

## Régimes de temps et désagrégation d'échelle

### *Weather regimes and downscaling*

JULIEN BOÉ, LAURENT TERRAY

CERFACS/SUC URA 1875

42, Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01, France

Tél : +33 (0)5 61 19 31 31, Fax : 33 (0)5 61 19 30 00, e-mail : boe@cerfacs.fr, terray@cerfacs.fr

*Hydrological processes are characterized by time and spatial scales which strongly differ from those explicitly solved by climate models used in the framework of the fourth intergovernmental panel for climate change (IPCC) report. Many different statistical and/or dynamical techniques have been developed to perform the downscaling process (going from a few hundred kilometres to resolution of five to twenty kilometres). Here we present a downscaling methodology based on weather regimes and its application to hydrological changes in France during the 21<sup>st</sup> century. We review the conceptual framework and the advantages of the method as well as the associated assumptions and uncertainties.*

### I ■ INTRODUCTION

Dès le début de la modélisation climatique couplée (la fin des années 1960), l'impact d'un accroissement du taux de dioxyde de carbone et des autres gaz à effet de serre a été étudié. A partir de 1990, le GIEC a proposé des scénarios de concentration des différents gaz à effet de serre (GES) pour le siècle prochain. Les centres de recherche disposant de gros moyens de calcul et de modèles couplés globaux océan-atmosphère-glace de mer (MCGOA) ont calculé l'évolution des paramètres climatiques sur cette période, ainsi que sur une période de référence (typiquement les 50 ou 100 dernières années) pour laquelle on prescrit les changements observés des GES depuis l'époque préindustrielle. Ces modèles couplés demandent aussi de longues intégrations (500-1000 ans, simulation de contrôle) avec forçage des GES constant (valeurs préindustrielles) pour la mise à l'équilibre de la composante océanique lente et la quantification de la variabilité climatique interne. Ils utilisent un découpage de la surface terrestre en mailles de 200-300 km de côté environ. A l'échelle de la France, une telle discrétisation est incapable de représenter la distribution géographique des climats : il n'y a pas de Massif Central ni de Pyrénées, et les Alpes sont repoussées vers l'Europe centrale.

Disposer des variables climatiques à une résolution de l'ordre de quelques dizaines de kilomètre voire de quelques kilomètres est une nécessité pour de nombreux modèles d'impact, en particulier ceux liés aux études hydrologiques [1]. Différentes méthodes de désagrégation ont alors été mises en œuvre pour effectuer la descente d'échelle des modèles couplés globaux vers les échelles régionales. Ces méthodes se répartissent en deux grandes familles : désagrégation statistique ou dynamique [2]. La première famille utilise un modèle statistique (régression linéaire, analogues...) qui utilise la période présente comme période d'apprentissage [3]. Cette approche suppose que les relations entre variables endogènes (à prédire) et exogènes (prédictives) sont préservées en présence du changement climatique, ce qui constitue une hypothèse forte. Elle implique également

l'existence d'observations homogènes et de longue durée pour les variables exogènes. La deuxième famille de méthodes utilise un modèle (en général atmosphérique) à haute résolution spatiale pour simuler des fenêtres temporelles d'une durée de 20 ou 30 ans (2070-2100 par exemple). Elle repose sur l'idée d'utiliser comme conditions aux limites océaniques la température de surface de la mer (TSM) provenant du scénario avec le modèle couplé global. Une première sous-famille utilise un modèle d'aire limitée forcé aux bords de son domaine par les conditions atmosphériques issues des scénarios globaux. Malgré sa difficulté de mise en œuvre, cette méthode a été très souvent adoptée en modélisation des climats régionaux [4]. On peut aussi utiliser un modèle global à haute résolution. Cette méthode est la plus coûteuse, mais la plus fiable. Elle n'a été que rarement utilisée. On lui préfère généralement une variante dans laquelle la taille de la maille varie spatialement afin d'atteindre une haute résolution dans la région d'intérêt uniquement [5]. Si la haute résolution permet une bien meilleure prise en compte de la contrainte orographique, les biais liés aux paramétrisations physiques des modèles ne sont pas en général fondamentalement diminués par la prise en compte des petites échelles (si on reste dans le cadre de l'hypothèse hydrostatique). D'autre part, l'hypothèse sous-jacente à la désagrégation statistique est également présente au sein de l'approche dynamique. En effet, les lois de la physique ne permettent pas de contraindre l'ensemble des paramètres nécessaires à la représentation des phénomènes sous-maille (convection, nuage, turbulence). Les valeurs de certains de ces paramètres sont donc calibrées à l'aide d'observations des variables climatiques (telles que température, précipitation ou rayonnement) sur la période actuelle, sans garantie que cet ajustement soit encore valable pour le climat futur. Ces constatations soulignent la nécessité de corriger les données simulées par désagrégation dynamique avant leur utilisation pour les études d'impact [6].

