

Sommaire

Chapitre 1 - Introduction	1
Chapitre 2 - Le système climatique et sa prévisibilité	7
2.1. La circulation atmosphérique	8
2.1.1 Les mécanismes moteurs de la circulation atmosphérique générale	8
2.1.2 La circulation atmosphérique aux moyennes latitudes	11
2.2 Variabilité du climat	12
2.2.1 Echelle de temps et d'espace	13
2.2.2 Modes de variabilité du climat et grands indices climatiques	14
2.2.3 Modes de variabilité du climat : régimes de temps	18
2.3 La prévision saisonnière : état de l'art	20
2.3.1 Définition	20
2.3.2 Sources de prévisibilité	20
2.3.3 Outils de modélisation en prévision saisonnière	24
2.3.4 Les projets PROVOST, DEMETER, ENSEMBLES	27
2.3.5 Les centres de systèmes opérationnels	29
2.4 Synthèse du chapitre	33
Chapitre 3 - La prévision des ressources en eau grâce à la modélisation hydrométéorologique	35
3.1 Généralités	37
3.1.1 L'eau et le cycle de l'eau : quelques chiffres	37
3.1.2 L'étude des bassins versants	42
3.1.2.a L'unité spatiale : le bassin versant	42
3.1.2.b Les principaux termes du bilan hydrologique	43
3.2 La modélisation hydrologique pour prévoir les débits	47
3.2.1 Typologie des modèles hydrologiques	47
3.2.2 Les chaînes de modélisation hydrométéorologique	50
3.2.2.a Prévoir les débits pour prévoir les crues et inondations	51
3.2.2.b Prévoir les débits pour prévoir les étiages et sécheresses	51

3.2.2.c Réaliser des projections pour mieux anticiper l'impact du réchauffement climatique sur l'hydrologie	52
3.2.2.d Quelques exemples de chaînes de modélisation hydrométéorologique	52
3.3 Le modèle hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) et ses applications	54
3.3.1 Le système d'analyses météorologiques SAFRAN	54
3.3.2 Le schéma de transfert de surface ISBA	57
3.3.3 Le modèle hydrogéologique MODCOU	61
3.3.4 Le couplage SIM et ses différentes applications hydrométéorologiques	64
3.4 La prévision saisonnière hydrologique	68
3.4.1 Définition	68
3.4.2 Les sources de prévisibilité	69
3.4.3 Le choix de l'outil pour la prévision saisonnière hydrologique	74
3.5 La chaîne de prévision saisonnière hydrologique : Hydro-SF	79
3.5.1 Description de la chaîne Hydro-SF : mise en œuvre	80
3.5.1.a Descente d'échelle	81
3.5.1.b Le calcul en anomalies standardisées	82
3.5.2 Tests sur les débits de quelques bassins versants et sur l'indice d'humidité des sols en France	84
3.5.3 Evaluation de la chaîne Hydro-SF : les principaux résultats	85
3.6 Synthèse	88
Chapitre 4 - Outils statistiques de vérification et d'évaluation des prévisions saisonnières	91
4.1 Scores déterministes	92
4.2 Scores probabilistes	94
4.3 Scores de comparaison et tests statistiques	100
4.4 Synthèse et applications	105
Chapitre 5 - La prévisibilité du système hydrologique en France métropolitaine au printemps	107
5.1 Résumé de l'article	108
5.2 Article publié dans Hydrology and Earth System Sciences	110
5.3 Quelques éléments complémentaires	128
5.3.1 Compléments pour les expériences de prévisibilité avec ARPEGE-ENSEMBLES (1960-2005)	128

5.3.2 Amélioration du forçage atmosphérique : ajustement du seuil de discrimination pluie/neige	132
5.3.3 Utilisation d'une autre version du modèle ARPEGE	134
5.3.3.a Expériences de prévisibilité avec ARPEGE-DEMETER (1971-2001)	134
5.3.3.b Evaluation des forçages atmosphériques ARPEGE-DEMETER, ARPEGE-ENSEMBLES et ARPEGE-S3 (1971-2001)	136
5.4. Conclusion	138
Chapitre 6 - La descente d'échelle des prévisions saisonnières	141
6.1 Théorie et généralités	143
6.1.1 Les méthodes dynamiques	143
6.1.2 Les méthodes statistiques	144
6.1.3 Avantages et inconvénients de l'approche dynamique et l'approche statistique	147
6.2 Descente d'échelle par type de temps et analogues avec DSCLIM sur le printemps en France métropolitaine	148
6.3 Impact de DSCLIM sur les prévisions saisonnières atmosphériques : comparaison avec une descente d'échelle simple	153
6.3.1 Les températures	154
6.3.2 Les pluies	157
6.3.3 La neige	160
6.4 Impact de DSCLIM sur les prévisions saisonnières hydrologiques : comparaison avec une descente d'échelle simple	162
6.4.1 Les SWI	162
6.4.2 Les débits	163
6.5 Conclusion	165
Chapitre 7 – Application de prévisions saisonnières en été pour l'hydrologie	169
7.1 Les étiages et les sécheresses : outils actuels de suivi et de prévision	170
7.1.1 Définition des étiages et enjeux	170
7.1.2 Outils actuels de suivi et de prévision d'étiages et des éventuelles sécheresses en été	172
7.2 Différentes dates d'initialisation des prévisions saisonnières hydrologiques avec Hydro-SF	175
7.2.1 Méthodologie des expériences	175
7.2.2 Résultats	176
7.2.2.a Approche globale	176

7.2.2.b Approche spatiale	178
7.3 Apport de la prévision saisonnière de climat sur le système hydrologique	187
7.3.1 Méthodologie	187
7.3.2 Résultats	188
7.4 Conclusion	190
Chapitre 8 - Conclusions et perspectives	193
ANNEXE A	201
ANNEXE B	213
Références bibliographiques	217

Chapitre 1

Introduction

L'eau est indispensable au fonctionnement de tout être vivant et est présente partout sur Terre : océans et mers, atmosphère, lacs et rivières, nappes souterraines, sols... Même si les océans constituent environ 97 % de la masse totale d'eau sur Terre, seuls environ 3% d'eaux douces existent. C'est parmi ces 3% d'eaux douces que l'homme va pouvoir utiliser l'eau en tant que ressources. Or, ces ressources en eau sont inégalement réparties dans l'espace et dans le temps. Leur gestion est donc un enjeu majeur pour les activités humaines (alimentation en eau potable, production d'électricité, irrigation pour l'agriculture, risques d'inondations...) mais aussi pour la préservation de l'environnement (qualité et quantité de l'eau, faune aquatique, écosystèmes...).

De plus, l'évolution de la pression anthropique sur les ressources en eau (accroissement de la population, modification de l'usage des sols et des pratiques agricoles ...), conjuguée aux variations récentes du climat, fait que la demande en eau ne cesse de croître. La gestion de l'eau est donc devenue un enjeu grandissant dans de nombreuses régions, en France comme dans le monde.

Les organismes de gestion des ressources en eau (services institutionnels, gestionnaires de barrages...) ont besoin d'outils d'aide à la décision pour le suivi et/ou la prévision des ressources en eau. Si de plus en plus d'outils existent pour le suivi, les outils de prévision à l'échelle de la saison pour l'hydrologie sont encore très peu développés, notamment en France. Or, justement prévoir les étiages et d'éventuelles sécheresses agricoles ou hydrologiques quelques mois à l'avance est crucial pour ces organismes. Une prévision de bonne qualité permettrait alors de prendre des mesures préventives pour anticiper voire éviter une crise.

Prévisions saisonnières météorologiques et hydrologiques

Les prévisions du climat à l'échelle de la saison sont rendues possibles grâce à l'évolution lente de certaines des composantes du système climatique (océan, neige, humidité des sols...). Elles sont opérationnelles dans plusieurs centres météorologiques dans le monde, dont Météo-France, et sont des prévisions d'ensemble par nature probabiliste, afin de permettre un meilleur échantillonnage des incertitudes liées aux conditions initiales atmosphériques et océaniques.

Les prévisions saisonnières issues de modèles de climat, peuvent alors être utilisées pour fournir les conditions météorologiques aux modèles hydrologiques, qui à leur tour, vont simuler la réponse des débits du ou des bassins versants concernés.

Les prévisions saisonnières hydrologiques ont déjà montrés leur faisabilité aux moyennes latitudes, comme aux Etats-Unis et en Europe [Li et al., 2008 ; Bierkens and van Beek, 2009 ; Céron et al., 2010]. Cependant, la résolution des modèles hydrologiques est beaucoup plus fine que la résolution des modèles climatiques. Pour cela, une descente d'échelle spatiale des prévisions saisonnières de climat est nécessairement appliquée. La descente d'échelle (ou désagrégation) a surtout été utilisée dans le cadre d'études d'impact du changement climatique [Wilby et al, 2004 ; Boé, 2007] et n'est que peu appliquée à la question des prévisions saisonnières hydrologiques.

Les outils de gestion des ressources en eau développés à Météo-France

A Météo-France, l'analyse des états de sécheresse du sol superficiel et des débits associés est effectuée grâce à la chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) opérationnelle depuis 2003 pour ce qui concerne le suivi [Habets et al., 2008]. Elle permet d'étudier en temps réel et différé, les paramètres atmosphériques de surface mais aussi l'humidité des sols et les débits des rivières pour le suivi des ressources en eau [Quintana-Segui et al, 2008].

SIM est en fait composé de trois modèles différents :

- SAFRAN (le Système d'Analyses Fournissant des Renseignements A la Neige) : un système d'analyses météorologiques ayant pour but de fournir les 8 paramètres atmosphériques suivants : température et humidité de l'air à 2 mètres, précipitations solides et liquides, vent à 10 mètres, nébulosité et rayonnements ;
- ISBA (Interactions entre le Sol, la Biosphère et l'Atmosphère) : un schéma de transfert de surface permettant de simuler les bilans énergétiques et hydriques entre le sol et l'atmosphère. Il utilise les paramètres atmosphériques, fournis par SAFRAN, ainsi que des données de végétation et d'occupation des sols, pour calculer le ruissellement et le drainage gravitationnel ;
- MODCOU (MODèle COUplé) : un modèle hydrogéologique qui, à partir des informations fournies par ISBA, va simuler les transferts hydrologiques de surface et souterrains.

Depuis 2005, le ministère en charge de l'Environnement utilise les informations issues de la chaîne hydrométéorologique SIM concernant la neige, l'humidité des sols et les pluies efficaces, pour le bulletin national de suivi hydrologique. Ces informations sont aussi utilisées pour le Comité National des effets de la sécheresse. Des études sur les sécheresses avec SIM ont ainsi été réalisées [Blanchard et al., 2007]. De plus, une réanalyse climatologique SIM est disponible depuis 1958 [Vidal et al., 2010a].

SIM a aussi permis de mettre en place et de valider la prévision d'ensemble des débits à moyenne échéance [Rousset-Regimbeau, 2007], qui montre ainsi de très bons scores pour la majorité des stations en France et pour tous les seuils considérés. Cette chaîne tourne actuellement en temps réel et a aussi été adaptée pour la prévision d'ensemble des débits à courte échéance (60 heures) afin de prévoir les événements extrêmes et localisés [Thirel, 2009]. L'assimilation des débits a également permis de valider les chaînes de prévision d'ensemble de débits SIM par rapport aux débits observés [Thirel, 2009].

Dans la continuité, Météo-France a lancé une étude de faisabilité pour une chaîne de prévision des débits et humidité des sols à longue échéance : la prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF. Elle est aussi basée sur la chaîne hydrométéorologique SIM et a donc été adaptée à l'échelle de la saison. Hydro-SF a ainsi été testée et validée pour la saison du printemps [Tanguy, 2008 ; Céron et al, 2010] pour quatre bassins test.

Le module SAFRAN est en fait remplacé par les prévisions saisonnières du modèle de climat ARPEGE de Météo-France, qui a contribué au projet européen DEMETER.

Les premiers résultats obtenus ont montré des scores meilleurs sur les températures que sur les précipitations, mais aussi que la discrimination pluie/neige n'était pas satisfaisante (les pluies étant surestimées et la neige sous-estimée). De plus, les corrélations et scores probabilistes des variables hydrologiques (débits et humidité des sols) ont montré de meilleurs scores que ceux des paramètres atmosphériques (températures et précipitations), probablement dus à la prévisibilité des conditions initiales du sol pour les quatre bassins étudiés.

Objectif de la thèse

Faisant suite aux travaux préliminaires de Tanguy [2008] et Céron et al.[2010], cette thèse a pour principal objectif d'évaluer le potentiel de la chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF en France métropolitaine dans le cadre de la gestion des ressources en eau. Ainsi, les saisons du printemps et de l'été sont seulement traitées dans cette thèse, afin d'évaluer si la chaîne peut se révéler être un outil d'aide à l'anticipation des sécheresses et des bas débits, souvent fréquents en France à cette période.

Pour cela, une évaluation des sources de prévisibilité atmosphériques et hydrologiques est menée, avant de réaliser une étude sur les méthodes de descente d'échelle des prévisions de climat pour la saison du printemps. Des évaluations de la performance de la chaîne Hydro-SF dans différentes conditions sont conduites, afin d'estimer le potentiel de la chaîne dans le cadre de prévisions saisonnières hydrologiques opérationnelles.

Présentation des différents chapitres

La première partie de ma thèse est consacrée au système climatique et sa prévisibilité. Ce ***deuxième chapitre*** a pour but de décrire les principes de bases de la circulation atmosphérique de grande échelle aux moyennes latitudes, et ses principaux modes de variabilité impactant le climat en Europe et donc en France. Puis, nous discuterons plus particulièrement de la prévision saisonnière de climat : sa définition, ses principales sources de prévisibilité et les différents outils actuels permettant de la modéliser.

Ensuite, le **troisième chapitre** portera sur la modélisation hydrologique dans le contexte de la gestion des ressources en eau. Dans un premier temps, le cycle de l'eau et ses principaux processus seront décrits, avant d'aborder la modélisation hydrologique pour la prévision des variables hydrologiques (débits, humidité des sols). Nous détaillerons alors plus précisément l'outil qu'est la modélisation hydrométéorologique, avant de décrire la chaîne SIM, utilisée dans le cadre de cette thèse.

Enfin, la dernière partie de ce chapitre sera consacrée exclusivement à la prévision saisonnière hydrologique appliquée aux moyennes latitudes. La chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF développée en 2008 à Météo-France sera alors décrite, ainsi que ses principaux résultats.

Dans le **quatrième chapitre**, les différents outils statistiques d'évaluation et de vérification des prévisions saisonnières de climat et hydrologiques, utilisés dans cette thèse, seront décrits : les scores probabilistes et déterministes, ainsi que les scores de comparaison de deux expériences de prévision.

Dans le **cinquième chapitre**, nous traiterons des sources de prévisibilité en France métropolitaine pour la saison de printemps. Grâce à deux expériences, nous évaluerons les différentes sources de prévisibilité des variables hydrologiques en France.

Les résultats obtenus lors de la première expérience seront comparés à la chaîne de prévision saisonnière hydrologique constituée avec les données du modèle de climat ARPEGE qui ont contribué au projet ENSEMBLES sur une période plus étendue que précédemment (1960-2005). Cette étude sera alors illustrée par un article.

Nous verrons aussi que cette étude a alors permis d'approfondir quelques questions sur la prévisibilité en France au printemps.

Le **sixième chapitre** traitera de la descente d'échelle des prévisions saisonnières de climat. Après une courte revue bibliographique des différentes méthodes appliquées pour les prévisions saisonnières hydrologiques, nous montrerons l'intérêt éventuel d'une nouvelle méthode de descente d'échelle des prévisions saisonnières atmosphériques dans la chaîne Hydro-SF.

Une description de la méthode et de son introduction dans la chaîne sera présentée. Ensuite, les résultats obtenus sur les paramètres de températures et de précipitations seront

évalués avant de vérifier les résultats sur les paramètres hydrologiques (débits et humidités des sols). Ces étapes seront réalisées en comparant les scores à ceux de la chaîne de prévision saisonnière hydrologique originelle qui utilise une méthode plus simple de descente d'échelle [Céron et al., 2010].

Enfin, le *septième chapitre* documentera la prévisibilité saisonnière sur la période estivale, notamment en terme de délais d'anticipation possible. L'intérêt éventuel de mettre en application la chaîne de prévision saisonnière hydrologique pour aider les décideurs et gestionnaires des ressources en eau, sera ainsi montré.

Chapitre 2

Le système climatique et sa prévisibilité

Le système climatique est un système dynamique dont les composantes interagissent entre elles en permanence. Ses différentes composantes sont principalement constituées de : l'atmosphère, les océans et les mers, la cryosphère (la neige, les glaciers et banquises...), la biomasse (tous les êtres vivants) ainsi que la lithosphère (surfaces continentales). Le système climatique est donc un système avec plusieurs processus complexes se déroulant à différentes échelles spatio-temporelles. La connaissance de ces différents processus et de leurs interactions permet cependant de prévoir, sous certaines conditions, l'évolution du climat.

La prévision saisonnière est une prévision d'un état moyen de l'atmosphère quelques mois à l'avance. Elle est ainsi possible grâce à l'évolution lente des conditions aux limites de l'atmosphère : température de surface des océans tropicaux, humidité des sols, couverture neigeuse, et végétation sur les surfaces continentales. Les prévisions saisonnières (par exemple, de températures et de précipitations) constituent alors un outil d'aide pour les organisations qui doivent prendre des décisions sur des intervalles de temps du mois à quelques mois, comme pour la gestion de la ressource en eau.

Dans ce chapitre, nous allons tout d'abord présenter les principaux éléments du système climatique : les moteurs de la circulation atmosphérique de grande échelle, en insistant sur les moyennes latitudes qui nous intéressent dans le cadre de cette thèse, et les grands modes de variabilité du climat agissant en Europe.

Nous pourrons ensuite ainsi nous consacrer à l'étude de la prévision saisonnière. Ses différentes sources de prévisibilité seront revues, avant de nous concentrer sur ce qu'il est fait

de nos jours ainsi que les perspectives pour les années à venir dans le domaine de la recherche. Enfin, nous verrons les différents projets et modèles de prévision saisonnière opérationnels existants en Europe avant de réaliser une synthèse résumant le chapitre.

2.1 La circulation atmosphérique

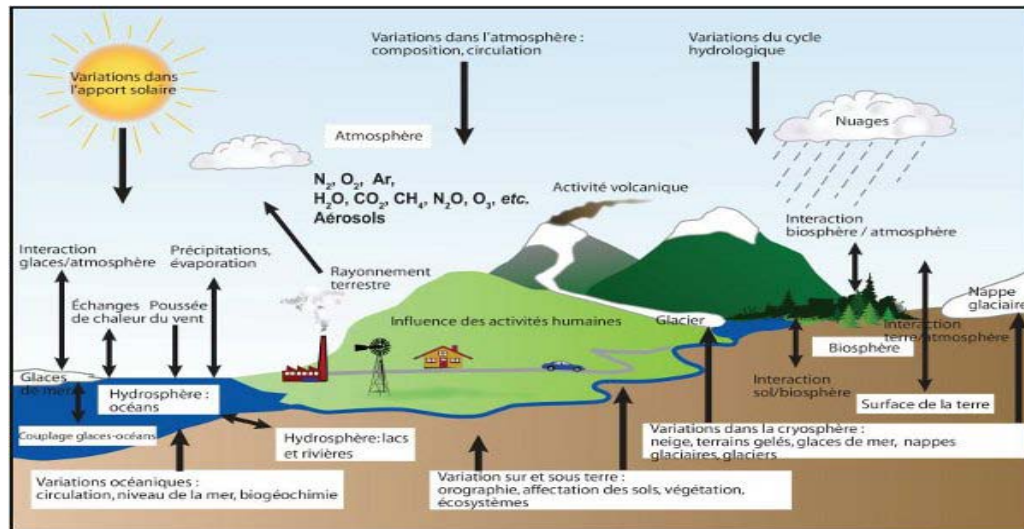


FIG. 1.1. Schéma du système climatique [IPCC, 2007]

L'atmosphère est une des composantes essentielles du système climatique, interagissant principalement avec les océans et les surfaces continentales, mais aussi la biosphère et la cryosphère (FIG. 1.1). Comprendre la circulation atmosphérique générale est donc essentiel pour comprendre comment fonctionne le système climatique.

Tout d'abord, intéressons-nous aux mécanismes moteurs qui mettent en place la circulation atmosphérique.

2.1.1 Les mécanismes moteurs de la circulation atmosphérique générale

L'existence de la circulation atmosphérique est la conséquence de la rotation de la Terre et de déséquilibres énergétiques existants sur la Terre.

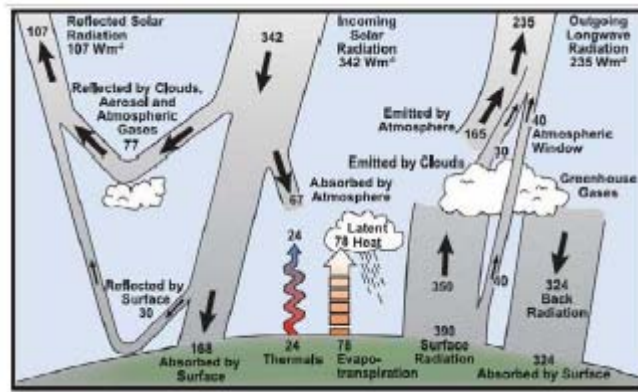


FIG. 1.2. Bilan radiatif global de la Terre [Kiehl and Trenberth, 1997]

Premièrement, un déséquilibre d'énergie d'axe vertical atmosphère/surface est observé : l'énergie est déficitaire dans l'atmosphère tandis qu'elle se révèle être excédentaire à la surface. Ce déséquilibre énergétique atmosphère/surface est alors compensé à travers les flux de chaleur sensible et latent pour rééquilibrer le bilan radiatif global de la planète (FIG. 1.2).

La chaleur sensible et la chaleur latente transportent l'énergie par advection de masses d'air et d'eau plus chaudes (froides) vers les pôles (l'équateur), et par les changements de phase du contenu en eau dans l'atmosphère.

Par exemple, les mouvements atmosphériques existants dans les tropiques, permettent de redistribuer l'énergie de l'équateur vers les pôles sous forme de mouvements verticaux dans le plan altitude/latitude correspondant à une circulation cellulaire entre Tropiques et Sub-Tropiques, dite circulation de Hadley (FIG. 1.3). Les cellules de Hadley sont ainsi observées tout autour du globe ; à l'interface entre les hémisphères Nord et Sud, leurs branches ascendantes forment une zone de convection à grande échelle qui varie en fonction des saisons, la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). Ces fortes ascendances présentes dans la ZCIT sont à l'origine des nuages et des fortes précipitations caractéristiques de cette zone.

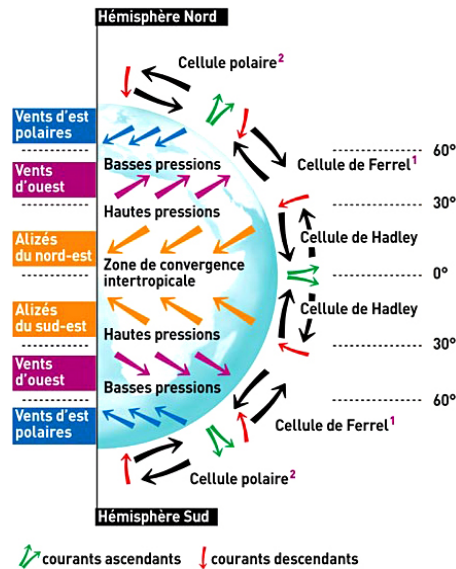


FIG. 1.3. Coupe schématique de la circulation atmosphérique générale [CEA, source : http://www.cea.fr/jeunes/themes/le_climat/le_climat/complements_sur_le_climat/fonctionnement_de_la_circulation_atmospherique_m]

Le second déséquilibre énergétique est lié à la répartition du rayonnement solaire à la surface de la Terre.

En effet, le rayonnement solaire est très variable dans le temps (fonction de la saison) et l'espace (fonction de la latitude), conséquence de l'axe d'inclinaison et de la rotation de la Terre. La quantité moyenne de rayonnement solaire reçue par les pôles est ainsi environ deux fois inférieure à celle reçue par l'équateur. Ce déséquilibre énergétique est donc un déséquilibre énergétique méridien.

Toutefois, les basses et hautes latitudes sont en équilibre énergétique en moyenne annuelle grâce aux processus transportant l'énergie des régions équatoriales vers les pôles par les différentes composantes fluides du système climatique.

Les composantes fluides contribuant le plus sont l'atmosphère et l'océan, ce dernier agissant alors comme un régulateur thermique à travers la circulation océanique. Les transports énergétiques dans les tropiques se font essentiellement grâce aux océans (> 50 % du transport total d'énergie) et sont réalisés à deux niveaux : en surface, avec les vents et la force de Coriolis ; et en profondeur, avec la circulation thermohaline gouvernée par les différences de densité des masses d'eau (fonctions de la température et de la salinité). Par contre, aux hautes latitudes, les transports d'énergie se font majoritairement grâce à l'atmosphère (FIG. 1.4).

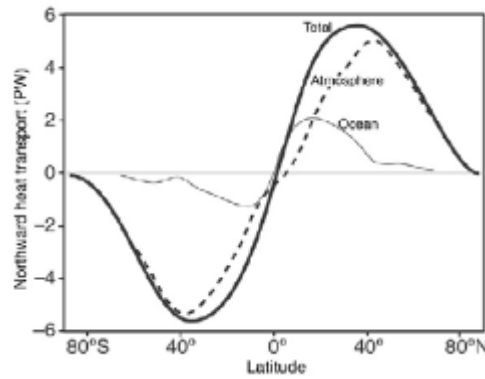


FIG. 1.4 Transports énergétiques redistribués par l'atmosphère et l'océan en fonction de la latitude
[Trenberth and Caron, 2001]

2.1.2 La circulation atmosphérique aux moyennes latitudes

Les moyennes latitudes sont les deux bandes situées entre 35 et 70 degrés de latitude dans les hémisphères Nord et Sud. La circulation atmosphérique dans ces régions est caractérisée par la zone barocline et les ondes quasi-stationnaires (ou ondes de Rossby).

Un fluide est barocline lorsque les lignes isobares (d'égale pression) croisent les lignes d'isopycne (d'égale densité). La zone barocline présente aux moyennes latitudes est ainsi définie par :

- (i) de fortes variations méridiennes de température (dues à une interaction des masses d'air chaud provenant des tropiques avec les masses d'air froid provenant du pôle) ;
- (ii) un flux d'ouest dans la troposphère (première couche de l'atmosphère où se produisent les phénomènes météorologiques s'élevant jusqu'à 8 km aux pôles et 15 km à l'équateur) dû à la force de Coriolis qui fait dévier les vents à droite dans l'hémisphère Nord ;
- (iii) une pression en moyenne zonale plus haute du côté tropical que du côté polaire.

Toutefois, cette zone barocline aux moyennes latitudes fluctue et constitue alors « la toile de fond » du portrait de la circulation atmosphérique à ces latitudes.

Ces perturbations restent cependant de plus petite échelle que celle des ondes stationnaires.

Les ondes quasi-stationnaires, ou ondes de Rossby, sont des mouvements ondulatoires de la circulation atmosphérique de grande longueur d'onde pouvant atteindre quelques milliers de kilomètres. Elles sont donc d'ordre planétaire.

Ces ondes sont principalement initiées par les grands reliefs (comme les Rocheuses aux Etats-Unis), et la variation de la force de Coriolis [Coriolis, 1835], elle-même consécutive de la rotation de la Terre. Elles sont donc induites par la conservation du tourbillon absolu.

Prenons f , la latitude à laquelle la rotation du flux d'air est due à la force de Coriolis, et ζ , la rotation locale dans le flux d'air, aussi appelé tourbillon relatif. Le tourbillon absolu étant conservé, alors nous avons $\zeta + f$ qui est une *constante*.

En d'autres termes, lorsque l'air passe au-dessus d'un obstacle, tel qu'un relief, il doit alors s'écouler dans une couche atmosphérique plus mince, ce qui accélère la rotation dans le flux (ζ). Mais pour conserver le tourbillon absolu $\zeta + f$, l'air doit alors se déplacer vers l'équateur pour diminuer la latitude (f). Puis, lorsque l'air redescend de l'autre côté de l'obstacle, il est contraint d'aller vers une latitude plus polaire. Ceci induit ainsi une ondulation de la circulation atmosphérique.

2.2 Variabilité du climat

La partie précédente était une brève description sur les mécanismes moteurs qui mettent en place la circulation atmosphérique, en particulier aux moyennes latitudes. L'atmosphère est donc une des composantes essentielles du système climatique pour prévoir le climat, mais l'océan a aussi une grande importance pour la prévision climatique comme nous allons le voir au cours de cette section.

Le climat connaît des variations en permanence. Pour le prévoir, il faut donc connaître ses variations, définies par des structures spatiales caractéristiques évoluant sur des échelles de temps interannuelles correspondantes.

2.2.1 Echelle de temps et d'espace

Une classification usuelle des phénomènes atmosphériques existe en fonction de leur échelle spatio-temporelle.

Les circulations persistantes de plusieurs semaines à plusieurs mois (nous intéressant dans le cadre de cette thèse) sont d'échelle planétaire : citons par exemple les circulations de Hadley (cf. 2.1.1.), la NAO (« North Atlantic Oscillation ») et les régimes de temps (que nous décrirons dans les prochaines sections). La dimension spatiale de référence à cette échelle est à peu près du même ordre de grandeur que le rayon de la Terre et peut aller jusqu'à 10 000 km.

Ensuite, si nous descendons dans cette échelle spatio-temporelle, vient alors l'échelle synoptique, qui correspond à des phénomènes dont la taille caractéristique est le millier de kilomètres et d'une durée de quelques jours. C'est le cas des dépressions et des anticyclones se développant surtout sur les océans aux moyennes latitudes.

Viennent ensuite les phénomènes de mésoéchelle, d'une dizaine à une centaine de kilomètres, comme les vents régionaux dont la durée est d'une heure à une journée.

Puis, à plus petite échelle encore, soit entre 10 km et quelques centaines de mètres, on se situe dans l'échelle d'aérologie avec les orages isolées ou encore les tornades.

Ensuite, il y a la microéchelle (moins de 2 kilomètres) avec les tourbillons de poussières et les rafales. Et enfin, à l'échelle dite microscopique se trouvent les processus de formation des nuages et des gouttes de pluie.

Notons que cette séparation d'échelles est utile en théorie, puisqu'en fonction de ce que l'on cherche à mieux connaître et à étudier, les échelles correspondantes ne sont pas les mêmes ; cette séparation possède toutefois des limitations, car en pratique, toutes les échelles interagissent entre elles.

2.2.2 Modes de variabilité du climat et grands indices climatiques

Dans cette partie, seuls les modes de variabilité du climat les plus importants et les plus étudiés impactant la zone européenne seront décrits.

L'un des principaux modes de variabilité le plus connu est celui d'« El Niño Southern Oscillation » (ENSO) (FIG. 1.5). Même si la France reste toutefois peu concernée par ce phénomène, nous le décrirons ici car il reste important pour d'autres zones en Europe et est l'une des principales sources de prévisibilité la plus étudiée à l'échelle de la saison. De plus, les modèles globaux de climat de prévision saisonnière sont très souvent validés par rapport au phénomène ENSO.

L'ENSO est en fait composé d'une anomalie océanique « El Niño » interagissant avec une anomalie atmosphérique tropicale « Southern Oscillation », constituant ainsi ce que l'on appelle un système couplé océan-atmosphère. Il est caractérisé par trois phases : la phase dite La Niña, la phase normale et la phase El Niño [Bjerknes, 1969].

La phase normale de l'ENSO est définie par des alizés déplaçant les eaux de surface chaudes des côtes Est du Pacifique vers l'Ouest, durant l'hiver, provoquant alors une remontée d'eaux profondes (« upwelling ») froides et plus riches en nutriments à l'Est, ce qui attire alors les poissons et favorise la pêche en Amérique latine (FIG. 1.5). La phase La Niña est un renforcement des anomalies océanique et atmosphérique de la phase normale.

Par contre, pour la phase El Niño, l'anomalie océanique s'observe dans le Pacifique au large des côtes d'Amérique du Sud (de l'Equateur au Chili) peu après Noël. Elle est ainsi caractérisée par un courant d'eaux chaudes provenant de l'Ouest du bassin Pacifique qui migre vers l'Est (vers les côtes du Pérou). Quant à l'anomalie atmosphérique tropicale, elle est caractérisée par une pression atmosphérique qui augmente à l'Ouest du Pacifique tandis qu'elle diminue à l'Est, induisant un affaiblissement voire un changement de sens des alizés (cf. dernier schéma à droite de la FIG. 1.5.). El Niño est donc l'effet inverse de La Niña et se produit souvent après celui-ci.

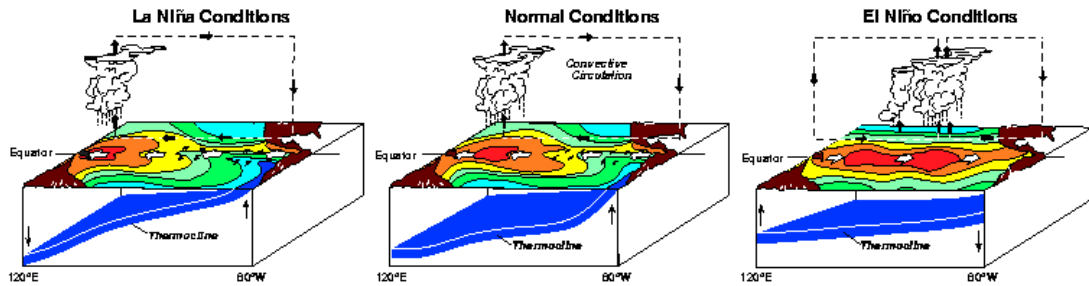


FIG. 1.5 Coupe schématique des différentes phases du phénomène ENSO [NOAA, source : <http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino-home.html>]

Guilyardi [2006] a montré, à partir des observations, que l'amplitude du phénomène El Niño est en fait une fonction inverse de l'intensité des alizés, mais aussi une fonction inverse de l'intensité relative du cycle saisonnier.

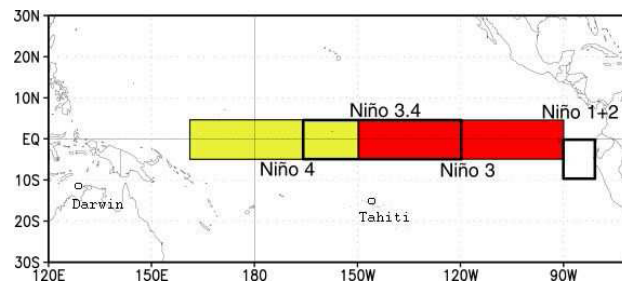


FIG. 1.6 Boîtes géographiques permettant de quantifier l'ENSO sur lesquelles sont moyennées les TSM.

Plusieurs indices existent et permettent de quantifier les intensités des phases de l'ENSO. Ils sont calculés grâce aux mesures réalisées par des satellites autour de la Terre, des stations terrestres et des bouées ancrées. Citons par exemple, les plus connus : les températures de surface de la mer (TSM) moyennées sur les boîtes Niño 1+2, 3, 3.4 et 4. Ces boîtes correspondent alors à des zones géographiques sur le Pacifique tropical (FIG. 1.6).

Les effets des phases El Niño et La Niña provoquent des bouleversements climatiques sur de nombreuses régions. Par exemple, les impacts d'El Niño sont représentés dans la FIG.1.7. Nous observons ainsi que ce phénomène impacte tout le continent américain, y compris les régions de moyenne et haute latitude, mais aussi les autres continents (l'Océanie, l'Asie et l'Afrique) : il s'agit des téléconnexions. Ces téléconnexions mises en place lors de phénomènes El Niño, mais aussi pendant les phénomènes La Niña, permettent alors une meilleure prévisibilité dans les régions concernées et même en Europe (cf. section 2.3.2.).

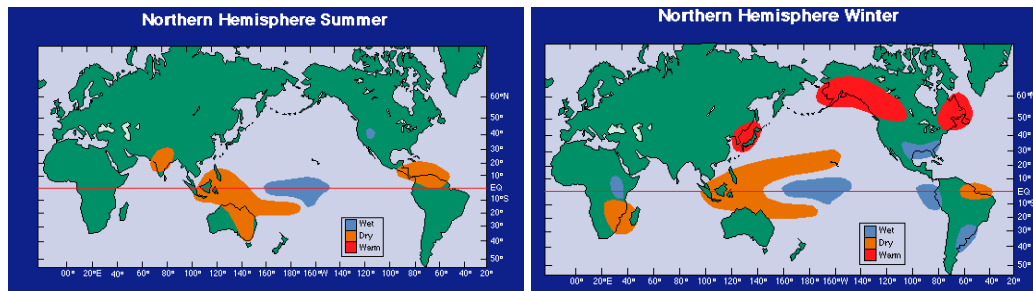


FIG. 1.7 Cartes schématiques des impacts d'El Niño dans le monde [NOAA, source :

<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/impacts.html>]

Un autre mode de variabilité très connu et concernant mieux la France et l'Europe est : l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO pour « North Atlantic Oscillation »).

La NAO est entre autres caractérisée par des fluctuations de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande [Hurrell, 2003]. Elle est le principal mode de variabilité climatique dans la région Nord Atlantique-Européenne.

La phase positive est définie par un renforcement de l'anticyclone et de la dépression (FIG. 1.8). Les vents d'Ouest des moyennes latitudes et les alizés de l'Atlantique subtropical s'intensifient. Le courant-jet (courant aérien venant de l'Ouest constituant des zones de vents fort à très fort) est alors décalé vers le Nord, amenant plus d'humidité de l'océan et par conséquence, plus de précipitations et des températures plus douces en Europe du Nord. Au contraire des conditions plus sèches sont alors observées dans la région méditerranéenne.

Quant à la phase négative, elle se caractérise par un affaiblissement de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores (FIG. 1.8). Cette fois les dépressions des moyennes latitudes diminuent et évoluent plus au Sud ; des effets opposés à la phase positive sont alors observés.

Les deux phases de la NAO constituent ainsi la moitié des régimes du temps dans la région Nord Atlantique-Européenne (cf. section suivante).

L'indice NAO est calculé chaque année à partir de la différence de pression entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande) en prenant l'anomalie de pression (écart à la moyenne) que l'on moyenne et que l'on normalise (anomalie divisée par l'écart-type). Les moyennes mensuelles ou saisonnières et les mois d'hiver sont traditionnellement retenus (décembre à mars) puisque la signature de la NAO est la plus forte en terme d'impacts et est associée à l'activité maximale de la dynamique atmosphérique en cette saison. Nous verrons plus tard (cf. section 2.3.2.) son impact sur la prévisibilité à l'échelle de la saison en Europe.

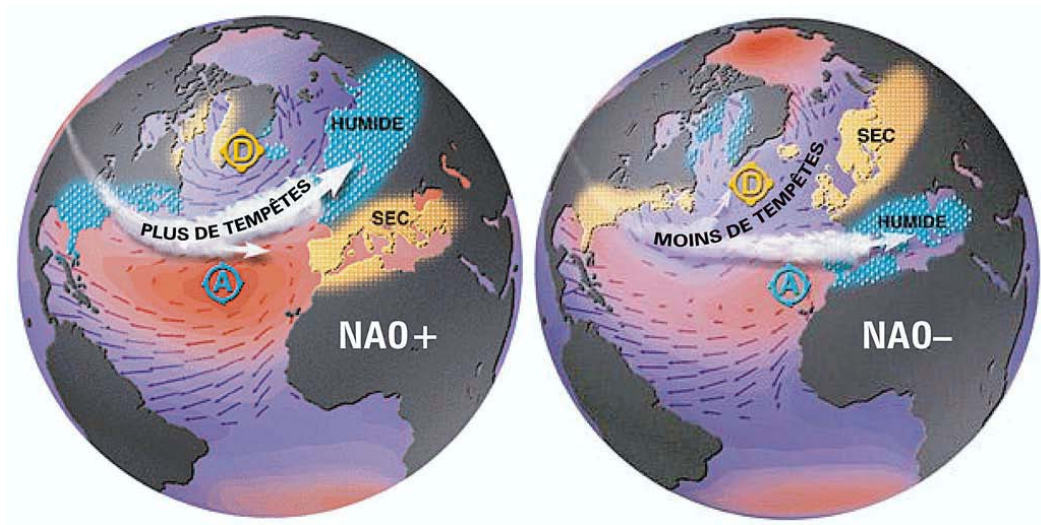


FIG. 1.8 Schéma décrivant la phase positive (gauche) et négative (droite) de la NAO et ses conséquences en Europe. [Source : <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/> pages descriptives Internet du Lamont Doherty Earth Observatory, Martin Visberk, NOAA]

L'Oscillation Arctique (AO pour « Arctic Oscillation ») est définie comme le premier mode de l'analyse en composantes principales basée sur la pression au niveau de la mer (MSLP pour « Mean Sea Level Pressure ») dans l'Hémisphère Nord sur des échelles de temps allant de plusieurs semaines à plusieurs décennies pour toutes les saisons [Thompson et Wallace, 1998].

Il s'agit d'une oscillation entre les pressions des régions arctiques et des moyennes latitudes. Ainsi quand la phase de l'AO est positive, il existe une plus grande différence de pression entre les régions arctiques (où les basses pressions prédominent) et les moyennes latitudes (caractérisées par des pressions plus élevées). Des températures plus chaudes sont alors enregistrées en Europe et en Asie, tandis que des températures plus froides sont observées au Canada. Lors de phases négatives, le phénomène inverse se produit.

Les indices AO et NAO sont fortement reliés, mais les structures différentes de chacun d'entre eux laissent suggérer que les mécanismes physiques leur étant associés sont différents. Ainsi, la NAO décrit des phénomènes propres à la région Nord Atlantique, tandis que la structure plus zonale de l'AO représente un mode de variabilité du climat plus hémisphérique et sensible aux variations zonales, comme la topographie.

D'autres modes de variabilité existent mais nous nous arrêterons ici, puisque ceux cités ci-dessus sont les plus importants en terme d'impacts sur le climat pour l'Europe occidentale.

2.2.3 Modes de variabilité du climat : régimes de temps

Pour étudier la variabilité de la circulation à grande échelle de l'atmosphère aux moyennes latitudes, il est possible de faire une classification statistique de champs filtrés décrivant cette circulation. En effet, l'atmosphère bien que fluctuante, reste proche de certains états préférentiels durant une période de temps de l'ordre de dix à quinze jours.

Sur une période donnée, comme par exemple une saison, chaque jour est ainsi classé dans un régime de temps donné par un critère objectif de ressemblance, comme la distance euclidienne.

Selon les auteurs, les régimes de temps sont alors extraits en exploitant des champs de circulation : géopotential à 500hPa [Cassou, 2004], pression au sol [Boé, 2007].

Ces régimes sont caractérisés par une grande cohérence géographique (par exemple toute la zone Atlantique Nord - Europe) fixée par les ondes stationnaires (cf. sect. 2.1.2).

Vautard [1990] montre qu'il existe 4 régimes de temps récurrents sur la partie extratropicale de l'Atlantique Nord et l'Europe (FIG. 1.8). Les régimes NAO (phase positive et phase négative) représentent environ la moitié des situations d'hiver. Les deux autres régimes existants sont le régime de dorsale atlantique (gonflement de l'anticyclone des Açores sur le bassin atlantique) et le régime de blocage (anticyclone persistant sur le nord de l'Europe et la Scandinavie) [Cassou, 2004]. Ce dernier est souvent responsable de vagues de froid par la canalisation de coulées d'air sibérien sec et glacial vers l'Europe du centre et de l'Ouest [Walsh et al., 2001].

Les changements de temps qui se produisent aux moyennes latitudes, pourraient ainsi correspondre au passage d'un régime de temps à un autre.

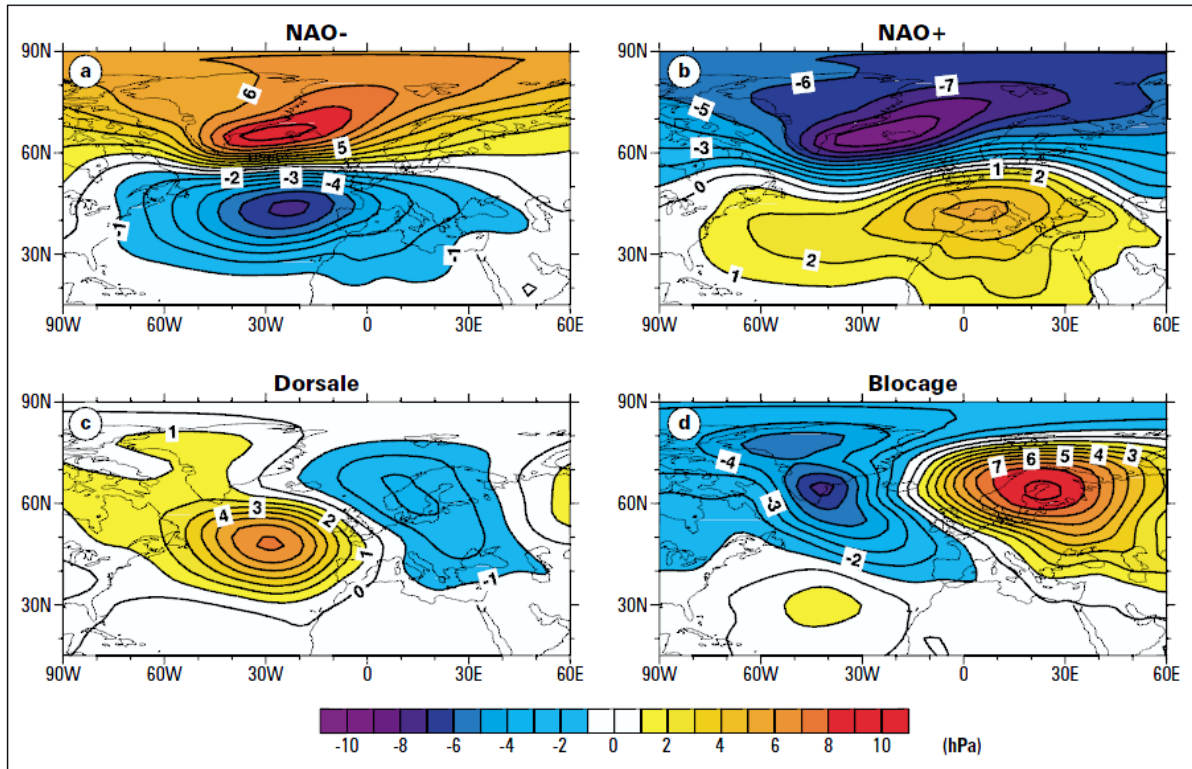


FIG.1.8 Cartes d'anomalies de pression de surface (hPa) pour les quatre régimes climatiques caractéristiques de la région Atlantique Nord – Europe, obtenus par des techniques de classification appliquées aux mois d'hiver sur la période 1950-2001. (a) régime NAO - ; (b) régime NAO + ; (c) régime dorsale ; (d) régime de blocage. [Cassou, 2004]

Les quatre régimes de temps, bien que résultant principalement de la dynamique interne de l'atmosphère, peuvent être en partie reliés aux anomalies de température de surface de la mer ou aux circulations atmosphériques tropicales. Ainsi, Cassou et Terray [2001] ont montré que les événements La Niña favorisaient l'occurrence des régimes de dorsale atlantique en hiver boréal. L'occurrence des régimes NAO est elle-même influencée par les phases de l'oscillation de Madden-Julian [Cassou, 2008].

2.3 La prévision saisonnière : état de l'art

Cette section n'a pas la prétention de donner une liste exhaustive de tout ce qui a déjà été réalisé en prévision saisonnière. Elle a pour but principal de répondre à certaines questions, dont :

- (i) qu'est-ce qu'une prévision saisonnière climatique ?
- (ii) comment arrive-t-on à prévoir le climat à l'échelle de la saison ? en particulier, sur quelle composante du climat ou source de prévisibilité, la prévision s'appuie-t-elle ? et, quels sont les outils mis en œuvre pour réaliser ces prévisions saisonnières ?
- (iii) aujourd'hui que sait-on faire, et quelles sont les perspectives en prévision saisonnière ?
- (iv) et enfin, quels sont les projets et les centres opérationnels qui existent en Europe dans un contexte de prévisions saisonnières opérationnelles ?

2.3.1 Définition

La prévision saisonnière est définie comme une prévision du climat, c'est-à-dire une prévision d'un état moyen d'une des composantes du système climatique quelques mois à l'avance. Or, le climat est très sensible à des variations ou des modifications de ses conditions aux limites. La prévision saisonnière est donc basée sur l'évolution des composantes lentes du système climatique (cf. sect. 2.1.).

2.3.2 Sources de prévisibilité

L'atmosphère a un comportement chaotique : les erreurs de petite échelle, dans les conditions initiales de l'atmosphère, grandissent progressivement et affectent ainsi des échelles plus grandes. Cet effet est nommé « effet papillon » [Lorenz, 1969].

La mémoire de l'atmosphère ne dépasse cependant pas 10 à 20 jours [Lorenz, 1969]. A l'échelle de la saison, les conditions initiales de l'atmosphère voient donc leur importance considérablement affaiblie par rapport aux prévisions à court ou moyen terme [Brankovic et al., 1990 ; Barnett, 1995]. Faire des prévisions météorologiques déterministes (telles que

nous les voyons à la télévision ou dans les bulletins météorologiques) n'est alors plus possible. Or, l'état moyen de l'atmosphère est très sensible aux modifications et variations du système climatique, qui sont les conditions aux limites de l'atmosphère et sont appelées prévisibilité dite de « deuxième espèce » [Lorenz, 1963]. La prévisibilité alors dite de « première espèce » selon Lorenz [1963], est la prévisibilité liée aux conditions initiales.

Par exemple, si l'océan et l'atmosphère sont considérés comme un seul système couplé, alors la variation du forçage radiatif est une condition externe dite « de forçage ». De même, les alternances périodes glaciaires et inter-glaciaires du climat, ou encore l'augmentation des gaz à effet de serre sont des conditions aux limites [Liniger et al., 2007 ; Boer, 2009].

L'océan et les systèmes continentaux (humidité des sols, couverture neigeuse) évoluent aussi à des échelles de temps de quelques semaines à quelques mois. Nous pouvons alors grâce à eux, étudier la variabilité saisonnière du climat. Leur évolution se faisant en effet à une échelle de temps plus lente que l'atmosphère, ils apportent ainsi un effet de mémoire au système climatique et permettent donc d'en prévoir l'évolution à quelques mois d'échéance. Nous allons les étudier plus en détail dans les paragraphes suivants.

Parmi les sources de prévisibilité à l'échelle de la saison, une des plus étudiées et des plus importantes est l'ENSO sur le Pacifique. En effet, comme nous l'avons vu dans la section 2.2.2., l'ENSO est une anomalie du cycle saisonnier.

L'événement El Niño de 1986/87 fut prévu avec succès pour la première fois 12 mois en avance [Cane et al., 1986]. Dans les régions équatoriales, l'ENSO est reconnue comme la source majeure de prévisibilité [Palmer et al., 2004]. Mais, la prévisibilité saisonnière dans les moyennes latitudes est aussi en partie due à l'ENSO grâce aux téléconnexions (cf. sect. 2.2.2) : plusieurs études ont été réalisées depuis les années 80, traitant des précipitations associées à l'ENSO, basées sur des données observées [comme dans Ropelewski et Halpert, 1987]. Aussi, il est important de noter que l'impact de l'ENSO sur les prévisions saisonnières de précipitations est plus fort durant les événements El Niño ou la Niña que durant les années neutres [Brankovic et Ferranti, 1994].

L'importance des téléconnexions reste toutefois plus marquée dans les régions tropicales et sur certaines régions extratropicales telles que l'Amérique du Nord, en particulier les Etats-Unis [Alfaro et al, 2006], l'Australie, le Japon et l'Inde. Dans les autres régions plus éloignées de la zone de l'ENSO, telle que l'Europe, les téléconnexions sont plus faibles et sont souvent cachées par d'autres facteurs dynamiques [Fraedrich, 1994], n'excluant pas des téléconnexions significatives sur les pluies : des épisodes humides durant le printemps sur une

zone partant d'Angleterre et de France jusqu'en Ukraine, et des épisodes plus secs dans le Nord de l'Afrique et l'Est de l'Espagne ont ainsi été rapportés dans plusieurs études [Lloyd-Hughes et Saunders, 2002 ; Knippertz et al., 2003 ; Pozo-Vazquez et al., 2005, Frias et al., 2010].

Les autres océans sont aussi une source de prévisibilité à l'échelle de la saison, notamment du fait de leur capacité de stockage de chaleur beaucoup plus importante que celle de l'atmosphère, mais aussi de leur plus grande inertie.

Par exemple, plus proche de nous, se situe l'océan Atlantique où des petites modifications des TSO (températures de surface océanique) dans la zone tropicale, modifient la position saisonnière de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), ce qui impacte alors directement le climat local dans les tropiques. La position moyenne de la ZCIT sur l'Atlantique tropical s'étend sur les tropiques du Nord-Est du Brésil à l'Afrique de l'Ouest, contrôlant le cycle annuel des pluies de ces régions. Ainsi les anomalies de TSO dans la partie équatoriale de l'océan Atlantique, en faisant varier la position moyenne saisonnière de la ZCIT, pilote la variabilité interannuelle des pluies sur le Nord-Est du Brésil et de l'Afrique de l'Ouest [Moura et Shukla, 1981 ; Rowell et al., 1995].

Dans la partie Nord de l'Atlantique, les TSO ainsi que les pressions permettent aussi de prévoir les températures, les pluies et pressions de surface dans le nord de l'Europe de l'Ouest avec par exemple des corrélations de 0.5 pour les températures sur le Nord-Est de la France [Colman and Davey, 1999]. En été, les températures et précipitations en Grande-Bretagne sont aussi liées avec les TSO et le géopotential à 500 hPa (Z500) de l'Atlantique Nord notamment lors d'étés très secs [Wilby et al., 2004]. L'influence de l'Atlantique Nord existe aussi sur les pluies dans la zone orientale méditerranéenne avec des résultats significatifs et robustes jusqu'à 7 mois d'échéance [Eshel et al., 2000].

Les surfaces continentales constituent une autre source de prévisibilité à l'échelle de la saison pour les paramètres météorologiques. Bien que leur échelle de temps intrinsèque soit moins longue que celle des océans, elle reste plus longue que celle de l'atmosphère.

Un des paramètres de plus en plus étudiés depuis plus d'une dizaine d'années est l'humidité des sol [Koster and Suarez, 2001 ; Koster et al, 2004 ; Yang et al., 2004 ; Seneviratne et al., 2006 ; Materia et al., 2009]. Sa mémoire peut durer jusqu'à deux mois [Koster and Suarez, 2001] et son impact sur l'atmosphère est de plus en plus accepté en

climatologie. Bien qu'il ne soit pas trouvé encore d'impact sur la haute troposphère, ce paramètre influence significativement les basses couches atmosphériques, via les températures moyennes de surface et précipitations, dans les zones extratropicales et tropicales à l'échelle de la saison [Fennessy et Shukla, 1999]. L'humidité des sols contribue ainsi significativement à la prévisibilité des paramètres météorologiques de surface, comme sur le continent nord américain et européen durant l'été [Conil et al., 2007 ; Douville, 2009].

La couverture neigeuse impacte aussi la prévisibilité atmosphérique, notamment celle sur le continent Eurasien qui permet par exemple d'amener de la prévisibilité (jusqu'à un an en avance) sur les eaux de surface au Canada [Déry et al., 2005] ou sur les températures de surface de l'air au printemps en Europe Centrale et en Amérique du Nord, quand l'albédo a le plus grand impact sur le rayonnement net de la surface terrestre [Peings et al., 2010].

Plus récemment, il a également été trouvé que les anomalies de couverture neigeuse en automne sur le plateau tibétain ont un impact significatif sur les températures d'hiver sur l'Amérique du Nord : ainsi une anomalie de couverture neigeuse positive sur le plateau tibétain favorise un hiver chaud dans le nord et un hiver froid dans le sud du continent nord américain ; par contre, quand l'anomalie de couverture neigeuse est négative sur le plateau tibétain, la situation s'inverse [Lin and Wu, 2011]. En fait, l'accumulation de neige accroît l'albédo et absorbe le flux de chaleur latente, ce qui va refroidir les climats continental et océanique adjacents, qui vont donc à leur tour modifier la circulation atmosphérique [Zhang et al., 2003]. Ainsi, la couverture neigeuse Eurasienne est aussi bien corrélée avec la NAO et l'AO [Bojariu and Gimeno, 2003 ; Wu et al., 2011], elle pourrait ainsi améliorer la prévision de ces modes de variabilités du climat, importants pour l'Europe.

L'humidité des sols et la couverture neigeuse ne sont pas les seuls paramètres des surfaces continentales à agir sur le potentiel de prévisibilité à l'échéance de la saison. La végétation peut aussi rétro-agir sur les pluies même aux moyennes latitudes : la variance des précipitations observées forcées par la variabilité de la végétation a ainsi été estimée à 12% de la variance totale, considérée sur toutes les surfaces continentales dans le monde avec les plus importants forçages en Europe Centrale et Europe de l'Est notamment [Alessandri and Navarra, 2008]. Aussi, les nappes d'eau souterraines et les plaines inondables ont également montré une variabilité de basse fréquence suffisante pour avoir des impacts sur certaines régions [Bierkens and Van den Hurk, 2007].

Cependant, les impacts que peuvent avoir les conditions aux limites de l'atmosphère sur la prévisibilité à l'échelle de la saison, varient en fonction de la saison, la région et le paramètre ... [Reichler et Roads, 2002].

Enfin, il a été démontré et il est maintenant accepté que la prévisibilité de l'atmosphère est meilleure dans les zones tropicales qu'extratropicales. De plus, la prévisibilité dans l'hémisphère Nord et en Europe est meilleure l'hiver qu'en été [Wilby, 1993 ; Palmer and Anderson, 1994], les téléconnexions tropiques – extratropiques étant plus intenses dans l'hémisphère d'hiver ; et, la prévision des températures est meilleure que pour les précipitations qui sont beaucoup plus variables dans le temps et l'espace et donc plus difficiles à prévoir (sans parler de leur représentation dans les modèles de prévision).

2.3.3 Outils de modélisation en prévision saisonnière

Pour prévoir le climat à l'échelle de la saison, les climatologues utilisent des modèles qui consistent à intégrer un ensemble d'équations représentant les lois physiques régissant les composantes du système climatique concernées, soit principalement l'atmosphère et l'océan.

❖ Bref historique

Les premiers modèles numériques ont été développés dans les années 60 pour réaliser des prévisions à courte échéance (de l'ordre de quelques jours). Ensuite dans les années 70, les modèles de circulations générales (MCG) sont apparus. Ils n'étaient alors pas très différents des premiers modèles de prévision du temps existants, mais prenaient en compte la description des processus fondamentaux pour la circulation générale (rayonnements, interactions avec la surface...).

Les MCG furent ainsi employés pour la première fois au début des années 80 pour élaborer des prévisions à quelques mois d'échéances. Ces modèles ne simulaient alors que la composante atmosphérique du système climatique.

C'est au début des années 90 que les premiers modèles couplés atmosphère/océan (MCGOA) furent développés. Les modèles couplés sont des modèles qui prennent en compte explicitement les échanges situés à l'interface atmosphère/océan en modélisant les deux composantes du système climatique et leurs interactions.

Il existe d'autres types de modèles : les modèles forcés. La différence est que ces derniers sont des modèles atmosphériques auxquels les TSO, éventuellement prévues par un modèle océanique, sont imposées. Il n'y a donc pas de rétroaction de l'atmosphère sur l'océan comme pour les modèles couplés, induisant alors une limite de prévisibilité à 4 mois, la circulation océanique de sub-surface n'étant pas alors prise en compte dans ces modèles.

Les MCGOA bien que conçus au début des années 80, n'ont pu être utilisés que quelques années plus tard, car les analyses océaniques n'étaient pas encore disponibles. La prévision saisonnière a pu progresser jusqu'à la fin des années 90 et a été marquée par les événements record d'El Niño en 1982/83 et 1997/98. Cette progression est la conséquence de plusieurs facteurs : tout d'abord, un effort international réalisé de la part des scientifiques pour observer, comprendre et prévoir la variabilité climatique tropicale (ENSO, cf. 2.3.2.) ; et ensuite, l'application des modèles dynamiques couplés atmosphère/océan.

Après les années 90, la capacité à prévoir les fluctuations du climat dans les tropiques ont atteint un plateau à cause des erreurs et incertitudes des conditions initiales et des modèles, une des principales limites à la qualité des prévisions saisonnières.

❖ Approche dynamique et/ou statistique

Deux approches sont possibles en prévision saisonnière : la méthode dynamique et la méthode statistique.

Les modèles dynamiques les plus couramment utilisés sont généralement des MCG ou des MCGOA. Ils sont basés sur la résolution d'équations physiques pouvant être traités par point de grille ou en spectral, déterminant alors la résolution spatiale du modèle. Cette méthode de prévision implique la connaissance des états initiaux de l'atmosphère et de l'océan nécessaires au modèle. Cependant, les états initiaux sont mal connus à cause du caractère chaotique de l'atmosphère, et de plus, la représentation des processus dans le système climatique est imparfaite, des prévisions d'ensembles ont donc été développés.

Les modèles statistiques sont quant à eux, des modèles qui utilisent des variables atmosphériques de grande échelle, dite prédictives, pour prévoir les variables atmosphériques, aussi appelées variables prédictands, à l'aide de relations mathématiques basées sur des observations historiques. Grâce au développement des réseaux d'observations (température de

l'air, température de surface des mers et océans, précipitations...), les méthodes statistiques de prévisions ont considérablement évolué durant le 20^e siècle.

Beaucoup de modèles statistiques sont utilisés dans le cas des prévisions d'ENSO. Ces dernières sont souvent réalisées à l'aide d'observations de données in situ de TSO, de pressions de surface (« mean sea level pressure », MSLP) et de vents dans la zone tropicale du Pacifique. La méthode statistique la plus couramment utilisée et la plus facile d'application est l'établissement de relations linéaires entre le prédicteur et le prédicte : régression, analyse discriminante, analyse en valeur singulière. Ensuite, il existe aussi des modèles qui utilisent des covariances ou des corrélations entre plusieurs champs : les analyses de corrélation canonique (ACC) comme au Canada [Shabbar et Barnston, 1996], décomposition en valeur singulière.

Les modèles statistiques ont l'avantage de ne pas requérir d'importantes sources de calculs par rapport aux modèles dynamiques. De plus, les prévisions ne sont pas biaisées comme celles des modèles dynamiques. Par contre, elles sont limitées par la durée des données observées et ne peuvent prétendre à représenter la complexité des interactions dans le système climatique.

Certaines études ont essayé de comparer les deux méthodes (dynamique et statistique). Il a ainsi été démontré la similarité de celles-ci en terme de résultats pour les événements El Nino [Barnston et al., 1999]. Par contre, une autre étude de Van Oldenborgh et al. [2005] a cependant montré que les modèles dynamiques du CEPMMT sont en moyenne significativement meilleurs que les modèles statistiques pour prévoir les précipitations à des échéances de 1 à 3 mois dans 40 régions et saisons où les téléconnexions avec l'ENSO sont connus.

Mais, l'un des principaux problèmes en modélisation climatique concerne l'incertitude des prévisions. L'incertitude des prévisions provient entre autres, d'une mauvaise connaissance des états initiaux du caractère chaotique de l'atmosphère et d'une représentation imparfaite des processus dans le système climatique. La solution est alors de réaliser des prévisions d'ensemble, qui sont alors probabilistes, et qui consistent à prendre en compte plusieurs états initiaux océaniques et/ou atmosphériques différents (établis par de petites perturbations de l'état initial océanique et atmosphérique). Une simulation à partir d'un état initial particulier permet ainsi d'obtenir un membre dans la prévision d'ensemble.

Pour minimiser les erreurs et incertitudes liée à la représentation des processus physiques dans les modèles, il est possible d'utiliser plusieurs modèles et de réaliser ainsi une approche multi-modèle (cf. projet EUROSIP, sect. 2.3.3.).

Ainsi, les ensembles de multi-modèle (« MultiModel Ensembles », MME) sont de précieux outils pour les prévisions dynamiques de climat puisqu'ils permettent de prendre en compte l'incertitude des erreurs des modèles [Palmer et al., 2004 ; Park et al., 2008 ; Wang et al., 2009]. Pour les prévisions saisonnières, les erreurs des MME sont plus petites que la moyenne des erreurs de chaque modèle [Palmer et al., 2004 ; Hagedorn et al., 2005]. Pour construire des MME, il est possible d'utiliser différentes méthodes plus ou moins complexe [Krishnamurti et al., 2000 ; Doblas-Reyes et al., 2005 ; Hagedorn et al., 2005 ; Alessandri et al., 2011].

Il existe cependant des limitations à l'utilisation d'ensembles de multi-modèles [Weigel et al., 2008 ; Alessandri et al., 2011]. Les modèles possèdent le plus souvent les mêmes erreurs, le MME converge donc en un point et n'échantillonne donc pas l'incertitude.

Les modèles ont encore besoin d'être améliorés pour répondre à des besoins sociaux économiques (par exemple, une meilleure résolution spatiale). Les utilisateurs des prévisions saisonnières ont en effet besoin d'information très locale et à des échelles temporelles précises alors que les prévisions saisonnières sont capables de représenter des structures de grande échelle et sur un état moyen de l'atmosphère. Une descente d'échelle des prévisions saisonnières est donc nécessaire, mais cette problématique sera abordée plus tard (cf. chapitre 6).

2.3.4 Les projets PROVOST, DEMETER, ENSEMBLES

Dans cette section, seront brièvement décrits, les projets européens qui ont permis de contribuer à l'évolution de la connaissance sur les prévisions saisonnières. De plus les jeux de données des deux derniers projets (DEMETER et ENSEMBLES) ont été utilisés durant cette thèse.

En 1994, le projet européen PROVOST (« Prediction of Climate Variations on Seasonal to Interannual Timescale ») voit le jour [Brankovic and Palmer, 2000 ; Palmer et al., 2000]. Ce projet réalisé par le CNRM, EDF et l'UKMO, a permis d'effectuer soixante séries de neuf

prévisions sur la période 1979-1983. Les prévisions saisonnières (échéance limitée de 4 mois) étaient simulées avec trois modèles différents utilisant les TSO observées comme forçage et un ensemble de 9 membres, un membre correspondant à une condition initiale de l'atmosphère observée différente. La prévision saisonnière est en fait basée sur la prévisibilité des conditions aux limites (TSO) et la variabilité interne de l'atmosphère. Seulement, pour les prévisions à long terme, les expériences ont montré que les conditions initiales étaient moins importantes que les conditions aux limites. Ce projet a généralisé les résultats obtenus de précédents résultats : le développement de modèles couplés et l'assimilation de données océaniques, ainsi que l'utilisation de TSO observées permettent l'amélioration des prévisions saisonnières notamment lors des grands épisodes ENSO. Lors de ce projet, l'utilisation du multi-modèle a aussi permis de montrer que les scores du multi-modèle étaient généralement meilleurs que les scores de chaque modèle utilisé individuellement [Doblas-Reyes et al., 2000].

Le projet européen DEMETER (« Development of a European Multimodel Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction project »), s'est alors inscrit au début des années 2000 dans la continuité du projet PROVOST [Palmer et al, 2004]. Cette fois, le projet a permis l'utilisation de modèles couplés atmosphère-océan dans la prévision saisonnière, mais sur une période plus longue que précédemment, soit de 44 ans, grâce aux réanalyses ERA40 (1958-2001). Le principal objet de ce projet était d'expérimenter la conception d'un multi-modèle de prévisions d'ensembles à l'aide de modèles globaux couplés atmosphère-océan à une échéance de 6 mois sur une période passée. Pour ce faire, sept modèles sont alors utilisés (pour avoir des informations plus spécifiques sur chaque modèle se référer au site suivant : www.ecmwf.int/research/demeter/general/docmodel/index.html). Les ensembles sont toujours constitués de 9 membres comme pour PROVOST, mais initialisés avec cette fois, des conditions initiales océaniques différentes. Les prévisions sur une période passée ont été initialisées à plusieurs moments de l'année pour évaluer la dépendance du score à la saison étudiée : 1^{er} Février pour le printemps (Mars-Avril-Mai), 1^{er} Mai pour l'été (Juin-Juillet-Août), 1^{er} Août pour l'automne (Septembre-Octobre-Novembre) et 1^{er} Novembre pour l'hiver (Décembre-Janvier-Février).

Un autre objectif de DEMETER était de démontrer l'utilité des prévisions saisonnières couplées à des modèles d'application dans des domaines tels que l'agronomie ou encore les maladies tropicales. Ce projet a aussi permis la constitution d'une base de donnée unique de

prévisions passées de 1971 à 2001, offrant la possibilité d'améliorer la compréhension des mécanismes des variations du climat.

Dans la continuité du projet DEMETER, le projet ENSEMBLES fut développé. ENSEMBLES est toujours basé sur l'utilisation de 5 modèles globaux climatiques couplés atmosphère-océan. L'atmosphère et l'océan sont initialisés en utilisant leur état initial analysé et chaque modèle comporte toujours 9 membres. Par contre, ce projet permet à présent d'étendre la base de données de prévisions saisonnières passées sur une période de 46 ans (de 1960 à 2005). De plus, les prévisions saisonnières initialisées pour les 4 différentes saisons sont réalisées à une échéance de 7 mois, excepté celles débutant le 1^{er} Novembre qui sont réalisées sur une échéance étendue de 14 mois. ENSEMBLES a été évalué par rapport à DEMETER, montrant de meilleurs résultats sur les Tropiques [Weisheimer et al, 2009 ; Alessandri et al., 2011].

2.3.5 Les centres de systèmes opérationnels

Il existe actuellement plusieurs centres opérationnels de prévisions saisonnières à travers le monde. Les principaux sont au nombre de 12 et sont répertoriés par l'OMM (OMM, *source : http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcasp/clips/producers_forecasts.html*) dont le CEPMMT (Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme), le NCEP (« National Centers For Environmental Prediction », basé aux Etats-Unis), le CMC (Centre Météorologique du Canada), Météo-France, UKMO (« United Kingdom Met Office », au Royaume-Uni), la JMA (« Japan Meteorological Agency », au Japon), le BoM (« Bureau of Meteorology », en Australie) et la KMA (« Korea Meteorological Administration », en Corée). Tous ces centres de météorologies utilisent des modèles couplés (MCGOA). Les autres centres utilisent un modèle forcé avec des TSO prescrite en début de simulation.

Tous ces centres travaillent avec la technique de prévisions d'ensembles avec des modèles de résolution de 150-300 km.

Par exemple, le **Centre météorologique canadien** (CMC) d'Environnement Canada produit et émet de façon opérationnelle des prévisions saisonnières à 00UTC le premier de chaque mois avec une échéance de 90 jours. Ce système est plus communément appelé CanSIPS (« Canadian Seasonal To Interannual Prediction System »). Il est constitué d'un

ensemble de 20 membres, avec 10 membres de chacun des deux modèles couplé atmosphère-océan-terre utilisés du Centre canadien de la modélisation et de l'analyse climatique (CCmaC) CanCM3 [Scinocca et al, 2008] et CanCM4 [Arora et al., 2011].

Les modèles couplés sont en fait initialisés à partir des observations utilisées dans les analyses du CMC. Les températures de l'océan proviennent quant à elles du système d'assimilation de données du NCEP. L'état initial des surfaces continentales est déterminé par le travail interne du modèle.

Le **NCEP** (Etats-Unis) utilise le système CFS (« Climate Forecasts System ») pour réaliser des prévisions saisonnières opérationnelles. C'est un modèle couplé atmosphère-océan-surfaces continentales qui est opérationnel depuis 2004 [Saha and coauthors, 2006]. Les prévisions sont réalisées à partir des conditions initiales atmosphériques et océaniques (issues des analyses opérationnelles) des 30 derniers jours, avec 4 simulations pour chaque jour. L'ensemble de prévision est alors constitué de 40 membres avec une période initiale de 10 jours. Le premier ensemble est issu des 10 premiers jours, le deuxième ensemble est constitué des 10 prochains jours et le troisième ensemble des dix derniers jours. En octobre 2012, le système de prévision saisonnière opérationnel change de version et passe au système 2, qui est notamment utilisé depuis septembre 2012 dans le multi-modèle EUROSIP (pour plus d'informations, voir <http://cfs.ncep.noaa.gov/>).

Ci-dessous sont cités les centres opérationnels de prévisions saisonnières dont les produits servent à Météo-France pour le bulletin climatique global et au projet EUROSIP qui sera décrit plus tard.

Le CEPMMT (ou « ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ») joue un rôle très important dans le développement des prévisions saisonnières en temps réel.

Le système de prévision (actuellement SYSTEM 4) utilise un modèle couplé, dont les composantes atmosphériques et océaniques sont de basse résolution. Les conditions initiales océaniques proviennent d'un ensemble de 5 analyses et d'assimilation de données océaniques observées. Quant aux conditions initiales atmosphériques, elles proviennent des réanalyses ERA Interim sur la période 1981-2010 et depuis 2011 des analyses opérationnelles du CEPMMT. Ainsi, chaque mois est réalisée une prévision à sept mois d'échéance avec un ensemble de 51 membres. Des prévisions passées sont également réalisées pour chaque 7^{ème}

jour de chaque mois sur la période 1981-2005 avec un ensemble de 11 membres pour évaluer le biais et le score du modèle.

De plus, une prévision à l'échelle de l'année (treize mois) est réalisée quatre fois par an au : 1^{er} Février, 1^{er} Mai, 1^{er} Août et 1^{er} Novembre. L'ensemble de membres utilisé est toutefois plus petit : 15 membres seulement au lieu des 51.

Météo-France (SYSTEM3) met à jour les prévisions saisonnières tous les 1^{er} du mois, à partir d'un modèle couplé. Le modèle est constitué d'un ensemble de 41 prévisions du modèle ARPEGE-CLIMAT couplé avec le modèle océanique OPA, résultant d'analyses atmosphériques (CEPMMT) et d'analyses océaniques (MERCATOR) décalées. Les prévisions sont réalisées pour une période de 7 mois avec des lead-time¹ allant de 1 à 4 mois, et sont moyennées sur 3 mois. Les produits des prévisions sont aussi bien déterministes (moyenne d'ensemble) que probabilistes (fréquence d'ensembles dans les terciles).

