

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DES EFFETS RELIÉS À LA TAILLE DU DOMAINE
D'INTÉGRATION D'UNE SIMULATION CLIMATIQUE
RÉGIONALE AVEC LE PROTOCOLE DU GRAND FRÈRE

MÉMOIRE PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
MARTIN LEDUC

DÉCEMBRE 2007

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

Remerciements

Je voudrais d'abord remercier mon directeur de recherche, Dr. René Laprise, pour sa rigueur scientifique et sa passion pour la recherche. Je tiens aussi à souligner l'importante contribution de Dr. Ramon de Elia pour son questionnement inépuisable. Le centre ESCER, pour son appui financier tout au long de mes études de maîtrise. De plus, le consortium Ouranos et son personnel de qualité m'auront permis de travailler dans un environnement enrichissant et agréable. Finalement, merci à mes parents, ma copine et mes amis pour leur soutien moral.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	iv
LISTE DES ACRONYMES.....	ix
LISTE DES SYMBOLES.....	xi
RÉSUMÉ.....	xiii
INTRODUCTION	1
ABSTRACT.....	12
1 Introduction.....	13
2 Model description	16
3 Experimental framework	17
3.1 Domain-size experiment using the "Big-Brother" protocol.....	17
3.2 Statistical analysis.....	18
4 Results	20
4.1 Overview of the 4-month climate sample	20
4.2 Total fields sensitivity	21
4.3 Effects on the spectra.....	23
4.4 Extracting the small-scale climate features.....	26
4.5 Small-scale features spatial patterns.....	28
4.6 Large- and small-scale features time evolution	30
5 Conclusions.....	33
CONCLUSION	36
ANNEXE I: Calcul du spectre de puissance	43
APPENDIX II: Spectral noise due to grid size	46
RÉFÉRENCES	47

LISTE DES FIGURES

- Fig. 11** Cliché du tourbillon relatif à 700 hPa simulé par le MRCC muni d'une fine résolution (en encadré) superposé à ses données de pilotage dont le niveau de détails, plus grossier, correspond pratiquement aux données issues des sorties d'un GCM. 51
- Fig. 1** Schematics of the Big-Brother approach. a) The Big-Brother (BB) simulation performed over a large domain with a high-resolution grid. The area of interest corresponds to the sub-domain delimited by the dashed line. b) The BB solution is low-pass filtered to retain only the largest scales: the Filtered Big Brother (FBB). c) The Little-Brother (LB) high-resolution simulation (within the black line) embedded into the FBB large-scale data; the LB can be compared with the BB over the area of interest. ... 52
- Fig. 2** The simulation domains of the Big Brother (BB: 196x196 grid points) and the Little Brothers (LB1 to LB4) having respectively 144x144, 120x120, 96x96 and 72x72 grid points. Each one includes a 10 grid-points nesting zone which surrounds the whole domain. The climate statistics are computed and visualized through the QC window (dashed) of 38x38 grid points. 53
- Fig. 3** Two DCT low-pass filters, displayed according to the spectral resolution of the grid where they are applied in the experiment: T30 (triangles) is performed on the FBB domain (192x192) and keeps unchanged all wavelengths longer than 2160 km and removes all those smaller than 1080 km, with a squared cosine transition in between. The second low-pass filter, LPF (circles), is applied over an area of 48x48 grid points and its transition is from 2160 to 540 km..... 54

Fig. 4 Stationary component of the mean sea-level pressure field simulated by BB for the February months of a) 1990, b) 1991, c) 1992, d) 1993 and e) the 4-month average.	55
Fig. 5 Stationary component of the 700-hPa horizontal wind superposed to the geopotential height simulated by BB for the February months of a) 1990, b) 1991, c) 1992, d) 1993 and e) the 4-month average.	56
Fig. 6 Stationary component of the precipitation rate field simulated by BB for the February months of a) 1990, b) 1991, c) 1992 d) 1993 and e) the 4-month average.	57
Fig. 7 Stationary component of the mean sea-level pressure field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.	58
Fig. 8 Transient-eddy standard deviation of the mean sea-level pressure field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.....	59
Fig. 9 Stationary component of the 700-hPa wind magnitude field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.....	60
Fig. 10 Transient-eddy standard deviation of the 700-hPa wind magnitude field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.	61
Fig. 11 Stationary component of the 925-hPa wind magnitude field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.....	62
Fig. 12 Transient-eddy standard deviation of the 925-hPa wind magnitude field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.	63
Fig. 13 Stationary component of the 700-hPa relative humidity field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.....	64