Si l'on s'intéresse spécifiquement aux impacts hydrologiques du changement climatique d'origine anthropique sur l'Europe de l'ouest et la France en particulier, on va chercher à représenter le mieux possible les modifications éventuelles

des régimes pluviométriques en réponse au signal de changement climatique. La question essentielle est alors celle de la capacité des modèles à simuler ce signal et les précipitations associées aux échelles régionales. Pour y répondre, on peut proposer une typologie simple de ces changements de précipitation en les séparant en une composante associée aux changements de circulation atmosphérique, une deuxième associée à l'augmentation globale d'humidité dans l'atmosphère (liée à l'augmentation de température par la relation de Clausius-Clapeyron) et une composante résiduelle. Cette décomposition permet d'utiliser la méthodologie de validation la plus appropriée pour chaque composante (processus d'évaluation) et de suggérer les mécanismes à l'origine de ces changements (processus de détection et d'attribution). C'est essentiellement aux deux premières composantes (et en particulier à la 1<sup>re</sup>) que l'on va s'intéresser ici en proposant une approche qui combine la désagrégation statistique et dynamique. Dans la deuxième partie, nous introduisons le concept de régimes de temps et justifions de son utilisation pour apprécier les changements de précipitation liés aux modifications de la circulation atmosphérique. La troisième partie décrit les différents éléments de la méthode de désagrégation et ainsi que sa validation sur la période actuelle à l'aide d'un modèle hydro-météorologique. La quatrième partie présente les résultats sur les changements de précipitation et les impacts hydrologiques attendus pour les bassins versants français dans le cas du scénario médian A1B du GIEC. La cinquième et dernière partie énonce les conclusions et les perspectives de ce travail avec en particulier des pistes sur la quantification des incertitudes associées à tout scénario probabiliste.

## II ■ REGIMES DE TEMPS ET PRECIPITATIONS

### ● II.1. LES RÉGIMES DE TEMPS

L'idée de régimes de temps a été introduite dans les années 1950 par la climatologie synoptique et repose sur une représentation conceptuelle de la dynamique atmosphérique des moyennes et hautes latitudes. Un régime ou type de temps se caractérise par l'apparition reconnaissable et récurrente, au-dessus d'un territoire géographique donné, d'une situation météorologique associée à des caractéristiques bien déterminées du temps sensible. Le principe sous-jacent est celui d'un nombre fini d'états de la circulation atmosphérique de grande échelle. Cette vision discrète de la dynamique atmosphérique tranche avec l'évolution continue et habituelle des cartes météorologiques instantanées. Sa mise en œuvre pratique repose donc sur la classification de cartes météorologiques en un nombre fini d'états, les régimes de temps. Il n'y a pas de définition universelle des régimes de temps. La plupart des approches s'appuient sur les propriétés de récurrence et/ou de quasi-stationnarité pour effectuer la classification [7]. Pour la récurrence, on cherche à identifier les états atmosphériques les plus fréquents ou, autrement dit, les maxima de la fonction de la densité de probabilité (PDF) des états dans un espace des phases donné. La petitesse de l'échantillon dont nous disposons (quelques dizaines d'années, données quotidiennes observées et ré-analyses atmosphériques) rend impossible la détermination de la PDF sauf à considérer des espaces

de dimension très réduite. Une approche alternative, moins ambitieuse, cherche à identifier les régions à forte concentration d'état, appelées agrégats (*cluster*), dans des espaces de dimension plus importante. La mise en œuvre pratique de ces méthodologies repose sur de nombreux choix sur les variables et algorithmes utilisés, l'extension du domaine spatial considéré, les filtrages spatio-temporels, les tests statistiques sur le nombre, la signification et la robustesse des régimes retenus ... Dans le cas de la quasi-stationnarité, on recherche les états atmosphériques pour lesquels la circulation de grande échelle est stationnaire dans un sens statistique. Autrement dit, ces états se caractérisent par une dérivée temporelle nulle en moyenne sur leurs réalisations possibles, ou encore par un bilan nul des forces agissant sur eux parmi lesquelles les rétroactions liées aux tourbillons transitoires jouent un rôle central. Cette définition est proche de notre perception quotidienne des régimes de temps : une période d'une à trois semaines du même type de temps, modifié de façon épisodique pendant un à deux jours par les perturbations synoptiques.

Ces deux approches ont été comparées, démontrant que les régimes les plus récurrents ne sont pas en général stationnaires mais se caractérisent par une évolution lente au voisinage de leurs états quasi-stationnaires respectifs. Cependant, les régimes issus de ces deux approches partagent aussi un certain nombre de propriétés. Ils sont associés à de grandes échelles spatiales, typiquement celles des ondes planétaires (quelques milliers de kilomètres), et à la variabilité atmosphérique basse-fréquence (de période supérieure à 10 jours), modulée aux moyennes latitudes par les perturbations baroclines. Une question encore ouverte est celle de l'origine des régimes de temps. Il est traditionnellement admis qu'ils sont causés uniquement par les non linéarités de la dynamique interne de l'atmosphère, cette dernière gouvernant également les transitions entre régimes. En revanche, il est aussi établi que les forçages externes (ou conditions aux limites pour l'atmosphère) variant lentement peuvent moduler la probabilité d'occurrence de tel ou tel régime. Ces idées ont été très exploitées récemment, en particulier pour l'étude de l'influence de la variabilité des différents bassins océaniques [8] ou de la modification anthropique des concentrations des GES [9-10], sur la circulation atmosphérique aux échelles saisonnière à décennale.