Les 41 membres sont en fait constitués par : (i), 8 conditions initiales atmosphériques ; (ii), pour chacune des 8 conditions initiales atmosphériques, 5 situations océaniques initiales sont choisies parmi les 28 conditions fournies par MERCATOR

Ce modèle tourne opérationnellement au CEPMMT dans le cadre de l'expérience multi-run multi-modèle EUROSIP, avec le modèle de l'UKMO et celui du CEPMMT.

Le **Met Office** en Angleterre, utilise également un modèle couplé pour les prévisions saisonnières jusqu'à sept mois d'échéance. Depuis Septembre 2009, la version 4 de GloSea tourne opérationnellement [Source : <http://www.metoffice.gov.uk/research/modelling-systems/unified-model/climate-models/glosea4>]. De même que pour le CEPMMT et Météo-France, en plus de prévision saisonnières, des prévisions passées sont réalisées mais sur la période 1989-2002. Ainsi chaque mois, un ensemble de 42 membres de prévisions saisonnières est généré en combinant et corrigeant les biais de tous les membres.

Puisque le multi-modèle obtient généralement de meilleurs résultats en prévision saisonnière que les modèles individuels et que le meilleur des modèles indépendants, le multi-modèle EUROSIP (« Seasonal to Interannual Prediction ») a été réalisé à partir des MCGOA de chaque centre opérationnel de prévisions saisonnières (CEPMMT, Météo-France et UKMO et récemment la version CFS v2 du NCEP). EUROSIP produit ainsi des simulations

¹ Lead-time : délai entre le moment où la prévision est initialisée et le moment où la prévision est étudiée

opérationnelles qui sont archivés depuis 2005 avec une échéance de 6 mois. Cependant, la composition du multi-modèle change chaque fois que l'un des composantes d'un des modèles change. Ainsi en septembre 2012, c'est la version 4 du modèle du CEPMMT, la version 7 du Met Office, la version 3 de Météo-France qui sont utilisés, plus le système 2 du modèle de prévisions saisonnières du NCEP qui est ajouté.

2.4 Synthèse du chapitre

Le système climatique est un système dynamique dont les composantes interagissent entre elles en permanence. L'atmosphère en est une des composantes essentielles.

La circulation atmosphérique générale est la conséquence de la rotation de la terre et de déséquilibres énergétiques existants sur Terre. Le déséquilibre énergétique méridien entre les pôles et l'équateur (recevant alors deux fois plus de rayonnement solaire en moyenne) est un mécanisme moteur mettant en place la circulation océanique aux tropiques et la circulation atmosphérique aux moyennes latitudes via les transports d'énergie.

Aux moyennes latitudes, la circulation atmosphérique va se dérouler sous forme :

- (i) de perturbations de la zone barocline moyenne, caractérisées par de fort gradient de température, une déviation des particules résultant de la rotation de la Terre et un gradient de pression méridien ;
- (ii) d'ondes quasi-stationnaires de plus grande échelle (ordre planétaire) créées elles aussi en partie par la rotation terrestre et les grands reliefs.

Pour prévoir l'évolution du système climatique, il est donc important d'en connaître les variations définies par des structures spatiales évoluant sur des échelles de temps interannuelles correspondantes.

Il existe ainsi plusieurs grands modes de variabilité du climat connus, comme les phénomènes couplés de circulation océanique et atmosphérique de l'ENSO ou encore la NAO, ayant des répercussions sur le climat en Europe. Il est aussi possible de classer par filtre et méthode statistique les champs atmosphériques et ainsi identifier des régimes de temps caractéristiques de certains états préférentiels de l'atmosphère. En région Atlantique Nord-Europe, il en existe 4 en hiver : phases positives et négatives de la NAO, un régime de dorsale et un régime de blocage.

A l'échelle de la saison, échéance nous intéressant durant cette thèse, les circulations de plusieurs semaines à plusieurs mois sont donc d'ordre planétaire.

La mémoire de l'atmosphère ne dépassant pas cependant 10 à 20 jours, d'autres sources de prévisibilité sont nécessaires pour réaliser des prévisions climatiques à l'échéance de la saison.

En fait, l'état moyen de l'atmosphère est très sensible aux modifications de ses conditions initiales et de ses conditions aux limites qui évoluent en général plus lentement. Et c'est grâce aux évolutions de ces conditions aux limites, que nous pouvons alors prévoir l'évolution du système climatique.

Les océans constituent une composante du système climatique à évolution beaucoup plus lente que l'atmosphère. Pour la région européenne et donc la France, les TSO des océans Pacifique et Atlantique influencent le climat saisonnier.

Les surfaces continentales sont aussi une source de prévisibilité non négligeable à l'échelle de la saison, grâce aux variations lentes de l'humidité des sols, la couverture neigeuse et les nappes d'eaux souterraines.

Une fois les sources potentielles de prévisibilité du climat à l'échelle de la saison identifiées, des modèles sont alors nécessaires pour prévoir le climat.

Ces modèles climatiques sont classés en deux catégories : les modèles statistiques et les modèles dynamiques. Les modèles dynamiques peuvent être soit des modèles de circulation générale couplés (océan et atmosphère interagissent), soit des modèles de circulation générale forcés (l'atmosphère ne rétroagit pas sur l'océan).

L'utilisation de prévisions d'ensemble permet de prendre en compte l'incertitude sur la connaissance des états initiaux du système atmosphère/océan et est réalisée dans les centres opérationnels de prévisions saisonnières. Ce sont donc des prévisions probabilistes, une simulation correspondant à un état initial différent. Une approche multi-modèle permet quant à elle de prendre en compte l'erreur induite par la formulation des modèles. Cependant cette méthode a des limites.

Chapitre 3

La prévision des ressources en eau grâce à la modélisation hydrométéorologique

Dans le chapitre précédent, nous avons énuméré quelques bases sur le système climatique, afin de mieux le comprendre et de mieux prévoir les variables atmosphériques nous intéressant à l'échelle de la saison pour l'hydrologie : les températures et les précipitations totales.

Dans ce chapitre, nous allons à présent nous intéresser au cycle de l'eau, qui fait partie du système climatique, et à sa prévision, toujours à l'échelle de la saison.

La prévision des ressources en eau, comme nous allons le voir dans cette partie, est un outil d'aide à la décision pour les organismes de gestion (services institutionnels, gestionnaires de barrage, agriculteurs...). Ainsi, prévoir les bas débits et d'éventuelles sécheresses, quelques mois à l'avance, peut se révéler utile pour les prises de décision de ces gestionnaires.

Toutefois, avant de réaliser des prévisions, il est primordial de comprendre comment fonctionne le cycle de l'eau et quels sont ses principaux processus. Ceci sera décrit dans la première partie de ce chapitre. Pour reproduire le fonctionnement du cycle de l'eau, nous discuterons ainsi de l'outil de modélisation hydrologique. Beaucoup de modèles hydrologiques divers et variés existent, et correspondent à plusieurs objectifs : prévision de la courte à longue échéance avec des enjeux socio-économiques très importants (prévention des crues et des inondations, gestion de la ressource en eau comme la prévision des étiages et éventuelles sécheresses...) ; impacts de phénomènes tels que les changements climatiques, ou les modifications du sol ; les mouvements de polluants et d'érosion.

Dans ce chapitre, nous nous intéresserons exclusivement aux modèles hydrologiques pour la prévision, sujet nous intéressant dans le cadre de cette thèse. Nous verrons alors que les

3. La prévision des ressources en eau grâce à la modélisation hydrométéorologique_____

modèles hydrologiques sont classés suivant leur objectif précis, associé à l'échelle spatiale et temporelle correspondante.

Puis, nous parlerons plus en détail des chaînes de modélisation hydrométéorologique. Ces chaînes, souvent complexes et demandant des coûts de calcul élevés, ont l'avantage d'étudier non seulement la partie du cycle hydrologique sur terre (modèles hydrologiques), mais aussi la partie du cycle hydrologique à l'interface sol/atmosphère (modèles de transferts de surface) et dans l'atmosphère (variables atmosphériques issues de modèles de climat). La troisième partie du chapitre, sera donc ensuite consacrée à la chaîne de modélisation hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM), validée et utilisée en mode opérationnel à Météo-France depuis quelques années pour le suivi des ressources en eau en France. De plus, cette chaîne de modélisation est aussi appliquée dans plusieurs domaines de recherche, comme la prévision des débits à moyenne échéance. C'est également SIM qui est utilisé dans le cadre de cette thèse pour la prévision saisonnière hydrologique.

La quatrième partie de ce chapitre aura, quant à elle, pour but de résumer les recherches concernant la prévision saisonnière hydrologique, plus précisément aux moyennes latitudes, avec un intérêt tout particulier dans la zone européenne et en France. Les sources de prévisibilité du système hydrologique à l'échelle de la saison seront énumérées, puis, les différents outils de modélisation utilisés actuellement pour la prévision saisonnière des ressources en eau, seront décrits.

La chaîne de prévision saisonnière hydrologique, Hydro-SF (« Hydrological Seasonal Forecasting »), basée sur la chaîne hydrométéorologique SIM et utilisée durant cette thèse, pourra alors être abordée, depuis sa mise en œuvre (en 2008) jusqu'aux premiers résultats intéressants pour la saison du printemps en France métropolitaine.

Une synthèse sera réalisée à la fin du chapitre.

3.1 Généralités

Dans cette section, quelques généralités sur le cycle de l'eau vont être présentées.

Tout d'abord, quelques chiffres sur le bilan hydrologique mondial seront énumérés pour donner une idée aux lecteurs de la quantité de ressources en eau utilisable par les hommes sur Terre. Puis, à l'aide du bilan hydrologique en France, nous montrerons quels sont les différents usages de cette ressource en eau utilisable, avant de traiter concrètement des problèmes rencontrés de gestion de l'eau à travers un exemple sur le bassin de l'Adour-Garonne, où se situe Toulouse.

3.1.1 L'eau et le cycle de l'eau : quelques chiffres

❖ Bilan hydrologique mondial et temps de résidence des différents réservoirs en eau

L'eau est la condition de la vie et indispensable au fonctionnement de tout être vivant sur Terre. Elle fait partie du système climatique et est présente dans toutes ses différentes composantes : mers et océans, surfaces continentales (eaux superficielles et souterraines), atmosphère et biosphère.

Plus précisément, les océans occupent environ 70% de la surface de la Terre et constituent environ 96.5% de la masse totale d'eau dans l'hydrosphère. Les stocks d'eau salée des océans et des mers sont donc considérables par rapport aux autres réservoirs d'eau : 1.74 % des eaux sur Terre sont glacées, 1.7% concerne les eaux souterraines, environ 0.014% concerne les eaux de surface, 0.001% est dans l'humidité du sol, 0.001% d'eau sont dans l'atmosphère, et enfin 0.0001% d'eau est présente au sein des êtres vivants [Gleick, 1996].

Or, la ressource en eau concerne les eaux seulement accessibles et utiles pour les hommes et les êtres vivants, soit environ 3 % de la masse d'eau totale sur Terre [CNRS, *source* : <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/doseau/decouv/cycle/menuCycle.html>]. De plus, parmi ces ressources en eaux douces, seule une mineure partie concerne les eaux superficielles par rapport aux eaux souterraines (FIG. 3.1). Même si les eaux superficielles sont plus faciles d'accès, elles sont aussi plus vulnérables aux pressions climatiques (variabilité dans l'espace et dans le temps) et anthropiques (prélèvements et pollutions).

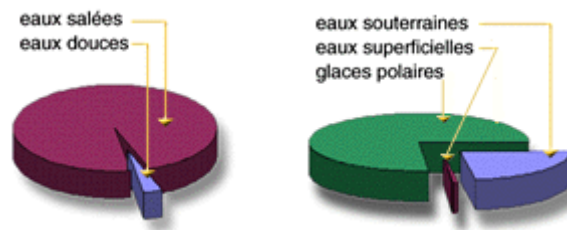


FIG. 3.1. Représentation schématique de la répartition des différents types d'eau sur Terre [CNRS, source : <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/douseau/decouv/cycle/stocksEau.html>]

Ainsi, malgré l'importante quantité d'eau disponible sur Terre, seule une infime partie peut être consommée.

Les différents réservoirs en eau sur Terre sont toutefois connectés entre eux par le cycle de l'eau à travers plusieurs processus (FIG. 3.2.). Le temps de résidence de l'eau varie ainsi selon le réservoir :

- pour les océans et les glaciers, le temps de résidence se compte en milliers d'années ;
- pour les eaux souterraines, l'eau réside entre quelques jours jusqu'à un millier d'années ;
- pour l'humidité des sols, le temps de résidence de l'eau est de deux semaines jusqu'à un an ;
- pour les lacs, l'eau a des temps de résidence très variables, en fonction de la taille et de la dynamique des lacs. L'eau peut résider jusqu'à 100 ans pour les grands lacs du continent américain ;
- pour les rivières, le temps de résidence de l'eau dure en général de quelques jours à une vingtaine de jours ;
- pour l'atmosphère, l'eau réside en moyenne 8-10 jours ;
- et enfin pour la biosphère, l'eau ne réside que quelques heures.

Nous pouvons donc d'ores et déjà identifier les réservoirs en eau potentiels sur les surfaces continentales dont le temps de résidence est de l'échelle de la saison : eaux souterraines, humidité du sol.

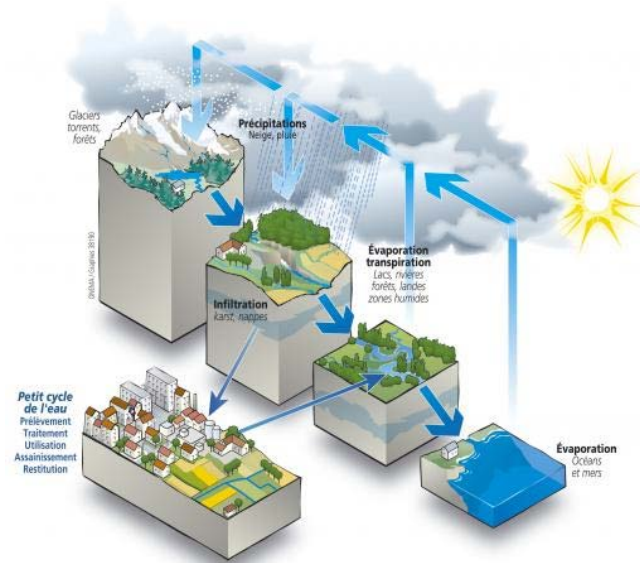


FIG. 3.2. Schéma représentant le cycle de l'eau et les processus hydrologiques associés (Eaufrance, source : <http://www.services.eaufrance.fr/services/grand-cycle-l-eau>)

❖ Bilan hydrologique en France métropolitaine et ses différents usages

Le territoire métropolitain bénéficie d'environ 503 milliards de mètres cube par an de précipitations, ainsi que de 11 milliards de mètres cube par an d'eau provenant de fleuves transfrontaliers (Rhin exclus). Or, sur toute cette eau, environ 60 % s'évaporent dans l'atmosphère (soit environ 314 milliards de mètres cube). Il reste donc 200 milliards de mètres cube par an de ressources internes en eau sur le territoire français, dont 80 milliards ruissellent et 120 milliards s'infiltrent dans le sol [EauFrance, chiffres de 2001, source : <http://www.eaufrance.fr/spip.php?rubrique189>].

Les stocks d'eaux souterraines sont alors estimés à environ 18 fois ceux des eaux de surface stagnantes (lacs naturels, grands barrages et étangs) [CNRS, source : http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/doseau/decouv/france/10_ressource.htm].

Parmi toutes ces ressources en eau disponibles, sur environ 34 milliards de mètres cubes d'eau prélevés par an, 6 milliards de mètres cubes sont estimées être réellement consommées et ne retournent pas au milieu naturel : 64 % des prélèvements sont destinées au refroidissement des centrales thermiques classiques et nucléaires, 17 % pour la production d'eau potable, 10 % pour l'industrie et 9 % pour l'irrigation. Cependant, les prélèvements pour la production d'électricité sont majoritairement (90 %) restitués au milieu naturel alors que la quasi-totalité consacrée à l'irrigation est consommée.

Les ressources en eau sont donc partagées de façon inégale selon le besoin des consommateurs, ce qui peut ensuite amener à des problèmes de gestion, notamment lors de période vulnérable, comme en été lors des bas débits (étiages) et de sévères sécheresses.

❖ **Exemple de la gestion des ressources en eau en période de sécheresse en Adour-Garonne**

Le bassin hydrographique Adour-Garonne représente le cinquième du territoire de la France. Il est situé dans le Sud-Ouest de la France et comprend deux massifs montagneux (dont le plus important est celui des Pyrénées), ainsi que d'importantes ressources en eaux souterraines (FIG 3.3). Avec une pluviométrie moyenne annuelle de 90 milliards de mètres cube, les écoulements moyens sur le bassin de l'Adour-Garonne sont de l'ordre de 35 milliards de mètres cube [Agence de l'eau Adour-Garonne, *source* : <http://www.internet.eau-adour-garonne.fr/page.asp?page=1194>]. Or, ces écoulements fluctuent suivant les saisons. Par exemple, durant l'été, les prélèvements dans les eaux de surface sont trop importants par rapport aux ressources disponibles, notamment pour l'irrigation (FIG. 3.4.). Les hommes ont donc dû créer des réserves artificielles, d'environ un peu plus de 640 millions de mètres cube, pour soutenir les débits d'étiage des fleuves et rivières.

En cas de sécheresse exceptionnelle, la solution actuelle consiste alors à limiter, voire interdire par voie réglementaire, les prélèvements dans les rivières et les nappes. Cela concerne en premier lieu, le lavage des voitures, le remplissage des piscines et arrosages de jardin pour les particuliers, puis l'irrigation et les usages industriels, pour finalement atteindre les prélèvements pour l'alimentation en eau potable.

Afin de mieux répondre aux demandes en eau de la part des hommes, une meilleure gestion des ressources est donc nécessaire. L'outil que constitue la prévision des ressources en eau, peut y aider. Cependant, avant de prévoir les variables hydrologiques, une meilleure compréhension des processus du cycle de l'eau est primordiale.

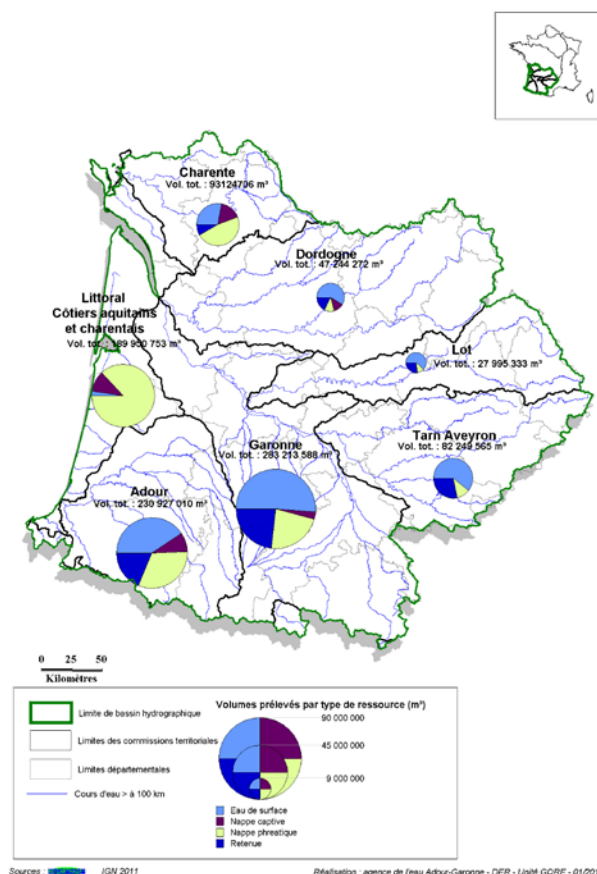
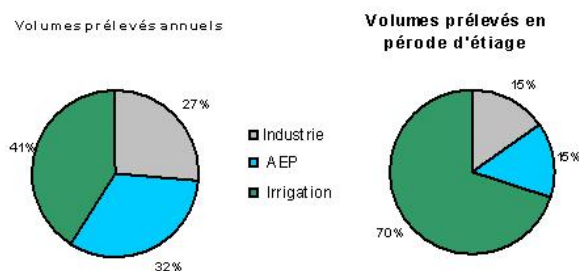


FIG. 3.3. Le bassin de l'Adour-Garonne et ses différents sous-bassins accompagnés des volumes prélevés par type de ressource en eau sur le bassin en fonction des types d'usager [Agence Adour-Garonne, source : <http://www.eau-adour-garonne.fr/fr/etat-des-ressources-gestion-quantitative/les-prelevements-d-eau-qui-preleve-l-eau.html>]

Les volumes déclarés en fonction des usages



Source : données redevances AEAG (moyenne 2003-2008)

FIG. 3.4. Volumes de prélèvements déclarés en fonction des usages [Agence Adour-Garonne, source : <http://www.eau-adour-garonne.fr/fr/etat-des-ressources-gestion-quantitative/les-prelevements-d-eau-qui-preleve-l-eau.html>]

3.1.2 L'étude des bassins versants

3.1.2. a L'unité spatiale : le bassin versant

Comme nous l'avons vu précédemment, l'étude du cycle de l'eau se fait par bassin hydrographique, ou bassin versant.

Le bassin versant représente en effet l'unité spatiale de référence sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses processus.

Le bassin versant est en théorie défini par une surface topographique, drainée par un cours d'eau et ses affluents (FIG. 3.5a). Il est donc caractérisé par son exutoire, à partir duquel il est possible de tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partages des eaux qui le délimite. C'est donc un « système » hydrologiquement clos en théorie, puisque aucun écoulement provenant de l'extérieur n'y pénètre, et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par l'exutoire commun.

Par contre, en pratique, la délimitation selon la topographie ne suffit pas. Par exemple, lorsqu'un sol perméable recouvre un sol imperméable, le partage des eaux en surface ne correspond pas nécessairement au partage des eaux souterraines. On parle alors de bassin versant réel (FIG. 3.5b).

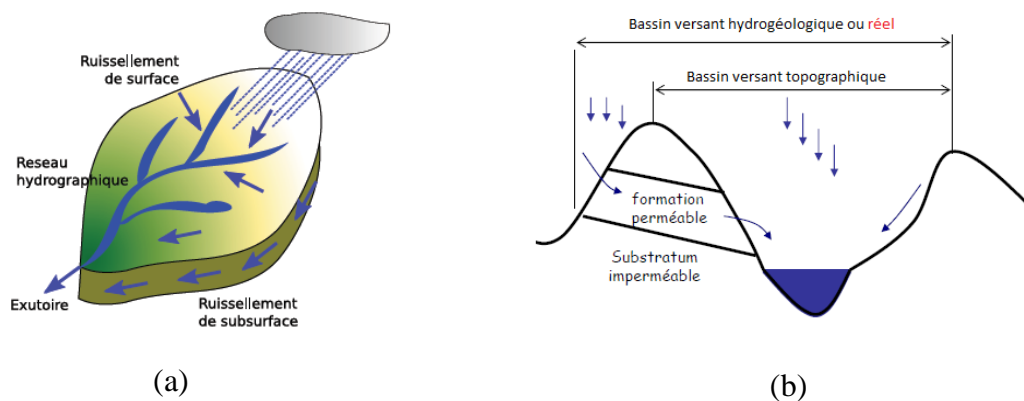


FIG. 3.5. Représentation schématique d'un bassin versant (a) et d'un bassin versant réel (b)

Le bassin versant est caractérisé par de nombreux facteurs dont : sa superficie, son altitude et sa pente, l'occupation et la nature du sol ainsi que la géologie du sous-sol. Ses facteurs influencent alors la réponse du bassin versant (débit à l'exutoire exprimé en m^3/s , correspondant au volume d'eau s'écoulant pendant un certain temps) ainsi que les principaux termes du cycle de l'eau

3.1.2. b Les principaux termes du bilan hydrologique

Nous allons à présent décrire brièvement les principaux termes du bilan hydrologique, pour que le lecteur ait une idée globale des processus importants se déroulant dans le cycle de l'eau, à l'échelle du bassin versant. Cependant, pour plus de détail, le lecteur peut : soit se référer aux cours d'hydrologie général d'André Musy [Source : <http://echo2.epfl.ch/e-drologie/>], soit se référer à la sect. 3.3, où les différents termes du bilan hydrologique sont décrits tels que modélisés par l'outil de prévision des ressources en eau SIM à Météo-France.

❖ Les précipitations totales

Les précipitations totales regroupent les précipitations liquides (pluies, bruines) et solides (neige, grêle) et caractérisent en grande partie le climat d'une région géographique donnée (avec les températures associées). Elles constituent le principal flux d'entrée en eau sur le bassin versant et sont très variables dans le temps et dans l'espace. Elles constituent cependant une des variables hydrologiques bien connue.

En effet, en France, les précipitations sont mesurées grâce à un réseau de 3000 pluviomètres climatologiques (mesurant les précipitations journalières) et d'observations réalisées grâce aux radars. Cependant la mesure issue de pluviomètre n'est pas parfaite et de nombreuses application comme en hydrologie nécessitent des champs de précipitation spatialisés sur le bassin versant. Le réseau de mesures doit donc être suffisamment dense pour traduire une bonne variabilité spatiale de la pluie.

En fait, deux types de précipitations sont le plus souvent distinguées : les précipitations stratiformes qui sont de grande échelle et durent longtemps se produisant lors de passage de dépressions ; et les précipitations convectives, qui sont intenses mais durent peu (cas des pluies cévenoles dans le sud de la France). Dans ce dernier cas, l'échelle à laquelle se déroule le phénomène peut être plus petit que la distance entre pluviomètres, qui en zone de montagne, sont souvent placées dans les vallées, les précipitations sont alors sous-estimées par les pluviomètres. Des méthodes de spatialisation peuvent être appliquées, mais permettent rarement d'obtenir des champs avec des forts gradients de précipitations caractéristiques des phénomènes convectifs, et ajoutent une source d'incertitude.

Une autre solution est alors d'utiliser des données de télédétection, tels que le radar météorologique. Les données radar sont aussi entachées d'erreurs propres au système de mesure et liées à l'interaction entre le faisceau radar et l'environnement, et d'autres erreurs

qui sont également liées à la conversion de la mesure de réflectivité en estimation quantitative de précipitation au sol. Des méthodes existent pour corriger ces problèmes d'erreurs et d'incertitudes. Par exemple, des ensembles peuvent être générés pour mieux échantillonner les incertitudes dans la lame d'eau radar [Szturc et al., 2008 ; Germann et al., 2009], mais il est également possible de combiner les données issues de radar aux données de pluviomètres [Audard-Vincendon, 2010].

❖ **L'évapotranspiration**

L'évapotranspiration est un des principaux flux d'eau en sortie de bassin. Elle se décompose en évaporation de l'eau du sol, évaporation des surfaces d'eau libre et transpiration des végétaux. L'évapotranspiration dépend donc de nombreux facteurs liés à l'état et aux propriétés de l'atmosphère (vent, température, humidité...), du sol (humidité, structure, présence de biomasse ...) et de la végétation.

Cette variable est plus difficile à mesurer que les précipitations. Les techniques de mesure par corrélation de tourbillon (eddy correlation) permettent une estimation ponctuelle. Les mesures par scintillométrie permettent une mesure intégrée sur un transect. Il est également possible d'estimer l'évapotranspiration à partir de mesures de vent, température et humidité grâce à des formules aérodynamiques simples.

❖ **L'eau dans le sol**

L'eau qui arrive sur le sol, peut s'infiltrer dans le sol ou ruisseler à la surface.

L'infiltration est la pénétration de l'eau à la surface du sol. Une fois dans le sol, l'eau peut continuer de s'enfoncer dans le sol, on parle alors plutôt de « drainage » gravitationnel (le flux d'eau vertical lié au poids de l'eau).

Le drainage est déclenché lorsque le contenu en eau du sol dépasse la capacité au champ (seuil au-dessus duquel les forces de gravité l'emportent sur les forces de capillarité, et la végétation ne subit pas de stress hydrique). Il est donc caractérisé par sa vitesse (taux ou capacité d'infiltration exprimée en mm/h) et dépend ainsi du régime d'alimentation (pluie très temporaire, irrigation continue...), de l'état d'humidité du sol et des propriétés du sol.

L'eau contenue dans la zone non saturée du sol, pourra alors percoler, rejoindre les nappes souterraines profondes éventuelles ou encore être absorbée par les racines de la végétation.

❖ **Les eaux souterraines**

L'eau qui percole dans le sol peut atteindre un aquifère. L'aquifère peut être libre (sa limite supérieure est définie par le niveau de l'eau), ou confiné (l'aquifère est alors limité par des formations géologiques avec une conductivité hydraulique très faible). Des nappes alluviales en surface existent aussi et sont souvent en relation avec les eaux superficielles constituées de sables et de graviers. L'aquifère peut donc échanger de l'eau avec les lacs, les rivières ou la mer et/ou les océans en surface : soit l'aquifère alimente les eaux de surface, soit ce sont les eaux de surface qui l'alimentent.

Le niveau des eaux souterraines est mesuré grâce à des piézomètres relevant la profondeur de la surface de la nappe souterraine. En France, des réseaux de piézomètres sont mis en place sur les principales nappes [le réseau est visible sur le site d'ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines), *source* : <http://www.ad.es.eaufrance.fr/>].

❖ **Le ruissellement**

Le ruissellement, ou écoulement de surface, apparaît lorsqu'une précipitation ne peut s'infiltrer dans le sol : elle s'écoule donc à la surface du sol. L'importance de l'écoulement superficiel dépend de l'intensité des précipitations et de leur capacité à saturer rapidement les premiers centimètres du sol. Le ruissellement peut se produire : soit par excès d'infiltration [Horton, 1933], soit par saturation par le bas [Dunne and Black, 1970].

- Le ruissellement par excès d'infiltration :

L'intensité des précipitations est supérieure au taux d'infiltration maximal du sol, un front de saturation se forme alors à la proximité de la surface du sol.

- Le ruissellement par saturation par le bas :

Le sol est totalement saturé en eau et ne peut plus en accepter, l'eau va donc ruisseler. Il n'y a donc pas de front de saturation.

Ces deux processus sont les plus importants pour expliquer le ruissellement même si d'autres phénomènes peuvent ensuite entrer en jeu (exemple, la formation de croûte lors de premières gouttes de pluie sur sol sec, empêchant alors l'eau de s'infiltrer dans le sol ; ou encore les drains agricoles qui peuvent produire du ruissellement en absence d'excès d'infiltration et de saturation par le bas).

❖ **La neige**

La présence de neige au sol influence le bilan énergétique à la surface. Elle impacte alors le rayonnement, les flux de chaleurs et l'hydrologie du bassin.

En effet, la neige possède un albédo (rapport de l'énergie solaire réfléchie par une surface à l'énergie solaire incidente) élevé et possède donc une forte capacité à réfléchir le rayonnement solaire. L'albédo de la neige dépend alors de son âge, son état, du type de neige en surface...

La neige influe également sur le rayonnement infrarouge de la Terre par le biais de son émissivité. Elle accroît ainsi le rayonnement infrarouge et le refroidissement en surface.

En ce qui concerne l'impact de la neige sur les flux de chaleur, la neige a pour effet de supprimer les échanges de chaleur et d'humidité du sol entre le sol et l'atmosphère. La couche limite atmosphérique est donc plus stable. De plus, la température de surface a tendance à diminuer avec l'accumulation de la neige. La densité de la neige est donc un facteur important dans son rôle d'isolation. Cet effet d'isolation varie durant la saison et peut moduler le cycle hydrologique, le sol non gelé en profondeur pourra permettre le drainage d'eau profonde.

Le contenu en eau de la neige est un autre facteur très important. On estime en fait la quantité équivalente en eau de la neige grâce à sa hauteur et sa densité. Lors de la fonte de la neige, l'augmentation du contenu en eau du sol permet le refroidissement de la surface du sol plusieurs mois après son apparition.

❖ **Le débit**

Le débit à l'exutoire du bassin versant, est la principale variable de sortie que l'on cherche le plus souvent à prévoir. Il dépend des caractéristiques morphologiques du bassin (la surface, la forme, le relief), du réseau hydrographique, des caractéristiques agro-pédo-géologiques (couvert végétal, plan d'eau, neige, surface urbanisée, nature et géologie du sous-sol et du sol).

Autres paramètres agissant sur le débit, il s'agit évidemment du climat (température, précipitations totales...) mais aussi de la présence humaine à travers la modification de l'occupation des sols, la présence d'ouvrages le long des cours d'eau (digues, routes, réseaux d'eaux usées ou potables...), en résumé toute activité influençant et modifiant le cycle hydrologique.

Les débits peuvent être cependant mesurés grâce à plusieurs méthodes et instruments plus ou moins complexes. En France, une banque de données hydrologique en libre accès regroupe

une grande quantité de débits observés sur plusieurs stations dont 2400 en service actuellement [la banque HYDRO, *source* : www.hydro.eaufrance.fr]. C'est le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI) en France qui administre et gère les services de cette banque de données.

3.2 La modélisation hydrologique pour prévoir les débits

Maintenant que nous avons abordé quelques bases sur le cycle hydrologique pour mieux le comprendre, nous allons traiter de l'outil qui permet de reproduire ces mécanismes de transferts entre les différents réservoirs du cycle de l'eau : le modèle hydrologique.

La modélisation du cycle de l'eau, ou modélisation hydrologique, a plusieurs objectifs dont les principaux sont : la gestion des ressources en eau (crues et inondations, étiages et sécheresses, gestion des barrages et retenues) ; l'impact de phénomènes naturels (changements climatiques) ou l'impact de phénomènes d'aménagements (modification de l'occupation des sols) ; la prévision sur des sites non jaugés ; ou encore les mouvements de polluants et d'érosion.

Comme nous allons le voir, une très grande variété de modèles existe et sont généralement définis par leur structure, en fonction des objectifs pour lesquels ils sont utilisés. Toutefois, l'objectif de cette thèse étant de prévoir les ressources en eau, nous ne nous intéresserons ici qu'aux modèles hydrologiques construits pour la prévision des débits et autres variables hydrologiques.

3.2.1 Typologie des modèles hydrologiques

Pour construire un modèle hydrologique, il faut d'abord en définir la structure et les équations qui régissent les relations entre les différents compartiments du cycle hydrologique. Or, cela dépend donc principalement de l'objectif recherché, des échelles temporelles et spatiales désirées, mais aussi de la disponibilité et de la qualité des données.

❖ **Classification suivant la représentation des processus hydrologiques**

Les modèles représentent le comportement du bassin versant de façon plus ou moins précise.

Le modèle empirique est basé sur le traitement de séries chronologiques. Il utilise des équations différentielles pour décrire les principaux processus de relations pluie-débit. Il ne fait intervenir le plus souvent aucune donnée sur la nature physique du bassin. C'est le cas par exemple, des modèles régressifs, les modèles basés sur les fonctions de transfert, comme l'hydrogramme unitaire [Sherman, 1932]. Ce type de modèle permet en effet de prévoir seulement le débit à l'exutoire du bassin versant et non de comprendre le fonctionnement du bassin versant (l'état hydrique n'étant pas forcément pris en compte). Ce type de modèle est donc souvent utilisé dans le cas de la prévision des crues.

A l'opposé, le modèle conceptuel ou modèle « à réservoirs », est basé sur plusieurs schémas de fonctionnement correspondants aux différents niveaux de stockage d'eau qui dépendent de la végétation, du sol, de la surface et de la nappe (si existante). Ce type de modèle permet de simuler les débits mais également de modéliser les flux d'échanges entre les différents réservoirs. En effet, chaque réservoir est décrit par plusieurs paramètres (taille, paramètres de vidange) et l'évolution de son niveau est régie par une équation différentielle ordinaire. Ainsi, des liens plus faciles avec la physique du bassin sont possibles : l'influence de l'état hydrique du bassin est introduite de façon explicite. Les paramètres de vidange des réservoirs sont alors obtenus par le calage du modèle sur le débit observé à l'exutoire du bassin.

Ce type de modèle est aussi souvent utilisé pour la prévision des crues [Tangara, 2005 ; Berthet, 2010]. Il reste tout de même très grossier sur la représentation du fonctionnement réel du bassin versant et ne permet donc pas de comprendre son comportement.

Enfin, les modèles à base physique sont quant à eux caractérisés par des lois d'hydrodynamiques dont les paramètres (mesurables le plus souvent sur le terrain) sont associés à des propriétés physiques du bassin versant. Ils possèdent généralement une discrétisation fine de l'espace (de l'ordre de quelques dizaine de mètres au kilomètre), qui permet de simuler l'évolution du bassin versant en tout point et tout instant. Ce type de

modèle demande donc un nombre important de données rarement disponibles : par exemple, le modèle SHE requiert 2400 paramètres [Abbott et al., 1986]. Ce genre de modèle demande aussi des temps de calculs importants et est donc incompatible avec la prévision des crues, mais pas avec les prévisions saisonnières des ressources en eau.

❖ Classification suivant la représentation temporelle

Dans un modèle permanent ou continu, les variables à l'instant t dépendent des variables à l'instant $t-I$, donc des conditions précédentes. Le modèle possède alors une « mémoire » : le débit dépend de l'historique des pluies et de l'humidité des sols. Pour initialiser ce type de modèle, une période d'initialisation est donc nécessaire en début de simulation. La durée de cette période est généralement d'un cycle hydrologique (une année) mais peut durer plusieurs cycles, en particulier sur les bassins où les importantes nappes d'eaux souterraines possèdent des temps de résidence de plusieurs années. Pour réaliser l'initialisation, il est aussi nécessaire d'avoir des chroniques suffisamment longues et continues.

Les modèles transitoires, ou modèles événementiels, sont des modèles ne représentant le comportement du bassin qu'en période de crue. Ils nécessitent moins de données en entrée que les modèles continus, mais la saturation initiale en eau des sols doit être fixée de façon externe au modèle.

❖ Classification suivant la représentation spatiale

Dans un modèle hydrologique global, toutes les variables sont moyennées dans l'espace sur la surface du bassin versant considéré. Ces modèles globaux ont été développés dès les années 60 et se sont révélés être des outils d'aide à la décision : par exemple, les modèles GR développés par l'IRSTEA (Institut de recherche pour l'ingénierie de l'agriculture et de l'environnement, anciennement CEMAGREF) (cf. sect. 3.2.1.d).

Cependant, ils sont limités et ne prennent pas en compte la variabilité spatiale des entrées (précipitations totales, températures) et sorties (débits).

Si le bassin versant sur lequel la modélisation est réalisé, est cependant découpé en plusieurs sous-bassins versants, alors on parle de modèles semi-distribués. Il est alors possible de choisir de ne spatialiser que les facteurs dont la répartition spatiale est considérée comme primordiale pour simuler la réponse hydrologique du bassin versant.

Dans un modèle maillé ou distribué, les variables sont calculées pour chaque maille du bassin versant ou sous-bassin versant étudié, permettant alors de mieux prendre en compte la variabilité spatiale. Cependant, plus la spatialisation sera importante, plus le modèle sera complexe.

Cette classification des modèles reste tout de même très schématique car comme l'a souligné Kirchner [2006], les modèles physiques se voient obliger de traiter certains processus de façon empirique, notamment à cause du changement d'échelle d'application des équations valables pour un point. Les modèles physiques à l'échelle de la maille du calcul ont donc également un degré de conceptualisation et de globalité.

Certains auteurs comme Beven [1995] ont critiqué cette approche alors que d'autres comme Refsgaard [2007] reconnaissent les limitations des modèles physiques, tout en prenant en compte les incertitudes. Varado [2004] propose une autre approche de la modélisation avec un point de vue similaire à celui des météorologues : distinguer les processus résolus et les processus sous-maille.

3.2.2 Les chaînes de modélisation hydrométéorologique

L'hydrométéorologie est définie comme « la science qui étudie les interactions entre les phases atmosphériques et terrestre du cycle hydrologique, ainsi que les conséquences de ces interactions sur les ressources en eau des terres émergées » (Météo-France). L'hydrométéorologie rassemble donc les sciences de l'hydrologie et de la météorologie (et climatologie).

Ainsi, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) soutient les activités d'évaluation des ressources en eau. De plus, elle fournit les prévisions nécessaires pour planifier la gestion des ressources en eau grâce à un programme avec une approche globale et pluridisciplinaire [accessible sur internet, *source* : http://www.wmo.int/pages/prog/hwrrp/index_en.php].

Des services hydrologiques et hydrométéorologiques nationaux comme le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI) en France s'occupent donc d'hydrologie opérationnelle.

3.2.2. a Prévoir les débits pour prévoir les crues et inondations

Beaucoup de modèles hydrométéorologiques sont utilisés à courte ou moyenne échéance, notamment pour la prévision d'inondations. Un modèle météorologique à méso-échelle est généralement couplé à un modèle hydrologique distribué pour la prévision des crues comme en montagne [Kunstmann et al., 2005] ou dans les endroits où l'orographie est complexe [Verbunt et al., 2005 ; Pietroniro et al., 2007]. Dans le cas des crues rapides telles qu'en région méditerranéenne en France en Automne, Audard-Vincendon [2010] utilise une chaîne hydrométéorologique avec le modèle numérique de prévision du temps AROME, et les modèles de transfert de surface ISBA et hydrologique TOPMODEL.

Des prévisions d'ensemble de débits, comme pour les prévisions saisonnières de climat, sont alors utilisées pour mieux prendre en compte les incertitudes des précipitations totales [Cloke and Pappenberger, 2009]. Plusieurs simulations de modèles météorologiques sont alors utilisés [Davolio et al., 2008 ; Berg et al., 2010 ; Thirel, 2009].

3.2.2. b. Prévoir les débits pour prévoir les étiages et sécheresses

Les sécheresses proviennent le plus couramment d'une quantité insuffisante de précipitations, et peuvent être amplifiées par des températures élevées, une augmentation de l'évaporation, une augmentation de la demande en eau par les hommes (alimentation en eau potable, irrigation pour l'agriculture...). Elles peuvent aussi être amplifiées par des événements climatiques tels que le phénomène El Niño en 1982/83 et 1997/98, affectant les Etats-Unis et certains pays en Afrique, Asie et du sud de l'Amérique (cf. sect. 2.2.2). La prévision des sécheresses est donc facilitée et de meilleure qualité dans certaines régions car elles sont en relations directes avec des phénomènes de circulation de grande échelle dans le système climatique.

En France, une analyse rétrospective des sécheresses sur 50 ans basée sur des indices, a permis une évaluation spatiale des sécheresses à travers le cycle hydrologique grâce à la chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU [Vidal et al., 2010a].

Le chapitre 7 sera consacré à la prévision des débits estivaux, nous détaillerons donc plus les études de prévision des étiages à ce moment là.

3.2.2.c Réaliser des projections pour mieux anticiper l'impact du réchauffement climatique sur l'hydrologie

A de plus longues échéances encore, les chaînes de modélisation hydrométéorologique sont aussi utilisés dans le cas des études d'impact du changement climatique sur les ressources en eau [Etchevers and Martin, 2002 ; Boé et al., 2009 ; Quintana Segui et al., 2010]. Des simulations de modèles de climat sont utilisées avec différents scénarios futurs possibles et forcent ainsi des modèles hydrologiques. Par exemple, récemment, le projet Garonne 2050 dont la mise en œuvre est assurée par l'Agence de l'eau Adour-Garonne, présente des scénarios contrastés pour l'avenir du bassin de la Garonne pour mieux anticiper les besoins des hommes en eau à l'horizon 2050 [Agence Adour-Garonne, source : <http://www.garonne2050.fr/>]

3.2.2. d Quelques exemples de chaînes de modélisation hydrométéorologique

Les modèles hydrométéorologiques sont donc utilisés pour la prévision des débits, et font appel le plus souvent à des modèles hydrologiques couplés ou forcés par des modèles de transfert de surface et/ou des modèles météorologiques ou de climat [Seuffert et al., 2002 ; Wood et al., 2002 ; Verbunt et al., 2005].

Aux Etats-Unis, des modèles hydrométéorologiques ont été développés : par exemple, DHSVM (« Distributed Hydrology Soil Vegetation Model ») et VIC (« Variable Infiltration Capacity ») à l'université de Washington.

DHSVM est un modèle distribué à fine échelle (quelques dizaines à centaines de mètres) et comprend l'interception par la canopée, l'évaporation, la transpiration, l'accumulation et la fonte des neiges, ainsi que le ruissellement via un mécanisme d'excès de saturation [Wigmosta and Lettenmaier, 1994].

VIC est, quant à lui, un modèle distribué à large échelle. Il utilise un forçage météorologique classique (températures, précipitations, vent...) pour la simulation des cycles de l'eau et de l'énergie. Ensuite, il comprend un schéma de surface à mailles régulières et homogènes qui simule des processus sous-maille [Liang et al., 1994]. Enfin, il utilise un modèle hydrologique afin de réaliser le routage en rivière, par le biais d'hydrographes et des équations de Saint-Venant.

MESH (Modélisation Environnementale Communautaire- Surface et Hydrologie) est un modèle régional développé à Environnement Canada [Pietroniro et al., 2007]. Il inclut 3 modèles de surfaces et le modèle hydrologique WATFLOOD [Kouwen et al., 1993]. Il a été calibré et validé sur la région des Grands Lacs.

En Europe, LISFLOOD est un modèle distribué sur tout le territoire européen sur une maille de 5 km, développé par le Joint Research Center (JRC) [De Roo et al., 2000]. C'est un modèle semi-physique, servant entre autres à la prévision des crues, au changement climatique et l'occupation du sol. Il comprend lui aussi un schéma de surface et un modèle hydrologique. Il est notamment utilisé dans le cadre du système européen d'alerte des crues (EFAS).

En France, plusieurs modèles hydrologiques sont utilisés pour la prévision des débits.

Par exemple, les modèles GR de l'IRSTEA (Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture). Ce sont des modèles empiriques globaux qui ont été testés sur de larges échantillons de bassins versants [Andréassian et al., 2006]. Ils ont été développés pour des pas de temps de fonctionnement différents : annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J). Ils sont utilisés dans le cas de la prévision à court terme et long terme.

Le modèle MORDOR a quant à lui été développé pour servir dans un cadre opérationnel à EDF. Il est classé parmi les modèles « à réservoirs » et est beaucoup plus simple d'utilisation [Garçon, 1996]. Il permet la prévision sur une centaine de stations disposée sur une cinquantaine de rivières en France, avec des échéances allant de quelques jours à 6 mois dans deux centres opérationnels à Toulouse et Grenoble.

A Météo-France, la chaîne de modélisation hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU(SIM) est composé de trois modèles : SAFRAN, un modèle d'analyses atmosphériques ; ISBA, un schéma de surface et MODCOU, un modèle hydrogéologique. C'est une chaîne de modélisation utilisée en opérationnel et en recherche depuis quelques années, qui va être décrite dans la partie suivante, puisqu'il s'agit de la chaîne de modélisation utilisée dans cette thèse.

3.3 Le modèle SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) et ses applications

La modélisation hydrométéorologique a été développée et validée depuis quelques années à Météo-France, avec la chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU au sein du CNRM (Centre National de Recherche Météorologique), et de l'équipe Analyses et Veille Hydroclimatiques à la Direction de la Climatologie (DP/DCLIM/AVH), notamment pour des besoins opérationnels.

La chaîne de modélisation est en fait constituée de trois modèles :

- SAFRAN, un système d'analyses des variables atmosphériques proches de la surface [Durand et al., 1993] ;
- ISBA, un modèle de transfert sol-végétation-atmosphère [Noilhan and Planton, 1989] ;
- Et MODCOU, un modèle hydrogéologique [Ledoux et al., 1989].

SAFRAN va donc reconstituer les variables atmosphériques nécessaires en entrée d'ISBA. Ensuite, ISBA va simuler les flux d'eau et d'énergie, le manteau neigeux, les contenus en eau et la température du sol, en prenant en compte les propriétés du sol et de la végétation. Finalement MODCOU, couplé à ISBA, va transférer l'eau vers les rivières, dans la zone non saturée en eau du sol et les nappes. Le couplage entre le modèle de transfert de surface et le modèle hydrogéologique permet ainsi d'intégrer un grand nombre de processus liés au cycle de l'eau (cf. sect. 3.1) et d'étudier les interactions entre ses différents réservoirs.

3.3.1 Le système d'analyses météorologiques SAFRAN

Le système SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) a été développé à l'origine dans le cadre de la prévision du risque d'avalanches sur le massif alpin [Durand et al., 1993 ; Durand, 1995]. Il avait pour but d'analyser, sur les zones de relief, 8 paramètres météorologiques de surface : la température de l'air à 2 m, le vent à 10 m, l'humidité de l'air, les précipitations solides et liquides, la nébulosité totale, et les rayonnements solaire (direct et diffus) et infrarouge.

Ce système a été ensuite étendu sur la France entière, afin de fournir une analyse du forçage atmosphérique sur l'ensemble du territoire [Etchevers, 2000 ; Le Moigne, 2002]. L'analyse

des paramètres météorologiques effectuée par SAFRAN sur la France ainsi que sa validation ont été décrites en détail dans Quintana Seguí et al. (2008).

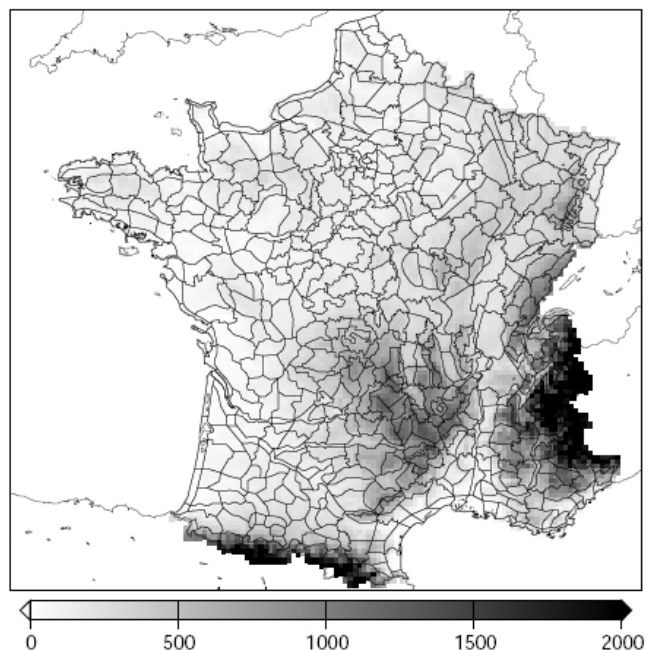


FIG. 3.6 Carte des zones SAFRAN et altitude des mailles ISBA (m) en France

SAFRAN ne travaille pas sur un maillage régulier, mais sur des "massifs", c'est-à-dire des zones géographiquement et climatiquement homogènes : c'est le zonage SYMPOSIUM II de Météo-France qui est utilisé (FIG. 3.6). En France, il y a 615 zones SAFRAN d'une surface généralement inférieure à 1000 km², et sur lesquelles les gradients horizontaux climatologiques (précipitations) et d'altitude sont faibles.

Le système SAFRAN utilise à la fois des observations et des sorties de modèles (analyses ARPEGE ou du CEPMMT) pour réaliser les analyses. Ainsi, pour chaque massif et chaque niveau vertical, il fournit les paramètres météorologiques au pas de temps horaire (FIG. 3.7).

L'analyse SAFRAN se fait ainsi en plusieurs étapes.

Tout d'abord, les profils verticaux de température, du vent, de l'humidité, du rayonnement et de la nébulosité sont analysés. En effet, pour chaque zone, une analyse aux points d'observations est effectuée, afin de vérifier la cohérence des observations et d'éliminer les observations douteuses. Ensuite, l'analyse des paramètres est effectuée à l'aide des

observations valides et de l'ébauche modèle en utilisant la technique de l'interpolation optimale, au pas de temps de 6H, et avec une résolution verticale de 300 m.

Le cas du rayonnement est traité d'une autre manière. En effet, en raison de la trop faible densité de postes météorologiques fournissant des observations de rayonnement (atmosphérique et solaire), ces derniers sont calculés à l'aide d'un modèle de transfert radiatif [Ritter and Geleyn, 1992]. Ce modèle utilise les profils verticaux analysés de température et d'humidité, permettant l'estimation d'un profil de nébulosité.

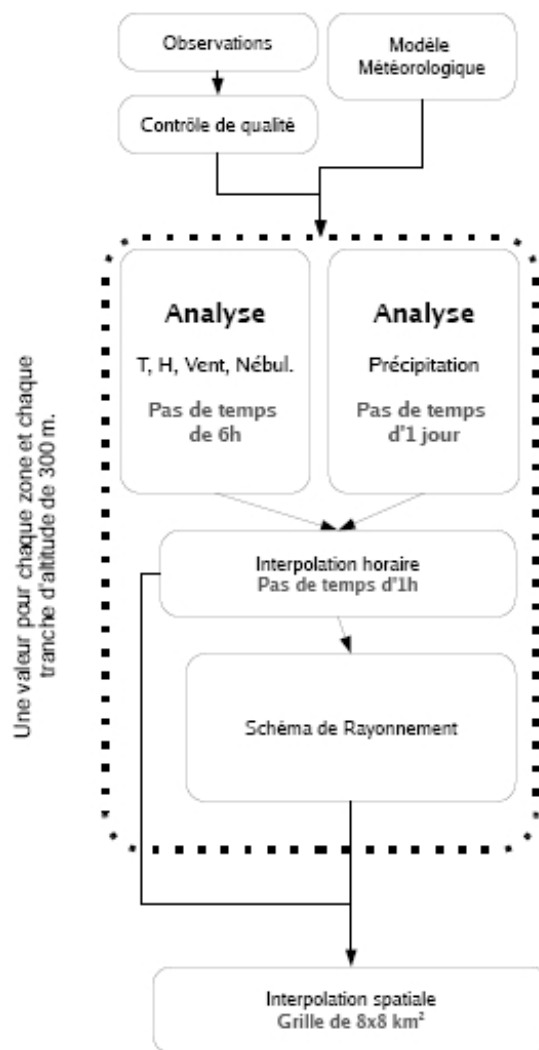


FIG. 3.7. Schéma du fonctionnement de SAFRAN

La seconde étape est l'analyse des précipitations quotidiennes. L'analyse des précipitations est faite au pas de temps journalier (à 0600 UTC), afin de pouvoir prendre en compte les points de mesure où seules des observations journalières sont disponibles. Ici, l'ébauche n'est

*3. La prévision des ressources en eau grâce à la modélisation hydrométéorologique*_____

pas fournie par des modèles : SAFRAN utilise un gradient climatologique moyen [Etchevers, 2000].

La troisième étape est d'interpoler au pas de temps horaire l'ensemble des paramètres météorologiques. Cette interpolation se fait de manière linéaire, sauf pour la température et les précipitations. Pour la température, les variations diurnes sont estimées à l'aide du rayonnement solaire et d'un terme de rappel à l'équilibre [Martin, 1988]. La température à 2 m à 1200 UTC est alors corrigée en fonction de la température maximale observée.

La répartition horaire des précipitations est déterminée à partir de l'humidité spécifique.

La limite pluie/neige est estimée à partir de l'altitude de l'isotherme 0,5 °C issue de l'analyse

de la température, altitude ajustée si besoin par les observations de pluie et de neige dans la zone concernée.

Enfin, la dernière étape est l'interpolation de ces données sur la grille régulière à 8 km utilisée pour le modèle ISBA. Chaque maille appartient à un massif SAFRAN donné, pour lequel on connaît le profil vertical des paramètres météorologiques. Une maille ISBA ayant une altitude connue, une interpolation est faite entre les deux niveaux SAFRAN (distants de 300 m) entourant cette altitude.

3.3.2. Le schéma de transfert de surface ISBA

Le schéma de surface ISBA a été développé afin de simuler les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et les basses couches de l'atmosphère. C'est un schéma de transfert Sol-Végétation-Atmosphère (SVAT). Il est utilisé par Météo-France avec :

- des modèles de prévision opérationnelle : ARPEGE à l'échelle du globe, ALADIN plus régional, AROME modèle régional à maille fine ;
- des modèles de climat comme par exemple, ARPEGE-climat utilisé en prévision saisonnière [Déqué et al., 1995] ;
- des modèles de méso-échelle tel que Mésoscale-NH [Noilhan and Planton, 1989 ; Masson et al., 2003] ;

- des modèles hydrologiques comme MODCOU (modèle hydrogéologique, cf. 3.3.3), TOPMODEL [Beven and Kirkby, 1979 ; Bouilloud et al., 2009 ; Vincendon et al., 2010] pour les crues en zone méditerranéenne et TRIP [Decharme et al., 2008 ; Decharme et al., 2010] notamment pour les projections climatiques.

ISBA utilise la méthode force-restore pour déterminer l'évolution de l'eau et de la température dans le sol. Cette méthode est une simplification des principes physiques décrivant les transferts de l'eau et de l'énergie dans le sol. L'évolution de la température et de l'eau dans le sol est en effet régie par l'action d'une contrainte (force) et sont rappelées vers une situation dite d'équilibre (restore).

Au cours du temps, la physique d'ISBA a été complétée. Mahfouf and Noilhan [1996] ont introduit un drainage gravitationnel dans la version initiale du modèle à deux couches pour le sol. Puis, ont été introduits successivement : un schéma de neige simplifié [Douville et al., 1995], une paramétrisation avancée de l'évaporation et une végétation interactive avec l'environnement [Calvet et al., 1998], une troisième couche dans le sol [Boone et al., 1999], les effets de la glace [Boone, 2000], un drainage sous-maille [Habets et al., 1999a ; Etchevers et al., 2001], une description du ruissellement sous-maille [Habets et al., 1999b], un schéma de neige explicite à 3 couches [Boone and Etchevers, 2001] et un profil exponentiel de conductivité hydraulique [Decharme et al., 2006].

Dans SIM, on utilise la version d'ISBA force-restore (avec simulation standard de l'évapotranspiration réelle) à trois couches pour le sol [Boone et al., 1999] avec le schéma de neige explicite à 3 couches [Boone and Etchevers, 2001]. Deux bilans d'énergie sont donc calculés, le premier sur le sol et la végétation, et le second sur la neige. On peut voir sur la FIG. 3.8, le principe de fonctionnement d'ISBA.

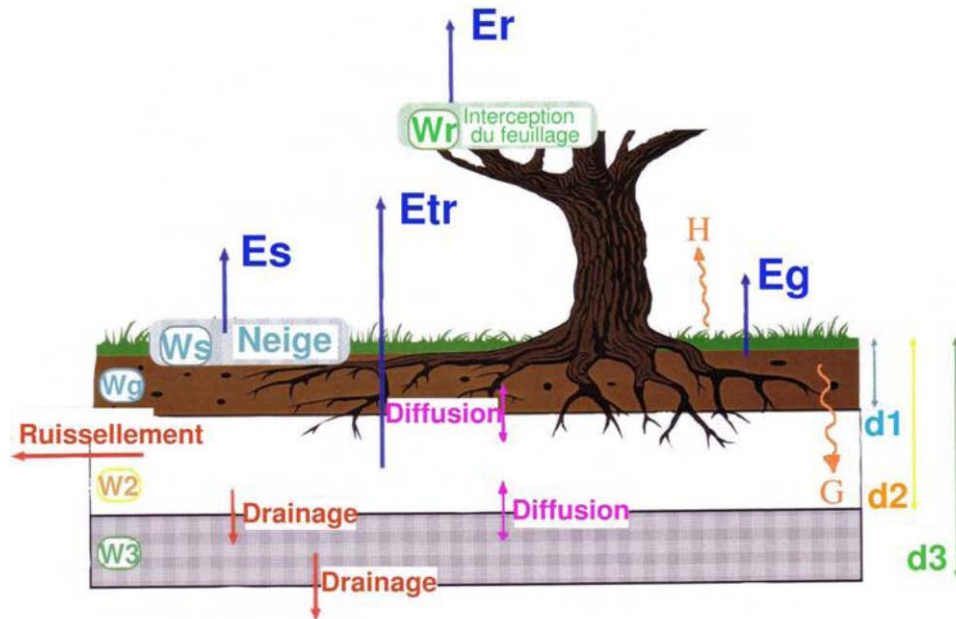


FIG. 3.8. Schéma des flux simulés par ISBA

Les paramètres d'ISBA

Les paramètres en entrée d'ISBA sont classés en deux catégories :

1. Les paramètres primaires : le type de sol (via les pourcentages de sable et d'argile), et le type de végétation.
2. Les paramètres secondaires : à partir de l'information texturale du sol décrite ci-dessus, on peut estimer d'autres paramètres à l'aide de relations continues [Noilhan and Lacarrère, 1995]. Ces paramètres sont :
 - a. Les paramètres liés au sol, et du type de sol. Ils sont au nombre de 3 :
 - le contenu en eau du sol à la saturation ***Wsat*** (en m^3/m^3) : c'est le contenu en eau maximal du sol ou porosité. Sous ce seuil, il y a drainage gravitationnel, jusqu'à ce que le contenu en eau diminue et atteigne la capacité au champ.
 - Le contenu en eau du sol à la capacité au champ ***Wfc*** (en m^3/m^3), à partir duquel le drainage gravitationnel devient très faible. Sous ce seuil, l'eau peut être utilisée par la plante par absorption par les racines, jusqu'à ce que le contenu en eau atteigne le point de flétrissement.
 - le contenu en eau du sol au point de flétrissement ***Wwilt*** (en m^3/m^3). Sous ce seuil, l'eau contenue dans le sol est inutilisable par les plantes, car elle forme des films très minces autour des particules du sol et les

forces capillaires deviennent supérieures au pouvoir d'extraction des racines.

On définit alors la réserve utile **RU** qui représente la quantité d'eau disponible pour la plante.

b. Les paramètres liés à la végétation :

- la fraction de végétation dans la maille **veg** ($0 \leq \text{veg} \leq 1$).
- l'indice foliaire **LAI** (« Leaf Area Index ») est le rapport entre la surface de feuilles vertes et la surface du sol.
- la résistance stomatique minimale **R_{smin}** est définie comme la résistance au transfert de l'eau des racines vers les feuilles dans un environnement optimal (rayonnement solaire important, sol très alimenté en eau, air saturé et température optimale).
- les longueurs de rugosité dynamique **Z_{0m}** et thermique **Z_{0h}** interviennent dans les équations de flux de la couche limite, et représentent les influences liées à la hauteur de la végétation sur les échanges turbulents avec l'atmosphère.
- les profondeurs des trois couches de sol : **d1**, **d2** et **d3**. La couche de surface a une profondeur **d1** au maximum de 1 cm et contrôle l'évaporation du sol nu. Elle fait partie de la couche racinaire de profondeur **d2** qui permet de définir la quantité d'eau utilisable par la plante (**RU**). Enfin, la dernière couche a une épaisseur **d3 - d2**, **d3** étant la profondeur totale du sol.

c. Enfin, à cette liste s'ajoutent l'albedo α et l'émissivité β de la surface.

Dans SIM, les paramètres des différents contenus en eau (**W_{sat}**, **W_{fc}** et **W_{wilt}**) sont déduits de cartes de textures du sol, le reste est fourni par la base de données ECOCLIMAP [Masson et al., 2003] qui combine des cartes d'occupation des terres avec de l'information satellite.

Les variables pronostiques d'ISBA

ISBA calcule l'évolution temporelle de 11 variables pronostiques :

- T_s , T_2 : températures respectivement de surface et profonde.

3. La prévision des ressources en eau grâce à la modélisation hydrométéorologique_____

- w_g , w_2 , w_3 , w_r : contenus en eau de la couche de surface, de la zone racinaire, du réservoir profond et du réservoir d'interception de la pluie par la végétation.
- w_{sf} et w_{2f} : les équivalents en eau du réservoir de glace à la surface et dans la zone racinaire.
- w_s , D_s et H_s : le manteau neigeux est discrétisé en trois couches pour lesquelles sont définis l'équivalent en eau, l'épaisseur, et la quantité de chaleur stockée par la neige.

La version d'ISBA utilisée possède trois réservoirs d'eau dans le sol [ISBA-3L, Boone et al., 1999]. Pour établir le bilan hydrique, ISBA calcule la quantité d'eau interceptée par la végétation (w_r), l'équivalent en eau du manteau neigeux total (w_s), la quantité d'eau présente dans le sol (w_g , w_2 et w_3), ainsi que les flux d'eau ruisselée (Q_r), drainée (D) et évaporée, par la surface du sol nu d'une part (E_g et sublimation de la neige E_s), et par la végétation d'autre part (transpiration E_{tr} et évaporation de l'eau interceptée E_r). Le bilan d'énergie d'ISBA fait intervenir le rayonnement net (donnée d'entrée), le flux de chaleur sensible (H), le flux de chaleur latente (lié aux différents termes d'évaporation), et le flux de conduction dans le sol (G). C'est le terme de chaleur latente (i.e. d'évaporation) qui permet de coupler ces deux bilans. Le détail de ce fonctionnement est donné dans l'ANNEXE A.

3.3.3 Le modèle hydrogéologique MODCOU

Le modèle hydrogéologique MODCOU a été développé par le Centre d'Informatique Géologique de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris dans le but de disposer d'un outil capable de "prendre en compte simultanément [...] les maillons du cycle de l'eau entre les précipitations et les débits aux exutoires" [Ledoux et al., 1989].

MODCOU a pour rôle, dans SIM, de prendre en charge le drainage et le ruissellement de surface produits par ISBA sur chacune de ses mailles. MODCOU assure ainsi le transfert de cette eau vers et dans la rivière, le transfert vers et dans une éventuelle nappe aquifère, ainsi que le transfert nappe-rivière. C'est un modèle distribué à mailles emboîtées qui fonctionne au pas de temps de 3 heures et un calcul de l'évolution du niveau piézométrique des nappes au pas de temps journalier.

❖ Définition de la structure hydrologique

La représentation des écoulements nécessite la définition de la structure du système hydrologique à l'aide d'observations de terrain.

Le mode de discrétisation du domaine choisi est une schématisation multi-couches, qui fait appel à l'emploi de mailles carrées emboîtées, dont la taille varie de 1 à 8 km, ce qui permet d'affiner la résolution dans les endroits sensibles comme les rivières et les limites de bassin par exemple (FIG. 3.9).

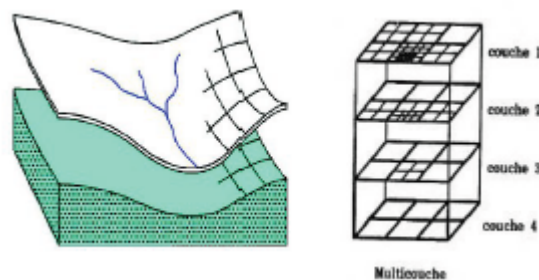


FIG. 3.9. Principe de schématisation multi-couches

Comme le montre la figure, le modèle distingue :

- une couche supérieure ou « de surface », dans laquelle est calculé le bilan hydrique et où se situent les transferts superficiels. A chaque maille de cette couche, on affecte une unique direction de vidange (liée à la topographie). On appelle également une « maille rivière », une maille appartenant au réseau hydrographique principal et sur laquelle des échanges à double sens avec le souterrain se produisent ;
- une ou plusieurs couches profondes, dans laquelle ou lesquelles les transferts souterrains ont lieu. Elles peuvent être connectées hydrauliquement entre elles et représentent la succession verticale de couches aquifères séparées par des milieux plus ou moins imperméables (semi-perméables).

❖ Calcul du bilan hydrique

Sur chaque maille de la couche de surface, le modèle calcule la quantité d'eau qui va s'évaporer, celle qui va ruisseler et celle qui va s'infiltrer dans le sol, à partir des précipitations totales et de l'évapotranspiration potentielle. Ce calcul est effectué à l'aide de

fonctions de production, chacune correspondant à un type de sol et de végétation, fonctionnant comme un modèle à réservoirs. Cependant le bilan hydrique est calculé par ISBA dans SIM, le calcul n'est donc pas détaillé ici.

❖ **Les transferts conjoints superficiels et souterrains** (les équations sont décrites dans l'ANNEXE B)

▪ ***Transferts souterrains***

L'évolution de la charge hydraulique h (en mètres, définie par $h = z + \frac{P}{\rho g}$) est donnée par l'équation de diffusivité. La variable h définit donc l'écoulement (définit aussi la piézométrie).

La résolution de l'équation de diffusivité est l'objectif des modèles hydrodynamiques.

Dans le cas de réservoirs aquifères, on suppose que les écoulements sont principalement horizontaux dans les aquifères et verticaux dans les semi-perméables qui les séparent, on discrétise l'équation de diffusivité sur des mailles carrées par la méthode des différences finies. On doit alors résoudre l'équation de manière itérative.

▪ ***Transferts superficiels***

L'eau disponible pour le ruissellement, calculée sur chaque maille du domaine de surface par les fonctions de production, est acheminée en deux temps vers l'exutoire du bassin-versant :

- elle est transférée dans un premier temps depuis la maille initiale à la maille rivière ;
- elle est ensuite transférée, le long de la rivière jusqu'à l'exutoire du bassin versant.

❖ **Echanges nappe-rivière**

La relation nappe-rivière permet de faire le lien entre le domaine souterrain et la surface. Le couplage est effectué à chaque pas de temps uniquement entre une maille rivière et les mailles des couches souterraines qui lui correspondent verticalement. Selon l'état hydrique du système, deux situations sont possibles (FIG.3. 10)

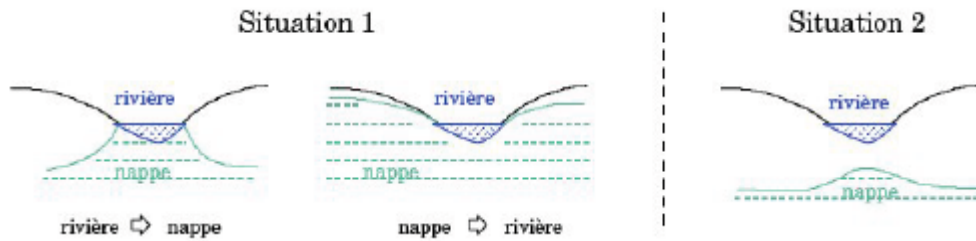


FIG. 3.10. Principe des relations entre nappe et rivière dans MODCOU

- **Situation 1** : la rivière et la nappe sont connectées hydrauliquement, et le débit échangé peut être positif (quand la nappe donne de l'eau à la rivière) ou négatif (quand la nappe est alimentée par la rivière). Dans le modèle SIM, la nappe peut alimenter la rivière mais le contraire ne peut se produire ;
- **Situation 2** : la nappe et la rivière sont séparées par la présence d'une zone non saturée. Dans ce cas, le modèle considère que la rivière alimente la nappe, avec un débit Q qui est le débit maximal qui peut percoler sous la rivière dans la zone non-saturée.

3.3.4 Le couplage SIM et ses différentes applications hydrométéorologiques

❖ Le couplage SIM

Pour résumer, SAFRAN calcule toutes les heures le forçage atmosphérique. Ensuite, ISBA calcule le ruissellement et le drainage gravitationnel toutes les 5 minutes, utilisés en lames d'eau par MODCOU pour la modélisation du débit des cours d'eau [Habets et al., 1999b]. Le ruissellement sous-maille et le drainage gravitationnel, issus d'ISBA toutes les cinq minutes, sont donc cumulées sur des périodes de 3 heures, alimentant ensuite le modèle MODCOU pour les transferts superficiels et souterrains respectivement (FIG. 3.11).

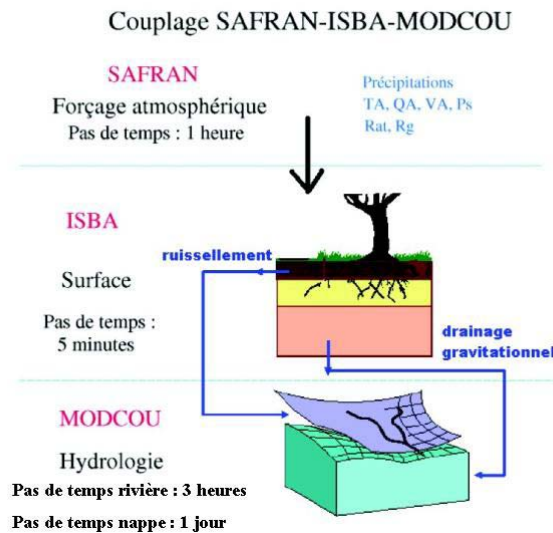


FIG. 3.11. Schéma du principe de couplage entre SAFRAN, ISBA et MODCOU

❖ Construction de la chaîne SIM France

La chaîne SIM a tout d'abord été appliquée et validée sur plusieurs grands bassins français : l'Adour [Habets et al., 1999], le Rhône [Etchevers et al, 2001], la Garonne [Voirin-Morel, 2003] et la Seine [Rousset et al., 2004]. Pour chaque étude, la modélisation a été développée indépendamment.

Dans un souci d'uniformisation et dans le but de pouvoir simuler les débits de l'ensemble des bassins du territoire français, SIM a été étendu par la suite à l'ensemble de la France. En effet, SAFRAN est appliqué sur les zones SYMPOSIUM II tandis qu'ISBA travaille sur un maillage régulier de 8km sur l'ensemble de la France. MODCOU, quant à lui, utilise des mailles carrées emboîtées avec une résolution variant de 1 à 8 km. Dans le cadre des études par bassin, les maillages MODCOU étant développés indépendamment sur chaque bassin, une uniformisation de ces maillages a donc été réalisée.

Le stock de neige, la température et l'humidité du sol provenant d'ISBA sont initialisés en utilisant une année spin-up. Les conditions initiales des aquifères simulées proviennent des applications des bassins du Rhône et de la Seine.

Actuellement, seuls les aquifères de ces deux bassins sont simulés : les trois couches aquifères de la Seine et l'aquifère du Rhône (FIG.3.12).

