology*, 318(1) :163–172.
Cité p. 25.

Keller, F., Goyette, S., and Beniston, M. (2005). Sensitivity analysis of snow cover to climate change scenarios and their impact on plant habitats in alpine terrain. *Climatic Change*, 72(3) :299–319.
Cité p. 114.

Khan, S. I., Hong, Y., Wang, J., Yilmaz, K. K., Gourley, J. J., Adler, R. F., Brakenridge, G. R., Policell, F., Habib, S., and Irwin, D. (2011). Satellite remote sensing and hydrologic modeling for flood inundation mapping in lake victoria basin : Implications for hydrologic prediction in ungauged basins. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 49(1) :85–95.

Cité p. 232.

Klemeš, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1) :13–24.

Cité pp. 27, 51, 162, 173, and 231.

Knutti, R. and Sedláček, J. (2013). Robustness and uncertainties in the new cmip5 climate model projections. *Nature Climate Change*, 3(4) :369–373.

Cité pp. 119 and 322.

Koster, R. and Milly, P. (1997). The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *Journal of Climate*, 10(7) :1578–1591.

Cité p. 55.

Koster, R. and Suarez, M. (1996). Energy and water balance calculations in the mosaic lsm. Technical report, NASA, Goddard Space Flight Center.

Cité pp. 63 and 139.

Koster, R., Suarez, M., Ducharne, A., Stieglitz, M., and Kumar, P. (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. I- Model structure. *Journal of Geophysical Research*, 105(24) :809–24.

Cité pp. 55, 56, 59, 133, 138, 139, 159, and 320.

Koster, R. D., Mahanama, S. P., Livneh, B., Lettenmaier, D. P., and Reichle, R. H. (2010). Skill in streamflow forecasts derived from large-scale estimates of soil moisture and snow. *Nature Geoscience*, 3(9) :613–616.

Cité pp. 49 and 140.

Krause, P. (2002). Quantifying the impact of land use changes on the water balance of large catchments using the j2000 model. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 27(9) :663–673.

Cité pp. 159 and 160.

Krause, P., Bäse, F., Bende-Michl, U., Fink, M., Flügel, W., and Pfennig, B. (2006). Multiscale investigations in a mesoscale catchment–hydrological modelling in the gera catchment. *Advances in Geosciences*, 9(9) :53–61.

Cité p. 159.

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

Cité p. 74.

Kuentz, A. (2013). *Un siècle de variabilité hydro-climatique sur le bassin de la Durance. Recherches historiques et reconstitutions.* PhD thesis, AgroParisTech.

Cité pp. 37, 39, 42, 43, 47, 98, 99, 100, 174, 320, and 321.

Labbas, M. (2009). Modélisation hydrologique d'un bassin versant de haute altitude (bolivie) - application à des scénarios de changement climatique avec retrait glaciaire. Master's thesis, Université Paris-Sud.

Cité p. 129.

Lafaysse, M. (2011a). *Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées.* PhD thesis, Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement.

Cité pp. 3, 159, and 160.

Lafaysse, M. (2011b). *Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées.* PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.

Cité pp. 37, 39, 42, 93, 95, 97, 117, 123, 124, 130, 137, 142, 204, and 230.

Lafaysse, M., Hingray, B., Mezghani, A., Gailhard, J., and Terray, L. (2014). Internal variability and model uncertainty components in future hydrometeorological projections : The alpine durance basin. *Water Resources Research*.

Cité pp. 189 and 191.

Lardeau, J. (1977). *Evaluation et comparaison de modèles mathématiques hydrologiques de bassins versants en haute montagne. Application au bassin de la Haute Durance*. PhD thesis, Thèse de Doctorat, Université Scientifique et Médicale et Institut National Polytechnique de Grenoble.

Cité p. 42.

Le Lay, M., Galle, S., Saulnier, G.-M., and Braud, I. (2007). Exploring the relationship between hydroclimatic stationarity and rainfall-runoff model parameter stability : A case study in west africa. *Water resources research*, 43(7).

Cité p. 27.

Le Moine, N. (2008). Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie débit. *Unpublished Phd Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris*.

Cité pp. 159 and 161.

Le Moine, N. (2009). Rapport intermèdiaire 2. Technical report, UPMC/EDF.

Cité pp. 74, 174, and 176.

Leblois, E. (2002). Évaluation des possibles impacts du changement climatique par modélisation distribuée (projets gewex-rhône et gicc-rhône). *La Houille Blanche*, (8) :78–83.

Cité p. 189.

Leblois, E. and Grésillon, M. (2004). Projet GICC-Rhône. *Rapport final,*.

Cité pp. 17 and 157.

Lespinas, F., Ludwig, W., and Heussner, S. (2014). Hydrological and climatic uncertainties associated with modeling the impact of climate change on water resources of small mediterranean coastal rivers. *Journal of Hydrology*.

Cité pp. 189 and 223.

Liniger, H., Weingartner, R., and Grosjean, M. (1998). Mountains of the world : water towers for the 21st century. *Berne (Switzerland) : Paul Haupt*.

Cité p. 17.

Liston, G. (2004). Representing subgrid snow cover heterogeneities in regional and global models. *Journal of Climate*, 17(6) :1381–1397.

Cité pp. 26, 129, 133, 134, 140, 154, and 232.

Livneh, B., Xia, Y., Mitchell, K. E., Ek, M. B., and Lettenmaier, D. P. (2010). Noah LSM snow model diagnostics and enhancements. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3) :721–738.

Cité p. 133.

Longuevergne, L., Gascoin, S., Boy, J., Rinaldi, S., Ducharne, A., Florsch, N., and Hinderer, J. (2011). Superconducting gravimeter measurements for land surface model assessment. *to be submitted in Wat. Resour. Res.*

Cité p. 279.

Lorenz, E. N. (1963). Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the atmospheric sciences*, 20(2) :130–141.

Cité p. 24.

Lorenz, E. N. (1969). Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of the Atmospheric sciences*, 26(4) :636–646.

Cité p. 122.

Loth, B. and Graf, H. (1998). Modeling the snow cover in climate studies 2. The sensitivity to internal snow parameters and interface processes. *Journal of Geophysical Research*, 103(D10) :11329–11.

Cité p. 133.

Luce, C. and Tarboton, D. (2004). The application of depletion curves for parameterization of subgrid variability of snow. *Hydrological Processes*, 18(8) :1409–1422.

Cité pp. 130, 133, and 185.

Luce, C. H., Tarboton, D. G., and Cooley, K. R. (1999). Sub-grid parameterization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover model. *Hydrological Processes*, 13 :1921–2933.

Cité pp. 136 and 152.

Ludwig, R., May, I., Turcotte, R., Vescovi, L., Braun, M., Cyr, J., Fortin, L., Chaumont, D., Biner, S., Chartier, I., et al. (2009). The role of hydrological model complexity and uncertainty in climate change impact assessment. *Advances in Geosciences*, 21.

Cité p. 189.

Lundberg, A., Calder, I., and Harding, R. (1998). Evaporation of intercepted snow : measurement and modelling. *Journal of Hydrology*, 206(3) :151–163.

Cité pp. 134, 136, and 152.

Lynch-Stieglitz, M. (1994). The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM. *Journal of Climate*, 7(12) :1842–1855.

Cité pp. 65, 67, 69, 133, and 140.

Madden, R. A. (1976). Estimates of the natural variability of time-averaged sea-level pressure. *Monthly Weather Review*, 104(7) :942–952.

Cité p. 24.

Madsen, H. (2003). Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. *Advances in water resources*, 26(2) :205–216.

Cité p. 175.

Magand, C. (2014). Impact du réchauffement climatique sur les ressources en eau. le cas de la durance. *Découverte*, 390 :16–23.

Cité p. 9.

Magand, C., Ducharne, A., Le Moine, N., and Brigode, P. (2014). Sensitivity of a land surface model to the calibration period in the upper durance. *Hydrological Sciences Journal*. submitted.

Cité p. 173.

Magand, C., Ducharne, A., Le Moine, N., and Gascoin, S. (2013). Introducing hysteresis in snow depletion curves to improve the water budget of a land surface model in an alpine catchment. *Journal of Hydrometeorology*, (2013).

Cité p. 129.

Magnier, E. (2013). *Neige artificielle et ressource en eau en moyenne montagne : impacts sur l'hydrosysteme. Exemple des Préalpes du Nord (France, Suisse)*. PhD thesis, Paris 4.

Cité p. 47.

Manabe, S. (1969). Climate and the ocean circulation 1 : I. the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97(11) :739–774.

Cité pp. 21 and 76.

Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A., Chandler, R., Kendon, E., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H., Sauter, T., Themeßl, M., et al. (2010). Precipitation downscaling under climate change : Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48(3).

Cité p. 121.

Margat, J. (2011). *De l'eau et des hommes*, chapter La planète eau, pages 141–147.

Cité pp. 3 and 17.

Marks, D., Dozier, J., and Davis, R. E. (1992). Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the sierra nevada : 1. meteorological measurements and monitoring. *Water Resources Research*, 28(11) :3029–3042.

Cité p. 152.

Martin, E., Brun, E., and Durand, Y. (1994). Sensitivity of the french alps snow cover to the variation of climatic variables. In *Annales Geophysicae*, volume 12, pages 469–477. Springer.

Cité p. 19.

Martin, E., Brun, E., and Durand, Y. (1995). Modélisation de la climatologie nivale des alpes françaises et application aux études d'impact des changements du climat. *La Houille Blanche*, (7) :88–93.

Cité p. 17.

Martin, E. and Etchevers, P. (2005). Impact of climatic changes on snow cover and snow hydrology in the french alps. In *Global change and mountain regions*, pages 235–242. Springer.

Cité pp. 17, 42, 204, and 230.

Masson, V., Champeaux, J., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9) :1261–1282.

Cité pp. 88 and 139.

Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., and Richard, D. (2003). Erosion quantification in the small marly experimental catchments of draix (alpes de haute provence, france). calibration of the etc rainfall–runoff–erosion model. *Catena*, 50(2) :527–548.

Cité p. 36.

Maurer, E. P. (2007). Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the sierra nevada, california, under two emissions scenarios. *Climatic Change*, 82(3-4) :309–325.

Cité p. 189.

May, W. (2008). Climatic changes associated with a global '2 C-stabilization' scenario simulated by the ECHAM5/MPI-OM coupled climate model. *Climate dynamics*, 31(2-3) :283–313.

Cité p. 120.

McCarthy, G. T. (1939). Unit hydrograph and flood routing.

Cité p. 268.

McDonnell, J. J., Freer, J., Hooper, R., Kendall, C., Burns, D., Beven, K., and Peters, J. (1996). New method developed for studying flow on hillslopes. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 77(47) :465–472.

Cité p. 271.

Merritt, W. S., Alila, Y., Barton, M., Taylor, B., Cohen, S., and Neilsen, D. (2006). Hydrologic response to scenarios of climate change in sub watersheds of the okanagan basin, british columbia. *Journal of Hydrology*, 326(1) :79–108.

Cité p. 189.

Mezghani, A. and Hingray, B. (2009). A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables over complex terrain : Development and multi-scale validation for the upper rhone river basin. *Journal of Hydrology*, 377(3) :245–260.

Cité pp. 121 and 123.

Michel, C. et al. (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, (2) :113–122.

Cité p. 160.

Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J. C., Lang, H., Parmet, B. W., Schädler, B., Schulla, J., and Wilke, K. (2001). Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the rhine basin. *Climatic change*, 49(1-2) :105–128.

Cité p. 17.

Mielke, A. and Roubícek, T. (2003). A rate-independent model for inelastic behavior of shape-memory alloys. *Multiscale Modeling & Simulation*, 1(4) :571–597.

Cité p. 137.

Milliman, J., Farnsworth, K., Jones, P., Xu, K., and Smith, L. (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Global and planetary change*, 62(3) :187–194.

Cité p. 14.

Milly, P., Julio, B., Malin, F., Robert, M., Zbigniew, W., Dennis, P., and Ronald, J. (2007). Stationarity is dead. *Ground Water News & Views*, 4(1) :6–8.

Cité p. 157.

Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F. W., and Hegerl, G. C. (2011). Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470(7334) :378–381.

Cité p. 14.

Minder, J. R., Mote, P. W., and Lundquist, J. D. (2010). Surface temperature lapse rates over complex terrain : Lessons from the cascade mountains. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 115(D14).

Cité pp. 110 and 116.

Minville, M., Brissette, F., and Leconte, R. (2008). Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed. *Journal of hydrology*, 358(1) :70–83.

Cité pp. 25, 26, and 189.

Moatar, F., Ducharne, A., Thiéry, D., Bustillo, V., Sauquet, É., Vidal, J.-P., et al. (2010). La loire à l'épreuve du changement climatique. *Géosciences*, 12 :78–87.

Cité pp. 17, 157, 189, and 204.

Monteil, C. (2011). *Estimation de la contribution des principaux aquifères du bassin versant de la Loire au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage*. PhD thesis, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Cité p. 17.

Monteith, J. et al. (1965). Evaporation and environment. In *Symp. Soc. Exp. Biol*, volume 19, page 4.

Cité pp. 103 and 266.

Moore, R. and Owens, I. (1984). Modelling alpine snow accumulation and ablation using daily climate observations. *Journal of Hydrology (NZ)*, 23(2) :73–83.

Cité p. 130.

Morin, G., Couillard, D., Cluis, D., Jones, H. G., and Gauthier, J.-M. (1986). Modélisation des solides dissous en rivière à l'aide des composantes de l'écoulement. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 13(2) :196–202.

Cité p. 160.

Morin, G., Nzakimuena, T.-J., and Sochanski, W. (1994). Prévision des températures de l'eau en rivières à l'aide d'un modèle conceptuel : le cas de la rivière moisie. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 21(1) :63–75.

Cité p. 160.

Morin, G., Singh, V., Frevert, D., et al. (2002). Cequeau hydrological model. *Mathematical models of large watershed hydrology*, pages 507–576.

Cité p. 159.

Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., et al. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282) :747–756.

Cité p. 119.

Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water resources research*, 12(3) :513–522.

Cité p. 77.

Musy, A. and Higy, C. (2004). *Hydrologie : Une science de la nature*, volume 1. PPUR presses polytechniques.

Cité p. 103.

Musy, A. and Soutter, M. (1991). *Physique du sol*, volume 6. PPUR presses polytechniques.

Cité p. 196.

Nakicenovic, N. and Swart, R. (2000). Special report on emissions scenarios. *Special Report on Emissions Scenarios, Edited by Nebojsa Nakicenovic and Robert Swart, pp. 612. ISBN 0521804930. Cambridge, UK : Cambridge University Press, July 2000.*, 1.

Cité pp. 117 and 119.

Ngo-Duc, T., Laval, K., Ramillien, G., Polcher, J., and Cazenave, A. (2007). Validation of the land water storage simulated by organising carbon and hydrology in dynamic ecosystems (orchidee) with gravity recovery and climate experiment (grace) data. *Water resources research*, 43(4).

Cité p. 75.

Ngo-Duc, T., Polcher, J., and Laval, K. (2005). A 53-year forcing data set for land surface models. *J. Geophys. Res*, 110 :D06116.

Cité pp. 94, 96, and 143.

Niu, G. and Yang, Z. (2007). An observation-based formulation of snow cover fraction and its evaluation over large north american river basins. *Journal of Geophysical Research*, 112(D21) :D21101.

Cité p. 133.

Nofal, S. (2009). Etude hydrogéologique à la confluence rhne-durance. Master's thesis, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Cité p. 39.

Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The isba land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1) :145–159.

Cité p. 160.

Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3) :536–549.

Cité p. 160.

Obled, C. and Zin, I. (2004). TOPMODEL : principes de fonctionnement et application. *Houille blanche*, (1).

Cité pp. 56, 71, and 276.

Oki, T. and Kanae, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *science*, 313(5790) :1068–1072.

Cité p. 3.

Oreskes, N. and Conway, E. M. (2010). *Les marchands de doute*. Bloomsbury Press.

Cité p. 224.

Ottlé, C., Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., Noilhan, J., Martin, E., Ledoux, E., Leblois, E., Sauquet, E., Amraoui, N., et al. (2001). Hydro-meteorological modelling of the rhône basin : general presentation and objectives. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26(5) :443–453.

Cité pp. 17, 204, and 230.

Pall, P., Aina, T., Stone, D. A., Stott, P. A., Nozawa, T., Hilberts, A. G., Lohmann, D., and Allen, M. R. (2011). Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in england and wales in autumn 2000. *Nature*, 470(7334) :382–385.

Cité p. 14.

Paquet, E. (2004). Evolution du modèle hydrologique mordor : modélisation du stock nival à différentes altitudes. *La Houille Blanche*, (2) :75–82.

Cité p. 159.

Parajka, J., Blöschl, G., et al. (2006). Validation of MODIS snow cover images over Austria. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions Discussions*, 3(4) :1569–1601.

Cité p. 135.

Pardé, M. (1925). Le régime du rhône. *Revue de géographie alpine*, 13(3) :459–547.

Cité p. 39.

Pardé, M. (1955). *Fleuves et Rivières*. Paris.

Cité p. 18.

Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1) :275–289.

Cité pp. 159 and 160.

Peters, N. E., Freer, J., and Beven, K. (2003). Modelling hydrologic responses in a small forested catchment (panola mountain, georgia, usa) : a comparison of the original and a new dynamic topmodel. *Hydrological Processes*, 17(2) :345–362.

Cité p. 271.

Peyre, M. (1927). Les irrigations de la Basse Durance. In *Annales de Géographie*, volume 36, pages 40–57. Société de géographie.

Cité p. 39.

Picouet, C. (2012). Partie 3 : Comparaison des données SWE (observations au sol) et SCA (MODIS) au droit des NRC. Technical report, EDF-DTG.

Cité p. 135.

Pitman, A. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23(5) :479–510.

Cité p. 21.

Pollacco, J. A., Mohanty, B. P., and Efstratiadis, A. (2013). Weighted objective function selector algorithm for parameter estimation of svat models with remote sensing data. *Water Resources Research*, 49(10) :6959–6978.

Cité p. 175.

Pomeroy, J., Gray, D., Shook, K., Toth, B., Essery, R., Pietroniro, A., and Hedstrom, N. (1998). An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes*, 12(15) :2339–2367.

Cité pp. 133 and 152.

Poulin, A., Brissette, F., Leconte, R., Arsenault, R., and Malo, J.-S. (2011). Uncertainty of hydrological modelling in climate change impact studies in a canadian, snow-dominated river basin. *Journal of hydrology*, 409(3) :626–636.

Cité pp. 26, 27, 189, 208, and 222.

Quinn, P., Beven, K., and Lamb, R. (1995). The in (a/tan/β) index : How to calculate it and how to use it within the topmodel framework. *Hydrological processes*, 9(2) :161–182.

Cité p. 86.

Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1) :92–107.

Cité pp. 95, 96, 142, and 143.

Quintana Seguí, P., Ribes, A., Martin, E., Habets, F., and Boé, J. (2010). Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of mediterranean basins. *Journal of Hydrology*, 383(1) :111–124.

Cité pp. 17, 221, and 223.

Radanovics, S., Vidal, J.-P., Sauquet, E., Daoud, A. B., and Bontron, G. (2013). Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 10(4).

Cité p. 122.

Rebetez, M., Mayer, H., Dupont, O., Schindler, D., Gartner, K., Kropp, J. P., and Menzel, A. (2006). Heat and drought 2003 in Europe : a climate synthesis. *Annals of Forest Science*, 63(6) :569–577.

Cité p. 193.

Reed, P. and Devireddy, V. (2004). *Groundwater monitoring design : A case study combining epsilon-dominance archiving and automatic parameterization for the NSGA-II*. World Scientific, New York.

Cité p. 176.

Reichle, R., Koster, R., De Lannoy, G., Forman, B., Liu, Q., Mahanama, S., and Touré, A. (2011). Assessment and enhancement of MERRA land surface hydrology estimates. *Journal of Climate*, 24(24) :6322–6338.

Cité p. 148.

Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5) :318–333.

Cité p. 77.

Riggs, G. A., Hall, D. K., and Salomonson, V. V. (2006). MODIS snow products users' guide to Collection 5. *NASA GSFC*.

Cité p. 135.

Roe, G. H. (2005). Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33 :645–671.

Cité p. 17.

Roebber, P. J. and Bosart, L. F. (1998). The sensitivity of precipitation to circulation details. part i : An analysis of regional analogs. *Monthly weather review*, 126(2).

Cité p. 124.

Roesch, A., Wild, M., Gilgen, H., and Ohmura, A. (2001). A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM. *Climate dynamics*, 17(12) :933–946.

Cité p. 133.

Rolland, C. (2003). Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in alpine regions. *Journal of Climate*, 16(7).

Cité p. 110.

Rosenzweig, C., Karoly, D., Vicarelli, M., Neofotis, P., Wu, Q., Casassa, G., Menzel, A., Root, T. L., Estrella, N., Seguin, B., et al. (2008). Attributing physical and biological impacts to anthropogenic climate change. *Nature*, 453(7193) :353–357.

Cité p. 10.

Rosolem, R., Gupta, H. V., Shuttleworth, W. J., Gonçalves, L. G. G., and Zeng, X. (2012). Towards a comprehensive approach to parameter estimation in land surface parameterization schemes. *Hydrological Processes*.

Cité p. 175.

Rutter, N., Essery, R., Pomeroy, J., Altimir, N., Andreadis, K., Baker, I., Barr, A., Bartlett, P., Boone, A., Deng, H., et al. (2009). Evaluation of forest snow processes models (snowmip2). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 114(D6).

Cité p. 154.

Salas-Mélia, D., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Gueremy, J., Marquet, P., Planton, S., Royer, J., and Tyteca, S. (2005). Description and validation of the cnrm-cm3 global coupled model. *Clim Dyn (in review)*.

Cité p. 120.

Santer, B. D., Wigley, T. M., Simmons, A. J., Kållberg, P. W., Kelly, G. A., Uppala, S. M., Ammann, C., Boyle, J. S., Brüggemann, W., Doutriaux, C., et al. (2004). Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 109(D21).

Cité p. 10.

Satterlund, D. R. (1979). An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resources Research*, 15(6) :1649–1650.

Cité p. 266.

Saulnier, G., Obled, C., and Beven, K. (1997). Analytical compensation between dtm grid resolution and effective values of staurated hydraulic conductivity within the topmodel framework. *Hydrological processes*, 11(9) :1331–1346.

Cité p. 72.

Sauquet, E., Dupeyrat, A., Hendrickx, F., Labedade, R., Samie, R., VIDAL, J., Perrin, C., Boudhraa, H., and Gaëckler, M. (2009). Impacts anthropiques et étiages de la garonne à l'horizon 2030. In *Actes du 'Colloque 193 SHF : Etiages, Sécheresses, Canicules rares et leurs impacts sur les usages de l'eau', Lyon, France,*.

Cité pp. 17 and 189.

Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M., and Musy, A. (2005). A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 2(1).

Cité p. 3.

Schulz, O., De Jong, C., et al. (2004). Snowmelt and sublimation : field experiments and modelling in the high atlas mountains of morocco. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(6) :1076–1089.

Cité p. 18.

Seguin, J. and Mardhel, V. (2012). Référentiel hydrogéologique françcais bd lisa (version beta). présentation du référentiel. pincipe de construction de mise en oeuvre. rapport final. Technical report, BRGM.

Cité p. 36.

Sellers, P., Randall, D., Collatz, G., Berry, J., Field, C., Dazlich, D., Zhang, C., Collelo, G., and Bounoua, L. (1996). A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I : Model formulation. *Journal of Climate*, 9(4) :676–705.

Cité p. 133.

Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M., and Schär, C. (2006). Land–atmosphere coupling and climate change in europe. *Nature*, 443(7108) :205–209.

Cité p. 121.