### ● II.2. LIENS ENTRE RÉGIMES ET VARIABLES CLIMATIQUES

Un autre aspect essentiel des régimes de temps est leur capacité à restituer une description fine des variables du climat sensible (température, précipitation, vent de surface, tempêtes ...) aux échelles régionales à locales [11]. Il est alors naturel d'utiliser les changements d'occurrence des régimes pour interpréter les fluctuations climatiques continentales et ceci pour un large spectre d'échelles spatiales et temporelles. On ne prétend pas ici être capable de restituer la globalité de la variabilité, mais bien la fraction qui est liée aux changements de la circulation atmosphérique et qui varie suivant la variable et les échelles considérées (voir partie I). Pour illustrer ce qui précède, considérons le cas des précipitations hivernales sur la France au 20<sup>e</sup> siècle. L'analyse des tendances sur la deuxième moitié du 20<sup>e</sup> siècle montre un contraste méridien fort avec une diminution sur le Sud

et une augmentation sur le Nord de la France. On cherche donc ici à quantifier la part de ces changements liée aux modifications de la circulation atmosphérique à l'aide de l'approche en régimes. Les régimes de temps sont ici déterminés à l'aide d'une classification conjointe des données journalières de pression de surface au niveau de la mer et de précipitation. Cette variante, par rapport à une classification effectuée juste sur la variable de circulation atmosphérique, permet d'obtenir des régimes plus discriminants pour la

variable climatique étudiée. La classification optimale donne 8 régimes de temps qui permettent une bonne séparation des principaux régimes pluviométriques sur la France (Figure 1).

Afin d'estimer la variabilité des précipitations liée aux fluctuations de la circulation atmosphérique, on construit un modèle de régression pour la quantité cumulée de précipitations sur la saison avec comme variables prédictives la fréquence d'occurrence des régimes de temps. La figure 2 montre les corrélations pour chaque station entre les pré-

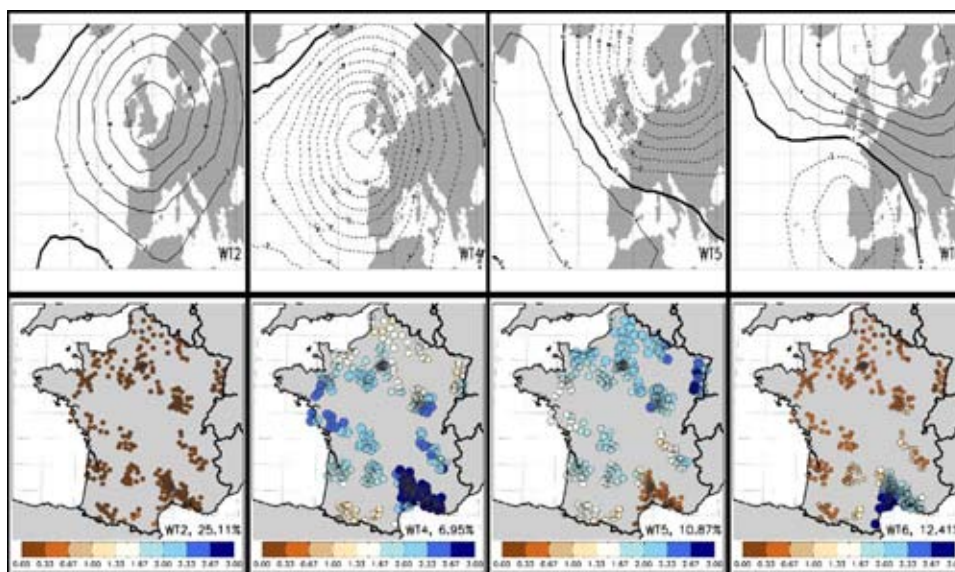


Figure 1 : en haut, anomalie composite de pression (données EMULATE) pour 4 des 8 régimes (hPa) et rapport de la moyenne des précipitations des jours du régime par la moyenne des précipitations (données des stations quotidiennes de référence-SQR, Météo-France) pour tous les jours de la saison d'hiver (de novembre à mars). Le jeu de données EMULATE contient les données quotidiennes de pression de surface au niveau de la mer ( $P_{\text{mer}}$ ) sur l'Europe et l'Atlantique Nord à une résolution de  $5^\circ$  [12].