Fig. 14 Transient-eddy standard deviation of the 700-hPa relative humidity field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.	65
Fig. 15 Stationary component of the precipitation rate field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.....	66
Fig. 16 Transient-eddy standard deviation of the precipitation rate field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.	67
Fig. 17 Spectral variances calculated with the DCT for different fields. The fundamental wavenumber ($k=1$) corresponds to a wavelength of 2160 km. Stationary components use plain lines and the transients are in dashed. (a) mean sea-level pressure, (b) spectral kinetic energy at 700 hPa, (c) kinetic energy at 925 hPa, (d) relative humidity at 700 hPa, (e) precipitation rate.	68
Fig. 18 Small-scale stationary component of the mean sea-level pressure field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.....	71
Fig. 19 Small-scale transient-eddy standard deviation of the mean sea-level pressure field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.....	72
Fig. 20 Small-scale stationary component of the wind magnitude field at 700 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.	73
Fig. 21 Small-scale transient-eddy standard deviation of the wind magnitude field at 700 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.....	74
Fig. 22 Small-scale stationary component of the wind magnitude field at 925 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.	75

- Fig. 23** Small-scale transient-eddy standard deviation of the wind magnitude field at 925 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4. 76
- Fig. 24** Small-scale stationary component of the relative humidity field at 700 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4. 77
- Fig. 25** Small-scale transient-eddy standard deviation of the relative humidity field at 700 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4. 78
- Fig. 26** Small-scale stationary component of the precipitation rate field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4. 79
- Fig. 27** Small-scale transient-eddy standard deviation of the precipitation rate field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4. 80
- Fig. 28** Taylor diagrams for the transient-eddy large-scale component of a) the mean sea-level pressure, b) the horizontal wind magnitude at 700 hPa and c) at 925 hPa, d) the relative humidity at 700 hPa and e) the precipitation rate. 81
- Fig. 29** Taylor diagrams for the transient-eddy small-scale component of a) the mean sea-level pressure, b) the horizontal wind magnitude at 700 hPa and c) at 925 hPa, d) the relative humidity at 700 hPa and e) the precipitation rate. 82
- Fig. 30** Temporal correlation between the LBs and BB small-scale components as a function of pressure level and the size of the LB domain for a) the horizontal wind magnitude and b) the relative humidity. 83

- Fig. 31** Ratio of the temporal variances between the LBs and BB small-scale components as a function of pressure level and the size of the LB domain for a) the horizontal wind magnitude and b) the relative humidity..... 84
- Fig. 32** Relative mean square difference between the LBs and BB small-scale components as a function of pressure level and the size of the LB domain for a) the horizontal wind magnitude and b) the relative humidity..... 85
- Fig. A1** The four-month averages of the 700-hPa relative vorticity spectra computed over different sub-domain of a T30-filtered field having 192x192 grid points (the same grid as FBB). The domain is hence reduced to 144x144, 96x96 and 48x48 grid points, which respectively corresponds to LB1, LB3 and approximately the QC area. 86

LISTE DES ACRONYMES

AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
BB	Big Brother
BBE	Big-Brother Experiment
CFL	Conditions aux frontières latérales
CI	Conditions initiales
CRCM	Canadian Regional Climate Model
DCT	Discrete Cosine Transform
EGF	Expérience du Grand-Frère
FBB	Filtered Big Brother
GCM	Global Climate Models
GF	Grand-Frère
GFF	Grand-Frère Filtré
LAM	Limited-Area Model
IC	Initial conditions
LB	Little Brother
LBC	Lateral boundary conditions
LS	Large scales
MC2	Modèle de mésoéchelle compressible communautaire
MCG	Modèle de circulation générale
MRC	Modèle régional de climat
MRCC	Modèle régional canadien du climat
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PCP	Precipitation rate (mm/day)
PF	Petit-Frère
RCM	Regional Climate Models
RH	Relative humidity (%)
SLP	Mean Sea-Level Pressure (hPa)