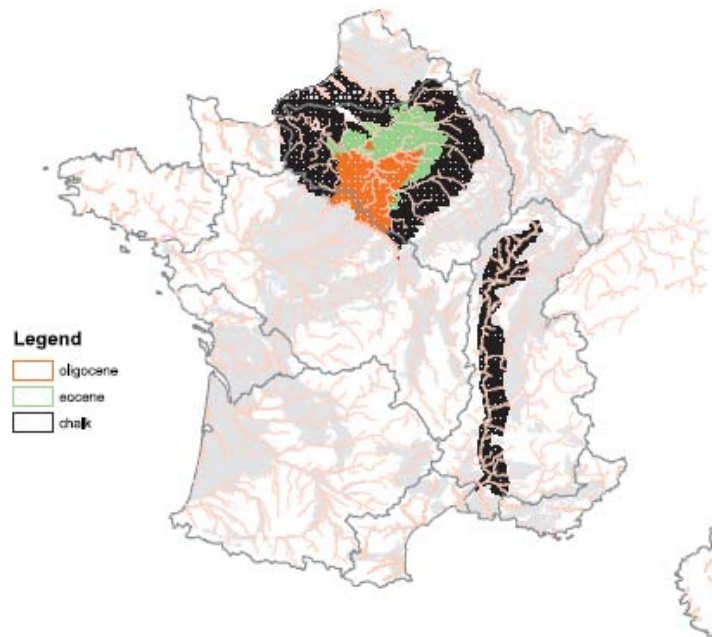


FIG. 3.12. Cartes des aquifères simulées dans MODCOU [Habets et al., 2008]

❖ Validation de la chaîne SIM France

Le modèle SAFRAN a été validé par Quintana Segui et al. [2008]. La validation de SAFRAN a permis de mettre en évidence la capacité du modèle pour l'analyse des paramètres de température, de vent et d'humidité par rapport aux observations. Cependant, l'analyse des rayonnements est moins efficace avec notamment la présence de biais sur les côtes et de cycle saisonnier mal reproduit.

La chaîne de modélisation SIM sur la France a été validée sur une période de 10 ans (1995-2005) par Habets et al. [2008]. Ainsi, il a été montré que les débits sur quelques 900 stations ne comportaient pas de biais. Il a aussi été mis en évidence que la neige joue un rôle particulièrement important sur le Rhône, puisqu'elle représente 29 % du total des précipitations, contrairement au bassin de la Garonne où elle ne représente que 5.7 % du total des précipitations malgré la présence du relief des Pyrénées. Cependant, de nombreux barrages sont présents sur le bassin du Rhône. Cette forte anthropisation du bassin est probablement la cause d'une sous estimation de ses débits.

Pour le bassin de la Seine, SIM a démontré de bonnes capacités à simuler les crues lentes et l'importance de la contribution de la nappe au débit de la Seine (environ 80 % en été et 40 % en hiver).

❖ Utilisation opérationnelle

SIM est utilisé en tant qu'outil opérationnel à Météo-France depuis 2004 [Habets et al., 2008]. Il permet d'étudier en temps réel et différé les paramètres atmosphériques mais aussi l'humidité des sols et les débits des rivières pour le suivi des ressources en eau. En temps réel, la chaîne hydrométéorologique réalise une analyse quotidienne de 06 h UTC des paramètres atmosphériques de surface en France à une échelle spatiale de 8km. ISBA permet des analyses horaires de l'humidité des sols, mais aussi de l'épaisseur et de l'équivalent en eau du manteau neigeux. Enfin, MODCOU permet une estimation des débits moyens quotidiens en mode pré-opérationnel.

- Le suivi des ressources en eau

De plus, depuis 2005, le ministère en charge de l'Environnement, récupère les informations issues de SIM concernant la neige, l'humidité des sols et les pluies efficaces pour le bulletin national de suivi hydrologique. Ces informations sont aussi utilisées pour le Comité national des effets de la sécheresse. Des études sur les sécheresses avec SIM ont ainsi été réalisées [Blanchard et al., 2007].

- Des réanalyses pour une meilleure qualité des données

En temps différé, des réanalyses sont constituées au pas de temps mensuel permettant de prendre en compte un meilleur réseau d'observations disponible (postes pluviométriques). Ainsi, la chaîne SIM est recalée mensuellement et permet un archivage des analyses hydrométéorologiques de meilleure qualité pour l'étude climatologique. De plus, la chaîne SIM a été appliquée et validée de 1958 à 2008 pour constituer une réanalyse atmosphérique de haute résolution sur la France [Vidal et al., 2010b].

❖ Utilisation en recherche et mode expérimental

Sur le bassin de l'Adour-Garonne le modèle a été appliqué pour une étude de sensibilité au changement climatique [Caballero et al, 2007], mais aussi sur toute la France [Boé, 2007 ; Boé et al., 2009] avec l'utilisation de descente d'échelle.

En mode expérimental, la prévision d'ensemble des débits de 10 jours à 14 jours d'échéance [Rousset-Regimbeau, 2007] avec assimilation des débits grâce à SIM a été réalisée [Thirel,

2009]. Deux systèmes de prévision d'ensembles des débits du CEPMMT et de Météo-France ont été comparés [Thirel et al., 2008]. Ainsi les résultats ont montré que plus les débits sont bas, plus le système du CEPMMT est bon, tandis que PEARP est plus à même de prédire les hauts débits pour des petits bassins. Plus le bassin est grand, plus les systèmes de prévisions d'ensembles sont performants. Les scores dépendent peu des saisons.

SIM a aussi été utilisé pour la fonte nivale dans un but de prévention des inondations dans le cas de régime pluvio-nival [Gasset, 2008].

Enfin, depuis 2008, des recherches ont débuté sur la prévision saisonnière hydrologique en France [Tanguy et al., 2008 ; Céron et al., 2010].

3.4 La prévision saisonnière hydrologique

Précédemment, nous avons vu que les modèles hydrométéorologiques utilisaient des simulations provenant de modèles atmosphériques ou de climat, pour mieux étudier les interactions entre atmosphère et hydrologie, et donc mieux prévoir les ressources en eau.

Dans ce chapitre, nous allons maintenant décrire quelques bases de la prévision hydrologique à l'échelle de la saison. Cette section n'a pas pour objectif de lister toutes les études déjà réalisées dans ce domaine, mais plutôt de répondre aux questions suivantes :

- comment définir une prévision saisonnière hydrologique ?
- à l'échelle de la saison, comment prévoit-on les ressources en eau ? avec quels outils ?
- actuellement, où en est la recherche ? en particulier, aux moyennes latitudes, en Europe et en France ?

3.4.1 Définition

Des prévisions saisonnières d'apports en eau à de grands réservoirs ont été utilisé dès les années 80 par le US National Weather Service aux Etats-Unis, soit avant que des prévisions atmosphériques saisonnières soient disponibles. Ces prévisions saisonnières hydrologiques réalisaient alors des simulations à partir des anomalies de couverture de neige, et de précipitations [Day, 1985]. Depuis, les prévisions saisonnières hydrologiques ont été

développées dans plusieurs régions du monde surtout depuis les années 2000 [Chiew et al., 2003 ; Araghinejad et al., 2006 ; Archer et al., 2008]. Elles sont, le plus souvent, des prévisions de débits, de l'humidité des sols, ou des volumes d'eau, réalisées sur les différentes saisons de l'année (l'objectif étant de prévoir seulement la partie naturelle des ressources en eau). Elles ont donc pour principal but la gestion des ressources en eau : gestion des stocks de volume d'eau dans les barrages ou retenues, prévisions d'éventuelles sécheresses...

Pour réaliser des prévisions saisonnières hydrologiques, il est indispensable d'avoir :

- (i) une connaissance régionale voire globale des forçages atmosphériques (cf. chap. 2) ;
- (ii) une connaissance locale de l'hydrologie qui permet de transformer les forçages en débit ;
- (iii) et que ces connaissances des forçages atmosphériques et hydrologiques soient appliquées dans un contexte probabiliste pour prendre en compte les incertitudes.

3.4.2 Les sources de prévisibilité

La prévisibilité du système hydrologique à l'échelle de la saison dépend principalement de :

- la prévisibilité du forçage atmosphérique : grâce au système climatique et plus particulièrement au couple atmosphère/océan ;
- la prévisibilité des conditions initiales du sol (CIS) : grâce aux réservoirs en eau des surfaces continentales (humidité des sols, neige, eaux souterraines).

Nous ne détaillerons pas plus ici les sources de prévisibilité du forçage atmosphérique puisque cela a déjà été traité dans la section 2.3.2.

Rappelons juste ici que la prévisibilité du forçage atmosphérique (températures et précipitations totales) à l'échelle de la saison, est basée sur l'évolution lente des différentes composantes du climat : les océans et les surfaces continentales. La prévisibilité du forçage atmosphérique dépend donc de la région et de la saison étudiée [Kirtman and Pirani, 2008 ; 2009]. Aux moyennes latitudes, et plus particulièrement en Europe, cette prévisibilité reste faible. Or, la qualité des données du forçage atmosphérique influence ensuite la simulation

des composantes du cycle hydrologique sur les surfaces continentales [Guo and Dirmeyer, 2006].

Nous allons nous intéresser maintenant à la prévisibilité des conditions initiales du sol, qui dépend donc des principaux réservoirs en eau des surfaces continentales.

❖ **Prévisibilité due aux conditions initiales du sol (CIS)**

□ *L'humidité du sol*

L'humidité des sols est une condition initiale du sol importante, et une composante primordiale dans les bilans d'énergie et d'eau (cf. sect. 3.3.2). En effet, elle agit comme un réservoir en eau mais également comme une condition aux limites pour l'atmosphère, avec une mémoire allant de deux semaines à un an (cf. section 3.1.1.). Elle contrôle ainsi la partition de l'énergie de surface disponible entre les flux de chaleur sensible et latente, et influence le ruissellement de surface et les débits. « Connaître l'état de l'humidité des sols est donc essentiel pour la prévisibilité du climat à l'échelle saisonnière » [AMS Council, 2001].

Depuis, beaucoup d'études globales ont été menées sur la prévisibilité de l'humidité des sols à l'échelle de la saison, ainsi que de leur impact rétroactif sur les prévisions de températures et de précipitations totales dans le monde [Koster et al., 2004 ; Krakauer, 2010]. En France, d'autres études récentes s'intéressent, à l'assimilation de données d'humidité des sols pour améliorer la modélisation hydrologique et météorologique [Albergel et al., 2009 ; Draper et al., 2011].

□ *La couverture neigeuse*

La neige affecte, tout comme l'humidité des sols, le bilan énergétique, mais cette fois en augmentant l'albédo à la surface et donc la réflexion d'énergie (cf. sect. 3.1.2.).

La couverture neigeuse, souvent présente sur les reliefs, est donc importante pour le cycle de l'eau puisqu'elle agit comme un réservoir en eau lors de la période de fonte des neiges. En effet, la fonte des neiges peut contribuer de façon importante aux débits des rivières au printemps, et ainsi avoir des effets non négligeables pour la gestion des ressources en eau, que ce soit pour l'agriculture ou encore les barrages hydroélectriques [Araghinejad et al., 2006 ; Archer and Fowler, 2008 ; Gobena and Gan, 2010]. Le débit de fonte sera alors d'autant plus important que l'apport énergétique sera fort et que la surface enneigée sera grande.

En France, les bassins concernés par la fonte des neiges sont ceux situés dans les zones de montagne (les principales étant les Alpes, le Massif Central et les Pyrénées) ou ceux situés en aval (grands bassins de la Garonne et du Rhône) (FIG. 3.13).

Dans les Alpes, l'impact de la neige sur le bassin versant du Rhône [Etchevers, 2000] et de la Haute-Durance [Lafayesse et al, 2011] a déjà été étudié, notamment dans un contexte de changement climatique. En effet, le réchauffement du climat va entraîner une diminution des précipitations neigeuses et une augmentation des températures. Le manteau ainsi constitué en hiver sera plus faible, entraînant alors un pic de fonte des neiges plus tôt au printemps (en relation avec le réchauffement des températures) et un débit d'étiage plus tôt en été. De plus, le débit apporté par la neige diminuera, agrandissant la pression sur les ressources en eau.

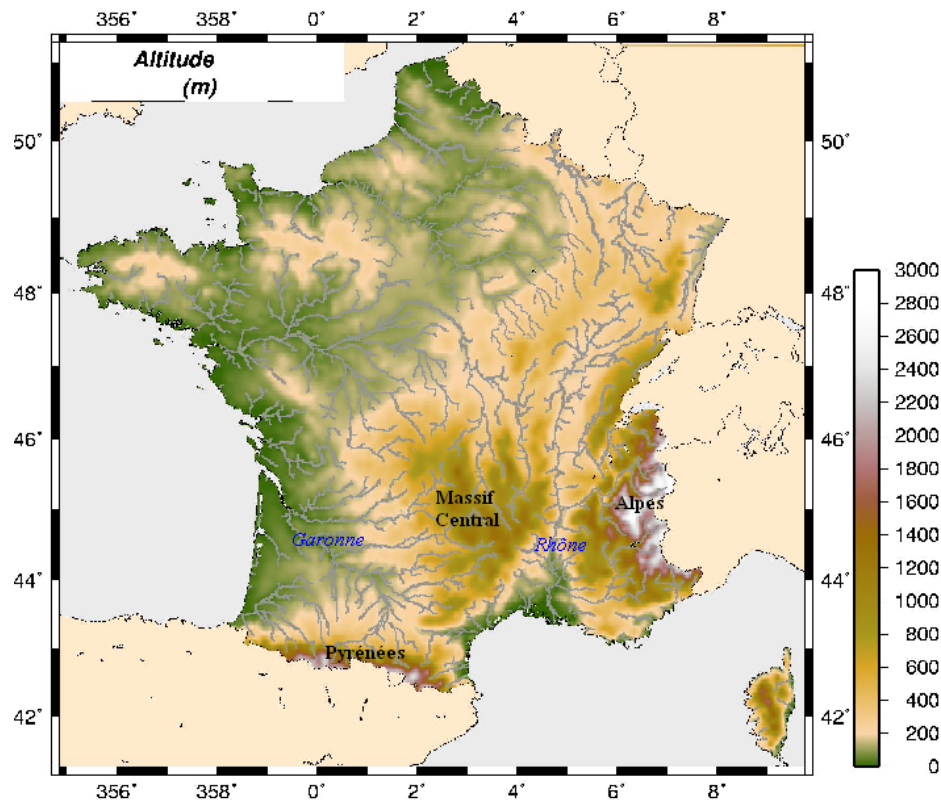


FIG. 3.13. Carte montrant l'altitude (m) ainsi que les principaux reliefs (noir) et grands bassins (bleu) influencés par la fonte des neiges en France.

□ Les nappes

Les nappes constituent aussi un autre type de réservoir d'eau. Le plus souvent en été, lorsque le ruissellement cesse progressivement, les rivières peuvent recevoir de l'eau issue de

nappes. Une canicule sévère peut donc avoir lieu sans qu'il y ait pénurie d'eau dans les rivières et les barrages. En France, la recharge des nappes se fait essentiellement en automne et en hiver et s'arrête généralement à la fin du printemps. L'été, il n'y a alors généralement plus d'échanges entre la nappe et le sol ; ainsi, un été maussade ou caniculaire peut donc être sans conséquence pour les nappes de moyenne et grande capacité (hors prélèvements anthropiques).

Le stock des eaux souterraines dans des nappes importantes présente alors une très grande inertie en terme de quantité, du fait de la lenteur de ses écoulements. En Europe, Bierkens and van Beek [2009], montrent que la mémoire des eaux souterraines est de l'ordre de moins de trois mois à plus d'un an suivant les nappes : en France, elle est majoritairement de moins de

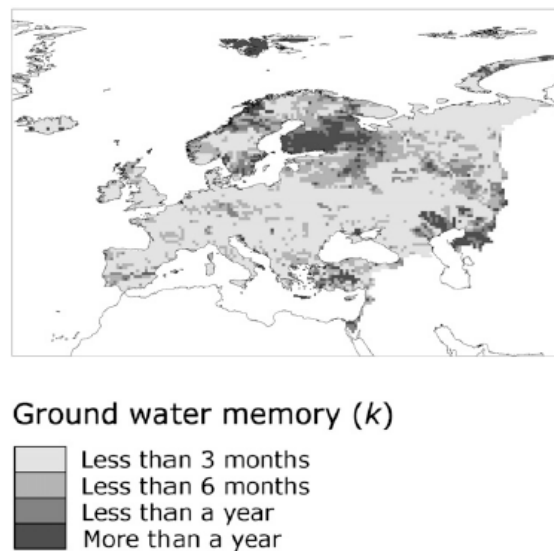


FIG.3.14 Carte des temps de réponse des eaux souterraines (mois) en Europe d'après Bierkens and van Beek [2009]

□ La végétation

La végétation est une autre composante du cycle hydrologique qui peut avoir une influence sur les débits des rivières, notamment en Europe. Szczypta et al. [2012] montrent qu'une meilleure prise en compte des processus biophysiques, tels que la végétation, dans le modèle de transfert de surface ISBA, améliore les scores des débits comme pour le Rhône par exemple. En effet, ISBA-A-gs permet la simulation de la photosynthèse et son lien avec la conductance stomatique (les stomates sont des orifices de petite taille, présents dans l'épiderme des organes aériens des végétaux, et qui permet, entre autres, les échanges gazeux

entre la plante et l'air ambiant). Ceci permet alors de décrire l'effet de la concentration en dioxyde de carbone de l'atmosphère sur la transpiration des feuilles [Calvet et al., 2004].

Toutes ces sources de prévisibilités possibles nous amènent ensuite à une question : quelle est la part de prévisibilité qui provient du forçage atmosphérique et celle provenant des CIS ?

❖ **Forçage atmosphérique vs. conditions initiales du sol**

Aux Etats-Unis, beaucoup d'études ont été menées sur cette problématique [Maurer et al., 2004 ; Wood and Lettenmaier, 2008 ; Li et al., 2009 ; Bohn et al., 2010 ; Shukla and Lettenmaier, 2011]. Ainsi, il a été mis en évidence que :

- (i) les CIS ont une influence primordiale sur les prévisions saisonnières de débits et d'humidité des sols le premier mois, mais qu'au-delà, leur influence diminue plus ou moins en fonction de la localisation, de la saison et de la date d'initialisation de la prévision ;
- (ii) au delà d'un mois, les CIS influencent en grande partie les prévisions de débits et humidité des sols pour les saisons du printemps et de l'été, particulièrement pour l'ouest américain ;
- (iii) le forçage atmosphérique influence principalement les prévisions hydrologiques au-delà d'un mois toute l'année sur l'Est des Etats-Unis ;
- (iv) enfin, les contributions relatives du forçage atmosphérique et des CIS sont directement reliés au ratio de la variabilité de l'humidité initiale du sol sur la variabilité des précipitations totales durant la période prévue à l'échelle de la saison.

D'autres études récentes aux Etats-Unis, ont utilisées différents modèles de transferts de surface pour évaluer l'importance de l'initialisation des CIS pour les prévisions saisonnières hydrologiques dans plusieurs bassins [Koster et al., 2010 ; Mahanama et al., 2011].

En Europe, une étude globale a été menée sur l'impact des CIS sur les prévisions saisonnières de débits. Bierkens and Van Beek [2009] montrent ainsi que les scores de prévisions saisonnières des débits en hiver (octobre à mars) et en été (d'avril à septembre) sont plutôt dus à la prévisibilité des CIS (eaux souterraines, eaux superficielles et contenu en

eau du sol) que celle de la NAO, principal mode de variabilité du climat agissant en Europe (cf. sect. 2.2.2). Cependant, les scores restent satisfaisants dans les régions influencés par la NAO : plaine ibérique, Scandinavie et autour de la mer Noire.

Les régions où les scores de prévisions de débits sont les plus importants, dus à la prévisibilité liée aux CIS, correspondent en fait aux régions où les CIS ont une grande variabilité interannuelle et une grande mémoire. Par contre, pour la saison de l'été, il a été confirmé que la prévisibilité liée aux CIS diminue très sensiblement avec l'échéance, du fait de la diminution du contenu en eau du sol.

De même que la NAO, le phénomène ENSO peut avoir des conséquences en Europe et donc amener de la prévisibilité à l'échelle de la saison. Par exemple, Dettinger and Diaz [2000] ont montré que pendant les années El Niño, les débits en Europe étaient importants alors que le contraire était observé pendant des années La Niña. Ces résultats observés sur les débits sont alors cohérents avec ceux observés sur les précipitations.

Une fois les sources potentielles de prévisibilité du système hydrologique identifiées, une méthodologie de modélisation appropriée doit être choisie.

3.4.3 Le choix de l'outil pour la prévision saisonnière hydrologique

Tout comme dans les modèles de prévision saisonnière de climat (cf. sect. 2.3.3), deux approches de modélisation se distinguent : la méthode statistique et la méthode dynamique.

❖ Approche statistique

Nous rappelons ici que les modèles statistiques utilisent des variables prédictives (ex. températures de surfaces de la mer ou TSM, pression au niveau de la mer ou MSLP) pour prévoir ensuite les variables prédicands (ex. précipitations totales, débits) à l'aide de relations mathématiques basées sur des observations historiques. Ces méthodes statistiques sont similaires à celles des prévisions saisonnières atmosphériques : régressions linéaires simples et multiples [ex. Pagano et al., 2004], analyses en composantes principales [Westra and Sharma, 2008], et des techniques statistiques non-paramétrique [Sharma, 2000].

Ce type de méthodes convient particulièrement dans le cas de régions possédant des téléconnexions avec l'ENSO comme en Australie [Barros and Bowden, 2008 ; Chowdhury and Sharma, 2009], ou aux Etats-Unis [Day, 1985 ; Maurer and Lettenmaier, 2004]. Les modèles statistiques fonctionnent aussi dans des régions telles qu'en Asie Centrale, où la neige participe majoritairement aux débits de printemps [Araghinejad et al., 2006 ; Archer and Fowler, 2008].

Au Canada, et plus exactement au Québec sur le bassin des chutes de Churchill, plusieurs modèles statistiques ont été comparés pour prévoir les débits au printemps (de Mai à Juillet) : un modèle auto-régressif utilisant des données de débits passés, un modèle auto-régressif utilisant des données de débits passés et des précipitations, et un modèle de régression linéaire utilisant les composantes principales de mesures sur la circulation atmosphérique [Sveinsson et al., 2008a]. Il montre alors que le modèle utilisant seulement des mesures sur la circulation atmosphérique peut produire de bonnes prévisions. En effet, les températures de surfaces de la mer et les pressions au niveau de la mer dans les océans Atlantique et Pacifique, sont porteurs d'informations pour la prévision saisonnières des débits au printemps sur ce bassin [Sveinsson et al., 2008b].

En Europe, ce type de méthode est utilisée pour prévoir les débits à l'échelle de la saison, grâce aux téléconnexions avec la NAO comme en Espagne [Gamiz-Fortis et al., 2008 ; Ionita et al., 2008]. En Angleterre, des prévisions saisonnières de débits sont aussi réalisées grâce à la NAO, à l'aide de méthode de régression linéaire [Wilby et al., 2004 ; Svensson and Prudhomme, 2005], corrélations [Wedgbrow et al., 2002] ou encore de systèmes experts [Wedgbrow et al., 2005]. La relation statistique calculée entre les SST de l'Atlantique Nord en mai et le géopotential à 500 hPa de l'hiver suivant (trimestre Décembre-Janvier-Février), a aussi permis grâce à la méthode de décomposition en valeur singulière, de prévoir les débits sur toute l'Europe [Bierkens and Van Beek, 2009].

Le plus difficile avec ce type de méthode est alors de bien identifier les variables prédictives ayant un fondement physique significatif, mais aussi de disposer d'une bonne quantité et qualité de données [Anderson et al., 1999]. L'approche statistique est cependant moins coûteuse que l'approche dynamique.

❖ **Approche dynamique**

La seconde possibilité d'approche de modélisation pour la prévision saisonnière hydrologique est donc d'utiliser des simulations de prévisions saisonnières de climat issues de modèles dynamiques (cf. 2.3.3.), qui vont ainsi venir forcer un modèle hydrologique ou un modèle hydrologique couplé à un modèle de transfert de surface [Luo and Wood, 2008 ; Chowdhury and Sharma, 2009 ; Gobena and Gan, 2010 ; Yuan et al., 2011]. Or, la résolution spatiale du modèle hydrologique et/ou de transfert de surface est beaucoup plus fine que celle du modèle de climat global. La régionalisation (ou descente d'échelle, désagrégation) permet alors de résoudre ce problème (cf. chapitre 6).

Les paramètres atmosphériques les plus souvent utilisés pour des applications hydrologiques sont alors les températures et les précipitations totales. Par exemple, le modèle climatique ARPEGE de Météo-France simule des prévisions saisonnières de précipitations totales permettant d'anticiper les crues du fleuve Sénégal [Bader et al., 2006], mais il permet aussi de forcer le modèle hydrologique couplé ISBA-MODCOU, qui va alors réaliser des prévisions saisonnières de débits et d'humidité des sols en France métropolitaine pour le Printemps [Tanguy, 2008 ; Céron et al., 2010]. En Angleterre, Lavers [2011] a établi une évaluation des prévisions saisonnières hydrologiques à l'aide de modèles dynamiques.

Ce type de méthodes demande beaucoup plus de ressources en temps de calcul et est donc plus coûteuse à réaliser. De plus, elle nécessite un volume important de données et un accès facile aux sorties de modèles de climat. Elle est donc moins étudiée, notamment en Europe. Ainsi, Sauquet et al. [2007] utilise une méthode combinée dynamique/statistique pour prévoir le débit jusqu'à 90 jours sur le bassin du Rhin, grâce aux scénarios de pluies générés à l'aide d'un outil statistique.

❖ **La prise en compte des incertitudes pour une meilleure évaluation des prévisions et les pistes d'amélioration des prévisions saisonnières hydrologiques**

Les prévisions d'ensembles hydrologique à l'échelle de la saison ont été développées à la fin des années 70 [Twedt et al., 1977] et ont déjà été utilisées aux Etats-Unis, avec la méthode « Ensemble Streamflow Prediction » (ESP, qui était appelé auparavant « Extended Streamflow Prediction ») dès les années 80 au National Weather Service [Day, 1985]. Cette méthode utilisait alors des données météorologiques historiques (précipitations totales et température de surface dans un premier temps) pour créer des prévisions probabilistes.

Aujourd'hui encore la méthode ESP est utilisée pour les prévisions saisonnières hydrologiques mais avec des améliorations : un modèle de transfert de surface est utilisé pour fournir les conditions initiales du sol, puis un ensemble de forçages atmosphériques est créé à partir des données historiques débutant à la date d'initialisation des prévisions jusqu'à la date de fin des prévisions (pouvant aller jusqu'à 6 mois d'échéance) pour chaque année historique simulée [Shukla and Lettenmaier, 2011]. L'expérience inverse, appelé « reverse-ESP », permet alors de prendre les conditions initiales du sol de chaque année historique simulée avec un forçage atmosphérique observé. Ainsi, ces expériences permettent alors d'étudier les sources de prévisibilité des ressources en eau aux Etats-Unis.

Tout comme pour les modèles de prévisions saisonnières atmosphériques, l'utilisation de multi-modèle appliqué en hydrologie permet de mieux prendre en compte l'incertitude de la structure du modèle, mais aussi l'incertitude des précipitations. Cet outil, comme la technique des prévisions d'ensemble, a d'abord été développé pour les prévisions hydrologiques à moyenne échéance, pour des applications opérationnelles telles que la prévision des crues. Ainsi, Vélazquez et al. [2011] montrent que l'utilisation de multi-modèle climatique combiné à un multi-modèle hydrologique sur 29 bassins versants français donne de meilleurs résultats que :

- une prévision d'ensemble de 16 membres, réalisée à l'aide d'une prévision atmosphérique déterministe et de plusieurs modèles hydrologiques ;
- une prévision d'ensemble de 50 membres, réalisée avec un modèle hydrologique forcé par les 50 membres d'un multi-modèle atmosphérique.

Seulement, la méthode de multi-modèle ne serait pas plus efficace à l'échéance de la saison selon Bohn et al. [2010] en Europe. De même, Lavers et al. [2009] montrent que les prévisions de précipitations totales et de températures de surface ne possèdent pas de scores exploitables au delà d'un mois. Seules les zones tropicales montrent des scores intéressants sur les températures de surface des océans au delà de 14 mois [Weisheimer et al., 2009], ce qui pourrait donc être bénéfiques pour les prévisions hydrologiques dans ces régions.

Plus récemment, une méthode a été développée pour fusionner les sorties de prévisions d'ensembles de plusieurs modèles climatiques saisonniers, notamment aux Etats-Unis [Coelho et al., 2004 ; Luo and Wood, 2008 ; Wang et al., 2009]. Cette méthode basée sur le théorème mathématique de Bayes, consiste à mettre à jour la distribution de probabilité d'une variable à l'aide d'un calcul statistique sur la distribution conditionnelle de la variable. Cette

méthode permet ainsi d'améliorer les scores de précipitations dans le bassin de l'Ohio aux Etats-Unis, et donc des débits des rivières.

Outre, la piste du multi-modèle climatique ou hydrologique, une autre piste majeure à explorer concerne l'assimilation de données des températures moyennes de surface mais aussi de l'humidité des sols [Douvill, 2009]. En effet, l'assimilation d'anomalies de stockage en eau du sol améliore la prévision des écoulements superficiels sur 17 bassins versants en Europe, mais aussi l'estimation des eaux souterraines (tendances et saisonnalité) [Li et al., 2012]. Toutefois, l'assimilation de données d'humidité des sols reste encore un problème majeur actuellement, à cause, notamment, du manque d'observations. Cette piste est donc en cours de développement, comme par exemple l'utilisation des produits de télédétection spatiale sur les surfaces continentales dans le cadre de projet comme celui de la mission spatiale SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) de l'agence spatiale européenne (Source : <http://www.esa.int/esaLP/LPsmos.html>).

L'assimilation des débits fait aussi ses preuves en prévision hydrologique à moyen terme. En France, par exemple, l'assimilation des débits a été validée avec la chaîne hydrométéorologique SIM par Thirel et al. [2010] pour la prévision d'inondations.

❖ **La prévision saisonnière hydrologique en France**

En France, la prévision hydrométéorologique à l'échelle de la saison est toujours en cours de développement.

Seul EDF, principal producteur d'électricité en France, a commencé à faire des prévisions à long terme et de nature probabiliste dès la fin des années 50 [Houdant, 2004]. Les prévisionnistes pouvaient alors réaliser des prévisions d'apports de remplissage des réservoirs plusieurs mois à l'avance, au printemps, grâce à une estimation du stock de neige à la fin de l'hiver : une méthode de régression linéaire multiple était alors utilisée entre la hauteur de neige mesurée en divers points et les apports printaniers.

Les prévisions ont été précisées à la fin des années 80, grâce à l'utilisation du modèle hydrologique à réservoirs MORDOR (cf. sect. 3.2.2.d). Les prévisionnistes ont alors utilisé des chroniques du climat de chaque année pour obtenir une prévision d'ensemble à l'échelle saisonnière. EDF réalise donc actuellement des prévisions saisonnières hydrologiques opérationnelles, comme dans les bassins de montagne, pour la gestion de la production hydro-

électrique. Par exemple, des prévisions sont initialisées le 1^{er} avril pour prévoir le mois de juin [Dubus et al., 2009]. Elles sont actualisées chaque mois. Certaines prévisions sont aussi initialisées dès le 1^{er} janvier avec une actualisation bimensuelle.

L'IRSTEA s'est également intéressé aux prévisions saisonnières hydrologiques, notamment aux probabilités d'étiages sévères sur le bassin du Rhin [Sauquet et al., 2007]. L'utilisation d'un modèle pluie-débit alimenté par cent scénarios de pluies futurs produits par un générateur aléatoire a ainsi été testée. Les principales conclusions sont qu'en terme de biais, au-delà de 30 jours, les prévisions ne sont pas significativement meilleures que la persistance ou le débit interannuel du jour (probablement dû à la réactivité important des bassins alpins testés), et que le délai est encore plus court voire inexistant en terme d'incertitudes pour la partie du bassin sous influence neigeuse.

A Météo-France, une chaîne de prévision saisonnière hydrologique a été développée en 2008, basé sur le modèle hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) : la chaîne Hydro-SF [Tanguy, 2008] qui sera décrite en détail dans la section suivante.

3.5 La chaîne de prévision saisonnière hydrologique : Hydro-SF

La chaîne de prévision saisonnière hydrologique a été développée en 2008 lors d'un stage d'approfondissement d'élève ingénieur de l'Ecole Nationale de Météorologie [Tanguy, 2008]. Le but durant ce stage était alors : (i), mettre en place le forçage du modèle hydrométéorologique SIM par des données de prévisions saisonnières ; (ii), mettre en évidence les potentialités de la prévision saisonnière hydrologique en France, compte tenu de la faible prévisibilité atmosphérique à ces échéances mais aussi du manque de connaissances sur ce thème (cf. sect. 2.3. et 3.4.).

Pour cela, la mise en œuvre du système de prévisions saisonnières hydrologiques est principalement constitué du modèle SIM (estimant les bilans de surface et les débits quotidiens des principaux bassins en temps réel, cf. sect.3.2.), et des données de prévisions d'ensemble du modèle ARPEGE-climat, utilisé dans le cadre du projet DEMETER (cf.

2.3.4.). Chaque membre de simulation du modèle ARPEGE (pour un nombre total de 9 membres) remplace alors le forçage atmosphérique SAFRAN de la chaîne SIM opérationnelle (FIG. 3.15). ISBA-MODCOU va alors simuler les débits et l'humidité des sols pour chaque membre : 9 prévisions de débits et d'humidités des sols seront alors produites au pas de temps quotidien.

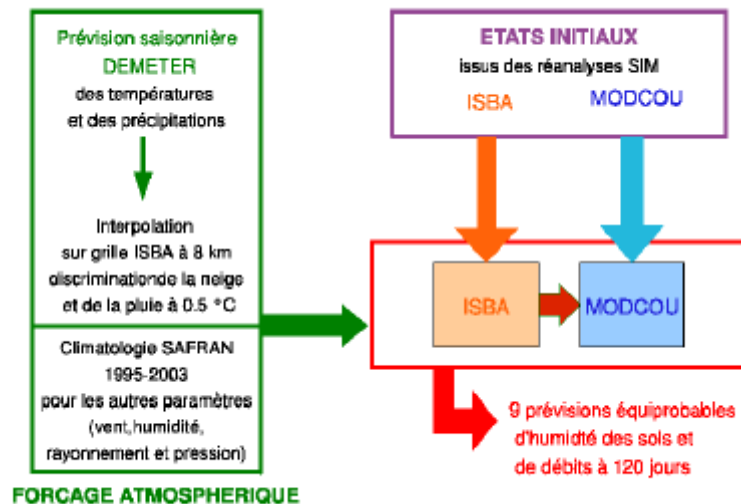


FIG. 3.15. Schéma du fonctionnement de la chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF [Tanguy, 2008]

Ce travail s'inspire en fait de la méthodologie utilisée pour les prévisions d'ensemble de débits à moyenne échéance avec l'utilisation du forçage du CEPMMT [Rousset-Regimbeau, 2007]. La chaîne de modélisation a donc été adaptée à des échéances plus longues, pour les données de prévisions saisonnières.

Dans les sections suivantes, nous allons dans un premier temps décrire la chaîne de prévision saisonnière hydrologique et sa mise en oeuvre, puis décrire les principaux résultats sur le forçage atmosphérique et le système hydrologique en France.

3.5.1 Description de la chaîne Hydro-SF : mise en œuvre

Les forçages atmosphériques issus du modèle ARPEGE du projet DEMETER, concernent seulement les températures et les précipitations totales. Les autres paramètres atmosphériques nécessaires en entrée d'ISBA (vent, humidité, rayonnement et pression) sont issus de la

3. La prévision des ressources en eau grâce à la modélisation hydrométéorologique_____

climatologie SAFRAN (1995-2003) comme pour la prévision d'ensemble de débits à moyenne échéance.

Les prévisions saisonnières de températures et de précipitations totales sont disponibles sur une grille avec une résolution spatiale de 2,5 degrés toutes les 6 heures et au pas de temps journalier respectivement. ISBA utilisant une maille de 8 kilomètres, et fonctionnant au pas de temps horaire, les données de prévisions saisonnières sont donc désagrégées (cf. 3.4.1.a et b ci-après). De plus, ISBA nécessite de distinguer les précipitations liquides des précipitations solides. Pour obtenir cette distinction, une discrimination selon la température est appliquée : en dessous de 0.5°C, les précipitations sont considérées comme solides, au dessus de 0.5°C elles sont considérées comme liquides.

Une fois le forçage atmosphérique ainsi désagrégué à 8 kilomètres, le modèle ISBA puis le modèle MODCOU fonctionnent à partir des états initiaux issus des réanalyses SIM de l'année simulée [Vidal et al., 2010a].

ISBA-MODCOU va ainsi simuler 120 jours de prévision, depuis le 1^{er} février pour étudier le trimestre du printemps (Mars-Avril-Mai). En prévision saisonnière, le premier mois n'est pas étudié pour s'affranchir des conditions initiales atmosphériques, permettant ainsi de voir l'influence des forçages externes (comme par exemple la température de la mer). La saison printanière a d'abord été choisie en raison de l'intérêt hydrologique qu'elle suscite, puisqu'elle correspond à la période de la fonte nivale et permet d'anticiper ainsi les étiages de l'été.

Rentrons maintenant plus en détail dans la désagrégation (ou descente d'échelle) des prévisions saisonnières du modèle ARPEGE.

3.5.1.a Descente d'échelle

❖ Descente d'échelle spatiale

Il existe plusieurs méthodes de désagrégation, plus ou moins complexes (nous y reviendrons plus tard dans le chapitre 6).

Dans le cadre de la désagrégation des prévisions saisonnières, la même méthode d'interpolation que celle utilisée pour la prévision d'ensemble des débits à moyenne échéance

[Rousset-Regimbeau, 2007] a été choisie puis adaptée. Elle a l'avantage d'être simple mais aussi de prendre en compte les effets du relief.

Pour commencer, les prévisions saisonnières de températures et de précipitations totales commençant le 1^{er} février et terminant le 31 mai, sont constituées d'un ensemble de 9 membres, correspondant à 9 conditions initiales construites à partir de différents états observés de l'océan et de l'atmosphère.

Ces prévisions saisonnières sont en fait constituées de données de précipitations totales journalières et de données de températures toutes les 6 heures.

Les données sont d'abord converties en anomalies standardisées (cf. sect. 3.4.1.b. suivante). Les anomalies standardisées de températures et de précipitations totales sont ensuite interpolées sur les 615 zones climatologiques homogènes de l'analyse SAFRAN en France (SYMPOSIUM II, cf. sect. 3.3.1) à l'aide d'une méthode simple (basée sur l'inverse du carré de la distance, Rousset-Regimbeau et al., 2007). Puis, les anomalies sont combinées avec la climatologie SAFRAN pour produire un forçage atmosphérique incluant la variabilité spatiale locale des précipitations.

Sur la FIG. 3.16, les résultats de l'interpolation sont présentés pour les températures moyennés et les précipitations cumulées sur le trimestre Mars-Avril-Mai en 1998.

❖ Descente d'échelle temporelle

L'interpolation des données de prévision saisonnière doit aussi se faire au niveau temporel. En effet, les données du modèle ARPEGE sont disponibles toutes les six heures pour les températures et tous les jours pour les précipitations totales. Cependant, ISBA nécessite des données au pas de temps horaire. Les précipitations totales sont donc réparties uniformément sur la journée, tandis que les températures sont linéarisées entre deux pas de temps.

3.5.1.b Le calcul en anomalies standardisées

La prévision saisonnière présente des biais assez importants. Pour les améliorer, il est assez fréquent de travailler en anomalies.

Pour calculer l'anomalie A , il suffit donc de prendre le paramètre physique X correspondant, auquel on enlève sa moyenne temporelle \bar{X} , et ce pour chaque point de grille :

3. La prévision des ressources en eau grâce à la modélisation hydrométéorologique _____

$$A = X - \bar{X}$$

Dans la chaîne de prévision saisonnière hydrologique, des anomalies standardisées ont été calculées. Il s'agit en fait d'anomalies normalisées par leur écart-type σ_X :

$$A' = \frac{X - \bar{X}}{\sigma_X}$$

Le passage en anomalies standardisées permet ainsi de retranscrire la variabilité interannuelle de chaque maille sur les paramètres, tout en enlevant le biais du modèle.

Cependant ISBA et MODCOU ne peuvent utiliser des anomalies puisqu'ils utilisent des paramètres physiques. L'interpolation est donc réalisée sur les anomalies standardisés A' , puis pour repasser en paramètres physiques X' , il suffit d'utiliser la climatologie SAFRAN avec la moyenne \bar{Y} et l'écart-type, σ_Y sur la même période passée que les prévisions saisonnières :

$$X' = A' \times \sigma_Y + \bar{Y}$$

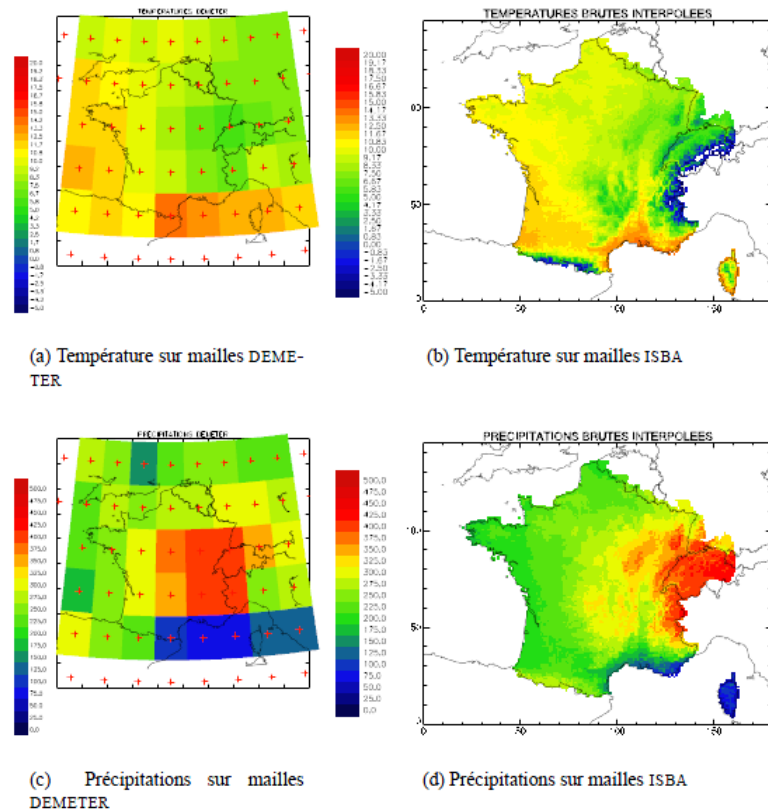


FIG. 3.16. Cartes représentant les prévisions saisonnières de température (°C) et de précipitations totales (cumulées en mm) sur la grille de 2.5° et interpolées sur les mailles ISBA.

3.5.2 Tests sur les débits de quelques bassins versants et sur l'indice d'humidité des sols en France

❖ Débits

4 bassins versants ont été choisis pour tester la chaîne de modélisation Hydro-SF (FIG. 3.17. et TAB. 3.1). Ils ont été choisis car chacun d'eux représente un régime hydrologique caractéristique : la Durance à Embrun et l'Ariège à Foix, tous deux situés en montagne (Alpes et Pyrénées respectivement) avec une influence importante de la fonte nivale au printemps ; la Garonne à Tonneins, grand bassin de plaine ; et la Seine à Paris, grand bassin de plaine avec modélisation d'une nappe souterraine par MODCOU.

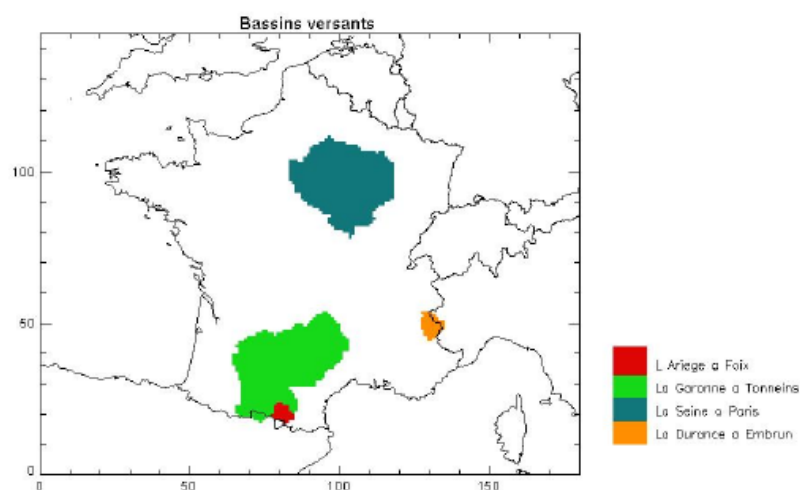


FIG. 3.17. Cartographie des bassins versants étudiés [Tanguy, 2008]

	Taille des bassins (km^2)	Statistiques des débits journaliers(m^3/s)		
		Q10	Q50	Q 90
La Durance à Embrun	2170	17,80	35,70	114
L 'Ariège à Foix	1340	14	30,30	80
La Garonne à Tonneins	51500	143	410	1290
La Seine à Paris	43510	93	211	698

TAB.3.1.Caractéristiques des différents bassins versants étudiés [Tanguy, 2008]

❖ Indice d'humidité des sols (SWI)

L'indice d'humidité des sols (Soil Wetness Index, SWI) donne une information du contenu en eau total dont dispose le sol par rapport à sa réserve utile :

$$SWI = \frac{W - W_{wilt}}{W_{fc} - W_{wilt}}$$

avec W , le contenu en eau du sol ; W_{fc} , le contenu en eau du sol à la capacité au champ et W_{wilt} , le contenu en eau du sol au point de flétrissement (cf. sec. 3.3.2. ISBA).

Plus l'indice SWI est proche de 1, plus le sol est saturé en eau. Au contraire, plus le SWI est proche de 0, plus le sol est sec. Il est ainsi calculé sur les 9892 mailles de 8km d'ISBA sur la totalité de la France métropolitaine (FIG. 3.18).

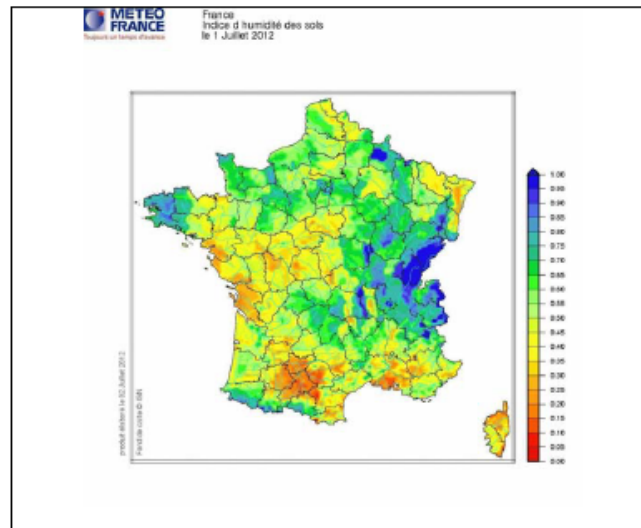


FIG. 3.18. Représentation spatiale des SWI en France au 1^{er} Juillet 2012, utilisé dans le bulletin du suivi hydrologique nationale

3.5.3 Evaluation de la chaîne Hydro-SF : les principaux résultats

La faisabilité des prévisions saisonnières hydrologiques en France a été démontrée grâce au forçage du modèle hydrométéorologique SIM par les prévisions saisonnières du modèle de climat ARPEGE de Météo-France pour le trimestre du printemps (projet DEMETER, période 1971-2001) [Tanguy, 2008 ; Céron et al., 2010]. Les prévisions saisonnières atmosphériques

et hydrologiques ont alors été évaluées par rapport aux réanalyses SAFRAN et aux réanalyses SIM sur la même période.

❖ **Le forçage atmosphérique** [Tanguy, 2008]

En France métropolitaine, pour l'évaluation des paramètres atmosphériques (températures et précipitations totales) pour le trimestre Mars-Avril-Mai, trois simulations ont été en fait réalisées. La première utilisait les paramètres de températures et de précipitations totales brutes interpolées sur les mailles ISBA, montrant un biais froid du modèle en température. La seconde simulation utilisait les anomalies interpolées sur les mailles ISBA, avec des précipitations totales mieux représentées. Enfin, la troisième utilisait les anomalies standardisées interpolées sur les mailles ISBA.

Il a ainsi été démontré que la troisième simulation avait un forçage atmosphérique plus proche des réanalyses SAFRAN et plus performante : les biais de température du modèle sont réduits, et la variabilité interannuelle des précipitations totales est meilleure malgré leur faible qualité avec des pluies surestimées et des précipitations neigeuses sous-estimées.

Les prévisions de températures sont meilleures que les prévisions de précipitations, et meilleures sur la totalité du trimestre que pour chaque mois. La faiblesse des prévisions de précipitations totales, a alors permis d'identifier deux pistes principales d'amélioration : augmenter le seuil de discrimination pluie/neige qui est de 0.5 °C, et utiliser une autre méthode de descente d'échelle spatiale plus complexe.

L'autre point restant à explorer, est de regarder l'impact des autres paramètres nécessaires à ISBA (vent, humidité, pression et rayonnements) en utilisant les prévisions de la saison du printemps et non plus leur simple climatologie SAFRAN.

❖ **Les indices d'humidité des sols (SWI) et les débits sur 4 bassins versants en France** [Tanguy, 2008 ; Céron et al., 2010]

Les prévisions des SWI sur la totalité de la France et les débits de 4 bassins versants sont meilleures que les prévisions de températures et de précipitations totales, et elle sont aussi meilleures sur le trimestre Mars-Avril-Mai, que pour chaque mois. De plus, les débits des

bassins versants de montagne avec une couverture neigeuse importante sont mieux simulés que ceux de plaine.

Malgré la faible prévisibilité du forçage atmosphérique, les simulations hydrologiques montrent des résultats prometteurs (FIG. 3.19), laissant penser que la prévisibilité printanière du système hydrologique sur les quatre bassins versants étudiés provient essentiellement des conditions initiales du sol. Par ailleurs, la faiblesse des prévisions utilisant des relations pluies prévues/débits prévus (Céron et al. 2010) montrent l'intérêt d'utiliser une chaîne telle que la chaîne SIM pour réaliser ce type de prévisions.

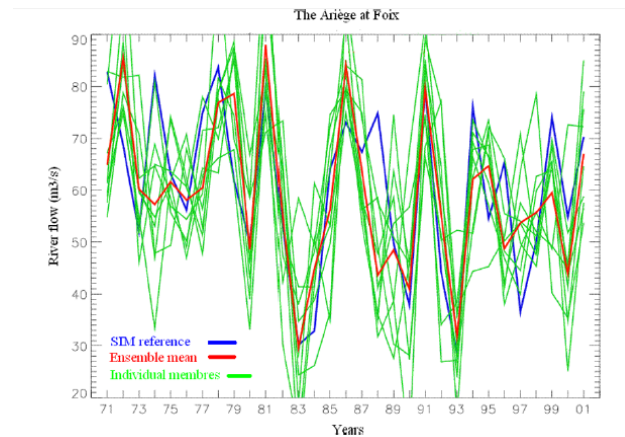


FIG. 3.19. Série temporelle des débits trimestriels (m³/s) de l'Ariège à Foix avec : la référence constituée de la réanalyse SIM en bleu ; les 9 membres simulés en vert et la moyenne de l'ensemble des membres en rouge [Céron et al., 2010]

3.6 Synthèse

L'eau fait partie du système climatique et est présente dans toutes ses différentes composantes, qui sont en fait les différents types de réservoirs en eau sur Terre. Les différents réservoirs communiquent entre eux par le cycle de l'eau à travers plusieurs processus à l'échelle du bassin versant : les précipitations, l'évaporation, l'infiltration de l'eau dans le sol, le ruissellement, les écoulements souterrains, la neige et les écoulements superficiels comme les rivières.

Les ressources en eau en France sont d'environ 170 milliards de mètres cube par an. Or, elles sont inégalement réparties dans l'espace et dans le temps, ce qui pose des problèmes de gestion pour l'alimentation en eau potable, l'irrigation et l'industrie, notamment dans le cadre de sécheresse.

Pour essayer d'aider les gestionnaires des ressources en eau, l'outil de modélisation est une solution.

Le modèle hydrologique permet ainsi de reproduire le cycle de l'eau et de prévoir les ressources en eau dans le futur.

Pour construire le modèle hydrologique, il est important de clairement identifier : son but d'utilisation, les données d'entrées du modèle qui constituent le forçage atmosphérique, les différents processus entrant en jeu, ainsi que l'échelle temporelle et spatiale associée. Plusieurs types de modèles sont donc classés en fonction de leur représentation des processus du cycle hydrologique, l'échelle spatiale et l'échelle temporelle.

Les chaînes de modélisation hydrométéorologique permettent de prévoir les variables hydrologiques (surtout les débits) de la courte à très longue échéance. Elles regroupent bien souvent plusieurs modèles : par exemple, elles peuvent utiliser des sorties de modèles atmosphériques pour forcer un modèle de transfert de surface couplé à un modèle hydrologique.

Dans le cadre de la prévision saisonnière hydrologique qui vise la gestion des ressources en eau, c'est la chaîne de modélisation hydrométéorologique SIM, validée

et opérationnelle depuis quelques années à Météo-France, qui permet de prévoir les débits et humidités des sols en France.

A l'échelle de la saison, nous avons vu que les sources principales de prévisibilité étaient le forçage atmosphérique (principalement les températures et les précipitations) et les surfaces continentales (humidité du sol, la couverture neigeuse et les nappes). Beaucoup d'études sur cette problématique ont été menées aux Etats-Unis mais très peu en Europe.

Pourtant, une fois les sources de prévisibilité du système hydrologique à l'échelle de la saison identifiées, il est plus facile de mettre en place un outil de modélisation. Plusieurs méthodologies sont possibles et similaires à la modélisation climatique à la même échéance : approche statistique et/ou dynamique et prise en compte des incertitudes grâce à la prévision d'ensembles et /ou de multi-modèle.

Aux moyennes latitudes, la prévisibilité du forçage atmosphérique étant limité à l'échelle de la saison, les pistes d'amélioration des prévisions saisonnières hydrologiques se tournent vers l'assimilation de données de surface (humidité des sols par exemple) et la meilleure représentation des processus dans les modèles, comme le cycle du carbone.

En France, la prévision saisonnière hydrologique commence à être développée.

A Météo-France, une chaîne de prévision hydrométéorologique Hydro-SF a vu le jour en 2008. Sa faisabilité a été prouvée [Tanguy, 2008 ; Céron et al., 2010] pour la saison du printemps, grâce au forçage du modèle SIM par les simulations de températures et de précipitations totales du modèle ARPEGE du projet DEMETER [Palmer et al., 2004]. Cette chaîne a été en fait adaptée à l'échelle de la saison à partir du modèle de prévisions d'ensemble hydrologiques à moyenne échéance [Rousset-Regimbeau, 2007 ; Thirel, 2009].

Ainsi, il a été mis en évidence que :

- (i) les variables hydrologiques étaient mieux simulées que les variables atmosphériques, probablement grâce à l'évolution lente de l'humidité des sols et de la couverture neigeuse en France ;
- (ii) les prévisions de températures étaient meilleures que les prévisions de précipitations, et meilleures sur la totalité du trimestre que pour chaque mois ;

- (iii) la faiblesse des prévisions de précipitations totales, a alors permis d'identifier deux pistes principales d'amélioration : augmenter le seuil de discrimination pluie/neige qui est de 0.5 °C, et utiliser une autre méthode de descente d'échelle spatiale plus complexe.

Cependant, ce qui manque actuellement, en Europe et en France, ce sont des connaissances sur les sources de prévisibilité à l'échelle de la saison, à savoir : évaluer l'apport des prévisions saisonnières de climat, l'importance des conditions initiales du sol sur le système hydrologique, mais aussi une étude mensuelle des prévisions saisonnières hydrologiques.

Chapitre 4

Outils statistiques de vérification et d'évaluation des prévisions saisonnières

Les prévisions saisonnières sont effectuées sous forme de prévisions d'ensemble afin de caractériser l'incertitude associée de manière probabiliste. Il est possible d'évaluer et de vérifier les prévisions saisonnières sous forme de scores déterministes (lorsque l'on calcule les scores sur la moyenne de l'ensemble des membres), ou sous forme de scores probabilistes (lorsque l'on considère tous les membres de l'ensemble).

Des systèmes de vérification et recommandations existent en prévision saisonnière atmosphérique, comme celui développé par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) (« Standardized Verification System for Long-Range Forecasts » ; OMM, 2002).

Cependant, pour les prévisions saisonnières hydrologiques, les communautés de météorologues et d'hydrologues ont besoin de collaborer pour définir ainsi les pratiques de vérifications appropriées aux applications hydrologiques [Pappenberger et al., 2008]. Il existe tout de même des systèmes de vérifications de prévisions d'ensembles hydrologiques, ou des recommandations, qui ont été mis en place, comme par exemple : le système de vérification d'ensembles aux Etats-Unis (« Ensemble Verification System », EVS) [Brown et al., 2010 ; Demargne et al., 2010], ou encore des exemples de scores dans le cadre de la prévision d'ensemble opérationnelle pour la prévision des crues [Cloke and Pappenberger, 2009].

Ce chapitre va donc décrire les scores retenus et utilisés dans le cadre de ma thèse. Nous nous intéresserons dans un premier temps aux scores déterministes. Puis, nous décrirons ensuite les scores probabilistes. L'évaluation des deux types de scores est en effet nécessaire dans le cadre de l'évaluation des prévisions saisonnières hydrologiques. Ces scores sont : l'écart quadratique moyen, la dispersion, les corrélations temporelles et spatiales, le critère de Nash, le Brier Score et sa décomposition ainsi que le Brier Skill Score lors de comparaison de

deux ensembles, les taux de succès, de fausses alarmes et non prévision, les courbes de ROC et diagramme de Talagrand.

4.1 Scores déterministes

□ Le carré moyen des erreurs (MSE, « Mean Square Error ») et décomposition du MSE, et Ecart Quadratique Moyen (EQM)

Le carré moyen des erreurs (MSE, « Mean Square Error ») représente la moyenne arithmétique des carrés des écarts entre les prévisions et les observations :

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - o_i)^2 \quad (4.1)$$

avec N , le nombre d'années simulées, o_i , la référence de la donnée pour l'année i et m_i , la moyenne des membres de l'ensemble des prévisions pour l'année i .

Le MSE peut être cependant décomposé en plusieurs autres termes, d'après la décomposition de Murphy and Epstein [1989] :

$$MSE = \underbrace{\sigma_m^2}_{(1)} + \underbrace{\sigma_o^2}_{(2)} + \underbrace{(\bar{m} - \bar{o})^2}_{(2)} - 2 \underbrace{\text{cov}(m, o)}_{(3)} \quad (4.2)$$

avec m , la moyenne des membres de l'ensemble des prévisions et o , la référence de la donnée ; σ_m , l'écart-type de la moyenne de l'ensemble des membres, σ_o l'écart-type de la référence de la donnée ; \bar{m} , la moyenne de la moyenne de l'ensemble des membres et \bar{o} , la moyenne de la référence.

On peut voir ainsi que (1) représente le terme d'amplitude, (2) représente le terme de biais et (3) représente le terme de corrélation.

Enfin, l'Ecart Quadratique Moyen (EQM) (« Root Mean Square Error, » RMSE) représente la racine du MSE :

$$EQM = \sqrt{MSE} \quad (4.3)$$

❑ Dispersion de l'ensemble

La dispersion de l'ensemble représente l'écart moyen de ses membres par rapport à sa moyenne pour une année i donnée :

$$S_i = \sqrt{\frac{1}{\eta} \sum_{k=1}^{\eta} (y_{k,i} - m_i)^2} \quad (4.4)$$

où η est le nombre de membres de l'ensemble, $y_{k,i}$ est la prévision du membre k et de l'année i , et m_i , la moyenne des membres de l'ensemble des prévisions de l'année i .

Par la suite, l'ordre de grandeur de la dispersion de l'ensemble et celui de l'EQM pourra être comparé : si leurs valeurs sont comparables alors l'ensemble de prévisions couvre une plage de valeurs adaptée à l'écart entre la prévision et les observations, par contre, si la dispersion est bien inférieure, l'ensemble risque de mal représenter les événements extrêmes, on parle alors d'ensemble sous-dispersif.

❑ Corrélation temporelle

Le coefficient de corrélation temporel permet de repérer des régions dans lesquelles la variabilité temporelle interannuelle serait simulée correctement sur les N années disponibles. Pour une maille (pour l'humidité des sols) et une station (pour les débits) l donnée, sa formule est :

$$R_l = \frac{1}{N} \times \frac{\sum_{i=1}^N (m_{i,l} - M_l) (o_{i,l} - O_l)}{\sigma_{m,l} \sigma_{o,l}} \quad (4.5)$$

avec N , le nombre d'années simulées ; m_i , la moyenne de l'ensemble des membres des prévisions pour l'année i ; o_i , la référence de la donnée pour l'année i ; M , la moyenne temporelle de la moyenne d'ensemble ; O , la moyenne temporelle des observations ; σ_m , l'écart-type temporel de la moyenne d'ensemble et σ_o , l'écart-type temporel des observations.

❑ Corrélation spatiale

Le coefficient de corrélation spatial permet de vérifier la cohérence spatiale des champs de prévisions et d'observations pour une année i donnée :

$$R_i = \frac{1}{L} \times \frac{\sum_{l=1}^L (p_{l,i} - P_i) (o_{l,i} - O_i)}{\sigma_{p,i} \sigma_{o,i}} \quad (4.6)$$

avec L , le nombre de mailles (pour l'indice d'humidité des sols) et de stations (pour les débits) simulées en France ; p_l , la moyenne de l'ensemble des prévisions de la maille l ; o_l , la référence de la donnée pour la maille l ; P , la moyenne spatiale de la moyenne d'ensemble ; O , la moyenne spatiale des observations ; σ_p , l'écart-type de la moyenne d'ensemble et σ_o , l'écart-type des observations.

□ Critère de Nash

Le critère de Nash est un des scores statistiques les plus utilisés en hydrologie. Il permet d'évaluer la qualité des simulations de débit en terme de phase et d'intensité. Il est en général calculé au pas de temps quotidien. Il a été établi par Nash et Sutcliffe [1970] :

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_m(i) - Q_o(i))^2}{\sum_{i=1}^N (Q_o(i) - \overline{Q_o})^2} \quad (4.7)$$

avec N , le nombre d'années simulées en France, Q_m , le débit simulé, Q_o , le débit observé et $\overline{Q_o}$, la moyenne temporelle des débits observés.

La fraction représente donc l'erreur quadratique des débits divisée par leur variance observée. Un pourcentage d'erreur est donc obtenu. Plus le critère de Nash est proche de 1, meilleure sera la prévision.

4.2 Scores probabilistes

En ce qui concerne les scores probabilistes, ils sont calculés sur les terciles. Les terciles sont les trois catégories ou intervalles « au dessous de la normale », « normale » et « au-dessus de la normale ».

Les limites des terciles sont alors calculées à partir de la moyenne d'une variable (précipitations totales, températures, débits, indice d'humidité des sols...) Gaussienne plus ou moins 0.43 fois l'écart type de cette même distribution (0.43 correspondant au 33.33 et 66.67 percentiles d'une distribution Gaussienne). Ainsi, les terciles « en dessous

de la normale » (< -0.43), « normale » ($-0.43 < y < 0.43$) et « au-dessus de la normale » ($y > 0.43$) sont repérés. En l'absence de prévision, la probabilité d'occurrence de la climatologie dans une des trois catégories est donc de 33.3%. Elle constitue donc la référence pour l'interprétation des scores.

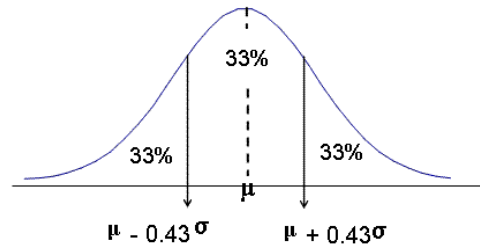


FIG. 4.1. Définition des catégories de terciles pour les scores probabilistes

Par exemple, supposons qu'une prévision de précipitations soit d'une probabilité de 20% pour le tercile en-dessous (tercile sec pour les précipitations), 35% pour le tercile normal et 45 % pour le tercile au-dessus (tercile humide pour les précipitations). Le tercile humide est donc au-dessus de 33.3 % et le tercile sec au-dessous de 33.3. %. La prévision suggère donc qu'il sera plus probable d'avoir des précipitations au-dessus de la normale que dans la normale ou au-dessous de la normale.

Remarque : tout au long de cette thèse, seuls les scores des terciles supérieurs et inférieurs seront étudiés. En effet, les situations nous intéressant le plus sont celles des prévisions chaudes/sèches ou des prévisions froides/humides pour l'application des prévisions saisonnières hydrologiques dans le cadre de la gestion de la ressource en eau.

□ Score de Brier

Le score de Brier (ou Brier Score (BS)) [Brier, 1950] est le score le plus connu et le plus utilisé dans le cadre des prévisions d'ensemble. Il permet de qualifier le comportement d'un modèle face à un événement binaire, comme pour des dépassements de seuil par exemple.

Il représente en fait l'erreur quadratique moyenne dans l'espace des probabilités d'un événement y et les observations correspondantes o , pour une année i donnée, avec:

$$\begin{cases} o_i = 1 \text{ si l'événement a eu lieu ;} \\ o_i = 0 \text{ si non.} \end{cases}$$

y_i , est la probabilité avec laquelle l'événement a été prévu pour l'année i : c'est-à-dire, le

rapport entre le nombre de membres prévoyant l'événement pour l'année i et le nombre total de membres.

On définit alors le score de Brier (BS) pour N couples de prévisions/observations (N étant le nombre total d'années simulées) comme :

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - o_i)^2 \quad 0 \leq BS \leq 1 \quad (4.8)$$

Le score de Brier est donc compris entre 0 et 1 : une prévision parfaite correspondant à un score de Brier égale à 0, tandis qu'une « mauvaise » prévision correspondra à un BS proche de 1.

Remarque : cette définition ne correspond pas exactement au score établi par Brier en 1950, mais c'est à cette formulation que l'expression fait référence aujourd'hui. Elle est de ce fait parfois appelée « Half Brier Score », puisque la formule originale prend en compte l'événement et son contraire.

□ Décomposition du score de Brier

Le score de Brier peut se décomposer en la somme de trois termes [Murphy, 1973], appelés respectivement fiabilité, résolution et incertitude :

$$BS = BS_{fiab} - BS_{res} + BS_{inc} \quad (4.9)$$

Si \bar{o} est la fréquence moyenne observée du phénomène :

$$\bar{o} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N o_i \quad (4.10)$$

et si \bar{o}_k , est la fréquence relative d'occurrence dans la classe K , avec n_k , le nombre de prévisions dans la catégorie K :

$$\bar{o}_k = \frac{1}{n_k} \sum_{i \in n_k} o_i \quad (4.11)$$

alors :

$$BS_{fiab} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^K n_k (y_k - \bar{o}_k)^2, \quad (4.12)$$

$$BS_{res} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^K n_k (\bar{o}_k - \bar{o})^2, \quad (4.13)$$

$$BS_{inc} = \bar{o}(1 - \bar{o}), \quad (4.14)$$

- **la fiabilité** (BS_{fiab} , eq. 4.12) correspond d'un point de vue mathématique à la moyenne pondérée des différences au carré entre les probabilités prévues y_k et les fréquences observées dans les différentes catégories. En d'autres termes, la fiabilité décrit donc la capacité du système de prévisions d'ensemble à prévoir des probabilités correctes. Elle est orientée négativement ; plus la fiabilité est proche de 0, meilleure est la prévision. En fait, il s'agit d'une mesure du biais en probabilité;
- **la résolution** ($BS_{rés}$, eq. 4.13) correspond à la moyenne pondérée des différences au carré entre les fréquences observées dans les différentes catégories et la fréquence climatologique dans l'ensemble des données. Elle représente donc la capacité du modèle à prévoir des événements dans des probabilités différentes de sa probabilité climatologique. La résolution est orientée positivement : plus la résolution est forte, meilleur est le modèle ;
- **l'incertitude** (BS_{inc} , eq. 4.14) correspond à la variance des observations, elle indique donc la difficulté intrinsèque à prévoir l'événement pendant la période d'étude et est indépendante du système de prévision.

□ Le diagramme de Talagrand

Le diagramme de Talagrand (appelé aussi diagramme de rang) sont obtenus en comptant le rang de l'observation parmi les valeurs de l'ensemble de la prévision, classés par ordre croissant [Hamill, 2000].

Pour chaque ensemble de n prévisions, on va classer les n prévisions par ordre croissant, pour obtenir $n+1$ intervalles. On va ensuite déterminer dans quelle classe de trouve l'observation. Le rang 1 correspond a une observation en dessous de tous les membres et le rang $n+1$ à une observation au-dessus de tous les autres membres. Partant du fait que tous les scénarii sont censés être équiprobables, dans un cas idéal, on obtient un histogramme plat.

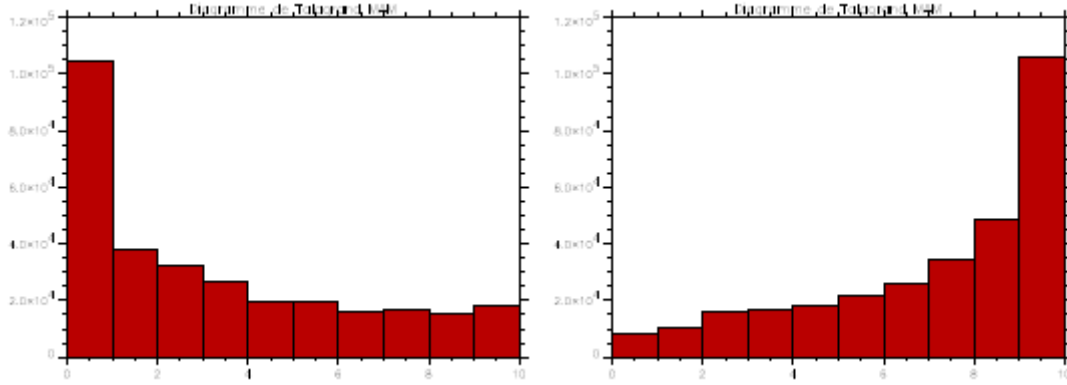


FIG. 4.2. Exemples de diagrammes de Talagrand avec une surestimation (gauche) et une sous-estimation (droite) de la variable concerné pour une prévision d'ensemble de 9 membres avec donc 10 catégories

Le diagramme de Talagrand permet donc de diagnostiquer des biais du modèle. Ainsi, un manque de variabilité de l'ensemble de prévisions présentera un diagramme en forme de U (les extrêmes sont surchargés). A l'inverse, un excès de variabilité se traduira par une surpopulation dans les rangs médians. Un diagramme asymétrique en forme de L montrera un biais positif du modèle (surestimation), tandis qu'un diagramme asymétrique en forme de J montrera un biais négatif du modèle (sous-estimation) (FIG. 4.1).

L'interprétation du diagramme de Talagrand ne doit pas se faire sans s'intéresser à d'autres scores, son interprétation n'étant pas triviale. Ainsi, un diagramme plat ne représente pas nécessairement une prévision parfaite [Hamill, 2000]. En effet, des biais conditionnels peuvent être présents.

□ Taux de succès, fausses alarmes et courbes ROC

Comme pour les prévisions déterministes, on peut définir des taux de fausses alarmes et de succès, de non prévision et de bonnes prévisions. En effet, il suffit de déterminer un pourcentage minimum p de membres qui prédisent l'événement considéré, pour définir si un événement est prédit ou non par la prévision d'ensemble. On peut alors construire la table de contingence suivante :

Événement	Observé	Non observé
Prévu	a	b
Non prévu	c	d

TAB. 4.1. Table de contingence des événements possibles

Le taux de succès définit par la part d'événements correctement prévus, par rapport à la totalité des cas observés :

$$- \text{Taux de succès} = \frac{a}{a + c} \quad (4.15)$$

Le taux de fausses alarmes est la part d'événements prévus mais non observés, par rapport au nombre de prévisions :

$$- \text{Taux de fausses alarmes} = \frac{b}{b + d} \quad (4.16)$$

Le taux de bonnes prévisions est la part de prévisions correctes, par rapport à tous les cas :

$$- \text{Taux de bonnes prévisions} = \frac{a + d}{a + b + c + d} \quad (4.17)$$

Enfin, le taux de non-prévision compte le nombre de cas où des événements observés ont été ratés par la prévision d'ensemble :

$$- \text{Taux de prévisions ratées} = \frac{c}{a + c} \quad (4.18)$$

Ainsi, les taux de réussite et de fausses alarmes peuvent être rassemblés pour réaliser des courbes de ROC [Mason et Graham, 1999]. Il s'agit de tracer le taux de réussite en fonction du taux de fausses alarmes pour différentes valeurs de p . Plus les courbes seront proches du coin haut-gauche, plus l'ensemble est performant. Il faut toutefois noter que ces courbes ne prennent pas en compte le biais de prévision du modèle.

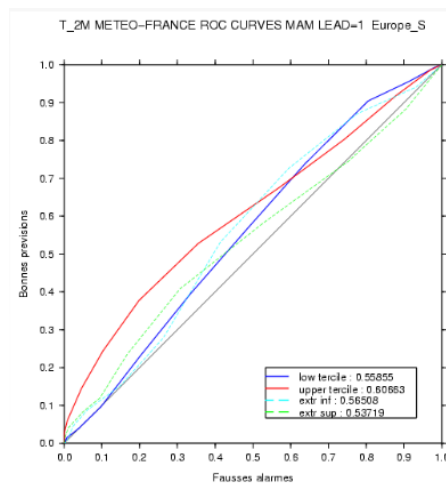


FIG. 4.3. Courbes de ROC obtenue par ARPEGE-climat (Système 3) de prévision saisonnière de température en Europe du Sud sur le trimestre du Printemps (Mars-Avril-Mai) (Source : <http://elaboration.seasonal.meteo.fr/>)

On évalue alors globalement la qualité de la prévision en calculant l'aire sous la courbe de ROC. On peut démontrer que la prévision climatologique correspond à la diagonale du diagramme, elle représente une aire de ROC de 0.5. Ainsi, si l'aire de ROC est supérieure à 0.5, cela signifie que la prévision est meilleure que la climatologie, dans le cas contraire, cela signifie que la prévision est moins bonne que la climatologie.