Shafer, P. E. and Fuelberg, H. E. (2008). A Perfect Prognosis Scheme for Forecasting Warm-Season Lightning over Florida. *Monthly Weather Review*, 136(6).

Cité p. 122.

Sheffield, J., Goteti, G., and Wood, E. (2006). Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*, 19(13) :3088–3111.

Cité p. 142.

Sheffield, J., Ziegler, A. D., Wood, E. F., and Chen, Y. (2004). Correction of the high-latitude rain day anomaly in the ncep-ncar reanalysis for land surface hydrological modeling. *Journal of climate*, 17(19) :3814–3828.

Cité pp. 94, 95, 96, and 102.

Sitch, S., Smith, B., Prentice, I. C., Arneth, A., Bondeau, A., Cramer, W., Kaplan, J., Levis, S., Lucht, W., Sykes, M., et al. (2003). Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the lpj dynamic global vegetation model. *Global Change Biology*, 9(2) :161–185.

Cité p. 75.

Sivapalan, M., Beven, K., and Wood, E. F. (1987). On hydrologic similarity : 2. a scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*, 23(12) :2266–2278.

Cité p. 86.

Slater, A., Schlosser, C., Desborough, C., Pitman, A., Henderson-Sellers, A., Robock, A., Vinnikov, K., Entin, J., Mitchell, K., Chen, F., et al. (2001). The representation of snow in land surface schemes : Results from PILPS 2 (d). *Journal of Hydrometeorology*, 2(1) :7–25.

Cité pp. 3, 26, and 133.

Soden, B. J., Wetherald, R. T., Stenchikov, G. L., and Robock, A. (2002). Global cooling after the eruption of mount pinatubo : A test of climate feedback by water vapor. *Science*, 296(5568) :727–730.

Cité p. 124.

Sorooshian, S., AghaKouchak, A., Arkin, P., Eylander, J., Foufoula-Georgiou, E., Harmon, R., Hendrickx, J. M., Imam, B., Kuligowski, R., Skahill, B., et al. (2011). Advanced concepts on remote sensing of precipitation at multiple scales. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(10) :1353–1357.

Cité p. 232.

Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L., Van Lanen, H., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M., and Jódar, J. (2010). Streamflow trends in europe : evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7(4) :5769–5804.

Cité p. 14.

Stamati, K. (2013). What can we say about hydrological modelling uncertainties from the comparison of two models in the durance watershed ? Master's thesis, UPMC, Paris 6.

Cité pp. 90 and 169.

Stieglitz, M., Ducharne, A., Koster, R., and Suarez, M. (2001). The impact of detailed snow physics on the simulation of snow cover and subsurface thermodynamics at continental scales. *Journal of Hydrometeorology*, 2(3) :228–242.

Cité pp. 3, 4, 49, 129, 133, 139, and 140.

Stott, P. A., Gillett, N. P., Hegerl, G. C., Karoly, D. J., Stone, D. A., Zhang, X., and Zwiers, F. (2010). Detection and attribution of climate change : a regional perspective. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 1(2) :192–211.

Cité p. 10.

Strasser, U., Bernhardt, M., Weber, M., Liston, G., Mauser, W., et al. (2008). Is snow sublimation important in the alpine water balance ? *The Cryosphere*, 2(1) :53–66.

Cité p. 154.

Swenson, S. and Lawrence, D. (2012). A new fractional snow-covered area parameterization for the community land model and its effect on the surface energy balance. *Journal of Geophysical Research*, 117(D21) :D21107.

Cité pp. 130, 133, 134, and 152.

Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 106(D7) :7183–7192.

Cité pp. 150 and 323.

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2012). An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4).

Cité p. 24.

Terray, L. and Boé, J. (2013). Quantifying 21st-century france climate change and related uncertainties. *Comptes Rendus Geoscience*, 345(3) :136–149.

Cité pp. 23 and 190.

Teuling, A., Seneviratne, S., Williams, C., and Troch, P. (2006). Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 33(23).

Cité p. 26.

Teweles, S. and Wobus, H. (1954). Verification of prognostic charts. *Bull. Am. Met. Soc*, 35 :455–63.

Cité p. 122.

Thierion, C. (2011). *Modélisation du fonctionnement de l'aquifère alluvial du fossé rhénan supérieur, vulnérabilité sous l'impact du changement climatique*. PhD thesis, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Cité p. 17.

Thirel, G. (2014). Communication personnelle.

Cité pp. 280 and 327.

Tilmant, F. Cipriani, T. B. F. S. E. B. I. L. E. e. G. I. (2013). Modélisation hydrologique distribuées du rhône. Technical report, IRSTEA.

Cité p. 160.

Tobin, C., Rinaldo, A., and Schaefli, B. (2012). Snowfall limit forecasts and hydrological modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 13(5).

Cité p. 3.

Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., and Kiehl, J. (2009). Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3).

Cité pp. 11 and 319.

Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., and Fasullo, J. (2007). Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4).

Cité pp. 12 and 319.

Valery, A. (2010). *Modélisation précipitations–débit sous influence nivale. Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants*. PhD thesis, Thèse de Doctorat, AgroParisTech (Paris), Cemagref (Antony).

Cité pp. 3, 95, and 160.

Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5) :892–898.

Cité p. 77.

Vannier, O. et Braud, I. (2010). Calcul d'une évapotranspiration potentielle (ETP) spatialisée pour la modélisation hydrologique à partir des données de la réanalyse SAFRAN de Météo-France. Technical report, LTHE, Cemagref.

Cité pp. 103 and 266.

Vergnes, J.-P. (2012). *Développement d'une modélisation hydrologique incluant la représentation des aquifères : évaluation sur la France et à l'échelle globale*. PhD thesis, INPT.

Cité p. 22.

Verseghy, D. (1991). CLASS A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 11(2) :111–133.

Cité p. 133.

Vidal, J.-P. and Hingray, B. (2013). Sub-sampling ensembles of downscaled climate projections. In *12th International Meeting on Statistical Climatology - Program & abstract*, pages 126–127. IMSC.

Cité p. 124.

Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyroux, J.-M. (2009). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the SAFRAN system. *International Journal of Climatology*, 30(11) :1627–1644.

Cité pp. 95 and 142.

Viovy, N. (1996). Interannuality and CO2 sensitivity of the SECHIBA-BGC coupled SVAT-BGC model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21(5) :489–497.

Cité p. 75.

Viviroli, D., Archer, D., Buytaert, W., Fowler, H., Greenwood, G., Hamlet, A., Huang, Y., Koboltschnig, G., Litaor, M., Lopez-Moreno, J., et al. (2011). Climate change and mountain water resources : Overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrology & Earth System Sciences*, 15(2).

Cité p. 204.

Viviroli, D., Dürr, H. H., Messerli, B., Meybeck, M., and Weingartner, R. (2007). Mountains of the world, water towers for humanity : Typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research*, 43(7).

Cité p. 17.

Viviroli, D. and Weingartner, R. (2008). 'water towers' - a global view of the hydrological importance of mountains. In *Mountains : Sources of Water, Sources of Knowledge*, pages 15–20. Springer.

Cité p. 17.

Von Storch, H. and Zwiers, F. W. (2001). *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press.

Cité p. 220.

Vörösmarty, C. J., Green, P., Salisbury, J., and Lammers, R. B. (2000). Global water resources : vulnerability from climate change and population growth. *science*, 289(5477) :284.

Cité p. 233.

Vose, R. S., Easterling, D. R., and Gleason, B. (2005). Maximum and minimum temperature trends for the globe : An update through 2004. *Geophysical Research Letters*, 32(23).

Cité p. 108.

Wang, T. (2012). *Développement et évaluation du modèle de surface ORCHIDEE : apport pour la simulation des cycles de l'eau et du carbone aux hautes latitudes*. PhD thesis, UNIVERSITE DE VERSAILLES SAINT-QUENTIN-EN-YVELINES.

Cité pp. 3, 18, 81, 133, and 165.

Wang, T., Ottlé, C., Boone, A., Ciais, P., Brun, E., Morin, S., Krinner, G., Piao, S., and Peng, S. (2013). Evaluation of an improved intermediate complexity snow scheme in the orchidee land surface model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(12) :6064–6079.

Cité pp. 165 and 169.

Warner, R. F. (2000). Gross channel changes along the durance river, southern france, over the last 100 years using cartographic data. *Regulated rivers : research & management*, 16(2) :141–157.

Cité p. 31.

Warner, R. F. (2013). Environmental flows in two highly regulated rivers : the hawkesbury nepean in australia and the durance in france. *Water and Environment Journal*.

Cité p. 93.

Weedon, G., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W., Blyth, E., Österle, H., Adam, J., Bellouin, N., Boucher, O., and Best, M. (2011). Creation of the watch forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5) :823–848.

Cité p. 143.

Wilby, R. L. (2005). Uncertainty in water resource model parameters used for climate change impact assessment. *Hydrological Processes*, 19(16) :3201–3219.

Cité pp. 25, 27, 208, and 223.

Wilby, R. L. and Harris, I. (2006). A framework for assessing uncertainties in climate change impacts : Low-flow scenarios for the river thames, uk. *Water Resources Research*, 42(2).

Cité p. 25.

Wilson, M. and Henderson-Sellers, A. (1985). A global archive of land cover and soils data for use in general circulation climate models. *Journal of Climatology*, 5(2) :119–143.

Cité p. 90.

Yang, Z.-L., Dickinson, R. E., Robock, A., and Vinnikov, K. Y. (1997). Validation of the snow submodel of the biosphere-atmosphere transfer scheme with russian snow cover and meteorological observational data. *Journal of climate*, 10(2) :353–373.

Cité p. 133.

Zhang, X., Zwiers, F. W., Hegerl, G. C., Lambert, F. H., Gillett, N. P., Solomon, S., Stott, P. A., and Nozawa, T. (2007). Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, 448(7152) :461–465.

Cité p. 14.

Zhao, M. and Dirmeyer, P. (2003). *Production and analysis of GSWP-2 near-surface meteorology data sets*, volume 159. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies.

Cité p. 94.

Zhao, Y. (2007). Modélisation de la transformation des écoulements en débits dans le bassin de la seine. Master's thesis, UPMC.

Cité pp. 91 and 268.

A Compléments de calculs

A.1 Les « pré-calculs » de CLSM

Les « pré-calculs » du modèle CLSM sont une des particularités de ce modèle. Le parti pris est de déterminer au début de la simulation des fonctions empiriques dépendant des caractéristiques du milieu considéré afin d'économiser du temps de calcul. Ces fonctions empiriques décrivent en particulier l'influence de la topographie sur le débit de base, la distribution horizontale de l'humidité du sol et les transferts d'eau entre la zone racinaire et la zone saturée.

A.1.1 Relation entre M_D et $\overline{z_D}$

La relation entre M_D et $\overline{z_D}$ a été approchée numériquement par Ducharne et al. (2000) à partir de 50 valeurs théoriques de hauteurs de nappe. Les paramètres A et B sont calculés préalablement à la simulation en supposant deux niveaux de nappes $\overline{z_d} = 0$ m et $\overline{z_d} = 2.5$ m. A partir de ces deux niveaux de nappe et de l'intégration latérale des équations 3.3 et 3.5, les déficits d'humidités du bassin sont obtenus. Il suffit alors de résoudre un système de deux équations à deux inconnues pour obtenir les valeurs de A et B. Cette méthode permet d'obtenir M_D à l'aide d'une fonction simple plutôt que de résoudre à chaque pas de temps un grand nombre de calculs.

A.1.2 Humidité dans la zone racinaire en fonction de $\overline{z_D}$

L'humidité locale dans la zone racinaire, w_{RZ} est calculée à l'équilibre en intégrant l'équation 3.5 entre la surface et la profondeur racinaire, z_{RZ} :

$$w_{RZ} = \int_{z=0}^{z=z_{RZ}} w(z)\,dz \tag{A.1}$$

De nouveau, l'équation 3.5 permet d'exprimer cette humidité en fonction de la profondeur moyenne de la nappe, $\overline{z_D}$. Cependant, la non-linéarité de l'équation 3.5 ne permet pas d'obtenir une relation simple entre l'humidité racinaire et la profondeur

moyenne de nappe ou le déficit d'humidité du bassin. Sa distribution horizontale au sein du bassin est donc approchée par une loi exponentielle à deux paramètres (Ducharne et al., 2000) :

$$f(w_{RZ}) = c^2(w_{RZ} - w_0)\exp^{-c(w_{RZ}-w_0)} \quad c, w_0 > 0 \tag{A.2}$$

où w_0 est la valeur minimum de la distribution et c est un paramètre de forme de la loi exponentielle. Ces deux paramètres, w_0 et c sont paramétrés en fonction du catchment deficit M_D et de la distribution statistique des indices topographiques sur le bassin.

A.1.3 Calcul de τ_1

L'expression empirique de τ_1 est approchée numériquement et préalablement à une simulation selon les étapes suivantes :

1. Considérons une colonne de ZNS subdivisée en 100 couches d'égales épaisseurs pour une profondeur de nappe, z_D, et un excès racinaire, M_{RZ} donnés [1]. L'équation de Richards est résolue sur cette colonne de sol au pas de temps 30 secondes sur une journée afin d'obtenir le transfert d'humidité de la couche racinaire local, δm_{RZ}, sur 24 heures.
2. Réitérons cette opération en utilisant un grand nombre d'excès racinaire (40) et de niveau de nappe (400) afin d'obtenir un ensemble de δm_{RZ} (40*400) locaux journalier fonction de ces deux variables.
3. Les transferts racinaires locaux d'humidité sont ensuite intégrés latéralement à l'échelle du BVE pour différentes profondeur moyenne de nappe, $\overline{z_D}$ en s'appuyant sur l'équation 3.3 [2]. Ceci est possible car M_{RZ} est supposé constant pour la totalité du BVE. Le déficit en en eau du bassin étant directement relié à la profondeur de nappe moyenne à partir de l'équation 3.6, on obtient alors un ensemble de valeurs de transfert d'humidité racinaire globaux, ΔM_{RZ} journalier en fonction de l'excès racinaire M_{RZ} et du déficit d'humidité M_D.
4. la dernière étape consiste à inverser l'équation 3.8 afin d'obtenir un ensemble de temps caractéristiques τ_1 dépendant de M_{RZ} et M_D.

A partir de cet ensemble de valeurs de τ_1, Ducharne et al. (2000) montre que l'expression de τ_1 peut être approchée sous la forme suivante :

$$\tau_1 = \exp(a_{\tau_1} + b_{\tau_1} M_D) \tag{A.3}$$

où les paramètres a_{τ_1} et b_{τ_1} dépendent de deux valeurs seuils d'excès racinaire. Si $M_{RZ} < 0.01\phi z_{rz}$, où ϕ est la porosité de la zone racinaire, un jeu de valeurs est attribué aux paramètres $a_{\tau 1}$ et $b_{\tau 1}$. Si $M_{RZ} > 0.01\phi z_{rz}$ alors un autre jeu de valeur est attribué à ces deux paramètres. Pour les valeurs intermédiaires de M_{RZ}, les valeurs des paramètres a_{τ_1} et b_{τ_1} sont interpolés linéairement entre les deux jeux de valeurs. L'intérêt de raisonner ainsi, par l'intermédiaire de la fonction τ_1 est de réduire le temps de calcul du modèle en évitant de résoudre les équations de Richards à chaque pas de temps.

1. La profondeur de nappe varie entre 1 et 5 mètres.
2. Rappel : on associe une distribution de la profondeur de nappe à une profondeur moyenne à partir de la distribution des indices topographiques.

A.1.4 Calcul de τ_2

L'expression de τ_2 est approchée suivant le même protocole que pour τ_1 mais en résolvant les équations de Richards sur une colonne de sol de 1 mètre subdivisée en fines couches de 1 cm au pas de temps d'une seconde sur 30 minutes. τ_2 s'exprime alors de la façon suivante :

$$\tau_2 = \frac{a_{\tau_2}}{\left(M_{RZ} + b_{\tau_2} M_{SE}\right)^3}, \tag{A.4}$$

où a_{τ_2} et b_{τ_2} dépendent uniquement des propriétés du sol.

A.2 Compléments sur la construction de DuO

A.2.1 Cas où P_{SAF} mensuel est nul

Bien que les cas où le cumul mensuel de précipitations fournis par SAFRAN est nul et celui de SPAZM ne l'est pas soient rares. Nous avons choisi de les prendre en compte. Ces situations sont définies par un couple { mailles SPAZM - mois} et sont illustrées sur la figure A.1. Une méthode automatique a été implémentée pour gérer ces situations. Elle consiste à créer une année « type » au pas de temps horaire constituée de la grille « SAFRAN » de précipitations (346 mailles au pas de temps horaire). Afin de construire cette année type, les cumuls mensuels de précipitations SAFRAN moyennés sur l'ensemble des mailles du bassin ont d'abord été considérées. A partir de cette série obtenue de 552 valeurs (une valeur de précipitations par mois pour l'ensemble de la période de 46 ans et pour l'ensemble du bassin), les valeurs médianes de chacun des mois ont été calculées sur l'ensemble de la période et le mois ayant un cumul mensuel de précipitation le plus proche de la valeur médiane a ensuite été sélectionné.

Une fois cette première étape effectuée, la structure spatiale et temporelle des données SAFRAN des mois sélectionnés est conservée et juxtaposée les unes aux autres afin de former une année type. Cette année type est ainsi constituée des données SAFRAN du mois de janvier 2003, février 2004, mars 1993, avril 1962, mai 1973, juin 1973, juillet 1966, août 2004, septembre 1963, octobre 1971, novembre 1986 et décembre 2005. Cette méthode n'est pas optimale mais elle nous permet de prendre en compte les précipitations importantes indiquées par SPAZM.

A.2.2 Correction de q_a et LW↓

Le rayonnement infra-rouge et l'humidité spécifique de l'air sont corrigés en fonction de la température et de l'altitude de la maille de 1km^2.

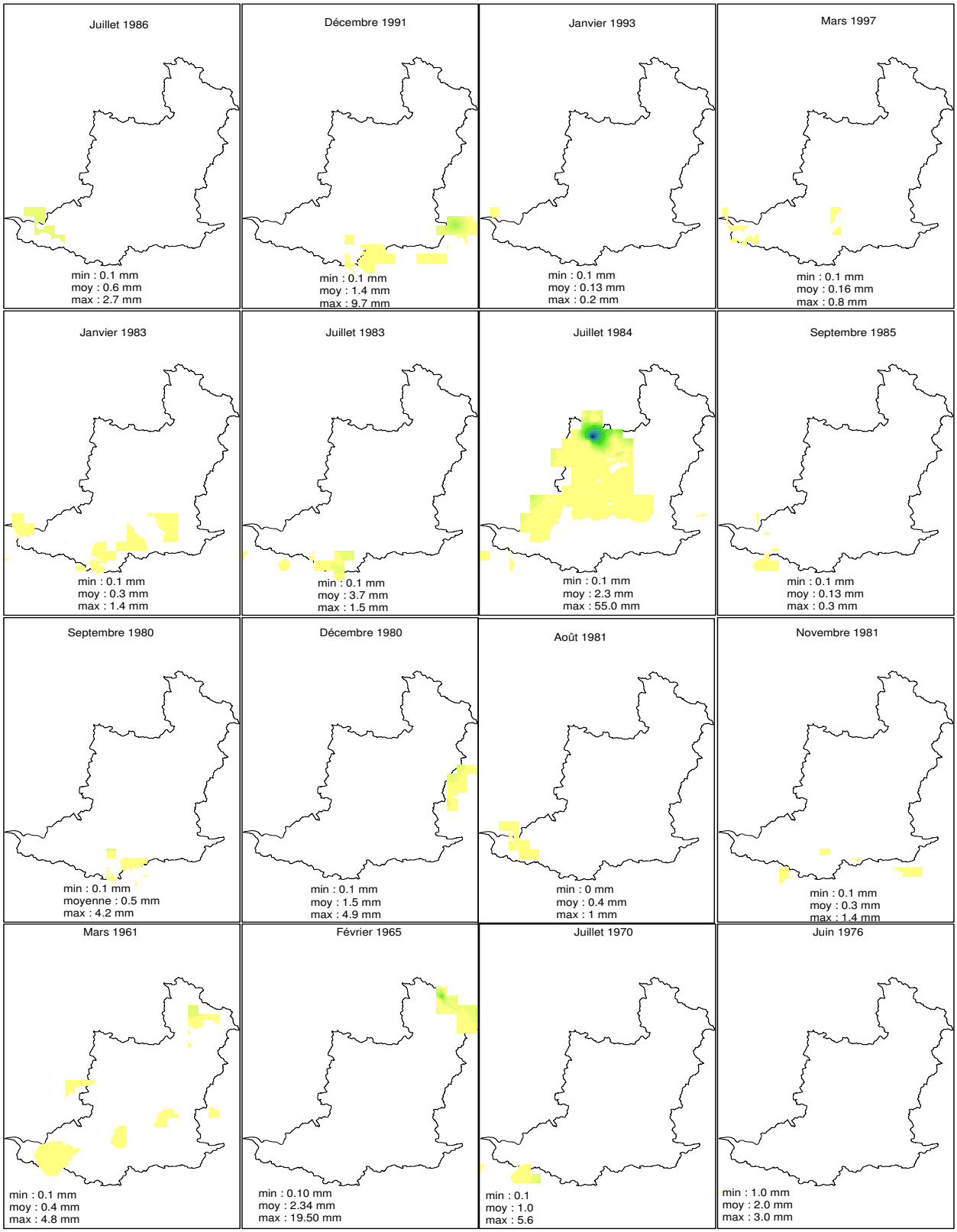


FIGURE A.1 – Cartes représentant les cumuls mensuels de précipitations non nuls issus de SPAZM en mm pour lesquels l'analyse SAFRAN indique un cumul mensuel de précipitations nul

Pression de l'air La pression de l'air doit préalablement être interpolée à 1 km^2 pour corriger le rayonnement infra-rouge incident et l'humidité spécifique de l'air. A partir de l'hypothèse hydrostatique et de la loi des gaz parfaits, la pression est calculée en fonction de l'altitude. La pression équivalente SAFRAN à l'altitude de la maille SAFRAN et celle équivalente à l'altitude de la maille SPAZM sont calculées de la manière suivante :

$$p(Z) = p_0 \exp\left(-\frac{gM_a}{RT_0}Z\right) \tag{A.5}$$

avec p la pression (Pa), p_0 la pression au niveau de la mer (Pa), Z l'altitude de la maille considérée, g la constante de gravité (m.s^{-2})), M_a la masse molaire de l'air (kg.mol^{-1}), R la constante des gaz parfaits (J.K^{-1}.mol^{-1}), T_0 une température de référence (K) prise égale à 15°C (Allen et al., 1998). L'altitude de la maille SPAZM, Z_{sp} est calculée à partir du MNT de la BD TOPO à 25 mètres (section 4.2) et celle de la maille SAFRAN Z_{sa} est l'altitude de référence à partir de laquelle les variables SAFRAN sont calculées.

Humidité spécifique La modification de l'humidité spécifique en fonction de la température est importante afin d'éviter les cas de sursaturation de l'air. L'hypothèse de départ est le maintien de l'humidité relative (%) identique sur toutes les mailles SPAZM inclus dans une maille SAFRAN, 64 km^2.

Rappel de l'équation d'humidité relative, RH :

$$RH = 100\left(\frac{q_a(Z)}{q_{sat}(Z)}\right) = cte \tag{A.6}$$

On obtient donc :

$$q_a(Z_{sp}) = \frac{q_a(Z_{sa}) \cdot q_{sat}(Z_{sp})}{q_{sat}(Z_{sa})} \tag{A.7}$$

Sachant que :

$$q_{sat}(Z) = \frac{0.622 e_s}{p(Z) - 0.378 e_s} \tag{A.8}$$

avec e_s la pression de vapeur saturante (hPa) et q_{sat}, l'humidité spécifique à saturation (g.g^{-1}).