SS	Small scales
SST	Sea-surface temperature (°C)
UQAM	Université du Québec à Montréal
WGNE	Working Group on Numerical Experimentation
WM	Wind speed magnitude (m/s)

LISTE DES SYMBOLES

$\overline{(\cdot)}$	Time average operator
$(\cdot)'$	Temporal deviation operator
$\langle \cdot \rangle$	Spatial average operator
$(\cdot)^*$	Spatial deviation operator
B	Conditions aux frontieres du modèle
$C\{\cdot\}$	DCT operator
D	Noyau dynamique MC2
f	Fonction discrète à deux dimensions
F	Transformée en cosinus de la fonction f
H	Diffusion horizontale
i	Indice d'un point de grille selon l'abscisse
j	Indice d'un point de grille selon l'ordonnée
ke	Kinetic energy per mass unit (J/kg)
k	Non-dimensional wavenumber
LPF	Low-pass filter used to extract the small-scale features
N	The dimension (in grid points) of a domain side
P	Paramétrage des processus physiques de sous-échelle
R^*	Spatial correlation coefficient
R'	Temporal correlation coefficient
S	Matrice des coefficients spectraux
std	Standard deviation
t	Time variable
T	Filtre temporel
T30	Low-pass filter used to generate the Filtered Big Brother.
u	Wind speed in the latitudinal direction
v	Wind speed in the longitudinal direction
W_ψ	Fonction d'atténuation modifiant ψ

\bar{x}	Two-dimensional spatial coordinate
X	Position en abscisse à l'intérieur de la zone éponge.
Y	Position en ordonnée à l'intérieur de la zone éponge.
α	Simulation index
Δt	Time-step value
φ	Spatially-dependent field
Γ'	Transient-eddy variance ratio
λ_k	Wavelength of the k^{th} cosine harmonic
Λ	Spectral variance ratio
σ^2	Spectral variance
ψ	Meteorological field
$\bar{\psi}$	Stationary component
$\sqrt{\psi'^2}$	Transient-eddy standard deviation
ψ_{LS}	Large-scale component
ψ_{pilo}	Nesting data field
ψ_{SS}	Small-scale component

RÉSUMÉ

Les modèles régionaux de climat (MRCs) permettent de simuler les écoulements atmosphériques sur une région limitée de la surface terrestre. Pilotés à leurs frontières latérales par des données à basse résolution provenant de modèles mondiaux (MCGs), ils permettent d'augmenter considérablement la résolution spatiale des simulations en vue de répondre au besoin grandissant d'évaluer les impacts régionaux reliés aux changements climatiques. Plusieurs études ont démontré que la taille du domaine régional est un paramètre pouvant affecter considérablement les résultats des simulations. En effet, le domaine doit être assez grand pour permettre le développement des fines échelles qui n'existent pas dans les conditions aux frontières latérales. D'un autre côté, une simulation effectuée sur un trop grand domaine peut montrer d'importantes différences avec les données de pilotage si aucun forçage des grandes échelles n'est appliqué à l'intérieur du domaine régional.

Les effets reliés à la taille du domaine d'intégration d'une simulation MRC sont évalués selon le cadre expérimental du "Grand-Frère". L'expérience consiste d'abord à générer une simulation climatique à haute résolution (~ 45 km) sur un domaine continental couvrant la majorité de l'Amérique du Nord, sur 196x196 points de grille. Cette simulation de référence, le Grand-Frère (GF), est ensuite traitée à l'aide d'un filtre passe-bas ayant la propriété de conserver les plus grandes échelles de l'écoulement (approximativement ≥ 2160 km). La série de données ainsi obtenue, le Grand-Frère Filtré (GFF), possède un niveau de détails similaire à celui des données provenant des MCGs. On utilise alors le GFF pour piloter quatre simulations, les Petits-Frères (PFs), à l'aide du même modèle mais sur des domaines plus restreints et de tailles différentes qu'on notera PF1 à PF4, et qui ont des dimensions respectives de 144x144, 120x120, 96x96 et 72x72 points de grille.