4.3 Score de comparaison

□ Brier Skill score

Afin de comparer les performances de plusieurs prévisions d'ensembles, le Brier Skill Score est utilisée. Ce score possède l'avantage de comparer le score de Brier d'une prévision à évaluer (BS) à un score de Brier d'une prévision de référence ($BS_{réf}$) :

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{réf}}, \quad -\infty \leq BSS \leq 1 \quad (4.19)$$

Le BSS vaut donc 1 pour une prévision parfaite, un score négatif indique une performance moins bonne que la référence utilisée, et un score nul signifie donc que les scores de Brier de la prévision et de la référence sont équivalents.

Une autre manière de calculer le BSS permettant de s'affranchir du calcul du BS si la simulation de référence correspond à la climatologie, est :

$$BSS = \frac{\text{résolution} - \text{fiabilité}}{\text{incertitude}} \quad (4.20)$$

En effet, pour une climatologie, la définition de la fiabilité et de la résolution nous donne des valeurs nulles pour ces deux composantes du BS , donc on a $BS_{réf} = BS_{clim} = \text{incertitude}$.

□ « Bootstrap » (méthode de rééchantillonnage) et comparaison

- « Bootstrap » (méthode de rééchantillonnage)

Dans l'objectif de comparer les résultats de deux expériences différentes de prévisions d'ensemble, une méthode de rééchantillonnage ou « bootstrap » a été appliquée sur les années simulées. Ceci nous permet alors de calculer les scores à partir des échantillons « bootstrap » [Mason et Mimmack, 1992 ; Guérémy et al., 2012]. Nous pouvons ainsi accéder

à la distribution des scores, et in fine, être capable de procéder à leur comparaison, compte-tenu de la difficulté à le faire directement au travers des distributions théoriques.

La méthode de rééchantillonnage est utilisée sur les simulations prévues de chaque année passée. Par exemple, dans le cas de l'utilisation du modèle de climat ARPEGE du projet ENSEMBLES, nous disposons de prévisions passées sur la période 1960-2005, soit 46 ans.

Pour réaliser le « bootstrap », nous rééchantillonons 100 fois de façon aléatoire avec remise 40 années parmi les 46 disponibles. Puis, pour chaque échantillon constitué de 40 années, les scores sont calculés. Nous obtenons donc un échantillon de 100 scores calculés sur 40 ans pour chaque expérience de prévisions d'ensemble.

Remarque : l'intervalle de confiance du score est certes un peu plus grand avec 40 ans qu'avec 46 ans, on a donc probablement des résultats un peu plus sévères avec notre méthode que sur les 46 ans ; et, une bonne représentation des années échantillonnées et des échantillons « bootstrap » est tout de même assurée (soit environ plus de 85 %).

- Variable de comparaison des échantillons « bootstrap »

Pour comparer les deux expériences grâce aux 100 échantillons « bootstrap », nous construisons une variable de comparaison, qui est constituée de la différence des scores (corrélations temporelles, MSE et ses composantes dans le chapitre 6) ou d'un skill-score (BSS) entre les deux expériences, selon la nature du score utilisé.

Ayant vérifié sur plusieurs mailles que la distribution de la variable de comparaison (différence des scores ou skill score) est symétrique, proche d'une distribution Gaussienne, la moyenne et l'écart-type de la distribution nous permettent alors de calculer, le rapport entre la moyenne et l'écart-type [Singh and Xie, 2010], ainsi que la fréquence des valeurs indésirables associées (c'est-à-dire, la fréquence où la différence de scores ou le skill score est négatif) (cf. Fig. 4.4).

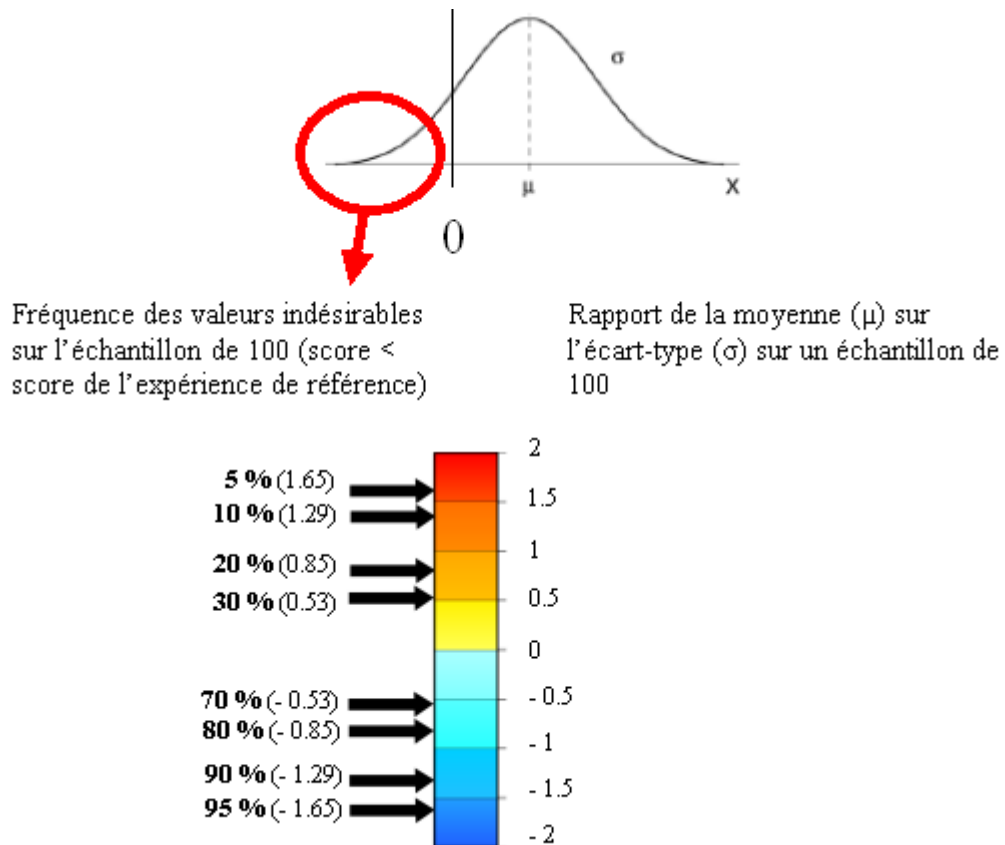


FIG. 4.4. Schéma de la distribution du skill score ou de la différence de scores (selon le cas) entre deux expériences de prévisions sur 100 échantillons bootstrap, et tests réalisées sur les fréquences des valeurs indésirables et le rapport moyenne sur écart-type correspondant.

- Seuil de comparaison

En France, et plus généralement en Europe, nous savons que la prévisibilité atmosphérique est faible, et nous nous attendons ainsi à avoir environ 4 années prévisibles sur 10. Nous nous attendons donc, théoriquement, à ce que l'expérience de prévision saisonnière soit meilleure qu'une expérience climatologique les années prévisibles (4 années sur 10), tandis que pour les années non prévisibles, les deux expériences soient partagées : 3 années sur 10 l'expérience de prévision saisonnière est la meilleure, et 3 années sur 10 l'expérience climatologique est la meilleure. Nous avons donc au total 3 années sur 10 où l'expérience climatologique est meilleure, soit une fréquence, que l'on appellera par la suite fréquence de valeurs indésirables, de 30 % correspondant à un rapport de la moyenne sur l'écart-type des échantillons « bootstrap » de 0.53 (cf. FIG. 4.4).

Cette précédente approche (rapport de la moyenne sur l'écart-type des échantillons et

fréquence des valeurs indésirables associée) est donc basée sur la prévisibilité atmosphérique à l'échelle de la saison en Europe. Mais une autre approche serait possible. Nous pourrions par exemple nous intéresser à la probabilité de fréquence des valeurs indésirables.

Si nous considérons l'expérience de prévision saisonnière meilleure que l'expérience climatologique quand la valeur des fréquences indésirables est significativement inférieure à une probabilité de 50% avec un niveau de confiance de 95% (test unilatéral), nous obtenons alors une fréquence de valeurs indésirables de 0.36.

Cette valeur est donc plus élevée que l'approche précédente basée sur la diagnostic de prévisibilité atmosphère à l'échelle de la saison en France. Ce test statistique est donc moins sévère. Pour cette raison, les comparaisons entre deux expériences de prévisions saisonnières seront donc réalisées grâce au seuil utilisé dans l'approche basée sur la prévisibilité : 30 % pour la fréquence des valeurs indésirables, soit 0.53 pour le rapport de la moyenne sur l'écart-type des échantillons « bootstrap ».

Prenons l'exemple ici du fonctionnement du rééchantillonnage et de la comparaison sur les corrélations temporelles entre l'expérience Hydro-SF et RAF (cf. chapitre 5 suivant).

Première étape, comme décrit dans le paragraphe sur les corrélations (sect. 4.1), nous calculons les corrélations sur un échantillon de 40 années tirées aléatoirement parmi les 46 possibles. Nous répétons cette opération (avec remise pour le tirage aléatoire des années) 100 fois.

Nous disposons donc de 100 scores de corrélation pour chaque expérience de prévisions d'ensemble, nous permettant de calculer les différences de corrélation pour chaque échantillon grâce à la formule suivante :

$$\Delta R = R_{Hydro-SF} - R_{RAF} \quad (4.21)$$

avec $R_{Hydro-SF}$, la corrélation de l'expérience Hydro-SF et R_{RAF} , la corrélation de l'expérience RAF.

Troisième et dernière étape, ces 100 ΔR sont alors utilisés pour accéder à leur distribution et calculer le rapport moyenne sur écart-type de cette distribution avec la fréquence des valeurs indésirables associée (où $\Delta R < 0$, soit quand $R_{RAF} > R_{Hydro-SF}$). Nous obtenons ainsi par exemple, les cartes sur les FIG. 4.5 et 4.6.

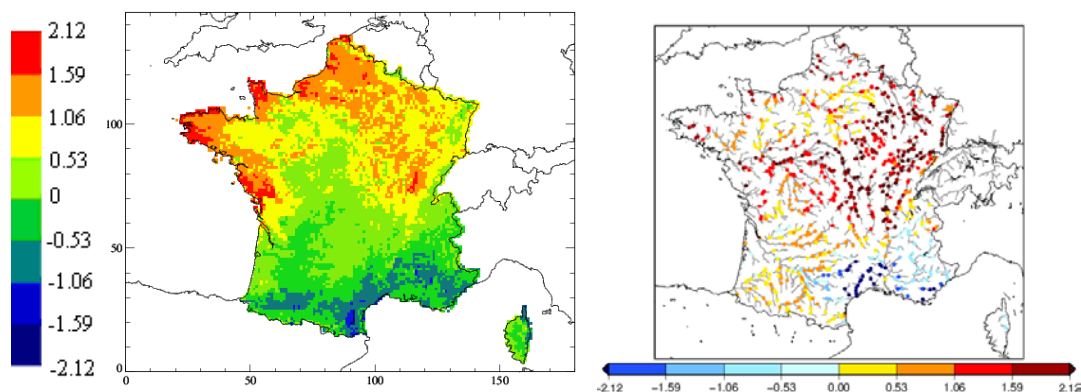


FIG. 4.5. Rapport de la moyenne sur l'écart type des 100 ΔR rééchantillonnés entre Hydro-SF et RAF sur les SWI (gauche) et les débits (droite) sur le trimestre Mars-Avril-Mai de 1960 à 2005

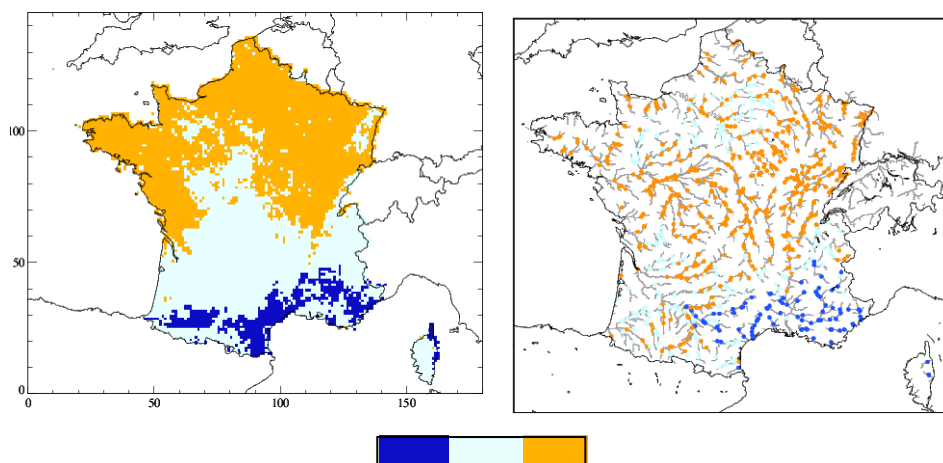


FIG. 4.6. Régions où : l'expérience Hydro-SF est meilleure que RAF (en orange) ; l'expérience RAF est meilleure que Hydro-SF (en bleu foncé) ; et où les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) pour les 100 ΔR rééchantillonnés.

4.4 Synthèse et applications

Ce chapitre a présenté les différents scores statistiques utilisés dans le cadre de cette thèse pour la validation et la comparaison des différentes prévisions. Les principaux scores ainsi que leur domaine d'utilisation sont résumés dans le tableau ci-dessous (TAB. 4.2).

Scores déterministes	<i>EQM</i>	Erreur de prévision
	<i>MSE et décomposition</i>	Caractérisation des biais (utilisé pour la descente d'échelle)
	<i>Dispersion</i>	Ecart moyen des membres par rapport à la moyenne
	<i>Corrélation spatiale et temporelle</i>	Représentation des variations spatiales et temporelles
	<i>Critère de Nash</i>	Biais des prévisions (hydrologie)
Scores probabilistes	<i>BS et décomposition</i>	Caractérisation de dépassement de seuil : biais, fiabilité, résolution et incertitude
	<i>Diagramme de Talagrand</i>	Caractérisation de biais
	<i>Taux de succès, fausses alarmes et ROC</i>	performance pour un événement donné
Comparaison	<i>BSS</i>	Comparaison des BS
	<i>Bootstrap et seuil de comparaison</i>	Evaluation de l'apport éventuel ou non d'une expérience par rapport à une autre

TAB. 4.2. Tableau des scores et des domaines d'applications utilisés dans cette thèse

Tous les scores énumérés dans ce chapitre sont calculés pour chaque expérience de prévision réalisée dans cette thèse sur :

- la totalité de la période de prévision passée étudiée : de 1960 à 2005 dans les chapitres 5 et 6, puis de 1979 à 2007 dans le chapitre 7 ;
- pour les saisons concernées sur le trimestre en entier et mois par mois (par exemple pour la saison du printemps, sur le trimestre Mars-Avril-Mai, puis pour Mars, Avril et Mai de façon séparé) ;
- sur chaque maille de 8km de côté pour l'humidité des sols et chaque station pour les débits en France métropolitaine.

La référence utilisée dans les scores déterministes et probabilistes, est la réanalyse du modèle SIM disponible sur la période 1958-2008 [Vidal et al., 2010a]. En effet, la prévision saisonnière permet ainsi de prévoir les débits naturels et non influencés par l'homme.

Chapitre 5

La prévisibilité du système hydrologique en France métropolitaine au printemps

La qualité d'un système de prévisions saisonnières hydrologiques est directement dépendante de : la connaissance de l'état initial du système hydrologique, la capacité de ce système à conserver ou propager ce signal, et la qualité de la prévision atmosphérique. L'état initial du système hydrologique et le forçage atmosphérique constituent donc les principales sources de prévisibilité du système.

Une étude des sources de prévisibilité des débits pour les saisons d'hiver et d'été à l'échelle de l'Europe, a déjà été menée par Bierkens and van Beek [2009]. Elle a mis en évidence que :

- (i) la prévisibilité des débits à l'échelle de la saison provient plus des conditions initiales du sol (CIS) (ex. eaux souterraines, eaux superficielles, contenu en eau du sol) que des prévisions saisonnières de NAO ;
- (ii) la prévisibilité des CIS diminue avec l'échéance plus rapidement en été qu'en hiver ;
- (iii) les régions associées aux scores les plus importants, dus à une bonne connaissance des CIS, correspondent aux régions avec une grande variation interannuelle et une longue mémoire (de plusieurs mois) des CIS ;
- (iv) les régions associées à des prévisions atmosphériques saisonnières dont la qualité est exploitable, correspondent aux régions hautement corrélées avec la NAO.

Bierkens and van Beek [2009] concluent leur article sur le besoin de poursuivre les évaluations de l'importance relative du forçage atmosphérique et des conditions initiales du sol.

En France, Tanguy [2008] et Céron et al. [2010] ont montré la faisabilité de prévisions saisonnières hydrologiques basées sur le modèle hydrométéorologique SIM [Habets et al., 2008], forcé par les prévisions saisonnières du modèle ARPEGE du projet DEMETER [Palmer et al., 2004] pour la saison du printemps de 1971 à 2001. Quatre bassins contrastés ont été étudiés en détail. Des scores significatifs plus importants ont été observés pour les variables hydrologiques (humidité des sols et débits) que pour les variables atmosphériques de surface (températures à 2 mètres et précipitations totales) sur le trimestre Mars-Avril-Mai. Les résultats sont aussi cohérents avec ceux de Bierkens et van Beek [2009] sur l'Europe.

L'objet de ce chapitre est d'approfondir les travaux de Tanguy [2008] et Céron et al. [2010] de manière plus systématique sur l'ensemble de la France. De plus, les expériences de prévision atmosphérique seront basées sur un jeu de prévisions provenant du projet ENSEMBLES couvrant 46 ans. Le travail sera présenté dans ce chapitre sous la forme d'un article publié dans Hydrology and Earth System Sciences (HESS, Singla et al., [2012]) ainsi que des travaux complémentaires, qui font suite au travail réalisé et qui seront utiles pour la suite de cette thèse. Ces travaux concernent en particulier la comparaison des différents forçages du modèle ARPEGE (ENSEMBLES et DEMETER), et les paramètres du forçage d'ISBA, incluant la température critique pluie/neige.

5.1 Résumé de l'article

Cet article évalue tout d'abord l'importance relative des conditions initiales du sol (humidité des sols, neige) et du forçage atmosphérique (températures et précipitations totales) pour les prévisions saisonnières hydrologiques en France métropolitaine, pour la saison du printemps.

Pour cela, deux expériences académiques ont été réalisées sur la période 1960-2005 (correspondant à la période de prévisions passées des données du modèle ARPEGE du projet ENSEMBLES, Weisheimer et al., [2009]). Ces expériences sont basées sur la chaîne de modélisation hydrométéorologique SIM [Habets et al., 2008], qui simule l'humidité des sols et les débits sur une grille de 8km et plus de 880 stations en France métropolitaine.

La première expérience, appelée RAF (« Random Atmospheric Forcing ») consiste ainsi à extraire 9 années de façon aléatoire des réanalyses SAFRAN [Vidal et al., 2010a] du 1^{er}

Février au 31 Mai. Ces 9 années forcent alors l'état initial réel du sol de l'année (humidité du sol, couverture neigeuse, niveau piézométrique des nappes...) produit par les réanalyses SIM [Vidal et al., 2010b]. Cette expérience a alors pour but de tester la prévisibilité liée à l'état initial..

L'expérience RIS (« Random Initial State »), consiste, quant à elle, à utiliser le forçage atmosphérique réel de l'année produit par les réanalyses SAFRAN, avec 9 années d'état initial du sol extraites de façon aléatoire parmi les réanalyses SIM. Cette expérience a pour but d'évaluer la prévisibilité liée au forçage météorologique.

Une année constituant un membre, des prévisions d'ensemble de 9 membres de débits et d'humidité des sols au pas de temps quotidien sont ainsi réalisées pour le trimestre Mars-Avril-Mai sur la période 1960-2005. Le nombre de membre de chaque expérience a volontairement été réduit à 9 afin d'être en mesure de comparer directement les scores de ces expériences avec les scores de la prévision saisonnière, qui comporte 9 membres.

Les résultats montrent alors que :

- (i) la prévisibilité des variables hydrologiques dépend principalement du forçage atmosphérique dans les régions de plaines ;
- (ii) la prévisibilité des variables hydrologiques provient principalement de la couverture neigeuse en zone de montagne (Alpes et Pyrénées) ;
- (iii) la prévisibilité provient essentiellement des conditions initiales de la nappe souterraine dans le bassin de la Seine .

Dans une deuxième partie de l'article, afin d'évaluer l'apport de l'information de la prévision saisonnière, des prévisions passées issues du modèle ARPEGE du projet ENSEMBLES [Weisheimer et al., 2009] sont utilisées comme forçage, à la place des réanalyses SAFRAN. Des prévisions saisonnières hydrologiques sont ainsi réalisées sur la même période que les expériences aléatoires, avec le même nombre de simulations. En effet, le modèle de prévision saisonnière ARPEGE-ENSEMBLES est constitué de 9 membres avec des prévisions de climat allant sur la période 1960-2005, ce qui nous permet ensuite de comparer ces simulations avec les simulations de l'expérience RAF.

Les résultats nous permettent alors de constater que la prévision saisonnière apporte de l'information dans le Nord-Est de la France, contrairement à la région méditerranéenne où les scores de prévisions saisonnières hydrologiques sont diminués, en particulier à cause d'un manque de fiabilité des prévisions probabilistes sur cette région.

5.2. Article publié dans Hydrology and Earth System Sciences

Suite à une erreur, les cartes présentes dans l'article montrent des valeurs égales à 10 fois le rapport de la moyenne sur l'écart-type décrit dans le chapitre 4 (section 4.3).

Ci-dessous, nous pouvons voir les figures corrigées correspondantes dans l'article, expliquées dans le chapitre 4, et utilisées de manière cohérente dans l'ensemble du manuscrit.

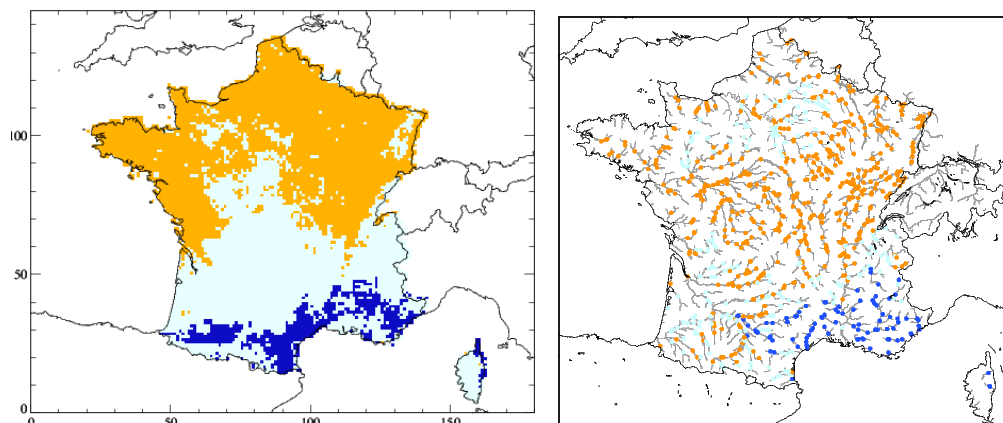


FIG. 7 de l'article. Régions où : l'expérience Hydro-SF est meilleure que RAF (en orange) ; l'expérience RAF est meilleure que Hydro-SF (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair). Les calculs sont réalisés pour les 100 ΔR rééchantillonnés pour les SWI (gauche) et les débits (droite) (cf. détails sect. 4.3)

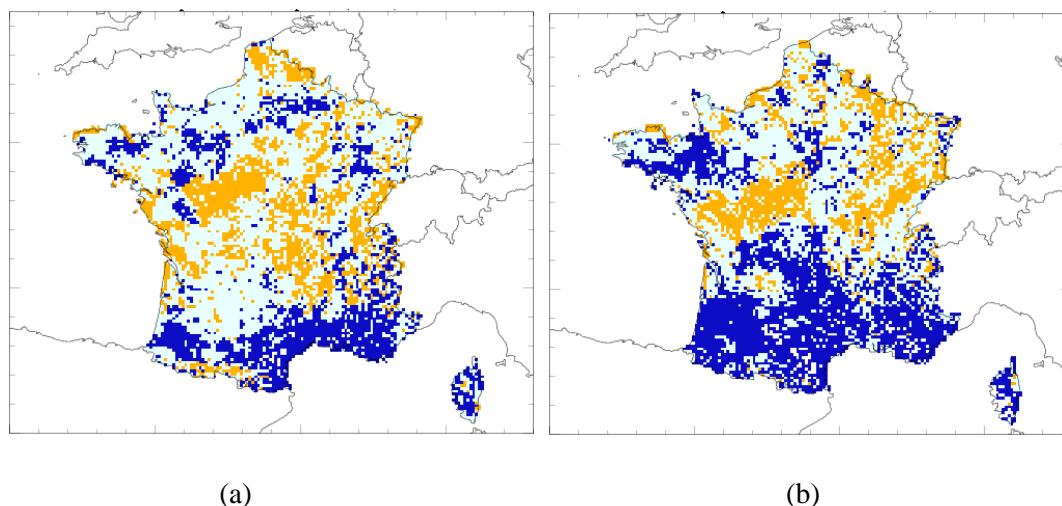


FIG. 8 de l'article. Régions où : l'expérience Hydro-SF est meilleure que RAF (en orange) ; l'expérience RAF est meilleure que Hydro-SF (en bleu foncé) ; et où les deux expériences sont équivalentes (bleu clair). Les calculs sont réalisées sur les 100 BSS rééchantillonnés pour les SWI pour les terciles supérieur (a) et inférieur (b) (cf. détails sect. 4.3)

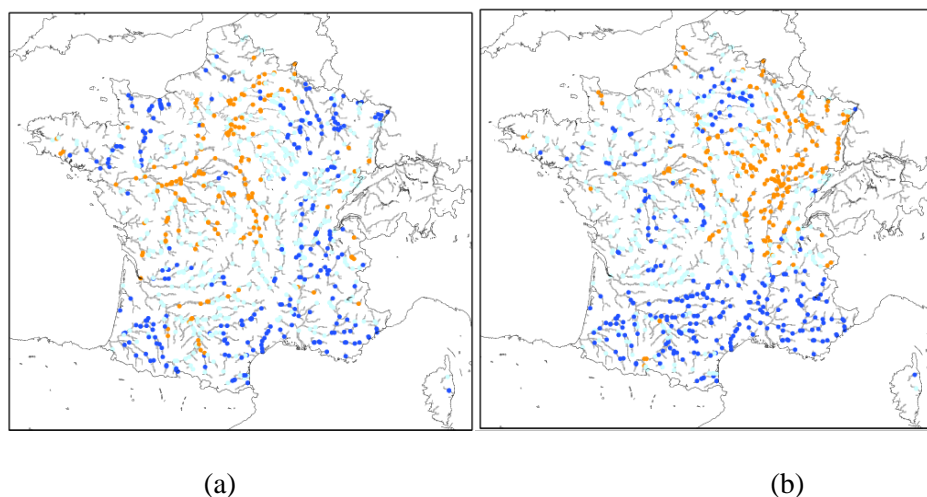


FIG. 9 de l'article. Régions où : l'expérience Hydro-SF est meilleure que RAF (en orange) ; l'expérience RAF est meilleure que Hydro-SF (en bleu foncé) ; et où les deux expériences sont équivalentes (bleu clair). Les calculs sont réalisées sur les 100 BSS rééchantillonnés pour les débits pour les terciles supérieur (a) et inférieur (b) (cf. détails sect. 4.3)



Predictability of soil moisture and river flows over France for the spring season

S. Singla^{1,2}, J.-P. Céron¹, E. Martin², F. Regimbeau¹, M. Déqué², F. Habets³, and J.-P. Vidal⁴

¹Météo-France, Direction de la Climatologie, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01, France

²CNRM/GAME – URA1357 (Météo-France, CNRS), 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01, France

³UMR-SISYPHE, (UPMC, CNRS), Mines-Paristech, Centre de Géosciences, équipe SHR, 35 rue St. Honoré, 77305 Fontainebleau, France

⁴Irstea, UR HHLY, Hydrology-Hydraulics Research Unit, 3 bis quai Chauveau, CP 220, 69336 Lyon Cedex 09, France

Correspondence to: S. Singla (stephanie.singla@hotmail.fr)

Received: 28 July 2011 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 23 August 2011

Revised: 5 January 2012 – Accepted: 16 January 2012 – Published: 24 January 2012

Abstract. Sources of spring predictability of the hydrological system over France were studied on a seasonal time scale over the 1960–2005 period. Two random sampling experiments were set up in order to test the relative importance of the land surface initial state and the atmospheric forcing. The experiments were based on the SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological suite which computed soil moisture and river flow forecasts over a 8-km grid and more than 880 river-gauging stations. Results showed that the predictability of hydrological variables primarily depended on the seasonal atmospheric forcing (mostly temperature and total precipitation) over most plains, whereas it mainly depended on snow cover over high mountains. However, the Seine catchment area was an exception as the skill mainly came from the initial state of its large and complex aquifers. Seasonal meteorological hindcasts with the Météo-France ARPEGE climate model were then used to force the ISBA-MODCOU hydrological model and obtain seasonal hydrological forecasts from 1960 to 2005 for the entire March–April–May period. Scores from this seasonal hydrological forecasting suite could thus be compared with the random atmospheric experiment. Soil moisture and river flow skill scores clearly showed the added value in seasonal meteorological forecasts in the north of France, contrary to the Mediterranean area where values worsened.

1 Introduction

Water resources are known to be unevenly distributed in space and time on Earth. Moreover, in addition to the existing climatic pressure, anthropogenic pressure is increasing as the water demands of the human population grow. Therefore, water resource managers need decision support tools in order to anticipate future water availability for human and industrial consumption, hydropower or irrigation purposes. Predicting low flows and droughts several months in advance would be a useful tool for these managers. For example, predictions in the spring period (March–April–May) can be used to detect signals of a drought onset in spring in order to help water resource managers taking decisions for the summer low-flow period.

Seasonal hydrological forecasting systems have been developed in several regions of the world in the last decade. They are based on predictions of both the hydrological system and meteorological forcing. The former is associated with the slow components of the hydrological system: soil moisture, the presence of aquifers, and snow cover (Bierkens and Van Beek, 2009; Douville, 2009; Bohn et al., 2010). The prediction skill associated with soil moisture memory may last up to two months (Koster et al., 2001). The success of seasonal hydrological forecasts also depends on the season, because of dry or wet land surface initial conditions (Wood

and Lettenmaier, 2008; Li et al., 2009). Snow cover is especially influential during the spring period as it mostly contributes to mountain river flows and is thus the main source of hydrological predictability for snowmelt dominated headwater basins, such as the South Saskatchewan River Basin in Canada (Gobena et al., 2010). The size of the river basin also has an important impact: for instance, in the Ohio River Basin with a wide range of basin sizes from a few hundred to over a ten thousand square miles, Li et al. (2009) found that the larger the basin, the stronger the influence of initial conditions. Meteorological forcings also contribute to the predictive skill of seasonal hydrological forecasts as total precipitation has a predominant effect on river flow (Materia et al., 2010; Li et al., 2009). Nevertheless, the predictive skill of a seasonal meteorological forecast depends strongly on the region and season considered and is usually weak at mid-latitudes (Kirtman and Pirani, 2008, 2009).

There are several sources of predictability of a hydrological system at the seasonal time scale according to the region of interest. Countries corresponding to different climatic regions therefore provide seasonal hydrological forecasts based on different predictors. In Senegal, it is helpful to consider the storage available at the end of the monsoon when programming water releases from a dam (Bader et al., 2006) whereas in Australia, Chiew et al. (2003) have demonstrated that a simple information based on ENSO-streamflow teleconnection and serial correlation in streamflow leads irrigators to take more informed risk-based management decisions. The North Atlantic Oscillation (NAO) or the Southern Oscillation Index (SOI) is also used to provide the magnitude of seasonal streamflow in Iran (Araghinejad et al., 2006).

Once sources of predictability have been identified, an appropriate methodology has to be chosen to provide the seasonal hydrological forecasts. For instance, studies conducted in the United States are mainly based on the macroscale semi-distributed grid based hydrological model VIC (Variable Infiltration Capacity, Liang et al., 1994). There are several ways of forcing the hydrological model. The first approach is to use statistical methods with simple or multiple linear regression between climatic phenomena (El Niño–Southern Oscillation and the Arctic Oscillation) or persistence related to soil moisture and snow cover with the mean seasonal river flow (Maurer and Lettenmaier, 2004). Wood and Lettenmaier (2006) used an ensemble streamflow prediction system with several daily hydrological model outputs provided by climate sequences resampled from previous years, taking the uncertainty of the initial atmospheric and/or oceanic conditions into account. In order to improve seasonal hydrological forecasts, more complex approaches have also been applied. Dynamic methods have been used with temperature and precipitation, with a Bayesian method merging observations with multiple seasonal forecasts (Luo and Wood, 2008). This method allowed the hydrological forecasting system to be evaluated for historical phenomena such as the 2007 US drought (Li et al., 2008).

France presents highly variable hydrometeorological conditions. A first evaluation of a seasonal hydrometeorological forecasting suite has recently been performed for the spring season (the entire March–April–May period) with an initialisation at the beginning of February (Céron et al., 2010). This study showed a higher predictive skill for hydrological variables than for near-surface atmospheric variables.

The objective of this paper was to continue the work of Céron et al. (2010) by undertaking a comprehensive assessment of the predictive skill of seasonal hydrological forecasts. This work was performed for the whole of France and included a determination of the main sources of prediction skill at the seasonal scale. The focus remained on the spring season as it is a season marked by snowmelt and is also critical for the onset of agricultural and hydrological droughts and low flows. Furthermore, thanks to the availability of a new hindcast dataset for the ARPEGE numerical climate prediction model (Weisheimer et al., 2009), the time period of the study was extended to the 1960–2005 period. A set of experiments was designed to identify the main sources of predictability of the hydrometeorological system. Then, the added value of seasonal atmospheric forecasts was assessed through the comparison with forecasts using random atmospheric forcings.

Section 2 introduces the different models and data sources used, with the description of the SIM hydrometeorological suite and the ARPEGE meteorological hindcast dataset. Section 3 describes the predictability experiments, the seasonal hydrological forecasting model and the forecast evaluation tools. Next, results in terms of soil moisture and river flows are shown in Sect. 4. Results are discussed in Sect. 5 before perspectives are provided in the last section.

2 Models and data sources

2.1 The hydrometeorological SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) suite and reanalysis

The seasonal hydrological forecasting suite was the same as that used by Céron et al. (2010). It is based on the SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) operational model developed by Météo-France and Mines Paris-Tech at the scale of France (Habets et al., 2008) and composed of three independent models.

First, SAFRAN (“Système d’Analyse Fournissant des Renseignements A la Neige” for “Analysis system contributing to information for snow”) is a near-surface meteorological analysis system (Durand et al., 1993; Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010a). It combines meteorological model outputs with surface observations to produce hourly values of meteorological variables. SAFRAN computes seven variables (10-m wind speed, 2-m relative humidity, 2-m air temperature, incoming solar and atmospheric/terrestrial

radiation, snowfall and rainfall) over 615 climatologically homogeneous zones at several elevations, which are interpolated onto a 8-km grid covering France (total area: 544 000 km²). The long-term SAFRAN reanalysis derived by Vidal et al. (2010a) over the 1958–2008 period was used as a meteorological reference for all experiments in this study.

Next, ISBA (“Interface Sol-Biosphère-Atmosphère” for “Interaction between Soil-Biosphere and Atmosphere”, Boone et al., 1999; Noilhan and Planton, 1989) is a soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) scheme, used to simulate the exchanges in heat, mass and momentum between the continental surface (including vegetation and snow) and the atmosphere. ISBA was applied here in its 3-layer force-restore version (Boone et al., 1999) with the 3-layer snow scheme of Boone and Etchevers (2001). A subgrid runoff scheme (Habets et al., 1999a) and a subgrid drainage scheme (Habets et al., 1999b) have been implemented to tackle the issue of physical processes occurring at scales smaller than the 8-km grid. ISBA thus simulates runoff through the Dunne mechanism over saturation. For soil moisture below the saturation point, the subgrid runoff is activated, its amount being smaller below the field capacity, and zero below the wilting point. Next, drainage is produced for soil moisture above the field capacity, and residual drainage is effective below this value where no aquifer layer is explicitly modelled by the MODCOU hydrogeological model. With respect to ISBA, the variables of interest for the present study are the total snow cover and the soil moisture (related to agricultural drought) described by the Soil Wetness Index (SWI) averaged over the soil depth:

$$SWI = \frac{W - W_{wilt}}{W_{fc} - W_{wilt}} \quad (1)$$

with W the soil water content, W_{fc} the water content at field capacity and W_{wilt} the water content at the wilting point.

Last, the MODCOU (MODèle COUplé for coupled model) hydrogeological model computes the temporal and spatial evolution of aquifers with several layers using the diffusivity equation (Ledoux et al., 1989). In addition to calculating the interaction between the aquifer and the river, the model routes the runoff on the surface and within rivers using an isochronistic algorithm to estimate river discharge with a time step of 3 h. The time step used to compute the evolution within the aquifer is about 1 day. In the version of SIM used here, aquifers are explicitly modelled in only two river basins: the Seine basin (three layers) and the Rhône basin (one layer).

The SIM hydrometeorology suite has previously been validated on four large French river basins: Adour (Habets, 1998), Rhône (Etchevers et al., 2001), Garonne (Voirin-Morel, 2003) and Seine (Rousset et al., 2004). It was then applied to the whole of France and validated over a 10-year period for 881 French stations to produce realistic water and energy budgets, streamflow, aquifer levels and snowpack

simulations (Habets et al., 2008). The French environment ministry uses outputs from the SIM model (snow cover, soil moisture and effective rainfall) for the Hydrological Monitoring Bulletin (<http://www.eaufrance.fr>).

The SAFRAN reanalysis has also been used to run the ISBA-MODCOU hydrological model in order to build a SIM reanalysis from 1958 to 2008 (Vidal et al., 2010b), taken here as the hydrological reference run for all experiments for the March–April–May (MAM) period. In addition, the SIM reanalysis allowed us to provide hydrological variables on 31 January for building the hydrological initial state used in all experiments.

2.2 The ARPEGE meteorological seasonal forcings

Hindcasts of the ARPEGE (“Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle” for “Research Project on Small Scale and Large Scale”) global coupled atmosphere-ocean climate model were used at a resolution of 2.5°. These data were produced within the ENSEMBLES project (Weisheimer et al., 2009) and covered the 1960–2005 period. Spring seasonal forecasts started on 1 February and ended on 31 May. These forcings, called ARPEGE-ENSEMBLES in the following, consisted of an ensemble of 9 runs corresponding to 9 initial conditions constructed by different realistic estimates of observed states of both the atmosphere and the ocean.

The ARPEGE-ENSEMBLES atmospheric forcing dataset was downscaled to the SIM horizontal resolution of 8 km with the simple method proposed by Rousset-Regimbeau et al. (2007) for ensemble medium-range river flow forecasts and adapted to seasonal forecasting by Céron et al. (2010). This downscaling method is explained hereafter. The original ARPEGE-ENSEMBLES temperature and total precipitation fields were first converted into anomalies, by removing their mean value, and then standardized by dividing them by their interannual standard deviation. They were then interpolated with an inverse-square weighting onto the 615 climatologically homogeneous zones considered in the SAFRAN analysis (Quintana-Seguí et al., 2008). Finally, they were combined with SAFRAN long-term means and interannual standard deviations to provide realistic 8-km atmospheric forcings that included local-scale spatial variability. The partition between snowfall and rainfall was based on a critical threshold temperature of 0.5 °C. As in Céron et al. (2010), the other atmospheric variables required by ISBA (wind speed, relative humidity, incoming solar and atmospheric radiations) were taken from the SAFRAN climatology over the same 1960–2005 period. As the ARPEGE dataset was available every 6 h for temperature and at a daily time step for total precipitation, a temporal disaggregation was also required: the total precipitation was evenly distributed throughout the day whereas temperatures were linearly interpolated between two time steps.

Céron et al. (2010) use seasonal hindcasts produced within the DEMETER project (Palmer et al., 2004) from an older version of ARPEGE, called ARPEGE-DEMETER in the following. Seasonal hindcasts were taken here from ARPEGE-ENSEMBLES runs rather than ARPEGE-DEMETER runs for two main reasons. Firstly, the ARPEGE-ENSEMBLES seasonal forecasting model is currently closer to the operational seasonal forecast model than the ARPEGE-DEMETER one. Secondly, the time period was extended from 1971–2001 to 1960–2005. Finally, the ENSEMBLES predictions were significantly better than those from DEMETER, with improved discrimination, resolution and reliability in the northern midlatitudes for the spring season (Alessandri et al., 2011). Moreover, before being used here, the ARPEGE-ENSEMBLES meteorological seasonal forecasts had been evaluated and compared with the ARPEGE-DEMETER ones. The results (not shown here) found no bias in ARPEGE runs from either project in terms of temperature and total precipitation. Moreover, we observed that the prediction skill was higher for temperature than that for total precipitation in both experiment sets. Then, we observed that there were an overestimation of rainfall and an underestimation of snowfall in both ARPEGE-ENSEMBLES and ARPEGE-DEMETER forcings. Finally, for both seasonal atmospheric forcing, lower skill scores can be found over the Mediterranean area.

2.3 Description of catchments

France presents highly variable hydrometeorological conditions with total precipitation about 500 mm yr^{-1} for dry regions and more than 2000 mm yr^{-1} for mountains. Indeed, there are two high mountain regions (Pyrenees and Alps) and several medium-elevation mountain ranges (Vosges, Jura, Massif Central and Corsica) distributed over the territory (Fig. 1). These regions are usually associated with higher amounts of precipitation and the presence of seasonal snow cover with a nival and nivo-pluvial flow regime, for example for the Durance catchment at Embrun in the Alps and the Ariège catchment at Foix in the Pyrenees (see Fig. 1 for gauging locations).

Among the four main rivers representing more than 62 % of the territory, the Rhône has the most mountainous catchment area and is strongly influenced by snowmelt in spring and summer and is subject to anthropogenic pressure with numerous dams. The Seine river basin is marked by a large and complex aquifer system with very specific hydrological behaviour, but the flow regime is essentially pluvial with floods in autumn and winter (from December to April) and a low flow period in spring and summer.

From a meteorological point of view, France is characterized by westerly flows corresponding to an Atlantic influence, with the exception of the south-east region, which has a Mediterranean climate with dry and highly variable meteorological conditions (high flows in autumn and winter

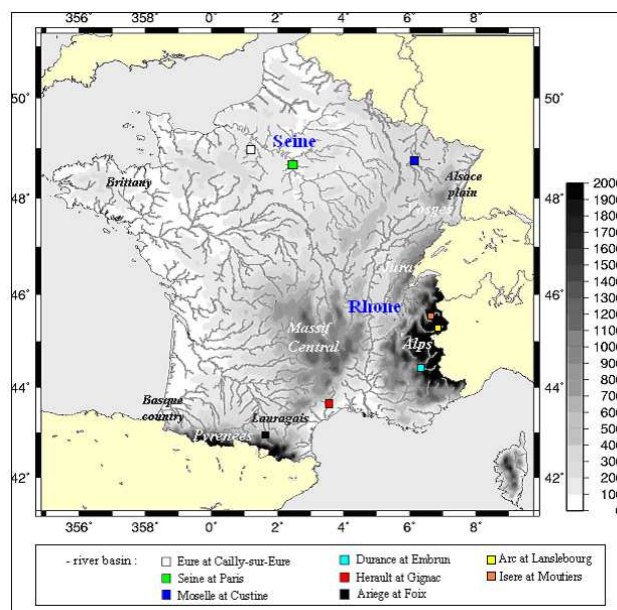


Fig. 1. Orography (m), hydrographic network over France, and location of gauging stations for catchment case studies.

contrasting with very low flows in summer). Table 1 summarizes the characteristics of the six catchments studied in Sect. 4.3.2 and identified on Fig. 1.

3 Methods and experiments

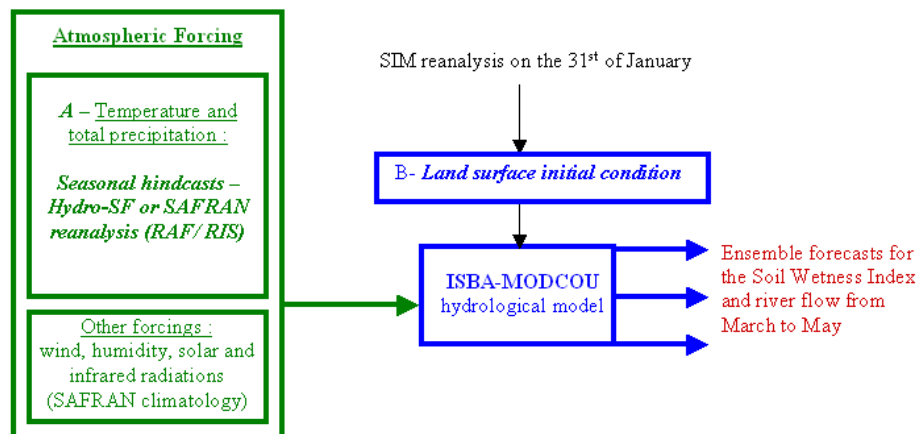
3.1 Predictability experiments

Two academic experiments were conducted, with the aim of better understanding the respective roles of the land surface initial state and the atmospheric forcings in the predictive skill of the complete hydrometeorological system. They consisted of runs initialised on 1 February for a period ending on 31 May, without considering the first month. Data constituting meteorological forcings came from the SAFRAN reanalysis over the 1960–2005 period. In order to avoid potential biases due to different ensemble sizes on probabilistic scores when comparing the results, both experiments were based on the 9-member ensembles, following the size of the ARPEGE seasonal atmospheric ensemble hindcasts used later for comparisons. All experiments in this paper followed the general scheme described in Fig. 2.

A process was designed to select 9 random years for each year simulated from the 1960–2005 period with atmospheric forcings or land surface initial conditions depending on the experiment. In order to preserve consistency between the different meteorological or land surface variables for each experiment, the process selected all variables from the same year. Moreover, the random years selected are the same for the two experiments described below.

Table 1. Characteristics of the six catchment studied and located on Fig. 1.

	Durance at Embrun	Herault at Gignac	Ariege at Foix	Eure at Cailly-sur- Eure	Seine at Paris	Moselle at Custine
Basin area (km ²)	2170	1312	1340	4598	43 800	6830
Outlet altitude (m)	787	32	375	21	26	184
Mean flow (m ³ s ⁻¹)	52	29.2	39.6	17.9	305	113

**Fig. 2.** General scheme of the ensemble seasonal hydrological forecasting suites used in this study (see Table 2).

The first experiment, called Random Atmospheric Forcing (RAF) tested the impact of a realistic land surface initial state. The land initial conditions for soil moisture, snow cover and aquifers were taken from the SIM reanalysis on 31 January. The RAF forecasts were performed using 9 members, each member corresponding to the atmospheric forcing (temperature and total precipitation) for a random year selected from the 46-year SAFRAN reanalysis.

The second experiment, called Random land surface Initial State (RIS) was complementary to the RAF experiment and evaluated the atmospheric forcings predictive skill. The atmospheric forcings used here came from the SAFRAN reanalysis for each target year and the RIS ensemble forecasts used 9 land surface initial conditions randomly chosen within the 46-year SIM reanalysis.

Table 2 summarizes the atmospheric forcings and land surface initial states used in the two experiments.

3.2 The Hydrological Seasonal Forecasting suite (Hydro-SF)

In order to perform seasonal hydrological forecasts over the 1960–2005 period and for the entire spring period, following the general scheme described in Fig. 2, the land initial conditions for soil, snow cover and aquifers were taken from the SIM reanalysis on 31 January for each year from 1960 to 2005 as in the RAF experiment (see Table 2). Then, atmospheric forcings were provided by the 9 members of the ARPEGE-ENSEMBLES meteorological seasonal forecasts initialised on 1st February of each year (see Sect. 2.2). The seasonal hydrological forecasting suite, called Hydro-SF in the following, thus provided 9 runs of soil moisture and river flow forecasts over the entire March–April–May period.

3.3 Evaluation methods

Seasonal forecasts are basically ensemble forecasts and thus provide both probabilistic and deterministic – using the ensemble mean – forecasts. They can thus be evaluated on both aspects and, consequently, the evaluations have to refer to

Table 2. Description of the RAF and RIS experiments testing the predictability of the hydrological system and the Hydro-SF suite. RAF: Random Atmospheric Forcing; RIS: Random land surface Initial State; Hydro-SF: the hydrological seasonal forecasts (see Fig. 2).

Experiment	Atmospheric forcings	Land surface initial states (soil moisture, snow cover and piezometric level)
RAF	9 random years from the SAFRAN reanalysis	Actual states from the SIM reanalysis
RIS	Actual years from the SAFRAN reanalysis	9 random states from the SIM reanalysis
Hydro-SF	9 ARPEGE seasonal hindcast runs	Actual states from the SIM reanalysis

both probabilistic and deterministic scores. In this paper, time correlation and Brier score and its decomposition are shown as examples of deterministic and probabilistic scores respectively, but many other scores (dispersion, root mean square error, standard deviation, spatial correlations, Relative Operating Characteristic curves and areas...) were computed and gave results similar to those presented below.

The prediction skill of experiments was calculated over the 1960–2005 period and the entire MAM period, with the SIM reanalysis as the reference (see Sect. 2.1). It was computed over each 8-km grid cell for the SWI (see Eq. 1) and using all 881 river gauges for river flows.

Time correlations were used to characterize the ability of the hydrometeorological suite to match the reference inter-annual variability. They were calculated from the ensemble mean as this is considered to be the best representation of a deterministic forecast from an ensemble seasonal atmospheric forecast. In the following, we consider that only time correlations higher than approximately 0.3 are significant (based on the Student test over a sample of 46 years with a significance level of 95 %).

Next, the skill of the system for a threshold exceedance was assessed through the probabilistic Brier Score (BS, Brier, 1950) using the whole ensemble distribution (Eq. A1 in Appendix A). The BS and its associated skill score (BSS) (Brier, 1950) are well known and often used as probabilistic scores for hydrological ensemble forecasts (Cloke and Pappenberger, 2009; Randrianasolo et al., 2010; Thirel et al., 2010). The lower the score the better the forecast, with a perfect forecast corresponding to a BS of 0. BS can also be decomposed as the sum of 3 terms: reliability, uncertainty and resolution (Murphy, 1973), see Eq. (A2) in Appendix A. The reliability term describes the capacity of the system to predict correct probabilities and is negatively oriented. In principle, it can be reduced by good calibration (Murphy, 1986). A small value of the reliability indicate a reliable forecast. The resolution term gives the ability of the system to correctly separate the different categories (whatever the forecast probability), i.e. it measures how much the conditional probabilities differ from the climatic average. It is positively oriented: the higher the resolution, the better the forecast. Finally, the uncertainty is exactly the BS (Eq. A1) for the sample climatology as the uncertainty is the variance of observations for

the considered event. For all hydrological variables, the SIM climatology over the 46 years was used to determine terciles and the corresponding thresholds of tercile categories. In this paper, we tested the skill of the system to predict above average (upper tercile) or below average (lower tercile) values.

In order to make comparisons between the seasonal hydrological forecasting suite and the random atmospheric forcing experiment, a bootstrapping method (Hesterberg et al., 2005) was used with a Student test on the Brier Skill Score (BSS) (Eq. B1) and the difference of time correlations (see Appendix B).

4 Results

4.1 RAF

Figure 3a shows the SWI predictive skill for spring using correlation between the RAF experiment and the reference value obtained from SIM reanalysis. About one third of France exhibited significant correlations. Correlations were maximum in the highest mountains (South and Central Alps, Pyrenees), but were also higher than 0.4 in most parts of the other mountain ranges (Vosges, Jura, Massif Central and Corsica). These high scores could be attributed to the influence of the snow cover initial state. In addition, significant correlations were found in some plain areas scattered over the country: the Alsace plain, the south-west of Paris, the Lauragais region close to the Mediterranean sea, and the lower Rhône valley. These last two regions are amongst the driest regions of France, whereas the south-west of Paris, for instance, is covered by forests and has deep root layers with an evapotranspiration/precipitation ratio exceeding 0.75 (Habets et al., 2008). Because of these diverse factors associated with the soil moisture memory, the interannual variability of initial SWI values was large enough to lead to some predictive skill during the spring season. In contrast, in more rainy areas such as western Brittany and the French part of the Basque country, the soil water content is often close to the field capacity, hence the soil moisture interannual variability in winter is low, cancelling the soil moisture predictive skill. This meaning that the interannual variability is low compared with summer periods when the interannual variability is high.

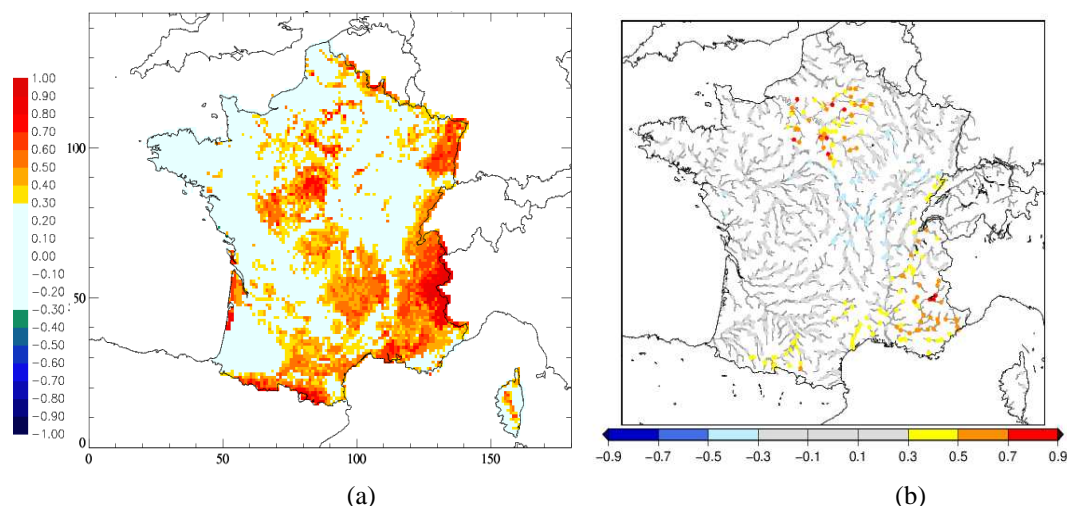


Fig. 3. Correlation maps of SWI (a) and river flows (b) between the RAF experiment and the SIM reanalysis reference run for the spring (MAM). Scores are calculated over the 1960–2005 period.

When looking at river flow forecast skill (Fig. 3b) some spatial differences can be spotted. On average (excluding the case of the Seine river basin, which will be discussed later) locations associated with a significant skill were fewer than those for soil moisture. Most areas where the soil moisture predictive skill came from the initial soil moisture did not exhibit any skill for river flow (e.g. Alsace, south-west of Paris). Indeed, below the field capacity, the bottom runoff production stopped (except for the residual drainage), cancelling the transmission of the soil moisture signal to river flows. In the case of mountains, the river flow skill was maximum in the Southern Alps. For example, the maximum value was associated with the Durance river at Embrun (cf. Fig. 1), a high mountain catchment (up to 4000 m a.s.l.). For this river, the annual snowmelt maximum occurs in May and the simulated cumulated discharge during the spring period corresponds to 47 % of the annual discharge. Hence, this experiment captured a large part of the predictive skill contained in the snow cover initialized at the end of January. In contrast, in the Northern French Alps, the annual maximum of discharge occurs mostly in June, and the spring discharge represents only around 25 % of the annual value (22 % for the Arc at Lanslebourg, 32 % for the Isère at Moutiers, see Fig. 1 for catchment locations). As the forecast ended at the end of May, the predictability associated with the snowmelt in June was not captured in this experiment. In other mountain ranges, the river flow skill was lower because of more limited snow cover due to either a warmer climate (Pyrenees and Corsica) or lower elevations (Vosges, Jura and Massif Central).

In addition, some significant river flow skill appeared in the Seine catchment, where a large multilayer aquifer system simulated by the MODCOU model influences river flows and the configuration of the river-aquifer exchanges at the scale of each sub-catchment. The time correlation varied from 0.3

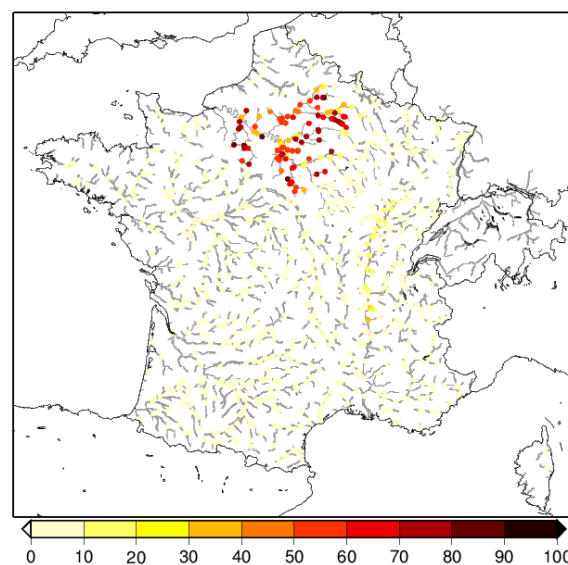


Fig. 4. Map of percentage of groundwater contribution to spring river discharge over the 1960–2005 period, calculated with the SIM reanalysis.

to 0.9 depending on the hydrogeology (Fig. 3b). The Seine hydrological features are very complex as there are several aquifer layers stacked on each other with a specific geological layout. Figure 4 presents the percentage of groundwater contribution to spring river discharge which is indeed the percentage of the amount of water transferred from the aquifer to the river compared to the amount of water flowing at a given station. This calculation is directly computed by the MODCOU model for each time step and “river” grid meshes. Indeed, if the groundwater table level is upper than the river

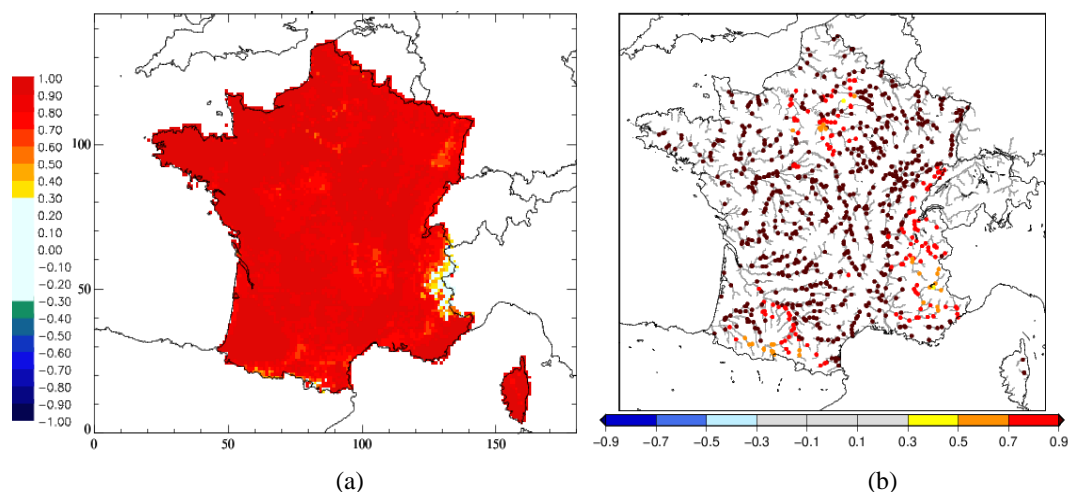


Fig. 5. Correlation maps of SWI (a) and river flows (b) between the RIS experiment and the SIM reanalysis reference run for the spring season. Scores are calculated over the 1960–2005 period.

level, the water is transferred to the river using a transfer coefficient:

$$Q = TP (H - H_o)$$

with H the river level; H_o , the groundwater table level; TP , a transfer coefficient. The river flow Q exchanged is thus positive (negative) when the groundwater (river) gives water to the river (groundwater). The latter case is not implemented in the present version of SAFRAN-ISBA-MODCOU. Generally, we see on Fig. 4 that the skill increases with the relative importance of water coming from the aquifer in the cumulated spring discharge. However, the alluvial aquifer in the Saône/Rhône valley did not generate any significant predictability, showing that only aquifers with a sufficient delayed time response and water holding capacity can lead to predictability at seasonal scales for the spring season.

4.2 RIS

Conversely to the RAF experiment, we focused here on the reduction of hydrological prediction skill as actual atmospheric forcings from the SAFRAN reanalysis were used. The fact that the SWI prediction skill was significant and high almost everywhere was therefore not surprising (cf. Fig. 5a). The only exceptions were some parts of the Alps, and a very small region in the eastern Pyrenees, confirming the importance of the snow cover initial state in these high-elevation areas.

On Fig. 5b, the river flow prediction skill was significant everywhere. It was greater than 0.9 in most regions where the surface initial state influence was negligible. It reached a minimum in the regions mentioned above for RAF: mountainous regions (Alps and Pyrenees) and associated downstream areas (snow influence), as well as most of the Seine catchment (aquifer).

Table 3. Contingency table of biases on river flow ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) of RAF and RIS experiments for Durance river basin at Embrun (Alps) over the 1960–2005 period. RAF: Random Atmospheric Forcing; RIS: Random land surface Initial State.

		RAF		
		0–20	20–40	>40
RIS	0–20	15	8	3
	20–40	14	1	1
	>40	3	1	0

Table 3 shows the RAF error on spring discharge as a function of the RIS error in a contingency table for the Durance at Embrun, a mountain river basin (cf. Fig. 1 for location) over the 1960–2005 period. This highlights that, when river flows are well simulated for a year in the RAF experiment, the river discharge is badly simulated in RIS and vice versa. So, the contributions of the land surface initial state and atmospheric forcings vary and depend on years, introducing a predicting skill for specific years.

4.3 Added value of seasonal atmospheric forecasts

4.3.1 SWI forecasts

Figure 6a shows the time correlation between SWI forecasted using Hydro-SF experiment and its reference value obtained from the SIM reanalysis. A comparison with corresponding results for RAF (Fig. 3a) is presented in Fig. 7a, showing the impact of using the ARPEGE-ENSEMBLES seasonal forecasts instead of random forcings from the SAFRAN reanalysis. The Student variable of the difference in correlations (see

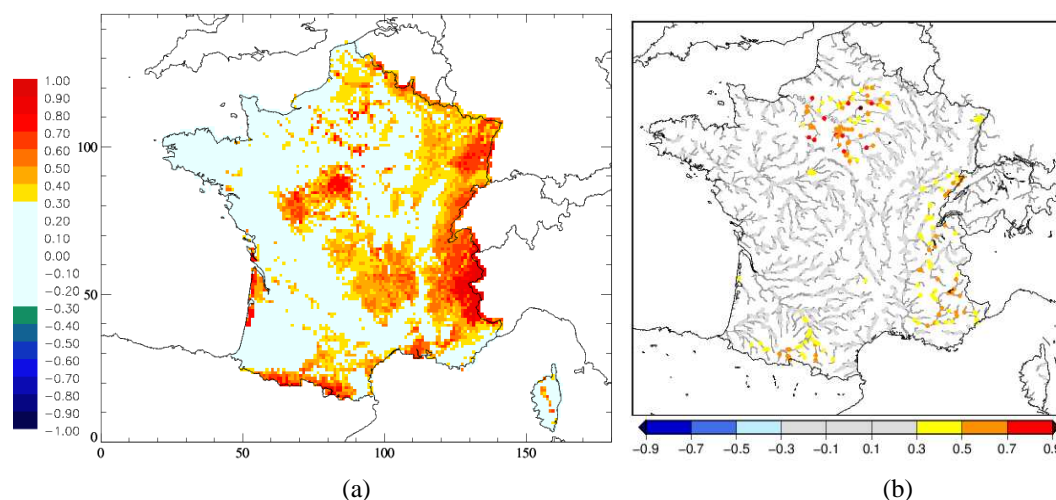


Fig. 6. Correlation maps of SWI (a) and river flows (b) between Hydro-SF and the SIM reanalysis reference run for the spring season. Scores are calculated over the 1960–2005 period.

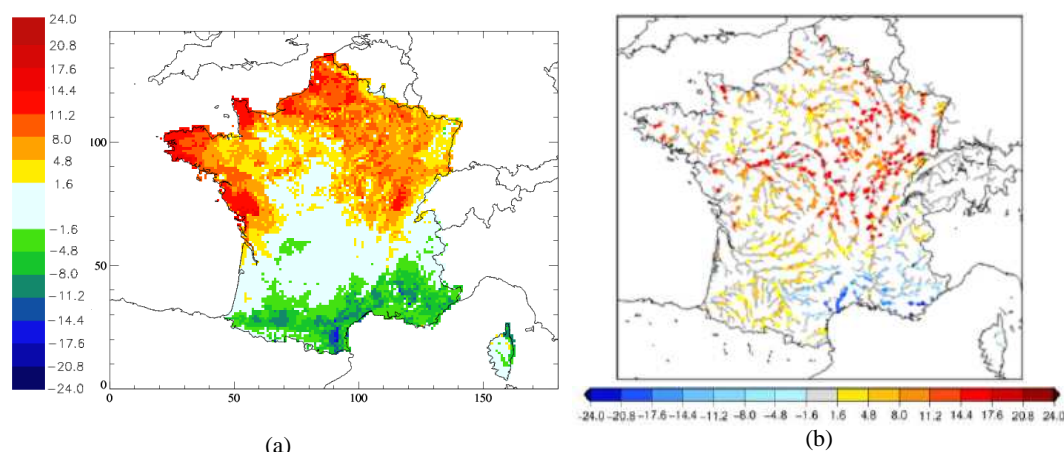


Fig. 7. Maps of Student variable of the difference of correlation (cf. Appendix B) between Hydro-SF and the RAF experiment for SWI (a) and river flows (b) for spring.

Appendix B) for spring clearly showed a north/south partition of France. The Student variable was significantly positive in the north, showing a higher skill of Hydro-SF compared to the RAF experiment. Conversely, negative Student variables in the south showed a higher skill of the RAF experiment. Between negative and positive values, a large area exhibited non-significant skill.

Differences between Hydro-SF and RAF inferred from probabilistic scores were more complex than the time correlation (Fig. 8) as no clear delineation appeared. Hydro-SF still worsened the results in the Mediterranean part of France for SWI for the upper tercile and the south of France for the lower tercile. However, it must be noted that results were improved in the south west of Paris, which still showed the highest scores for both RAF and Hydro-SF experiments (cf. Figs. 3a and 6a).

Table 4 displays values of the SWI Brier Score (Eq. A1) averaged over the whole of France. It shows that the predictive skill of Hydro-SF was similar to that of the RAF experiment (it was equivalent or lower), thus hiding the highly variable spatial patterns. This clearly highlighted the need to resort to a spatial representation in order to properly assess seasonal hydrological forecasts.

4.3.2 River flow forecasts

Figure 6b shows the time correlation between river flow forecasted using Hydro-SF experiment and its reference value obtained from the SIM reanalysis. Here again, the Alps and Pyrenees displayed higher scores (from 0.3 to 0.7), the Seine river basin had values up to 0.9, whereas the other regions showed no significant predictability of river flows.

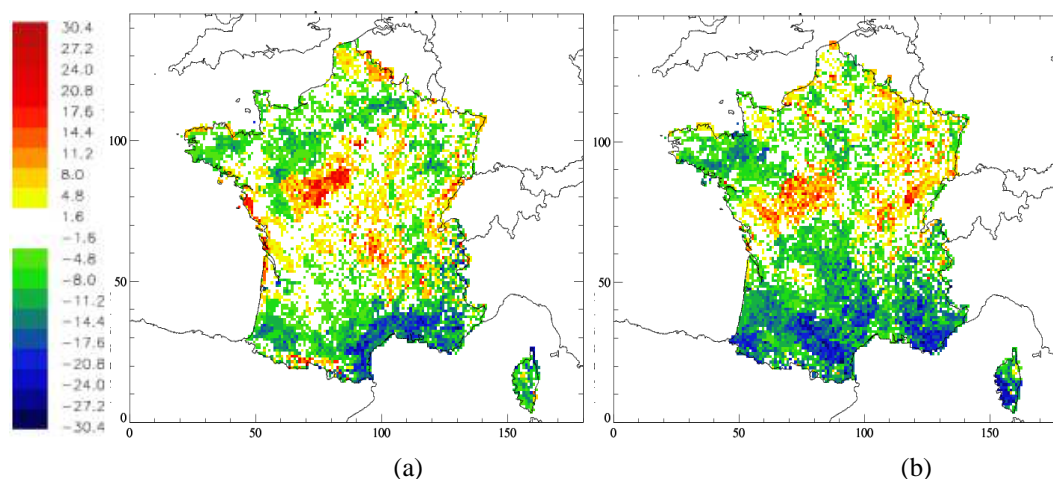


Fig. 8. Maps of Student variable of Brier Skill Score (B1) for SWI between Hydro-SF and the RAF experiment for the spring season for the upper tercile (a) and the lower tercile (b).

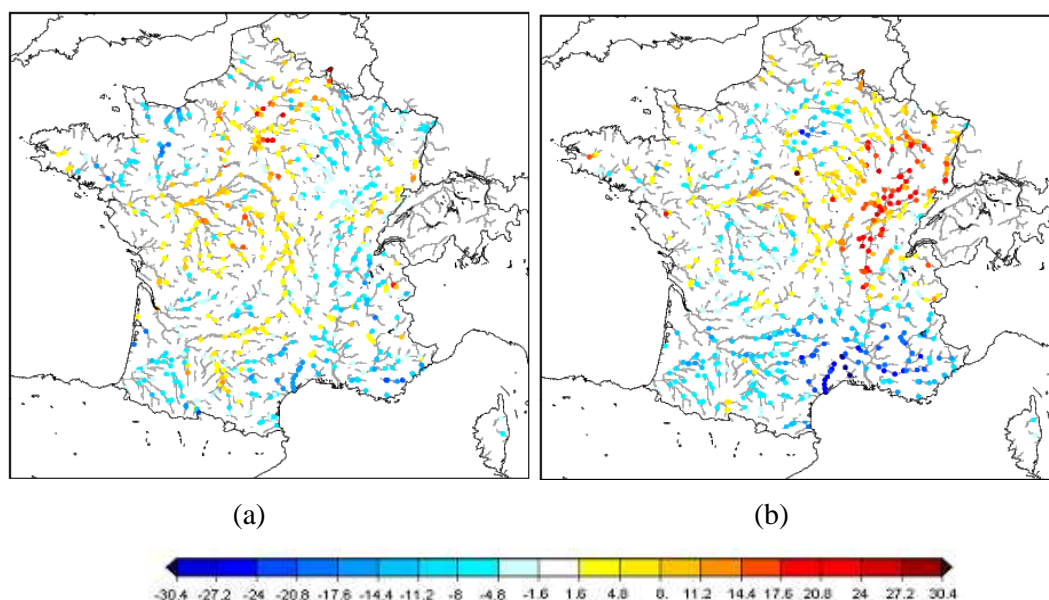


Fig. 9. Maps of Student variable of Brier Skill Score (B1) for river flows between Hydro-SF and the RAF experiment for the spring season for the upper tercile (a) and the lower tercile (b).

Consequently, at first sight, the spatial distribution of scores was quite similar to that of the RAF experiment (Fig. 3b).

Secondly, by looking at the Student variable of difference of time correlation (see Appendix B) on Fig. 7b, it can be noted that scores on river flows were significantly positive over most of France, meaning that Hydro-SF improved river flow forecasts compared to the RAF experiment, except for the Mediterranean area. Moreover, the Student variable of BSS for river flow between Hydro-SF and RAF (Fig. 9) did not show any clear skill for the upper tercile while the skill was significantly positive in the north-east of France for the lower tercile. This showed that, for probabilistic

scores, Hydro-SF was better than RAF for river flows over this region.

Finally, the BS and its three terms of decomposition (reliability, resolution and uncertainty) (Eq. A2) on river flow forecasts for Hydro-SF and RAF were shown in Fig. 10 for some catchment case studies: two catchments located in plains, the Moselle at Custine (north-east of France) and the Herault at Gignac (Mediterranean area); two catchments in the Seine river basin, the Eure at Cailly-sur-Eure (with high groundwater influence) and the Seine at Paris (less influenced by groundwater); and, finally, two catchments located in mountainous regions, the Durance at Embrun (Southern Alps) and

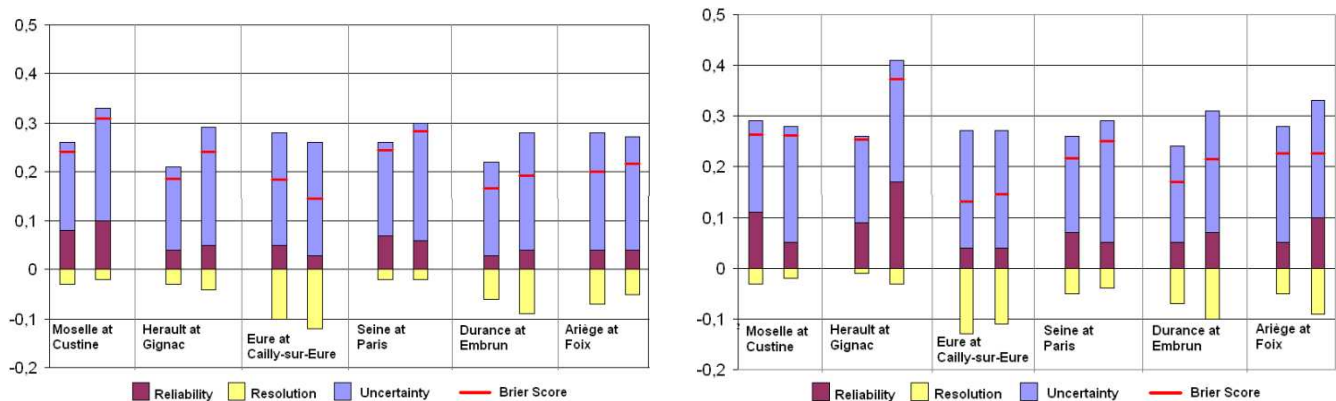


Fig. 10. Histograms of the decomposition of Brier Score (reliability, resolution, uncertainty) (A2) and Brier Score (A1) for river flow forecasts from RAF (left panel) and Hydro-SF (right panel) for Spring over the 1960–2005 period. Graphs show the results from 6 different river catchments for the upper (left bar) and lower (right bar) tercile categories.