Il existe plusieurs équations empiriques de pression de vapeur saturante, celle que nous avons utilisé est celle du rapport FAO de Allen et al. (1998).

$$e_s = 6.108 \exp\left[\frac{17.27(T_a - 273.15)}{(T_a - 273.15) + 237.3)}\right] \tag{A.9}$$

avec T_a la température de l'air en Kelvin.

Rayonnement Infrarouge Le rayonnement incident LW↓ est décrit par la loi de Stefan-Boltzmann. Brutsaert (1982) approxime cette équation pour pouvoir utiliser la température de l'air de la façon suivante :

$$\text{LW}\downarrow = \epsilon\sigma T_a^4 \tag{A.10}$$

avec ϵ, l'émissivité atmosphérique qui dépend de l'humidité de l'air et de la nébulosité, et σ la constante de Stefan-Boltzmann (W.m^{-2}.K^{-4}).

L'émissivité sous un ciel clair peut être estimée par l'équation empirique de Satterlund (1979) :

$$\epsilon_{ac} = 1.24\left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{1/7} \tag{A.11}$$

où e_a est la pression de vapeur d'eau (mb).

L'équation A.11 permet de calculer l'emissivité en ciel clair et non avec la nébulosité réelle. Nous avons pris le parti de prendre en compte cette nébulosité réelle en supposant que la variation de l'émissivité avec l'altitude est identique que le ciel soit clair ou nuageux. Cette hypothèse a pour conséquence l'équation suivante :

$$\frac{\epsilon_{ac}(Z_{sp})}{\epsilon_{ac}(Z_{sa})} = \frac{\epsilon_n(Z_{sp})}{\epsilon_n(Z_{sa})} \tag{A.12}$$

où ϵ_n est l'émissivité pour une nébulosité réelle.

Par conséquent, en combinant les équations A.10, A.11 et A.12, le rayonnement incident est formulé selon l'équation :

$$\text{LW}\downarrow(Z_{sp}) = \text{LW}\downarrow(Z_{sa})\left(\frac{q_a \cdot p(Z_{sp})T_a(Z_{sa})}{q_a \cdot p(Z_{sa})T_a(Z_{sp})}\right)^{1/7}\frac{T_s(Z_{sp})^4}{T_s(Z_{sa})^4} \tag{A.13}$$

A.2.3 Calcul de ET_0

Nous avons calculé l'ET$_0$ à partir des variables DuO horaire et à la résolution spatiale de 1 km^2. Ce calcul utilise la formule de de Penman-Monteith (Monteith et al., 1965) et est basé sur les prescriptions de la FAO, (Allen et al., 1998) d'après les recommandations de Vannier (2010) pour le calcul horaire.

L'équation de Penman-Monteith est de la forme suivante :

$$ET_0 = \frac{\Delta.(R_{net} - G) + \frac{\rho_a C_p \delta e}{r_a}}{\lambda(\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \tag{A.14}$$

avec

— R_{net}, le rayonnement net (W.m^{-2}),
— G, le flux de chaleur dans le sol (W.m^{-2}),
— ρ_a, la masse volumique de l'air à pression constante (kg.m^{-3}),

— C_p, la capacité thermique de l'air à pression constante (J.kg^{-1}.K^{-1}),
— δe, le déficit de pression de vapeur, i.e la différence entre la pression de vapeur saturante e_s et la pression de vapeur effective e_a (kPa),
— γ, la constante psychométrique exprimée en fonction de la pression atmosphérique : $\gamma = 0.000665p$ kPa.K^{-1},
— r_s la résistance de surface (s.m^{-1}),
— Δ est un fonction dépendant de la température de l'air de la forme suivante :

$$\Delta = \frac{2504 \exp\left(\frac{17.27(T_a - 273.15)}{T_a - 35.85}\right)}{(T_a - 35.85)^2} \tag{A.15}$$

Le **rayonnement net** est calculé selon l'équation suivante :

$$R_{net} = (1-\alpha)\text{SW}\downarrow + \epsilon \text{LW}\downarrow - \epsilon\sigma T_s^4 \tag{A.16}$$

en prenant $\alpha = 0.23$, l'émissivité $\epsilon = 1$ et la température de surface T_s est approximée par la température de l'air T_a selon les préconisations de la FAO (Allen et al., 1998).

En ce qui concerne le calcul des résistances, la résistance aérodynamique, r_a (cf. equation 3.22), la hauteur de rugosité du couvert de référence est fixée à $h_0 = 0.12$ m. Quant à la résistance de surface, elle est fonction de la résistance stomatale et de la surface foliaire active (c'est-à-dire participant effectivement à la transpiration) et prise égale à 70 s.m$^-$1 , valeur également préconisée par la FAO. C'est une valeur faible qui correspond à une valeur minimale puisque le couvert de référence est parfaitement alimenté en eau (stress hydrique nul).

La méthode de calcul du flux de chaleur dans le sol, G, diffère selon le pas de temps auquel on décide de calculer l'ET$_0$. La FAO (Allen et al., 1998) recommande d'affecter les valeurs suivantes à G (W.m$^-$2) pour le calcul horaire de l'ET$_0$: $G = 0,1Rn$ la journée et $G = 0,5Rn$ la nuit.

On considère dans l'expression de l'évapotranspiration potentielle deux termes, l'un dit radiatif $\Delta(Rn - G)$ et l'autre dit convectif. En travaillant au pas de temps horaire, le premier terme est en général négatif la nuit. Ces valeurs négatives sont seuillées à zéro. De même, s'il y a des problèmes sur la réanalyse SAFRAN, la pression de vapeur effective peut, le cas échéant, être supérieure à la valeur à saturation, conduisant à des valeurs négatives du terme convectif. Ce terme est donc également seuillé à zéro.

A.3 Le module de routage

Dans le cadre du projet R^{2}D^2-2050, les débits journaliers sont demandés au droit des stations mentionnées dans la partie 4.3, afin de faciliter la comparaison avec les autres modèles hydrologiques, certains simulant uniquement cette variable (cf. section 6.2.1). Cependant, les modèles ORCHIDEE et CLSM simulent des lames d'eau écoulées journalières sur chaque BVE, un schéma de routage a donc été mis en place avec Maxime Turko, en stage de L3 encadré par Agnès Ducharne et moi-même, afin de transformer ces lames d'eau écoulées en débits à l'exutoire des BVE.

Ce module de routage est de type Muskingum (McCarthy, 1939) et a été élaboré pour être utilisé avec le modèle CLSM dans le bassin de la Seine lors du stage de Zhao (2007). Le couplage de ce modèle de routage avec CLSM a ensuite été validé dans le bassin de la Seine par Bellier (2008). Le principe général et les équations mises en jeu sont rapidement rappelées. La mise en place de ce module dans le bassin de la Durance ainsi que le calage des paramètres sont ensuite détaillés.

A.3.1 Equations utilisées

Le modèle de routage utilisé est de type Muskingum. Il se base sur le principe de conservation de la masse pour le bief considéré : la différence entre le flux entrant dans le bief (provenant de l'amont, $I(t)$ et latéral, $q(t)$) et le flux sortant ($Q(t)$) est égale au taux d'évolution du stockage d'eau au cours du temps.

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - Q(t) + q(t) \tag{A.17}$$

avec S le volume stocké dans un cours d'eau en m^3, I est le débit entrant dans le système considéré en m^3/s et q le débit latéral en m^3/s. Ici, les écoulements issus du bassin versant contributif, q, ont été ajoutés au flux entrant, I. L'équation de stockage A.18 du modèle de Muskingum exprime le volume d'eau stocké dans le bief en fonction des débits entrants et sortants et de deux paramètres k et X qui décrivent respectivement le temps de parcours du flux et l'atténuation du flux sortant. Cette équation est de la forme :

$$S(t) = k\,[X \cdot I(t) + (1 - X)Q(t)] \tag{A.18}$$

avec X adimensionnel, compris entre 0 et 0.5 et k en secondes.

Le modèle Muskingum est donc constitué des deux équations A.17 et A.18. La méthode numérique choisie pour intégrer ces équations différentielles dans le temps est la méthode d'Euler implicite (Zhao, 2007; Bellier, 2008). Enfin, Bellier (2008) a montré l'intérêt d'utiliser un pas de temps adaptatif dépendant de k et de X afin d'éviter des problèmes numériques pour résoudre ces équations. Le pas de temps adaptatif permet un compromis intéressant entre calcul et précision et est de la forme suivante :

$$\Delta t = k(1 - X) \tag{A.19}$$

A.3.2 Méthode d'estimation des paramètres

Le routage est réalisé sur l'ensemble des BVE de la discrétisation fine de la carte 4.1. Chaque BVE possède un jeu spécifique de paramètres k et X. Le paramètre X permet de régler l'influence des sections amont et aval sur le stockage et ainsi la déformation de l'hydrogramme opérée par le bief (Hingray et al., 2009). Si X est nul alors l'atténuation est maximale, le volume d'eau stocké ne dépend que des conditions aval. Si $X = 0.5$ alors l'hydrogramme unitaire ne subit aucune déformation lors son passage

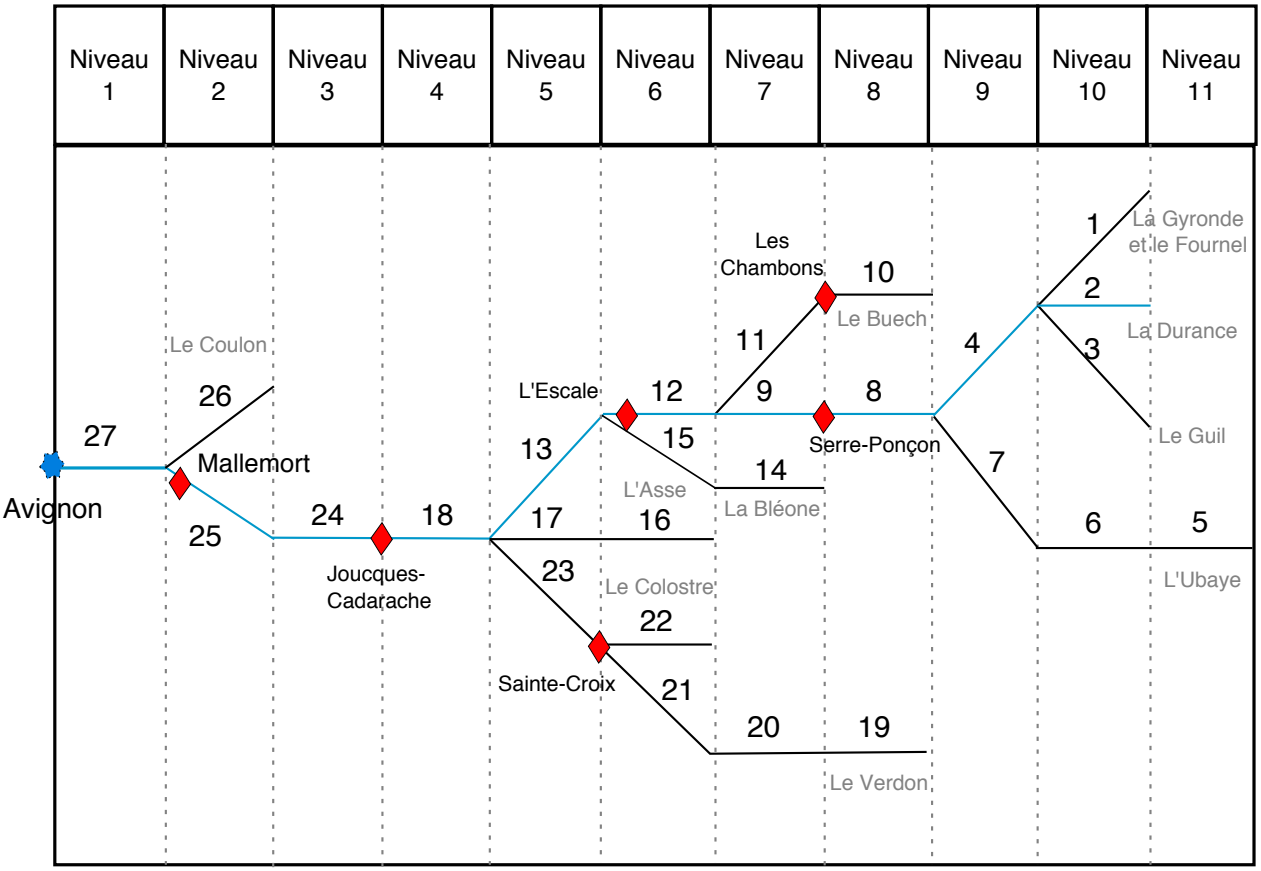


FIGURE A.2 – Conceptualisation du réseau de BVEs du bassin versant de la Durance représenté dans CLSM. Le cours d'eau principal, la Durance, est représenté en bleu, les principaux affluents sont indiqués en gris et les points de contrôle du projet R^2D^2 sont représentés par les losanges rouges.

dans le bief. Ce paramètre est supposé uniforme sur le bassin. Le paramètre k est défini par la relation suivante :

$$k = \frac{L}{ue} \tag{A.20}$$

avec L, la longueur du bief en mètres, ue, la vitesse moyenne de l'onde en m/s, supposée donc constante sur le bassin.

Le réseau hydrographique de la Durance est schématisé sur la figure A.2, les paramètres ue et X ont été calés de manière itérative sur chacun des niveaux en commençant par le niveau 1. Pour les BVE sans observations à l'exutoire, les paramètres des BVE voisins leur ont été attribués. Les critères statistiques utilisés sont le critère de Nash-Sutcliffe (équation 4.1) et le critère de Kling-Gupta (équation 4.3) sur les débits journaliers. Les paramètres ue et X ont été estimés par calage sur une simulation « type » de CLSM utilisant le jeu de paramètre θ_{REF} (tableau 3.2).

ID BVE	L [km]	ue [m/s]	k [j]	x [-]
1	27	0.05	6	0.00001
2	8	0.02	5	0.00001
3	37	0.05	9	0.00001
4	35	0.02	20	0.00001
5	10	0.03	4	0.00001
6	27	0.36	1	0.00001
7	31	0.18	2	0.00001
8	18	0.45	0	.49
9	69	0.12	7	0.12
10	20	0.01	23	0.00001
11	41	0.14	3	0.24
12	21	0.12	2	0.12
13	32	0.12	3	0.12
14	15	0.22	1	0.00001
15	46	0.42	1	0.00001
16	15	5	0	0.00001
17	40	0.08	6	0.08
18	31	0.42	1	0.00001
19	8	0.42	0	0.00001
20	45	0.42	1	0.00001
21	61	0.42	2	0.00001
22	17	0.42	0	0.00001
23	49	0.42	1	0.00001
24	25	0.42	1	0.00001
25	34	0.42	1	0.00001
26	75	0.42	2	0.00001
27	51	0.42	1	0.00001

Tableau A.1 – Paramètres de routage obtenus sur les 27 BVE de la Durance.

A.3.3 Mise en place sur la Durance et discussion

Les valeurs des paramètres du module de routage sont répertoriés dans le tableau A.1.

D'après le tableau A.1, les paramètres, k et X obtenus dans le cas de la Durance présentent des « bizarreries » vis à vis de leur signification physique. En effet, on constate que le temps de parcours, k, est plus élevé pour les bassins en altitude que pour les bassins situés en amont. D'autre part, les valeurs du paramètre X, sont très faibles dans les bassins amont, signifiant que l'onde de fonte est très atténuée. Afin de comprendre ces particularités, il est nécessaire de revenir sur la définition des écoulements de CLSM.

Les écoulements de CLSM présentent deux termes (section 3.1.5). Le premier est le débit de base, calculé à part des équations de TOPMODEL. Il représente la composante lente, circulant dans la nappe, et il réapparaît par exfiltration au niveau des

cours d'eau. Le deuxième terme est le ruissellement de surface que l'on peut supposer suffisamment rapide pour atteindre les rivières pendant un court laps de temps. Un module de routage en rivière est ensuite utile pour acheminer l'eau vers l'exutoire du bassin. Cependant, la circulation de l'eau dans les cours d'eau en Haute-Durance est très rapide et un module de routage ne devrait quasiment pas être nécessaire. En effet, le temps de parcours dans le bief est inférieur au jour (figure A.3). Les faibles valeurs des paramètres X et ue obtenues ici semble donc pallier un excès de réactivité du modèle CLSM. Deux raisons peuvent expliquer ces faibles valeurs :

— soit le transfert en versant du ruissellement est plus lent dans la réalité, du fait des fortes hétérogénéités du terrain. L'eau peut alors être stockée dans des cuvettes par exemple avant d'atteindre le cours d'eau.
— soit le débit de base de TOPMODEL est trop rapide.

Cette seconde explication est appuyée par les publications de McDonnell et al. (1996), Freer et al. (1997) et Peters et al. (2003) qui constatent que le flux de subsurface est mal simulé par TOPMODEL en zone de montagne. En effet, McDonnell et al. (1996) démontrent que c'est la surface du subtratum rocheux, à partir duquel de développe une nappe par apports de pluie ou de neige fondue, qui contrôle le mouvement de l'eau vers l'aval. Or, le substratum rocheux peut être très différent de la topographie de surface dans le cas de terrains complexes comme celui de la Haute-Durance. Les indices topographiques calculés à partir des reliefs de surface, ne sont alors plus pertinents pour la formulation du débit de base. De plus, il n'est pas impossible qu'il y ait de fortes hétérogénéité de transmissivité au sein d'un BVE, à l'origine de chemins préférentiels d'écoulement, bien que nous ayons fait en sorte de découper les BVE de manière homogènes.

A.3.4 Conclusion

Bien que le modèle de routage ne soit pas utilisé dans sa vocation première, à savoir le routage dans les cours d'eau, nous l'avons conservé par commodité dans le cadre du projet R^2D^2-2050 pour transformer les lames d'eau écoulées journalières en débits journalier. Le module de routage étant « branché » après la réalisation des simulations d'ORCHIDEE et de CLSM. Il ne vient pas déranger leur fonctionnement hydrologique. De plus, il devient transparent au pas de temps mensuel.

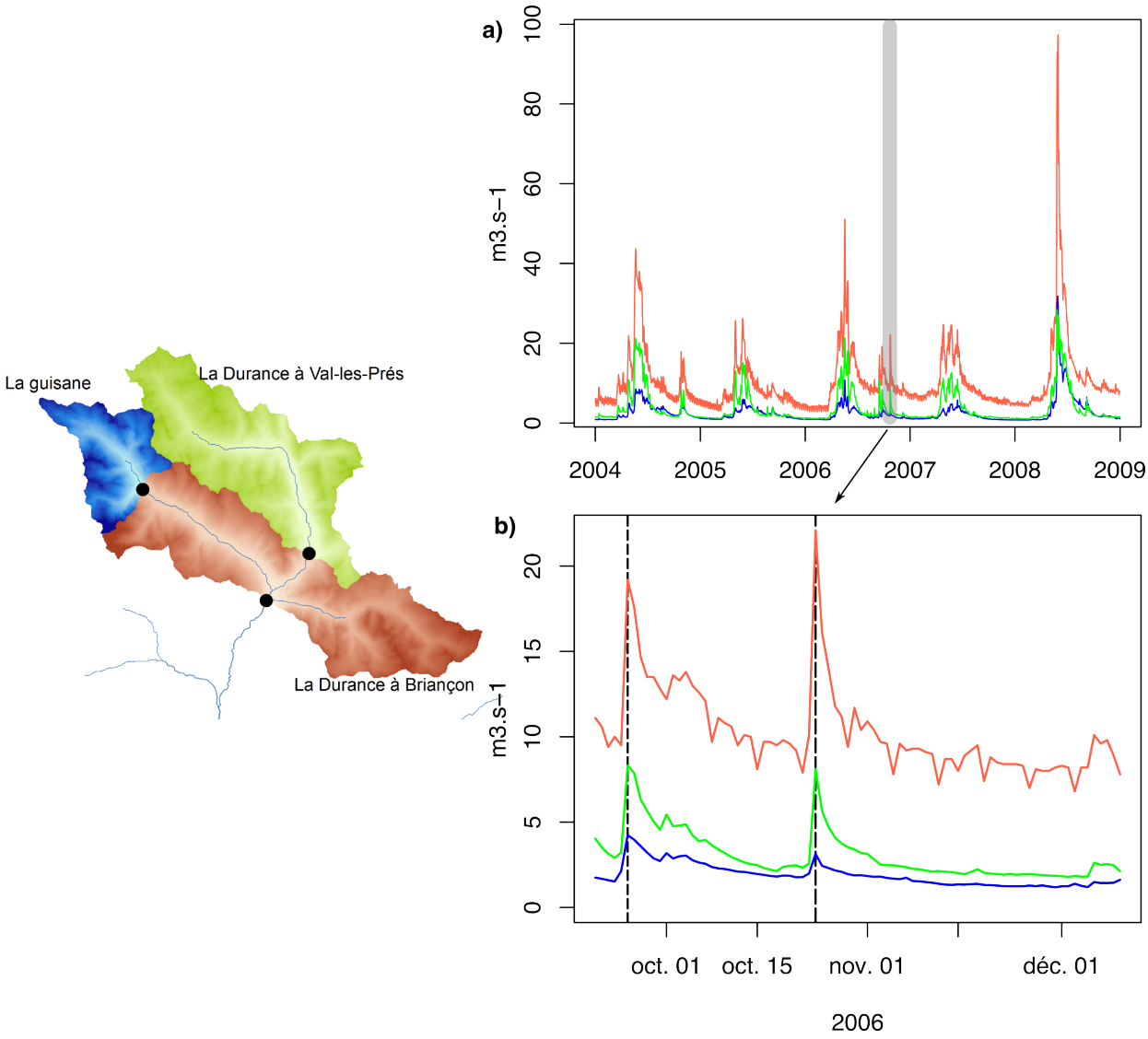


FIGURE A.3 – Chroniques de débits journaliers observés au droit des stations de la Durance à Val-les-Prés (en vert), de la Guisane aux Monêtiers les bains (en bleu) et de la Durance à Briançon (en rouge, BV1, cf. tableau 4.4). Le graphique b) est un zoom du graphique a) repéré par la partie grisée. Les oscillations hebdomadaires visibles sur les débits à Serre-Ponçon proviennent de barrage de Pont-Baldy (cf. section 4.3.