Les résultats des PFs sont comparés avec le GF en cumulant les statistiques climatiques (moyenne temporelle et écart-type) sur quatre mois d'hiver, au-dessus d'une zone commune correspondant pratiquement à la province canadienne du Québec. De manière générale, les patrons (pression, vent, humidité relative et taux de précipitation) des PFs s'améliorent en corrélation spatiale par rapport au GF lorsque le domaine est réduit de 144x144 à 72x72. Cette tendance a aussi été observée pour la moyenne temporelle des fines échelles de l'écoulement. Toutefois, il a été observé que l'intensité de la variabilité transitoire (écart-type) de ces échelles pouvait être compromise par la proximité des frontières latérales par rapport à la zone d'intérêt. En effet, d'importantes sous-estimations ont été détectées, particulièrement du côté entrant du domaine, ce qui suggère l'existence d'une distance de "spin-up" se devant d'être parcourue par l'écoulement avant que celui-ci démontre des particularités de fines échelles.

Mots-clés : Modèle régional de climat, sensibilité à la taille du domaine, petites échelles, protocole du Grand-Frère.

INTRODUCTION

Au cours des cinquante dernières années, la simulation des phénomènes atmosphériques s'est considérablement améliorée, en grande partie grâce à la croissance progressive de la puissance de calcul des ordinateurs. Une imposante barrière technologique a ainsi été repoussée au fil des années, ce qui a permis aux scientifiques de complexifier leurs modèles, résultant en une description de plus en plus détaillée des différents phénomènes qui se produisent dans l'atmosphère.

La première génération de modèles à être utilisés pour étudier les écoulements atmosphériques sont les modèles de circulation générale (MCG), ou modèles planétaires. Ces derniers sont en mesure de représenter la plupart des processus considérés importants de la circulation générale atmosphérique. Dès le début des années 80, de tels modèles sont développés par une vingtaine de centres de recherche à travers le monde. Cependant, la quantité de calculs nécessaires pour incrémenter d'un pas de temps l'état de l'atmosphère sur tout le globe, en plus de la demande pour des résolutions de plus en plus fines, forcèrent les chercheurs à développer une méthode alternative en vue de contourner le problème persistant de la puissance de calcul des ordinateurs. L'idée en question consiste à imbriquer un modèle à aire restreinte (LAM pour "Limited-Area Model"), à haute résolution spatiale, à l'intérieur d'un MCG. Ceci revient à initialiser et nourrir le modèle régional à ses frontières latérales par les sorties du MCG à basse résolution (Fig. 11). L'utilité de procéder à un tel exercice repose sur le fait que le LAM a la possibilité de générer ses propres fines échelles, en partie grâce à sa représentation plus détaillée que le MCG des forçages locaux tels l'orographie, les processus hydrologiques du sol ou les flux de surface.

C'est n'est qu'à partir de la fin des années quatre-vingts que les LAMs ont commencé à être utilisés pour simuler le climat par Giorgi et ses collaborateurs du *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). La faisabilité de simuler de longues périodes sur une échelle régionale devint réaliste après les travaux de Giorgi et Bates (1989), qui simulèrent un « climat mensuel » en utilisant un traitement détaillé des composantes climatiques, comme un

schéma pour les transferts radiatifs, un modèle de sol à deux couches incluant des équations pronostiques pour l'hydrologie ainsi qu'une distinction entre différents types de sols.

C'est en 1991 que le développement du modèle régional canadien du climat (MRCC) fut entrepris par le professeur René Laprise de l'Université du Québec à Montréal (UQAM). Ce projet consistait à fusionner la dynamique du modèle LAM déjà développé à l'UQAM à l'instigation d'André Robert (Tanguay *et al.* 1990, Denis 1990) avec les paramétrages physiques du MCG canadien de deuxième génération (McFarlane *et al.* 1992, Boer *et al.* 1992). La formulation du MRCC regroupe les lois physiques qui dictent les écoulements atmosphériques. Ces dernières sont implémentées en un système d'équations résolu dans l'espace et le temps pour les différentes variables d'état (température, pression, vitesse du vent et humidité spécifique). Étant donné la complexité des interactions en jeu, les équations du système s'y retrouvent sous forme non-linéaires et couplées. Aucune solution analytique n'existe et le recours aux méthodes numériques s'avère nécessaire. Les équations sont donc discrétisées à l'aide des différences finies et l'intégration temporelle se fait par un schéma numérique "saute-mouton" sur un espace physique communément appelé la "grille du modèle". À chaque variable ψ correspond une valeur pronostique $\psi^{t+\Delta t}$ au temps $t + \Delta t$ pouvant s'écrire comme suit (Bergeron *et al.* 1994, Caya 1996, Caya *et al.* 1998 et Laprise 2007):