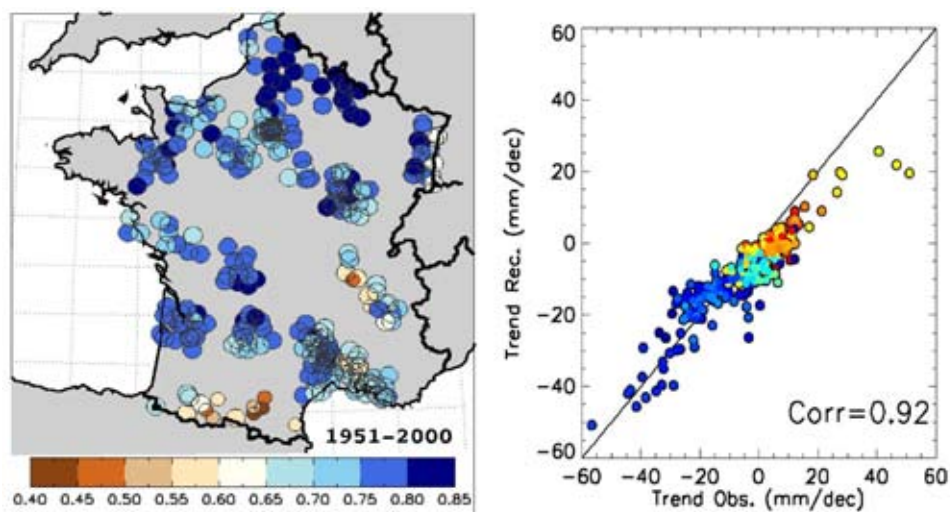


Figure 2 : à gauche, corrélation (sur le cumul hivernal de pluie) entre les précipitations reconstruites et les précipitations observées (données mensuelles homogénéisées Météo-France) sur la période 1951-2000. A droite, tendances (sur le cumul saisonnier) des précipitations reconstruites versus celles des précipitations observées sur la période 1951-2000. Corr. est la valeur de la corrélation entre les 2 jeux de tendance. La couleur des points est fonction de la latitude (sombre : sud = >clair : nord). Si la distance n'est pas considérée comme variable prédictive supplémentaire, la corrélation chute à 0.85 et les biais pour le nord-est sont plus marqués.

pitations observées et reconstruites, suggérant qu'une grande partie des fluctuations interannuelles des précipitations est liée à la variabilité de la circulation atmosphérique de grande échelle. Le même modèle statistique appliquée aux tendances linéaires (ou aux variations basse-fréquence d'échelle décennale) démontre la capacité de l'approche à quantifier le rôle de la circulation atmosphérique sur les évolutions à long terme des précipitations. On note cependant une certaine sous-estimation pour les stations du nord-est de la France qui est due en partie à des modifications de la variabilité intra-régime sur le 20<sup>e</sup> siècle. Si cette dernière est prise en compte par l'utilisation de la distance au régime de temps comme variable prédictive supplémentaire, on corrige en grande partie cette sous-estimation (figure 2).

En sus de la caractérisation des causes de la variabilité pluviométrique aux échelles locales, il semble naturel de promouvoir l'utilisation des régimes au sein des méthodes de désagrégation employées dans les études d'impact liées aux modifications attendues des précipitations dans le climat du 21<sup>ème</sup> siècle. Les modèles de climat sont en effet capables de représenter raisonnablement les variables typiques de la circulation de grande échelle alors qu'ils peuvent présenter des biais très importants sur les précipitations, même à des résolutions de l'ordre de 20-50 kms.

### III ■ METHODOLOGIE DE DESAGREGATION ET VALIDATION

#### ● III.1. ALGORITHME DE DÉSAGRÉGATION

Quels sont les ingrédients nécessaires à l'élaboration d'un outil de désagrégation basé sur les régimes de temps pour des applications hydrologiques liées au changement climatique ? Il faut disposer de bases de données quotidiennes les plus longues et homogènes possibles. Elles doivent contenir à la fois les paramètres de circulation atmosphérique et les variables de forçage des modèles hydrologiques, afin de construire la fonction de transfert entre les simulations climatiques et l'hydrologie. Il faut ensuite détailler le fonctionnement de cette fonction de transfert et la valider sur le climat actuel, avant de l'appliquer pour générer les fonctions de forçage hydrologique pour le climat futur. Nous détaillons brièvement dans les sections suivantes les données utilisées et les étapes de l'algorithme de désagrégation [13], puis la validation de l'approche à l'aide d'un modèle hydrométéorologique [14], la chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) [15].

##### *III.1.1. Les données et les modèles : les ré-analyses NCEP et la base de donnée SAFRAN ; les modèles ARPEGE et ISBA*

L'analyse SAFRAN fournit l'ensemble des variables atmosphériques nécessaire au forçage de la chaîne couplée ISBA-MODCOU [15]. Elle est disponible sur la période 1981-2005 (étendue depuis à 1970-2005) à une résolution de 8 kilomètres. Les variables atmosphériques décrivant la circulation de grande échelle proviennent de la ré-analyse NCEP effectuée sur la période 1948-2005. Le modèle atmosphérique utilisé est le modèle ARPEGE climat développé à Météo-France, dans sa version à maille variable avec une résolution de 60 km sur la France [16].