N°BVE	K_{sc} [m/s]	ν [m^{-1}]	D [m]	W_{melt} [$kg.m^{-2}$]
1	3.628e-06	0.5	3.0	400
2	3.457e-06	0.5	2.1	400
3	4.179e-04	1.0	3.0	300
4	3.251e-04	0.5	3.5	100
5	3.656e-04	1.0	3.0	500
6	3.087e-06	0.5	3.0	500
7	3.069e-06	0.5	2.2	13
8	2.956e-06	1.0	4.0	13
9	2.837e-06	1.0	3.0	13
10	2.815e-04	1.0	3.0	100
11	2.810e-04	1.0	3.0	13
12	2.871e-06	3.0	3.0	13
13	3.139e-06	1.0	3.0	13
14	2.829e-04	1.0	3.0	13
15	2.980e-04	1.0	3.0	13
16	2.810e-04	1.0	3.0	13
17	3.144e-04	1.0	3.0	13
18	3.146e-06	1.0	3.0	13
19	3.084e-06	0.7	3.0	400
20	2.931e-06	0.7	3.0	200
21	3.162e-04	0.7	4.7	13
22	3.359e-06	1.0	3.0	13
23	3.209e-06	1.0	3.0	13
24	3.101e-06	1.0	3.0	13
25	3.121e-06	1.0	3.0	13
26	2.978e-06	1.0	3.0	13
27	2.836e-06	1.0	3.0	13

Tableau A.2 – Valeur des paramètres pour le jeu de paramètres θ_{REF}

Formule	Intervalle	Détails de calcul
$NSQ = 1 - \frac{\sum(Q_o - Q_s)^2}{\sum(Q_o - \overline{Q_o})^2}$	$]-\infty, 1]$, Parfait :1	continue
$NSIQ = 1 - \frac{\sum\left(\frac{1}{Q_o+\epsilon} - \frac{1}{Q_s+\epsilon}\right)^2}{\sum\left(\frac{1}{Q_o+\epsilon} - \overline{\frac{1}{Q_o+\epsilon}}\right)^2}$	$]-\infty, 1]$, Parfait : 1	continue
$NSinterQ = 1 - \frac{\sum_{j=1}^{365}(Q_{jo} - Q_{js})^2}{\sum_{j=1}^{365}\left(Q_{jo} - \overline{Q_{jo}}\right)}$	$]-\infty, 1]$	continu
$NSFQ = 1 - \frac{\sum(f(Q_o) - f(Q_s))^2}{\sum\left(f(Q_o) - \overline{f(Q_o)}\right)}$	$]-\infty, 1]$, Parfait : 1	continu
$B = \frac{\sum Q_s}{\sum Q_o}$	$[0, +\infty[$	continu
$R = \frac{\sigma_{Q_s}}{\sigma_{Q_o}}$	$[0, +\infty[$	continu
$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (B-1)^2 + (R-1)^2}$	$]-1, +\infty[$	continu
$BE = \frac{\sum\limits_{Q_s \leq Se}(Se - Q_s)}{\sum\limits_{Q_o \leq Se}(Se - Q_o)}$	$[0, +\infty[$	discontinu
$RCVN = \frac{\overline{VCN7_s}}{\overline{VCN7_o}}$	$[0, +\infty[$	discontinu
$RQMNA5 = \frac{QMNA5_s}{QMNA5_o}$	$[0, +\infty[$	discontinu
$NE = \frac{\sum \delta_i}{n}$	$[0, +\infty[$	discontinu
$BC = \frac{\sum\limits_{Qs \geq Sc} Q_s}{\sum\limits_{Q_o \geq Sc} Q_o}$	$[0, +\infty[$	discontinu
$RCA = \frac{1}{1}$	$[0, +\infty[$	discontinu
$NSQ_{fonte} = 1 - \frac{\sum P_{fonte}(Q_o - Q_s)^2}{\sum\limits_{P_{fonte}}\left(Q_o - \overline{Q_o}\right)}$	$]-\infty, 1]$	discontinu
$B_{fonte} = \frac{\sum\limits_{P_{fonte}} Q_s}{\sum\limits_{P_{fonte}} Q_o}$	$[0, +\infty[$	discontinu

Tableau A.3

Stations	Mois de début d'année pour les crues	Mois de début d'année pour les étiages
La Durance à Espinasses [Serre-Ponçon]	3	5
Le Buech à Serres [Les Chambons]	9	5
La Durance à Oraison [Escale]	9	5
Le Verdon à Sainte-Croix-de-Verdon	9	5
La Durance à Joucques-Cadarache	9	5
La Durance à Mallemort	9	1
La Durance à Briançon	3	5
Le Guil à Montdauphin	3	5
La Durance à Embrun [la Clapière]	3	5
L'Ubaye à Barcelonnette [l'Abattoir]	3	5
L'Ubaye à Roche Rousse	3	5
Le Bes à la Clue de Péroure	9	5
L'Asse à la Clue de Chabrière	9	1
Le Verdon à Colmars	9	5
Le Verdon à Castillon	9	5

Tableau A.4 – Définition des années hydrologiques utilisées pour le calcul des indicateurs de crue et d'étiage d'après Chauveau et al. (2012)

A.4 Evaluation en temps présent

A.4.1 Le jeu de paramètres de CLSM de référence, $\theta_{\mathbf{REF}}$

A.4.2 Formulaire des critères de performances

A.5 Influence des paramètres hydro-dynamiques

Une rapide analyse de sensibilité aux paramètres hydro-dynamique a été réalisée afin de comprendre leur influence sur les simulations du modèle CLSM. La simulation de référence est celle utilisant les valeurs des paramètres par défaut, le jeu θ_0 du tableau 3.2. A partir de cette simulation de référence, on fait varier un seul paramètre et on regarde les différences de réponses du modèle sur cinq variables prognostiques : l'écoulement total, l'évaporation, la fraction stressée, la fraction saturée et le *catchment deficit*. Les différences relatives entre ces simulations et la simulation de référence sont récapitulées dans les tableaux A.5, A.6 et A.7. Les résultats sont présentés sur la Haute et la Moyenne Durance.

A.5.1 Conductivité hydraulique à saturation en surface, K_0

La perméabilité à saturation en surface intervient dans l'équation 3.2.

variables	K_{mult}	diff relatives %	
		Haute-Durance	Moyenne-Durance
Ecoulements de surface	10	3.6	8.7
et de subsurface	100	7.7	19.5
Evaporation	10	-4.4	-5.9
	100	-9.7	-13.1
Fraction stressée (ar4)	10	50.3	32.5
	100	109.5	81.6
Fraction saturée (ar1)	10	-22.4	-22.9
	100	-43.6	-46.4
Catchment deficit	10	22.8	18.1
	100	50	45.1

Tableau A.5 – Différences relatives entre les réponses hydrologiques (écoulement, évaporation) issues des simulations utilisant différentes valeurs de conductivité hydraulique à saturation en surface et celles issues de la simulation de référence. Les différences sont présentées sur la Haute et la Moyenne Durance, entre 1980 et 2009.

Globalement, l'augmentation de K_0 a tendance à faire augmenter l'écoulement total du bassin avec une diminution du ruissellement au profit de l'écoulement de subsurface. Le catchment deficit augmente et la végétation a moins accès à l'eau puisque que l'on voit dans le tableau A.5 la fraction stressée augmenter et l'évapotranspiration diminuer. Finalement, l'augmentation de K_0 facilite l'écoulement souterrain de l'eau mais pas son stockage.

A.5.2 Paramètre de décroissance exponentielle de la perméabilité

ν est le coefficient de décroissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur, il est homogène à l'inverse d'une épaisseur et donne un indice de l'épaisseur du sol où ont lieu la majorité des écoulements latéraux de TOPMODEL (Obled and Zin, 2004).

ν intervient dans le calcul de la conductivité à saturation en surface, K_0 (équation 3.23), et dans le calcul de décroissance de la perméabilité avec la profondeur (équation 3.2). La figure A.4 montre que ν affecte la perméabilité en surface et la forme de la courbe de décroissance. Si ν diminue, la conductivité hydraulique en surface diminue aussi et décroît moins vite avec la profondeur. Par conséquent, en réduisant ce paramètre ν, on favorise l'écoulement de subsurface au détriment du ruissellement.

Le tableau A.6 indique un assèchement du bassin lors d'une diminution de ν, une augmentation du catchment deficit, *i.e.* une diminution de l'humidité du sol du BVE, et de la fraction saturée.

La transmissivité du bassin à la surface est le produit de ν et de K_0, donc si on diminue ν sans faire varier K_0, on réduit la transmissivité à la surface du bassin. En amont du bassin, réduire ν a un effet très bénéfique puisqu'il permet de réduire l'amplitude des crues, de les retarder et de mieux soutenir les étiages. La fraction saturée aug-

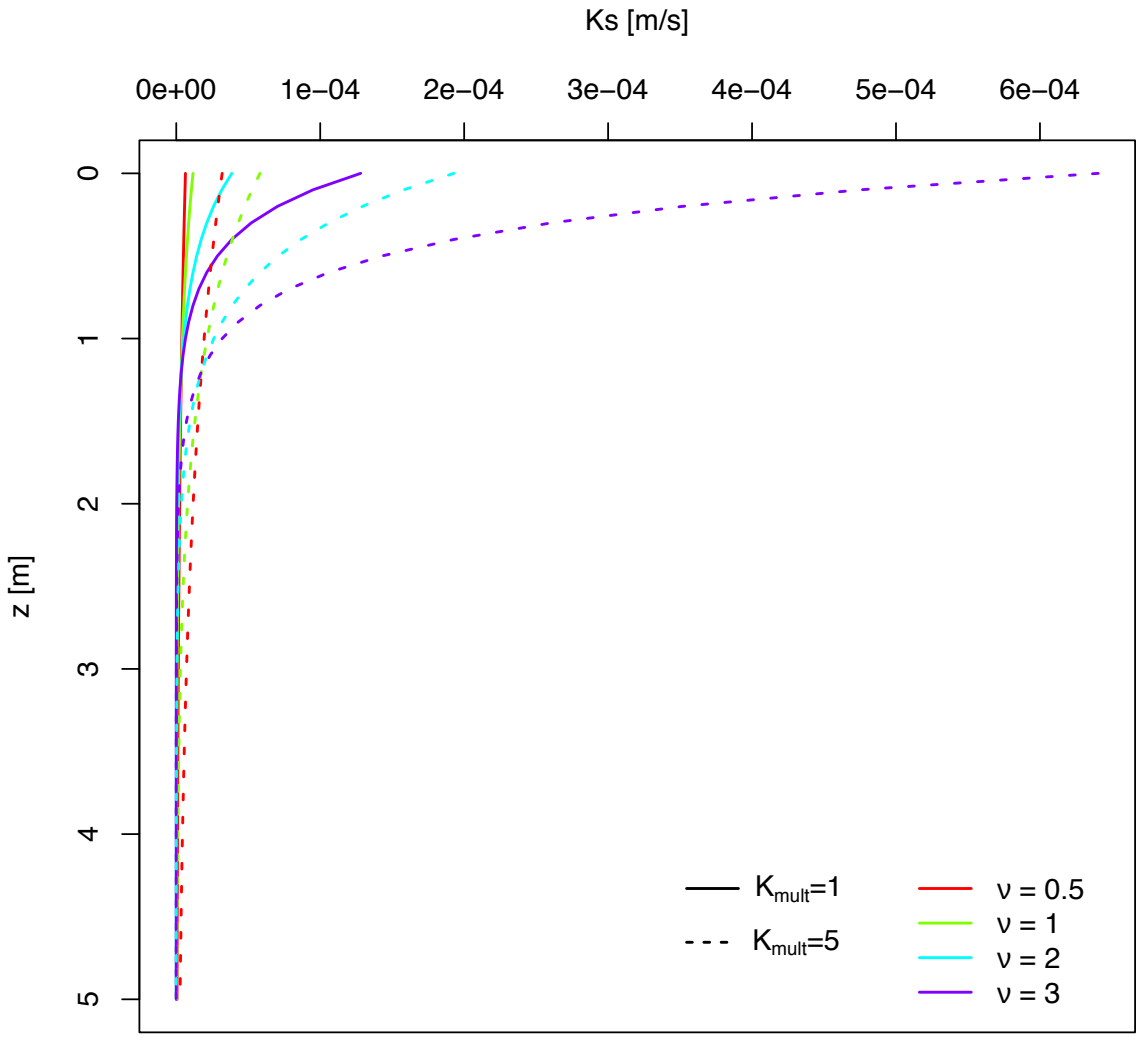


FIGURE A.4 – Courbe de décroissance de K_s avec la profondeur en fonction du paramètre ν.

variables	ν	diff relatives %	
		Haute-Durance	Moyenne Durance
Ecoulements de surface	0.5	2.5	9.2
et de subsurface	2	-1.2	-4.6
	4	-2.1	-7.9
Evaporation	0.5	-2.6	-6
	2	1.1	2.9
	4	1.9	5.1
Fraction stressée (ar4)	0.5	23	29.7
	2	-10.8	-12.7
	4	-18	-16.4
Fraction saturée (ar1)	0.5	7.9	17.9
	2	-16.2	-27.8
	4	-48.7	-66.5
Catchment deficit	0.5	88.2	74.8
	2	-33.6	-26.9
	4	-45.8	-33.6

Tableau A.6 – Différences relatives entre les réponses hydrologiques (écoulement, évaporation) issues des simulations utilisant différentes valeurs de ν et celles issues de la simulation de référence. Les différences sont présentées sur deux zones géographiques distinctes (Haute et Moyenne Durance) et entre 1980 et 2009.

mente en moyenne sur l'année mais diminue pendant la période hivernale. En effet, le ruissellement diminue en faveur de l'écoulement de subsurface et retarde ainsi l'onde de fonte.

A.5.3 Le paramètre D

ECOCLIMAP décrit une profondeur du sol, ce qui n'est pas vraiment l'information nécessaire dans CLSM, à savoir la profondeur jusqu'au substratum rocheux peu perméable au dessus duquel peut se développer une zone saturée (Ducharne, 2011).

variables	D	diff relatives %	
		Haute-Durance	Moyenne-Durance
Ecoulements de surface	2x D	-4.8	-19.3
Evaporation	2x D	5.7	12.9
Fraction stressée (ar4)	2x D	-97.8	-95
Fraction saturée (ar1)	2x D	-7	-19.5
Catchment deficit	2x D	17.2	45.3

Tableau A.7 – Différences relatives entre les réponses hydrologiques (écoulement, évaporation) issues des simulations utilisant différentes valeurs de D et celles issues de la simulation de référence. Les différences sont présentées sur deux zones géographiques distinctes (Haute et Moyenne Durance) et entre 1980 et 2009.

pF	wilting point (degré de saturation)			
	min	max	écart-type	moy
4.2 (temp)	0.31	0.36	0.02	0.37
6	0.13	0.17	0.01	0.16
3	0.50	0.62	0.03	0.57
2	0.78	0.95	0.05	0.89

Tableau A.8 – Statistique des valeurs de wilting point exprimé en degré de saturation sur les 27 BVE de la Durance.

Globalement, l'augmentation de D a tendance à réduire les écoulements de surface et à augmenter l'évapotranspiration. La transpiration augmente au détriment de l'évaporation du sol nu. En augmentant la profondeur de sol, on permet aux plantes de soustraire plus d'eau.

A.5.4 Point de flétrissement

Le point de flétrissement est défini comme l'humidité du sol au moment où la force de succion des plantes égale la force de rétention de l'eau par le sol. La succion est égale à la charge de pression qui est négative dans un milieu non saturé. Elle peut atteindre des valeurs très élevées, c'est pourquoi on utilise parfois son expression logarithmique, pF, définie par l'équation A.21 :

$$pF = log_{10}(-\psi) \tag{A.21}$$

Trois valeurs de points de flétrissement ont été testés : $pF = 6$, $pF = 3$ et $pF = 2$. Aucune modification des réponses hydrologiques n'a été constaté jusqu'à ce que pF soit égal à 2, cela rejoint ce qui avait trouvé par Longuevergne et al. (2011) : sous un certain seuil, le point de flétrissement n'a aucune incidence sur les simulations.

Au delà de ce seuil, l'évapotranspiration diminue (transpiration et évaporation du sol nu) et le ruissellement augmente. Ces effets sont d'autant plus marqués que les bassins sont situés en aval, ce qui est cohérent puisqu'il y a plus de végétation.

Nous avons conservé les valeurs initiales de ce paramètre car les valeurs à partir desquelles une influence est visible ne sont pas réalistes (cf tableau A.8).

A.6 DSST du projet R²D²-2050

A.7 Projections climatiques



FIGURE A.5 – Comparaison entre les modèles des critères KGE et de rapport de bilan entre les moyennes des débits annuels simulés et observés. Un graphique représente les performances calculées sur les différentes périodes (en abscisse), de six modèles du projet utilisant un jeu de paramètres calé sur la période indiquée dans la partie grisée. Extrait de (Thirel, 2014)

	D2GEN	ANALOG	DSCLIM
CNCM33	2.7e-10 (+)	4.9e-11 (+)	1.3e-09 (+)
EGMAM2	3.0e-11 (+)	1.1e-12 (+)	< 2.2e-16 (+)
IPCM4	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)
ECHAM5	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)

Tableau A.9 – P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de températures annuelles

	D2GEN	ANALOG	DSCLIM
CNCM33	0.003 (-)	0.007 (-)	0.005 (-)
EGMAM2	0.17 (NS)	0.41 (NS)	0.55 (NS)
IPCM4	3.77e-5 (-)	0.082 (NS)	0.63 (NS)
ECHAM5	0.011 (-)	0.041 (-)	0.24 (NS)

Tableau A.10 – P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de précipitations annuelles

	D2GEN	ANALOG	DSCLIM
CNCM33	1.77e-05 (-)	3.54e-04 (-)	8.68e-06 (-)
EGMAM2	0.005 (-)	0.006 (-)	2.58e-04 (-)
IPCM4	2.10e-07 (-)	4.29e-08 (-)	1.27e-10 (-)
ECHAM5	1.88e-06 (-)	4.04e-09 (-)	3.13e-09 (-)

Tableau A.11 – P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de chutes de neige annuelles

	D2GEN	ANALOG	DSCLIM
CNCM33	8.47e-09 (+)	3.00e-12 (+)	6.30e-10 (+)
EGMAM2	5.27e-12 (+)	2.48e-12 (+)	< 2.2e-16 (+)
IPCM4	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)
ECHAM5	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)

Tableau A.12 – P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de q_a annuelles

	D2GEN	ANALOG	DSCLIM
CNCM33	2.70e-14 (+)	2.05e-14 (+)	1.29e-11 (+)
EGMAM2	1.63e-09 (+)	5.88e-09 (+)	3.00e-12 (+)
IPCM4	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)
ECHAM5	< 2.2e-16 (+)	< 2.2e-16 (+)	1.13e-15 (+)

Tableau A.13 – P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de VPD annuelles.

	D2GEN	ANALOG	DSCLIM
CNCM33	8.69e-04 (-)	0.34 (NS)	8.20e-04 (-)
EGMAM2	8.23e-07 (-)	0.59 (NS)	6.79e-06 (-)
IPCM4	1.55e-14 (-)	8.69e-04 (-)	2.49e-13 (-)
ECHAM5	7.62e-14 (-)	3.32e-04 (-)	4.6e-15 (-)

Tableau A.14 – P-valeurs du test de Wilcoxon du changement des vitesses de vent annuelles.

	D2GEN	ANALOG	DSCLIM
CNCM33	1.94e-08 (+)	0.37 (NS)	5.43e-05 (+)
EGMAM2	7.38e-06 (+)	0.20 (NS)	5.74e-03 (+)
IPCM4	6.80e-11 (+)	0.032 (+)	1.90e-07 (+)
ECHAM5	1.47e-10 (+)	0.45 (NS)	2.18e-08 (+)

Tableau A.15 – P-valeurs du test de Wilcoxon du changement du rayonnement net annuel calculé selon la FAO en supposant T_a égal à T_s et $\alpha = 0.23$.

	D2GEN	ANALOG	DSCLIM
CNCM33	1.09e-01 (+)	1.47e-10 (+)	9.16e-08 (+)
EGMAM2	2.84e-07 (+)	1.10e-04 (+)	9.42e-06 (+)
IPCM4	1.37e-12 (+)	2.49e-13 (+)	7.96e-11 (+)
ECHAM5	3.63e-12 (+)	1.67e-12 (+)	4.94e-11 (+)

Tableau A.16 – P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de ETP annuelles

B Sensitivity of a land surface model to the calibration period in the Upper Durance

Sensitivity of a land surface model to the calibration period in the Upper Durance

C. Magand, A. Ducharne, N. Le Moine and P. Brigode

UPMC, Paris, France

claire.magand@upmc.fr

Received 30 November 2013; accepted ; open for discussion until

Abstract

In physically-based land surface models, the parameters can all be prescribed a priori but calibration can be used to enhance the realism of the simulations in well instrumented domains. In this paper, we address the question of the transferability of calibrated parameters under non-stationary conditions, especially in the context of climate change, using a physically-based land surface model.

We used the Catchment Land Surface Model (CLSM) in the Upper Durance watershed located in the French Alps, which experienced a drastic increase of temperature over the last century. The CLSM is forced by a 50-year meteorological dataset of good quality. Four parameters of the CLSM (one related to snow processes and three related to the soil properties) are calibrated against discharge observations with a multi-objective algorithm.

First, the robustness of the CLSM's parameterizations is tested by Differential Split Sample Test (DSST). The simulations show good performances over a wide range of retrospective climatic conditions except when the parameters are calibrated over a period with a large contribution of snowmelt to annual mean discharge.

Then, the use of a climate change scenario reveals that the parameterization of soil moisture processes in the CLSM, which were robust in present time, are responsible for an increasing dispersion among simulations when facing dry and warm conditions. Nonetheless, this conclusion must be balanced by the small differences (3 percentage points) between simulated changes of river discharge. This work leads us to believe that the CLSM's robustness to simulate the water balance over climatically contrasted periods is a result from its physically-based parameterizations.

Key words Land surface model; multi-objective calibration; non-stationnarities; DSST

1. INTRODUCTION

The Catchment Land Surface Model (CLSM; Koster al., 2000) is a physically-based SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer) model which solves the coupled water and energy budgets within elementary hydrological catchments, with a detailed description of the snow processes. As any physically-based land surface model (LSM), it includes a large number of parameters (e.g. fraction of vegetation, LAI, fresh snow density, etc.) that can all be prescribed a priori, for some of them based on spatialized observations, such a land use, LAI, topography or soil types. But some of them are difficult to estimate at the appropriate scale, like the soil hydraulic conductivity or the depth to bedrock (Gupta et al., 1999). These parameters are thus often calibrated against observations, especially when LSMs are used to simulate a well instrumented domain, like a watershed for instance. Multi-objective calibration methods have been widely used in this framework, because they constrain the models parameters within a sensible range and limit the cases of equifinality (Gupta et al., 1999; Franks et al., 1999; Houser et al., 2001; Leplastrier et al., 2002; Xia et al., 2002; McCabe et al., 2005; De Lannoy et al., 2006; Gulden et al., 2007; Loaiza Usuga and Pauwels, 2008; Rosolem et al., 2013).

The problem with calibration, however, is that it is site and time specific. Therefore, it questions the transferability of the resulting parameters to conditions that are different from the ones prevailing during calibration, whether for spatial parameter transfer (Hogue et al., 2005), or in a non-stationary context (Thirel et al., 2014). In particular, we believe this issue of transferability to be crucial when using calibrated models to simulate changes in water resources caused by future anthropogenic climate change (Ducharne et al. 2007; Habets et al. 2013), as it likely conveys significant uncertainties. This has recently been demonstrated for conceptual models, using the Differential Split Sample Test (DSST) suggested by Klemes (1986) (Merz et al., 2011; Andréassian et al., 2012; Coron et al. 2012; Brigode et al. 2013; Coron et al. 2013; Gharari et al., 2013). The dependence of the calibrated parameters to the

period of calibration, however, has not been investigated a lot in LSM, apart from Rosero et al. (2010).

The main objective of this study is thus to assess the robustness of the CLSM's parameterizations by DSST. The Upper Durance watershed represents an interesting testing ground to address this question as it has experienced a drastic increase of temperature over the last century. Moreover, a 50-year atmospheric data base of good quality is available in this catchment from 1960 to 2010. As detailed in Section 2, we use a multi-objective algorithm to calibrate four parameters related to snow and soil moisture processes that are difficult to estimate. The results of the DSST are then presented in Section 3 followed by the consequences of the different calibrations on the hydrological projections using a scenario of climate change. Conclusions are eventually proposed in Section 5.

2. METHODOLOGY

2.1. General description of the CLSM

The Catchment Land Surface Model (Koster et al., 2000; Ducharne et al., 2000; Gascoin et al., 2009) has been designed to simulate the land surface water and energy fluxes as a function of near-surface meteorology and surface characteristics (topography, vegetation,etc.). It can either be coupled to a climate model or used off-line as in the present study.