$$\psi^{t+\Delta t} = \psi^{t-\Delta t} + 2\Delta t \cdot [D(\psi) + P(\psi) + H(\psi) + B(\psi) + T(\psi)] \quad (1-1)$$

où D correspond à la dynamique du modèle, P au paramétrage des processus physiques de sous-échelle, H à la diffusion horizontale, B au pilotage aux frontières et T au filtre temporel, tous calculés pour un état ψ du système. L'incrémention temporelle de chaque variable se trouve ainsi calculée en plusieurs étapes, en tenant compte à la fois de la nature physique du problème (opérateurs D , P et H), mais aussi du traitement numérique du modèle régional (opérateurs B et T). Les sections suivantes décrivent brièvement les rôles associés à chacun de ces opérateurs.

La dynamique (D)

Le terme *D* représente le noyau dynamique du MC2 (modèle de mésoéchelle compressible communautaire; Tanguay *et al.* 1990, Denis 1990, Laprise *et al.* 1997) consistant en une extension d'une version initialement développée par Robert *et al.* (1985) à RPN (division de recherche en prévision numérique du service de l'environnement atmosphérique canadien). Il contient la formulation des processus reliés à la mécanique des fluides à partir des équations en trois dimensions sur une sphère en rotation.

Le paramétrage des processus physiques de sous-échelle (P)

Dans leur forme initiale, les équations dynamiques contiennent certains termes dits de "sous-échelle", c'est-à-dire qu'ils ne sont pas résolus par la grille du modèle. Le terme *P* ajoute la contribution de ces processus transcrits sous forme paramétrique. L'essence du problème relié à la physique d'un modèle de climat repose sur la formulation de ces interactions qui peuvent différer selon les groupes de recherche. La majorité des processus qui composent le module physique du MRCC proviennent du MCGII canadien (McFarlane *et al.* 1992, Boer *et al.* 1992). On note d'abord les termes de puits/sources de quantité de mouvement qui affectent les équations associées aux trois composantes de la vitesse du vent. En particulier, on évalue ici les flux verticaux associés aux transferts turbulents ainsi que la propagation verticale d'ondes de relief. De la même façon, le module de physique s'applique aussi à l'équation de la pression atmosphérique ainsi qu'à celle de la température en tenant compte des diverses sources/puits de chaleur qui proviennent de la radiation (solaire et terrestre), de la diffusion verticale turbulente de chaleur, du dégagement (absorption) de chaleur latente produit par la condensation (évaporation) de vapeur d'eau, et finalement du flux convectif de chaleur ayant pour effet de ramener le profil vertical de température à sa valeur critique lorsqu'il y a instabilité entre deux niveaux. Aussi, l'équation dynamique de l'humidité spécifique est traitée en tenant compte des flux verticaux turbulents et convectifs de vapeur d'eau ainsi que de la perte (gain) associée à la condensation (évaporation). Une contribution supplémentaire associée au paramétrage physique est la couverture nuageuse,

bien qu'elle n'apparaisse pas explicitement dans les équations. Cependant, cette variable influence directement les rayonnements solaire et terrestre qui atteignent le sol, modifiant son bilan énergétique et donc sa température. Ceci a nécessairement une influence sur les flux turbulents de chaleur du sol à l'atmosphère, et donc sur la température de l'air.

Les trois opérateurs suivants (H , B et T) sont ensuite appliqués en tant que corrections à la solution préliminaire obtenue à partir des opérateurs D et P . Cette méthode est mieux connue sous le nom de « corrections successives », ou « time-splitting method » en anglais.