Table 4. Brier score (Eq. A1) averaged over France from 1960 to 2005 for the spring period and the evolution for each month with the RAF experiment and Hydro-SF for SWI (Eq. 1) forecasts. RAF: Random Atmospheric Forcing; Hydro-SF: the hydrological seasonal forecasts.

	Tercile	March	April	May	spring
RAF	Upper	0.20	0.24	0.25	0.24
	Lower	0.20	0.23	0.24	0.23
Hydro-SF	Upper	0.22	0.25	0.26	0.24
	Lower	0.21	0.26	0.26	0.24

the Ariège at Foix (Pyrenees) (see Fig. 1 for gauging location). Firstly, Brier Scores showed a lower skill (higher values) for catchments located in plains than for mountainous catchments in both experiments. This observation was partly due to the resolution term as the worst resolution (smallest value) was for the river basins located over plains. Secondly, the uncertainty term was not very different from one experiment to another because it was based on the observed reference data. However, the reliability term (which should be small) was the term that changed most between the two experiments, at least for the lower tercile. For instance, for the Herault, Ariège and Durance catchments, all located in the south of France, the reliability worsened from 0.04 for RAF to 0.17, 0.1 and 0.07 respectively for Hydro-SF for the lower tercile. In contrast, the Moselle catchment in the north-west of France showed a decrease of BS from 0.1 to 0.05 for the lower tercile. This probably explained BSS features on Fig. 9. The skill worsening in the south of France for Hydro-SF thus appeared as a reliability problem, which was encouraging because we could expect to improve it using calibration of probabilities and more ensemble members in the future.

5 Discussions and conclusions

In this study, several numerical experiments covering a 46-year period were performed using the SIM hydrometeorological suite in order to investigate the sources of spring predictability of soil moisture and river flows over France. Obviously it should be relevant to use a large ensemble size for the experiments (e.g. Li et al., 2009 used 19 members and Wood and Lettenmaier, 2008 used 21 members).

However we used 9 randomly selected initial states and atmospheric forcings for RIS and RAF experiments, respectively. The objective of choosing 9 random members only is to keep those experiments fully consistent with Hydro-SF experiment that uses 9 members of the ENSEMBLES dataset. Consequently, we verified that our random selection did not bias the results toward drier or wetter year. We especially checked that dry or wet years were not over- or under-represented in the samples. Let's assume that a year is dry if it pertains to the driest 20 % of the sample (below lower quintile). These years are present in the random selection 18 % of the time. For the wetter years (above upper quintile), the percentage is 19.3 %. These values are not statistically different (95 % confident interval) from the 20 %, which suggests that the random selection did not generate biased samples.

Firstly, the main conclusions of this study allowed us to confirm that the snow cover initial state was by far the most important source of spring predictability in mountain areas. But the soil moisture and river flow predictive skill varied also among regions, according to climate and elevation. For instance, for medium-elevation mountains (Massif Central, Vosges) and high mountains in dry areas (south-east of the Pyrenees, Corsica) the influence of snow cover was significant on soil moisture but not on river flows. For the southern Alps and the rest of the Pyrenees, scores for both variables were significant at the seasonal scale. But scores were not significant over the Northern Alps, the most snowy area in

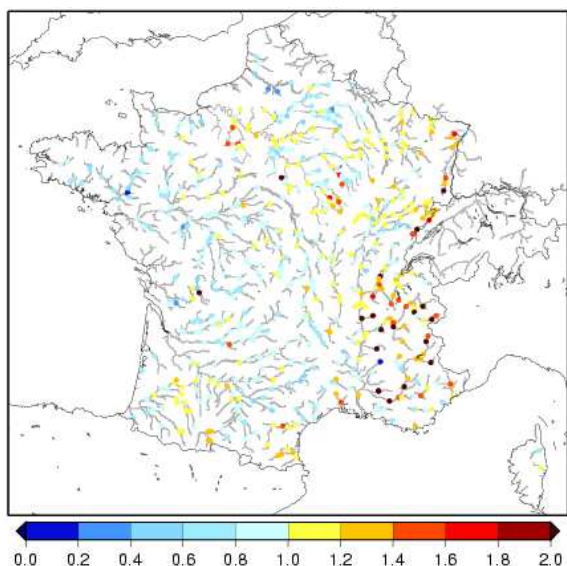


Fig. 11. Map representing ratios of river flow forecasted by the SIM model over river flow observed, calculated over the 1960–2005 period on Spring (March–April–May).

France, because of the delayed snowmelt in this region, with its maximum in June. The soil moisture and river flow predictive skill could therefore still prove significant with an extended forecast range in this region. Such a forecast, made possible by the 7-month forecast range of operational systems, is very promising, especially for the management of low-flow periods.

Secondly, the study showed that the presence of a deep aquifer could also be an important source of river flow predictability. The Seine aquifer system is the largest and deepest in France, with a great water holding capacity. While there was no impact on soil moisture forecasts over the catchment, the skill of river flow forecasts increased with the aquifer–river exchanges. In the eastern part of the basin (with higher amounts of precipitation), river flows are mostly influenced by runoff, whereas other tributaries are strongly influenced by the aquifer. It should be noted that results on the Seine cannot be generalized to other major aquifers. It is likely that the introduction of the Somme aquifer (north of Paris) into the model (Habets et al., 2010) will improve the results for this river and its tributaries because it belongs to the same hydrogeological unit. For alluvial aquifers, as shown for the Saône/Rhône aquifer already explicitly modelled, the signal will probably remain non-significant as the response of the aquifer is not delayed on a time scale relevant for spring seasonal forecasts.

Next, the present study showed that for most plains, the part of the skill associated with the soil moisture initial state was usually very low. Nevertheless, some specific regions were associated with a significant soil moisture skill. These were usually dry regions and/or regions with high vegetation and large soil reservoirs (e.g. the region south-west of Paris).

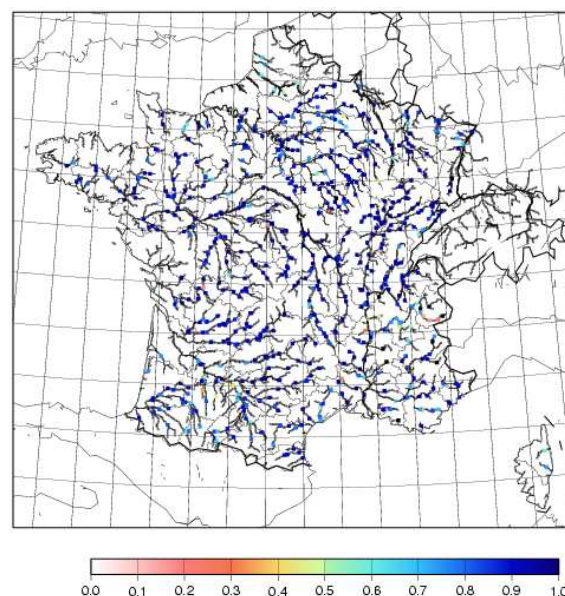


Fig. 12. Correlation maps of river flow between the SIM model and observations, calculated over the 1960–2005 period on Spring (March–April–May).

Finally, the use of meteorological forcings from ARPEGE-ENSEMBLES seasonal forecasts was then compared with a random forcing experiment. While a significant improvement of river flow skill could be observed in the north-east of France, scores reduced in the Mediterranean area. This can be explained by the worsening of seasonal atmospheric forecasts skill in the Mediterranean area of France.

In this study, we compared hydrological seasonal forecasts with its reference value obtained from SIM reanalysis, not from observations. The next step will be to compare hydrological seasonal forecasts with observations.

However, as a first step, we can study the behaviour of the SIM model compared with observed river flow in order to better characterize the reliability of the results. The discharge ratio in Spring (ratio of simulated vs. observed river flows) and the interannual correlation between simulated and observed spring mean river flows are shown on Figs. 11 and 12 respectively.

The first criterion qualifies the ability of SIM to reproduce the observed volume. Results are similar to already published comparisons over the whole year (Habets et al., 2008). The discharge ratio is generally close to 1, with some important exceptions on the Alps. It is partly the consequence of an accumulation of numerous dams used for hydropower production, thus influencing river flow observed. However as Lafaysse et al. (2011) showed, the overestimation of river flow over the Alpine region can also be explained by the grid discretization (the elevation range by each 8 km square grid is often wider than 1000 m). The consequence is

a poor estimation of meteorological variables (like snowfall), vegetation and snow cover. Moreover, in the Alpine region, the SIM model does not include water storage and release from aquifers nor ice melt from glaciers, inducing a time lag of snowmelt which occurs earlier in model results than in observations

The second criterion qualifies the ability of SIM to simulate the interannual variability. This criterion is very important in the framework of seasonal forecast. In most cases the correlation is very high (above 0.85), indicating that SIM is able to correctly predict this variability, even if the score on the discharge ratio is poorly simulated. For the Durance at Embrun, a typical Alpine river not influenced by dams, the discharge ratio is very poor (overestimation of 40 % of the discharge in Spring because of grid discretization and lack of local aquifers and glaciers in the model), while the interannual correlation on spring discharge with observation is 0.88. Hence, it is relevant to use SIM for seasonal prediction on this particular catchment.

6 Perspectives

All the above conclusions confirmed and extended the results of Céron et al. (2010) on selected basins. A number of perspectives can be envisaged based on the above conclusions.

First, this study confirmed the importance of the land surface initial state. Although we considered that the accuracy of the SIM suite was high for the simulation of the main components of the continental hydrological cycle at the scale of France (Habets et al., 2008), there is still room for improvement in its quality. This system will be completed in the future by new aquifers, which, hopefully, will lead to an improvement of scores in the corresponding regions, e.g. the Somme area (Habets et al., 2010) and the Rhine basin (Thierion et al., 2011). Improvements in the snow simulation can be achieved by taking better account of the orography over mountain catchments. Obviously, another source of improvement may lie in the assimilation of observed variables. The assimilation of remotely sensed soil moisture may be a good way to improve the soil moisture initial state (e.g. Draper et al., 2011). Concerning snow, a correct estimation of the snow cover amount is probably decisive (Wood and Lettenmaier, 2006), but space-based observations of the amount of snow in mountains are difficult to achieve and the representativeness of in situ observations is poor. The present approach based on the snow model of ISBA forced by a mesoscale meteorological analysis like SAFRAN that explicitly accounts for altitude effects may still be one of the best choices at these medium-range spatial scales.

Second, an extension to other seasons is needed. This first study was limited to the spring season in order to evaluate the skill associated with snow cover in comparison with the other sources of predictability. Spring is also a critical season for the onset of agricultural drought (Vidal et al., 2010b)

and accurate seasonal forecasts are therefore important in this time of year. However, for other seasons, the skill associated with the initial state might differ. In summer, the influence of the snow will probably remain significant – at least for June – in the Northern Alps, and large aquifers might improve the scores for river flows. In autumn and winter, the main sources of skill are hard to anticipate but we can infer that the atmospheric forcing might play a more important role than the initial state.

Third, the quality of atmospheric forcing may be improved by a refined downscaling of seasonal forecasts. In an additional experiment (not shown) based on the RAF experiment, we used all variables in the meteorological forcings of the randomly chosen year instead of only temperature and total precipitation. The only significant difference with RAF was an improvement in the shape of Talagrand diagrams (not shown), but other scores remained unchanged. This confirmed the crucial role of temperature and precipitation forecasts (including the snow/rain partition) in the forcing terms of the SVAT model. A downscaling approach based on weather types (Pagé et al., 2009) is planned in order to better account for large-scale atmospheric patterns. This method was developed by Boé et al. (2006) and validated using SIM over the Seine basin. It has also been applied for a climate impact assessment on hydrology over France (Boé et al., 2009) and is promising for applications in seasonal forecasting.

Another source of improvement of meteorological forcings would be the use of a multi-model approach, rather than the single ARPEGE model. In a second step, the multi-model approach should be expanded to the hydrological modelling step as it represents a major source of uncertainty in the forecasting suite. The ensembles technique could also be applied to the surface initial state in order to take account of the uncertainty of this component, which appears to be important, especially for mountainous areas.

Appendix A

Brier Score and its decomposition

The Brier Score (BS) quantifies the ability of an ensemble forecast to predict an exceedance (or non-exceedance) of a threshold. Indeed, BS is a quadratic measure of error in probabilistic forecasts (Mason, 2004) :

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (y_k - o_k)^2 \text{ with } 0 \leq BS \leq 1 \quad (A1)$$

with y_k the probability of the forecasted event, and o_k the actual outcome of the event at instant k (equal to 1 if the event is observed, equal to 0 if is not observed). N is the number of forecasting instances (Brier, 1950). Here, we consider three probability categories compared with the climatology as a reference (below normal, normal and above normal).

But BS can also be decomposed into three terms (Murphy, 1973): reliability, resolution and uncertainty as: $BS = \text{Reliability} - \text{Resolution} + \text{Uncertainty}$

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N n_k (y_k - \bar{o}_k)^2 - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N n_k (\bar{o} - \bar{o}_k)^2 + \bar{o} (1 - \bar{o}) \quad (A2)$$

with N , the number of forecasts issued; \bar{o} , the observed climatological frequency for the event to occur; n_k , the number of forecasts with the same probability category; \bar{o}_k , the corresponding observed frequency of the event.

Appendix B

Resampling method and student test

Following the BS description in Appendix A, we calculated y_k for the RAF experiment and y_k for Hydro-SF. Then, o_k was computed for SIM reanalysis. These calculations were done for all grid cells and stations each year over the 1960–2005 period and for both the upper and lower tercile. Secondly, 100 random samples of 40 BS from the 46 years were taken in order to calculate the BSS as written below :

$$BSS = 1 - \frac{BS_{\text{Hydro-SF}}}{BS_{\text{RAF}}} \text{ with } -\infty \leq BSS \leq 1. \quad (B1)$$

The size of the bootstrapped resampling was 40 years in order to ensure a sufficient diversity of samples. So, the 100 random sample BSS were used to calculate the average and the standard deviation before applying a Student test and a significance threshold of ± 1.6 with a degree of freedom of 90 % (as the bootstrapped BSS distribution is quite symmetrical, very close to the Gaussian assumption).

In order to compare time correlations between Hydro-SF and RAF, a random resampling was performed with the same methodology as for BSS. The averages of the hydrological (soil moisture and river flow) ensemble forecasts for each experiment and random resampling were computed over each grid cell and for each river station. These 100 random ensemble means of 40 out of 46 years allowed us to compute the average and the standard deviation in order to finally calculate the Student variable with a significance threshold of ± 1.6 with a degree of freedom of 90 %.

Acknowledgements. We acknowledge Météo-France and CNRM/GAME for supporting this study which is included in a PhD thesis.

Edited by: J. Seibert



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Alessandri, A., Borrelli, A., Navarra, A., Arribas, A., Déqué, M., Rogel, P., and Weisheimer A.: Evaluation of probabilistic quality and value of the ENSEMBLES multimodel seasonal forecasts: Comparison with DEMETER, *Mon. Weather Rev.*, 139, 581–607, doi:10.1175/2010MWR3417.1, 2011.
- Araghinejad, S., Burn, D. H., and Karamouz, M.: Long-lead probabilistic forecasting of streamflow using oceanatmospheric and hydrological predictors, *Water Resour. Res.*, 42, W03431, doi:10.1029/2004WR003853, 2006.
- Bader, J. C., Piedelièvre, J. P., and Lamagat, H. P.: Prévision saisonnière du volume de crue du Fleuve Sénégal: utilisation des résultats du modèle ARPEGE Climat, *Hydrolog. Sci. J.*, 51, 406–417, doi:10.1623/hysj.51.3.406, 2006.
- Bierkens, M. F. P. and Van Beek, L. P. H.: Seasonal predictability of European discharge: NAO and hydrological response time, *J. Hydrometeorol.*, 10, 953–968, doi:10.1175/2009JHM1034.1, 2009.
- Boé, J., Terray, L., Habets, F., and Martin, E.: A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling, *J. Geophys. Res.*, 111, D23106, doi:10.1029/2005JD006889, 2006.
- Boé, J., Terray, L., Martin, E., and Habets, F.: Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century, *Water Resour. Res.*, 45, W08426, doi:10.1029/2008WR007437, 2009.
- Bohn, T. J., Sonessa, M. Y., and Lettenmaier, D. P.: Seasonal Hydrologic Forecasting: Do multi-model ensemble averages always yield improvements in forecast skill?, *J. Hydrometeorol.*, 11, 1358–1372, doi:10.1175/2010JHM1267.1, 2010.
- Boone, A. and Etchevers, P.: An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface and macroscale hydrologic models, Part I: Local-scale evaluation at an alpine site, *J. Hydrometeorol.*, 2, 374–394, doi:10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2, 2001.
- Boone, A., Calvet, J. C., and Noilhan, J.: Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method, *J. Appl. Meteorol.*, 38, 1611–1630, doi:10.1175/1520-0450(1999)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2, 1999.
- Brier, G. W.: Verification of forecasts expressed in terms of probability, *Mon. Weather Rev.*, 78, 1–3, doi:10.1175/1520-0493(1950)078<0001:VOFEIT>2.0.CO;2, 1950.
- Céron, J. P., Tanguy, G., Franchistéguy, L., Martin, E., Regimbeau, F., and Vidal, J. P.: Hydrological seasonal forecast over France: feasibility and prospects, *Atmos. Sci. Lett.*, 18, 78–82, doi:10.1002/asl.256, 2010.

- Chiew, F. H. S., Zhou, S. L., and McMahon, T. A.: Use of seasonal streamflow forecasts in water resources management, *J. Hydrol.*, 270, 135–144, doi:10.1016/S0022-1694(02)00292-5, 2003.
- Cloke, H. L. and Pappenberger, F.: Ensemble flood forecasting: a review, *J. Hydrol.*, 375, 613–626, 2009.
- Douville, H.: Relative contribution of soil moisture and snow mass to seasonal climate predictability: a pilot study, *Clim. Dynam.*, 34, 797–818, doi:10.1007/s00382-008-0508-1, 2009.
- Draper, C. S., Mahfouf, J.-F., and Walker, J. P.: Root zone soil moisture from the assimilation of screen-level variables and remotely sensed soil moisture, *J. Geophys. Res.*, 116, D02127, doi:10.1029/2010JD013829, 2011.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., and Martin, E.: A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, *Ann. Glaciol.*, 18, 65–71, 1993.
- Etchevers, P., Golaz, C., and Habets, F.: Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin from 1981 to 1994, *J. Hydrol.*, 244, 60–85, doi:10.1016/S0022-1694(01)00332-8, 2001.
- Gobena, A. K. and Gan, T. Y.: Incorporation of seasonal climate forecasts in the ensemble streamflow prediction system, *J. Hydrol.*, 385, 336–352, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.03.002, 2010.
- Habets, F.: Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale: application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône, PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 1998.
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J.-P., Lacarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, C., and Vidal-Madjar, D.: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model, applied to the HAPEXMOBILHY area: Part 1. Model and database, *J. Hydrol.*, 217, 75–96, doi:10.1016/S0022-1694(99)00019-0, 1999a.
- Habets, F., Etchevers, P., Golaz, C., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., and Ottlé, C.: Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin, *J. Geophys. Res.*, 104, 31145–31172, doi:10.1029/1999JD901008, 1999b.
- Habets, F., Boone, A., Champeau, J. L., Etchevers, P., Leblois, E., Ledoux, E., Lemoigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Segui, P., Rousset-Regimbeau, F., and Viennot, P.: The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *J. Geophys. Res.*, 113, D06113, doi:10.1029/2007JD008548, 2008.
- Habets, F., Gascoin, S., Korkmaz, S., Thiéry, D., Zribi, M., Amraoui, N., Carli, M., Ducharne, A., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., Ottlé, C., and Viennot, P.: Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France), *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 99–117, doi:10.5194/hess-14-99-2010, 2010.
- Hesterberg, T. C., Moore, D. S., Monaghan, S., Clipson, A., and Epstein, R.: *Bootstrap Methodn.*, W. H. Freeman & Company, 2005.
- Kirtman, B. and Pirani, A.: WCRP position paper on seasonal prediction. Report from the First WCRP Seasonal Prediction Workshop, 4–7 June 2007, Barcelona, Spain, WCRP Informal Report No. 3/2008, ICPO Publication No. 127. 25 pp., 2008.
- Kirtman, B. and Pirani, A.: The state of the art of seasonal prediction. Outcomes and recommendations from the First World Climate Research Program Workshop on Seasonal Prediction, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 90, 455–458, doi:10.1175/2008BAMS2707.1, 2009.
- Koster, R. D. and Suarez, M. J.: Soil moisture memory in climate models, *J. Hydrometeorol.*, 2, 558–570, doi:10.1175/1525-7541(2001)002<0558:SMMICM>2.0.CO;2, 2001.
- Lafaysse, M., Hingray, B., Etchevers, P., Martin, E., and Obled, C.: Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin, *J. Hydrol.*, 403, 116–129, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.03.046, 2011.
- Ledoux, E., Girard, G., de Marsilly, G., and Deschenes, J.: Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and ground-water, in: *Unsaturated Flow Hydrologic Modeling: Theory and Practice*, Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 435–454, 1989.
- Li, H., Luo, L., and Wood, E. F.: Seasonal hydrologic predictions of low-flow conditions over eastern USA during the 2007 drought, *Atmos. Sci. Lett.*, 9, 61–66, doi:10.1002/asl.182, 2008.
- Li, H., Luo, L., Wood, E. F., and Schaake, J.: The role of initial conditions and forcing uncertainties in seasonal hydrologic forecasting, *J. Geophys. Res.*, 114, D04114, doi:10.1029/2008JD010969, 2009.
- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., and Burges, S. J.: A simple hydrologically-based model of land surface water and energy fluxes for GSMs, *J. Geophys. Res.*, 99, 14415–14428, 1994.
- Luo, L. and Wood, E. F.: Use of Bayesian merging techniques in a multimodel seasonal hydrologic ensemble prediction system for the Eastern United States, *J. Hydrometeorol.*, 9, 866–884, doi:10.1175/2008JHM980.1, 2008.
- Mason, S.: On Using “Climatology” as a Reference Strategy in the Brier and Ranked Probability Skill Scores, *Mon. Weather Rev.*, 132, 1891–1895, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1891:OUCAAR>2.0.CO;2, 2004.
- Materia, S., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Alessandri, A., and Navarra, A.: The sensitivity of simulated river discharge to land surface representation and meteorological forcings, *J. Hydrometeorol.*, 11, 334–351, doi:10.1175/2009JHM1162.1, 2010.
- Maurer, E. P. and Lettenmaier, D. P.: Potential effects of long-lead hydrologic predictability on Missouri River mainstem reservoirs, *J. Climate*, 17, 174–186, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0174:PEOLHP>2.0.CO;2, 2004.
- Murphy, A. H.: A new vector partition of the probability score, *J. Appl. Meteorol.*, 12, 595–600, doi:10.1175/1520-0450(1973)012<0595:ANVPOT>2.0.CO;2, 1973.
- Murphy, A. H.: A new decomposition of the Brier Score: Formulation and interpretation, *Mon. Weather Rev.*, 114, 2671–2673, doi:10.1175/1520-0493(1986)114<2671:ANDOTB>2.0.CO;2, 1986.
- Noilhan, J. and Planton, S.: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, 117, 536–549, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2, 1989.
- Pagé, C., Terray, L., and Boé, J.: Dsclim: A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology, Technical Report TR/CMGC/09/21, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS No1875, Toulouse, France, 2009.
- Palmer, T. N., Alessandri, A., Andersen, U., Cantelaube, P., Davey, M., Délecluse, P., Déqué, M., Díez, E., Doblas-Reyes, F. J., Feddersen, H., Graham, R., Gualdi, S., Guérémy, J. F., Hagedorn, R.,

- Hoshen, M., Keenlyside, N., Latif, M., Lazar, A., Maisonnave, E., Marletto, V., Morse, A. P., Orfila, B., Rogel, P., Terres, J. M., and Thomson, M. C.: Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to interannual prediction (DEMETER), *B. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 853–872, doi:10.1175/BAMS-85-6-853, 2004.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchistéguy, L., and Morel, S.: Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 47, 92–107, doi:10.1175/2007JAMC1636.1, 2008.
- Randrianasolo, A., Ramos, M. H., Thirel, G., Andréassian, V., and Martin, E.: Comparing the scores of hydrological ensemble forecasts issued by two different hydrological models, *Atmos. Sci. Lett.*, 11, 100–107, doi:10.1002/asl.259, 2010.
- Rousset, F., Habets, F., Gomez, E., Le Moigne, P., Morel, P., Noilhan, J., and Ledoux, E.: Hydrometeorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system, *J. Geophys. Res.*, 109, D14105, doi:10.1029/2003JD004403, 2004.
- Rousset-Regimbeau, F., Habets, F., Martin, F., and Noilhan, J.: Ensemble streamflow forecasts over France, *ECMWF Newsletter*, No. 111, ECMWF, Reading, UK, 21–27, 2007.
- Thierion, C., Longuevergne, L., Habets, F., Ledoux, E., Ack-erer, P., Majdalani, S., Leblois, E., Lecluse, S., Martin, E., Queguiner, S., and Viennot, P.: Assessing the water balance of the Upper Rhine Graben hydrosystem, *J. Hydrol.*, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.12.028, 2011.
- Thirel, G., Regimbeau, F., Martin, E., Noilhan, J., and Habets, F.: Short- and medium-range hydrological ensemble forecasts over France, *Atmos. Sci. Lett.*, 11, 72–77, doi:10.1002/asl.254, 2010.
- Vidal, J. P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyrou, J. M.: A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *Int. J. Climatol.*, 30, 1627–1644, doi:10.1002/joc.2003, 2010a.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Habets, F., Soubeyrou, J.-M., Blanchard, M., and Baillon, M.: Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 459–478, doi:10.5194/hess-14-459-2010, 2010b.
- Voirin-Morel, S.: Modélisation distribuée des flux d'eau et d'énergie et des débits à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne, PhD thesis, Université Paul-Sabatier, Toulouse, France, 2003.
- Weisheimer, A., Doblas-Reyes, F. J., Palmer, T. N., Alessandri, A., Arribas, A., Déqué, M., Keenlyside, N., MacVean, M., Navarra, A., and Rogel, P.: ENSEMBLES: A new multi-model ensemble for seasonal-to-annual predictions – Skill and progress beyond DEMETER in forecasting tropical Pacific SSTs, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L21711, doi:10.1029/2009GL040896, 2009.
- Wood, A. W. and Lettenmaier, D. P.: A test bed for new seasonal hydrologic forecasting approaches in the western United States, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 1699–1712, doi:10.1175/BAMS-87-12-1699, 2006.
- Wood, A. W. and Lettenmaier, D. P.: An ensemble approach for attribution of hydrologic prediction uncertainty, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14401, doi:10.1029/2008GL034648, 2008.

5.3 Quelques éléments complémentaires

5.3.1 Compléments pour les expériences de prévisibilité avec ARPEGE-ENSEMBLES (1960-2005)

❖ L'expérience complémentaire RAF-complet

Une expérience complémentaire à l'expérience RAF de l'article a été réalisée afin d'évaluer l'impact de l'utilisation de l'ensemble des forçages atmosphériques du modèle ISBA (incluant également le vent, l'humidité et le rayonnement) au lieu de la température et des précipitations seulement (FIG. 5.1). Cette expérience supplémentaire, appelée par la suite RAF-complet, a été effectuée dans le but d'évaluer si une amélioration des prévisions saisonnières de débits et d'humidité des sols était constatée dans le cas d'un forçage atmosphérique amélioré.

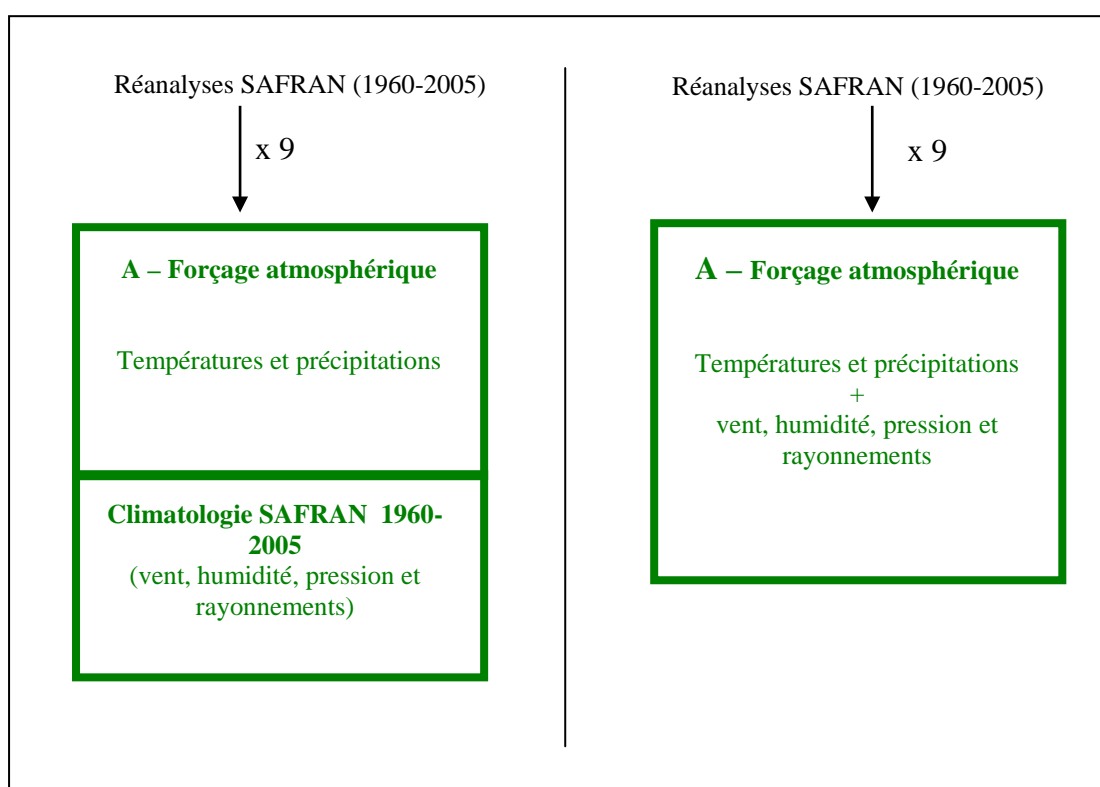


FIG. 5.1. Méthodologie de la constitution du forçage atmosphérique pour l'expérience RAF (gauche) et l'expérience complémentaire RAF complet (droite).

Les résultats des simulations et leurs scores n'ont cependant montré aucune différence significative entre l'expérience RAF et l'expérience RAF-complet, sur les débits et les SWI

sur la France métropolitaine pour le printemps. Seule la forme des diagrammes de Talagrand montrent une différence pour les SWI (FIG. 5.2).

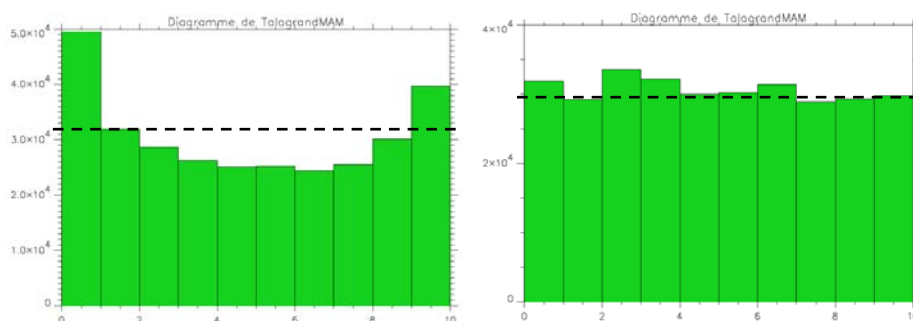


FIG. 5.2. Diagrammes de Talagrand de l'expérience RAF (gauche) et RAF-complet (droite) pour les SWI moyens trimestriels (MAM) en France pour la période 1960-2005. La ligne en pointillé représente le diagramme théorique.

Grâce à cette expérience complémentaire, nous pouvons donc confirmer qu'à cette échéance, pour la saison du printemps, les paramètres de températures et de précipitations totales sont les paramètres clés agissant sur les débits et l'indice d'humidité des sols en France. Les autres paramètres nécessaires en entrée d'ISBA (vent, humidité, rayonnements) n'influent pas sur les scores de débits et les SWI pour le trimestre étudié.

Ce constat a donc des conséquences pratiques pour la mise en opérationnel de la prévision d'ensemble, en réduisant fortement le volume de données de forçages nécessaires, et en facilitant les opérations de descente d'échelle nécessaires en amont des simulations hydrologiques.

❖ Evolution des scores mois par mois

Dans l'article, seuls les scores trimestriels ont été présentés. Or, nous avons également calculés des scores mensuels.

Sur la FIG. 5.3, nous pouvons voir que l'expérience RAF simule mieux les SWI pour le mois de Mars que pour les autres mois, la qualité des prévisions se dégradant avec l'échéance.

Nous pouvons donc en conclure que l'humidité du sol ne persiste globalement sur la France qu'environ deux mois, puisque l'initialisation de l'état initial du sol (incluant l'humidité du sol) se fait le 31 Janvier, et qu'au mois de Mars de bon scores sont obtenus sur la quasi-totalité de la France avec un état initial du sol réel (expérience RAF). Les régions

montagneuses de haute altitude ont cependant des scores qui restent significatifs jusqu'en Mai, en liaison avec la couverture neigeuse, qui a tendance à prolonger la prévisibilité de ce paramètre. Ceci nous est confirmé dans le cas de l'expérience RIS. En effet, les scores de corrélations temporelles (FIG 5.3) sont non significatifs sur les hautes montagnes (surtout les Alpes) jusqu'en Avril, alors que les autres régions sont dominées par de très fortes corrélations montrant l'importance dominante du forçage atmosphérique dans la prévision saisonnière des SWI au printemps.

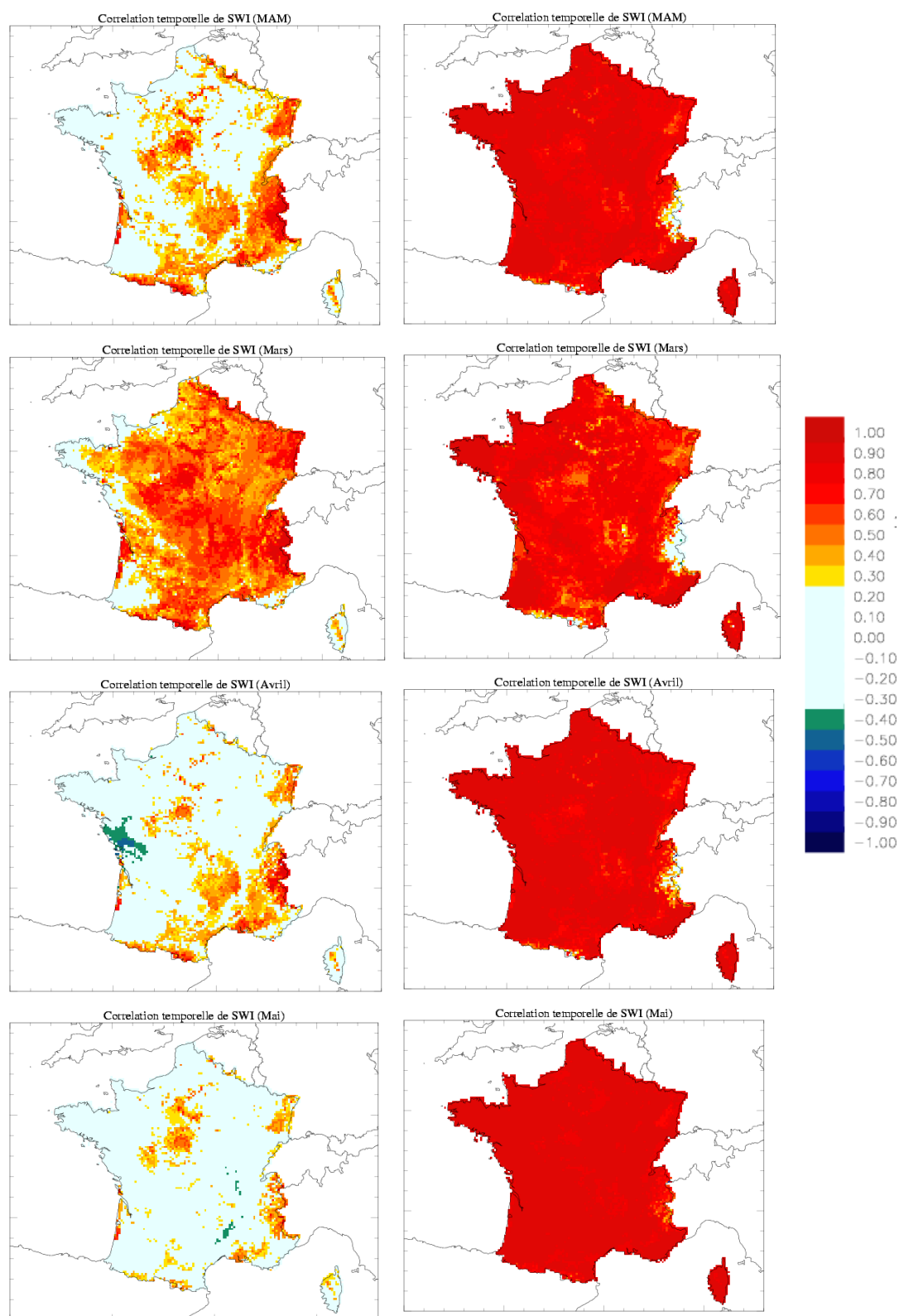


FIG. 5.3. Corrélations temporelles des SWI moyens en France pour l'expérience RAF (gauche) et RIS (droite) pour le trimestre Mars-Avril-Mai, puis les mois de Mars, Avril et Mai sur la période 1960-2005

5.3.2 Amélioration du forçage atmosphérique : ajustement du seuil de discrimination pluie/neige

Comme nous l'avons vu dans la section 3.5.1., la chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF utilise un seuil de température pour discriminer la pluie de la neige à 0.5°C, une fois la descente d'échelle spatiale réalisée. Or, il a été constaté que la pluie est surestimée tandis que la neige est sous-estimée [Tanguy, 2008].

Afin de corriger la surestimation de la pluie et la sous-estimation de la neige, nous avons donc réalisée 4 expériences avec la chaîne de prévision saisonnière hydrologique. Chacune des expériences utilise ainsi un seuil de discrimination pluie/neige différent : 0.5 °C (version utilisée jusqu'à présent), 1°C, 1.5°C et 2°C.

Sur la FIG. 5.4, nous pouvons observer les diagrammes de Talagrand pour la pluie et la neige pour les 4 expériences avec le forçage atmosphérique issu du modèle ARPEGE-ENSEMBLES sur la période passée de 1960 à 2005 et le trimestre Mars-Avril-Mai.

Les diagrammes de Talagrand, pour la pluie et pour tous les seuils de discrimination pluie/neige, montrent des diagrammes en forme de L caractéristiques d'une surestimation des pluies. Par contre, si nous regardons les diagrammes de Talagrand pour la neige, nous pouvons constater que :

- les diagrammes correspondants aux seuils de discrimination pluie/neige à 0.5 et 1 °C sont en forme de J, caractéristiques d'une sous-estimation de la neige ;
- le diagramme correspondant à un seuil de discrimination pluie/neige à 2°C, montre une légère surestimation de la neige ;
- le diagramme correspondant à un seuil de discrimination pluie/neige à 1.5 °C, montre pour la neige un diagramme plus équilibré.

Même si les pluies restent surestimées, le changement du diagramme de Talagrand au seuil de partition entre la pluie et la neige avec une température de 1.5°C, nous laisse donc supposer que ce seuil gagnerait à être utilisé pour ne pas sous-estimer la neige au printemps par rapport au seuil précédent fixé à 0.5°C.

De plus, le seuil de 1.5 °C est déjà utilisé dans la descente d'échelle des précipitations par type de temps en France [Pagé et al., 2010], et s'est révélé comme optimum dans une analyse discriminante entre température à deux mètres et observation de la neige, étude réalisée dans le cadre du projet Optima (communication personnelle J.P. Céron).

Par contre, il existe toujours une surestimation globale des pluies en France même si le seuil de discrimination pluie/neige est modifié (FIG. 5.4). En fait, les précipitations totales sont globalement surestimées en France par la chaîne Hydro-SF.

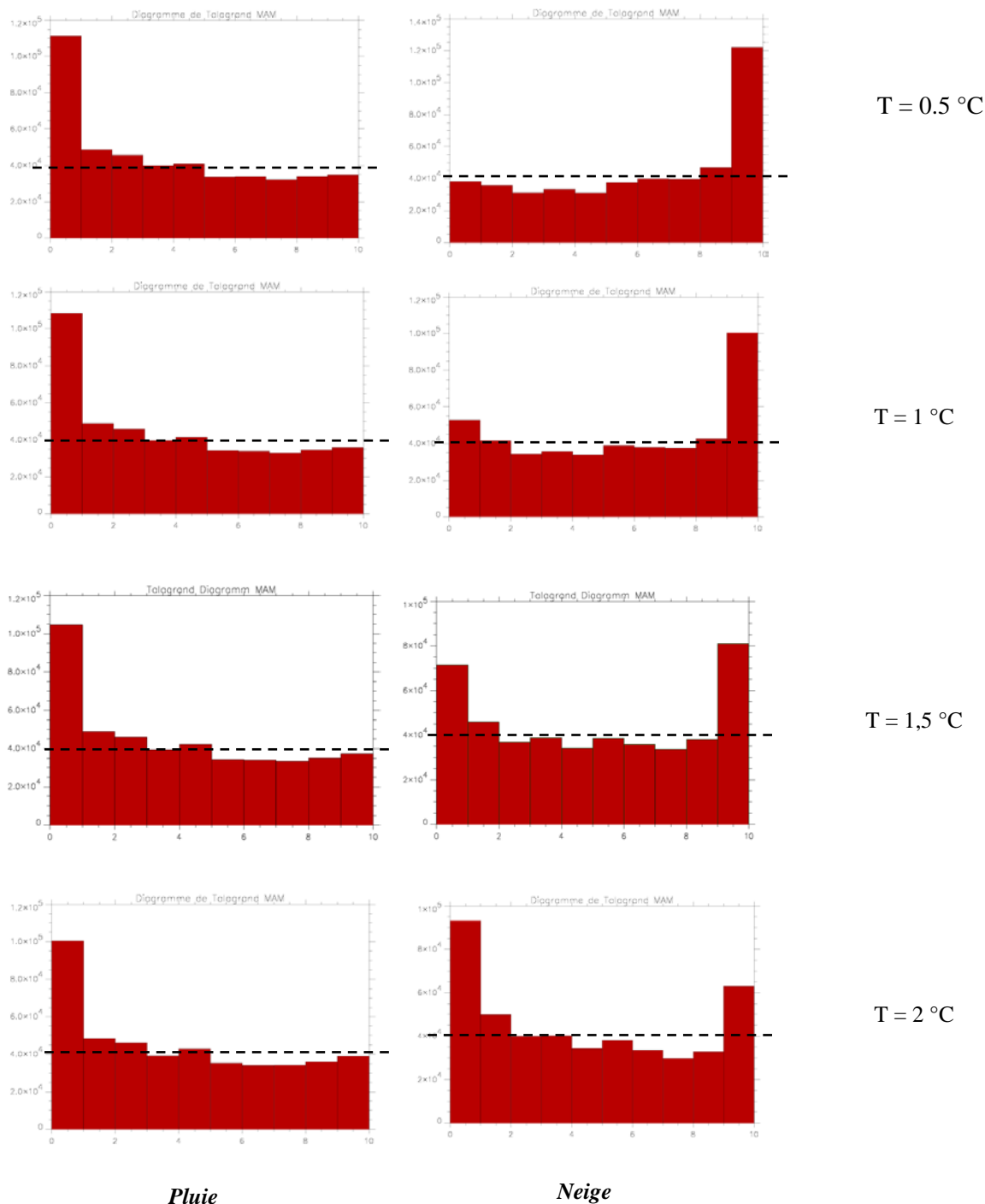


FIG. 5.4. Diagrammes de Talagrand du cumul de pluie et de neige pour les différents seuils de discrimination pluie/neige testés en France métropolitaine avec le modèle ARPEGE-ENSEMBLES sur le trimestre Mars-Avril-Mai (1960-2005). La ligne en pointillé représente le diagramme théorique.

5.3.3 Utilisation d'une autre version du modèle ARPEGE

5.3.3.a Expériences de prévisibilité avec ARPEGE-DEMETER (1971-2001)

Avant de réaliser les expériences aléatoires de prévisibilité sur la période 1960-2005 avec le modèle ARPEGE du projet ENSEMBLES, les expériences RAF (« Random Atmospheric Experiment ») et RIS (« Random Initial State ») ont été réalisées avec une version plus ancienne du modèle ARPEGE, utilisé dans le projet DEMETER [Palmer et al., 2004] sur la période 1971-2001 (appelé par la suite ARPEGE-DEMETER).

En effet, les premiers objectifs étaient alors d'avoir un premier aperçu sur la prévisibilité du système hydrologique en France pour le printemps, tout en disposant d'une référence de prévisions saisonnières hydrologiques sur une même période [Tanguy, 2008 ; Céron et al., 2010] ; mais aussi de commencer, parallèlement, à évaluer l'apport de la prévision saisonnière sur les débits et l'humidité des sols.

Lors de ces premières expériences avec le modèle ARPEGE-DEMETER, nous avons d'abord étendu l'étude des débits de 4 stations [Tanguy, 2008 ; Céron et al., 2010] aux 883 disponibles.

Les résultats ont alors montré que, pour la moyenne de l'ensemble et pour les 9 membres simulés (exemple de scores FIG. 5.5) :

- (i) de meilleurs scores sont obtenus pour le mois de Mars que pour le trimestre du printemps et les mois d'Avril et de Mai, montrant un intérêt pour la prévision mensuelle hydrologique (il reste toutefois à déterminer l'utilité de ces prévisions à cette échéance) ;
- (ii) des comportements différents sont observés entre les bassins versants situés en plaine et bassins versants de haute montagne (Alpes du Sud et Pyrénées). En effet, en plaine alors que l'importance du forçage atmosphérique domine, sur les reliefs on observe clairement un effet important de la neige ;
- (iii) un comportement différent pour le bassin de la Seine est observé.

Une fois ces résultats validés sur la période 1971-2001, nous avons donc refait ces expériences avec la version plus récente du modèle ARPEGE du projet ENSEMBLES [Weisheimer et al., 2009].

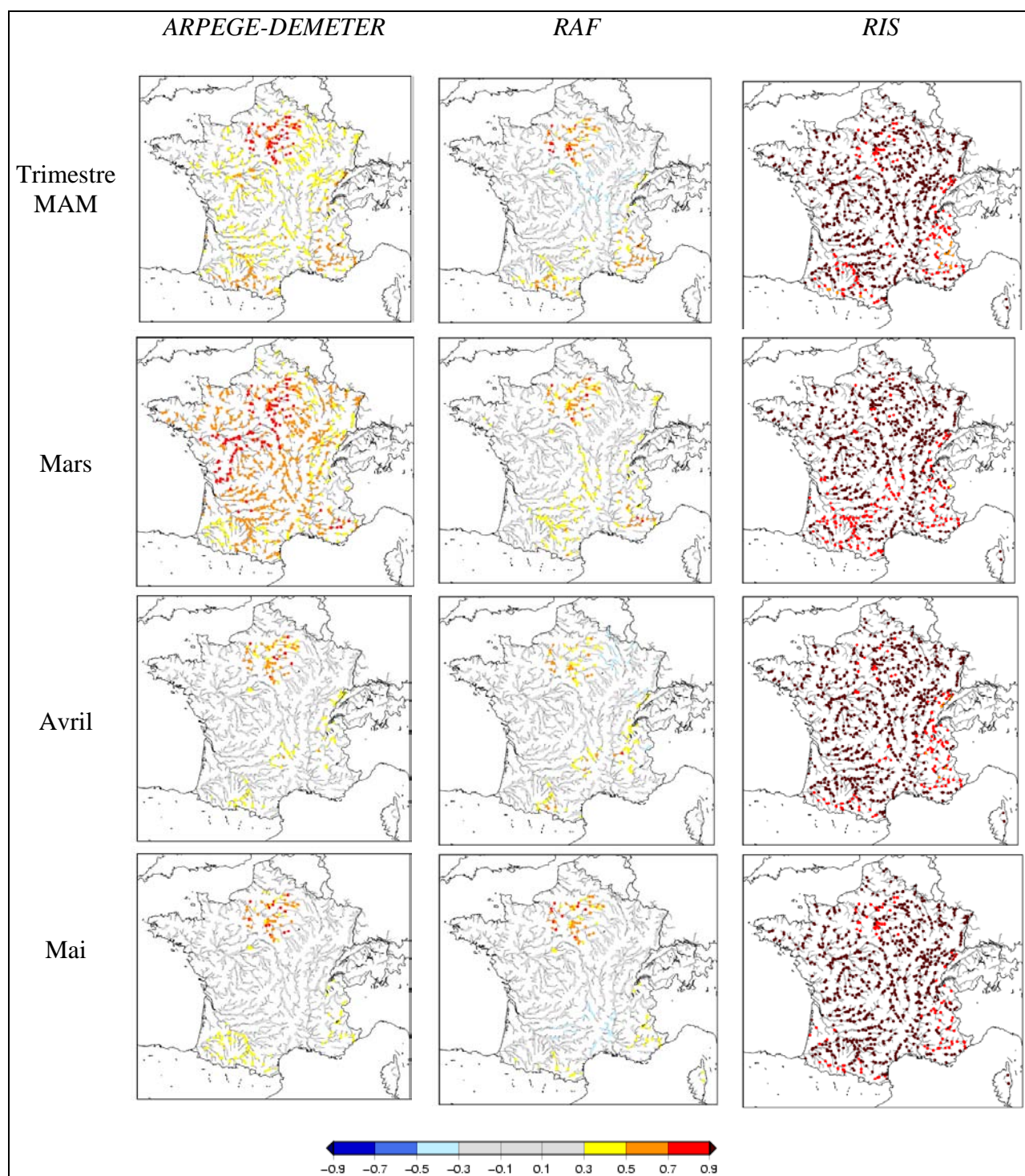


FIG. 5.5. Cartes de corrélations temporelles significatives entre les débits moyens simulés et les débits issus des réanalyses SIM sur les 883 stations en France (mensuels pour les mois et trimestriels pour la saison du printemps) sur la période 1971-2001.

Ce choix a été fait car ARPEGE-ENSEMBLES est plus proche du modèle de prévision saisonnière opérationnel (ARPEGE-SYSTEM3) utilisé à Météo-France (cf. sect. 5.3.3.b),

mais aussi car la période de prévisions passées est plus grande : de 1960 à 2005 pour ARPEGE-ENSEMBLES au lieu de 1971 à 2001 pour ARPEGE-DEMETER.

5.3.3. b Evaluation des forçages atmosphériques ARPEGE-DEMETER, ARPEGE-ENSEMBLES et ARPEGE-S3 (1979-2001)

Le SYSTEM3 du modèle ARPEGE, appelé par la suite ARPEGE-S3, est la version du modèle ARPEGE-climat qui tourne de façon opérationnelle à Météo-France. Le modèle est en fait composé de 41 membres, créés à partir de 41 conditions initiales différentes : 8 différentes conditions atmosphériques extraites des analyses opérationnelles du CEPMMT associées à des analyses océaniques. Le modèle est alors lancé une fois par mois sur une période de 7 mois maximum. Par contre, l'expérience de référence (prévision passée) est élaborée sur la période 1979-2007 avec 11 membres.

Les scores sur les forçages atmosphériques des différentes versions du modèle de prévision saisonnière ARPEGE ont été calculés en France sur le trimestre du printemps dans un objectif d'évaluation des simulations. Pour le modèle ARPEGE-S3, pour une meilleure comparaison entre les scores, seuls 9 membres sont pris en compte pour le calcul des scores.

Les variables atmosphériques d'ARPEGE-DEMETER sont mieux simulées que dans ARPEGE-ENSEMBLES et ARPEGE-S3. Sur la FIG.5.6, nous pouvons observer les scores de Brier (BS), fiabilité et résolution pour les terciles supérieur et inférieur de chaque version du modèle. Ainsi, nous observons bien qu'ARPEGE-DEMETER obtient de meilleurs résultats sur les BS et fiabilité par rapport aux deux autres versions plus récentes du modèle ARPEGE (excepté sur le tercile inférieur pour le cumul de neige sur le trimestre printanier).

Actuellement, aucune explication n'a encore pu être trouvée à la meilleure simulation du modèle ARPEGE issu du projet DEMETER que du projet ENSEMBLES et du système opérationnel.

Sur la FIG. 5.6, nous pouvons également remarquer que les scores des simulations du modèle ARPEGE-ENSEMBLES sont plus proches des scores des simulations du modèle opérationnel ARPEGE-SYSTEM3.

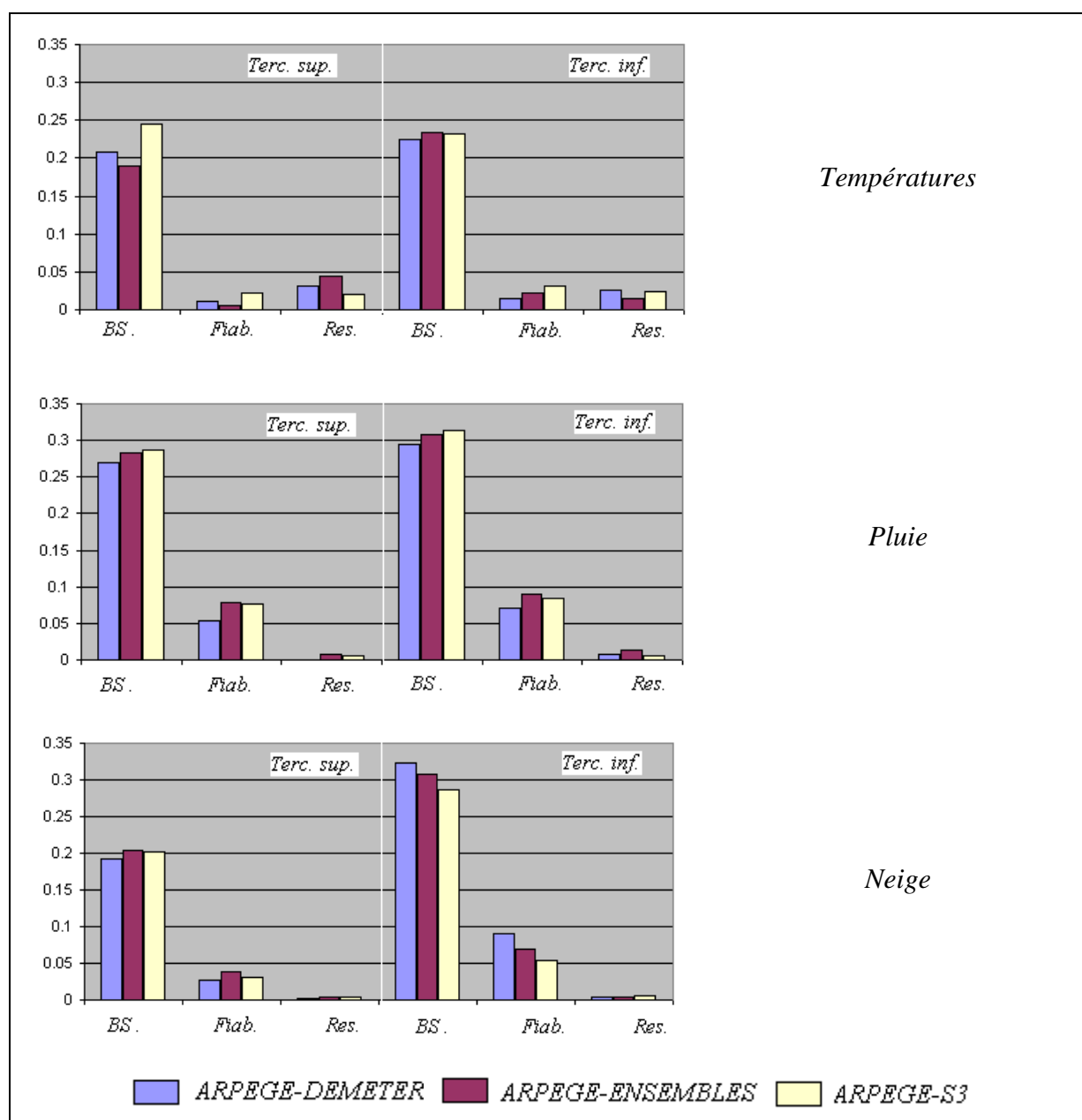


FIG 5.6 Histogrammes des scores de Brier (BS), fiabilité et résolution pour ARPEGE-DEMETER, ARPEGE-ENSEMBLES, ARPEGE-S3 pour la température moyenne, le cumul de pluie et le cumul de neige sur la France, pour le trimestre MAM sur la période commune 1979-2001

5.4 Conclusion

L'article paru dans *Hydrology and Earth System Sciences (HESS)* [Singla et al., 2012] a montré la réalisation de plusieurs expériences sur une période de 46 ans (de 1960 à 2005) grâce au modèle hydrométéorologique SIM.

Les principaux objectifs étaient tout d'abord d'évaluer les sources de prévisibilité du système hydrologique au printemps en France métropolitaine, mais aussi d'essayer d'évaluer l'apport de la prévision saisonnière de climat pour la prévision saisonnière des débits et de l'humidité des sols.

Les résultats ont alors montré que :

- (i) la couverture neigeuse était la principale source de prévisibilité des débits et de l'humidité des sols en zone de montagne, même si l'altitude et le climat sont à prendre en compte : la fonte des neiges dans les Pyrénées et les Alpes du Sud se fait en effet en Mai, alors qu'elle se fait généralement plutôt en juin dans les Alpes du Nord [Singla et al., 2012] ;
- (ii) l'aquifère profond sur le bassin de la Seine a un impact important sur la prévisibilité des débits ;
- (iii) la prévisibilité du système hydrologique en zone de plaine provient essentiellement du forçage atmosphérique et principalement de la température et des précipitations totales, excepté quelques régions locales sèches et/ou avec beaucoup de végétation et d'importants réservoirs en eau dans le sol (comme la région au Sud-Ouest de Paris) ;
- (iv) le modèle climatique de prévision saisonnière apporte de l'information sur toute la zone Nord-Est de la France, mais dégrade les scores en zone méditerranéenne par rapport à l'expérience du forçage atmosphérique aléatoire.

Cette étude confirme donc les études de Tanguy [2008] et de Céron et al. [2010] sur la faisabilité d'une prévision saisonnière hydrologique, mais apporte également plus d'informations sur les sources de prévisibilité du système hydrologique en France métropolitaine à l'échelle de la saison pour le printemps (Mars-Avril-Mai).

Des travaux complémentaires ont aussi été menés sur les différents mois du trimestre, montrant logiquement une dégradation des scores avec l'échéance, sauf pour les zones concernées par une couverture de neige significative. Nous avons aussi constaté que les scores du mois de Mars étaient supérieurs aux scores sur le trimestre Mars-Avril-Mai, montrant peut-être un intérêt pour la prévision mensuelle hydrologique, qui reste à confirmer avec d'autres initialisations et d'autres saisons et dont l'utilité doit être identifiée.

Sur les zones de montagne dont la neige impacte principalement l'humidité des sols et les débits au printemps grâce à la contribution de la fonte des neiges à cette période, une bonne estimation des conditions initiales est donc primordiale. Pour cela, une assimilation de la neige pourrait être une solution mais resterait difficile à mettre en place, notamment à cause de la difficulté à obtenir des observations de la couverture neigeuse en montagne.

Par contre, pour le bassin de la Seine, très influencé par la variabilité lente de la nappe, une assimilation de la hauteur de la nappe serait probablement efficace pour une meilleure estimation et donc des scores de prévisions améliorés.

Lors de ces travaux, nous avons également répondu à d'autres problématiques posées dans les études précédentes sur la prévision saisonnière hydrologique, et plus en particulier sur le forçage atmosphérique [Tanguy, 2008 ; Céron et al., 2010].

En effet, nous avons tout d'abord noté que l'utilisation des forçage de température et des précipitations seulement ne dégradait pas les scores par rapport à une utilisation de l'ensemble des termes de forçage nécessaire au modèle de transfert de surface ISBA (vent, humidité, rayonnements et pression). Cette situation a des conséquences importantes pour une mise en opérationnel de cette prévision.

Puis, nous avons constaté que dans la chaîne de prévision actuelle, le seuil critique de température pour la discrimination pluie/neige (0.5°C) était sous évalué. Dans la suite de l'étude, le seuil de 1.5°C , qui est plus adapté sera donc utilisé.

De plus, la prévisibilité du système hydrologique en zone de plaine provenant principalement du forçage atmosphérique montre qu'une amélioration des scores dans ces régions, ne pourra se faire qu'à travers l'amélioration du forçage atmosphérique.

Enfin, nous avons constaté une faible dégradation des scores de la prévision d'ensemble atmosphérique avec l'évolution des systèmes de prévision (DEMETER → ENSEMBLES), les scores du modèle ARPEGE-ENSEMBLES restant tout de même

proche des scores du modèle opérationnel ARPEGE-S3 de Météo-France. Cependant, les meilleurs résultats du modèle ARPEGE-DEMETER n'ont pas trouvé d'explications.

Cette étude a été réalisée dans la continuité des travaux et s'est donc intéressée à la saison du printemps. Cependant les scores de prévision saisonnière dépendent des saisons. Il sera donc important de regarder pour l'été, l'évolution des scores de prévision saisonnière hydrologique pour la gestion des bas débits. Nous pouvons tout de même émettre deux hypothèses :

- l'influence de la nappe devrait augmenter, puisque l'apport des précipitations aux débits des rivières sera plus faible ;
- les scores de débits sur les Alpes du Nord devraient être augmenté grâce au pic de fonte des neiges qui a lieu au mois de Juin.

Cette étude ouvre donc des perspectives importantes en terme de prévision saisonnière hydrologique.

Dans la suite, nous allons orienter nos travaux selon deux axes :

- l'amélioration du forçage météorologique : outre le changement du seuil de température pluie/neige, une méthode de descente d'échelle spatiale plus élaborée que celle utilisée actuellement sera testée. Ce sera l'objet du chapitre suivant ;
- la poursuite des études de faisabilité pour d'autres saisons, en priorité l'été, dans le but d'évaluer l'apport de Hydro-SF pour la prévision et la gestion des bas débits.

Chapitre 6

La descente d'échelle des prévisions saisonnières

L'utilisation hydrologique de prévisions saisonnières de climat issues de modèles dynamiques nécessite des méthodes de régionalisation ou de descente d'échelle spatiale (ou encore désagrégation).

En effet, le modèle dynamique est un modèle global (MCG) souvent couplé océan-atmosphère, qui demande de grands coûts de calcul du fait de sa complexité. Le modèle fonctionne donc à des résolutions spatiales limitées : la résolution typique de la composante atmosphérique du MCG est d'environ 200 km tandis qu'en hydrologie la résolution spatiale généralement requise est plus forte, pouvant aller jusqu'à un kilomètre.

Ainsi, la faible résolution des MCG pose différents problèmes :

- les phénomènes physiques se déroulant à une échelle inférieure à la maille du modèle ne peuvent être pris en compte que grâce à des paramétrisations. Or, les paramétrisations induisent des biais qui peuvent être importants ;
- les contraintes physiographiques locales et leurs impacts à l'échelle des bassins versants ne sont pas pris en compte : par exemple, à une résolution spatiale de 250 km, le Massif Central et les Pyrénées n'existent pas. La mauvaise représentation du relief a donc un impact sur le climat régional simulé à l'échelle de la France.

Nous avons vu, lors des premiers travaux de thèse dans le chapitre précédent, que la prévisibilité du forçage atmosphérique pour les zones de plaine en France métropolitaine était primordiale pour la prévision saisonnière hydrologique au printemps. Même si nous avons déjà amélioré les prévisions de neige grâce à la correction du seuil de température critique pluie/neige dans la chaîne Hydro-SF (cd sect. 5.3.2.), nous allons maintenant nous intéresser à l'utilisation d'une méthode de descente d'échelle plus élaborée pour essayer d'améliorer les scores du forçage atmosphérique et donc les prévisions saisonnières hydrologiques en plaine en France.

L'objectif principal de ce chapitre est donc de tester une autre méthode plus complexe que celle utilisée jusqu'à présent dans la chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF (sect. 5.3.1.a). Ainsi, nous comparons directement les résultats des prévisions saisonnières désagrégées avec cette nouvelle méthode (DSCLIM) et les résultats des prévisions saisonnières désagrégées avec l'ancienne méthode.

Dans une première partie, des généralités et une revue des différentes méthodes d'échelle appliquées seront réalisées. Plusieurs méthodes, plus ou moins complexes, de descente d'échelle existent et ont principalement été développées dans le cadre d'études d'impact du changement climatique, mais aussi dans le cadre de prévisions à court et moyen terme. Bien que nous parlions de ces modèles dans un premier temps, nous insisterons plus précisément sur les méthodes appliquées dans le cas de la prévision saisonnière hydrologique.

Ensuite, dans une deuxième partie, nous aborderons la nouvelle méthode de descente d'échelle statistique testée dans le cadre de cette thèse : l'outil DSCLIM, basé sur la méthode des types de temps et analogues [Pagé et al., 2010]. Nous verrons alors l'intérêt éventuel d'utiliser cette méthode ainsi que son adaptation à la chaîne Hydro-SF.

Finalement, dans la dernière partie, nous commenterons les résultats décrivant l'impact de DSCLIM sur les prévisions saisonnières atmosphériques (température, pluie et neige) puis hydrologiques (humidité des sols et débits), à l'aide du modèle ARPEGE-ENSEMBLES pour le printemps (1960-2005). Nous comparerons alors ces résultats aux simulations désagrégées par la méthode plus simple et utilisée jusqu'à présent dans la chaîne Hydro-SF.

6.1 Théorie et généralités

Deux types d'approche de descente d'échelle existent : l'approche dynamique et l'approche statistique.

6.1.1 Les méthodes dynamiques

Les méthodes dynamiques consistent à utiliser des modèles atmosphériques similaires aux MCG mais avec une résolution spatiale plus forte : ce sont les Modèles Régionaux de Climat (MCR) (une revue des différentes méthodes dynamiques est réalisée dans Laprise, [2008]). Ces modèles ont surtout été développés dans le cadre des études d'impact du changement climatique. Il est possible de les regrouper en trois types.

La première méthode dynamique consiste à utiliser un MCG à très haute résolution et couvrant l'ensemble du globe, mais sur une courte durée du fait du coût des calculs. Ainsi des expériences de courte durée (10 ans) ont été réalisées avec ARPEGE à une résolution de 50 km [Chauvin et al., 2006].

Une autre solution est d'utiliser les MCG, mais avec une maille variable qui permet de zoomer sur la zone à étudier : ARPEGE a ainsi été utilisé de cette manière sur l'Europe et la mer Méditerranée [Déqué et al., 2007].

Enfin, un MCR est utilisé sur un domaine réduit, et est forcé aux limites par les sorties d'un MCG : on parle alors de modèle à aire limitée (LAM) [Somot et al., 2008].

Ces MCR possèdent donc une meilleure résolution spatiale (souvent entre 25 et 50 km) et peuvent atteindre la douzaine de km [Colin, 2011]).

Cette approche dynamique permet donc de mieux représenter les processus physiques et dynamiques d'échelle inférieure à celle des MCG, elle a donc été très utilisée dans le cadre de prévisions à court et moyen terme, mais aussi dans le cadre d'études d'impact du changement climatique, notamment pour le modèle ARPEGE [Chauvin et al., 2006 ; Déqué et al., 2007 ; Somot et al., 2008].

Cependant, l'approche dynamique reste beaucoup moins développée à l'échelle de la saison [Nobre et al., 2001 ; Druyan et al., 2002 ; Misra et al., 2003 ; Diez et al., 2005 ; Diez et al., 2011]. Nous pouvons remarquer que les trois premières études ont été réalisées en Amérique du Sud, du fait de la bonne prévisibilité due au phénomène ENSO.

En prévision saisonnière hydrologique, très peu de MCR ont été utilisées, comme en Amérique du Sud [Block et al., 2009] et aux USA [Kim et al., 2000 ; Leung et al., 1999].

En Europe, des MCR ont été utilisés pour désagréger les précipitations [Diez et al., 2005 ; Diez et al., 2011]. Par exemple, Diez et al. [2011] utilisent 5 membres des prévisions passées du dernier modèle de prévision d'ensemble du CEPMMT sur une période de 21 ans (1981-2001), pour forcer le MCR RCA (« The Rossby Centre ») pour les saisons de l'automne et du printemps. Ils montrent ainsi que le MCR apporte de l'information aux prévisions saisonnières de précipitations sur certains endroits en Espagne. De plus, pour profiter de la prévisibilité du MCR RCA et de celle du MCG du CEPMMT, les simulations des deux systèmes de prévisions d'ensemble sont combinées. Les résultats obtenus restent toutefois similaires aux résultats des simulations du RCA.

Finalement, les MCR restent peu utilisés en prévision saisonnière et prévision saisonnière hydrologique à cause de leur coût et temps de calcul très élevés. De plus, les variables météorologiques simulées par les MCR sont souvent fortement biaisées (biais du MCR s'ajoutant au biais du MCG) et ont de grandes contraintes pour leur mise en opérationnel. Une autre solution alternative existe alors : réaliser une désagrégation de type statistique.

6.1.2 Les méthodes statistiques

L'approche statistique de désagrégation reprend le même principe que pour les prévisions saisonnières réalisées avec une approche statistique : le climat à l'échelle locale ou régionale (variables prédictands, à prévoir) peut être expliqué par une ou plusieurs variables atmosphériques de grande échelle (prédicteurs).

Il est donc supposé que les prédicteurs ont un lien fort avec le climat régional sur la zone d'étude considérée, mais qu'ils sont aussi simulés de façon réaliste par les modèles climatiques.

❖ Méthode Perfect-Prognostic (PP) et Model Output Statistics (MOS)

La première méthode statistique développée fut la méthode « Perfect Prognostic » : en fonction du prédictand, une régression linéaire ou multiple (ou autres méthodes plus

complexes comme le réseau de neurones) est appliquée. Les équations statistiques sont ainsi construites entre les données observées (ou analysées) du prédictand (variable locale à prévoir) et les données du prédicteur (variable de grande échelle). Par exemple, dans le Nord de l'Italie, le géopotential à 500hPa (Z500) et la température à 850 hPa (T850) sont utilisées pour prévoir les précipitations et les températures maximum et minimum régionales [Pavan et al., 2005].

Ce type de prévisions est cependant sensible aux erreurs du modèle correspondant au champ du prédicteur choisi. La solution est alors de développer des équations statistiques entre le prédictand et le champ modélisé du prédicteur choisi [Wilks, 1995]. Ainsi, les erreurs systématiques du modèle peuvent être automatiquement prises en compte, il s'agit de la technique de Model Output Statistics (MOS).

Une des méthodes les plus utilisées et faciles à appliquer est la méthode des corrections de biais. Ce type de méthode statistique a beaucoup été utilisée aux USA pour la prévision saisonnière hydrologique [Wood et al., 2005 ; Wood and Lettenmaier, 2006]. Le biais moyen du modèle de climat est calculé par rapport à une série d'observations sur une période de contrôle. La correction de biais est alors calculée sur les données mensuelles issues du MCG et plus précisément sur la distribution de probabilité de la variable à désagréger. Ensuite, une descente d'échelle spatiale à $1/8^\circ$ est réalisée par une interpolation linéaire des anomalies mensuelles des prévisions avec un ajustement des moyennes mensuelles de la climatologie, ceci afin d'obtenir des prévisions mensuelles de températures et de précipitations totales. Cette étape se termine ensuite par la désagrégation temporelle des données mensuelles en données journalières.

Dans Céron et al.[2010], c'est une méthode simple de descente d'échelle spatiale et temporelle qui est aussi appliquée sur les prévisions de températures et de précipitations du modèle ARPEGE à partir de la méthode développée sur la prévision des débits à moyen terme [Rousset-Regimbeau et al., 2007]. Nous rappelons ici que cette simple désagrégation est réalisée par le calcul d'anomalies standardisées et une interpolation basée sur l'inverse de la distance au carré (cf. sect. 3.4.1.). Cette méthode, qui reste simple, suffit alors pour obtenir de meilleurs scores que les simulations brutes, sur le forçage atmosphérique mais aussi sur les débits des rivières au printemps [Tanguy, 2008].

D'autres types de méthodes statistiques sont aussi réalisées telles que les analyses de décomposition en valeur singulière [Feddersen and Andersen, 2005]. Les auteurs montrent ainsi que ce type de désagrégation statistique apporte de l'information significative sur les

températures à 2 mètres et les précipitations totales par rapport à la climatologie du modèle, notamment en Amérique du Nord et en Europe.

Au Canada, il a été montré que les corrélations entre la prévision moyenne de débits désagrégée par une méthode Model Output Statistic (MOS) est meilleure que pour les prévisions d'ensemble brutes [Gobena and Gan., 2010].

La méthode de descente d'échelle permet donc une augmentation de la résolution spatiale des précipitations et de la température aux moyennes latitudes, mais elle permet en plus d'apporter de l'information par rapport à des sorties brutes des MCG.

D'autres méthodes statistiques beaucoup plus complexes existent : comme la méthode Bayésienne, appliquée aux USA [Luo et al., 2007 ; Luo and Wood, 2008], mais aussi en Amérique du Sud [Coelho et al., 2006] ; ou encore la méthode des générateurs de temps [Schoof et al., 2009], et la méthode des analogues et types de temps [Frias et al., 2010].

Ici, nous allons nous attarder sur la méthode des analogues et types de temps, puisqu'il s'agit de celle que nous utiliserons ensuite dans cette thèse.

❖ Classification par types de temps / analogues

Premièrement, la méthode des analogues est basée sur l'idée que le climat de grande échelle produit les mêmes effets à l'échelle locale. Pour connaître la valeur de la variable à prévoir (prédicte) pour un jour donné, connaissant le climat de grande échelle associé (prédicteur), on recherche alors le jour avec le type de circulation atmosphérique le plus proche dans le passé.

Cette méthode fut d'abord utilisée pour étudier la prévisibilité atmosphérique [Lorenz, 1969], et ensuite appliquée à la descente d'échelle [Zorita et al., 1995 ; Zorita and von Storch, 1999 ; Buishand and Brasma, 2001 ; Obled et al, 2002 ; Paquet, 2004 ; Dubus et al., 2009].