##### *III.1.2. L'algorithme de désagrégation*

L'étape initiale, la détermination des régimes de temps, a déjà été décrite dans la partie 2. La deuxième étape consiste à construire une régression multiple entre les précipitations (variable endogène, à prédire) et les paramètres décrivant la circulation de grande échelle (variables exogènes, prédictives). Ces dernières sont estimées par les distances dans l'espace des phases choisi (ici engendré par les 10 premières composantes principales de  $P_{mer}$ ) entre le jour  $j$  et les régimes de temps. Les variables endogènes sont les précipitations issues de la base SAFRAN, mais moyennées sur des cercles de 40 km de rayon centrés sur les 220 points France du modèle ARPEGE à maille variable. Le troisième ingrédient utilise un index de température défini comme la moyenne des températures du modèle sur la France. L'étape finale de l'algorithme de désagrégation, pour un jour  $j_0$  modélisé dont on connaît la  $P_{mer}$  et l'index de température, cherche d'abord le régime de temps le plus proche de  $j_0$ . Parmi les jours appartenant à ce dernier, on cherche les jours  $j_i$  qui minimisent conjointement la distance entre les précipitations reconstruites (par régression multiple) ARPEGE et NCEP, et celle entre l'index de température modélisé et celui donné par la ré-analyse NCEP. On choisit ensuite de façon aléatoire un jour  $j_1$  parmi les jours  $j_i$  et toutes les données SAFRAN du jour  $j_1$  sont alors utilisées pour le forçage du modèle couplé ISBA-MODCOU (ou pour tout autre modèle d'impact). Un traitement spécifique est fait pour la température pour les simulations du climat futur afin de prendre en compte le réchauffement global. Si l'index de température modélisé du jour  $j_0$  est supérieur de plus de 2°C à celui du jour  $j_1$  de NCEP, on ajoute cet écart aux températures de la base SAFRAN pour le jour  $j_1$ .

#### ● III.2. LA VALIDATION À L'AIDE DE SAFRAN-ISBA-MODCOU

La validation de la méthode se fait à deux niveaux : on s'assure tout d'abord que les propriétés statistiques et les indices de persistance du champ de précipitations sont bien conservés par la méthode de désagrégation. La méthode peut aussi être comparée à des méthodes plus simples comme celle des analogues [3,12]. Une deuxième étape consiste à utiliser les variables désagrégées à partir de la variable prédictive de grande échelle pour forcer la chaîne ISBA-MODCOU. Dans un premier temps, on utilise la ré-analyse NCEP pour la variable  $P_{mer}$  décrivant la circulation atmosphérique de grande échelle et pour la température. Puis, on utilisera aussi les mêmes variables provenant d'une simulation à l'aide du modèle ARPEGE à maille variable sur la période 1951-2000 afin de s'assurer de la qualité de la circulation atmosphérique simulée et de la désagrégation associée. La figure 3 montre que le forçage du modèle ISBA-MODCOU par les variables désagrégées à partir de la grande échelle atmosphérique ré-analysée et simulée reproduit correctement le cycle annuel moyen et la fonction de distribution des débits observés. Il est à noter que les biais observés dans la simulation directe avec l'analyse SAFRAN ne sont pas ou peu amplifiés (par exemple la sous-estimation des débits simulés en été pour la Seine), suggérant que la désagrégation dégrade peu les résultats.

#### IV ■ APPLICATION AU CLIMAT FUTUR

L'étape suivante consiste à appliquer la méthode de désagrégation aux scénarios climatiques du climat futur (21<sup>e</sup> siècle). La grande majorité des scénarios du climat futur réalisés dans le cadre du 4<sup>e</sup> rapport du GIEC repose sur les modèles couplés à basse résolution. D'autre part, il a été suggéré que la résolution horizontale pouvait jouer un rôle important sur la sensibilité de la réponse de la circulation atmosphérique au forçage anthropique sur l'Atlantique Nord et l'Europe [10]. L'idée utilisée à Météo-France et au CERFACS est alors d'utiliser les conditions aux limites océaniques (les

TSM) fournies par le MCGOA ARPEGE-OPA pour forcer le modèle ARPEGE à maille variable. Ce sont les paramètres de la circulation atmosphérique de ce dernier qui sont utilisés comme variables d'entrée de l'algorithme de désagrégation pour le climat futur. L'hypothèse sous-jacente est qu'il n'y a pas de forte sensibilité des propriétés des régimes de temps (structure spatiale et fréquence d'occurrence) au couplage à l'interface océan-atmosphère. La figure 4 montre les résultats obtenus avec les TSM issues d'ARPEGE-OPA forcé par le scénario SRES-A1B d'évolution des concentrations des GES et ARPEGE à maille variable intégré sur la fin du 20<sup>e</sup> siècle et le 21<sup>e</sup> siècle (1950-2100) avec le même scénario A1B.