A key feature of this LSM is to relate sub-grid soil moisture heterogeneities with topography using TOPMODEL concepts (Beven and Kirkby, 1979). The domain is subdivided into unit hydrological catchments in which a shallow water table is defined following the assumptions of TOPMODEL:

- The saturated hydraulic conductivity decreases exponentially with depth z:

$$K_s(z) = K_0 exp(-vz) \quad (1)$$

with two parameters K_0, the saturated hydraulic conductivity at the soil surface, and ν, is the decay factor. These parameters are supposed to be constant in a unit catchment . They can be defined from conductivity observations, in the rare cases when they exist, from expert guess or look-up tables, using pedological information if available, or by calibration, as in this article, based on independent data like river discharge.

- At all time steps, the water table distribution results from a steady-state under the uniform recharge rate of the time step, assuming the hydraulic gradients are approximated by topographic gradients. Contrarily to TOPMODEL, the CLSM defines a maximum water table depth, which can be assimilated to the depth to bedrock. Water conservation is enforced over this depth D, assumed to be constant in each unit catchment, and where the ground can either be saturated or unsaturated. This parameter of the model is therefore critical to define the water-holding capacity of each unit catchment, but it is extremely difficult to estimate from direct surveys. It is therefore calibrated in this study.

The above assumptions allow the CLSM to use the distribution of TOPMODEL's topographic index to derive the spatial distribution of the water table depth around its mean value $\bar{z}$, which varies in time as a result of the catchment water budget. The water table distribution controls baseflow to the streams and water exchanges with the root zone (recharge and capillary rise), thus runoff and evapotranspiration, which is described using classic SVAT formulations, with a control by the root zone moisture and the vegetation parameters. Note that different types of vegetation can coexist within a unit catchment.

Eventually, a three-layer snow scheme is used in the CLSM to describe the snowpack dynamic resulting from coupled mass and energy balance, by taking into account the evolution of snow density and insulating properties (Stieglitz et al, 2001). This snow-scheme has recently been modified in the Durance watershed to account for the fact that the extent of snow cover increases faster during accumulation than during ablation because melting occurs

at preferential locations. To do so, a parameter W_{melt} was added to introduce a hysteresis in the so-called depletion curve (relation between the snow water equivalent and the snow cover areal fraction). The larger W_{melt} is, the more heterogeneous the snow cover is during ablation. This parameter should thus depend on the vegetation and topography of the catchment, and its calibration over the entire Durance catchment led to larger values in mountainous catchments with high elevations (Magand et al., 2013). Its sensivity to the calibration period is tested in this study.

2.2. Study area and datasets used

The Upper Durance watershed at La Clapière (2170 km²) is located in the southern part of France and has experienced a significant increase of temperature over the last century (+ 0.01 °C/yr, Kuentz et al., 2013). It belongs to the study cases proposed by the workshop "Testing simulation and forecasting models in non-stationary conditions" (Thirel et al., 2014) and a detailed description of this watershed is given in this special issue. Therefore we only describe below the datasets we used in this study.

Topography and surface data

A 25-m DEM produced by the French National Geographic Institute (IGN) was used to calculate topographic indices and to delineate the hydrological catchments. Lithological data from the French Geological Survey (BRGM) were also collected to ensure that catchments were homogeneous in terms of geological substratum characteristics. The Durance catchment at the station La Clapière is thus subdivided into four elementary catchments as illustrated in Figure 1.

Land use and vegetation parameters (LAI, albedo, roughness length, root zone depth) were characterized in each elementary catchment based on the ECOCLIMAP database at the 1-km resolution. In addition to forests, grassland and bare soil, a small proportion of glacier remains in the Upper Durance watershed according to ECOCLIMAP (2.5%), but is not taken into account in our modelling. The fractions of sand and clay provided by ECOCLIMAP were

used to define the dominant USDA soil texture class of each catchment from which porosity, the saturated hydraulic conductivity at saturation, air entry matric potential and wilting point, were deduced following the values of Cosby et al. (1984).

Meteorological data

The meteorological data provided for the workshop were not sufficient for forcing the CLSM as they only include temperature and precipitation at a daily time scale, while seven meteorological variables (rainfall, snowfall, air temperature, air humidity, wind speed, long and short wave radiation) are required at a sub-daily time step for the CLSM. We used here an hourly dataset on a 1-km grid of all the meteorological variables needed from 1960 to 2010. This dataset, called DuO in the following, was produced by hybridization of two existing atmospheric reanalyses: SAFRAN (Quintana-Seguí et al. 2008; Vidal et al. 2009) and SPAZM (Gottardi et al., 2012) as detailed in Magand et al. (2013). To partition precipitation into rainfall and snowfall, a threshold air temperature was set to 1° C. This temperature is derived from Hingray et al. (2010), who defined an empirical relationship between the precipitation phase and temperature using 17 stations located above 1000 m in the Swiss Alps.

The dataset provided for the workshop is also based on the SPAZM analysis using the ANATEM method (Kuentz et al., 2013) and we checked that the amount of precipitation and the daily mean temperature are quite similar.

Validation data

Besides the time series of discharge observations provided for the workshop at the station La Clapière, an upstream gauging station was also considered, at Briançon, in catchment 1 (Figure 1). The contributing area at Briançon is 548 km², the mean observed discharge is 14 m^3/s and the observation period coincides with the one at La Clapière. Because no routing procedure is included in the CLSM, we averaged runoff from the upstream catchments over

10 days (a period longer than the catchment residence time) to compare simulations with observations, themselves converted into runoff.

Future climate scenario

In this study, we also forced the CLSM by a climate change scenario to take the analysis one step further. It is based on a run performed for the CMIP3 experiment with the CNRM-CM33 climate model (Royer et al., 2008) forced by the medium greenhouse gases emission scenario A1B. The statistical downscaling method developed by Mezghani and Hingray (2009) was then applied.

The resulting downscaled climate scenario consists of hourly atmospheric data at 1 km² from the 1st of August 1959 to the 31th of July 2065. Figure 2 illustrates the evolution of the annual temperature and of precipitation over the 21st. From the anomalies calculated between the two periods, 1980-2009 and 2036-2065, we find an annual temperature increase of 2.5°C, a precipitation decrease of -14 %, mainly in the form of snow (-42%). As a consequence of the increase of temperature together with an increase of the incoming radiation to the surface, the reference evapotranspiration (ET0) calculated with the formulation of Penman-Monteith (Allen et al., 1998) increases of 10%. These trends are all significant at 5% level according to the Mann-Kendall test.

2.3.Calibration strategy

Calibrated parameters

Four parameters of the CLSM, K_0, ν, D, and W_{melt} were calibrated in the four unit catchments of the Upper Durance watershed, leading to a total of 16 calibrated parameters. W_{melt} (in mm) and ν (in m) were allowed to vary in a reasonable range, [13,1000] and [0.5, 5] respectively. D was calibrated around a reference value by means of a multiplicative factor, d_{mult}, constrained in [0.5, 5]. The reference value is the total soil depth from the ECOCLIMAP data base, which is 1.6 m on average over the 4 unit catchments. Similarly, we used the dominant

textures derived from ECOCLIMAP, namely loam and sandy loam, to define a reference saturated hydraulic conductivity in each catchment from the values of Cosby et al. (1984). They are supposed to correspond to a compacted soil, with an average of 3.7 10^{-6} m/s in the Upper Durance. Following Gascoin et al. (2009), we deduce a reference surface value from Eq. 1, as a function of ν, and assuming the soil is compacted at 2.17 m. K_0 is then calibrated around this reference value, by means of a multiplicative factor, K_{mult}, constrained in [10^{-1}, 10^{3}].

Calibration periods

As devised for the workshop, the calibration procedure carried out here consists in splitting a long period into five sub-periods showing climatic contrasts. Yet, the atmospheric data needed by the CLSM are available for a shorter period (1960-2010) than the time series of temperature and precipitation provided by the workshop. Therefore, the selected calibration periods selected differ from the ones established by Thirel et al., (2014) for the workshop and we consider 5 sub-periods of only 9 years each (P1,P2,…,P5). Their characteristics are summarized in Table 1. These periods show important contrasts in terms of temperature (the temperature difference between P5 and P1 is 1.3 °C), but also in terms of precipitation and discharge. For example, P2 and P4 are wetter than P1, P3 and P5, as they receive 19% more precipitation per year on average and produce more runoff. All the simulations performed over these periods for the calibration exercise were first initialized over the three preceding years.

Multi-objective optimization algorithm

The CLSM was calibrated over each period using a multi-objective genetic algorithm, CaRaMEL, developed by Le Moine 2009. Multi-objective calibration provides an efficient way to constrain the LSM parameters within a physically plausible range (Gupta et al., 1999; Franks et al., 1999). It consists in calculating different numerical measures that compare simulations to observations. The measures can be calculated on different sites, different

variables or different responses (e.g. temporal or frequential, or with different aggregation time steps), by means of different objective functions.

In the present case, we selected two performance criteria, the Nash-Sutcliffe coefficient (NSE, Nash and Sutcliffe 1970), and the Kling Gupta efficiency (KGE, Gupta et al., 2009), which explicitly accounts for correlation, mean bias and variance. The calculations of these two criteria are described in the following equations:

$$NSE = 1 - \frac{\sum(y_i - x_i)^2}{\sum(x_i - \acute{x})^2} \quad (2)$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(\rho(x,y) - 1)^2 + \left(\frac{\sigma(y)}{\sigma(x)} - 1\right)^2 + \left(\frac{\mu(y)}{\mu(x)} - 1\right)^2} \quad (3)$$

where x and y are the time series of observed and simulated runoff respectively; x_i and y_i are the observed and simulated runoff at the time step i; ρ, σ and μ are the Pearson correlation coefficient, the standard deviation and the average functions respectively.

We used the NSE on hydrological regime (monthly runoff averaged over the whole period considered) and on the time series of annual runoff to assess the skill of the model to simulate the overall hydrological functioning of the catchment and the inter-annual variability respectively. The values of the NSE on the hydrological regime are usually high and we consider it should be around 0.9 to say that the model is able to simulate the overall hydrological functioning. As a third performance criterion, we use the KGE on 10-day mean runoff to evaluate the higher frequency response of the model as it places more emphasis on low flows than the NSE.

The resulting three performance criteria are calculated at the two gauging stations as indicated in Table 2. Six performance criteria are thus calculated. Because exploring a 6-dimension space is difficult, we only considered three objective functions that are the mean performance

234 criteria over the two gauging stations for calibration (OF1, OF2 and OF3 in Table 2). We
235 opted for a multi-response approach rather than an explicit multi-site approach to better
236 constrain the simulations of the hydrological processes.

237 This kind of multi-objective calibration produces a set of trade-off solutions, the so-called
238 Pareto front, with the property that it is impossible to improve any individual criterion without
239 deteriorating at least one of the others (Bastidas et al., 1999; Hogue et al., 2005; Rosolem et
240 al., 2013). These solutions are said to be non-dominated. The optimization algorithm used
241 here to define the Pareto front is based on two existing multi-objective genetic algorithms, the
242 ε-NSGA-II described in Reed and Devireddy (2004) and the Multi-objective Evolutionary
243 Annealing Simplex (MEAS) developed by Efstradiadis and Koutsoyiannis (2005). In the
244 present study, the algorithm performed on average 3500 runs for each sub-period to reach the
245 convergence of the criteria and find the Pareto front. Then, the results analysed in the
246 following section are based on one preferred parameter set for each calibration period (mainly
247 because of computational costs) which maximizes the Nash-Sutcliffe coefficient on the
248 hydrological regime among the Pareto front. Our method differs from a single-objective
249 calibration as we consider a simulation that shows the best NSE on hydrological regime but
250 with the additional constraint that the two other performance criteria cannot be further
251 improved.

252 **2.4. Analyzed simulations**

253 At this stage, five parameters sets, noted θP_i, with $i \in [1,5]$, were obtained from the
254 calibration on each of the short sub-periods, and one parameters set, noted θCP, comes from
255 the calibration on the complete period. The effect of the calibration on the hydrological
256 simulations by the CLSM was analysed using two sets of six simulations. The first set covers
257 the historical period (1962-2010) and the simulations were forced by the DuO meteorological
258 dataset. We will further refer to these simulations as SHPi and SHCP, depending on their
259 parameter set, either θP_i with $i \in [1,5]$, or θCP. The second set consists of six simulations

forced by the climate change scenario which covers the period 1962-2065. Note this forcing is different from the above one over the historical period, since it derives from the climate simulated by a climate model. The corresponding simulations will be referred as SSPi and SSCP (the second S standing for scenario). These 12 simulations were first initialized for three years, like the shorter simulations performed for calibration.

3. RESULTS OF THE DSST

3.1. Comparison of the historical simulations

The simulated discharges obtained from the simulations SHPi, $i \in [1,5]$, and SHCP, are presented in Figure 3. Figure 3a confirms the nival hydrological regime of the Upper Durance, with low flows in winter and a peak discharge occurring in late spring when snow melts. All simulations capture this functioning fairly well, despite a common tendency to overestimate discharges in autumn and winter (.i.e. during the period of snow accumulation).

Interestingly, the differences between the simulations are smaller than their departures to observations. The main dispersion of the simulations around the observations concerns the amplitude of peak discharge related to spring snowmelt. The simulated discharges are also very similar when looking at the interannual variability of annual mean volumes (Figure 3b). They are all superimposed except for simulation SHP1, which always exhibits higher annual discharge than the other simulations.

3.2. Comparison of performances over the sub-periods

Following Coron et al. (2012), and as recommended for the workshop (Thirel et al., 2014), we compared the performances of the six historical simulations, thus of the six parameters sets θP, over the six sub-periods (Figure 4). The performance criteria of the different SHPs in period CP confirm the above analysis (Figure 3), with a good reproduction of the seasonal and interannual variability of observed river discharge by all simulations. The only simulation that clearly differs from the others is SHP1, which overestimates runoff in all sub-periods except P1, and consistently overestimates runoff compared to the other simulations. This is

286 related to a high value of the snow parameter, W_{melt} (Table 3), when calibration is performed
287 over P1, which is characterized by a large contribution of snowmelt to the annual mean
288 discharge (Section 2.3).

289 Note also that the maximum values for the NSE_{regime} and $KGE_{10\text{-}days}$ for a given simulation are
290 always obtained on the corresponding calibration period, attesting the optimization algorithm
291 worked correctly. Simulations SHP2 and SHP4 give better $KGE_{10\text{-}days}$ on CP than simulation
292 SHCP, because our calibration strategy led us to select the parameter set θP maximizes
293 NSE_{regime}, and not $KGE_{10\text{-}days}$, among all the parameter sets of the Pareto front.

294 The relative position of the curves is very similar in Figure 4a and b, and if a simulation gives
295 stable performances in contrasted sub-periods, we can conclude that this simulation is robust
296 to climate differences, and that the transferability of its parameter set θP to climates that are
297 different from the one of its calibration is potentially high. This is the case for simulations
298 SHP2 and SHP4 (in green and blue respectively), with parameters sets θP_2 and θP_4 that were
299 calibrated in wet periods, *i.e.* with the highest mean precipitation and river discharge (Table
300 1). More interestingly for model transferability, the performances of SHP2 and SHP4 are not
301 only stable, but they are also good in all tested sub-periods ($KGE_{10\text{-}days} > 0.7$; $NSE_{regime} >$
302 0.89). By contrast, simulations SHP1, SHP3 and SHP5, with parameters sets calibrated on
303 periods with smaller average precipitation amounts, are characterized by reduced
304 performances over the wet sub-periods P2 and P4. They stay, however, within a satisfactorily
305 range for both criteria: the worst one is the NSE_{regime} calculated for SHP1 on P4, most
306 probably because of the high overestimation of river discharge by this simulation over this
307 period, but it remains at a fair value 0.83.

308 A complementary analysis focuses on the influence of climate (by means of periods Pi and
309 CP) on the dispersion of the different simulations. Figure 4a and b show that this dispersion is
310 much smaller in the warm periods with low precipitation (P3 and P5). In such periods, the
311 CLSM is thus almost insensitive to the calibrated parameters, with good performances in all

cases. In the wet periods P2 and P4, in contrast, the simulations with parameters calibrated in wet periods (SHP2 and SHP4) perform better than the other ones, and the dispersion is therefore higher. There are two main differences between these wet periods and the other ones: the mean river discharge is higher (Table 1), but the low flows are also higher (not shown).

Sustaining low flows is a challenge for most LSMs, which do not include any water retention apart from the soil system. The CLSM was developed to correct this weakness owing to the inclusion of a shallow water table. This has proved insufficient in the Somme basin, where stream flow is heavily buffered by the Chalk aquifer (Gascoin et al., 2009). A linear reservoir was therefore plugged into the model to increase the residence time of groundwater, but this feature was not implemented in this study. As a result, only the simulations in which the parameters were specifically calibrated to reproduce high low flows (θP_2 and θP_4) have this capability, which is important to realistic simulations over P2 and P4, but not over the other periods, when the CLSM's performances are not sensitive to the calibration periods.

3.3. Sensitivity of the parameters to the calibration period

For each of the sub-periods, Table 3 summarizes the values of the selected parameter sets θP by giving the average value of the four calibrated parameters over the four unit catchments of the Upper Durance. In agreement with the overall similarity of simulations SHP (Figure 3), the mean parameters are very similar in all the periods, especially if normalized by the range over which the parameters are allowed to vary during the calibration phase (σ_P). The only exception is W_{melt}, which exhibits a much higher value (in all the unit catchments) when calibrated over P1 than otherwise. This is consistent with the higher river discharge simulated by SHP1, as explained in Section 3.4.

The other three parameters control the hydraulic properties of the catchment and their values weakly depend on the calibration period, since their normalized dispersion across the calibration periods (σ_P) is lower than across the unit catchments ($\sigma_{spatial}$). The calibrated

values of ν are always low, especially if compared to the value of 3.26 initially prescribed in the CLSM (Ducharne et al., 2000). This implies a weak decrease of K_s with depth. Together with the high values of K_0 and D, compared to the reference values deduced from ECOCLIMAP, this shows that a high transmissivity is required for the model to produce sufficient discharge. This combination of parameters (low ν, high K_0 and D) also favors infiltration and baseflow compared to surface runoff, to better sustain low flows, in both summer and winter. This combination is slightly strengthened in periods P2 and P4, when the calibration led to select parameter sets allowing to sustain higher low flows than normal (Section 3.2).

The overall stability of the hydrodynamic parameters (ν, K_0, D) is suggestive of a small equifinality, so that the calibration finds parameter values that really characterize intrinsic properties of the watershed, instead of compensating for missing processes depending on climate conditions (as it is the case for W_{melt}).

3.4.Focus on P1and W_{melt}

Table 1 shows that in period P1 the Upper Durance received 10 % less precipitation than the average over the complete period, while the mean observed discharge was higher than average (53.1 $m^3.s^{-1}$ against 51.2 $m^3.s^{-1}$ during CP). The reason for this apparent paradox is a larger water storage in the form of snow during P1. On an annual basis, snowfall represents half of the total precipitation in both P1 and CP, but 83 % of the snowfall occurs between November and February (the accumulation period) during P1, against only 64% during CP. In addition, the catchment is colder during P1 than CP, which allows accumulating more snow in the catchment. It results in a larger discharge peak by means of snowmelt.

When calibrated over P1, the parameter W_{melt} controlling snow melt dynamics is especially high in the four unit catchments. According to Figure 5b and c, this high value results in an increase of the number of days during which the catchment is snow-covered (+12 days), together with a small increase of the amount of snow stored over the catchment (+ 2%). The

extension of the snow period has an important effect on the water balance as it reduces evapotranspiration in spring, because no evapotranspiration from the soil or from short vegetation is possible when snow covers the ground.

To better quantify the influence of this parameter on the water budget, we performed a new simulation referred as SHP1_W_0 using the default value for W_{melt} (13 $kg.m^{-2}$) and, keeping the other parameters of θP1. As expected, this simulation leads to reduced snow accumulation and snow cover duration compared to SHP1 (Figure 5b and c). The comparison of these two simulations shows that W_{melt} largely contributes to lower evapotranspiration and higher runoff in SHP1 than in SHCP (Figure 5a and d), for about half of these differences. The other three parameters in θP1 explain the rest of the differences, by further reducing evapotranspiration and increasing runoff. This is particularly related to the depth to bedrock, D, which gets its lowest value when calibrated over P1 (Table 3). This together leads to (i) a shallower water table in periods of high liquid water inputs to the watershed, with higher surface runoff and baseflow, and (ii) reduced water table thickness in periods of high water demand, with reduced potential for capillary rise to the root zone, thus reduced transpiration by the vegetation.

4. TRANSFER OF THE CALIBRATED PARAMETERS UNDER CLIMATE CHANGE

The second goal of this study was to examine the consequences of calibration on hydrological simulations forced by climate change scenarios, also called hydrological projections, which are routinely used for assessing the hydrological impacts of anthropogenic climate change (*e.g.* Ducharne et al. 2007; Habets et al. 2013). Uncertainties are a major issue in this framework, and we specifically wonder if the hydrological projections are sensitive to the period of calibration (in which case calibration increases the hydrological projections' uncertainties), and if so, if recommendations can be made regarding the periods of calibration,

390 to reduce the related uncertainties. To this end, we compared the six simulations SSP
391 described in section 2.4, which differ by their parameter sets θP, and are all forced by the
392 same climate change scenario. The latter is characterized by an increase in temperature and
393 ET0, and a decrease in precipitation including snowfall, all statistically significant over the
394 period from 1959 to 2065 (Section 2.2 and Figure 2).

395 All simulations SSP exhibit a clear decrease in river discharge over the simulated century
396 (Figure 6). In all cases, it is statistically significant at the 5% level according to the Mann
397 Kendall test. As when using the historical forcing DuO, the simulation using the parameter set
398 θP1 differs from the other simulations, with a higher river discharge. This leads to a mean
399 decrease of river discharge between 1980 and 2009, and between 2036 and 2065 that is lower
400 in SSP1 (-11.5 $m^3.s^{-1}$, or -19%) than in the other simulations (between -27 and -30%). Again,
401 this difference can be attributed, at least partially, to the snow parameter W_{melt}. The number of
402 days during which the catchment is snow-covered (SCF > 0.5%) decreases similarly in all
403 simulations, including SSP1, by 35 to 38 days over the century. As a result, the snow cover
404 duration remains consistently longer in SSP1 than in the other simulations, with a difference
405 of 10 days all the century long. This limits evapotranspiration in SSP1 compared to the other
406 simulations all the century long, therefore increasing river discharge.

407 Figure 7 shows the ratios between the simulations SSCP and SSPi, $i \in [1;5]$, and confirms that
408 all simulations except SSP1 stay similar to SSCP until 2020, with a ratio $\frac{QPi}{QCP}$ very close to 1.
409 From then on, not only SSP1, but all simulations SSPi, deviate more and more from
410 simulation SSCP. This is particularly clear during the two long dry events highlighted in
411 Figure 2. More generally, the increasing dispersion between the simulations starting in 2020
412 is attributed to climate drying from the combined precipitation decrease and ET0 increase
413 (Figure 2).

414 To assess the effect of the drying climate on bare soil evaporation and transpiration, we
415 compared their monthly anomalies calculated between 1980-2009 and 2036-2065 in the

different simulations SSP (Figure 8). Regarding transpiration (Figure 8a), the main differences appear during summer. The positions of the curves follow the order of their parameters D. In other words, the larger the calibrated value of the parameter D is, the more important is the simulated increase of transpiration. This is especially true for SSP1, which uses the smallest value of D (as already mentioned in Section 3.4), and is the only simulation experiencing a transpiration decrease over the century (negative anomalies from July to October in Figure 8a). When facing dry conditions, the water storage decreases and the catchment with a small water-holding capacity is not able to satisfy the increasing evaporative demand all year long.