Deuxièmement, il est possible de regrouper les jours observés en un nombre fini de types de temps discrets, selon la similarité de leur situation synoptique. Cette classification par type de temps peut alors se faire de façon automatique, comme par exemple avec l'algorithme du K-mean souvent utilisé [Michelangeli et al., 1995]. Les propriétés du climat régional sont ainsi assignées en fonction de l'appartenance de la circulation d'un jour donné à tel ou tel type de temps, par exemple par rééchantillonnage.

Cette méthode a été développée et validée dans le cadre d'études d'impact du changement

climatique en France au CERFACS, notamment avec le modèle hydrométéorologique SIM [Boé et al., 2006 ; Boé et al., 2009]. C'est cette méthode qui sera décrite dans la section 6.2.

6.1.3 Avantages et inconvénients de l'approche dynamique et de l'approche statistique

La contrainte majeure de la descente d'échelle statistique est la nécessité de disposer de données observées de bonne qualité, aux échelles spatiales et temporelles correspondantes à l'utilisation des prévisions saisonnières. En effet, les méthodes de descente d'échelle statistique sont en pratique calibrées et validées à partir des prédicteurs fournis par des réanalyses atmosphériques (ou des prévisions passées), puis appliquées sur les sorties des MCG. Une période de temps suffisamment longue est donc requise pour avoir une robustesse des résultats. Pour l'approche dynamique, même si les observations ne sont pas nécessaires, si une correction de biais est réalisée ensuite, les observations seront aussi indispensables.

La principale contrainte pour l'approche dynamique est son coût très élevé en calculs. De plus, même si la résolution spatiale est augmentée, dans le cas de désagrégation dynamique, elle reste limitée par la résolution du MCR. Interpoler à plus petite échelle est encore faisable, mais d'autres techniques de spatialisation sont alors nécessaires pour prendre en compte la variabilité sous-maille, compliquant encore plus la désagrégation.

Par contre la descente d'échelle statistique possède l'avantage d'être une méthode simple et facile d'application. Cependant, avant de l'utiliser, il est nécessaire de bien comprendre les mécanismes physiques reliant le climat de grande échelle et le climat régional pour pouvoir ensuite les traduire de façon statistique. De plus, quelques hypothèses sont faites :

- les prédicteurs de grande échelle sont appropriées pour la problématique étudiée au niveau régional/local et ils sont simulés de façon réaliste par le modèle de climat ;
- la relation statistique entre le prédicteur et le prédicteur reste valide dans un climat perturbé (changement climatique) même si cette hypothèse ne peut être vérifiée.

Dans cette thèse, nous avons choisi d'utiliser une désagrégation statistique, puisque cette approche reste simple et facile à utiliser. De plus, nous disposons de données de bonne qualité

sur une longue période pour le calibrage et la validation de la descente d'échelle : les réanalyses NCEP pour les variables de grande échelle [Saha et al., 2010] et les réanalyses SAFRAN pour les variables régionales [Vidal et al., 2010a]. Parmi les méthodes de descente d'échelle statistique, nous avons choisi la méthode DSCLIM, basée sur la classification par types de temps et analogues car : cette méthode s'applique pour chaque saison séparément et peut donc très bien s'adapter à la prévision saisonnière ; la méthode a été validée pour les précipitations en France avec le modèle hydrométéorologique SIM [Boé, 2007].

6.2 Descente d'échelle statistique par type de temps et analogues avec DSCLIM sur le printemps en France métropolitaine

❖ Description

Ici, nous allons brièvement présenter la descente d'échelle par type de temps et analogues utilisée dans cette thèse grâce au logiciel développé par le CERFACS : DSCLIM (pour plus de détails de cette méthode, le lecteur peut se référer au document technique : Pagé et al.[2010] disponible sur internet via : http://www.cerfacs.fr/~page/dsclim/dsclim_doc-latest.pdf, mais aussi à Boé [2007]).

Sur la FIG. 6.1, un schéma résumant la méthodologie de DSCLIM est présenté.

Comme nous l'avons précédemment dit dans la section 6.1.3., une longue série de données homogènes est nécessaire. Ici la méthode s'appuyant sur des données journalières, la base de données est donc constituée de variables disponibles au pas de temps journalier. De plus, cette méthode est réalisée pour chaque saison de l'année séparément.

La méthodologie est séparée en deux phases : une phase d'apprentissage et une phase de descente d'échelle.

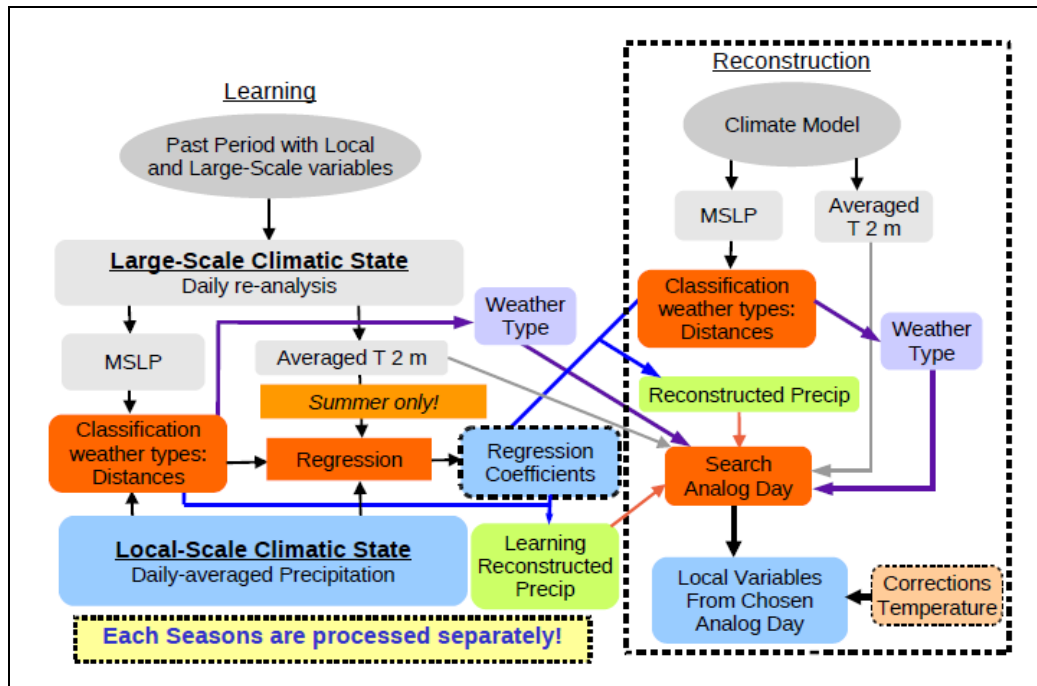


FIG. 6.1. Schéma décrivant la descente d'échelle statistique de types de temps/analogues décrite dans Pagé et al. [2010]

La phase d'apprentissage est réalisée sur une période passée (de préférence de 25 ans minimum) au pas de temps journalier avec les MSLP (pressions au niveau de la mer) et les températures à 2 mètres (T2m) comme variables de grande échelle, et les précipitations totales comme variable régionale/locale.

Les anomalies de MSLP (MSLP désaisonnalisées et retranchées par la climatologie calendaire des champs), provenant des réanalyses journalières NCEP [Saha et al., 2010], sont lissées par un filtre de Hanning sur une fenêtre de 60 jours. Les champs de MSLP sont ensuite transformés par une Analyse en Composantes Principales sur le domaine défini par Boé [2007] et présenté sur la FIG. 6.2. Cette opération est également réalisée sur les précipitations totales (Ptot) quotidiennes, issues des réanalyses SAFRAN [Vidal et al., 2010a]. Les 10 premières composantes principales (CP) des MSLP et des Ptot forment ainsi un espace à 20 dimensions, dans lequel les jours de l'archive sont classés en différents types de temps par l'algorithme du k-means (le nombre de classes étant déterminé a priori). Les types de temps et leurs centres de gravité (correspondant au champ moyen de MSLP) sont alors déterminés. De plus, chaque jour de la période d'apprentissage est repéré par les distances euclidiennes entre le champ de MSLP du jour et les champs moyens des différents centroïdes. Une fois les distances euclidiennes calculées, la distance à tous les types de temps pour chaque jour est ensuite déterminé. Parallèlement, les T2m sont moyennées sur la région étudiée.

Les distances aux types de temps pour chaque jour, sont ensuite utilisées dans une équation de régression avec les précipitations locales, pour calculer les coefficients de régression qui seront alors utilisées dans la phase de désagrégation. La régression permet ainsi de reproduire à la fois la variabilité des précipitations entre les différentes classes et la variabilité intra-type.

La phase de désagrégation (ou reconstruction) consiste alors à utiliser les MSLP et T2m simulés par un modèle de climat sur la même région que celle utilisée lors de la phase d'apprentissage, soit sur une période de contrôle, soit sur une période future.

Pour chaque jour désagrégé, la température est moyennée sur la région, et l'anomalie de MSLP est utilisée pour calculer le type de temps et les distances aux types de temps déterminés lors de la phase d'apprentissage. Le jour désagrégé appartient alors au type de temps dont le centroïde est le plus proche. Les coefficients de régression précédemment calculés pendant la phase d'apprentissage sont ensuite utilisés pour reconstruire les Ptot. Les Ptot reconstruites (avec les T2m moyennes sur la région) sont alors utilisées pour chercher le jour analogue en les comparant à chaque jour de la phase d'apprentissage. De plus, une correction de la température est réalisée : quand la différence de température absolue est plus grande que 2°C entre les T2m moyennes du modèle climatique et la température issue des réanalyses du jour analogue, le jour analogue est corrigé par la différence de température.

Enfin, un jour est aléatoirement choisi par les plus proches analogues, et toutes les variables météorologiques (par exemple, ceux qui sont nécessaires à l'entrée d'ISBA : vent, pression, humidité et rayonnements) du jour retenu sont ainsi utilisées comme scénario météorologique pour le jour désagrégé. Ce choix introduit donc un second processus stochastique dans DSCLIM, même si la recherche d'analogues est restreinte à une période de l'année de plus ou moins 10 jours autour du jour étudié pour ainsi assurer la cohérence physique de variables très influencées par la saison (rayonnement).

Enfin, le partage de entre la pluie et la neige est réalisé suivant un seuil de température de 1.5 °C (cf. étude réalisée dans sect. 5.3.2.).

❖ **Validation et choix de certains paramètres**

La validation de cette méthode a été réalisée dans Boé et al [2006], Boé [2007], Boé and Terray [2008a,b] en France sur le bassin de la Seine, puis sur l'ensemble du territoire dans le cadre d'études d'impact du changement climatique, notamment sur les débits. DSCLIM a

ainsi été évalué sur la période 1970-2005.

Boé [2007] a calculé des corrélations entre les précipitations quotidiennes reconstruites et observées sur la France sur cette période. Elles sont en moyenne de 0.33 sur tout le pays, avec de meilleurs scores dans le Nord et l'Ouest de la France en hiver, et des scores qui se dégradent au contraire en été sur le pourtour méditerranéen.

Ces résultats sont obtenus avec certains choix sur : la variable de grande échelle, le domaine spatial de classification pour cette variable de grande échelle, le domaine spatial de classification pour les précipitations, le nombre de classes et la définition des saisons.

A l'époque, Boé [2007] avait retenue la variable du MSLP essentiellement pour une question de disponibilité dans les modèles de climat utilisés. Dans cette thèse, nous avons choisi de garder dans un premier temps cette variable de grande échelle.

Plusieurs domaines de classification de la variable de grande échelle ont été testés. Un domaine trop élargi dégrade la performance de DSCLIM [Boé, 2007]. Le domaine sur la FIG. 6.2 a ainsi été choisi, et c'est celui que nous conserverons lors de cette étude.

Pour les précipitations, l'ensemble de la France a été prise en compte, mais il est possible d'utiliser d'autres domaines différents adaptés à la région étudiée. Notre étude conservera l'ensemble de la France métropolitaine puisqu'il s'agit de la région étudiée.

Le nombre de classes a été traité de manière approfondie par Christiansen [2007]. Boé [2007] utilise entre 9 et 10 classes par saison. Par défaut, nous les conserverons.

Enfin, les saisons définies comme les saisons standards (DJF, MAM, JJA, SON) conviennent parfaitement dans le cadre de la prévision saisonnière, sachant qu'ici la saison étudiée est celle de MAM.

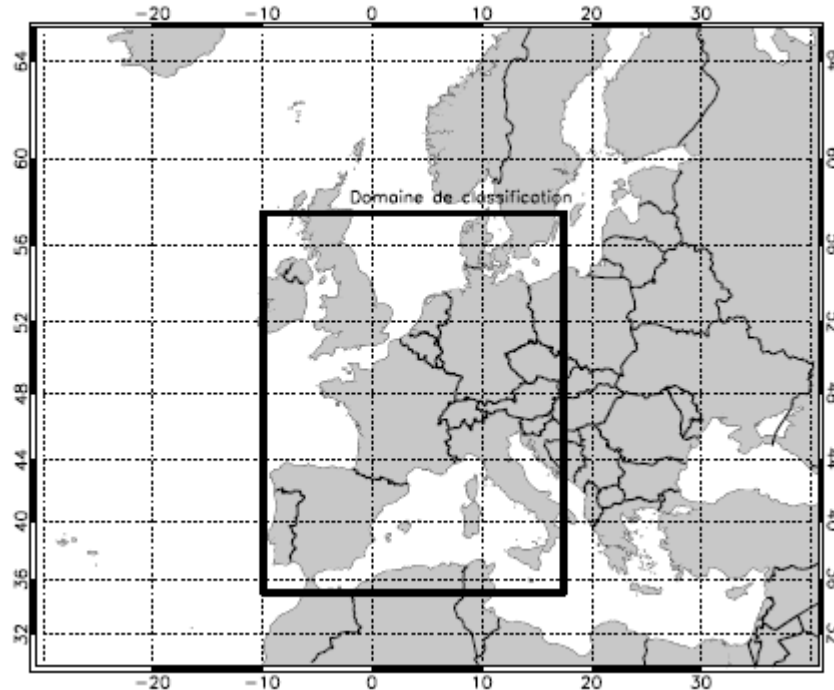


FIG. 6.2. Domaine géographique de grande échelle servant à la classification des types de temps [Boé, 2007]

❖ Adaptation à la prévision saisonnière hydrologique pour le printemps avec le modèle ARPEGE-ENSEMBLES

Dans la FIG. 6.3., nous pouvons voir le schéma présentant la méthodologie DSCLIM adaptée à la prévision saisonnière dans cette thèse.

La méthodologie reste la même que l'originale présentée dans la FIG. 6.1, par contre pour la phase de désagrégation/reconstruction, on utilise les MSLP et T2m du modèle ARPEGE-ENSEMBLES préalablement utilisé pour l'étude de prévisibilité en France (cf. chapitre 5 et Singla et al. [2012]). La période de reconstruction/désagrégation est ainsi réalisée sur l'entière période de disponibilité du jeu de données de prévisions passées : 1960-2005. Ce sont donc les simulations saisonnières des MSLP et les T2m qui sont utilisées pour la désagrégation proprement dite sur la saison du printemps seulement (MAM). Aussi, le modèle de climat possédant 9 membres, la méthode DSCLIM est alors appliquée pour chaque membre de prévision.

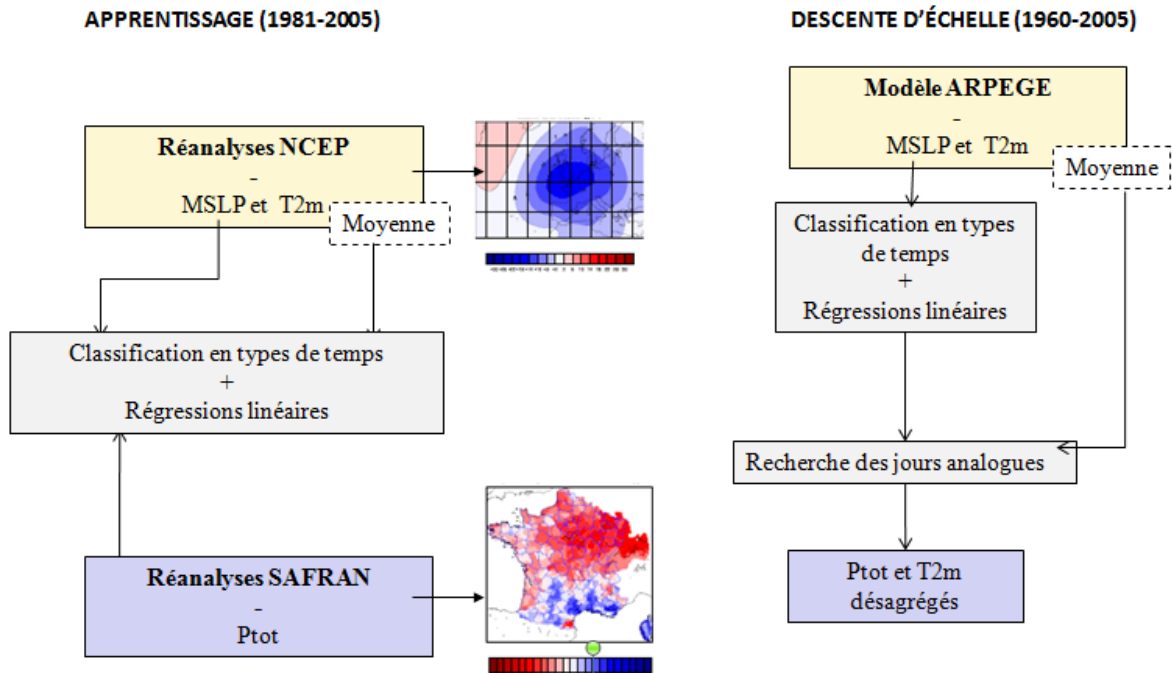


FIG. 6.3. Schéma décrivant DSCLIM appliqué dans cette thèse pour la prévision saisonnière pour la saison du printemps uniquement pour chaque membre

6.3 Impact de DSCLIM sur les prévisions saisonnières atmosphériques : comparaison avec une descente d'échelle simple

Nous avons vu précédemment, quelle était la méthodologie de DSCLIM.

Ce qui nous intéresse dans cette thèse, c'est d'évaluer l'apport de DSCLIM, méthode plus complexe par rapport à la méthode de descente d'échelle utilisée jusqu'à maintenant dans la chaîne Hydro-SF (basée sur une interpolation spatiale et le calcul d'anomalies standardisées, cf. sect. 3.5.1.a), et qui sera appelée par la suite méthode simple.

Dans cette section, les scores calculés seront donc des scores de comparaison (cf sect. 4.3) sur les forçages atmosphériques de température, de pluie et de neige sur la période 1960-2005 pour le trimestre MAM. La comparaison des scores entre les deux méthodes de descente d'échelle (DSCLIM et méthode simple) est donc réalisée grâce à la méthode de ré-échantillonnage ou « bootstrap » avant d'utiliser la variable de comparaison de la valeur des fréquences indésirables avec un seuil établi à 30 % (cf. détails dans la section 4.3).

Pour les scores déterministes, la comparaison entre variables désagrégées par DSCLIM et variables désagrégées par la méthode simple se fera sur la moyenne d'ensemble des corrélations temporelles, du MSE et ses composantes (cf. sect. 4.2), tandis que pour les scores probabilistes, la comparaison se fera grâce au BSS (cf. sect. 4.3). Ainsi, quand les scores sont positifs (orange sur les cartes), cela signifie donc que la méthode DSCLIM est pour la simulation saisonnière de la variable concernée que la méthode simple ; quand les scores sont négatifs (bleu foncé sur les cartes), cela signifie au contraire que la méthode simple est meilleure que DSCLIM ; et enfin, quand les deux méthodes de descente d'échelle donnent des résultats similaires avec le seuil choisi, les régions seront représentées en bleu clair sur les cartes.

6.3.1 Les températures

❖ Scores déterministes

Sur la FIG. 6.4a, les corrélations temporelles de la moyenne de l'ensemble des prévisions saisonnières ARPEGE-ENSEMBLES avec la méthode de descente simple sont représentées. Nous observons ainsi des corrélations temporelles significatives en France surtout en zone de plaine. En effet, les zones de relief (Alpes, Pyrénées, Massif Central, Jura et Vosges) ne présentent aucun score significatif.

Si nous regardons à présent la variable de comparaison entre les corrélations temporelles des températures désagrégées avec la méthode de descente d'échelle DSCLIM et celles désagrégées avec la méthode de descente d'échelle simple appliquée auparavant, nous pouvons observer que globalement sur la France, les résultats ne sont pas différents, excepté sur quelques régions très localisées sur le trimestre Mars-Avril-Mai (FIG 6.4b).

En ce qui concerne les variables de comparaison entre les MSE et le terme de biais (FIG. 6.5), nous pouvons ainsi observer que les termes de biais sont majoritairement positifs tandis que le MSE reste globalement négatif. Ceci s'explique par les termes de corrélations et d'amplitudes qui restent eux négatifs. Ils sont donc détériorés par DSCLIM par rapport à la méthode de descente d'échelle simple (FIG. 6.6).

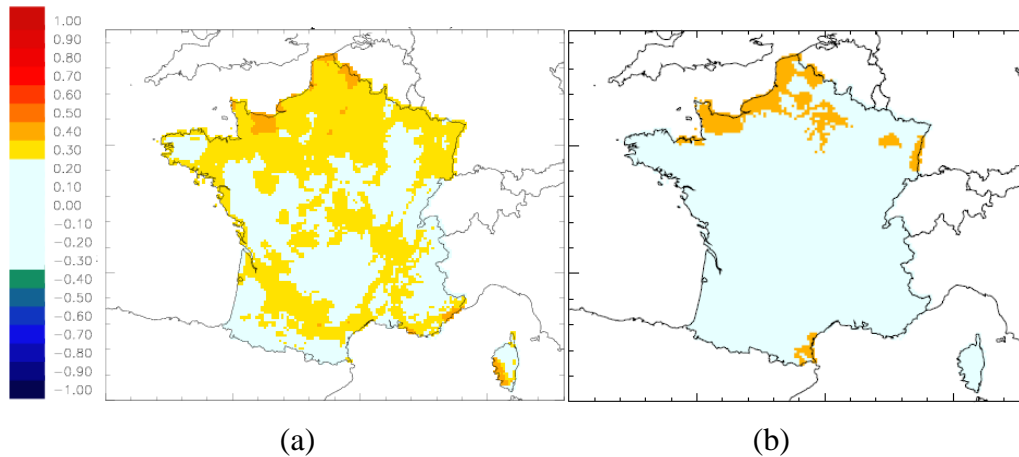


FIG. 6.4. (a) : Corrélations temporelles des températures moyennes du trimestre MAM avec méthode de descente d'échelle simple. (b) Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 ΔR pour les températures moyennes du trimestre MAM (cf. détails sect. 4.3).

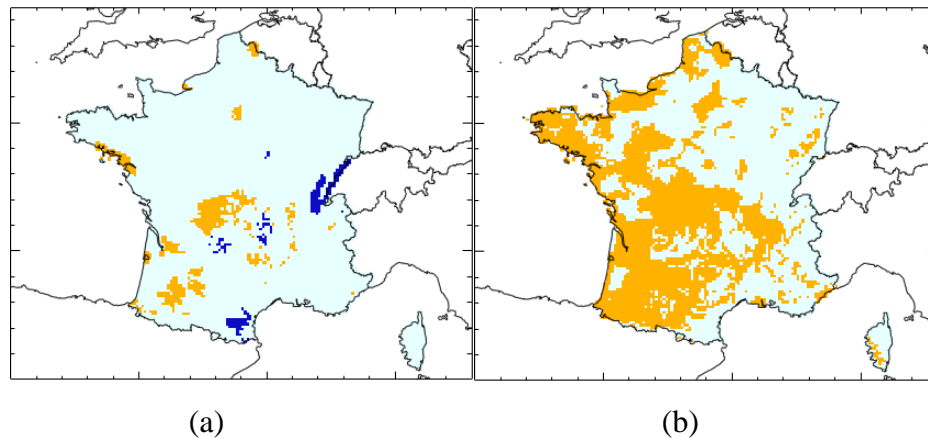


FIG. 6.5 Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 variables de comparaison pour les températures moyennes du trimestre MAM pour le MSE (a) et le terme de biais (b) (cf. détails sect. 4.3).

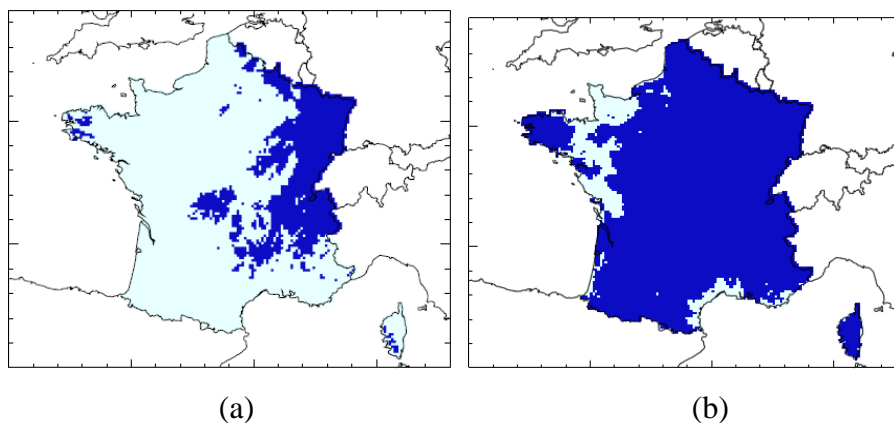


FIG. 6.6 Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 variables de comparaison pour les températures moyennes du trimestre MAM pour les termes de corrélation (a) et d'amplitude (b) (cf. détails sect. 4.3).

❖ Scores probabilistes

Les cartes de variable de comparaison des BSS montrent des différences entre les deux méthodes de descente d'échelle (FIG. 6.7).

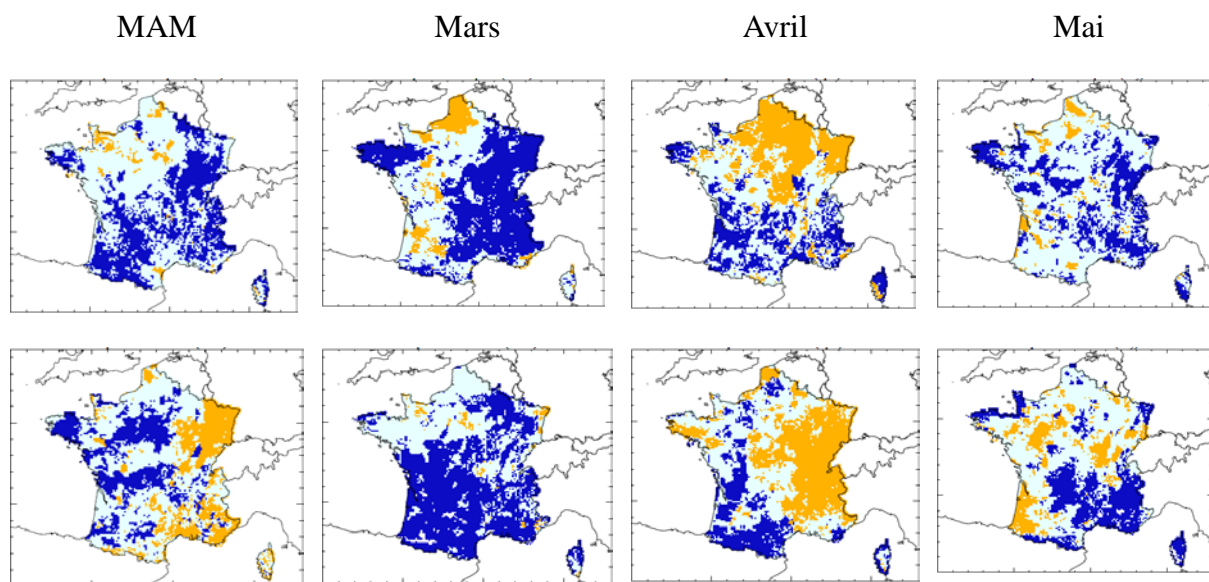


FIG. 6.7 Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 variables de comparaison de BSS pour les terciles supérieur (haut) et inférieur (bas) pour les températures moyennes du trimestre MAM.

Pour le tercile supérieur, la descente d'échelle DSCLIM dégrade globalement les BSS en France sur le trimestre MAM. Par contre, si nous observons les scores mensuels, nous remarquons que DSCLIM améliore les scores sur la pointe Nord en Mars et surtout en Avril.

Pour le tercile inférieur, les résultats diffèrent par rapport à ceux observées sur le tercile supérieur. Sur le trimestre du printemps, DSCLIM est meilleure sur le Nord-Est de la France, et sur les régions bordant la Mer Méditerranée. Lorsque nous observons l'évolution mois par mois, nous pouvons alors remarquer que DSCLIM est meilleure sur toute une partie Est de la France au mois d'Avril. Après, la méthode de désagrégation simple reste meilleure que la méthode DSCLIM.

En conclusion, nous pouvons donc dire que sur la France, DSCLIM n'améliore globalement pas les températures sur la moyenne de l'ensemble pour le trimestre du printemps. A certains endroits, elle améliore certes les scores de biais sur la moyenne d'ensemble mais aussi les biais probabilistes, mais elle les dégrade dans d'autres régions.

Toutefois ce résultat ne surprend pas. En effet, la descente d'échelle n'est pas réalisée sur les températures, mais sur les précipitations totales (cf. 6.5.). De plus, la correction des températures réalisée dans DSCLIM est effectuée sur la température moyenne à l'ensemble du territoire de la France.

6.3.2 Les pluies

❖ Scores déterministes

La variable de comparaison des corrélations temporelles calculées sur les pluies cumulées désagrégées par la méthode DSCLIM et la méthode simple sont représentées sur la FIG. 6.8. Nous observons ainsi quelques scores positifs sur le trimestre et sur les scores mensuels sur quelques régions localisées : à l'Ouest pour le trimestre, sur le pourtour méditerranéen et une partie de la région Nord-Est en Mars, et surtout sur l'Est de la France en Mai. Par contre, les autres régions montrent soit des résultats similaires, soit des scores négatifs montrant alors la dégradation des corrélations temporelles par DSCLIM. Nous signalons tout de même que les scores de corrélations temporelles sur les pluies avec la méthode de descente d'échelle simple (non montrés) étaient non significatifs.

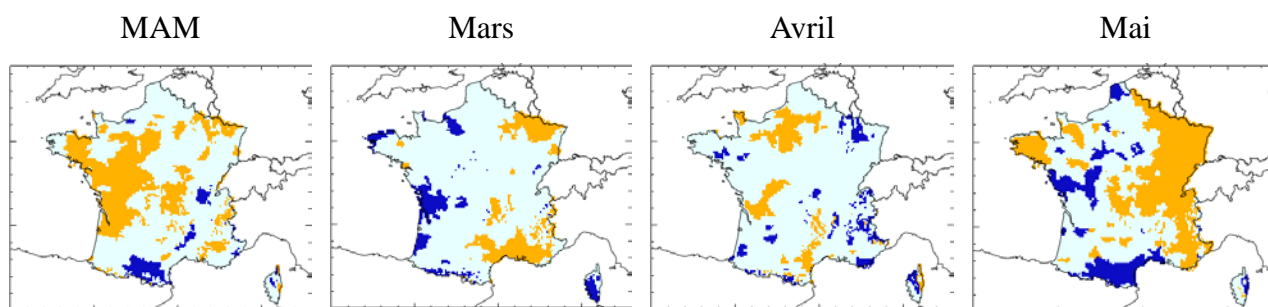


FIG. 6.8. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 ΔR pour les pluies cumulées du trimestre MAM (cf. détails sect. 4.3).

Si nous observons à présent les cartes de comparaison des MSE, nous pouvons voir une nette amélioration du MSE, due à l'amélioration du terme de biais de la méthode de DSCLIM par rapport à la méthode de descente d'échelle simple (FIG. 6.9).

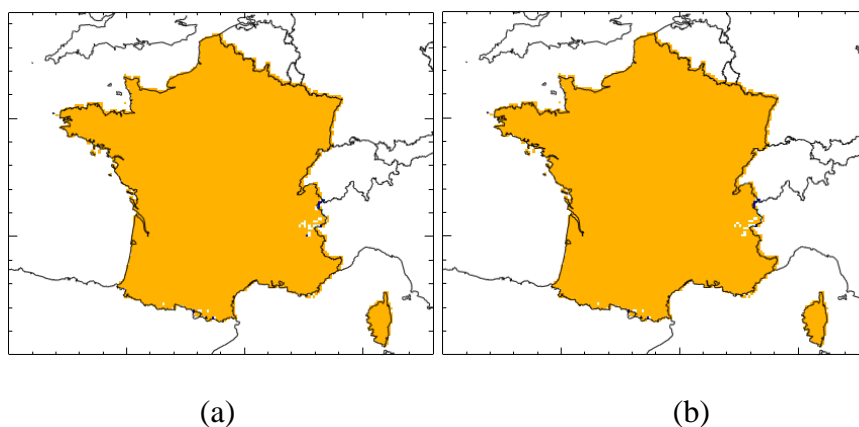


FIG. 6.9. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 variables de comparaison pour les MSE (a) et terme de biais (b) pour les pluies cumulées du trimestre MAM (cf. détails sect. 4.3).

❖ Scores probabilistes

Pour le tercile supérieur, les BSS trimestriels sont globalement positifs (FIG. 6.10). DSCLIM est donc globalement meilleur que la descente d'échelle simple, en terme de biais

sur le tercile supérieur. Cela reste vrai pour le mois de Mars mais disparaît lorsqu'on se déplace vers le mois de Mai. La même observation peut être faite pour le tercile inférieur mais avec aux mois d'Avril et Mai, de meilleurs scores pour la méthode de désagrégation simple (FIG 6.10).

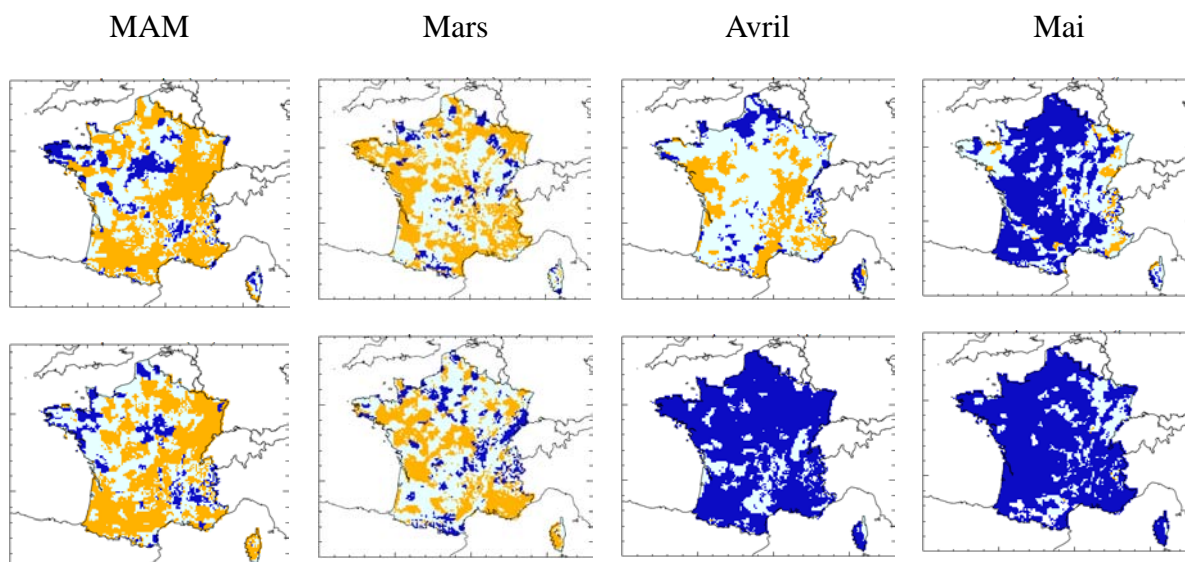


FIG 6.10. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 variables de comparaison de BSS pour les terciles supérieur (haut) et inférieur (bas) pour les pluies cumulées du trimestre MAM.

En conclusion nous pouvons dire que DSCLIM apporte globalement de l'information en plus que la méthode de désagrégation simple sur les scores probabilistes et déterministes de biais pour les pluies sur le trimestre du printemps. Mais son apport en terme de corrélation temporelle reste très mitigée, puisque les régions dégradées par DSCLIM par rapport à la méthode de descente d'échelle simple restent encore nombreuses sur le trimestre et sur les scores mensuels.

6.3.3 La neige

❖ Scores déterministes

Globalement, les scores de comparaison pour les corrélations temporelles calculés sur le cumul de neige sont négatifs sur le trimestre du printemps et sur les mois de Mars et d'Avril (FIG. 6.11), même si quelques régions restent localement positives.

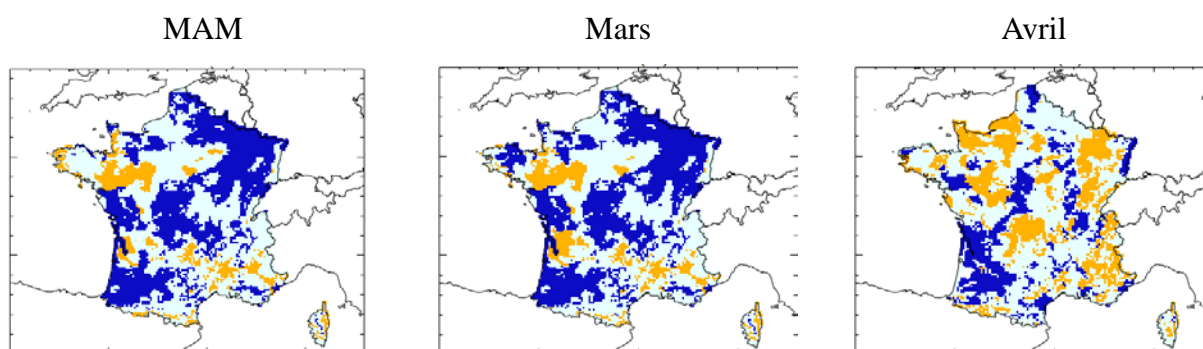


FIG. 6.11. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 ΔR pour la neige cumulée (cf. détails sect. 4.3).

Par contre, les valeurs de comparaison MSE et ses composantes montrent quelques scores positifs, notamment sur le Massif Central (FIG. 6.12) grâce à une amélioration du terme de biais.

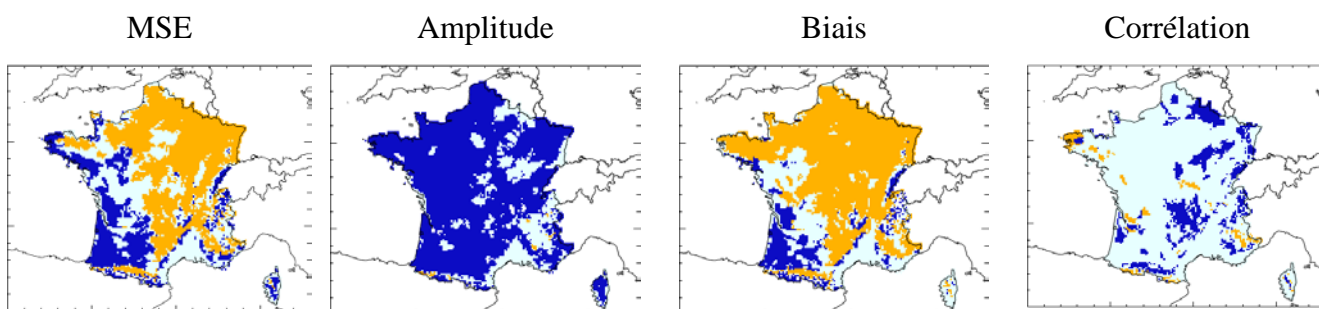


FIG. 6.12. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les variables de comparaison de MSE et ses composantes pour la neige cumulée pour le trimestre MAM (cf. détails sect. 4.3).

❖ Scores probabilistes

L'amélioration des biais de DSCLIM par rapport à la méthode de descente d'échelle simple, se retrouve aussi sur les scores probabilistes, mais surtout pour le tercile supérieur (FIG. 6.13). Sur les Alpes, le cumul de neige est tout de même mieux simulé avec DSCLIM surtout sur la partie Sud ainsi que les Pyrénées.

Pour le tercile inférieur, les Pyrénées et surtout les Alpes restent mieux simulées avec DSCLIM (FIG. 6.13). Par contre, en zone de plaine, on voit clairement un contraste entre le tercile supérieur et inférieur : le tercile inférieur est clairement dégradé par la méthode DSCLIM.

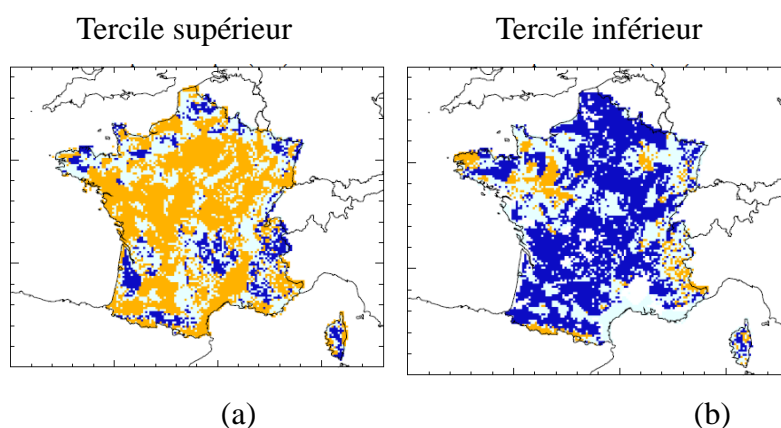


FIG. 6.13. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 variables de comparaison de BSS pour les terciles supérieur (a) et inférieur (b) pour la neige cumulée du trimestre MAM.

En conclusion, quelques améliorations sont amenées par la méthode de désagrégation DSCLIM par rapport à l'ancienne méthode de descente d'échelle plus simple, mais seulement sur quelques régions localisées en terme de biais déterministes et probabilistes (sur le tercile supérieur et pour le cumul de pluie et de neige) pour la saison du printemps.

Nous avons tout de même voulu évaluer l'impact de DSCLIM sur les variables hydrologiques en France, pour savoir si les termes de biais étaient également quelque peu améliorés. Les prévisions saisonnières de précipitations totales désagrégées par DSCLIM et associées aux températures ont donc servi de forçage pour le modèle ISBA-MODCOU. De la même façon que pour les expériences précédentes (cf. chapitre 5), la climatologie des autres

paramètres nécessaires à l'entrée d'ISBA ont été utilisées.

6.4 Impact de DSCLIM sur les prévisions saisonnières hydrologiques : comparaison avec une descente d'échelle simple

6.4.1 Les SWI

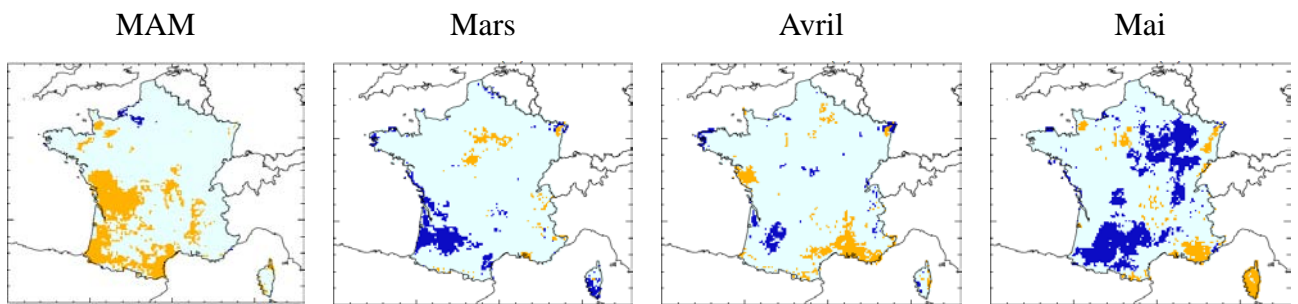


FIG. 6.14. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 ΔR pour les SWI moyens trimestriels et mensuels (cf. détails sect. 4.3).

Sur le trimestre, les SWI sont améliorés sur quelques régions localisées dans le Sud-Ouest (FIG. 6.14). De plus, les SWI moyens trimestriels ne représentent pas les scores moyens mensuels qui sont plutôt pour une dégradation des scores dans le cas de l'utilisation de DSCLIM, excepté sur la région méditerranéenne en Avril.

Sur les scores probabilistes, des différences de BSS sont notables (FIG. 6.15), notamment sur le pourtour méditerranéen : DSCLIM améliore considérablement les scores sur le trimestre, et surtout en Avril et en Mai, par rapport à la méthode de descente d'échelle simple. DSCLIM améliore donc les biais des SWI sur le pourtour méditerranéen sauf en Mars.

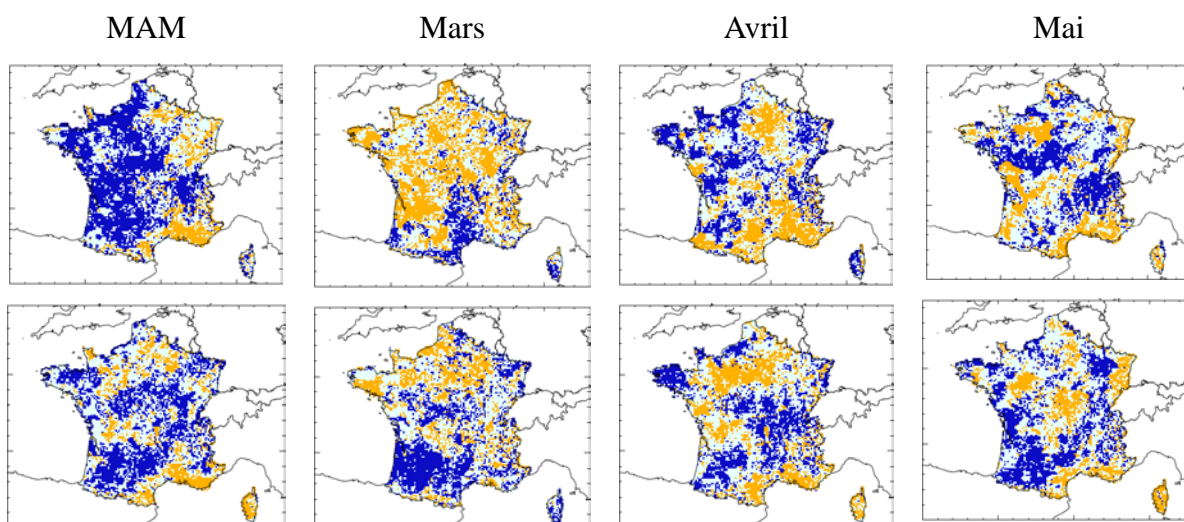


FIG. 6.15. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 variables de comparaison de BSS pour les terciles supérieur (haut) et inférieur (bas) pour les SWI moyens trimestriels et mensuels (cf. détails sect. 4.3).

6.4.2 Les débits

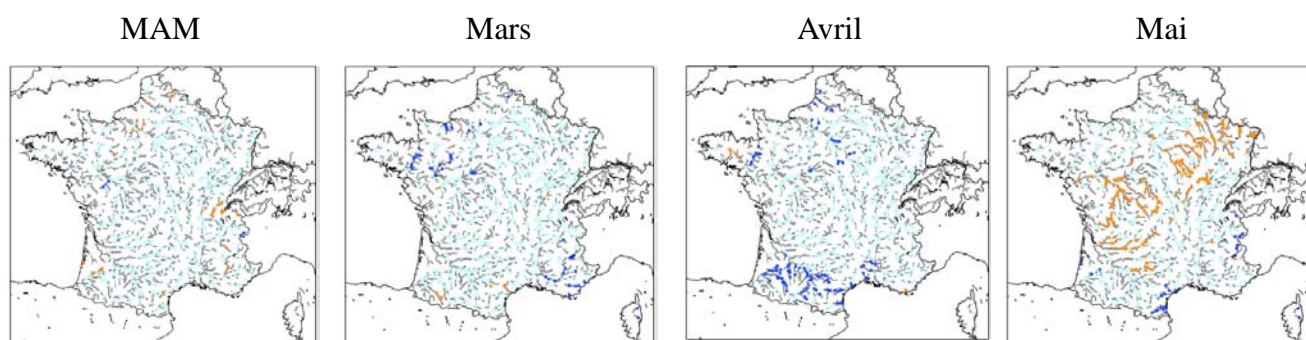


FIG. 6.16. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 ΔR pour les débits moyens trimestriels et mensuels (cf. détails sect. 4.3).

Sur les corrélations temporelles des débits (FIG. 6.16), nous pouvons observer que :

- au mois de Mars, DSCLIM améliore globalement les scores ;
- en Avril, DSCLIM et la méthode simple montrent globalement peu de différence ;

- en Mai, c'est la méthode simple qui réalise de meilleurs scores que la méthode DSCLIM.

En ce qui concerne, les scores probabilistes, DSCLIM réalise de meilleures scores que la méthode simple sur les débits et surtout sur le tercile supérieur en Mars et en Avril, comparé au tercile inférieur où DSCLIM apporte moins d'amélioration et dégrade les scores (FIG. 6.17). Par contre sur les scores trimestriels, les résultats restent mitigés.

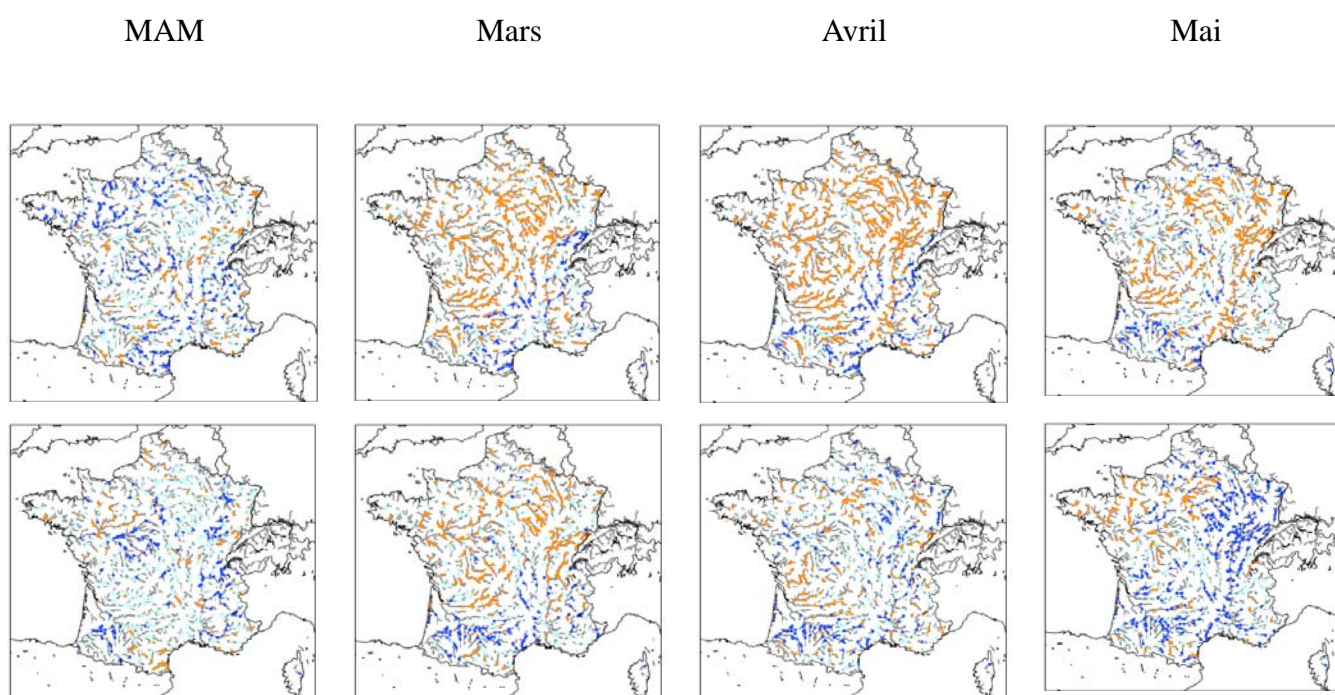


FIG. 6.17. Régions où : l'expérience avec la descente d'échelle DSCLIM est meilleure que celle avec la descente d'échelle simple (en orange) ; l'expérience avec la descente d'échelle simple est meilleure qu'avec DSCLIM (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 variables de comparaison de BSS pour les terciles supérieur (haut) et inférieur (bas) pour les débits moyens trimestriels et mensuels (cf. détails sect. 4.3).

6.5 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était d'introduire la problématique de l'application de la descente d'échelle dans le cadre de la prévision saisonnière hydrologique au printemps en France métropolitaine.

La méthode de descente d'échelle, ou désagrégation, peut être réalisée soit par une approche dynamique, soit par une approche statistique. Les méthodes dynamiques, à travers l'utilisation de modèles régionaux climatiques, sont très coûteuses et donc moins utilisées en prévision saisonnière hydrologique que les méthodes statistiques. Plusieurs méthodes statistiques, de la plus simple à la plus complexe, existent pour permettre d'établir des relations entre la circulation de grande échelle et le climat régional étudié.

Dans la chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF, jusqu' à présent, une méthode d'interpolation spatiale et de calcul d'anomalies standardisées, était principalement utilisée. Nous avons donc essayé une autre méthode statistique plus complexe qui a déjà été validée au cours de précédentes études avec notamment la chaîne SIM : la classification par type de temps et analogues grâce à l'outil DSCLIM. Cette méthode se base sur la décomposition en types de temps pour relier les changements de circulation de grande échelle sur un domaine géographique Europe-Atlantique (pressions au niveau de la mer et températures de surface) au climat régional sur le territoire français (précipitations totales).

En utilisant cette nouvelle méthode, nous espérons ainsi améliorer les scores du forçage atmosphérique, et donc celle des prévisions saisonnières hydrologiques, surtout en zone de plaine.

Nous avons donc comparé directement les prévisions saisonnières régionalisées suivant les deux méthodes (DSCLIM et méthode simple) sur le trimestre Mars-Avril-Mai avec le modèle ARPEGE-ENSEMBLES sur la période 1960-2005. Cette comparaison a été réalisée notamment grâce aux corrélations temporelles et aux scores de biais (MSE et composantes, Brier Skill Score).

Les résultats obtenus sont très mitigés. En effet, DSCLIM apporte une amélioration significative sur les forçages atmosphériques et les variables hydrologiques en terme de biais déterministe et probabiliste sur des régions très locales dont le pourtour méditerranéen.

Puis, DSCLIM a tendance à plus dégrader les corrélations temporelles par rapport à la méthode simple utilisée auparavant. Nous supposons donc qu'il existe une perte de chronologie pour la méthode DSCLIM par rapport à la méthode simple utilisée auparavant.

Ensuite, DSCLIM a également de moins bons scores sur le tercile inférieur que le tercile supérieur. Plus l'échéance s'allonge et plus DSCLIM dégrade les scores par rapport à la méthode simple. Ce résultat n'est cependant pas surprenant puisque DSCLIM obtient de moins bons scores en été qu'en hiver [Souchu, 2011].

Signalons tout de même que parallèlement à ce travail, d'autres études ont été réalisées avec DSCLIM.

Dans le cadre d'une étude d'impact du changement climatique sur le bassin versant de la Durance (dans les Alpes du Sud), Lafaysse [2011] a réalisé plusieurs études de sensibilité sur les précipitations totales désagrégées par DSCLIM : la variable de la grande échelle utilisée, le domaine géographique de grande échelle et de petite échelle, le nombre de classes utilisées. Les résultats ont ainsi montré que :

- la variable de grande échelle améliorant les scores variait en fonction de la saison : en hiver, ce sont les variables de pression au niveau de la mer et géopotential à 850hPa les mieux adaptées, alors qu'en automne ce sont les géopotentiels à 700hPa et 500hPa ; pour la prévision saisonnière, il serait donc intéressant de réaliser la descente d'échelle DSCLIM avec d'autres variables de grande échelle disponible (comme le géopotential à 500hPa) et comparer les résultats avec ceux des pressions au niveau de la mer utilisées dans cette thèse ;
- un domaine géographique de grande échelle plus localisée sur la Méditerranée améliorerait les scores sur le bassin de la Durance, il serait donc intéressant de tester ce domaine pour en observer l'impact sur le Sud de la France dans le cadre de la prévision saisonnière hydrologique ;

- la réduction du domaine de petite échelle n'améliorait significativement pas les scores, ce qui a été aussi constaté dans Sanchez Gomez et al. [2010] ;
- les scores ne sont pas améliorés au-delà de 10 classes de types de temps.

D'autres pistes de travail sont donc possibles pour l'utilisation de DSCLIM dans le cadre des prévisions saisonnières : par exemple, la descente d'échelle est réalisée principalement sur les précipitations totales, mais on pourrait imaginer une descente d'échelle dont les relations statistiques sont aussi réalisées sur les températures, ou bien on pourrait réaliser une correction de la température plutôt régionalisée et non moyennée sur l'ensemble du territoire français.

Aussi, l'utilisation d'autres types de temps pourrait être envisagée [Benatya, 2009], de même que celle d'autres variables de grande échelle.

Dans le cadre de prévisions saisonnières hydrologiques opérationnelles, nous avons commencé à mener des travaux sur l'intérêt de constituer un ensemble de prévision à partir de DSCLIM : au lieu de réaliser des prévisions saisonnières désagrégées par DSCLIM pour chaque membre, nous pourrions par exemple prendre un des membres de la prévision saisonnière, le désagréger grâce à DSCLIM, puis réaliser un rééchantillonnage aléatoire des analogues X fois (X correspondant au nombre de membres voulu en entrée du modèle hydrologique).

Les résultats, non montrés ici, ont alors présenté des scores de biais et de corrélation des précipitations totales qui variaient en fonction du nombre de membre (entre 27 et 90 membres). Afin d'évaluer l'intérêt réel de constituer un ensemble de prévision à partir de DSCLIM plutôt que de désagréger chaque membre de prévision par DSCLIM, la seconde étape aurait été d'utiliser donc plusieurs membres de prévisions saisonnières issues de modèle de climat.

Cependant, ARPEGE-ENSEMBLES ne disposant que de 9 membres, deux solutions possibles se dégagent :

- (i) utiliser les prévisions saisonnières de Météo-France, du CEPMMT et du UK Met Office (cf. sect. 2. 3. 5), permettant alors de constituer un ensemble grâce à plusieurs modèles de climat jusqu'à 36 membres de 1960 à 2005 ; par contre, l'incertitude inhérente aux différents modèles serait ajoutée ;

- (ii) utiliser les prévisions saisonnières du modèle opérationnel de Météo-France (SYSTEM3) disposant alors de 41 membres, mais la période testée n'est alors plus que de 5 ans (2008-2012).

D'après ces constats et les résultats mitigés obtenus auparavant, nous avons donc décidé de ne pas réaliser ces travaux.

En effet, n'ayant pas obtenus les résultats désirés par la descente d'échelle DSCLIM (nous attendions donc une amélioration surtout en zone de plaine pour augmenter les scores du forçage atmosphérique, puis hydrologiques sur la saison printanière), nous n'avons pas plus poussé nos recherches et investigations dans la problématique de la descente d'échelle des prévisions saisonnières dans un cadre de mise en opérationnel. Nous avons donc gardé la méthode de descente d'échelle simple mais efficace utilisée jusqu'à présent dans la chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF (sect. 3.5.1).

De plus, les résultats du chapitre précédent sur les sources de prévisibilité des ressources en eau sur la saison du printemps, nous ont montré l'importance des conditions initiales de la neige en montagne et de la nappe sur le bassin de la Seine en France métropolitaine [Singla et al., 2012]. L'objectif de cette thèse étant d'évaluer le potentiel de la chaîne Hydro-SF dans un contexte de gestion des ressources en eau, et en particulier des bas débits et d'éventuelles sécheresses, nous nous sommes donc orientés sur la saison de l'été, période où les ressources en eau sont plus vulnérables.

Chapitre 7

Application de prévisions saisonnières en été pour l'hydrologie

Précédemment dans les chapitres 5 et 6, nous avons réalisés des expériences pour la prévision des ressources en eau à l'échelle de la saison au printemps. Le choix de la saison étudiée était stratégique, puisqu'il s'agit en effet de la période de la fonte des neiges, mais aussi de la saison précédant la période durant laquelle les cours d'eau et les sols sont plus souvent soumis aux sécheresses se déroulant en été. Des prévisions saisonnières hydrologiques au printemps permettraient alors aux gestionnaires des ressources en eau d'avoir un premier outil d'aide à la décision pour les éventuelles sécheresses.

Nous avons vu l'importance des conditions initiales du sol au printemps et avons émis des hypothèses sur leur importance grandissante en été pour les débits dans le bassin de la Seine (nappe), et pour les Alpes du Nord (couverture neigeuse).

Dans ce chapitre, nous allons donc nous consacrer à présent directement à la saison d'été (trimestre Juin-Juillet-Août (JJA)).

Ici, l'objectif principal est d'évaluer la chaîne de modélisation hydrométéorologique Hydro-SF grâce à la réalisation de prévisions saisonnières hydrologiques avec différentes dates d'initialisation (de Février jusqu'à Mai). Ainsi, nous pourrions évaluer la prévisibilité du système hydrologique en été, et à partir de quelle date cette prévisibilité est suffisante pour permettre une meilleure anticipation des bas débits et d'éventuelles sécheresses pour les gestionnaires des ressources en eau.

Afin d'évaluer aussi l'apport éventuel de la prévision saisonnière atmosphérique, nous réaliserons une expérience RAF (cf. sect. 5.1 et Singla et al. [2012]) avec la date d'initialisation jugée la plus intéressante (d'après les expériences précédentes) pour l'été.

Dans ce chapitre, nous ferons tout d'abord un bref résumé de ce qui est déjà fait pour la prévision saisonnière des bas débits et des sécheresses aux moyennes latitudes, après avoir défini les enjeux et outils actuels de suivi existants déjà.

Ensuite, nous décrirons la méthodologie des expériences réalisées avec la chaîne de modélisation Hydro-SF en France en été, avant de décrire les principaux résultats.

Enfin, dans un dernier paragraphe une conclusion sera réalisée.

7.1 Les étiages et sécheresses : outils actuels de suivi et de prévision

7.1.1 Définition des étiages et enjeux

Les études sur les crues ont été prédominantes ces derniers temps du fait de leur coût socio-économique important. Mais depuis peu, les pressions sur les ressources en eau font que les études s'intéressent de plus en plus à l'analyse des bas débits et des sécheresses, notamment depuis certains événements récents depuis 2000.

Des mesures ont été prises sur le plan réglementaire pour améliorer la gestion de l'eau. En Europe, la « Directive Cadre Européenne » a instauré une gestion réglementée des milieux aquatiques à l'échelle de bassins hydrographiques européens, en fixant des objectifs qualitatifs et quantitatifs à atteindre d'ici 2015. En France, la mise en place d'un comité national de sécheresse a été effectuée.

De plus, l'Europe du Sud est particulièrement concernée par un des effets du changement climatique : l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des sécheresses [IPCC, 2007].

C'est dans ce contexte que la connaissance des bas débits et des sécheresses, ainsi que leurs prévisions constituent un enjeu majeur pour mieux gérer les ressources en eau et ses différents usages.

Tout d'abord, définissons le terme « étiage » tel qu'utilisé dans cette thèse. Le débit d'étiage d'un cours d'eau correspond au débit minimum calculé sur un pas de temps donné. Sur l'année, les étiages estivaux (Juin-Juillet-Août) aggravent le manque d'eau déjà existant à cette saison, souvent dus aux prélèvements trop importants par rapport à la quantité des

ressources en eau disponible. Les ressources en eau pendant cette saison sont donc très vulnérables. En effet, pendant cette période, il existe divers risques : l'augmentation de la température de l'eau et le manque d'oxygène impactent directement la vie aquatique ; le risque de pollution augmente puisque la pollution est plus concentrée ; et si l'étiage est sévère, le manque d'eau entraîne alors des problèmes d'accès à la ressource en eau pour les hommes pour l'alimentation en eau potable, l'irrigation, les barrages hydroélectriques, les centrales thermiques...

Les sécheresses correspondent quant à elles « au maintien sur des périodes de longueur variable (de la semaine à plusieurs années) de conditions hydriques déficitaires par rapport à un seuil critique (état normal, maximal ou nécessaire au bon développement de la végétation) » [Blanchard et al., 2007]. Un déficit de précipitations peut causer une sévère sécheresse, qui peut être accentuée par une importante évaporation. La sécheresse peut alors être permanente (dans les zones arides) ou de durée limitée. Les sécheresses de durée limitée sont en général la conséquence d'anomalies de circulation atmosphérique de grande échelle qui favorisent les hautes pressions en altitude ainsi qu'au sol. D'autres phénomènes de grande échelle comme El Niño peuvent aussi en être la cause (cf. sect. 2.2.2.).

Suivant ses effets, la sécheresse peut être classée en sécheresse météorologique, hydrologique ou agricole. Les effets dépendent alors de la durée de la sécheresse, de son intensité, de la période et des réserves en eau du sol et du stade de développement des végétaux.

Les impacts de la sécheresse sont alors une baisse du niveau des nappes d'eau souterraine, des cours d'eau et autres réservoirs, pouvant entraîner des risques plus importants de pollution et de dégradation de la qualité de l'eau ; un risque d'eutrophisation des milieux aquatiques ; la perturbation des écosystèmes ; des conséquences économiques et sociales avec la limitation des usages des ressources en eau.

7.1.2 Outils actuels de suivi et de prévision des étiages et des éventuelles sécheresses en été

❖ Le suivi

Grâce à l'évaluation de plusieurs indicateurs calculés à partir des précipitations, de l'humidité des sols ou des débits, il est possible de réaliser un suivi de la sécheresse et ainsi déterminer ses impacts, même dans le contexte de changement climatique [Mishra and Singh, 2010].

Citons quelques exemples de suivi de sécheresses et étiages aux moyennes latitudes :

- aux Etats-Unis, il existe un système d'alerte préventif appelé « National Integrated Drought Information System » (NIDIS) avec un portail internet, permettant d'observer notamment des cartes de suivi de sécheresse (*site : <http://www.drought.gov/portal/server.pt/community/drought.gov/202>) ;*
- en Europe, le JRC (Joint Research Center), via l'Observatoire Européen de la Sécheresse (« European Drought Observatory »), calcule différents indicateurs collectés à partir de mesures de précipitations de stations météorologiques et d'image satellites pour l'état de la végétation. Les données sont alors complétées par d'autres indicateurs ou informations préparés par les organisations nationales, régionales et locales, permettant ainsi de réaliser des cartes de situation de sécheresse en Europe (*site : <http://edo.jrc.ec.europa.eu/edov2/php/index.php?id=1000>) ;*
- en France, un bulletin de suivi hydrologique à l'échelle nationale, mais aussi régionale, est communiqué depuis 2005 : le ministère en charge de l'Environnement récupère ainsi les informations issues du modèle hydrométéorologique SIM (cf. sect. 3.3.4.) concernant la neige, l'humidité des sols et les pluies efficaces.

Cependant, même si des outils de suivi de sécheresses existent et sont importants pour en déterminer les impacts, l'utilisation d'outils de prévision constitue l'étape suivante.

❖ **La prévision**

Les prévisions saisonnières en été pour les étiages et les éventuelles sécheresses sont principalement réalisées grâce à la modélisation de bassin [Wilby et al, 2004 ; Svensson et Prudhomme, 2005 ; Sauquet et al, 2007] avec des modèles le plus souvent semi-distribués.

Ici, seront cités comme pour le suivi des étiages et sécheresses, quelques exemples de modèles utilisés en recherche ou au stade expérimental aux Etats-Unis et en Europe.

Le NIDIS aux Etats-Unis, dispose de nombreux outils pour le suivi des sécheresses mais aussi de nombreux outils de prévisions. Par exemple, des prévisions saisonnières de température et de précipitations totales provenant du Climate Prediction Center's (CPC) mais aussi de International Research Institute for Climate and Society (IRI) sont utilisées. Le NIDIS dispose également entre autres, de prévisions saisonnières hydrologiques expérimentales (humidité des sols et débits). Ce système de prévision est basé sur le modèle hydrologique VIC, forcé par des données de climat observées et des prévisions saisonnières de plusieurs modèles de climat mélangées grâce à la méthode Bayésienne [Luo et al., 2007].

En Europe, des prévisions saisonnières en été ont été réalisées en Angleterre [Wedgbrow et al., 2002 ; Wilby et al, 2004 ; Wedgbrow et al., 2005] et en Espagne [Llasat et al., 2010].

Par exemple, Wilby et al.[2004] utilisent les températures de surface de la mer (TSM), la glace de mer et certains modes de variabilité de la circulation atmosphérique sur l'Atlantique Nord (par ex., la NAO) et les Tropiques en hiver, pour prévoir la température, les précipitations, l'humidité des sol et les débits naturalisés du bassin River Thames en été, grâce à une méthode de type statistique. De plus, les simulations pour des étés chauds/secs sont meilleures que pour les simulations pour des étés froids/humides.

En Espagne, c'est une autre méthode de prévision qui est utilisée pour prévoir les étiages et sécheresses [Llasat et al., 2010] : un modèle dynamique simule la pluie trimestrielle jusqu'à 6 mois et fournit la probabilité selon laquelle chacune des catégories suivantes peut être enregistrer : au dessus de la normale, proche de la normale et en dessous de la normale (ce qui correspond à l'approche de la prévision saisonnière de climat). Les pluies sont ensuite désagrégées pour prévoir l'évolution des réserves retenues par les barrages. Les prévisions météorologiques améliorent ainsi la prévision des réserves par rapport à une prévision utilisant des données historiques sur les précipitations.

Plus récemment, Demirel et al.[2012] ont évalué l'importance relative des indicateurs des étiages pour le Rhin pour la prévision des étiages allant jusqu'à 90 jours d'échéance. Les indicateurs sont alors basés sur les précipitations, l'évapotranspiration potentielle (ETP), le stockage des eaux souterraines, de la neige et des lacs. Des analyses de corrélation sont alors établies entre ces indicateurs et les étiages avec plusieurs délais et échéances. Il est ainsi mis en évidence que les indicateurs d'étiages les plus importants avec une échéance de 90 jours sont l'ETP, le niveau des lacs et le stock de neige.

Le projet PREMHYCE en France, qui a démarré en 2011 et est toujours en cours, a été mis en place par le Ministère chargé de l'Environnement et l'ONEMA (Office National des Eaux et Milieux Aquatiques). Ce projet fait actuellement participer plusieurs organismes, dont Météo-France, pour tester sur plusieurs bassins versants tests choisis en France métropolitaine (plus deux bassins à la Réunion) la prévision des étiages de 30 à 90 jours à l'aide de plusieurs modèles hydrologiques (pour Météo-France, il s'agit du modèle SIM). Les modèles hydrologiques sont alors forcés par des données historiques de températures, d'ETP, de précipitations et de débits au pas de temps journalier. Les résultats devraient être connus à l'automne prochain.

Ce projet a ainsi pour principal but de faire un état des lieux de la prévision des étiages en France, et de savoir quels sont les outils dont on dispose actuellement en France qui pouvant alors être utilisés dans le Bulletin de Suivi Hydrologique National. De plus, ce projet permettra de savoir quelles sont les réalisations à faire pour que ces outils soient opérationnels

En conclusion, nous pouvons dire qu'il existe ainsi plusieurs modèles hydrologiques forcés par des données observées ou des prévisions jusqu'à 90 jours, qui sont capables de prévoir les débits en été, le plus souvent à l'échelle de bassin versant particulier. Par contre, dans un cadre plus régional, la prévision saisonnière hydrologique en été dans un contexte d'étiage ou de sécheresses, n'en est qu'à ses débuts.

7.2 Différentes dates d'initialisation des prévisions saisonnières hydrologiques avec Hydro-SF

Cette section va donc maintenant décrire les expériences de prévisions saisonnières hydrologiques réalisées pour l'été (JJA) avec la chaîne de modélisation hydrométéorologique Hydro-SF, ainsi que ses résultats.

Le but ici est d'évaluer la chaîne hydrométéorologique en été pour s'approcher ainsi de futures conditions opérationnelles de prévision des étiages et d'éventuelles sécheresses hydrologiques et/ou agricoles arrivant à cette période critique de l'année.

7.2.1 Méthodologie des expériences

Pour cette étude, quatre expériences ont été réalisées et sont basées sur la chaîne de prévision Hydro-SF utilisée dans le chapitre 5 de cette thèse : la descente d'échelle DSCLIM (cf. sect. 6.2) n'a pas été utilisé ici, la descente d'échelle simple basée sur l'interpolation spatiale et le calcul d'anomalies standardisées a donc été gardée (cf. sect. 3.5.1).

Chaque expérience permet de prévoir les débits et l'humidité des sols pour le trimestre Juin-Juillet-Août avec des dates d'initialisations des prévisions saisonnières différentes du début des mois de Février, Mars, Avril et Mai. Ainsi, nous pourrions évaluer la date d'initialisation offrant le meilleur compromis prévisibilité / délai d'anticipation pour la prévision saisonnière hydrologique en été.

Pour que ces expériences soient possibles, au lieu de prendre les prévisions saisonnières de climat du modèle ARPEGE du projet ENSEMBLES [Weisheimer et al., 2009], nous avons pris les prévisions saisonnières de climat du modèle ARPEGE opérationnel (appelé ARPEGE-S3). En effet, seul ARPEGE-S3 nous permet d'avoir des prévisions saisonnières initialisées chaque mois de l'année. De ce fait, la période de prévision étudiée est de 1979 à 2007. Le nombre de membres de prévisions est alors de 11. Dans la FIG. 7.1 et TAB. 7.1, un schéma et un tableau résumant la méthodologie des expériences sont présentés.