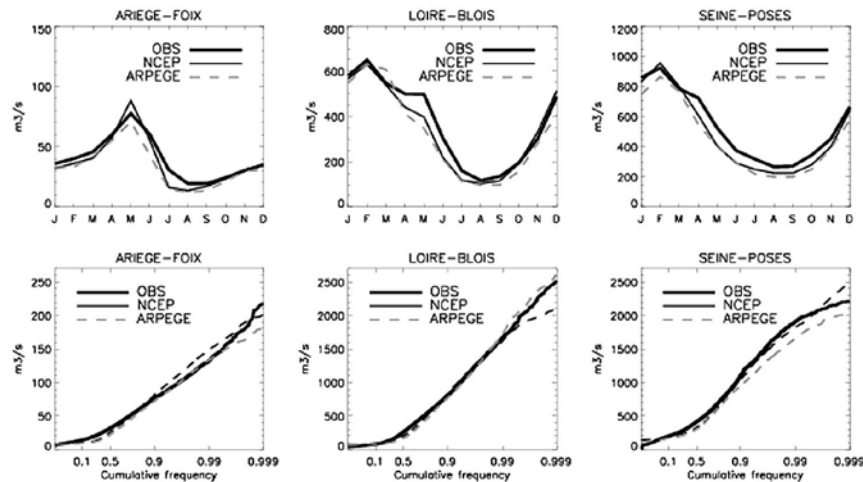


Figure 3 : en haut – Cycle annuel moyen (1964-2005) des débits pour : les observations (trait épais), la simulation ISBA-MODCOU forcée par la désagrégation NCEP (tirets fins) et celle forcée par la désagrégation ARPEGE (tirets gris). En bas – Fonction de densité de probabilité cumulée des débits. Une transformation de Gumbel  $u = -\log(-\log(P(x)))$  où  $P(x)$  est la fréquence cumulée est appliquée à l'axe des x qui reste en fréquence de non dépassement.

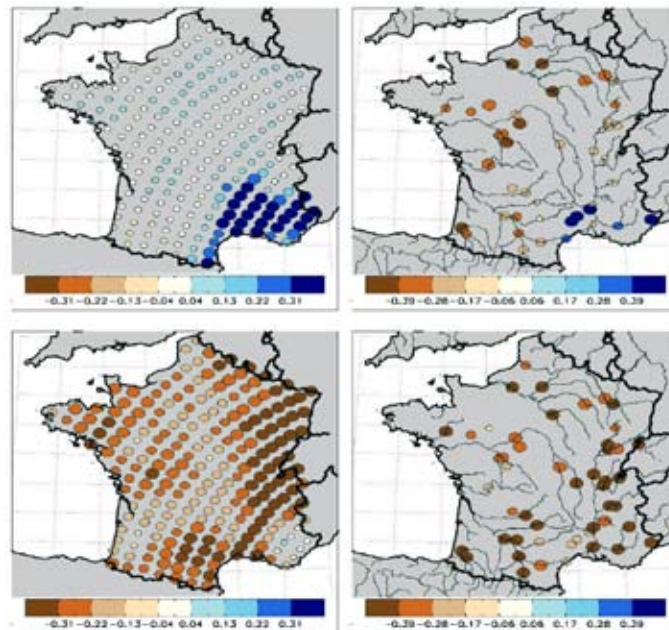


Figure 4 : Changement de précipitations (en mm/jour) à gauche et de débit (changement relatif, en %) à droite, entre le milieu du 21<sup>e</sup> siècle (2035-2065) et la fin du 20<sup>e</sup> siècle (1970-1999), estimé par désagrégation en régimes de temps. Haut : hiver (DJF) ; bas : été (JJA). Les précipitations sur la grille SAFRAN sont ici moyennées sur des cercles de 40 km de rayon centrés sur les points de grille du modèle ARPEGE à maille variable. Le signe du changement est donné par le symbole et l'amplitude par le code de couleur.