Regarding bare soil evaporation (Figure 8b), the dispersion between the simulations is also important in summer but the relative positions of the curves are less clear than for transpiration. This is due to the fact that the soil evaporation is mainly controlled by the moisture over the top 2 cm of the soil. It is also noteworthy that all simulations show a strong increase of evaporation from bare soil in May and June that is related to the decrease of the snow cover duration. As the snow melts earlier in the season, the catchment is uncovered earlier allowing the soil to evaporate. Finally, it appears that the parameter set θP1 combines two sensitive parameters, W_{melt} and D which explains the large difference observed between SSP1 and the others simulations.

In present time, the processes related to the snow are dominant in the Upper Durance watershed but as the snowfall strongly decreases in the future, its influence declines. Furthermore, because of the drying climate, the water stress increases and the processes related to evapotranspiration prevail over the snow processes. The soil parameters that control evapotranspiration are thus to play a more important role in the future than in present time, which explains the increasing dispersion between the simulations.

5. CONCLUSION

441 In this article, we aim at assessing the robustness of two types of parameterizations of the
442 CLSM: one related to snow and the other related to soil moisture processes. To do so, we first
443 carried out a DSST over five 9-year sub-periods between 1965 and 2010 and over the
444 complete period (1965-2010). The test pointed out one simulation whose parameters were
445 calibrated on a period conducive to snow accumulation. The values of W_{melt} calibrated on this
446 period are especially high suggesting that the hysteretic parameterization in the snow scheme
447 may be sensitive to the maximum amount of snow stored over the catchment. Luce and
448 Tarboton (2004) warned that "it is likely that there are environments or scales for which
449 dimensionless curve change from year to year" depending on the quantity of snow at the peak
450 accumulation, we may be in one of these cases. Regarding the other simulations, they all
451 show good performances over a wide range of retrospective climatic conditions, especially if
452 using parameter sets calibrated during wet periods.

453 Then, the use of a climate change scenario reveals that the parameterization of soil moisture
454 processes in the CLSM, which were robust in present time, are responsible for an increasing
455 dispersion among simulations when facing dry and warm conditions. In these conditions, the
456 parameters that control soil moisture have more influence than in present time because the
457 dominant process is no more related to the snow but to the evapotranspiration. In other words,
458 the differences of parameters related to the soil are stifled in present time by the dominant
459 snow process.

460 Although the calibration is a useful tool to better characterize the parameter to the local
461 environment and thus to enhance performances of the model, this paper shows that it conveys
462 uncertainties as already highlighted in the literature (Rosero et al., 2010; Coron et al. 2012;
463 Brigode et al. 2013; Coron et al. 2013; Gharari et al., 2013). Thus, to measure the confidence
464 placed in models when assessing the impacts of climate change on water resources, not only
465 should the performances of a model be accounted for but also its robustness.

In this special issue, the GR4J was similarly tested in the Upper Durance using different periods of 20 years (Thirel et al., 2014) and shows more sensitivity to the period of calibration when simulating the water balance than the CLSM. Moreover, the differences between hydrological projections remain close to each other simulating a decrease of runoff ranging from -27% to 30% (only 3 percentage points), once the "pathological" parameters set θP1 identified and removed. This work leads us to believe that the CLSM's robustness to simulate the water balance over climatically contrasted periods is a result from its physically-based parameterizations. Eventually, one can wonder if the more calibrated a model is, the more uncertainties it conveys under non-stationary conditions.

Acknowledgements

This work has been carried out in the framework of the project R2D2 -2050 supported by the programme "Gestion et Impact du Changement Climatique" of the Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie (France). Claire Magand was supported by a grant from l'Agence de l'Eau Rhône Méditerrannée Corse. The authors are thankful to Météo-France for the SAFRAN meteorological database, to Frederic Gottardi of Electricité de France for the SPAZM database, and to Thibault Mathevet of Electricité de France for providing us naturalized flows.

References

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., (1998). Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation. Drainage. Paper 56. UN-FAO, Rome.

Andréassian, V., Le Moine, N., Perrin, C., Ramos, M.-H., Oudin, L., Mathevet, T., Lerat, J., and Berthet, L. (2012). All that glitters is not gold: the case of calibrating hydrological models. Hydrological Processes, 26(14):2206–2210.

489 Bastidas, L., Gupta, H., Sorooshian, S., Shuttleworth, W., and Yang, Z. (1999). Sensitivity
490 analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. Journal of Geophysical
491 Research: Atmospheres (1984–2012), 104(D16):19481–19490.

492 Beven, K. and Kirkby, M. (1979). A physically based, variable contributing area model of
493 basin hydrology/un modèle àbase physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin
494 versant.Hydrological Sciences Journal, 24(1):43–69.

495 Brigode, P., Oudin, L., Perrin, C., et al. (2013). Hydrological model parameter instability: A
496 source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change?
497 Journal of Hydrology, 476:410–425.

498 Cosby, B., Hornberger, G., Clapp, R., and Ginn, T. (1984). A statistical exploration of the
499 relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resour.
500 Res, 20(6):682–690.

501 Coron, L., Andreassian, V., Perrin, C., Lerat, J., Vaze, J., Bourqui, M., and Hendrickx, F.
502 (2012). Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on
503 australian catchments. Water Resources Research, 48(5).

504 Coron, L., Andréassian, V., Perrin, C., Bourqui, M., and Hendrickx, F. (2013). On the lack of
505 robustness of hydrologic models regarding water balance simulation–a diagnostic approach
506 on 20 mountainous catchments using three models of increasing complexity. Hydrology and
507 Earth System Sciences Discussions, 10(9):11337–11383.

508 De Lannoy, G. J., Houser, P. R., Pauwels, V., and Verhoest, N. E. (2006). Assessment of
509 model uncertainty for soil moisture through ensemble verification. Journal of Geophysical
510 Research, 111 (D10) , pp. D10101.1–D10101.18

511 Ducharne, A., Koster, R., Suarez, M., Stieglitz, M., and Kumar, P. (2000). A catchment-based
512 approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 2. parameter
513 estimation and model demonstration. J. Geophys. Res, 105(24):823–24.

514 Ducharne, A., Baubion, C., Beaudoin, N., Benoît, M., Billen, G., Brisson, N., Garnier, J.,
515 Kieken, H., Lebonvallet, S., Ledoux, E., et al. (2007). Long term prospective of the seine
516 river system: Confronting climatic and direct anthropogenic changes. Science of the Total
517 Environment, 375(1):292–311.

518 Efstradiadis, A., et D. Koustoyiannis (2005), The multiobjective evolutionary annealing-
519 simplex method and its application in calibrating hydrological models, in *EGU General*
520 *Assembly 2005, Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, Vienna, 04593, European
521 Geophysical Union.

522 Franks, S. W., Beven, K. J., and Gash, J. H. (1999). Multi-objective conditioning of a simple
523 SVAT model. Hydrology and Earth System Sciences, 3(4):477–488.

524 Gascoin, S., Ducharne, A., Ribstein, P., Carli, M., and Habets, F. (2009). Adaptation of a
525 catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin
526 (France). Journal of Hydrology, 368(1):105–116.

527 Gharari, S., Hrachowitz, M., Fenicia, F., and Savenije, H. (2013). An approach to identify
528 time consistent model parameters: sub-period calibration. Hydrology and Earth System
529 Sciences, 17(1):149–161.

530 Gottardi, F., Obled, C., Gailhard, J., and Paquet,E. (2012). Statistical reanalysis of
531 precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over
532 French mountains. Journal of Hydrology, 432:154–167.

533 Gulden, L. E., Rosero, E., Yang, Z.-L., Rodell, M., Jackson, C. S., Niu, G.-Y., Yeh, P. J.-F.,
534 and Famiglietti, J. (2007). Improving land-surface model hydrology: Is an explicit aquifer
535 model better than a deeper soil profile? Geophys. Res. Lett., 34, L09402,
536 doi:10.1029/2007GL029804.

537 Gupta, H., Bastidas, L., Sorooshian, S., Shuttleworth, W., and Yang, Z. (1999). Parameter
538 estimation of a land surface scheme using multicriteria methods. Journal of Geophysical
539 Research, 104(D16):19491–19503.

540 Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the
541 mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological
542 modelling. Journal of Hydrology, 377(1):80–91.

543 Habets, F., Boé, J., Déqué, M., Ducharne, A., Gascoin, S., Hachour, A., Martin, E., Pagé, C.,
544 Sauquet, E., Terray, L., Thiéry, D., Oudin, L., and Viennot, P. (2013). Impact of climate
545 change on surface water and ground water of two basins in Northern France: analysis of the
546 uncertainties associated with climate and hydrological models, emission scenarios and
547 downscaling methods. Climatic Change, 121:771-785.

548 Hingray, B., B. Schaefli, A. Mezghani, and Y. Hamdi, 2010: Signature-based model
549 calibration for hydrological prediction in mesoscale alpine catchments. Hydrological Sciences
550 Journal–Journal des Sciences Hydrologiques, 55 (6), 1002–1016.

551 Hogue, T. S., Bastidas, L., Gupta, H., Sorooshian, S., Mitchell, K., and Emmerich, W. (2005).
552 Evaluation and transferability of the Noah land surface model in semiarid environments.
553 Journal of Hydrometeorology, 6(1):68–84.

554 Houser, P. R., Gupta, H. V., Shuttleworth, W. J., and Famiglietti, J. S. (2001). Multiobjective
555 calibration and sensitivity of a distributed land surface water and energy balance model.
556 Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), 106(D24):33421–33433.

557 Klemes, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. Hydrological
558 Sciences Journal, 31(1):13–24.

559 Koster, R. and Suarez, M. (1996). Energy and water balance calculations in the mosaic lsm.
560 Technical report, NASA, Goddard Space Flight Center.

561 Koster, R., Suarez, M., Ducharne, A., Stieglitz, M., and Kumar, P. (2000). A catchment-based
562 approach to modeling land surface processes in a general circulation model. I- Model
563 structure. Journal of Geophysical Research, 105(24):809–24.

564 Kuentz, A., T. Mathevet, J. Gailhard, C. Perret and V. Andréassian (2013). Over 100 years of
565 climatic and hydrologic variability of a Mediterranean and mountainous watershed: the
566 Durance River. Cold and Mountain Region Hydrological Systems Under Climate Change:
567 Towards Improved Projections Proceedings of H02, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly,
568 Gothenburg, Sweden, July 2013., IAHS Publ. 360: 19-25.

569 Le Moine, N. (2009). Description de l'algorithme développé pour le calage automatique du
570 modèle Cequeau (rapport intermédiaire de post-doctorat), Tech. rep., UPMC - EDF R&D,
571 Chatou, France, 2009.

572 Leplastrier, M., Pitman, A., Gupta, H., and Xia, Y. (2002). Exploring the relationship between
573 complexity and performance in a land surface model using the multicriteria method. Journal
574 of geophysical research, 107(D20):4443.

575 Loaiza Usuga, J. C. and Pauwels, V. (2008). Calibration and multiple data set-based
576 validation of a land surface model in a mountainous Mediterranean study area. Journal of
577 Hydrology, 356(1):223–233.

578 Luce, C. and D. Tarboton, 2004: The application of depletion curves for parameterization

579 of subgrid variability of snow. Hydrological Processes, 18 (8), 1409–1422.

580 Magand, C., Ducharne, A., Le Moine, N., and Gascoin, S. (2013). Introducing hysteresis in
581 snow depletion curves to improve the water budget of a land surface model in an alpine
582 catchment. Journal of Hydrometeorology, in press.

583 McCabe, M., Franks, S., and Kalma, J. (2005). Calibration of a land surface model using
584 multiple data sets. Journal of Hydrology, 302(1):209–222.

585 Merz, R., Parajka, J., and Blöschl, G. (2011). Time stability of catchment model parameters:
586 Implications for climate impact analyses. Water Resources Research, 47(2):W02531.

587 Mezghani, A. and Hingray, B. (2009). A combined downscaling-disaggregation weather
588 generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables over complex terrain:
589 Development and multi-scale validation for the upper rhone river basin. Journal of
590 Hydrology, 377(3):245–260.

591 Nash, J. and Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I-A
592 discussion of principles. Journal of hydrology, 10(3):282–290.

593 Quintana-Seguí P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas,
594 C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables:
595 Validation of the SAFRAN analysis over France. Journal of Applied Meteorology and
596 Climatology, 47(1):92–107.

597 Reed, P. and Devireddy, V. (2004). Groundwater monitoring design: A case study combining
598 epsilon-dominance archiving and automatic parameterization for the NSGA-II. World
599 Scientific, New York.

600 Rosero, E., Z.-L. Yang, T. Wagener, L. E. Gulden, S. Yatheendradas, and G.-Y. Niu (2010),
601 Quantifying parameter sensitivity, interaction, and transferability in hydrologically enhanced
602 versions of the Noah land surface model over transition zones during the warm season, J.
603 Geophys. Res., 115, D03106, doi:10.1029/2009JD012035.

604 Rosolem, R., Gupta, H. V., Shuttleworth, W. J., de Goncalves, L. G. G., and Zeng, X. (2013),
605 Towards a comprehensive approach to parameter estimation in land surface parameterization
606 schemes, Hydrol. Process., doi:10.1002/hyp.9362.

607 Royer, J.F. (2008). ENSEMBLES STREAM2 CNRM-CM33 20C3M run1, daily values.
608 CERA database. World Data Center for Climate, Hamburg. Available at: http://cera-
609 www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=ENSEMBLES2_CNCM33_20C3M_1_D

610 Stieglitz, M., Ducharne, A., Koster, R.D., and Suarez, M. (2001). The Impact of Detailed
611 Snow Physics on the Simulation of Snow Cover and Subsurface Thermodynamics at
612 Continental Scales, Journal of Hydrometeorology, 2: 228-242

613 Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyroux, J.-M. (2009). A 50-
614 year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the SAFRAN system.
615 International Journal of Climatology, 30(11):1627–1644.

616 Xia, Y., Pitman, A., Gupta, H., Leplastrier, M., Henderson-Sellers, A., and Bastidas, L.
617 (2002). Calibrating a land surface model of varying complexity using multicriteria methods
618 and the Cabauw dataset. Journal of Hydrometeorology, 3(2):181–194.

619

620

621 TABLES

Period labels	Time period	Temperature (°C)	Precipitation (mm/year)	Snowfall (mm/year)	Discharge (m^3/s)
P1	1965-1974	3.0	1261	622 (49%)	53.1
P2	1974-1983	3.0	1517	810 (53%)	56.3
P3	1983-1992	3.6	1286	589 (46%)	46.4
P4	1992-2001	4.0	1425	650 (46%)	56.2
P5	2001-2010	4.4	1241	574 (46%)	44.0
CP	1965-2010	3.6	1352	650 (48%)	51.2

622 **Table 1 - Labels, time periods and means of temperature, precipitation and river discharge at La Clapière**
623 **over the six calibration periods. The percentage of precipitation that falls as snow is indicated in brackets in**
624 **the snowfall column.**

625

Briançon gauging station	La Clapière gauging station	Multi-site mean
$KGE_{10\text{-}days}$_a	$KGE_{10\text{-}days}$_b	OF1
NSE_{regime}_a	NSE_{regime}_b	OF2
NSE_{yearly}_a	NSE_{yearly}_b	OF3

626 **Table 2 - Performance criteria calculated for each of the gauging station. OF1, OF2 and OF3 are the**
627 **objective functions used for calibration**

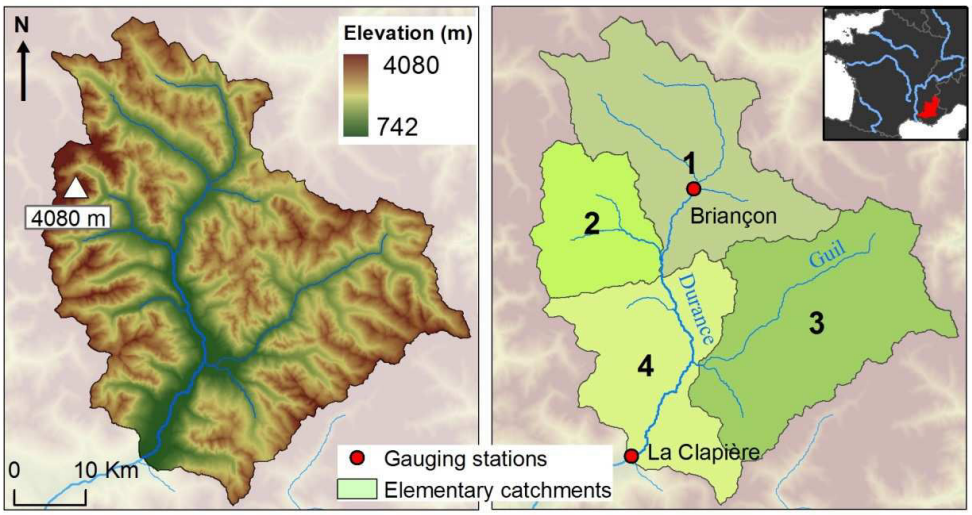
628

	units		θP1	θP2	θP3	θP4	θP5	θCP	σ_P
ν	m	mean	**0.59**	**0.61**	**0.86**	**0.65**	**0.73**	**0.61**	0.03
		$\sigma_{spatial}$	0.03	0.02	0.04	0.05	0.05	0.03	
K_{mult}	[-]	mean	**12.6**	**25.1**	**39.8**	**20.0**	**10**	**8**	0.04
		$\sigma_{spatial}$	0.13	0.05	0.12	0.10	0.08	0.08	
d_{mult}	[-]	mean	**2.81**	**3.60**	**3.44**	**4.30**	**3.79**	**4.38**	0.19
		$\sigma_{spatial}$	0.31	0.10	0.20	0.14	0.30	0.11	
W_{melt}	$kg.m^{-2}$	mean	**640**	**384**	**297**	**439**	**398**	**441**	0.25
		$\sigma_{spatial}$	0.28	0.46	0.41	0.46	0.38	0.38	

629 **Table 3- Values of the CLSM parameters calibrated on the different sub-periods. The mean and standard**
630 **deviation $\sigma_{spatial}$ are calculated over the four unit catchments (n=4). The last column, σ_P, gives the standard**
631 **deviation of each parameter across the calibration periods, calculated as the average over the four**
632 **catchments of the standard deviation calculated in each of them across the calibration periods (n=6). For**
633 **easier comparison between parameters, $\sigma_{spatial}$ and σ_P are normalized by the range over which the**
634 **parameter is allowed to vary for calibration (1000 for D and K_{mult}; 4.5 for ν and W_{melt}; see section 2.3).**

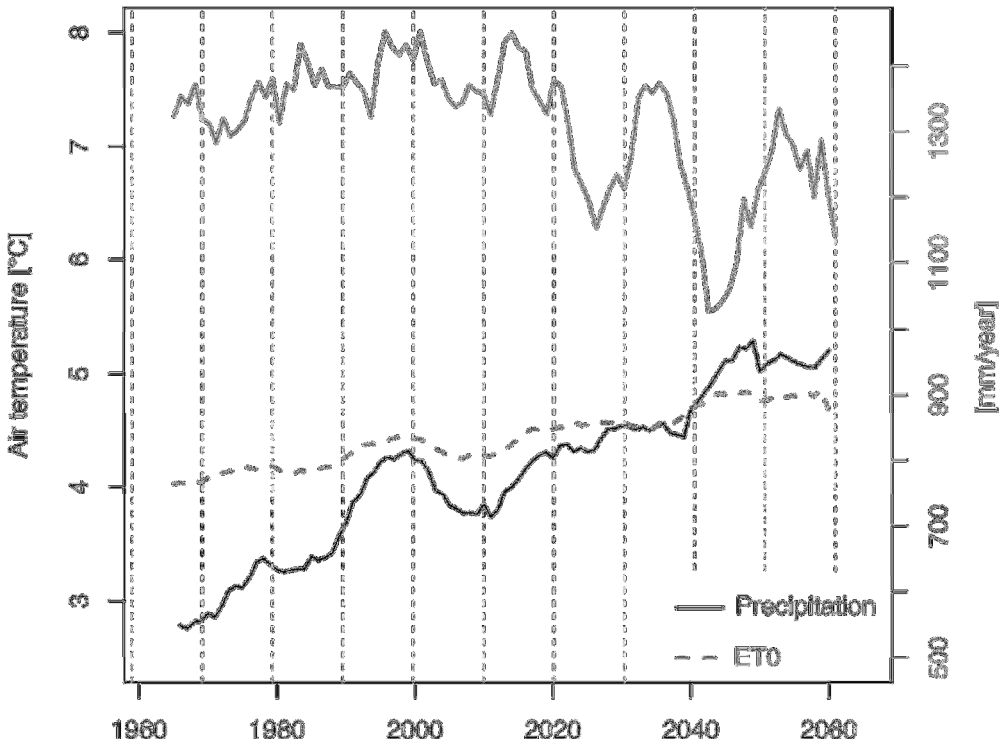
635

636 FIGURES



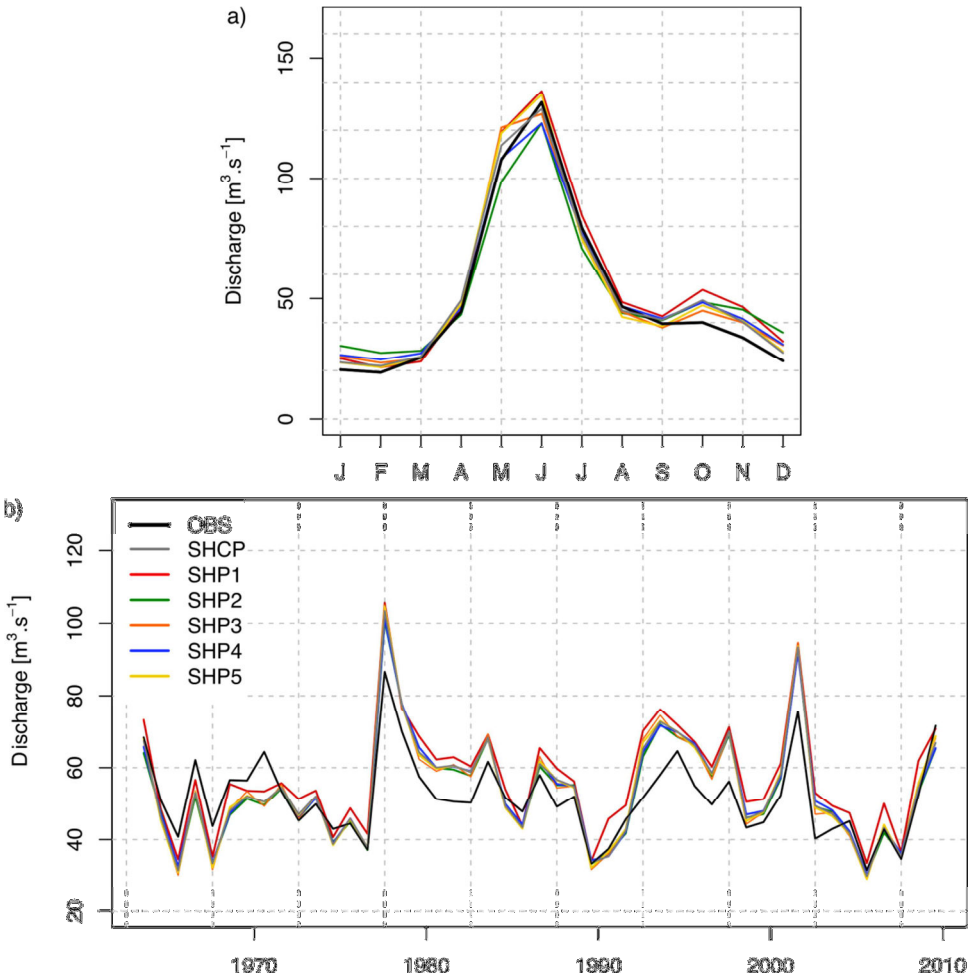
637

638 **Figure 1 – Locations and elevations of the Upper Durance watershed at La Clapière and delineation of the**
639 **four elementary catchments**