La diffusion horizontale (H)

La première correction appliquée traite de la diffusion horizontale (*voir* appendice de Laprise *et al.* 1998). D'un point de vue général, lorsqu'un trop fort gradient se forme à l'intérieur d'un fluide, de la turbulence s'y développe et cela tend à homogénéiser la fluctuation abrupte. Cet effet se produisant généralement à des échelles plus fines que le maillage du modèle régional, la théorie de la diffusion doit être appliquée pour paramétrer les échanges turbulents à l'horizontale de façon similaire au traitement du flux vertical turbulent de quantité de mouvement.

Le pilotage (B)

Le pilotage consiste à imposer des conditions aux frontières du modèle régional de climat (MRC). On parle ici de pilotage unidirectionnel, c'est-à-dire que le MRC ne viendra en aucun cas influencer le comportement de ses conditions aux frontières. Puisque les données de pilotage proviennent essentiellement des sorties d'un MCG ou encore d'observations (réanalyses), leur résolution spatiale reste grossière en comparaison avec la grille du MRC. Étant donné que les conditions aux frontières latérales (CFL) ont une résolution spatiale grossière, une transition lente se doit d'être appliquée en pourtour du

domaine limité pour éviter la production de bruit numérique découlant de la discontinuité entre les deux modèles. Inspirée des travaux de Davis (1976) et adaptée par Robert et Yakimiw (1986) et Yakimiw et Robert (1990), une "zone éponge" est définie dans le MRCC sur une dizaine de points de grille du côté interne de la frontière latérale du domaine. Les champs dits pilotés sont modifiés de la façon suivante à l'intérieur de la zone de pilotage:

$$\psi_{DPHB} = \psi_{DPH} + W_{\psi}(X,Y)(\psi_{pilo} - \psi_{DPH}) \quad (I-2)$$

où les indices D , P , H et B représentent les opérateurs précédemment appliqués sur le champs ψ et ψ_{pilo} est la valeur du champs provenant du pilote au point donné. On définit W_{ψ} comme la fonction d'atténuation qui viendra modifier la valeur des champs du MRC en fonction de la position (X,Y) à l'intérieur de la zone éponge. La condition principale à laquelle doit répondre cette fonction est d'avoir une valeur nulle à l'intérieur du domaine libre et montrer une transition douce vers l'unité à la frontière latérale extérieure. De plus, il est bien de remarquer que les données de pilotage sont habituellement disponibles avec des fréquences d'archivage de 6 heures ou plus. On doit donc procéder à une interpolation temporelle linéaire pour que les données existent à chacun des pas de temps du modèle qui sont de 15 minutes dans la version du MRCC présentement en opération.

Le filtre temporel (T)

Comme troisième et dernière étape à la méthode des corrections successives, un filtre temporel est appliqué en vue de contrôler les oscillations rapides, ou modes computationnels, générés par la méthode saute-mouton. Le filtre utilisé dans le MRCC a été développé par Robert (1966).

Bien que l'utilisation des LAMs pour simuler le climat local soit maintenant acceptée par la majeure partie de la communauté scientifique, bon nombre de difficultés restent encore à surmonter. D'abord, les MRCs et les MCGs sont sujets à des erreurs communes provenant

de diverses approximations numériques ou encore au choix des paramétrages des processus physiques de sous-échelle. Cependant, les MRCs montrent une source supplémentaire d'erreurs qui sont directement reliées au transfert des informations par leurs frontières latérales, via la technique de pilotage unidirectionnel (opérateur B). Les prochaines sous-sections traitent de certains de ces problèmes intrinsèques aux MRCs. Le lecteur est invité à se référer McGregor (1997), Giorgi et Mearns (1999) ou Laprise (2007) pour une synthèse plus détaillée.