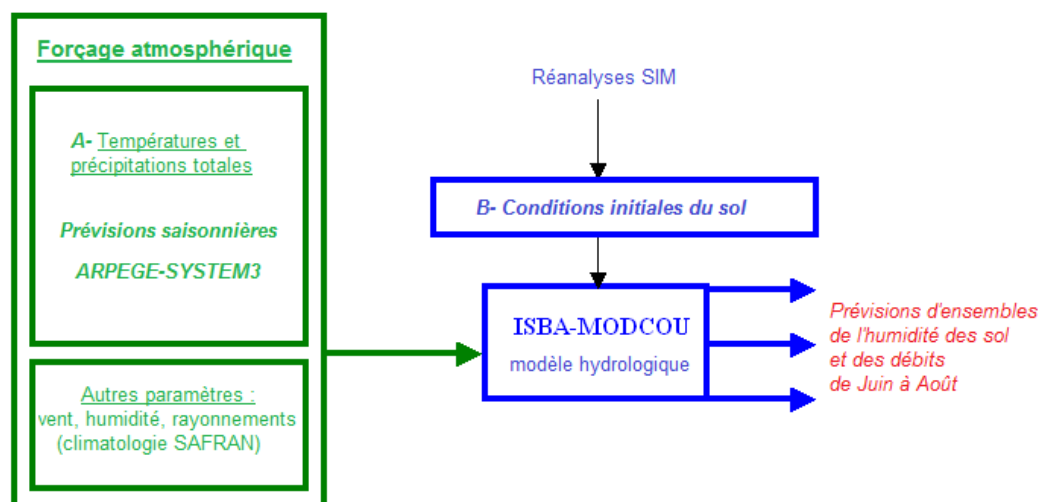


FIG. 7.1 Schéma de la chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF utilisée dans ce chapitre sur la période 1979-2007, avec le modèle ARPEGE-S3 et 11 membres

Expérience	Date d'initialisation du forçage atmosphérique	Délai d'anticipation
<i>S3-fév.</i>	1 ^{er} février	4 mois
<i>S3-mar.</i>	1 ^{er} mars	3 mois
<i>S3-avr.</i>	1 ^{er} avril	2 mois
<i>S3-mai</i>	1 ^{er} mai	1 mois

TAB. 7.1. Tableau récapitulatif des quatre expériences menées sur les prévisions saisonnières hydrologiques pour la saison de l'été (JJA) et la période 1979-2007

7.2.2 Résultats

7.2.2.a Approche globale

Pour illustrer les résultats à l'échelle du territoire métropolitain, nous pouvons pointer le nombre de mailles en fonction des scores de corrélations temporelles calculés entre les SWI moyens trimestriels prévus par Hydro-SF (suivant l'expérience considérée) et les réanalyses SIM sur la période 1979-2007 (FIG. 7.2).

Sur ce graphique, nous observons que le nombre de mailles ayant des corrélations supérieures à 0.3 augmente en fonction de la date d'initialisation jusqu'en avril (S3-fév., S3-mar., S3-avr.). Par contre, l'expérience de prévision saisonnière hydrologique initialisée en Mai marque une diminution des scores par rapport à l'expérience initialisée en Avril.

Pour les débits, nous observons de meilleures corrélations temporelles pour S3-mar. que S3-fév. comme pour les SWI. Par contre, contrairement aux SWI, l'expérience de prévision saisonnière hydrologique initialisée en Mai est globalement meilleure que l'expérience initialisée en Avril pour les débits, même si on trouve des points (corrélations aux alentours de 0.7) où S3-avr. est meilleure que S3-mai (FIG. 7.3).

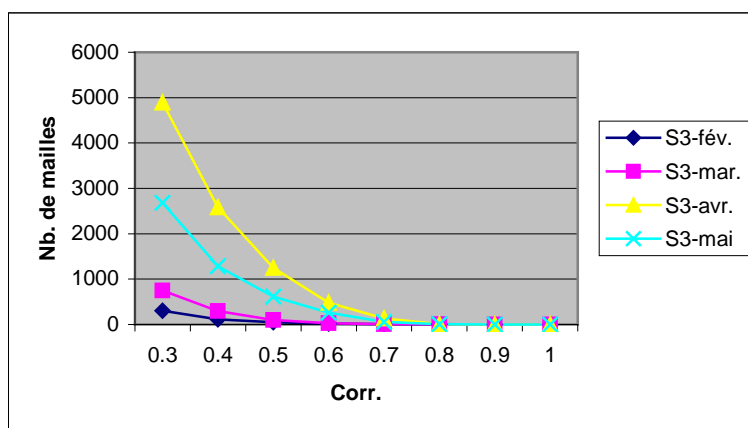


FIG. 7.2. Graphique représentant le nombre de mailles en fonction des corrélations temporelles en France sur les SWI moyens trimestriels (JJA) prévus par Hydro-SF pour les différentes expériences sur la période 1979-2007

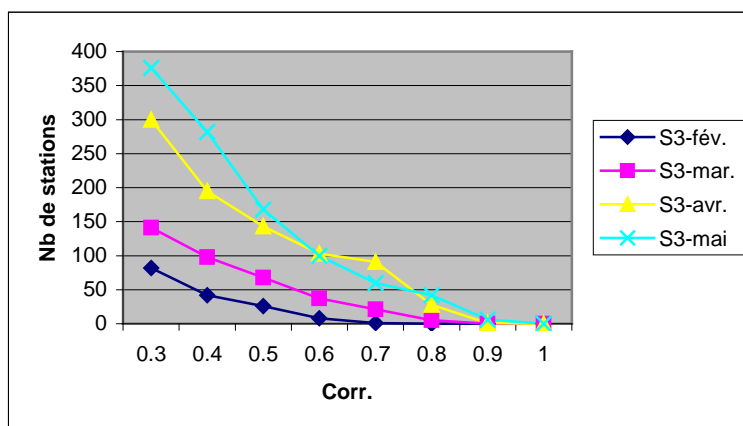


FIG. 7.3. Graphique représentant le nombre de stations en fonction des corrélations temporelles en France sur les débits moyens trimestriels (JJA) prévus par Hydro-SF pour les différentes expériences sur la période 1979-2007

7.2.2.b Approche spatiale

❖ **Scores déterministes**

Lorsque nous observons les corrélations temporelles sur la FIG. 7.4, nous remarquons que les scores sont améliorés de façon importante entre les expériences de S3-fév. et S3-mar., et l'expérience S3-avr. De même que constaté précédemment dans la FIG. 7.2., les corrélations temporelles de SWI avec l'expérience initialisée au mois de Mai sont diminuées par rapport à l'expérience initialisée en Avril, même si les structures spatiales restent similaires. Nous constatons que les régions concernées par cette diminution des corrélations temporelles sont situées surtout en zone de plaine mais aussi sur les Alpes, durant les mois de Juillet et Août. La question qui se pose alors est : d'où provient cette diminution de scores ?

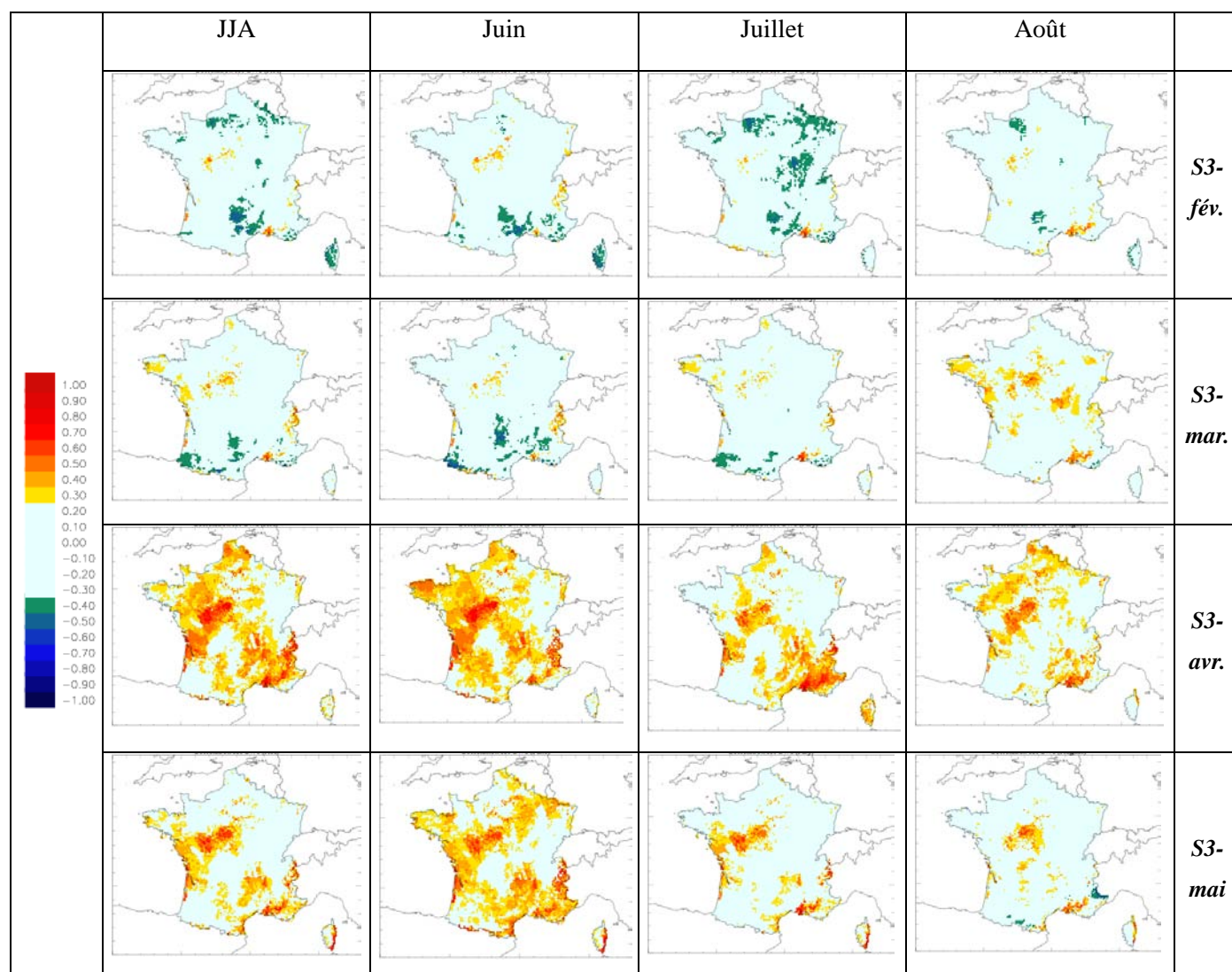


FIG. 7.4. Corrélations temporelles calculées entre les SWI moyens trimestriels et mensuels prévus par Hydro-SF (suivant l'expérience et initialisation considérée) et les réanalyses SIM sur la France sur la période 1979-2007

Si nous cherchons d'abord du côté du forçage atmosphérique, nous pouvons observer les corrélations temporelles sur les températures et pluies pour S3-avr. et S3-mai (FIG. 7.5. et 7.6.). Effectivement, les scores de prévisions saisonnières initialisées en Avril sont meilleurs que ceux des prévisions initialisées en Mai pour les températures sur le trimestre, en Juillet sur quelques régions sur le Nord, et en Août sur les zones de plaine.

Les pluies par contre ne montrent pas de grandes différences et ont des corrélations temporelles non significatives. Ce dernier constat n'est cependant pas surprenant sachant que les prévisions saisonnières en été sont globalement moins bonnes, et qu'elles sont aussi moins bonnes sur les pluies que sur les températures.

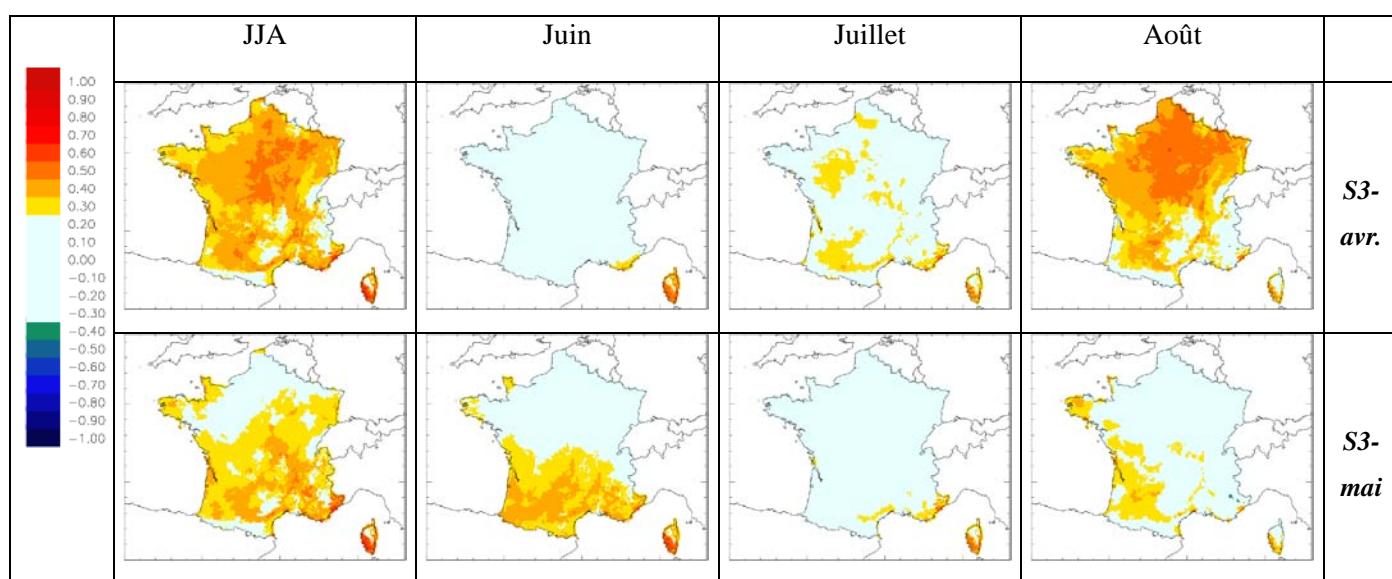


FIG. 7.5. même figure que 7.4. pour les expériences S3-avr. et S3-mai et les températures moyennes

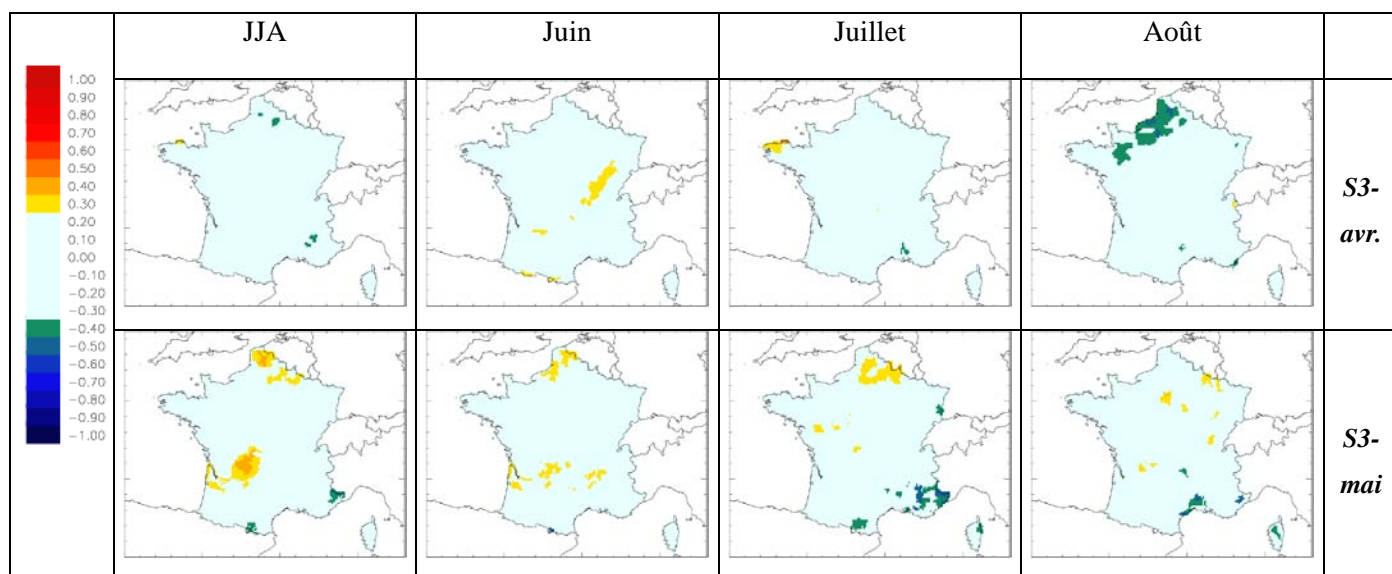


FIG. 7.6. même figure que 7.5 mais pour les pluies cumulées

Si nous revenons maintenant à la FIG. 7.4., nous pouvons remarquer, comme pour la saison du printemps avec le modèle ARPEGE-ENSEMBLES [Singla et al., 2012], que la région au Sud-Ouest de Paris et la région de la Camargue (Sud de la France) possèdent une prévisibilité significative importante. Elle est même perçue dès l'expérience S3-fev., bien que le signal reste faible par rapport à S3-avr. et S3-mai. Ces résultats confirment donc les résultats de Singla et al. [2012] pour la saison du printemps : ces régions ont une prévisibilité particulière du fait de leurs conditions spécifiques (végétation, régions avec sols profonds...).

Pour les débits, nous observons globalement une nette amélioration des corrélations temporelles dès l'initialisation du mois d'Avril, correspondant à un délai d'anticipation de deux mois (FIG. 7.7. et 7.8.). Par contre, un gain de score est visible pour l'expérience S3-mai par rapport à S3-avr. sur la région du Massif central.

On pourrait croire qu'il s'agit d'un simple effet de seuil du à la légende de couleurs. Seulement, lorsque nous observons les scores pour le mois de Juillet de S3-mai, ils sont supérieurs à 0.5 voire 0.7 pour les affluents de la Garonne descendants du Massif Central alors qu'ils sont non significatifs pour l'expérience S3-avr. Il y a donc bien une amélioration des scores, probablement significative, sur les scores trimestriels de débits, due à une amélioration des scores en Juillet dans cette région, mais actuellement nous n'avons pas encore identifié la cause.

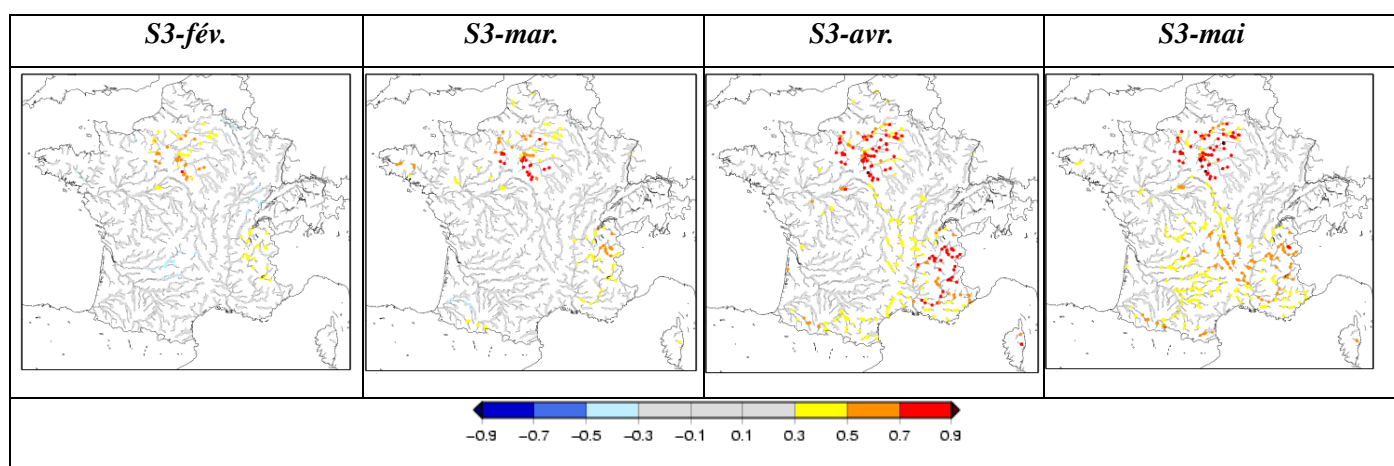


FIG. 7.7. Corrélations temporelles calculées entre les débits trimestriels prévus par Hydro-SF (suivant l'expérience et l'initialisation considérée) et les réanalyses SIM sur la France sur la période 1979-2007

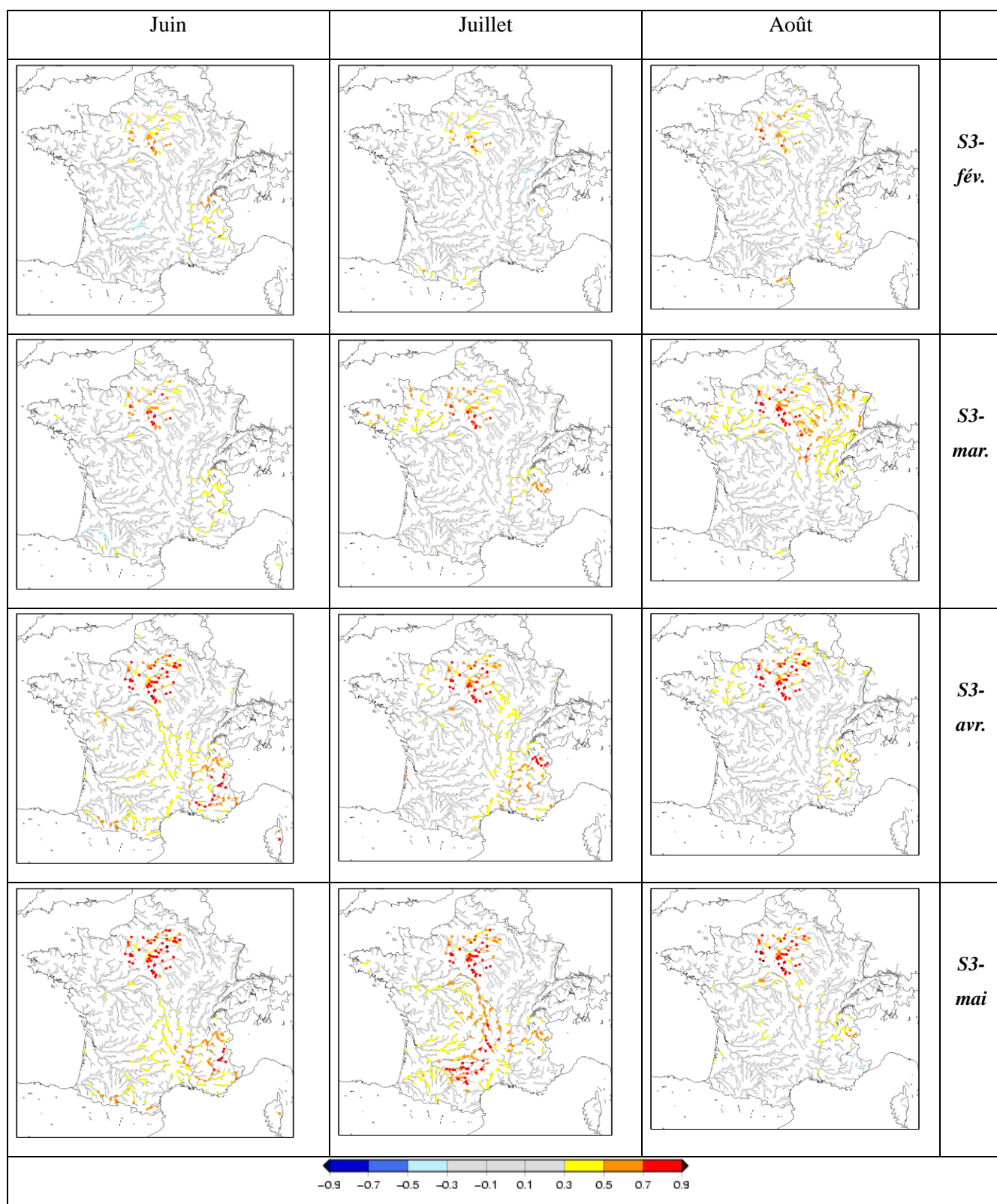


FIG. 7.8. Corrélations temporelles calculées entre les débits mensuels prévus par Hydro-SF (suivant l'expérience et l'initialisation considérée) et les réanalyses SIM sur la France sur la période 1979-2007

Toujours sur les débits, nous remarquons également que, dès l'expérience initialisée au mois de Février (délai d'anticipation de 4 mois), un signal significatif apparaît sur le bassin de la Seine (avec des scores déjà supérieurs à 0.7). Ces scores sont probablement dus à l'inertie de la nappe modélisée dans la chaîne Hydro-SF. Avec un délai d'anticipation de 4 mois, les stations les plus influencées par la nappe sont donc visibles. Puis, plus le délai diminue, plus le signal s'intensifie. Au mois de Mai, la quasi-totalité des stations possèdent ainsi des corrélations temporelles supérieures à 0.7 et certaines à 0.9.

Dans Singla et al.[2012], nous avons déjà vu la part de prévisibilité amenée par la nappe sur la saison du printemps (trimestre Mars-Avril-Mai) (avec ARPEGE-ENSEMBLES, 9 membres et un lead-time d'un mois). Or, en été, la part d'alimentation de la nappe dans les rivières est plus importante, les débits étant plus faibles. Ainsi, on peut supposer que la part de la prévisibilité des rivières à l'échelle de la saison en été est plus importante que celle de la saison du printemps grâce à la nappe.

Pour la région des Alpes et des Pyrénées, les scores sont aussi significatifs avec délai d'anticipation de 4 mois, bien que le signal reste faible (quelques stations dont les corrélations temporelles excèdent tout juste 0.3). Puis, tout comme pour le bassin de la Seine, les scores s'intensifient lorsque le délai diminue jusqu'à l'initialisation des prévisions au mois d'Avril.

Dans l'étude de prévisibilité du printemps (cf. chapitre 5 ; Singla et al., [2012]), nous avons vu que les Alpes du Nord ne bénéficiait pas de scores significatifs par rapport aux Alpes du Sud. Ceci était majoritairement dû à la période de fonte des neiges qui atteint son maximum en Juin sur la partie Nord des Alpes, alors que la partie Sud bénéficiait d'une fonte des neiges dont l'apogée était en Mai (altitudes plus faibles et climat plus chaud). Nous avons donc supposé qu'au mois de Juin, les scores sur les Alpes du Nord seraient significatifs. A présent, nous pouvons observer que les scores sont non seulement significatifs sur les Alpes du Nord sur le trimestre de l'été et aux mois de Juin et de Juillet, mais que les corrélations temporelles sont aussi supérieures à 0.7. La fonte de la neige amène donc de la prévisibilité aux débits en été.

Sur la FIG. 7.9., nous pouvons ainsi voir les débits simulés par S3-avr. sur le trimestre estival pour deux exemples de stations dans le Nord et le Sud des Alpes. Nous pouvons ainsi nous rendre compte de la bonne corrélation des débits simulés par S3-avr. par rapport aux réanalyses SIM sur la moyenne de l'ensemble, mais aussi que l'ensemble des membres couvre principalement les débits trimestriels extrêmes supérieurs (i.e. 1980 et 2001) et inférieurs (i.e. 1989).

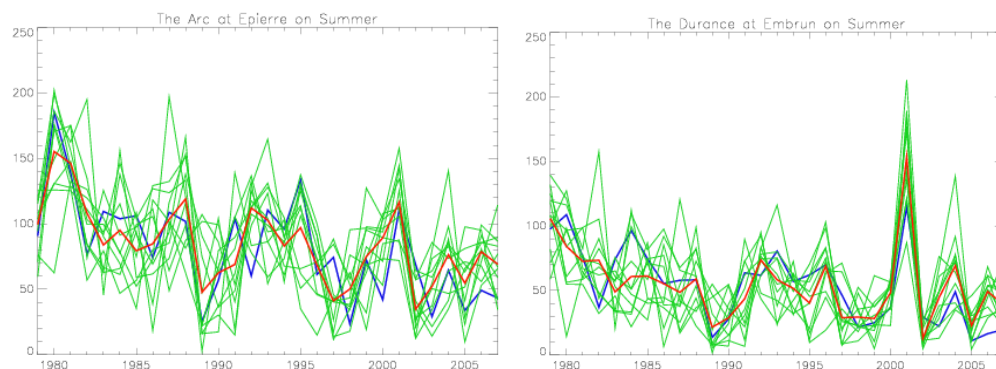


FIG. 7.9 Courbes des débits moyens trimestriels (m³/s) pour Juin-Juillet-Août, simulés par S3-avr. (rouge : moyenne de l'ensemble des membres ; vert : 11 membres) et les réanalyses SIM (bleu) sur l'Arc à Epierre (Alpes du Nord) et la Durance à Embrun (Alpes du Sud)

❖ Scores probabilistes

Précédemment nous avons observé les scores sur la moyenne de l'ensemble, nous allons maintenant nous concentrer sur les scores probabilistes avec le score de Brier, et ses composantes (fiabilité et résolution).

Ici, nous nous intéresserons exclusivement au tercile inférieur, puisque c'est celui qui est le plus intéressant dans un contexte de prévisions des étiages et d'éventuelles sécheresses.

Sur la FIG.7.10, nous observons donc les scores de Brier et ses scores de décomposition associé (excepté l'incertitude puisqu'elle ne change pas suivant les expériences) pour les quatre expériences avec les dates d'initialisation différentes. Les échelles ont été constituées de cette manière pour que les bons scores ressortent en rouge (faibles scores de Brier et fiabilité, grande résolution), et les mauvais scores en bleu (forts scores de Brier et fiabilités, faible résolution).

Comme observé précédemment pour les scores de corrélations temporelles sur les SWI, c'est l'expérience S3-avr. qui montre les meilleurs résultats sur la France en terme de score de Brier. Ce résultat provient essentiellement d'une amélioration de la fiabilité des prévisions saisonnières de SWI (plus la fiabilité est petite, meilleure elle est). Par contre, la résolution varie très peu suivant les expériences. La chaîne de modélisation a donc une faible capacité à représenter les différentes classes de probabilités pour le tercile inférieur des prévisions saisonnières en été.

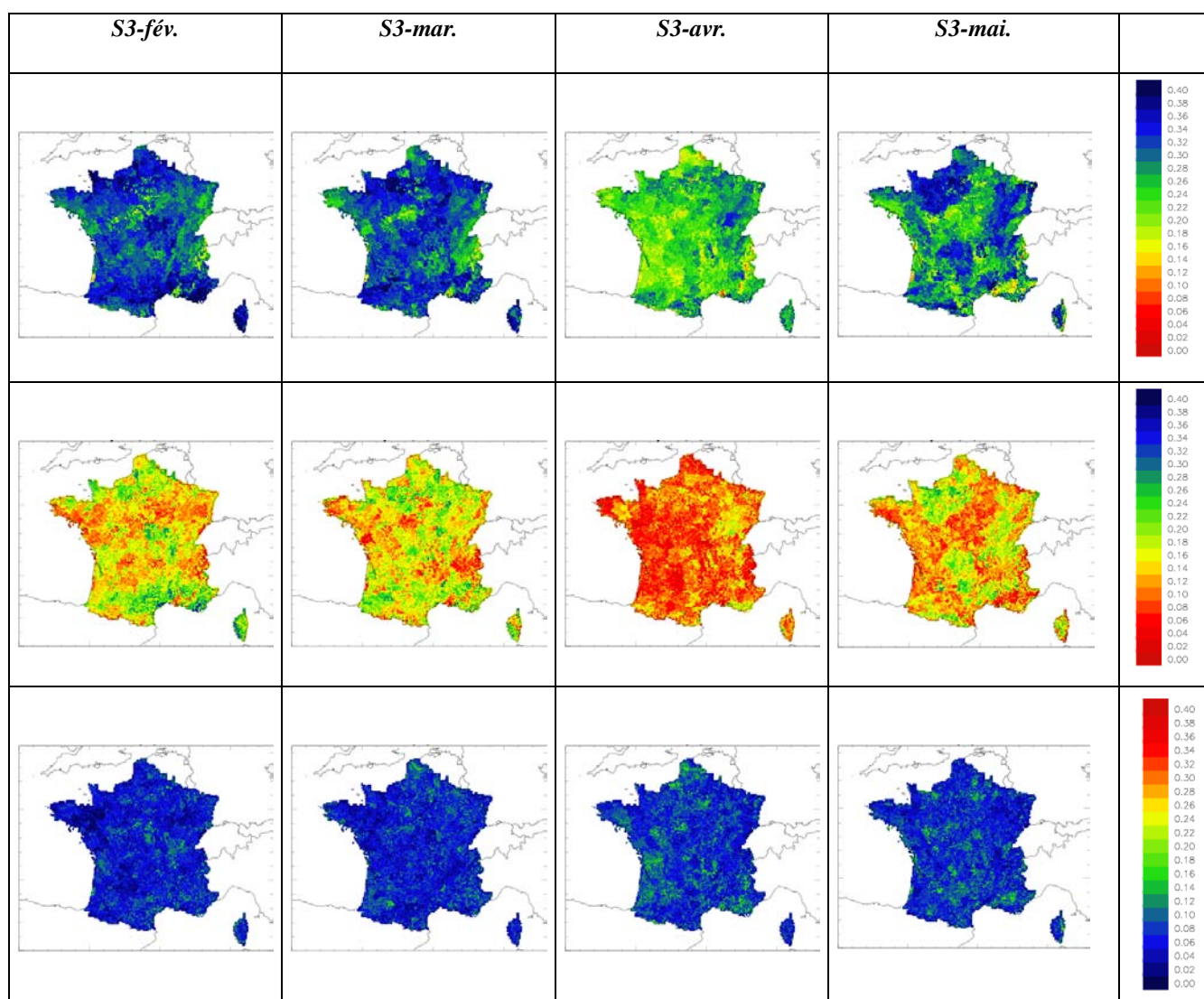


FIG. 7.10. Scores de Brier (haut), fiabilité (milieu) et résolution (bas) du tercile inférieur, calculés entre les SWI moyens trimestriels et mensuels (JJA) prévus par Hydro-SF (suivant l'expérience et l'initialisation considérée) et les réanalyses SIM en France sur la période 1979-2007

Pour les débits, l'amélioration des scores pour S3-avr. provient aussi essentiellement d'une meilleure fiabilité des prévisions saisonnières surtout pour la partie occidentale de la France (FIG. 7.11). Les scores significatifs sont aussi plus importants sur le bassin de la Seine (BS inférieurs à 0.10 et pouvant être inférieurs à 0.05) et les Alpes (BS inférieurs 0.10) pour les expériences S3-avr. et S3-mai, confirmant l'apport de la nappe et de la couverture neigeuse respectivement. Les scores de Brier des débits sont ainsi plus importants dans ces régions que les scores de Brier des SWI.

De plus, nous pouvons noter ici une amélioration de la résolution des débits sur la Seine au fur et à mesure que le délai d'anticipation diminue (non constaté pour les SWI).

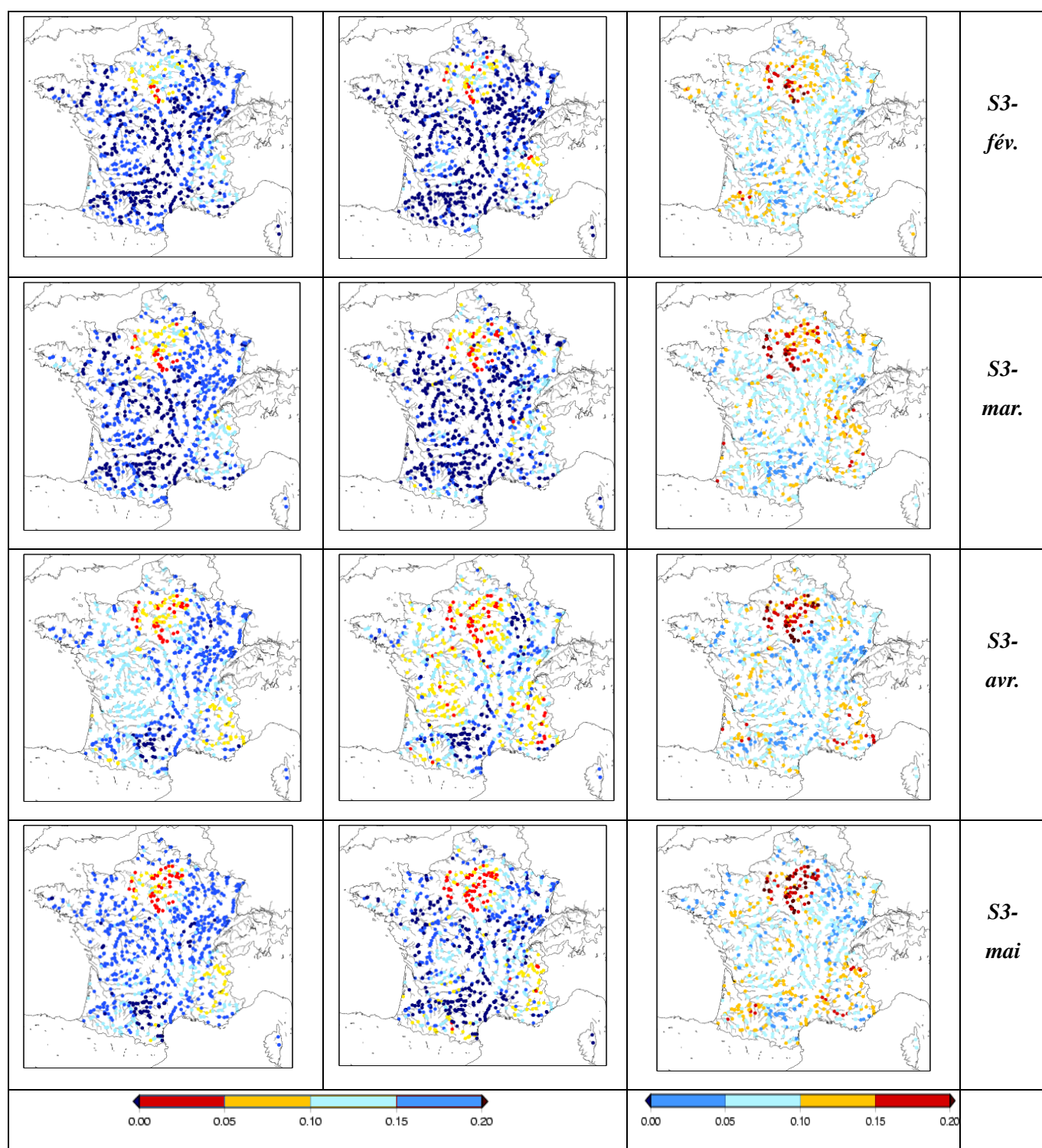


FIG. 7.11. Scores de Brier (gauche), fiabilité (milieu) et résolution (droite) du tercile inférieur des débits moyens trimestriels (JJA) simulés entre Hydro-SF et les réanalyses SIM (suivant l'expérience et l'initialisation considérée) en France sur la période 1979-2007

En conclusion, sur ces expériences, nous pouvons dire que l'expérience initialisée en Avril reste donc pour les variables hydrologiques, la meilleure pour les SWI et une des meilleures expériences (avec le mois de Mai) pour les débits en France sur la période 1979-2007, pour le trimestre de l'été.

Les expériences initialisées avant Avril sont probablement réalisées à des délais d'anticipation trop importants pour que les conditions initiales du sol (comme l'humidité) aient un impact sur le trimestre de l'été, mais pas pour la nappe souterraine modélisée sur le bassin de la Seine (dont on perçoit un faible signal possible à exploiter même en initialisant les prévisions en Février).

Remarque : seuls les terciles inférieurs ont été montrés ici, puisque nous nous intéressons aux prévisions des étiages et éventuelles sécheresses, cependant nous pouvons signaler que les prévisions saisonnières hydrologiques sont mieux simulées pour le tercile supérieur que le tercile inférieur (sur les FIG. 7.12 et 7.13, les aires de ROC sont montrés comme exemple pour les SWI et les débits trimestriels pour l'expérience S3-avr.).

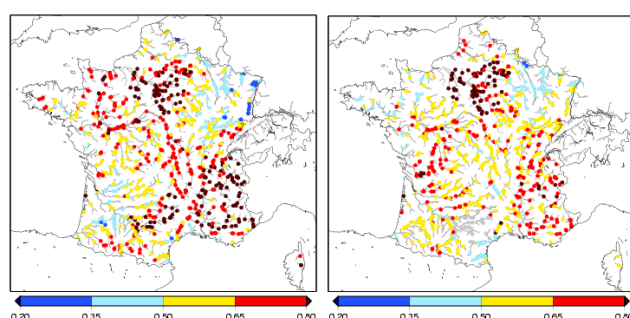


FIG. 7.12. Aires de ROC des débits moyens trimestriels (JJA) pour l'expérience S3-avr. en France sur la période 1979-2007 : tercile supérieur (gauche) et inférieur (droite)

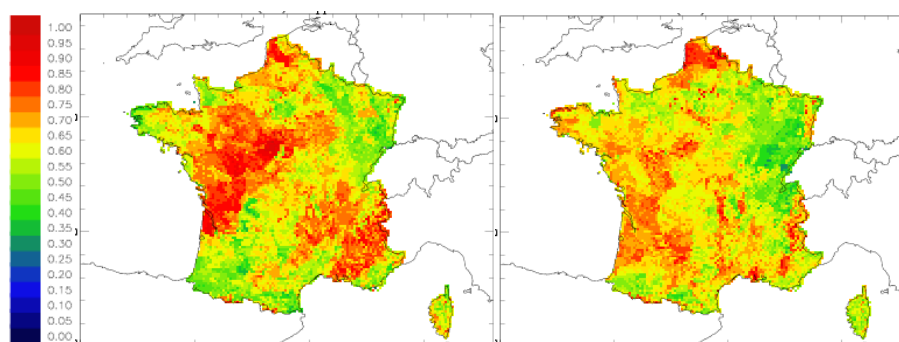


FIG. 7.13. Même figure que précédemment mais pour les SWI moyens trimestriels

7.3 Apport de la prévision saisonnière de climat sur le système hydrologique

7.3.1 Méthodologie

Dans cette section, la méthodologie de l'expérience de prévisibilité avec le forçage atmosphérique aléatoire réalisé pour la saison du printemps (RAF, cf. section 5.2. ; Singla et al., [2012]) a été reprise afin d'évaluer l'apport de la prévision saisonnière de climat pour le système hydrologique en été.

Pour des contraintes de temps, nous n'avons pas pu réaliser une expérience de prévisibilité RAF pour chaque date d'initialisation. Or, d'après les résultats précédents (sect. 7.2.2.), nous avons vu qu'une des meilleures dates d'initialisation des prévisions saisonnières hydrologiques est le 1^{er} Avril. Ainsi, nous avons réalisés une expérience RAF initialisée en Avril pour prévoir les débits et humidité des sols pour JJA (FIG. 7.14).

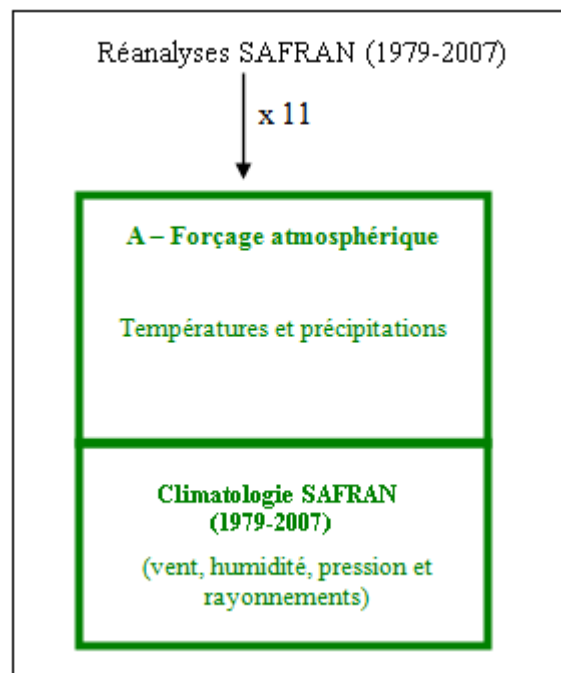


FIG. 7.14. Schéma récapitulatif de l'expérience RAF

7.3.2 Résultats

Dans cette section, nous allons directement comparer les corrélations temporelles et BSS de S3-avr. par rapport à l'expérience RAF-avr. pour évaluer ainsi comme pour le printemps [Singla et al., 2012], l'apport de la prévision saisonnière météorologique sur le système hydrologique pour le trimestre JJA sur la période 1979-2007.

La variable de comparaison des corrélations temporelles entre S3-avr. et RAF-avr. sur les SWI moyens trimestriels montre une différence positive sur l'Ouest de la France et sur quelques régions méditerranéennes (FIG. 7.15). Cette différence de scores se généralise sur l'ensemble du territoire de la France au mois de juillet.

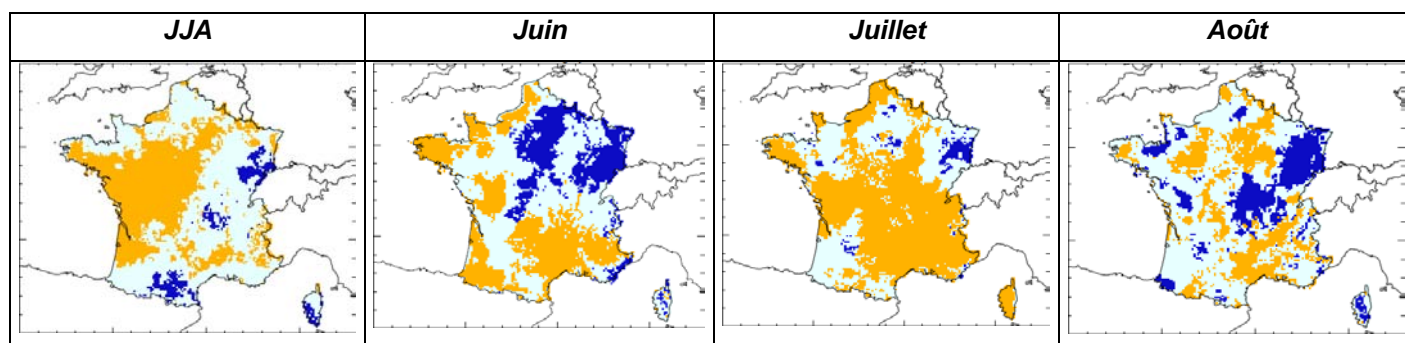


FIG. 7. 15. Régions où : l'expérience S3-avr. est meilleure que RAF-avr. (en orange) ; l'expérience RAF-avr. est meilleure que S3-avr. (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 ΔR pour les SWI moyens trimestriels et mensuels en France sur la période 1979-2007 (cf. détails sect. 4.3).

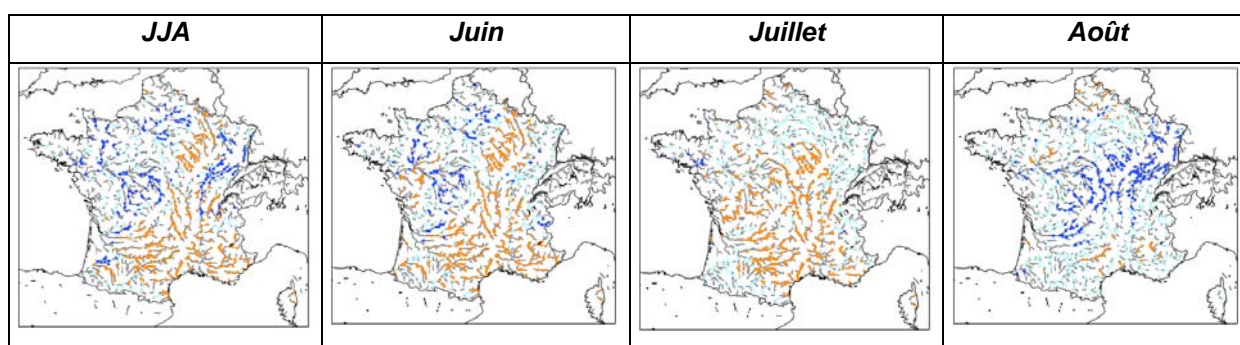


FIG. 7.16. Même figure que FIG. 7.15. mais pour les débits moyens trimestriels et mensuels

Sur la FIG. 7.16, nous pouvons alors constater que la prévision saisonnière de climat apporte de l'information sur toute la partie Sud de la France, mais aussi sur une région particulière au Nord-Est, faisant partie du bassin de la Seine, sur le trimestre et pour les mois

de Juin et de Juillet.

Par contre, si nous observons les résultats sur les Brier Skill Score pour le tercile inférieur (FIG. 7.17), l'amélioration des scores due à l'apport de la prévision saisonnière est plus localisée sur le Sud de la France pour les débits (pourtour méditerranéen et en particulier le bassin de la Durance). De plus, pour les mois de Juillet et Août, la prévision saisonnière de climat dégrade les scores par rapport aux données historiques (RAF). Il serait alors intéressant de réaliser un rééchantillonnage des différentes composantes du score de Brier, pour observer ainsi les différences éventuelles pour les termes de fiabilité et de résolution.

Pour les SWI, les résultats diffèrent de ceux des débits (FIG. 7.16). Sur le trimestre estival et les mois de Juin et Août, les prévisions saisonnières de climat n'apportent de l'information que dans des régions bien localisées, contrairement au mois de Juillet, où l'apport de la prévision saisonnière est plus important comme pour les corrélations (FIG. 7. 14).

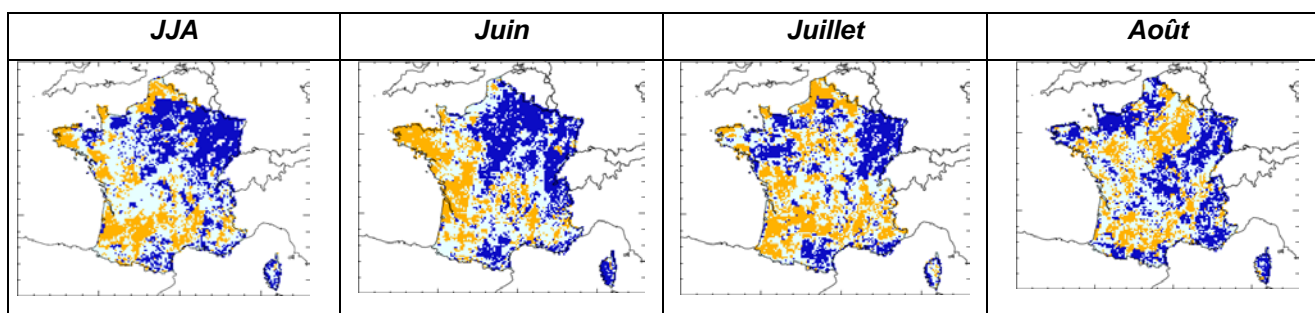


FIG. 7. 17. Régions où : l'expérience S3-avr. est meilleure que RAF-avr. (en orange) ; l'expérience RAF-avr. est meilleure que S3-avr. (en bleu foncé) ; les deux expériences sont équivalentes (bleu clair) ; les calculs sont réalisés pour les 100 variables de comparaison de BSS des terciles inférieurs pour les SWI moyens trimestriels et mensuels en France sur la période 1979-2007 (cf. détails sect. 4.3).

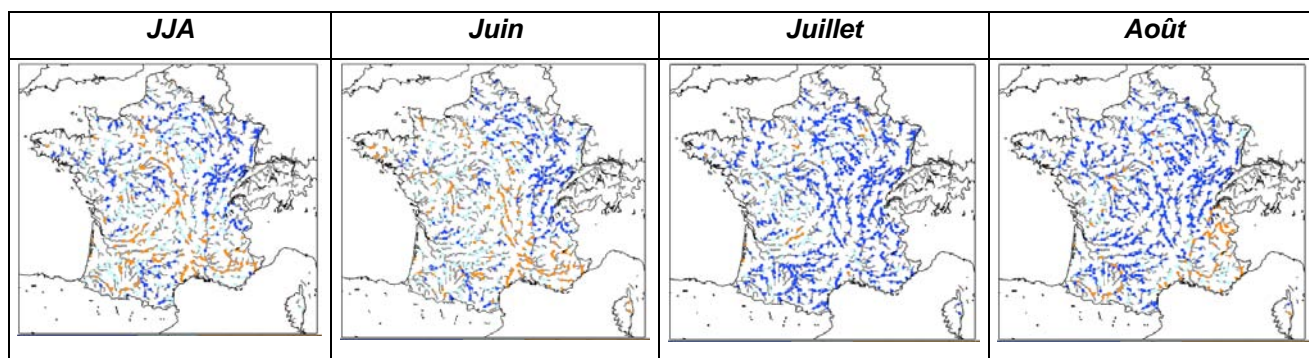


FIG. 7. 18. Même figure que FIG. 7.17. mais pour les débits moyens trimestriels et mensuels

7.4 Conclusion

Ce chapitre avait pour but de faire une première évaluation de la chaîne hydrométéorologique Hydro-SF pour prévoir les variables hydrologiques en été (JJA) sur la période 1979-2007 avec le modèle de climat opérationnel (ARPEGE-S3) à Météo-France. ARPEGE-S3 nous a permis de réaliser tout d'abord quatre expériences où les prévisions saisonnières et les conditions initiales du sol étaient initialisées en Février, Mars, Avril et Mai ; puis l'apport de la prévision saisonnière météorologique a été évalué grâce à une expérience supplémentaire basée sur un rééchantillonnage aléatoire des réanalyses SAFRAN (même expérience réalisée que le printemps, Singla et al. [2012]).

Les résultats ont alors montré que :

- (i) la meilleure date d'initialisation pour l'humidité des sols était en Avril, mais plus d'investigations seraient à mener notamment pour regarder les différences sur les paramètres de forçage atmosphérique (températures et précipitations totales) ;
- (ii) les deux meilleures dates d'initialisation pour les débits étaient en Avril et en Mai, se distinguant nettement des scores des mois de Février et Mars, comme pour les SWI. Cependant, pour les débits, la meilleure date d'initialisation reste en Mai ;
- (iii) la fonte de la neige dans les Alpes du Nord apporte une information significative contrairement au printemps [Singla et al., 2012] et reste cependant la principale cause des scores significatifs dans les Alpes du Sud ;
- (iv) l'aquifère profond sur le bassin de la Seine a un impact important sur la prévisibilité des débits en été, dont les stations les plus influencées montrent des scores significatifs dès l'initialisation de Février ;
- (v) le modèle climatique de prévision saisonnière apporte de l'information sur : les débits dans le Sud de la France sur la moyenne de l'ensemble, et plus localisée pour le tercile inférieur ; l'humidité des sols dans l'Ouest et dans le Sud, en particulier au mois d'Avril sur la moyenne de l'ensemble et sur des régions plus localisées pour le tercile inférieur.

Nous avons cependant remarqué que si les résultats sur les débits s'améliorent logiquement lorsque le délai d'anticipation diminue, il n'en est pas de même pour l'humidité des sols. Le fait que l'initialisation d'Avril soit meilleure que celle de Mai mériterait une étude plus approfondie. De plus, nous n'avons toujours pas trouvé pourquoi les scores sur le Massif Central étaient meilleurs au mois de Juillet avec l'initialisation des prévisions en Mai.

Pour résumer, cette étude montre donc qu'à partir d'Avril, il est possible de prévoir l'humidité des sols avec des scores significatifs dans certaines zones pour la saison de l'été (Sud-Ouest de Paris, Alpes, Sud-Est de la France).

Pour les débits, les zones concernées sont plutôt les zones à l'aval des massifs montagneux et le bassin parisien, grâce à la prévisibilité de la couverture neigeuse et à la nappe modélisée, comme pour la saison du printemps [Singla et al., 2012] mais de façon plus importante encore pour l'été.

Ces résultats sont ainsi encourageants et pourraient être prolongés par des études ciblées sur des cas concrets de gestion de la ressource, soit sur certains bassins versants ciblés, soit sur d'autres catégories plus extrêmes que les terciles.

Il serait également intéressant d'avoir les résultats du projet PREMHYCE toujours en cours, mis en place par le Ministère chargé de l'Environnement et de l'ONEMA (Office National des Eaux et Milieux Aquatiques) et qui va faire un état des lieux de la prévision des étiages en France. Ces résultats nous permettraient ainsi de savoir quels sont les outils dont on dispose en France actuellement qui pourraient alors être utilisés dans le Bulletin de Suivi Hydrologique National.

Autre point intéressant, ce serait d'évaluer bien évidemment la chaîne Hydro-SF sur les saisons d'automne (période de recharge des nappes) et d'hiver, toujours dans un contexte de pré-alerte de gestion des ressources en eau en France métropolitaine. Se rapprocher des gestionnaires des ressources en eau pour mieux cibler leurs besoins, serait alors nécessaire.

Chapitre 8

Conclusions et perspectives

Dans la continuité des travaux préliminaires de Tanguy [2008] et Céron et al.[2010], l'objectif de cette thèse était d'évaluer le potentiel de la chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF en France métropolitaine à l'échelle de la saison dans le cadre de la gestion des ressources en eau.

Pour cela, une évaluation des sources de prévisibilité atmosphériques et hydrologiques pour la saison du printemps a été menée dans le chapitre 5. Ensuite, et compte-tenu de l'importance démontrée des forçages atmosphériques sur les régions de plaine, toujours pour la saison du printemps, une étude de comparaison entre deux méthodes de descente d'échelle des prévisions saisonnières météorologiques a été réalisée dans le chapitre 6. Enfin, pour documenter l'intérêt d'une telle chaîne de prévision sur la question si importante des bas débit et d'éventuelles sécheresses, la performance de la chaîne de prévision pour la saison de l'été a été étudiée grâce à plusieurs expériences avec des dates d'initialisation différentes (de Février à Mai) ; de plus, l'apport de la prévision saisonnière par rapport à une prévision de type climatologique a aussi été évalué en été, comme cela avait été fait auparavant pour le printemps.

Synthèse des résultats

Sources de prévisibilité du système hydrologique pour la saison du printemps

Plusieurs expériences ont été menées avec le modèle de climat ARPEGE-ENSEMBLES sur la période 1960-2005 pour le trimestre du printemps Mars-Avril-Mai.

Les résultats ont alors montré que la nappe de la Seine, modélisée dans la chaîne de prévision saisonnière hydrologique Hydro-SF, impactait la prévisibilité des débits sur ce

bassin versant de façon importante, grâce notamment à sa grande inertie. En effet, il s'agit d'un aquifère profond qui est également le plus grand en France. L'impact des nappes alluviales (comme celle de la Saône) est visible, mais beaucoup moins marqué. Ce résultat incite donc à améliorer la composante souterraine du modèle hydrologique et de compléter le modèle en y incluant les principales nappes françaises, et tout particulièrement celles ayant une inertie importante comme la nappe de la Somme.

Ensuite, nous avons constaté l'influence primordiale de la neige sur les débits et humidités des sols en zone de montagne au printemps : Alpes et Pyrénées principalement. Toutefois, cette influence varie en fonction de l'importance de la couverture neigeuse, dépendant alors de l'altitude mais aussi du climat. Ainsi le signal lié à la fonte est visible sur l'humidité du sol et les débits dès le mois de Mai sur les Pyrénées et les Alpes du Sud alors que, sur les Alpes du Nord, il n'est visible qu'à partir du juin expliquant ainsi l'absence de scores significatifs au printemps dans cette région.

Autre résultat important, la prévisibilité des débits et humidités des sols en zone de plaine provient essentiellement du forçage atmosphérique, sauf sur quelques régions spécifiques. Ces régions bien localisées sont en effet constituées de régions sèches et/ou avec beaucoup de végétation et d'importants réservoirs dans le sol (comme la région au Sud-Ouest de Paris). Dans ces régions, la variabilité interannuelle de l'humidité des sols au printemps est suffisamment importante pour que ses anomalies persistent voire se propagent au cours de la prévision.

Sur les débits, les zones de plaines possèdent les scores les moins bons (par exemple, corrélations non significatives). Leur prévisibilité provenant du forçage atmosphérique, nous savons que les scores à attendre de ces variables seront toujours relativement faibles sur le territoire métropolitain. Toutefois, l'amélioration des modèles de climat et l'amélioration obtenue via la descente d'échelle des prévisions saisonnières pourraient permettre d'augmenter les scores hydrologiques. Par contre, pour les bassins versants dont la prévisibilité provient majoritairement des conditions initiales du sol, l'amélioration des scores pourrait se faire plutôt via l'assimilation de données de neige pour les montagnes et l'assimilation des hauteurs de nappe dans le cas de bassins comme la Seine, contrairement à celle des débits des rivières où l'eau ne réside pas plus d'une quinzaine de jours.

De plus, il a été mis en évidence que, par rapport à une prévision climatologique (expérience de type RAF), l'utilisation de prévisions météorologiques saisonnières apportait une information significative sur le Nord-Est de la France et une dégradation sur la zone méditerranéenne. Cette dégradation est cohérente avec les scores de prévisions saisonnières de climat du modèle ARPEGE-ENSEMBLES qui sont diminuées dans le Sud de la France, notamment en terme de fiabilité pour les scores probabilistes.

L'étude des résultats au pas de temps mensuel a montré une dégradation logique des résultats avec l'échéance. Toutefois, le mois de Mars présentait de meilleurs scores que sur le trimestre du printemps pour les variables météorologiques et les variables hydrologiques. Une prévision saisonnière pré-opérationnelle initialisée au mois de Février pour le mois de Mars pourrait donc être envisageable. D'autres tests avec d'autres dates d'initialisations de prévisions saisonnières seraient aussi intéressants à regarder, pour ainsi constater d'éventuels résultats similaires. Une prévision avec un délai d'anticipation d'un mois pourrait être ainsi réalisée en pré-opérationnel toujours dans un cadre de prévision pour la gestion des ressources en eau, si toutefois ces informations mensuelles s'avèrent intéressantes pour les gestionnaires de la ressource en eau.

Les forçages atmosphériques disponibles

Concernant le forçage atmosphérique, nous avons réalisé une étude qui a permis d'améliorer le seuil critique de température pour la discrimination pluie/neige présent dans le modèle. Celui-ci était de 0.5°C conduisant à une sous-estimation des chutes de neige. Nous avons donc réajusté ce seuil critique à une valeur de 1.5°C, ce qui a permis de corriger la sous-estimation des chutes de neige dans les prévisions.

Aussi, plusieurs forçages provenant du modèle de prévision saisonnière ARPEGE utilisés ont été évalués (DEMETER, ENSEMBLES, SYSTEM3 opérationnel). Nous avons ainsi pu constater une proximité des scores entre ARPEGE-ENSEMBLES et ARPEGE-S3 (modèle opérationnel), mais une faible dégradation des scores de prévision sur la France de la version ARPEGE du projet ENSEMBLES par rapport à ARPEGE du projet DEMETER, notamment sur le Sud de la France sans aucune explication. .

Descente d'échelle des prévisions saisonnières pour la saison du printemps

Dans le chapitre 6, nous avons testé une méthode de désagrégation plus complexe que celle utilisée auparavant dans la chaîne Hydro-SF, en espérant améliorer les scores sur les forçages atmosphériques et donc les scores hydrologiques en zone de plaine. Cette méthode, nouvelle dans le domaine de la prévision saisonnière, est basée sur la classification par type de temps et analogues et est réalisée grâce au logiciel DSCLIM, développée et validée par le CERFACS. Nous l'avons donc adaptée à la prévision saisonnière puis appliquée sur les précipitations totales et les températures. Une comparaison directe avec la méthode simple utilisée auparavant a alors été réalisée sur le forçage atmosphérique mais aussi sur le système hydrologique pour la saison du printemps.

Même si une amélioration des biais déterministes et probabilistes est constatée, elle concerne seulement quelques régions pour les paramètres météorologiques et hydrologiques sur le trimestre du printemps. Par contre, les scores de corrélations sont dégradés par rapport à la méthode de descente d'échelle simple utilisée auparavant, surtout aux mois d'Avril et de Mai et sur les terciles inférieurs des pluies et des variables hydrologiques.

Compte tenu de ces résultats mitigés, nous avons alors préféré garder la méthode de descente d'échelle simple actuelle dans la chaîne de prévision saisonnière hydrologique, en corrigeant la température critique pluie/neige pour la dernière partie de la thèse, et regarder les scores de prévision saisonnière hydrologique de la chaîne Hydro-SF en été pour une prévision des bas débits et éventuelles sécheresses.

Performance de la prévision saisonnière hydrologique pour la saison de l'été

Nous avons finalement évalués la prévision saisonnière hydrologique avec Hydro-SF en été. Pour cela, quatre expériences avec différentes initialisations (de Février à Mai) ont été réalisées pour prévoir le trimestre Juin-Juillet-Août, grâce au système de prévision saisonnière ARPEGE-S3 opérationnel.

La comparaison des scores des quatre expériences montre un saut important de la qualité des prévisions initialisées entre les mois de Mars et d'Avril : les scores de Février et Mars sont comparables et nettement plus faibles que ceux des mois d'Avril et Mai.

Pour l'indice d'humidité des sols, l'initialisation des prévisions saisonnières hydrologiques en Avril est meilleure qu'en Mai. Ce résultat peut paraître surprenant, mais il reste cohérent

avec les résultats observés pour les températures et précipitations totales d'ARPEGE-SYSTEM3, dans le cadre de la prévision opérationnelle (voir : <http://elaboration.seasonal.meteo.fr>). En effet, les scores probabilistes du forçage atmosphérique sont meilleurs quand les prévisions saisonnières sont initialisées en Avril plutôt qu'en Mai pour la saison Juin-Juillet-Août. Par ailleurs, on peut raisonnablement penser que l'humidité des sols a un lien direct avec les forçages de température et de précipitation.

Par contre, pour les débits, l'initialisation des prévisions saisonnières hydrologiques en Mai est meilleure qu'en Avril (principalement due à une amélioration des débits en provenance du Massif Central sur le mois de Juillet). Les deux variables hydrologiques réagissent donc différemment, l'humidité des sols étant plus directement soumise au forçage atmosphérique.

Une expérience similaire à celle réalisée pour le printemps, nous a également permis d'évaluer l'apport de la prévision saisonnière par rapport à la climatologie sur le système hydrologique en France pour l'été. La prévision météorologique saisonnière apporte ainsi de l'information sur le Sud ainsi qu'une partie Nord-Est de la France, en terme de corrélation mais aussi de score probabiliste (notamment les termes de biais).

Le Nord-Est de la France reste donc une région où, au printemps comme en été, la prévision saisonnière de climat améliore les scores.

En ce qui concerne les bassins de montagne, la prévision saisonnière de climat n'améliore pas les scores en terme de biais, mais elle améliore tout de même quelque peu les corrélations temporelles des débits au printemps et en été dans les Pyrénées et seulement en été pour les Alpes.

Enfin, sur les débits de la partie amont du bassin de la Seine (influencée par les précipitations totales), de même que les montagnes, ce sont les corrélations temporelles qui sont améliorées grâce à la prévision saisonnière de climat.

Conclusions sur la mise en place de prévisions saisonnières opérationnelles

Cette thèse a permis d'améliorer les connaissances sur la prévision saisonnière hydrologique en France métropolitaine, en particulier pour les saisons du printemps et de l'été. En effet, les sources de prévisibilité météorologiques ont été quantifiées, notamment grâce à l'évaluation de plusieurs systèmes de prévisions (DEMETER, ENSEMBLES,

SYSTEM3). De plus, les sources de prévisibilité hydrologique ont aussi été évaluées grâce à une étude sur l'ensemble du territoire métropolitain.

Les différentes études ont été menées dans un contexte compatible avec un système opérationnel : utilisation de données en provenance du SYSTEM3 pour les prévisions météorologiques saisonnières, utilisation d'une version opérationnelle de la chaîne SIM, et utilisation d'une descente d'échelle simple. La chaîne de prévision hydrologique saisonnière Hydro-SF telle qu'utilisée dans le dernier chapitre pourrait donc être mise en opérationnel assez rapidement.

Enfin, en ce qui concerne la descente d'échelle avec la méthode complexe DSCLIM, nous ne recommandons pas de la rendre opérationnelle pour le moment. Les résultats mitigés obtenus montrent en effet le besoin de consolider cette méthode avant de pouvoir en tirer tous les bénéfices escomptés dans le domaine de la prévision saisonnière.

Perspectives

De nombreuses perspectives pour la prévision saisonnière hydrologique en France métropolitaine se dégagent donc de ces travaux

Nous avons commencé à explorer la problématique de la descente d'échelle. Cependant, la descente d'échelle réalisée à l'aide de DSCLIM, n'a été réalisée que sur les paramètres de précipitations totales et températures mais à partir de relations statistiques basées sur les précipitations totales seules. Il serait donc intéressant d'appliquer cette méthode en utilisant des relations statistiques également basées sur les températures, autre paramètre important pour les prévisions saisonnières hydrologiques. De plus, d'autres tests de sensibilité de la méthode pourraient être utilisés dans le cadre de la prévision saisonnière comme sur le paramètre de grande échelle et les types de temps utilisés. Notamment la Direction de la Climatologie a récemment travaillé sur des types de temps discriminants pour les anomalies climatiques de précipitations et de températures en France. Il serait très intéressant d'étudier les résultats produits par DSCLIM avec de tels types de temps.

L'importance des conditions initiales du sol pour le système hydrologique en France métropolitaine n'est plus à démontrer. Une meilleure estimation de ces conditions aiderait

donc probablement à l'amélioration des scores de prévisions saisonnières hydrologiques. Le développement de méthodes telles que l'assimilation des hauteurs de nappe ou de la neige (observations, satellites...) pourraient être une piste intéressante.

Pour améliorer les prévisions saisonnières hydrologiques, une amélioration du modèle hydrologique utilisé dans la chaîne de prévision pourrait également être réalisée. Par exemple, MODCOU est en cours de modification avec l'intégration de plusieurs nappes dans le modèle. En ce qui concerne la neige, des investigations sont en cours pour améliorer la résolution spatiale sur les zones de montagne, permettant de mieux simuler l'enneigement et d'améliorer les résultats pour les petits bassins versants en zone de montagne. Une évolution de la représentation du sol, utilisant un modèle multicouche plus détaillé que le modèle actuel est en cours de test dans ISBA. De même, le rôle de la végétation dans le développement des sécheresses mériterait d'être quantifié et pris en compte si nécessaire (une version d'ISBA simule de manière interactive l'évolution de la bio-masse).

Actuellement le système de prévision saisonnière hydrologique produit des prévisions d'ensemble dont chaque membre correspond à une prévision saisonnière de températures et de précipitations totales différente (initialisée par des conditions initiales océaniques et atmosphériques différentes). Le système de prévisions ARPEGE, développé à Météo-France a donc été testé. Mais, il serait intéressant de réaliser des prévisions saisonnières hydrologiques à partir de plusieurs modèles atmosphériques : par exemple, les modèles utilisés dans le cadre d'EUROSIP regroupant alors les modèles de Météo-France, du UK Met Office et du CEPMMT. Le multi-modèle atmosphérique permettrait donc de mieux échantillonner l'incertitude des prévisions de températures et de précipitations totales. Il faut noter que des premiers tests avec le modèle du CEPMMT du projet DEMETER ont montré des scores similaires à ceux obtenus avec le modèle ARPEGE du projet DEMETER [Tanguy, 2008].

De manière similaire, il serait aussi très intéressant de réaliser des prévisions saisonnières hydrologiques avec un multi-modèle hydrologique. Ici, le modèle utilisé dans la chaîne de prévision est le modèle SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM), mais d'autres modèles hydrologiques pourraient être utilisés comme ceux dans le cadre du projet PREMHYCE pour la prévision des étiages. Cependant pour des questions de portabilité de la chaîne en opérationnelle, il faudrait limiter le nombre de modèles et le nombre de membres utilisées. De ce point de vue, on peut rappeler que l'accès à des analogues, comme le fait DSCLIM, peut

apporter une solution intéressante quand à l'enrichissement des ensembles de forçages atmosphériques.

Toutefois, tout au long de cette thèse, nous avons comparés les simulations prévues par Hydro-SF par rapport aux réanalyses SIM. Avant de réaliser d'autres travaux avec Hydro-SF, il serait donc primordial de comparer les simulations prévues par Hydro-SF avec les observations.

Regarder les scores de prévision saisonnière hydrologiques sur les autres saisons de l'année (automne et hiver) toujours dans un contexte de pré-alerte de sécheresses, est envisageable. De même d'autres catégories plus extrêmes que les terciles pourraient aussi être évalués [Céron et al., 2010]. Ainsi, questionner les utilisateurs de prévisions saisonnières hydrologiques sur leurs attentes et besoins permettrait de mieux cibler les priorités de recherche sur la prévision hydrologique saisonnière en France.

Enfin, il serait très utile de poursuivre la qualification de cette chaîne sur des problèmes de gestion concrets (gestion de barrages, partage de l'eau entre différents usages, ...) pour évaluer son apport pour la gestion opérationnelle, et pour cela un rapprochement avec les gestionnaires serait nécessaire.

Le rapprochement entre les prévisionnistes et les usagers des prévisions saisonnières va être réalisé, par exemple, dans le cadre du projet européen EUPORIAS, dont l'un des principaux objectifs est de développer et de fournir des services climatiques de prévisions d'impact (de 1 à 12 mois en avance) grâce à la collaboration entre les centres de prévisions météorologiques et les usagers de plusieurs pays, dont Météo-France et EDF en France.

Une thèse sur la prévision saisonnière appliquée au domaine de l'agriculture avec le modèle de transfert de surface ISBA est également en cours à Météo-France.

ANNEXE A

(i) Aspect énergétique

1. Les équations d'évolution T_s et T_2 :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \quad (2)$$

La température de surface (eq. 1) évolue à la fois sous l'influence du flux de chaleur dans le sol $G = R_n - H - LE$ (R_n , étant le bilan radiatif à la surface, H , le flux de chaleur sensible et LE , le flux de chaleur latente), et d'un terme de rappel à la température du sol profond T_2 . Le coefficient C_T est la capacité thermique de l'ensemble sol-végétation.

La température profonde T_2 (eq. 2) est la moyenne journalière de la température de surface : son évolution dépend alors d'un terme de rappel vers T_s avec une constante de temps $\tau = 1$ jour.

2. Le bilan énergétique dans ISBA :

Le rayonnement solaire s'exprime par la relation suivante :

$$R_n = R_G(1 - \alpha_t) + (RAT - \sigma T_s^4) \quad (3)$$

avec :

- T_s : la température unique du milieu sol-végétation-neige
- σ : la constante de Stefan-Boltzmann
- α_t : l'albédo total(sol,végétation,neige)
- $R_G(1 - \alpha_t)$: le rayonnement solaire descendant absorbé
- RAT : le rayonnement atmosphérique absorbé
- σT_s^4 : les radiations infrarouges émises par la surface

Dans l'équation 1, nous avons vu que H est le flux de chaleur sensible, LE le flux de chaleur latente et donc G le flux de conduction dans le sol (stockage de chaleur dans le sol). Ces flux sont déterminés par des lois aérodynamiques :

$$H = \rho_a C_p C_H V_a (T_s - T_a) \quad (4)$$

avec C_p la chaleur spécifique de l'air ; ρ_a, V_a, T_a , la densité de l'air, la vitesse du vent et la température de l'air. C_H est un coefficient d'échange qui dépend de la stabilité thermique de l'atmosphère et des rugosités z_{0m} et z_{0h} .