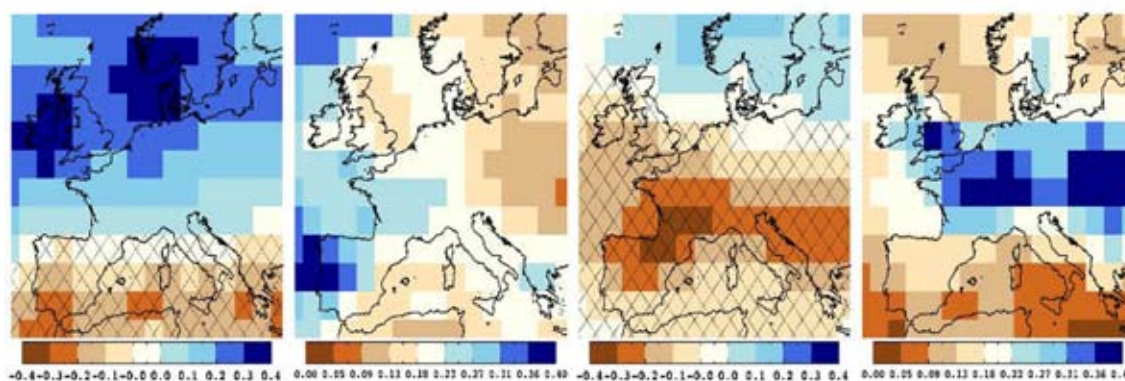
Les changements de précipitation et de débits attendus pour 2050 sont de forte amplitude en particulier pour l'été. Le scénario est celui d'une diminution quasi-généralisée des pluies avec comme régions les plus touchées, l'est de la France, le pourtour méditerranéen et dans une moindre mesure, la Bretagne. La modification du cycle de l'eau s'accompagne aussi d'une forte diminution après le mois de juin de l'évapotranspiration, en particulier dans l'ouest et le sud de la France. Les changements hydrologiques se traduisent par une forte réduction des débits, en particulier sur les bassins de la Seine, Adour-Garonne et Rhône, et pouvant aller jusqu'à 50 % comme dans le cas du Var à Malaussène, de la Vilaine à Guipry ou de la Dordogne à Calviac. Pour l'hiver, il n'y a pas de changements clairs de précipitations pour le centre, le nord et l'est de la France. En revanche, elles augmentent fortement sur le sud-est alors qu'elles varient très peu sur le sud-ouest. Les changements de débits reflètent partiellement les effets du réchauffement et des modifications des régimes pluviométriques avec une augmentation des débits dans le sud-est et une diminution de l'ordre de 10 à 30 % sur les autres régions. Il est à noter que les changements de précipitation obtenus avec la méthode de désagrégation sont globalement cohérents avec ceux directement simulés par ARPEGE en terme de structure spatiale, en particulier pour l'hiver et un peu moins pour l'été.

En raison des différentes sources d'incertitude sur les projections climatiques, il est important de noter que l'utilisation d'un seul scénario climatique est totalement insuffisante pour caractériser des tendances claires et robustes sur le 21<sup>e</sup> siècle. Il est donc très fortement recommandé de recourir à un ensemble de scénarios climatiques (représentant au mieux la dispersion associée aux principales sources d'incertitude) pour les études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie des bassins versant français.

## V ■ CONCLUSION : LES INCERTITUDES

En premier lieu, il est bien évident que la nature probabiliste des projections (ou scénarios) climatiques impose nécessairement d'utiliser une approche ensembliste multi-modèle. Il est alors essentiel d'approfondir un peu la notion d'incertitude associée à ces scénarios climatiques et hydrologiques, en particulier lorsqu'on s'intéresse à l'ensemble du 21<sup>e</sup> siècle et pas seulement à la période 2070-2099 où l'on peut s'attendre à un rapport signal sur bruit (signal climatique dû au forçage anthropique versus la variabilité interne au système climatique) important. Quelles sont les différentes sources d'incertitude et peut-on les quantifier et/ou les hiérarchiser ? La source d'incertitude climatique principale est celle qui vient des MCGOA [17]. Afin de la quantifier, on propose d'utiliser les bases de données générées par l'ensemble des modèles couplés climatiques lors de l'exercice du 4<sup>e</sup> rapport du GIEC. En hiver et pour 2050, la tendance moyenne simulée est vers une augmentation des précipitations au nord de l'Europe et une diminution au sud, la France se situant dans la zone de transition avec une dispersion importante (**figure 5a-b**). En été, les modèles IPCC prévoient une diminution généralisée des précipitations sur l'Europe (sauf en Scandinavie) avec les plus fortes amplitudes sur l'Europe du Sud (Espagne, France, Italie). Il est intéressant de noter que la France (et l'est de l'Europe) est à nouveau la zone géographique avec la plus forte dispersion (**figure 5c-d**). Si en été les précipitations simulées et désagrégées à partir d'ARPEGE à maille variable sont très cohérentes avec la moyenne du multi-modèle, c'est moins vrai en hiver où des différences apparaissent en particulier sur le nord de la France (**figures 4 et 5**).

Comment aller plus loin ? L'idée principale est de maximiser la *bonne* incertitude (celle liée au caractère chaotique