640

641 **Figure 2 – The 10-year moving averages of the annual mean of the air temperature (in black), of the annual**
642 **amount of precipitation (continuous grey line) and of the annual reference evapotranspiration (dotted grey**
643 **line) from 1959 to 2065.**



644

645 **Figure 3- Comparison of river discharges at La Clapière (1962-2010) from observations and simulations**
646 **SHP: a) Hydrological regime b) Annual discharges.**

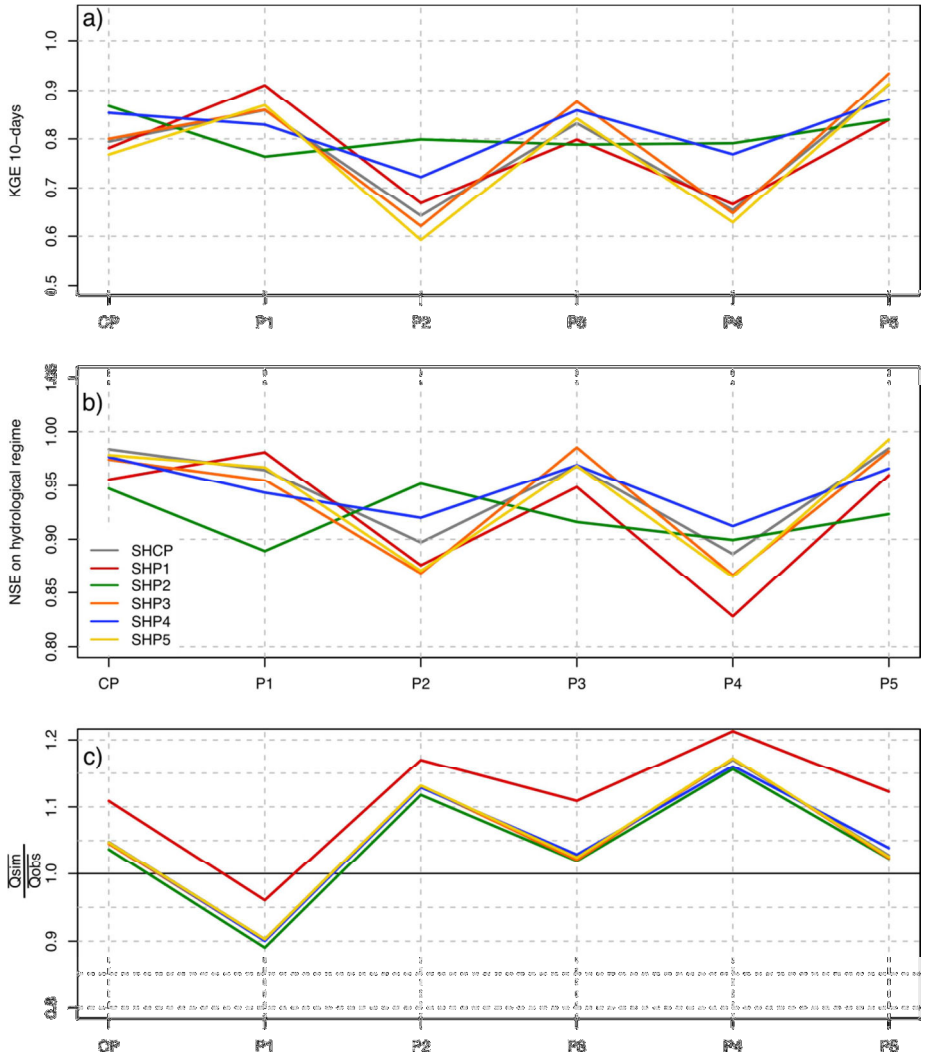
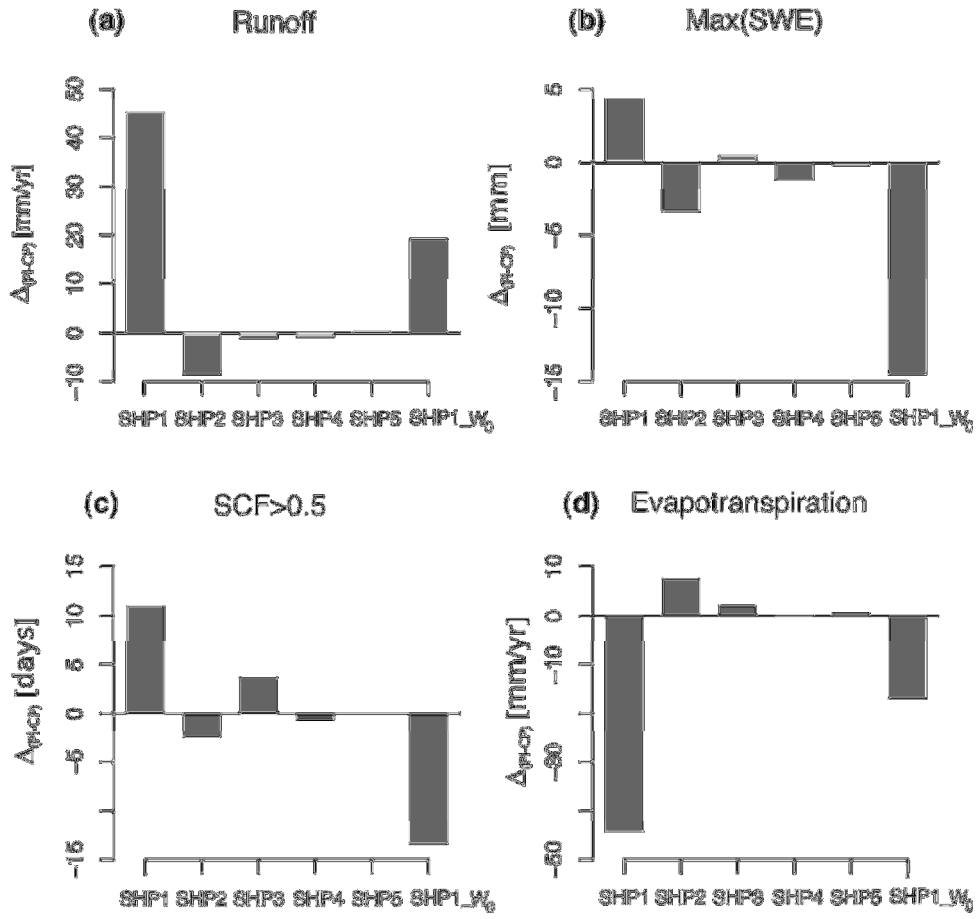


Figure 4- Comparison of performance between simulations SHP (colour lines) over the different periods used for calibration (along the x-axis). One curve represents the evolution of one performance criterion over the different sub-periods. Three performance criteria are considered: a) the KGE calculated over 10-day mean runoff, b) the NSE on the hydrological regime and c) the ratio between the annual mean simulated and observed runoff.



653

654 **Figure 5 – Mean differences between simulations SHPi and SHCP over 1965-2010: a) runoff (in mm/yr) b)**
655 **annual maximum of snow water equivalent (SWE in mm) c) annual number of days with a snow cover**
656 **fraction SCF > 50% (in days), d) evapotranspiration (in mm/yr). Simulation SP1_W_0 uses the same**
657 **parameters as SP1 except for W_{melt}, which is set to the minimum authorized value (13 mm).**

658

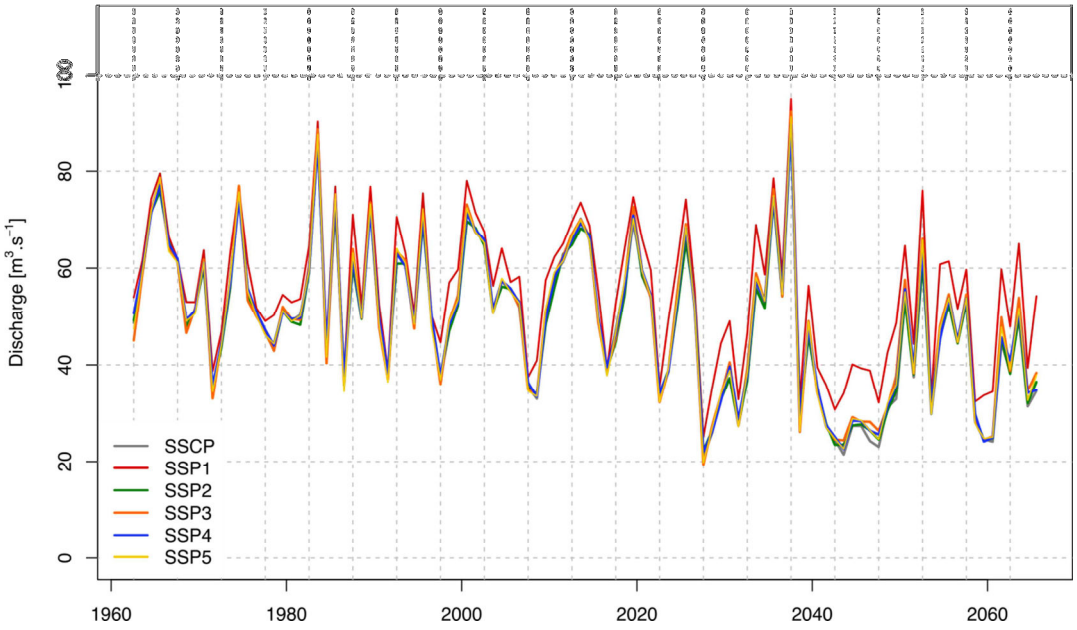


Figure 6 – Time evolution of annual mean discharge at La Clapière from 1962 to 2065 according to the six simulations SSP.

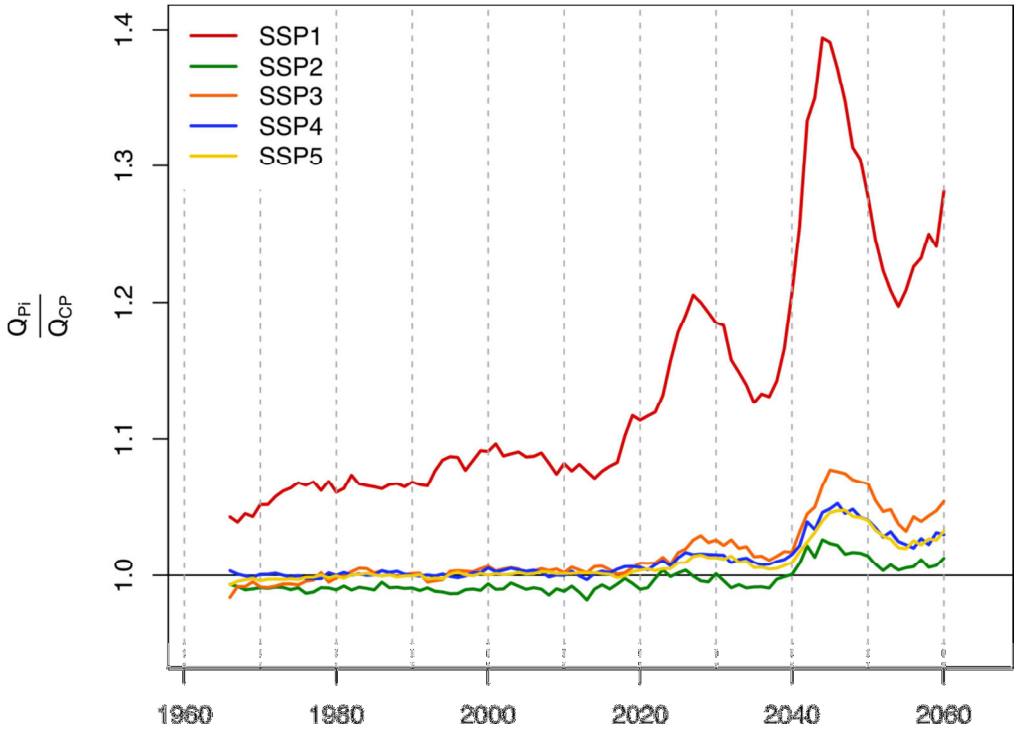
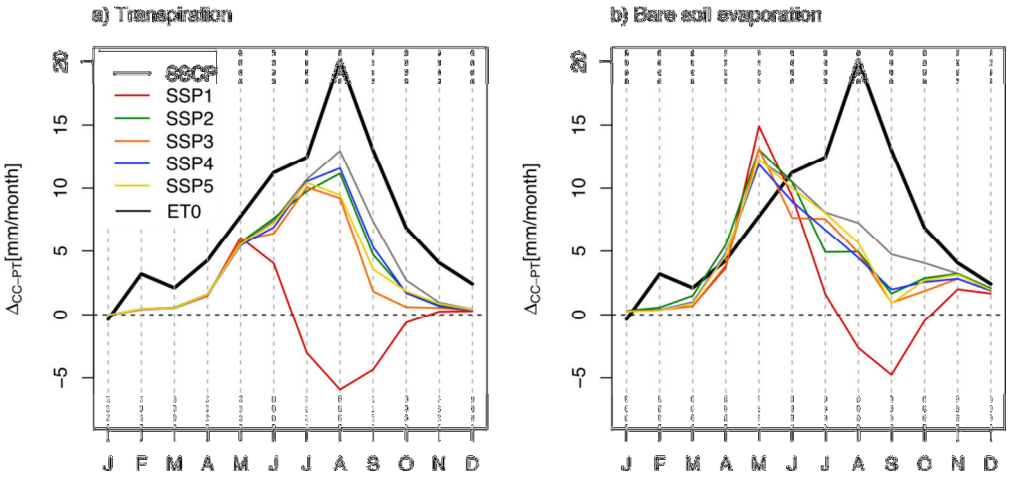


Figure 7 – The 10-year moving averages of the ratios between the annual mean discharge simulated by the simulation SSCP (Q_{CP}) and by a simulation SSPi using the parameters calibrated on the *i*-th sub-period with i ∈ [1,5], from 1962 to 2065.



666

667 **Figure 8 – Monthly anomalies of a) transpiration and b) bare soil evaporation calculated between the two**
668 **periods, 1980-2009 and 2036-2065 for the simulations SSP. The monthly anomalies of the reference**
669 **evapotranspiration are superimposed in black.**

670

Table des figures

1.1 Bilan énergétique moyen pour la période de mars 2000 à mars 2004 (en W/m^2) (Trenberth et al., 2009). SW$_{in}$ et SW$_{out}$ indiquent respectivement les rayonnements solaires incident et réfléchi à la surface de la terre. LW$_{in}$ et LW$_{out}$ sont les rayonnements atmosphériques incident et réfléchi à la surface de la terre. H$_s$ et λE représentent les flux turbulents sensible et latent. 11

1.2 Le cycle hydrologique. Estimation des stocks d'eau en milliers de km^3 (chiffres en gras) et des flux d'eau en milliers de km^3/an (chiffres en italique). Extrait de Trenberth et al. (2007) 12

1.3 Moyenne multi-modèles des changements annuels projetés pour la période 2016-2035 relativement à la période 1986-2005 sous le forçage radiatif RCP4.5 (cf. encadré section 4.5). (a) Evaporation en (%), (b) différences entre évaporation et précipitations (E-P, mm/j), (c) lames d'eau écoulées (%), (d) humidité des dix premiers centimètres de sol (%), (e) changement relatif d'humidité spécifique (%) et (f) changement absolu d'humidité relative (%). Le nombre de modèles climatiques utilisés est indiqué en haut à gauche de chaque graphique. Les hachures indiquent les régions pour lesquelles le changement projeté est petit par rapport à la variabilité interne et les pointillés indiquent les changement significatifs et pour lesquels au moins 90 % des modèles s'accordent sur le sens des changements. Extrait de IPCC (2013). 16

2.1 Carte du bassin versant de la Durance. 32

2.2 Discrétisation du bassin de la Durance en trois régions présentant des caractéristiques physio-géographiques différentes : la Haute Durance, la Moyenne Durance et la Basse Durance. Photo n°1 : Briançon ; photo n°2 : La porte de Provence, Sisteron ; Photo n°3 : Manosque. Les sous-bassins versants représentés en gris sont les unités de calcul de modélisation (cf. section 4). 33

2.3 Carte géologique du bassin de la Durance (BRGM). Sont repérés sur cette carte les chaînes subalpines du **D**évoluy, du **Di**ois, et des **B**aronnies, les massifs cristallins du **P**elvoux et du **M**ercantour, la zone **Br**iançonnaise et la haute vallée de l'**U**baye. 35

2.4 Carte de la porosité des entités hydrogéologiques identifiées par la BD LISA sur le bassin versant de la Durance. 38

2.5 Courbe hypsométrique du bassin de la Durance 39

2.6 Carte de l'occupation du sol sur le bassin versant de la Durance à partir de la BD CLC 41

2.7 Régimes hydrologiques en différents points du bassin versant. Extrait de Kuentz (2013). 42
2.8 Aménagements hydroélectriques de la Durance (source : EDF) 45
2.9 Cartes des canaux prenant leur source dans le bassin de la Durance. (source : SCP) 46
2.10 Organisation du projet selon les différents volets (WP). Les WPs marqués d'une étoile sont ceux auxquels les résultats de cette thèse ont contribué. 50

3.1 Principe du calcul du déficit d'humidité du bassin M_D d'après Koster et al. (2000). Sur le schéma b), le trait en pointillé correspond au niveau de la nappe (z_D) et le trait plein à la surface du sol. Extrait de Gascoin (2009) 59
3.2 Répartition verticale de l'humidité du sol dans CLSM et flux associés. Extrait de Gascoin (2009) 60
3.3 La topographie permet de distribuer l'humidité du sol et de définir trois fractions (saturée en bleu, stressée en rose et intermédiaire en blanc). D'après Ducharne (2011). 62
3.4 Evolution du masque d'albédo en fonction de l'épaisseur de neige, d_s, selon les différents types de végétation du tableau 3.1. 69
3.5 Schéma des différents compartiments possibles au sein d'un bassin versant élémentaire constituant une maille de modélisation de CLSM, à la fin d'un pas de temps. 70
3.6 Discrétisation du sol selon la profondeur en 11 points de calcul, représentés par des points noirs dont l'abscisse (en haut) définit l'indice et l'ordonnée la profondeur. Les croix bleues désignent un cas idéal d'humidité du sol, l'abscisse (en bas) de ces croix donne l'humidité correspondante, qui est ici faible en surface et plus élevée en profondeur. D'après Campoy (2013) 78
3.7 Fonctionnement du module de neige du modèle ORCHIDEE. Les abréviations en rouge sont les termes du bilan d'énergie (IR : Rayonnement atmosphérique, Vis : rayonnement visible, H : le flux de chaleur sensible). Le flux de chaleur latente, λE_s est en violet car il intervient à la fois dans le bilan en énergie et le bilan en eau. Les abréviations en bleu sont les termes du bilan en eau (P : précipitations et fonte). La température, T, l'épaisseur de neige, D, et l'équivalent en eau du manteau, W, sont les variables prognostiques de la couche composite neige/sol. . . 80
3.8 Comparaison des deux formulations pour calculer la fraction enneigée selon CLSM en noir (eq. 3.18) et selon ORCHIDEE en pointillé gris (eq. 3.26) 81

4.1 Trois niveaux de discrétisation du bassin de la Durance en sous-bassins 86
4.2 Cartes du BVE de la Gyronde et du Fournel, n°2 sur la figure 4.1, présentant a) la topographie et b) les indices topographiques de ce BVE. . 87

4.3 a) Distributions des indices topographiques sur le bassin du Buech aux Chambons (n°10 sur la carte 4.1) en fonction de la résolution du MNT. b) Comparaison entre la distribution empirique des indices topographiques sur ce même bassin calculée à partir du MNT à 25 mètres et celles approchées par une loi Gamma dont les paramètres ont été soit calculés à partir de la méthode des moments soit optimisés par la méthode des moindres carrés. 87
4.4 Les classes de Zobler représentées dans le triangle USDA en rouge et les trois classes texturales considérée par ORCHIDEE en bleu. Extrait de Ducharne (2014). 90
4.5 Stations de mesures météorologiques sur le bassin de la Durance. Extrait de Kuentz (2013) 99
4.6 Points de mesures EDF du manteau neigeux sur le bassin de la Durance. Extrait de Kuentz (2013) 100
4.7 Répartition des moyennes de cumul de précipitations annuelles sur la période 1959-2005 selon SAFRAN à gauche et selon DuO à droite 105
4.8 Répartition des températures moyennes sur la période 1959-2005 selon SAFRAN à gauche et selon DuO à droite 105
4.9 a) Variation de la différence de températures entre les données DuO et les données SAFRAN en fonction de la différence d'altitudes entre les mailles de 1km^2 et les mailles SAFRAN. b) Variation des différences de précipitations données par DuO par rapport à SAFRAN en pourcentage, en fonction des différences d'altitude des mailles. 106
4.10 Répartition spatiale des différences à l'échelle d'une maille SAFRAN entre les données DuO et les données SAFRAN des a) températures et des b) précipitations sur la période 1960-2010. 107
4.11 Evolution des cumuls annuels de précipitations normalisés par rapport à leur moyenne calculée sur toute la période disponible (1959-2005) pour le bassin de la Durance. Les droites en pointillés sont les droites de régression linéaire des cumuls annuels de précipitations normalisés par rapport au temps. 108
4.12 Evolution des températures annuelles normalisées par leur moyenne calculée sur toute la période disponible (1959-2005) pour le bassin de la Durance. Les droites en pointillés sont les droites de régression linéaire des températures annuelles normalisées par rapport au temps. 109
4.13 Evolution des températures SAFRAN T_a, T_{prox}, T_{min} et T_{max} annuelles sur l'ensemble du bassin entre 1959 et 2010. 109
4.14 Comparaison des évolutions de températures annuelles normalisées par leurs moyennes sur l'ensemble du bassin entre 1959 et 2010. 110
4.15 Précipitations totales journalières pendant le mois de janvier 1978, en moyenne sur le bassin de la Durance 111
4.16 Comparaison des cycles saisonniers selon les forçages atmosphériques utilisés pour quatre variables : les précipitations totales, la lame d'eau écoulée, le stock de neige et l'évapotranspiration. Ces cycles saisonniers sont calculés sur le bassin versant à l'amont de Serre-Ponçon (BVE 1 à 8) et moyennés sur la période 1980-2009. 114

4.17 Cartes présentant les biais des lames d'eau écoulées simulées par rapport à celles observées à l'amont de différentes stations du bassin. Les trois cartes présentent les biais calculés pour les simulation a) SAF, b) DuO et c) SAF-Pmaj. 116
4.18 Scénarios d'émissions de GES pour la période 2000-2100 (en l'absence de politiques climatiques additionnelles) et projections relatives aux températures atmosphériques (extrait de GIEC (2007)) a) Emission mondiales de GES (en Gt équiv-CO2) pour les scénarios SRES (les six lignes en couleur) et intervalle au 80ème percentile des scénarios publiés depuis (enveloppe grise), b) moyennes mondiales multi GCM de évolution des températures de surface pour les scénarios SRES. Les barres sur la droite précisent la valeur la plus probable (zone foncée) et la fourchette probable correspondant aux six scénarios de référence du SRES pour la période 2090-2099. Tous les écarts de température sont calculés par rapport à la moyenne sur 1980-1999. 118
4.19 Evolution des anomalies (moyenne ± écart-type) de températures de surface moyennes par rapport à 1986-2005 pour les scénarios SRES utilisés dans CMIP3 et les RCPs utilisés dans CMIP5. Le nombre de modèles de climat utilisés est donné entre parenthèses. Extrait de Knutti and Sedláček (2013). 119
4.20 Principe général des méthodes de descente d'échelle statistiques DSCLIM et ANALOG. D'après Brigode (2013) 122
4.21 Synthèse des projections climatiques régionales utilisées 125