Le flux de chaleur latente est décrite ensuite puisqu'il décrit le lien entre les bilan énergétique et hydrique.

(ii) La gestion de l'eau

1. Les équations d'évolution de w_q, w_2, w_3 , et w_r

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g - F_{gw}) - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}) \quad \text{avec} \quad 0 \leq w_2 \leq w_{sat} \quad (5)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr} - F_{2w}) - D_{rl} - D_{fl} \quad \text{avec} \quad 0 \leq w_2 \leq w_{sat} \quad (6)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_2 - d_3} (D_{rl} + D_{fl}) - D_{r2} \quad \text{avec} \quad 0 \leq w_2 \leq w_{sat} \quad (7)$$

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} = vegP - E_r - R - r \quad \text{avec} \quad 0 \leq w_r \leq w_{rmax} \quad (8)$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau.

Les termes de drainage D_{rl} et D_{r2} sont définis par :

$$D_{r1} = \frac{C_3 d_3}{d_2 T} \max[w_{\text{drain}}, (w_2 - w_3)] \quad (9)$$

$$D_{r2} = \frac{C_3 d_3}{\tau(d_3 - d_2)} \max[w_{\text{drain}}, (w_2 - w_{fc})] \quad (10)$$

(cf. paragraphe Le drainage gravitationnel) et la diffusion entre la zone profonde et la zone racinaire est exprimée par :

$$D_{f1} = \frac{C_4}{\tau} (w_2 - w_3) \quad (11)$$

L'évolution du contenu en eau du réservoir d'interception w_r (eq. 8) dépend du taux de précipitations P et de l'évaporation du réservoir E . Lorsque w_r excède le contenu maximal $w_{r\max} = 0.2 \times LAI \times veg$, une quantité R_r est ruisselée vers la surface. La partie des précipitations qui n'est pas interceptée $((1 - veg)P)$ atteint le sol nu et peut ruisseler en surface (Q_r). Donc seule la quantité $P_g = (1 - veg)P + R_r - Q_r$ s'infiltre dans le sol.

Le contenu en eau de surface w_g (eq. 5) évolue en fonction du flux d'eau de surface (les précipitations P_g qui s'infiltrent, l'évaporation du sol nu E_g , et le flux d'eau F_{gw} se transformant en glace) et de la diffusion vers la couche inférieure (rappel vers le contenu en eau w_{geq} à l'équilibre entre les forces de gravité et de capillarité). Les coefficients C_1 et w_{geq} ont été calibrés et dépendent de la texture du sol et du contenu en eau.

Le contenu en eau de la zone racinaire w_2 (eq. 6) évolue en fonction d'un terme source, le taux de précipitations P_g , et de plusieurs termes puits : l'évaporation du sol nu E_g , le flux d'eau se transformant en glace F_{gw} , le drainage gravitationnel vers la couche profonde et les échanges d'eau par capillarité entre ces deux couches.

La zone profonde (eq. 7) est alimentée en eau par le drainage depuis la zone racinaire D_{r1} mais en perd par sa base de drainage gravitationnel D_{r2} et en échange par diffusion avec la couche racinaire D_{f1} .

Les coefficients C_2 , C_3 et C_4 ont été calibrés et dépendent uniquement de la nature du sol.

2. Le bilan hydrique dans ISBA

L'équation du bilan hydrique sur une durée t est :

$$\sum \text{Précipitations} = \sum \text{Evaporation} + \sum \text{Ruissellement} + \sum \text{Drainage} + \Delta w \quad (12)$$

Δw représentant la variation du stock d'eau dans le réservoir total. Elle a été décomposé réservoir par réservoir dans le paragraphe précédent. Détaillons maintenant les autres termes :

□ l'évaporation :

Elle résulte de la somme de plusieurs termes :

$$E = E_g + E_v + E_s + E_{gi} + E_{sl} \quad (13)$$

où E_g est l'évaporation du sol nu, E_v celle provenant de la végétation, E_s le flux d'évaporation du manteau neigeux (sublimation si $E_s > 0$), E_{gi} le flux de sublimation de la glace, et E_{sl} le flux d'évaporation de l'eau liquide contenue dans la neige. Par ailleurs, on obtient ainsi le flux de chaleur latente :

$$LE = LE_g + LE_v + L_g (E_s + E_{gi} + E_{sl}) \quad (14)$$

avec L et L_g la chaleur spécifique d'évaporation et de sublimation.

▪ l'évaporation du sol nu, E_g :

Ce terme est donné par les expressions suivantes :

$$E_g = (1 - veg) \rho_a C_H V_a (h_u q_{sat}(T_s) - q_a), \quad si \quad q_{sat}(T_s) > q_a \quad (15)$$

$$E_g = (1 - veg) \rho_a C_H V_a (q_{sat}(T_s) - q_a), \quad si \quad q_{sat}(T_s) < q_a \quad et \quad T_s < T_a \quad (16)$$

avec ρ_a et V_a la densité de l'air et la vitesse du vent, C_H un coefficient d'échange, $q_{sat}(T_s)$ l'humidité spécifique à saturation à la température T_s , q_a l'humidité spécifique de l'air, et h_u l'humidité relative de surface du sol dépendant du contenu en eau du sol et de la capacité au champ.

L'équation 16 décrit en fait le flux de rosée correspondant à $E_g < 0$.

- l'évapotranspiration de la végétation, E_v :

Ce terme en regroupe en fait deux : l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage (E_r) et la transpiration de la végétation (E_{tr}). On a donc : $E_v = E_r + E_{tr}$.

Le flux d'évaporation de l'eau interceptée par la végétation est donné par la formule suivante :

$$E_r = veg\rho_a \frac{\delta}{R_a} [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad \text{où} \quad R_a = \frac{1}{C_H V_a} \quad (17)$$

avec δ la fraction de feuillage recouverte d'eau. On considère (d'après Deardorff, 1978) que :

$$\delta = \left(\frac{w_r}{w_{r\max}} \right)^{2/3} \quad (18)$$

Le flux de transpiration des plantes s'écrit :

$$E_{tr} = veg\rho_a \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (19)$$

Dans cette équation, R_s est la résistance de surface à la diffusion de l'eau. Elle est calculée suivant la méthode Jarvis (1976) dont la formule est :

$$R_s = \frac{R_{s\min}}{LAI} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1} \quad (20)$$

Les fonctions F_1 , F_3 et F_4 caractérisent les contraintes exercées par l'environnement sur le flux de transpiration (rayonnement solaire, température de l'air, déficit de saturation de l'atmosphère). La fonction F_2 caractérise le stress hydrique de la plante et dépend de la capacité au champ, du point de flétrissement et du contenu en eau du sol de la zone racinaire.

- la sublimation de la neige, E_s : voir le chapitre suivant sur le schéma de neige.

□ **le drainage gravitationnel :**

Le drainage gravitationnel est le flux d'eau (vers le bas) qui a lieu à la base de la zone racinaire et du réservoir profond. Il est exprimé sous forme d'un rappel à la capacité au champ (cf. eq. 9 et 10), de la forme suivante :

$$D = -\frac{C_3 d_3}{\tau d} \max[w_{drain}, (w - w_{fc})] \quad (21)$$

Si on suppose que seul le drainage fait évoluer le contenu en eau du sol w , sa décroissance est exponentielle jusqu'à la capacité au champ où le drainage vaut w_{drain} .

Une expression de C_3 , vitesse de rappel à la capacité au champ, a été définie par Noilhan and Mahfouf (1996) :

$$C_3 = \frac{5.327 X_{clay}^{-1.043}}{d} \quad (22)$$

w_{drain} est un écoulement de base (ou « drainage sous-maille ») qui permet de soutenir les débits d'étiage et qui n'intervient que lorsque $w < w_{fc}$. Il permet de simuler l'influence de nappes aquifères non explicitement résolues, sa valeur doit donc être nulle lorsque le domaine souterrain est modélisé (couplage avec le modèle MODCOU, cf.). Ce mécanisme a été introduit dans ISBA afin de simuler les débits en saison sèche. Il peut produire un drainage linéaire relativement faible pour des valeurs de contenu en eau du sol relativement petites. La valeur de ce w_{drain} dépend de la texture du sol et est de l'ordre de quelques millimètres par jour. Il est calibré sur chacun des bassins considérés.

On s'intéresse tout d'abord aux bassins-amonts monitorés, et on détermine la valeur du w_{drain} grâce à la formule suivante (Caballero et al, 2007b) :

$$Q_{cM} = w_{drain} M \times \frac{A_{cell}}{T_0} \times \sum_i (C_{3i} \times d_{3i} \times A_i) \quad (23)$$

avec A_{cell} la surface d'une maille ISBA (8×8 km), T_0 valant 86400s, C_{3i} comme défini ci-dessus (eq. 22) pour chacune des mailles, d_{3i} la profondeur du sol, et A_i la surface de la maille incluse dans

le bassin considéré. Q_{cM} est la moyenne d'un certain nombre des plus faibles débits de ces bassins, calculée sur une longue période.

Pour déterminer le w_{drain} des bassins en aval des bassins monitorés, on utilise les débits d'étiages moyens amonts que l'on relie aux débits d'étiages moyens avals :

$$Q_{cD} = Q_{cU} + w_{drain} D \times \frac{A_{cell}}{T_0} \times \sum_i (C_{3i} \times d_{3i} \times A_i) \quad (24)$$

- le profil exponentiel de la conductivité hydraulique dans le sol :

Une version améliorée de la physique de l'eau dans le sol d'ISBA a été implémentée par Quintana Seguí et al (2009). Cette amélioration n'est pas, à l'heure actuelle, présente dans la version opérationnelle de SIM-analyse, ni dans les divers systèmes de prévisions d'ensembles. Elle a tout de même été utilisée dans la thèse de Thirel (2009) dans un but d'assimilation des débits mais ne sera pas utilisée dans cette thèse.

- le ruissellement sous-maille :

Le schéma de surface étant utilisé à l'échelle d'un bassin versant est sur des mailles de 8 x 8 km, il s'avère nécessaire de paramétrer un ruissellement sous-maille. En effet, sur de telles surfaces, le ruissellement se produit bien avant que toute maille ne soit saturée. IL faut donc envisager la possibilité que seule une partie d'une maille puisse contribuer au ruissellement total.

C'est pourquoi le schéma de ruissellement sous-maille VIC (Variable Infiltration Capacity) a été paramétrisé dans ISBA. Son principe est présenté sur les figures.

Une maille est constituée d'une infinité de réservoirs élémentaires dont la capacité d'infiltration varie continûment entre 0 et une valeur maximale i_m (cf. Fig.1). Le contenu en eau moyen w_2 de la maille est la somme des contenus en eau de chacun de ces réservoirs. On note i le contenu en eau des réservoirs élémentaires non saturés. Tous les réservoirs qui ont une capacité d'infiltration inférieure à i sont donc saturés. On note $A(i)$ la fraction de la maille qui est ainsi saturée.

Lors d'un événement pluvieux, si on considère que les précipitations se répartissent uniformément sur la maille, chaque réservoir recevant P , la fraction $A(i)$ déjà saturée ne peut plus stocker ce surplus d'eau et va donc l'évacuer par ruissellement. Les réservoirs élémentaires qui ont une capacité d'infiltration inférieure à $i + P$ vont se remplir puis ruisseler le reste des précipitations. Enfin, les autres réservoirs (avec une capacité d'infiltration supérieure à $i + P$) vont pouvoir stocker toute l'eau qu'ils reçoivent.

Le ruissellement est donc la somme des contributions des réservoirs élémentaires déjà saturés et de ceux qui seaturent lors de l'événement pluvieux.

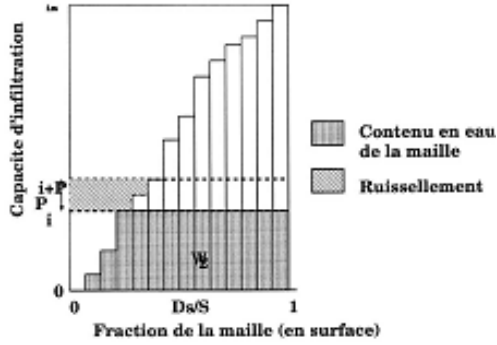


Fig.1 Principe du schéma de ruissellement sous-maille

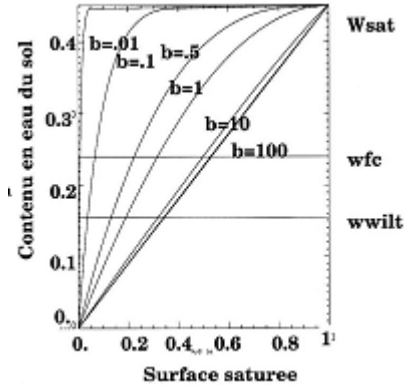


Fig.2 Variation de la fraction de la maille saturée en fonction du contenu en eau et du paramètre de courbure.

Dans le schéma de ruissellement sous-maille, on suppose que la capacité d'infiltration de la maille suit la distribution suivante (cf. Fig.2) :

$$i = i_m \left[1 - (1 - A(i))^{1/6} \right] \Leftrightarrow A(i) = 1 - \left(1 - \frac{i}{i_m} \right)^b \quad (27)$$

où $A(i)$ est la fraction de la maille pour laquelle la capacité d'infiltration est inférieure à i ($0 \leq A(i) \leq 1$), i_m est la capacité d'infiltration maximale de la maille et b , le paramètre de courbure qui contrôle la fonction de distribution A : le ruissellement est fort lorsque b est grand, et faible lorsque b est petit ;

Pour la maille, la quantité d'eau ruisselée est donc :

$$Q_r = \int_i^{i+P} A(i) di = P + \frac{i_m}{b+1} \left[\left(1 - \frac{i+P}{i_m} \right)^{b+1} - \left(1 - \frac{i}{i_m} \right)^{b+1} \right] \quad (28)$$

Pour un contenu en eau de la maille w_2 , on a alors la fraction de la maille saturée $A(w_2)$:

$$A(w_2) = 1 - \left(1 - \frac{w_2}{w_{sat}} \right)^{\frac{b}{b+1}} \quad (29)$$

Il y a donc ainsi toujours ruissellement, sauf lorsque le contenu en eau du sol est nul. Pour éviter des comportements irréalistes sur sol sec, le seuil w_{wilt} a été introduit en dessous duquel le ruissellement est nul : $Q_r = 0$ pour $w_2 < w_{wilt}$. Ainsi la nouvelle expression de la fraction de maille saturée est :

$$A(w_2) = 1 - \left(1 - \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{sat} - w_{wilt}} \right)^{\frac{b}{b+1}} \quad (30)$$

et le ruissellement vaut alors :

$$Q_r = P - d_2(w_{sat} - w_2) \quad (31)$$

$$\text{si } P > (1+b)(w_{sat} - w_{wilt}) \left(1 - \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{sat} - w_{wilt}} \right)^{\frac{1}{b+1}}, \text{ et :}$$

$$Q_r = P - d_2(w_{sat} - w_2) + d_2(w_{sat} - w_2) \left[\left(1 - \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{sat} - w_{wilt}} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(w_{sat} - w_{wilt})(b+1)} \right]^{1+b} \quad (32)$$

$$\text{si } P \leq (1+b)(w_{sat} - w_{wilt}) \left(1 - \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{sat} - w_{wilt}} \right)^{\frac{1}{b+1}}.$$

- **le schéma de neige :**

Le schéma de neige utilisé est un schéma à trois couches développé par Boone (2000).

Dans ce schéma, un grand nombre de processus internes au manteau neigeux sont paramétrisés (absorption du rayonnement solaire incident, rétention d'eau liquide, transfert de chaleur, compaction de la neige...). Pour cela, le manteau est discrétisé en trois couches pour lesquelles le modèle calcule l'évolution de trois variables pronostiques : l'équivalent en eau et l'épaisseur du manteau neigeux, ainsi que la chaleur stockée par la neige.

- l'équivalent en eau du manteau neigeux :

L'évolution de cette variable est conditionnée par l'équation suivante :

$$\frac{\partial W_n}{\partial t} = P_n + p_n P_l - E_n - fonte \quad (33)$$

P_n est le taux de précipitations neigeuses, $p_n P_l$ l'eau de pluie interceptée par la fraction de sol recouverte par la neige, E_n la sublimation à la surface de la neige et *fonte* la fonte générée à la base du manteau neigeux.

- l'épaisseur du manteau :

Le manteau neigeux est discrétisé en trois couches, nombre de couches minimum permettant de simuler correctement les gradients thermiques entre le haut et la base du manteau neigeux (Boone, 2000). A partir de l'épaisseur totale de la neige déduite au premier pas de temps de la quantité de neige tombée et de la densité de la neige fraîche ρ_{new} :

$$D_s = P_n \frac{\Delta t}{\rho_{new}} \quad (34)$$

on déduit les épaisseurs respectives des trois couches en respectant les relations suivantes :

$$D_{s1} = \delta 0.25 D_s + (1 - \delta) D_{s1 \max} \quad (35)$$

$$D_{s2} = \delta 0.50 D_s + (1 - \delta) [0.34 (D_s - D_{s1 \max}) + D_{s1 \max}] \quad (36)$$

L'épaisseur de la troisième couche se déduit alors par complémentarité de ces deux couches. Pour des manteaux neigeux inférieurs à 0.2m, la répartition des épaisseurs est constante ($\delta=1$), sinon ($\delta=0$) et l'épaisseur de la couche supérieure est constante ($D_{s1 \max} = 0.05$ m) alors que les couches inférieures évoluent progressivement.

A chaque fois que le manteau neigeux est modifié, soit par un apport de neige (P_n), soit par une perte (fonte) ou compaction, cette répartition des épaisseurs respectives des couches est recalculée. En effet, la relation

$$\rho_s D_s = W_s \quad (37)$$

relie la densité (ρ_s), l'épaisseur (D_s) et l'équivalent en eau (W_s). SOUS l'effet de la compaction ou du tassement de la neige fraîche, la densité est modifiée :

$$\frac{1}{\rho_s} \frac{\delta \rho_s}{\delta t} = \text{compaction} + \text{tassement} \quad (38)$$

Pour une couche, la compaction dépend du poids des couches supérieures, et de la viscosité de la neige, fonction à la fois de la température et de la densité de la neige (Boone, 2000). Le tassement est une fonction exponentielle de la température de surface et de la densité.

Afin de respecter la conservation de masse (W_s) sur la colonne de neige, lorsque la densité des couches de neige évolue, il faut à nouveau revoir la distribution verticale des épaisseurs de neige.

- la chaleur stockée par la neige

Pour chaque couche, elle est définie comme suit :

$$H_s = c_n D (T_s - T_f) - L_f \rho_w (W_s - W_l) \quad (39)$$

où D est l'épaisseur de la couche, T_s la température de la neige, T_f la température de fonte, W_s l'équivalent en eau de la neige, W_l l'eau liquide présente dans la couche, L_f la chaleur latente de fusion et c_n la capacité calorifique de la neige. Cette chaleur contenue dans la neige conditionne la présence de neige froide (et sèche) à une température inférieure ou égale à la température du gel de l'eau, ou de neige chaude (et humide) à une température égale à la température du gel de l'eau, et la présence d'eau liquide.

$$W_l = W_s + \frac{H_s}{L_f \rho_w} \quad (40)$$

La température de la neige dans chaque couche évolue en fonction du flux de chaleur total, constitué de flux de chaleur par conduction et du rayonnement solaire, et d'un terme de puits d'énergie associé au changement entre la phase liquide et la phase solide de l'eau ($L_f \rho_w \frac{\delta W_t}{\delta t}$).

Le flux de chaleur latente à la surface de la neige est constitué de l'évaporation de l'eau liquide contenue dans la couche de neige supérieure (ou dépôt de rosée) et de la sublimation issue de cette première couche (ou dépôt de givre).

$$LE_n = \left[\left(1 - \frac{W_l}{W_s}\right)L_s + \frac{W_l}{W_s}L_v \right] E_n \quad (41)$$

$$E_n = \rho_a C_h V_a (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (42)$$

Le premier terme représente la sublimation (L_s est la chaleur latente de sublimation) alors que le second représente l'évaporation de l'eau liquide.

NB : l'évaporation se traduit par une perte de masse de la couche supérieure sans changement de son épaisseur, alors que la sublimation réduit à la fois la masse et l'épaisseur mais pas la densité.

ANNEXE B

Transferts souterrains

L'évolution de la charge hydraulique h (en m , définie par $h = z + \frac{p}{\rho g}$), est donnée par l'équation de diffusivité :

$$\text{div}(\vec{K} \vec{\text{grad}}(h)) = q + S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

avec : $\begin{cases} h & \text{la charge hydraulique} \\ \vec{K} & \text{le tenseur de perméabilité de Darcy} \\ q & \text{le terme source ou puits (débit volumique)} \\ S_s & \text{le coefficient d'emmagasinement spécifique (} m^{-1} \text{)} \end{cases}$

La variable h définit entièrement l'écoulement (elle s'identifie à la piézométrie et ses dérivées spatiales au débit). La résolution de l'équation de diffusivité est l'objectif des modèles hydrodynamiques.

Dans le cas des réservoirs aquifères, on suppose que les écoulements sont principalement horizontaux dans les aquifères et verticaux dans les semi-perméables qui les séparent, et on discrétise l'équation de diffusivité sur des mailles carrées de côté a par la méthode des différences finies. On doit alors résoudre l'équation :

$$\vec{T} \vec{H} = \vec{Q} + a^2 \vec{S} \frac{d\vec{H}}{dt}$$

avec : $\begin{cases} \vec{H} & \text{le vecteur des charges hydrauliques sur chaque maille} \\ \vec{T} & \text{la matrice des transmissivités} \\ \vec{Q} & \text{le vecteur des sources ou puits pour chaque maille (débits surfaciques)} \\ \vec{S} & \text{la matrice des coefficients d'emmagasinement (sans dimension)} \end{cases}$

Cette équation est alors résolue de manière itérative.

Transferts superficiels

L'eau disponible pour le ruissellement, calculée sur chaque maille du domaine de surface par les fonctions production, est acheminée en deux temps vers l'exutoire du bassin-versant :

- elle est d'abord transférée depuis la maille initiale jusqu'à une maille rivière
- elle est ensuite transférée le long de la rivière jusqu'à l'exutoire du bassin-versant.

1. Transfert de l'eau à la maille rivière

L'algorithme gérant ce transfert repose sur la notion d'isochronisme et la détermination de zones isochrones (zones d'égal temps de transfert), comme le montre la figure 2.8.

Pour chaque maille rivière, il suffit de sommer les volumes d'eau ruisselés sur les sous-bassins en tenant compte du décalage temporel :

$$Q R(t) = \sum_{i=1}^m Q R_i(t - i \Delta t)$$

où $Q R_i(t - i \Delta t)$ est le volume d'eau ruisselée total pour les mailles situées à i pas de temps de la maille rivière au temps $t - i \Delta t$.

Constitution des zones isochrones

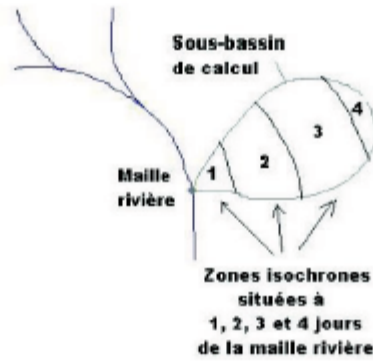


FIGURE 2.8 – Exemple de tracé de zones isochrones (les mailles de surface sont rarement à plus de un jour de transfert de la maille rivière)

Pour chaque maille de surface m (en rivière ou non), un temps de transfert relatif $tf(m)$ jusqu'à l'exutoire est calculé. Pour connaître ce temps, il suffit de parcourir tout le réseau depuis cette maille jusqu'à l'exutoire en passant par les rivières et de sommer les temps de transit $ttra_{i \rightarrow j}$ entre deux mailles successives i et j qui se trouvent sur le trajet. Cette durée de parcours est ensuite normalisée par la durée calculée la plus longue.

Pour ce faire, il faut en premier lieu déterminer les temps de transit $ttra_{i \rightarrow j}$ entre deux mailles successives. Ce calcul est différent selon qu'il s'agit de mailles rivières ou non.

Dans le cas de mailles qui ne sont pas en rivière, la formule utilisée est la suivante

$$ttra_{i \rightarrow j} = b \frac{(S(i)L(i))^{(\frac{1}{\alpha})}}{\sqrt{pe(i)}} - b \frac{(S(j)L(j))^{(\frac{1}{\alpha})}}{\sqrt{pe(j)}}$$

$$\text{avec : } \begin{cases} S(i \text{ ou } j) & \text{la surface du sous-bassin drainé par la maille } i \text{ ou } j \text{ en } km^2 \\ L(i \text{ ou } j) & \text{la longueur du thalweg le plus long en } km \\ pe(i \text{ ou } j) & \text{la pente moyenne du bassin en } m/m \\ b & \text{un paramètre à caler} \end{cases}$$

Cette équation correspond à la différence entre les temps de concentration calculés pour chacun des sous-bassins correspondants aux mailles i et j .

Dans le cas de mailles rivières, la formule est un peu différente

$$ttra_{i \rightarrow j} = \frac{dl}{\sqrt{pe \cdot S(i)}^\alpha}$$

$$\text{avec : } \begin{cases} dl & \text{la distance entre les mailles } i \text{ et } j \\ pe & \text{la pente entre les mailles } i \text{ et } j \\ S(i) & \text{la surface drainée par la maille } i \\ \alpha & \text{un paramètre à caler} \end{cases}$$

Ce calcul tient compte de la surface drainée suivant l'hypothèse qu'à pente égale, un débit supérieur (lié à une surface drainée plus importante) transite plus rapidement.

Finale ment, le temps de transfert relatif est donc :

$$ttf(m) = \frac{\sum_{m \rightarrow ex} ttra_{i \rightarrow j}}{\max_{l=1, N} ttf(l)}$$

avec $m \rightarrow ex$ l'ensemble des mailles se trouvant sur le parcours de la maille m à l'exutoire, N le nombre total de mailles, et $\max_{l=1, N} ttf(l)$ le temps de transit maximal sur toutes les mailles.

Ce temps de transfert relatif, compris entre 0 et 1, sera ensuite multiplié par le temps de concentration du bassin : ce temps, exprimé en jours, est un paramètre réglable, et représente le temps maximal nécessaire pour que de l'eau tombée quelque part sur le bassin soit acheminée jusqu'à l'exutoire du bassin.

Sur ce principe, on peut donc calculer pour chaque maille rivière le temps de transfert entre elle et chacune des mailles qu'elle draine, et donc constituer des zones isochrones.

2. Transfert de la maille rivière à l'exutoire

Les mailles rivières sont groupées en biefs, en rassemblant dans un même bief le rivières offrant à l'eau la même durée de transfert jusqu'à l'exutoire du bassin versant le montre la figure 2.9.

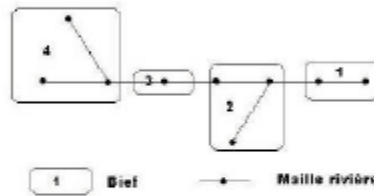


FIGURE 2.9 – Principe de constitution des "biefs" sur le réseau hydrographique principal

Ces biefs se vidangent les uns dans les autres de l'amont vers l'aval, chaque bief étant doté d'un coefficient de vidange note XKB .

Pour connaître la quantité d'eau dans le bief i à l'instant t , on doit tenir compte de ces vidanges ainsi que de la quantité d'eau échangée avec le souterrain (voir plus loin) :

$$Q_i(t) = \begin{cases} (1 - XKB_i)(Q_i(t - \Delta t) + QR_i(t - \Delta t) + QNAP_i(t - \Delta t)) & \text{Eau du bief } i \\ & \text{restant après vidange} \\ + \sum_{k=1}^n XKB_k(Q_k(t - \Delta t) + QR_k(t - \Delta t) + QNAP_k(t - \Delta t)) & \text{Somme des vidanges} \\ & \text{des } n \text{ biefs se vidangeant} \\ & \text{directement dans le bief } i \end{cases}$$

avec : $\begin{cases} QR(t) & \text{eau ruisselée en provenance des sous-bassins dans le bief considéré} \\ QNAP(t) & \text{eau échangée algébriquement entre le souterrain et le bief considéré.} \end{cases}$

Références bibliographiques

- Abbott, M. B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., and Rasmussen, J., 1986. An introduction to the European Hydrological System-Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modeling system. *Journal of Hydrology*, 87(1-2): 45-59
- Albergel, C., Rüdiger, C., Carrer, D., Calvet, J. -C., Fritz, N., Naeimi, V., Bartalis, Z., and Hasenauer, S., 2009. An evaluation of ASCAT surface soil moisture products with in-situ observations in Southwestern France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13: 115-124
- Alessandri, A. and Navarra, A., 2008. On the coupling between vegetation and rainfall inter-annual anomalies: possible contributions to seasonal rainfall predictability over land areas. *Geophysical Research Letters*, 35, L02718
- Alessandri A., Borrelli, A., Navarra, A., Arribas, A., Déqué, M., Rogel, P., and Weisheimer, A., 2011. Evaluation of Probabilistic Quality and Value of the ENSEMBLES Multimodel Seasonal Forecasts: Comparisons with DEMETER. *Monthly Weather Review*, 139: 581-607
- Alfaro, E. J., Gershunov, A., and Cayan, D., 2006. Prediction of Summer Maximum and Minimum Temperature over the Central and Western United States: The Roles of Soil Moisture and Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, 19: 1407-1421
- AMS Council, 2001. Seasonal to Interannual Climate Prediction. AMS Statement. *Bulletin of American Meteorology Society*, 82(4): 701-710
- Anderson, J. L., and Anderson, S.L., 1999. A Monte Carlo Implementation of the Nonlinear Filtering Problem to Produce Ensemble Assimilations and Forecasts. *Monthly Weather Review*, 127: 2741-2758
- Anderson, J., van den Dool, H., Barnston, A., Chen, W., Stern, W., and Ploshay J., 1999. Present-Day Capabilities of Numerical and Statistical Models for Atmospheric Extratropical Seasonal Simulation and Prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(7): 1349-1361
- Andréassian, V., Hall, A., Chahinian, N. et Schaake, J., 2006. Introduction and Synthesis: Why should hydrologists work on a large number of basin data sets? In: V. Andréassian, A. Hall, N. Chahinian and J. Schaake (Editors), Large sample basin experiments for hydrological model parameterization: Results of the Model Parameter Experiment - MOPEX. IAHS Publication n°307, pp. 1-5.
- Araghinejad, S., Burn, D.H., and Karamouz, M., 2006. Long-lead probabilistic forecasting of streamflow using ocean-atmospheric and hydrological predictors. *Water Resources Research*, 42, W03431

- Archer, D.R., and Fowler, H.J., 2008. Using meteorological data to forecast seasonal runoff on the River Jhelum, Pakistan. *Journal of Hydrology*, 361(1-2): 10-23
- Arora, V., Scinocca, J., Boer, G., Christian, J., Denman, K. L., Flato, G., Kharin, Lee, V., and Merryfield, W., 2011. Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, 38, L05805
- Audard-Vincendon B., 2010. Apport des modèles météorologiques de résolution kilométrique pour la prévision des crues rapides méditerranéennes : vers une prévision d'ensemble des débits en région Cévennes-Vivarais. PhD Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Bader, J.-C., Piedelièvre, J.-P., and Lamagat, J.-P., 2006. Prévision saisonnière du volume de crue du Fleuve Sénégal : utilisation des résultats du modèle ARPEGE Climat. *Hydrological Sciences Journal*, 51(3): 406-417
- Barnett, T.P., 1995. Monte Carlo climate forecasting. *Journal of Climate*, 8(1), n°5: 1005-1022
- Barnston, A. G., Yuxiang, H., and Glantz, M., 1999. Predictive Skill of Statistical and Dynamical Climate Models in SST Forecasts during the 1997—98 El Niño Episode and the 1998 La Niña Onset. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 80: 217–243
- Barros, A.P., and Bowden, G.J., 2008. Toward long-lead operational forecasts of drought: An experimental study in the Murray-Darling River Basin. *Journal of Hydrology*, 357(3-4): 349-367
- Benatya, R., 2009. Classification par régimes de temps pour un suivi climatique des températures sur la France. Rapport de stage de fin d'études, Ecole Nationale de la Météorologie, Météo-France, Toulouse, France.
- 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 Letters*, 108, 4490
- Berthet, L., 2010. Prévision des crues au pas de temps horaire: pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique. PhD Thesis, AgroParisTech, Paris, France.
- Beven, K., 1995. Linking parameters across scales: Subgrid parametrizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes*, 9(5-6): 507-525
- Beven, K., and Kirkby, M. J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1): 43-69
- Bierkens, M.F.P., and van den Hurk, B.J.J.M., 2007. Groundwater convergence as a possible mechanism for Multi-year persistence in rainfall. *Geophysical Research Letters*, 34, L02402
- Bierkens, M. F. P., and van Beek, L. P. H., 2009. Seasonal Predictability of European Discharge: NAO and Hydrological Response Time. *Journal of Hydrometeorology*, 10: 953–968
- Bjerknes, J., 1969. Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97: 163-172

- Blanchard, M., Franchistéguy, L., Habets, F., Martin, E., and Noilhan, J., 2007. Typologie des sécheresses sur la France et outils de suivi de la ressource en eau utilisés à Météo-France. *Revue française de géotechnique*, N°120-121, 4ème trimestre 2007, 11-20
- Block, P. J., 2009. Tailoring seasonal climate forecasts for hydropower operations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15: 1355-1368
- Block, P. J., Souza, F. A., Sun, L. Q. and Kwon, H. H., 2009. A Streamflow Forecasting Framework using Multiple Climate and Hydrological Models(1). *Journal of the American Water Resources Association*, 45: 828-843
- Boé, J., Terray, L., Habets, F., and Martin, E., 2006. A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling, *Journal of Geophysical Research*, 111, D23106
- Boé J., 2007. Changement global et cycle hydrologique: une étude de régionalisation sur la France. PhD Thesis, CERFACS, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Boé, J., and Terray, L., 2008a. A weather-type approach to analyzing winter precipitation in France: twentieth-century trends and the role of anthropogenic forcing. *Journal of Climate*, 21: 3118-3133
- Boé, J., and Terray, L., 2008b. Uncertainties in summer evapotranspiration changes over Europe and implications for regional climate change. *Geophysical Research Letters*, 35, L05702
- 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, W08426
- Boer, G. J., 2009. Climate trends in a seasonal forecasting system. *Atmosphere-Ocean*, 47(2): 123-138
- Bohn, T. J., Sonessa, M. Y., and Lettenmaier, D. P., 2010. Seasonal Hydrologic Forecasting: Do multi-model ensemble averages always yield improvements in forecast skill? *Journal of Hydrometeorology*, 11: 1358–1372
- Bojariu, R., and L. Gimeno, 2003. The role of snow cover fluctuations in multiannual NAO persistence. *Geophysical Research Letters*, 30(4), 1156
- Boone, A., Calvet, J. C., and Noilhan, J., 1999. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 38: 1611–1630
- Boone A., 2000. Modélisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA: Inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige. PhD Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Boone, A. and Etchevers, P., 2001. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same landsurface and macroscale hydrologic models, Part I: Local-scale evaluation at an alpine site, *Journal of Hydrometeorology*, 2: 374–394
- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., and Noilhan, J., 2009. Coupling the ISBA land surface model and the TOPMODEL

- hydrological model for Mediterranean flash-flood forecasting : Description, calibration and validation. *Journal of Hydrometeorology*, 11(2): 315-333
- Brankovic, C., Palmer, T. N., Molteni, F., Tibaldi, S., and Cubash, U., 1990. Extended-range predictions with ECMWF models: Time-lagged ensemble forecasting. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 116: 867-912
- Brankovic, C., and Ferranti, L., 1994. Predictability of seasonal atmospheric variations. *Journal of Climate*, 7: 217-237
- Brankovic, C., and Palmer, T. N., 2000. Seasonal skill and predictability of ECMWF PROVOST ensembles. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 126(567): 2035-2067
- Brier, G. W., 1950. Verification of forecasts expressed in terms of probability. *Monthly Weather Review*, 78: 1-3
- Brown, J. D., Demargne, J., Seo, D. J., and Liu, Y., 2010. The Ensemble Verification System (EVS) a software tool for verifying ensemble forecasts of hydrometeorological and hydrologic variables at discrete locations. *Environmental Modelling and Software*, 25(7): 854-872
- Buishand, T.A. and T. Brandsma, 2001. Multisite simulation of daily precipitation and temperature in the Rhine Basin by nearest-neighbour resampling. *Water Resources Research*, 37(11): 2761–2776
- Caballero, Y., Voirin-Morel, S., Habets, F., Noilhan, J., Le Moigne, P., Lehenaff, A., and Boone, A., 2007. Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change. *Water Resources Research*, 43, W07448
- Calvet, J. -C., Noilhan, J., Roujean, J.-L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., et Wigneron, J.-P., 1998. An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92: 73–95
- Calvet, J.-C., Rivalland, V., Picon-Cochard, C., and Guehl, J.-M., 2004. Modelling forest transpiration and CO2 fluxes - response to soil moisture stress". *Agricultural and Forest Meteorology*, 124(3-4): 143-156
- Cane, M. A., Zebiak, E, and Dolan, S. C., 1986. Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, 321: 827-838
- Cassou, C. and L. Terray, 2001. Oceanic forcing of the wintertime low frequency atmospheric variability in the North Atlantic European sector: a study with the ARPEGE model. *Journal of Climate*, 14: 4266-4291
- Cassou C., 2004. Du changement climatique aux régimes de temps: l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, 45: 21-32
- Cassou C., 2008. Intraseasonal interaction between the Madden–Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 455 : 523-527
- Céron, J. P., Tanguy, G., Franchistéguy, L., Martin, E., Regimbeau, F., and Vidal, J. P., 2010. Hydrological seasonal forecast over France: feasibility and prospects. *Atmospheric Science Letters*, 18: 78–82

- Chauvin, F., Royer, J.-F., and Déqué, M., 2006. Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by ARPEGE-Climat at high resolution. *Climate Dynamics*, 27(4): 377-399
- Chiew, F. H. S., Piechota, T.C., Dracup, J.A., and McMahon, T.A., 1998. El Nino/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow and drought: Links and potential for forecasting. *Journal of Hydrology*, 204 (1-4): 138-149
- Chiew, F. H. S. and Thomas, A.M., 2002. Global-ENSO streamflow teleconnection, streamflow forecasting and interannual variability. *Hydrological Sciences Journal*, 47(3): 505-522
- Chiew, F. H. S., Zhou, S. L., and McMahon, T. A., 2003. Use of seasonal streamflow forecasts in water resources management. *Journal of Hydrology*, 270: 135-144
- Chowdhury, S., and Sharma, A., 2009. Multisite seasonal forecast of arid river flows using a dynamic model combination approach, *Water Resource Research*, 45, W10428
- Christiansen, B., 2007. Atmospheric circulation regimes: can cluster analysis provide the number? *Journal of Climate*, 20(10): 2229-2250
- Cloke, H. L. and Pappenberger, F., 2009. Ensemble flood forecasting: a review. *Journal of Hydrology*, 375: 613–626
- Coelho, C. A. S., Pezzulli, S., Balmaseda, M., Doblas-Reyes, F. J., and Stephenson, D. B., 2004. Forecast Calibration and Combination: A Simple Bayesian Approach for ENSO. *Journal of Climate*, 17: 1504-1516
- Coelho, C. A. S., Stephenson, D. B., Doblas-Reyes, F. J., Balmaseda, M., Guetter, A. and Van Oldenborgh, G. J., 2006. A Bayesian approach for multi-model downscaling: Seasonal forecasting of regional rainfall and river flows in South America. *Meteorological Applications*, 13: 73-82.
- Colin, B., 2011. Etude des événements précipitants intenses en Méditerranée: approche par la modélisation climatique régionale. PhD Thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Colman, A. and Davey, M., 1999. Prediction of summer temperature, rainfall and pressure in Europe from preceding winter North Atlantic Ocean temperature. *International Journal of Climatology*, 19(5): 513-536
- Conil, S., Douville, H., and Tyteca, S., 2009. Contribution of realistic soil moisture initial conditions to boreal summer climate predictability. *Climate Dynamics*, 32(1) : 75-93
- Coriolis, G.G., 1835. Sur les équations du mouvement relatif des systèmes de corps. *J. De l'Ecole royale polytechnique*, 15: 144–154
- Davolio, S., Miglietta, M. M., Diomede, T., Marsigli, C., Morgillo, A., and Moscatello, A., 2008. A meteo-hydrological prediction system based on a multi-model approach for precipitation forecasting. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8: 143-150
- Day, G. N., 1985. Extended Streamflow Forecasting Using NWSRFS. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 111(2) : 157-170

- Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., and Noilhan, J., 2006. Impact of an Exponential Profile of saturated Hydraulic Conductivity within the ISBA LSM :Simulations over the Rhône Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 7:61–80
- Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F., and Aires, F., 2008. A new river flooding scheme for global climate applications : Off-line evaluation over South America. *Journal of Geophysical Research*, 113, D11110
- Decharme, B., Alkama, R., Douville, E., Becker, M., and Cazenave, A., 2010. Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system. Part 2 : Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. *Journal of Hydrometeorology*, 11: 601-617
- Demargne, J., Brown, J., Liu, Y., Seo, D.-J., Wu, L., Toth, Z., and Zhu, Y., 2010. Diagnostic verification of hydrometeorological and hydrologic ensembles. *Atmospheric Science Letters*, 11: 114-122
- Demirel, M. C., Booij, M. J., and Hoekstra, Y., 2012. Identification of appropriate lags and temporal resolutions for low flow indicators in the River Rhine to forecast low flows with different lead times. *Hydrological Processes*, DOI: 10.1002/hyp.9402
- Déqué, M., Drevet, C., Braun, A., and Cariolle, D., 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10: 249-266
- Déqué, M., Rowell, D., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J. H., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., de Castro, M., van den Hurk, B., 2007. An intercomparison of regional climate models for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81(1): 53-70
- Déry, S. J., Sheffield, J., and Wood, E. F., 2005. Connectivity between Eurasian snow cover extent and Canadian snow water equivalent and river discharge. *Journal of Geophysical Research*, 110, D23106
- De Roo, A.P.J., Wesseling, C.G. and Van Deursen, W.P.A., 2000. Physically based river basin modelling within a GIS: The LISFLOOD model. *Hydrological Processes*, 14: 1981–1992
- Dettinger, Michael D., Henry F. Diaz, 2000. Global Characteristics of Stream Flow Seasonality and Variability. *Journal of Hydrometeorology*, 1: 289–310
- Díez , E., Primo, C., García-Moya, J.A., Gutiérrez, J. M., and Orfila, B., 2005. Statistical and dynamical downscaling of precipitation over Spain from DEMETER seasonal forecasts. *Tellus A*, 57(3): 409-423
- Díez , E., Orfila, B., Frías, M. D., Fernández, J., Cofiño, A. S., and Gutiérrez, J. M., 2011. Downscaling ECMWF seasonal precipitation forecasts in Europe using the RCA model. *Tellus A*, 63: 757-762
- Doblas-Reyes, F. J., Déqué, M. and Pielke, J.-P., 2000. Multi-model spread and probabilistic seasonal forecasts in PROVOST. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 126: 2069–2087
- Doblas-Reyes, F. J., Hagedorn, R. and Palmer, T.N., 2005. The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting-II. Calibration and combination. *Tellus A*, 57: 234-252

- Douville, H., Royer, J. F., and Mahfouf, J. F., 1995. A new snow parameterization for the Météo-France climate model. *Climate Dynamics*, 12: 21–35
- Douville, H., 2009. Relative contribution of soil moisture and snow mass to seasonal climate predictability: a pilot study, *Climate Dynamics*, 34: 797–818
- Draper, C. S., Mahfouf, J.-F., and Walker, J. P., 2011. Root zone soil moisture from the assimilation of screen-level variables and remotely sensed soil moisture. *Journal of Geophysical Research*, 116, D02127
- Druyan, M. L., and Fulakeza, M., 2002. Dynamic Downscaling of Seasonal Climate Predictions over Brazil. *Journal of Climate*, 15: 3411-3426
- Dubus, L., Berthelot, M., Qu, Z., and Gailhard, J., 2009. Downscaling of seasonal forecasts and possible application to hydropower production forecasts in France. EMS, 2009. Zurich.
- Dunne, T., and Black, R. D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resource Research*, 6: 1296-1311
- 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
- Durand, Y., 1995. Analyse des principaux paramètres météorologiques de surface sur les massifs alpins et d'autres zones climatiquement homogènes. Technical report, Météo-France. Note scientifique et technique SAFRAN, CEN, Grenoble, France
- Eshel, G., Cane, M. A., and Farrell, B. F., 2000. Forecasting eastern Mediterranean droughts. *Monthly Weather Review*, 128: 3618–3630
- 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, Université Paul Sabatier, Toulouse, France
- Etchevers, P., Golaz, C., and Habets, F., 2001. Simulation of the water budget and the riveflows of the Rhone basin from 1981 to 1994. *Journal of Hydrology*, 244: 60–85
- Etchevers, P. and Martin, E., 2002. Impact d'un changement climatique sur le manteau neigeux et l'hydrologie des bassins versants de montagne. Colloque International « L'eau en montagne, Megève septembre 2002, France
- Fedderson, H., Navarra, A. and Ward, M. N. 1999. Reduction of model systematic error by statistical correction for dynamical and seasonal predictions. *Journal of Climate*, 14: 1974–1989
- Fedderson, H., and Andersen, U., 2005. A method for statistical downscaling of seasonal ensemble predictors. *Tellus A*, 57: 398-408
- Fennessy, M.J., and Shukla, J., 1999. Impact of initial soil wetness on seasonal atmospheric prediction. *Journal of Climate*, 12: 3167-80
- Fraedrich, K., 1994. An ENSO impact on Europe? *Tellus A*, 46(4): 541-552

- Frías, M. D., Herrera, S., Cofiño, A. S., and Gutiérrez, J. M., 2010. Assessing the Skill of Precipitation and Temperature Seasonal Forecasts in Spain: Windows of Opportunity Related to ENSO Events. *Journal of Climate*, 23: 209-221
- Gamiz-Fortis, S., Pozo-Vazquez, D., Trigo, R. M., and Castro-Diez, Y., 2008. Quantifying the Predictability of Winter River Flow In Iberia. Part II: Seasonal Predictability. *Journal of Climate*, 25: 2503-2518.
- 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*: 71-76.
- Gasset, R., 2008. Evaluation de l'apport de SIM pour la prise en compte de la fonte nivale dans la vigilance pluie/inondation. Application aux bassins versants du Doubs et de l'Isère. Rapport de stage. Météo-France, Toulouse, France.
- Germann, U., Berenger, M., Sempere-Torres, D., and Zappa, M., 2009. REAL : Ensemble radar precipitation estimation for hydrology in a mountainous region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135 : 445-456
- Gleick, P. H., 1996. Water resources. In *Encyclopedia of Climate and Weather*, ed. by S. H. Schneider, Oxford University Press, New York, vol. 2, pp. 817-823
- Gobena, A. K. and Gan, T. Y., 2010. Incorporation of seasonal climate forecasts in the ensemble streamflow prediction system. *Journal of Hydrology*, 385: 336–352
- Guilyardi, E., 2006. El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Climate Dynamics*, 26(4): 329-348
- Guérémy, J.-F., Laanaia, N., and Céron, J.-P., 2012. Seasonal forecast of French Mediterranean heavy precipitating events linked to weather regimes, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12 : 2389-2398
- Guo, Z., and Dirmeyer, P. A., 2006. Evaluation of GSWP-2 soil moisture simulations, Part I: Inter-model comparison. *Journal of Geophysical Research*, 111, D22S02
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J.-P., Lacarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Otle, C., and Vidal-Madjar, D., 1999a. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model, applied to the HAPEX MOBILHY area: Part 1. Model and database. *Journal of Hydrology*, 217: 75–96
- Habets, F., Etchevers, P., Golaz, C., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., and Otle, C., 1999b. Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin, *Journal of Geophysical Research*, 104: 31145–31172
- Habets, F., 2001. Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale : application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Habets, F., Boone, A., Champeau, J. L., Etchevers, P., Leblois, E., Ledoux, E., Lemoigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Segui, P., Rousset-Regimbeau, F., and Viennot, P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research*, 113, D06113

- Habets, F., Gascoin, S., Korkmaz, S., Thiery, D., Zribi, M., Amraoui, N., Carli, M., Ducharne, A., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., Otlé, C., and Viennot, P., 2010. Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14: 99–117
- Hagedorn, R., Doblas-Reyes, F. J., and Palmer, T. N., 2005. The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting-I. Basic concept. *Tellus A*, 57: 219-233
- Hamill, T. M., 1999. Hypothesis tests for evaluating numerical precipitation forecasts. *Weather Forecasting*, 14: 155-167
- Hamill, T. M., 2000. Interpretation of Rank Histogramm for Verifying Ensemble Forecasts. *NOTES AND CORRESPONDENCE. Monthly Weather review*, 129: 550-560
- Hesterberg, T., Moore, D. S., Monaghan, S., Clipson, A., and Epstein, R., 2005. Bootstrap Methods and permutation tests. In G. P. McCabe & D. S. Moor (Eds), *Introduction to the practice of statistics*, pp. 14.1-14.70. New York, NY: W. H. Freeman & Company.
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions-American Geophysical. Union*, 14: 446-460
- Houdant, B., 2004. Contribution à l'amélioration de la prévision hydrométéorologique opérationnelle. Pour l'usage des probabilités dans la communication entre acteurs. PhD thesis, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Grenoble, France.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottensen, G., and Visbeck, M., 2007. An Overview of the North Atlantic Oscillation. An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. Geophys. Monogr., Vol. 134*, American Geophysical Union, 1–35
- Ionita, M., Lohmann, G. and Rimbu, N., 2008. Prediction of Spring Elbe Discharge Based on Stable Teleconnections with Winter Global Temperature and Precipitation. *Journal of Climate*, 21: 6215-6226
- IPCC, 2007. Résumé à l'intention des décideurs. In : *Changements climatiques 2007 : Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. Cambridge University Press. 996p
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S-K. , Hnilo, J. J. , Fiorino, M. and Potter, G. L., 2002. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of American Meteorology Society*, 83: 1631–1643
- Kiehl, J.T., and Trenberth, K.E., 1997. Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of American Meteorology Society*, 78: 197-208
- Kim, J., Miller, N. L., Farrara, J. D. and Hong, S. Y. , 2000. A seasonal precipitation and stream flow hindcast and prediction study in the western United States during the 1997/98 winter season using a dynamic downscaling system. *Journal of Hydrometeorology*, 1: 311-329
- Kirchner, J. W., 2006. Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology, *Water Resource Research*, 42, W03S04

- Kirtman, B. and Pirani, A., 2008. WCRP position paper on seasonal prediction. Report from the First WCRP Seasonal Prediction Workshop, 4–7 June 2007, Barcelona, Spain, WCRP Informal Report No. 3/2008, ICPO Publication No. 127. 25 pp
- Kirtman, B. and Pirani, A., 2009. The state of the art of seasonal prediction. Outcomes and recommendations from the First World Climate Research Program Workshop on Seasonal Prediction, Bulletin of American Meteorology Society, 90: 455–458
- Knippertz, P., and Perth, C.P., 2003. Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 83(1-2): 67-88
- Koster, R. D. and Suarez, M. J., 2001. Soil moisture memory in climate models. *Journal of Hydrometeorology*, 2: 558–570
- Koster, R. D., and Coauthors, 2004. Realistic initialization of land surface states: Impacts on subseasonal forecast skill. *Journal of Hydrometeorology*, 5: 1049–1063
- Koster, R. D., Guo, Z., Yang, R., Dirmeyer, P. A., Mitchell, K., and Puma M.J., 2009. On the nature of soil moisture in land surface models. *Journal of Climate*, 22: 4322– 4335
- Koster, R. D., and Coauthors, 2010. Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi-model experiment. *Geophysical Research Letters*, 37, L02402
- Kouwen, N., Soulis, E.D., Pietroniro, A., Donald, J., and Harrinton, R. A., 1993. Grouping Response Unit for Distributed Hydrologic Modelling, *ASCE Journal of Water Resources Management and Planning*, 119(3), May/June: 289-305
- Krakauer, N. Y., Cook, B. I., and Puma, M. J., 2010. Contribution of soil moisture feedback to hydroclimatic variability. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(3): 505-520
- Krishnamurti, T., N., Kishtawal, C. M., Zhang, Z., LaRow, T., Bachiochi, D., Williford, E., Gadgil, S., and Surendran, S., 2000. Multimodel Ensemble Forecasts for Weather and Seasonal Climate. *Journal of Climate*, 13: 4196-4217
- Kunstmann, H. and Standler, C., 2005. High resolution distributed atmospheric-hydrological modeling for Alpine catchments. *Journal of Hydrology*, 314: 105-124
- Lafaysse, M., Hingray, B., Etchevers, P., Martin, E., and Obled, C., 2011. Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. *Journal of Hydrology*, 403: 116–129
- Laprise, R., 2008. Regional climate modelling. *J. Comp. Phys.* 227, Special issue on « Predicting weather, climate and extreme events » (sur invitation), 3641–3666
- Lavers, D., Lifeng, L., and Wood, E. F., 2009. A multiple model assessment of seasonal climate forecast skill for applications. *Geophysical Research Letters*, 36, L23711
- Lavers, D., 2011. Seasonal hydrological prediction in Great Britain-an assessment. PhD Thesis, University of Birmingham, UK.

- Le Moigne, P., 2002. Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système SAFRAN. Technical report, Note de Centre GMME, Météo-France
- Ledoux, E., Girard, G., de Marsily, G., and Deschenes, J., 1989. Spatially distributed modeling: Conceptual approach, coupling surface water and groundwater. *Unsaturated Flow Hydrologic Modeling-Theory and Practise*, H.J. Morel-Seytoux, Ed., NATO ASI Series C, Vol., 125, Kluwer, 435-454
- Leung, L. R., Hamlet, A. F., Lettenmaier, D. P. and Kumar, A., 1999. Simulations of the ENSO Hydroclimate Signals in the Pacific Northwest Columbia River Basin. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80: 2313-2329
- Li, H., Luo, L., Wood, and E. F., 2008. Seasonal hydrologic predictions of low-flow conditions over eastern USA during the 2007 drought. *Atmospheric Science Letters*, 9: 61-66
- Li, H., Luo, L., Wood, E. F., and Schaake, J., 2009. The role of initial conditions and forcing uncertainties in seasonal hydrologic forecasting. *Journal of Geophysical Research*, 114, D04114
- Li, B., Rodell, M., Zaitchik, B. F., Reichle, R. H., Koster, R. D., and van Dam, T. M., 2012. Assimilation of GRACE terrestrial water storage into a land surface model: Evaluation and potential value for drought monitoring in western and central Europe. *Journal of Hydrology*, in press.
- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., and Burges, S. J., 1997. A simple hydrologically-based model of land surface water and energy fluxes for GSMs. *Journal of Geophysical Research*, 99: 14415-14428
- Lin, H., and Wu, Z., 2011. Contribution of the autumn Tibetan Plateau Snow Cover to Seasonal Prediction of North American Winter Temperature. *Journal of Climate*, 24 : 2801-2813
- Liniger, M. A., Mathis, H., Appenzeller, C. and Doblas-Reyes, F. J., 2007. Realistic greenhouse gas forcing and seasonal forecasts. *Geophysical Research Letters*, 34, L04705
- Llasat, M.C., Zaragoza, A., Cabot, J., and Aznar, B., 2010. Une approximation de la prevision saisonnière des étiages et sécheresses en Catalogne. *La Houille Blanche*, 4: 60-66
- Lloyd-Hughes, B., and Saunders, M.A., 2002. Seasonal prediction of European spring precipitation from El Niño-Southern Oscillation and Local sea-surface temperatures. *International Journal of Climatology*, 22(1): 1-14
- Lorenz, E. N., 1969. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(4): 636-646
- Luo, L., Wood, E. F. and Pan, M., 2007. Bayesian merging of multiple climate model forecasts for seasonal hydrological predictions. *Journal of Geophysical Research*, 112, D10102
- Luo, L. and Wood, E. F., 2008. Use of Bayesian merging techniques in a multimodel seasonal hydrologic ensemble prediction system for the Eastern United States. *Journal of Hydrometeorology*, 9: 866-884

- Mahanama, S. P., Livneh, B., Koster, R. D., Lettenmaier, D. P., and Reichle, R. H., 2011. Soil Moisture, Snow, and Seasonal Streamflow Forecasts in the United States. *Journal of Hydrometeorology*, 13: 189-203
- Mahfouf, J. F., and Noilhan, J., 1996. Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 35: 987–992
- Martin, E., 1988. Etude expérimentale des flux de chaleur au-dessus de la neige. Technical report, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. Rapport de DEA.
- Mason, S. J., and Mimmack, G. M., 1992. The use of bootstrap confidence intervals for the correlation coefficient in climatology. *Theoretical and Applied Climatology*, 45 : 229–233.
- Mason, S. J., et Graham, N. E., 1999. Areas beneath the relative operating characteristics (ROC) and relative operating levels (ROL) curves : Statistical significance and interpretation. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 128: 2145-2166
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and R. Lacaze, 2003. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16: 1261-1282
- Materia, S., Dirmeyer, P.A., Guo, Z., Alessandri, A., and Navarra, A., 2010. The Sensitivity of Simulated River Discharge to Land Surface Representation and Meteorological Forcings. *Journal of Hydrometeorology*, 11: 334–351
- Maurer, E. P. and Lettenmaier, D. P., 2004. Potential effects of long-lead hydrologic predictability on Missouri River mainstem reservoirs. *Journal of Climate*, 17: 174–186
- Maurer, E. P., Lettenmaier, D. P., and Mantua, N. J., 2004. Variability and potential sources of predictability of North American runoff. *Water Resources Research*, 40, W09306
- Michelangeli, P.-A., Vautard, R., and Legras, B., 1995. Weather Regimes : Recurrence and Quasi Stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(8): 1237-1256
- Mishra, A. K., and Singh, V. P., 2010. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391(1-2): 202-206
- Misra, V., Dirmeyer, P. A., and Kirtman, B. P., 2003. Dynamic downscaling of regional climate over South America. *Journal of Climate*, 16: 103-117
- Mosley, P., 2000. Regional differences in the effects of El Niño and La Niña on low flows and floods. *Hydrological Sciences Journal*, 45(2): 249-267
- Moura, A. D., and Shukla, J., 1981. Droughts in North-east Brasil. *Proc. Fifth Annual Climate Diagnostic workshop, Univ. of Washington, Seattle*, 257-63
- Murphy, A. H., 1973. A new vector partition of the probability score. *Journal of Applied Meteorology*, 12: 595–600
- Murphy, A. H., and Epstein, E. S., 1989. Skill Score and Correlation Coefficients in Model Verification. *Monthly Weather Review*, 117: 572-581

- Nash, J. E., and Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, part 1 : a discussion of principles: *Journal of Hydrology*, 10: 282-290
- Nobre, P., Moura, A. D., and Sun, L., 2001. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI. *Bulletin of American Meteorological Society*, 82: 2787–2796
- Noilhan, J. and Planton, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117: 536–549
- Noilhan, J., and Lacarrère, P., 1995. GCM Grid-Scale Evaporation from Mesoscale Modeling. *Journal of Climate*, 8: 206–223
- Obled, C., Bontron, G., Garçon, R. 2002. Quantitative precipitation forecasts : a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric Research*, 63(3-4) : 303–324
- OMM, 2002. Standardized Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts (LRF). New attachment II-9 to the Manual on the GDPS (WMO-No. 485), Volume I
- Page, C., Terray, L., and Boé, J., 2010. Dsclim: A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology, Technical Report TR/CMGC/09/21, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS No1875, Toulouse, France.
- Pagano, T., Garen, D., and Sorooshian, S., 2004. Evaluation of Official Western U. S., Seasonal Water Supply Outlooks, 1922-2002. *Journal of Hydrometeorology*, 5: 896-910
- Palmer, T. N., and Anderson, D. L. T., 1994. The prospect for seasonal forecasting-a review paper. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 120: 755-793
- Palmer, T.N., Brankovic, C., and Richardson, D.S., 2000. A probability and decision-model analysis of PROVOST seasonal multi-model ensemble integrations. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 126: 2013-2033
- Palmer, T. N. and Coauthors, 2004. Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to interannual prediction (DEMETER). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85: 853–872
- Pappenberger, F., Scipal, K., and Buizza, R., 2008. Hydrological aspects of meteorological verification. *Atmospheric Science Letters*, 9: 43-52
- Paquet, E., 2004. A new version of the hydrological model MORDOR : snowpack model at different elevations. *Houille Blanche-Revue internationale de l'eau* (2): 75-82
- Park, Y.-Y., Buizza, R., and Leutbecher, M., 2008. TIGGE: Preliminary results on comparing and combining ensembles. *Quarterly of the Journal of Meteorological Society*, 134: 2029-2050
- Pavan, V., Marchesi, S., Morgillo, A., Cacciamani, C. and Doblas-Reyes, F. J., 2005. Downscaling of DEMETER winter seasonal hindcasts over Northern Italy. *Tellus A*, 57: 424-434

- Peings, Y., and Douville, H., Alkawa, R., and Decharme, 2010. Isnow contribution to springtime atmospheric predictability over the second of the twentieth half century. *Climate Dynamics*, 37(5-6): 985-1004
- Pietroniro, A., Fortin, V., Kouwen, N., Neal, C., Turcotte, R., Davison, B., Versegny, D., soulis, E. D., Caldwell, Evora, N., and Pellerin, P., 2007. Development of the MESH modeling system for hydrological ensemble forecasting of the Laurentian Great Lakes at the regional scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11: 1279-1294
- Pozo-Vázquez, D., Gámiz-Fortis, S. R., Tovar-Pescador, J., Esteban-Parra, M.J., and Castro-Díez, Y., 2005. El Niño southern oscillation events and associated European winter precipitation anomalies. *International Journal of Climatology*, 25(1): 17-31
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchistéguy, 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: 92–107
- 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, Issues1-2 : 111-124
- Refsgaard, J.C., 1997. Validation and Intercomparison of Different Updating Procedures for Real-Time Forecasting. *Nordic Hydrology*, 28: 65-84
- Reichler, T. J., and Roads, J.O., 2002. The role of boundary and initial conditions for dynamical seasonal predictability. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 10, 1-22
- Ritter, B., and Geleyn, J. F., 1992. A comprehensive radiation scheme for numerical prediction models with potential applications in climate radiations. *Monthly Weather Review*, 120(2): 303-325
- Ropelewski, C. F., and Halpert, M. S., 1987. Global and regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115: 1606-1626
- Rousset, F., Habets, F., Gomez, E., Le Moigne, P., Morel, P., Noilhan, J., and Ledoux, E., 2004. Hydrometeorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system. *Journal of Geophysical Research*, 109, D14105
- Rousset-Regimbeau, F., 2007. Modélisation des bilans de surface et des débits sur la France, application à la prévision d'ensemble des débits. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Rousset-Regimbeau, F., Habets, F., Martin, F., and Noilhan, J., 2007. Ensemble streamflow forecasts over France, ECMWF Newsletter, No. 111, ECMWF, Reading, UK, 21–27
- Rowell, D. P., Folland, C. K., Maskell, K., and Ward, M., 1995. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(523): 669-704
- Saha and Coauthors, 2010. The NCEP Climate Forecasts System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 9: 1015-1057

- Sanchez Gomez, E., Somot, S. and Déqué, M., 2009. Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961-2000. *Climate Dynamics*, 33(5) : 723-736
- Sauquet, E., Lerat J., and Prudhomme, C., 2007. La prévision hydro-météorologique à 3-6 mois- Etat des connaissances et applications. Congrès SHF-Gestion sociale et économique de l'eau-Comment agir sur la demande ? Paris, 17-18 octobre 2007
- Schoof, J. T., Shin, D., W., Cocke, S., LaRow, T. E., Lim, Y.-K., and O'Brien, J. J., 2009. Dynamically and statistically downscaled seasonal temperature and precipitation hindcast ensembles for the southeastern USA. *International Journal of Climatology*, 29: 243-257
- Scinocca, J.F., McFarlane, N. A., Lazare, M., and Li, J., 2008. The CCCma Third Generation AGCM and its Extension into the Middle Atmosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8 : 7055-7074
- Sczturec, J., Osrodka, K., Jurczyk, A., and Jelonek, L., 2008. concept of dealing with uncertainty in radar-based data for hydrological purposes. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8 : 267-279
- Seneviratne, S. I., and Coauthors, 2006. Soil Moisture Memory in AGCM Simulations: Analysis of Global Land–Atmosphere Coupling Experiment (GLACE) Data. *Journal of Hydrometeorology*, 7: 1090–1112
- Seuffert, G., Gross, P., Simmer, C., and Wood, E., 2002. The Influence of Hydrologic Model on the Predicted Local Weather: Two-way Coupling of a Mesoscale Weather Prediction Model and a Land Surface Hydrologic Model. *Journal of Hydrometeorology*, 3: 505-523
- Shabbar, A., et Barnston, A. G., 1996. Skill of Seasonal Climate Forecasts in Canada Using Canonical Correlation Analysis. *Monthly Weather Review*, 124 : 2370-2385
- Sharma, A., 2000. Seasonal to interannual rainfall probabilistic forecasts for improved water supply management: Part 1—A strategy for system predictor identification. *Journal of Hydrology*, 239: 232–239
- Sherman, L.K., 1932. Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. News Record*, 108: 501-505
- Shukla, S., and Lettenmaier, D. P., 2011. Seasonal hydrologic prediction in the United States: understanding the role of initial hydrologic conditions and seasonal climate forecast skill. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15: 3529-3538
- Singla, S., Céron, J.-P., Martin, E., Regimbeau, F., Déqué, M., Habets, F., and Vidal, J.-P., 2012. Predictability of soil moisture and river flows over France for the spring season. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16: 201-216
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., and Crépon, M., 2008. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled Atmosphere-Ocean Regional Climate Model. *Global and Planetary Change*, 62(2-3): 112-126
- Sveinsson, O., Lall, U., Fortin, V., Perrault, L., Gaudet, J., Zebiak, S., and Kushnir, Y., 2008a. Forecasting Spring Reservoir Inflows in Churchill Falls Basin in Québec, Canada. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(6) : 426–437

- Sveinsson, O., Lall, U., Gaudet, J., Kushnir, Y., Zebiak, S., and Fortin, V., 2008b. Analysis of Climatic States and Atmospheric Circulation Patterns That Influence Québec Spring Streamflows. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(6) : 411–425
- Svensson, C., and Prudhomme, C., 2005. Prediction of British summer river flows using winter predictors. *Theoretical and Applied Climatology*, 82: 1-15
- Szczypta, C., Decharme, B., Carrer, D., Calvet, J.-C., Lafont, S., Somot, S., Faroux, S., and Martin, E., 2012. Impact of precipitation and land biophysical variables on the simulated discharge of European and Mediterranean rivers. *Hydrology and Earth System Sciences Discussion*, 9: 5437-5486
- Tangara, M., 2005. Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global. Ecole pratique des hautes études de Paris, CEMAGREF, 374 pp.
- Tanguy G., 2008. La prévision saisonnière hydrologique en métropole : faisabilité et potentialités. Stage d'approfondissement d'élève ingénieur de l'ENM, Ecole Nationale de Météorologie(ENM), Toulouse, France.
- Trenberth, K.E., and Caron, J.M., 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transport. *Journal of Climate*, 14: 3433-3443
- Thirel, G., Rousset-Regimbeau, F., Martin, E., Habets, F., 2008. On the Impact of Short-Range Meteorological Forecasts for Ensemble Streamflow Predictions. *Journal of Hydrometeorology*, 9: 1301-1313
- Thirel G., 2009. Amélioration des prévisions d'ensemble des débits sur la France de SAFRAN-ISBA-MODCOU. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Thirel, G., Regimbeau, F., Martin, E., Noilhan, J., and Habets, F., 2010. Short and medium-range hydrological ensemble forecasts over France. *Atmospheric Science Letters*, 11: 72–77
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25: 1297-1300
- Twedt, T. M., Shaake Jr., J. C., and Peck, E. L., 1977. National Weather Service extended streamflow prediction. *Proceedings of the 45th Western Snow Conference*, Albuquerque, New Mexico, pp. 52-57
- Van Oldenborgh, G. J., Philip, S. Y., and Collins, M., 2005. El Niño in a changing climate: a multi-model study. *Ocean Science*, 1: 81-95
- Varado, 2004. Contribution au développement et à la mise en œuvre d'une modélisation hydrologique distribuée sur le bassin de la Donga (580 km²) au Bénin. PhD Thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- Vautard R., 1990. Multiple Weather Regimes over the North Atlantic: Analysis of Precursors and Successors. *Monthly Weather Review*, 118: 2056-2081
- Velazquez, J. A., Anctil, F., Ramos, M. H., and Perrin, C., 2011. Can a multi-model approach improve hydrological ensemble forecasting? A study on 29 French catchments using 16 hydrological model structures. *Advanced Geosciences*, 29: 33-42

- Verbunt, M., Zappa, M., Gurtz, J., and Kaufmann, P., 2006. Verification of a coupled hydrometeorological modeling approach for alpine tributaries in the Rhine basin. *Journal of Hydrology*, 324: 224-238
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchisteguy, L., Habets, F., Soubeyroux, J.-M., Blanchard, M., and Baillon, M., 2010a. Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14: 459-478
- Vidal, J. P., Martin, E., Franchisteguy, L., Baillon, M., and Soubeyroux, J. M., 2010b. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30: 1627-1644
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G.M., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F., and Noilhan J., 2010. Advantages of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model dedicated to Mediterranean flash floods. *Journal of Hydrology*, 394(1-2): 256-266
- Voirin-Morel, S., 2003. Modélisation distribuée des flux d'eau et d'énergie et des débits à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne, PhD thesis, Université Paul-Sabatier, Toulouse, France.
- Walsh J. E., Phillips, A. S., Portis, D. H., and Chapman, W. L., 2001. Extreme cold outbreaks in the United States and Europe, 1948-99. *Journal of Climate*, 14: 2642-2658
- Wang, B., and Coauthors, 2009. Advance and prospectus of seasonal prediction : assessment of the APCC/ClipAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980-2004). *Climate Dynamics*, 33: 93-117
- Wedgbrow, C., Wilby, R., Fox, H., and O'Hare, G., 2002. Prospects for seasonal forecasting of summer drought and low river flow in England and Wales. *International Journal of Climatology*, 22: 219-236
- Wedgbrow, C. S., Wilby, R. L., and Fox, H. R., 2005. Experimental seasonal forecasts of low summer flows in the River Thames, UK, using Expert Systems. *Climate Research*, 28: 133-141
- Weigel, A. P., and Bowler, N. E., 2009. Notes and Correspondence-Comment on "Can multi-model combination really enhance the prediction skill of probabilistic ensemble forecasts." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135: 535-539
- Weisheimer, A., Doblas-Reyes, F. J., Palmer, T. N., Alessandri, A., Arribas, A., Déqué, M., Keenlyside, N., MacVean, M., Navarra, A., and Rogel, P., 2009. ENSEMBLES: A new multi-model ensemble for seasonal-to-annual predictions – Skill and progress beyond DEMETER in forecasting tropical Pacific SSTs. *Geophysical Research Letters*, 36, L21711
- Westra, S. and Sharma, A., 2009. Probabilistic Estimation of Multivariate Streamflow Using Independent Component Analysis and Climate Information. *Journal of Hydrometeorology*, 10: 1479-1492
- Wigmosta, M.S., and D.P. Lettenmaier, 1994. A Distributed Hydrologic Model for Mountainous Catchment, in *Advances in Distributed Hydrology*. R. Rosso, A. Peano, Becchi, and G.A. Bemporad (Editors). Water Resources Publications, Fort Collins, CO, pp. 359-378.

- Wilby, R., 1993. Evidence of ENSO in the synoptic climate of the British Isles since 1880. *Weather*, 48: 234–239
- Wilby, R. L., Wedgbrow, C. S., and Fox, H. R., 2004. Seasonal predictability of the summer hydrometeorology of the River Thames, UK. *Journal of Hydrology*, 295: 1-16
- Wilks, D., 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 467 pp
- Wood, A. W., A. Kumar, and D. P. Lettenmaier, 2005: A retrospective assessment of National Centers for Environmental Prediction climate model-based ensemble hydrologic forecasting in the western United States. *Journal of Geophysical Research*, 110, D04105
- Wood, A. W. and Lettenmaier, D. P., 2006. A test bed for new seasonal hydrologic forecasting approaches in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87: 1699–1712
- Wood, A. W. and Lettenmaier, D. P., 2008. An ensemble approach for attribution of hydrologic prediction uncertainty, *Geophysical Research Letters*, 35, L14401
- Wu, Q., Hu, H., and Zhang, L., 2011. Observed Influences of Autumn-Early winter Eurasian Snow Cover Anomalies on the Hemisphere PNA-like Variability in Winter. *Notes and Correspondence. Journal of Climate*, 24 : 2017-2023
- Yang, F., Kumar, A., and Lau, K.-M., 2004. Potential Predictability of U.S. Summer Climate with “Perfect” Soil Moisture. *Journal of Hydrometeorology*, 5: 883-895
- Yuan, X., Wood, E. F., Luo, L., and Pan, M., 2011. A first look at Climate Forecast System version 2 (CFSv2) for hydrological seasonal prediction. *Geophysical Research Letters*, 38, L13402
- Zhang, Y., Li, T., and Wang, B., 2003. Decadal change of snow depth over the Tibetan Plateau in spring : the associated circulation and its relation ship to the East Asian summer monsoon rainfall. *Journal of Climate*, 17 : 2780-2793
- Zorita, E., Hughes, J. P., Lettemaier, D. P., and H. von Storch, 1995. Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. *Journal of Climate*, 8: 1023–1042
- Zorita, E. and von Storch, H., 1999. The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. *Journal of Climate*, 12(8): 2474-2489