**Figure 5 : changements des précipitations simulés par 20 modèles de la base de données IPCC entre les périodes 2035-2065 et 1970-1999 pour le scénario SRES-A1B avec de gauche à droite : a),c) la moyenne des 20 modèles en hiver (DJF) et en été (JJA), en mm/jour, b),d) l'écart-type inter-modèle pour l'hiver et l'été, en mm/jour. L'échelle de couleur donne l'amplitude et les zones avec les croix pour a) et c) correspondent à un changement négatif (diminution des précipitations).**

de la variabilité interne) et de réduire la *mauvaise* incertitude (celle liée aux erreurs des modèles). La question centrale et difficile est alors celle de la relation entre les biais des modèles et les incertitudes. Notons que la désagrégation est aussi une technique de correction des biais des MCGOA et qu'elle peut donc être utilisée pour fournir une estimation moins biaisée des incertitudes. On peut par exemple utiliser la méthode de désagrégation décrite avec comme entrée les variables de la circulation atmosphérique issues des simulations couplées du GIEC pour estimer la dispersion associée et la comparer à celle des champs de pluie directement simulés. L'analyse montre qu'il existe une dispersion importante parmi les modèles de la base IPCC sur les changements de fréquences d'occurrence des régimes de temps hivernaux, qui est responsable d'une fraction importante de la dispersion entre les modèles. Les causes de cette dispersion ne sont pas clairement identifiées : faible rapport signal sur bruit ou biais systématique de la circulation de grande échelle, seule la mise en place de nouvelles analyses et protocoles de simulation [17,18] permettra d'avancer sur la hiérarchisation et quantification des incertitudes climatiques. L'étape suivante consistera à étudier la propagation de l'incertitude aux techniques de descente d'échelle et aux modèles hydrologiques eux-mêmes.

## VI ■ REMERCIEMENTS

Les auteurs souhaitent remercier Christophe Cassou, Michel Déqué, Hervé Douville, Florence Habets et Eric Martin pour de fructueuses discussions sur ce travail. Ce travail a été partiellement financé par l'INSU via le PNRH et le projet RIVAGES et par le MEDD via le programme GICC et le projet REXHYSS.

## VII ■ REFERENCES ET CITATIONS

- [1] VON STORCH H. (1995) — Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteor. Zeit.* **4** : 72-80
- [2] MEARNS L. O., BOGARDI I., GIORGI F., MATYASOVSKY I., PALECKI M. (1994) — Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling. *J. Geophys. Res.* **104** : 6603-6621, doi 10.1029/1998JD200042
- [3] ZORITA E., VON STORCH H. (1999) — The analog method as a simple statistical downscaling technique : comparison with more complicated methods. *J. Clim.* **12** : 2474-2489
- [4] GIORGI F., MARINUCCI M. R., VISCONTI G. (1990) — Use of a limited area model nested in a general circulation model for regional climate simulation over Europe. *J. Geophys. Res.* **95** : 18413-18431, doi 10.1029/90JD01642
- [5] DÉQUÉ M., JONES R. G., WILD M., GIORGI F., CHRISTENSEN J. H., HASSELL D. C., VIDALE P. L., ROCKEL B., JACOB D., KJELLSTRÖM E., DE CASTRO M., KUCHARSKI F., VAN DEN HURK B. (2005) — Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe : quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Clim. Dyn.* **25** : 653-670
- [6] WOOD A., LEUNG L. R., SRIDHAR V., LETTENMAIER D. P. (2004) — Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate outputs. *Climatic Change.* **62** : 189-216
- [7] MICHELANGELI P., VAUTARD R., LEGRAS B. (1995) — Weather regime occurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.* **52**, **1237** : 1256
- [8] CASSOU C., TERRAY L., HURRELL J.W., DESER C. (2004) — North Atlantic winter climate regimes : spatial asymmetry, stationarity with time and oceanic forcing. *J. Climate.* **17**, **1055** : 1068
- [9] CORTI S., MOLteni F., PALMER T. N. (1999) — Signature of climate change in atmospheric circulation regime frequencies. *Nature.* **398** : 799-802
- [10] TERRAY L., DEMORY M. E., DEQUE M., DE COETLOGON G., MAISONNAVE E. (2004) — Simulation of late twenty-first century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. *J. Clim.* **17** : 4630-4635
- [11] PLAUT G., SCHUEPBACH E., DOCTOR M. (2001) — Heavy precipitation events over a few alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971-1995. *Clim. Res.* **17** : 285-302
- [12] ANSELL T. J. ET AL. (2006) — Daily mean sea level pressure reconstructions for the European – North Atlantic region for the period 1850-2003. *J. Clim.* **19** : 2717-2742
- [13] BOÉ J., TERRAY L., HABETS F., MARTIN E. (2006) — A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.* **111** : D23106, doi 10.1029/2005JD006889
- [14] BOÉ J., TERRAY L., HABETS F., MARTIN E. (2007) — Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *Int. J. Climatol.*, *accepted*.
- [15] HABETS F., ETCHEVERS P., GOLAZ C., LEBLOIS E., LEDOUX E., MARTIN E., NOILHAN J., OTTLE C. (1999) — Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *J. Geophys. Res.* **104** : 31145-31172, doi :10.1029/1999JD901008
- [16] GIBELIN A. L., DÉQUÉ M. (2003) — Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim. Dyn.* **20** : 327-339
- [17] ROWELL D. G. (2006) — A Demonstration of the Uncertainty in Projections of UK Climate Change Resulting from Regional Model Formulation. *Climatic Change.* **79** : 243-257
- [18] ROWELL D. G., JONES R. G. (2006) — Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Clim. Dyn.* **27** : 281-299