5.1 a) Répartition uniforme de la neige lors de l'accumulation. b) Ablation du manteau neigeux par patchs. 131
5.2 a) Durance watershed elevations and dam locations. b) Upper part of the Durance watershed : delineation of elementary catchments used in the CLSM and locations of the gauging stations. 134
5.3 a) SCF time series extracted from MODIS images (MOD10A2) in catchment 3 from July 2003 to August 2006. Interruptions reflect the weeks when cloud cover was more than 10%. b) Rates of SCF (d^{-1}) ; accumulation rates are represented by red bars and ablation rates by blue bars. Mean accumulation and ablation rates are calculated over 2000-2011. Rates below 0.01 d^{-1} in absolute terms appearing in grey are considered to be 'neutral' and are not considered in calculating the means. Taking them into account for them does not change our overall conclusion. 137
5.4 MODIS SCF versus maximum mean snow depth observations in catchment 3 over eight days from April 2000 to March 2006. Reddish colors represent months when snow cover accumulation prevails ; bluish colors depict months when snow cover ablation is most important.Neutral colors such as grey and beige represent months with either no snow or very little change in the snow-cover extent. 138

5.5 Histogram of observed SCF variation rates derived from MODIS images for the entire Upper Durance catchment. Mean accumulation and ablation rates (in red and blue, respectively) are calculated over 2000-2011. The central bin, corresponding to small absolute variation rates (below 0.01 d^{-1}), appears in gray and is not accounted for to calculate the mean rates of accumulation/ablation written in red/blue. These small rates are not significant given the accuracy of MODIS images and keeping them does not change the difference between these two mean rates.139
5.6 a) Initial snow cover depletion curve of the CLSM. b) New snow cover depletion curve with hysteresis. The path taken by the SCF with respect to SWE is shown in black for accumulation and in grey for ablation. . . 141
5.7 Snow cover depletion curves as a function of vegetation configuration in the CLSM in catchment 3 calculated from August 2003 and July 2004. a) The REF simulation accounts for different types of vegetation in catchment 3. b) The REF_{grass} simulation with 100% of grassland. c) The REF_{forest} simulation with 100% of forest. d) The REF_{bs} simulation with 100% of bare soil. W_{melt} in this catchment is equal to 300 $kg.m^{-2}$. 146
5.8 a) Annual hydrograph simulated by REF compared with observations of the mean monthly values calculated from August 1980 to July 2009 in catchment 3 (in red and blue, respectively). b) Comparison between daily simulated SCFs (red line) and maximum SCFs observed over eight days from MODIS images. 147
5.9 a) Comparison of annual hydrographs between simulation REF (red) and simulation HYST (blue) calculated over 1980-2009 in catchment 3. b) Comparison of SCF evolution between the same simulations and observations. 149
5.10 Taylor diagrams (Taylor, 2001) showing the performances of simulations REF (empty triangles) and HYST (filled triangles) in the 6 gauged stations of the Upper Durance watershed of a) 10-day averaged runoff and b) maximum snow extent over 8 days compared to the MODIS images. The black square shows the location of the observations in the Taylor space. The distance between the simulation points (triangles) and the reference point (black square) represents the RMSE of the centered time series. The magnitude of relative biases is depicted by the size and direction of the triangles and the catchment numbers are indicated above them. 150
5.11 Changes of energy and hydrological variables caused by the hysteretic SCD in catchment 3 and calculated over 1980-2009. Changes between the simulations HYST and REF are depicted by orange bars. The other three bars (gray, light and dark green) show the changes between the single-tile HYST and REF simulations. The black line represents the surface weighted-mean of the three single-tile changes. 153

6.1 Hydrogrammes simulés par les sept modèles hydrologiques du projet R^2D^2-2050 aux cinq stations de contrôle pendant la période d'évaluation 1980-2009. Les observations sont tracées en noir pointillé. 167

6.2 Carte des critères de performances pour les sept modèles considérés dans le projet R²D²-2050. 168
6.3 Evolution moyenne des forçages DuO (a), des débits (b), de l'équivalent en eau du manteau neigeux (c) et de l'évapotranspiration (d), sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon et calculée pendant la période d'évaluation 1980-2009. 171
6.4 Evolution moyenne des forçages DuO (a), des débits (b), de l'équivalent en eau du manteau neigeux (c) et de l'évapotranspiration (d), sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix et calculée pendant la période d'évaluation 1980-2009. 172
6.5 Carte du bassin versant de la Durance à La Clapière. 174
6.6 Exemple pour la période CP du front de Pareto obtenu après 3348 simulations (88 générations de l'algorithme), la solution sélectionnée est illustrée par le point rouge (a,b,c). (d) présente l'évolution du maximum de la fonction objectif pour une génération en fonction du nombre de simulations effectuées. 177
6.7 Comparaison entre les débits simulés et observés de la Durance à la Clapière de 1962 à 2010. a) Courbes des régimes hydrologiques, b) débits annuels. 179
6.8 Comparaison entre les simulations des critères de performances calculés sur les différentes sous périodes de calage. Une courbe représente l'évolution d'un critère de performance sur les différentes sous périodes. Trois critères de performances sont calculés, (a) le critère de Kling-Gupta sur les débits décadaires (KGE_{10}), (b) le critère de Nash-Sutcliffe sur les régime (NSQ_{reg}) et (c)le rapport entre les moyennes des débits annuels simulés et observés. 181
6.9 Comparaison des précipitations et des débits observés entre les périodes CP et P1. 183
6.10 Différences moyennes entre les simulations SHP*i* et la simulation SHCP pendant la période 1965-2010 : a) lames d'eau écoulées. La simulation SHP1_W0 utilise les mêmes paramètres que la simulation SHP1 sauf W_{melt} qui est fixé à sa valeur par défaut (13 $kg.m^{-2}$). 184

7.1 Conceptualisation des différentes projections hydrologiques considérées. D'après Hingray et al. (2014) 192
7.2 Evolution des anomalies de températures saisonnières calculées par rapport à la période de référence 1980-2009. Les anomalies des 330 projections climatiques sont tracées en gris, la médiane est en rose et l'enveloppe rose est l'intervalle entre les premier et troisième quartiles. Les températures DuO sont représentées en noir. 194
7.3 Evolution des anomalies de précipitations saisonnières calculées par rapport à la période de référence 1980-2009. Les anomalies des 330 projections climatiques sont tracées en gris. La médiane des 330 projections climatiques est en rose et l'enveloppe rose représente l'intervalle entre les premier et troisième quartiles. Les températures DuO sont représentées en noir. 195

7.4 Evolution des cumuls annuels médians de précipitations, d'écoulement et d'évapotranspiration sur a) l'ensemble du bassin de la Durance, b) la Haute Durance, c) la Moyenne Durance et d) la Basse Durance. L'enveloppe autour de la médiane est délimitée par le premier et troisième quartiles des 330 projections hydrologiques. 199
7.5 Cycles saisonniers moyens (a) des précipitations, (b) de la lame de fonte, (c) des écoulements et (d) de l'évapotranspiration sur les trois régions de la Durance. L'ensemble des cycles saisonniers sur la période TF issus des 330 projections est tracé en gris clair, l'enveloppe interquartile (25%, 75%) de ces 330 projections est tracée en gris foncé et la médiane est en trait plein noir. La médiane des 330 projections du cycle saisonnier moyen sur la période TP est représentée en pointillés. Les losanges représentent la moyenne des changements ΔX entre TF et TP. Ils sont colorés quand plus de 50% des chaînes GCM/MDES indiquent un changement statistiquement significatif (rouge pour positif et bleu pour négatif). 202
7.6 Comparaison entre les trois régions du bassin des changements des termes constituant l'évapotranspiration : la transpiration (en vert), l'évaporation du sol nu (en marron) et l'interception (en violet). La sublimation n'est pas représentée. 203
7.7 Carte des moyennes de changements de (a) précipitations, ΔP, (b) lames d'eau écoulées, ΔR, et (c) d'évapotranspiration ΔE sur les BVE entre PF et PP pendant les mois d'été (juin, juillet et août). 205
7.8 Evolution des débits annuels de la Durance à la Clapière de 1962-2065 selon les six simulations de CLSM SSP utilisant des jeux de paramètres différents. 206
7.9 Evolution des moyennes glissantes des rapports entre les débits annuels simulés par les simulations SSPi (QPi), avec $i \in [1;5]$, et la simulation SSCP (QCP) sur le bassin de la Durance à la Clapière entre 1962 et 2065. 207
7.10 Changements mensuels de (a) transpiration et (b) d'évaporation du sol nu calculés entre les périodes TF et TP. Les changements mensuels d'évapotranspiration potentielle, ET_0 sont tracés en noir. 208
7.11 Synthèse des changements de débits (a), de maximum de stock de neige (b) et d'évapotranspiration (c) sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (BVE de 1 à 8 sur la carte 4.1). 1) La première colonne présente les évolutions des moyennes annuelles de 1960 à 2065. Toutes les projections hydrologiques (330 par modèle hydrologique) sont tracées en gris et les médianes de chaque modèle sont représentées en couleur. 2) La deuxième colonne compare les distributions de changements annuels entre les six modèles hydrologiques. Les changement médians sont représentés par le point central des diagrammes en violon et la moyenne des six médianes est représentée par la ligne rouge. 211

7.12 Synthèse des changements de débits (a), de maximum de stock de neige (b) et d'évapotranspiration (c) sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix (BVE de 19 à 21 sur la carte 4.1). 1) La première colonne présente les évolutions des moyennes annuelles de 1960 à 2065. Toutes les projections hydrologiques (330 par modèle hydrologique) sont tracées en gris et les médianes de chaque modèle sont représentées en couleur. 2) La deuxième colonne compare les distributions de changements annuels entre les six modèles hydrologiques. Les changement médians sont représentés par le point central des diagrammes en violon et la moyenne des six médianes est représentée par la ligne rouge. 212
7.13 Comparaison des changements de débits du Verdon à Sainte-Croix issus des 330 projections climatiques régionales entre les modèles hydrologiques deux à deux. Les changements du premier modèle représentés en noir sont classés dans l'ordre croissant des changements de débits. A chaque abscisse, le changement de débit simulé par le deuxième modèle en utilisant le forçage correspondant est représenté en rouge. . 215
7.14 Comparaison entre modèles hydrologiques des changements mensuels de débits, d'évapotranspiration, de maximum de stock de neige et de stock d'eau souterrain pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. Les médianes de changements mensuels entre les périodes TF et TP sont représentées par les lignes de couleur. Pour chaque mois, les distributions des changements mensuels tous modèles confondus sont représentées en gris par les diagrammes en violon. 218
7.15 Comparaison entre modèles hydrologiques des changements mensuels de débits, d'évapotranspiration, de maximum de stock de neige et de stock d'eau souterrain pour le bassin du Verdon à Sainte-Croix. Les médianes de changements mensuels entre les périodes TF et TP sont représentées par les lignes de couleur. Pour chaque mois, les distributions des changements mensuels tous modèles confondus sont représentées en gris par les diagrammes en violon. 219
7.16 Comparaison des changements mensuels moyens en absolu (a) et en relatif (b) des débits simulés par le modèle GR5J à Serre-Ponçon. 224

A.1 Cartes représentant les cumuls mensuels de précipitations non nuls issus de SPAZM en mm pour lesquels l'analyse SAFRAN indique un cumul mensuel de précipitations nul 264
A.2 Conceptualisation du réseau de BVEs du bassin versant de la Durance représenté dans CLSM. Le cours d'eau principal, la Durance, est représenté en bleu, les principaux affluents sont indiqués en gris et les points de contrôle du projet R^2D^2 sont représentés par les losanges rouges. . . 269
A.3 Chroniques de débits journaliers observés au droit des stations de la Durance à Val-les-Prés (en vert), de la Guisane aux Monêtiers les bains (en bleu) et de la Durance à Briançon (en rouge, BV1, cf. tableau 4.4). Le graphique b) est un zoom du graphique a) repéré par la partie grisée. Les oscillations hebdomadaires visibles sur les débits à Serre-Ponçon proviennent de barrage de Pont-Baldy (cf. section 4.3. 272

A.4 Courbe de décroissance de K_s avec la profondeur en fonction du paramètre v. 277
A.5 Comparaison entre les modèles des critères KGE et de rapport de bilan entre les moyennes des débits annuels simulés et observés. Un graphique représente les performances calculées sur les différentes périodes (en abscisse), de six modèles du projet utilisant un jeu de paramètres calé sur la période indiquée dans la partie grisée. Extrait de (Thirel, 2014) 280

Liste des tableaux

1.1 Tableau de synthèse des projets français d'études des impacts hydrologiques du changement climatique. 17

3.1 Les différentes classes de végétation considérées dans CLSM 63
3.2 Synthèse des différents jeux de paramètres utilisés dans cette thèse. . . 73
3.3 Les différentes PFTs considérées dans SECHIBA. La troisième colonne indique la classe hydrologique (C.H) à laquelle la PFT appartient, cette classe hydrologique est aussi appelée *soil tile*. 76

4.1 Valeurs moyennes annuelles des paramètres de végétation dans le bassin de la Durance selon ORCHIDEE et selon CLSM. LAI est l'indice foliaire et h_0 est la hauteur de rugosité. 88
4.2 Proportion des types d'occupation du sol dans les différentes régions du bassin versant de la Durance, selon ECOCLIMAP. 89
4.3 Liste des stations de contrôle, la dernière colonne indique si les débits sont naturalisés ou pas. 93
4.4 Liste des stations d'*intérêt* 93
4.5 Elements de construction et caractéristiques des réanalyses atmosphériques SAFRAN, SPAZM et DuO. $T*$ est une température seuil de répartition pluie/neige. 96
4.6 Moyennes annuelles sur le bassin versant de la Durance entre 1980 et 2009 pour les trois produits météorologiques. 104
4.7 Répartition des jours faiblement pluvieux selon les trois produits et comparaison des intensités, moyenne (imoy) et max (imax) pendant la période 1959-2010 et sur l'ensemble du bassin de la Durance. 111
4.8 Comparaison entre les simulations SAF, DuO et SAF-Pmaj des moyennes annuelles de précipitation totale, P, précipitations solides, P_s, températures de l'air, T_a, lames d'eau écoulées, R, évapotranspiration E et maximum annuel de stock de neige sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. Ces moyennes sont calculées entre 1980 et 2009. 115
4.9 Listes des différents GCMs et leurs runs associés utilisés dans cette thèse. RA est la résolution atmosphérique, les résolutions horizontales T63, T30/31 et N72 correspondent à approximativement 2.8°× 2.8 °, 3.75°× 3.75°et 1.67°× 2.5°respectivement en latitude × longitude. Les deuxièmes termes de la résolution atmosphérique, L31, L39 et L19 indiquent le nombre de niveaux verticaux considérés dans l'atmosphère. 120

5.1 Characteristics of each elementary catchment in the Upper Durance River watershed. There are six gauging stations in the Upper Durance watershed : U.A.S. is the upstream area at the gauging station and $\overline{Q_{obs}}$ is the mean observed discharge. SD stations are stations of snow depth measurements. W_{melt} is the parameter introduced to create the hysteresis in the SCD. 135
5.2 Characteristics of meteorological datasets used in this study. T, air temperature at 2m ; Q, specific humidity ; V, wind ; LW, longwave radiation ; and SW, shortwave radiation. Annual means of main variables are calculated over 1980-2009 for the Upper Durance watershed. 143
5.3 Main characteristics of the studied simulations. 'Multi-tile' configuration accounts for the different types of vegetation present in an elementary catchment according to ECOCLIMAP. 145
5.4 Comparison between the REF and HYST simulations and MODIS observations, end of snow-covered period, maximum annual SWE, and the correlation coefficient calculated for every year from August 2000 to July 2009 in catchment 3. 151

6.1 Synthèse des sept modèles utilisés dans le projet R^2D^2-2050. Les modèles hydrologiques sont soit globaux (pas de discrétisation spatiale du bassin versant modélisé) soit distribués. Le bassin versant modélisé peut alors être discrétisé en Bassins Versants Elementaires BVE (CLSM et ORCHIDEE) ou en entités plus petites qui sont les unités de réponses hydrologiques (HRUs de l'anglais *Hydrological Response Units*). Δt est le pas de temps de calcul du modèle. Le forçage $SPAZM^d$ comprend les précipitations et températures journalières de SPAZM ainsi que l'ET_0 journalière calculée par DuO. Le forçage $SAFRAN^+$ fournit les données atmosphériques horaires SAFRAN dont les précipitations ont été majorées de 15%. NP indique le nombre de paramètres calés : * Aucun paramètre des modèles J2000 et ISBA-Durance n'a été calé spécifiquement mais l'ensemble des paramètres a été adapté au domaine via des analyses de sensibilité. 159
6.2 Tableau récapitulatif des critères choisis et calculés par Chauveau et al. (2012) afin d'évaluer les modèles hydrologiques. Le seuil Se est défini par la valeur du débit observé non dépassée 10% du temps. Le seuil Sc est défini par la valeur du débit observé non dépassée 90 % du temps. . 164
6.3 Modules de débits observés et simulés par les sept modèles, aux cinq stations de contrôle, entre 1980 et 2009, en m^3/s. SP : La Durance à Serre-Ponçon ; BU : Le Buech aux Chambons ; ES : la Durance à l'Escale ; SX : le Verdon à Sainte-Croix ; JC : la Durance à Joucques-Cadarache. 166
6.4 Sublimation annuelle simulée par CLSM, E_s, et proportion de sublimation par rapport à la quantité de neige tombée, $\frac{E_s}{P_s}$, pour les cinq bassins de contrôle pendant la période 1980-2009. SP : La Durance à Serre-Ponçon ; BU : Le Buech aux Chambons ; ES : la Durance à l'Escale ; SX : le Verdon à Sainte-Croix ; JC : la Durance à Joucques-Cadarache. 171

6.5 Moyennes annuelles d'équivalent en eau du manteau neigeux ($\overline{SWE}$) calculées entre 1980-2009 pour les différents modèles du projet et sur les bassins versants en amont des cinq stations de contrôle. SP : La Durance à Serre-Ponçon ; BU : Le Buech aux Chambons ; ES : la Durance à l'Escale ; SX : le Verdon à Sainte-Croix ; JC : la Durance à Joucques-Cadarache. 172
6.6 Caractéristiques des sous-périodes de calage. Les moyennes de températures annuelles, de précipitations, de chutes de neige et de débits observés sont calculées sur le bassin de la Durance à la Clapière pour chacune des sous-périodes. Le pourcentage de neige par rapport aux précipitations totales est indiqué entre parenthèses dans la 5ème colonne.175
6.7 Critères statistiques calculés pour chacune des stations. FO1, FO2 et FO3 sont les fonctions objectifs utilisées pour le calage des paramètres. 176
6.8 Valeurs des paramètres de CLSM calés sur les différentes périodes. La moyenne et l'écart-type, σ_{spatial}, sont calculés sur les quatre BVEs. $\overline{\sigma_P}$ est la moyenne des écarts-types entre les périodes calculés sur chaque BVEs. σ_{spatial} et σ_P sont calculés à partir des valeurs des paramètres normalisées entre 0 et 1 dans la gamme de variation autorisée, par exemple [13,1000] pour le paramètre W_{melt} (*i.e.* $\frac{X-\min(X)}{\max(X)-\min(X)}$). 180

7.1 Tableau récapitulatif des changements de précipitations annuels sur la Haute Durance, la Moyenne Durance et sur la Basse Durance ainsi que sur la totalité du bassin versant. La moyenne des précipitations pendant la période TP, $\mu(P_{PP})$, et les changements de précipitations, $\overline{\Delta_P}$, $\min(\Delta P)$ et $\max(\Delta P)$ sont indiqués en mm/an. Les trois autres colonnes donnent le nombre de chaînes GCM/MDES présentant des changements soit significativement positifs (> 0) ou négatifs (< 0), soit non significatifs (NS). 200
7.2 Même légende que pour le tableau 7.1, cette fois-ci pour les écoulements, R. 200
7.3 Même légende que pour le tableau 7.1, cette fois-ci pour l'évapotranspiration, E. 200
7.4 Tableau récapitulatif des changements de débits moyens annuels sur les bassins de la Durance à Serre-Ponçon et du Verdon à Sainte-Croix. La moyenne des débits pendant la période TP, μ_{TP}, et le changement médian de débit, ΔQ sont indiqués en m^3/s. Les six autres colonnes indiquent le nombre de chaînes GCM/MDES présentant des changements soit significativement positifs (> 0) ou négatifs (< 0), soit non significatifs. 213
7.5 Tableau récapitulatif des changements d'évapotranspiration sur les bassins de la Durance à Serre-Ponçon et du Verdon à Sainte-Croix. L'évapotranspiration moyenne pendant la période TP, μ_{TP}, et le changement médian d'évapotranspiration, Δ_E sont indiqués en mm/j. Les six autres colonnes indiquent le nombre de chaînes GCM/MDES présentant des changements soit significativement positifs (> 0) ou négatifs (< 0), soit non significatifs. 213

7.6 Tableau des coefficients de corrélation de Spearman calculés sur les changements d'évapotranspiration entre les modèles hydrologiques sur le bassin du Verdon à Sainte-Croix. 216
7.7 Moyennes annuelles et changements entre PF et PP des contenus en eau souterrains (mm) simulés par les modèles hydrologiques. 220
7.8 Tableau des fractions de variance expliquées par les différents maillons de la chaîne de modélisation GCM/MDES/MH pour les cinq stations de « contrôle » et pour les changements de débits, ΔQ, de maximum annuel de stock de neige, Δ max(SWE) et d'évapotranspiration ΔE. . . 222
7.9 Liste des simulations considérées écart-type des différents jeux de simulations. 223

A.1 Paramètres de routage obtenus sur les 27 BVE de la Durance. 270
A.2 Valeur des paramètres pour le jeu de paramètres θ_{REF} 273
A.3 274
A.4 Définition des années hydrologiques utilisées pour le calcul des indicateurs de crue et d'étiage d'après Chauveau et al. (2012) 275
A.5 Différences relatives entre les réponses hydrologiques (écoulement, évaporation) issues des simulations utilisant différentes valeurs de conductivité hydraulique à saturation en surface et celles issues de la simulation de référence. Les différences sont présentées sur la Haute et la Moyenne Durance, entre 1980 et 2009. 276
A.6 Différences relatives entre les réponses hydrologiques (écoulement, évaporation) issues des simulations utilisant différentes valeurs de ν et celles issues de la simulation de référence. Les différences sont présentées sur deux zones géographiques distinctes (Haute et Moyenne Durance) et entre 1980 et 2009. 278
A.7 Différences relatives entre les réponses hydrologiques (écoulement, évaporation) issues des simulations utilisant différentes valeurs de D et celles issues de la simulation de référence. Les différences sont présentées sur deux zones géographiques distinctes (Haute et Moyenne Durance) et entre 1980 et 2009. 278
A.8 Statistique des valeurs de wilting point exprimé en degré de saturation sur les 27 BVE de la Durance. 279
A.9 P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de températures annuelles 280
A.10 P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de précipitations annuelles 281
A.11 P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de chutes de neige annuelles 281
A.12 P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de q_a annuelles 281
A.13 P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de VPD annuelles. 281
A.14 P-valeurs du test de Wilcoxon du changement des vitesses de vent annuelles. 281
A.15 P-valeurs du test de Wilcoxon du changement du rayonnement net annuel calculé selon la FAO en supposant T_a égal à T_s et $\alpha = 0.23$. 282
A.16 P-valeurs du test de Wilcoxon du changement de ETP annuelles 282