"Spin-up" et type de simulation

Typiquement, un LAM est dit fonctionner en « mode climat » dès que la période simulée dépasse la limite de prévisibilité de 3 à 5 jours, barrière bien connue dans le domaine de la prévision météorologique. Tout dépendant du type d'application à laquelle est soumis le MRC, le climat peut être étudié sur une base mensuelle comme sur plusieurs dizaines d'années. Un facteur à tenir compte dans le choix de la longueur d'une simulation est le « spin-up », qui correspond typiquement au temps nécessaire à l'information provenant des conditions initiales (CI) ou des CFL pour se répandre à l'intérieur du domaine d'intégration. La durée du spin-up peut varier selon les saisons, la taille et l'emplacement du domaine ainsi que le type de circulation, mais se limite habituellement à quelques jours pour la composante atmosphérique. Dans un même ordre d'idées, la composante de sol d'un MRC peut prendre plusieurs années de simulation avant de se montrer en équilibre dynamique avec la partie atmosphérique. Les différentes périodes de spin-up doivent être considérées (voire supprimées) de l'analyse des résultats selon la simulation climatique étudiée.

"Garbage in, garbage out"

Un second problème posé en modélisation régionale est la nécessité d'avoir des CFL de qualité pour augmenter la crédibilité des résultats. En effet, les erreurs prenant place dans l'écoulement à grande échelle des données de pilotage sont automatiquement transmises au

MRC. Même si, dans certains cas, le modèle régional a la possibilité de corriger partiellement les erreurs pour les champs fortement influencés par les forçages de surface, une mauvaise évaluation de la direction du vent peut par exemple engendrer une fausse représentation du champ de précipitation puisque ce dernier dépend fortement de l'advection de vapeur d'eau entrant dans le domaine de simulation (Diaconescu *et al.* 2007).

Choix des paramétrages physiques

La qualité du paramétrage des processus physiques a considérablement été améliorée au cours des dernières années. Les modèles planétaires et régionaux sont maintenant en mesure de reconstituer correctement la plupart des processus de sous-échelle conformément aux particularités respectives (e.g. la résolution spatiale) des deux types de modèles. Cependant, une question reste toujours d'actualité quant au modèle régional : doit-il posséder un paramétrage physique identique à celui du modèle pilote, ou si le paramétrage doit plutôt être ajusté en fonction de sa plus fine résolution ?

Dans le cas d'un paramétrage identique, il y aura une certaine compatibilité entre les deux modèles, mais le rendement ne sera pas nécessairement le même dans les deux cas, puisque l'optimisation d'un paramétrage dépend fortement de la résolution spatiale qui est utilisée. Par ailleurs, si des paramétrages différents sont choisis, certains forçages non-physiques peuvent apparaître aux abords des frontières latérales étant donné la discontinuité entre les paramétrages et ainsi venir brouiller les résultats. De plus, ceci peut poser un problème quant à la validation des données par rapport au modèle pilote, puisque les différences peuvent être attribuées non seulement au saut de résolution spatiale, mais aussi aux différences entre les paramétrages des deux modèles.

Choix du domaine et de la résolution spatiale

D'une manière générale, les choix du domaine d'intégration et de la résolution spatiale d'un MRC sont intimement reliés à la puissance fournie par les ressources informatiques. D'abord, le temps de calcul nécessaire pour effectuer une simulation est approximativement proportionnel au nombre de points de grilles, et donc directement relié à la taille du domaine. Similairement, pour un domaine donné, le temps de calcul est proportionnel au cube de l'augmentation de la résolution spatiale.

Les résolutions spatiales et temporelles doivent ainsi ajustées en fonction des phénomènes qu'on désire étudier. Pour ce qui est de la taille du domaine, le choix dépend non seulement du coût de calcul, mais surtout du fait que les résultats des simulations peuvent être fortement affectés par ce paramètre. En effet, dans le cas d'un pilotage de type Davies, les résultats peuvent diverger considérablement des données du pilote (e.g., Castro et Pielke 2005) lorsque le domaine utilisé est grand. Inversement, un domaine trop petit tend à limiter considérablement le développement des fines échelles (Jones *et al.* 1995) qui sont la principale motivation en modélisation régionale. Similairement, Seth et Giorgi (1998) montrèrent que les frontières latérales doivent être éloignées de la région d'intérêt pour y éviter une réponse irréaliste face aux forçages internes. De plus, puisque la sensibilité d'un MRC par rapport à la taille de son domaine peut différer selon le type d'écoulement, un choix judicieux de ce paramètre doit être effectué à chaque application spécifique du modèle.

Le problème qui se pose quant au choix de la taille du domaine d'intégration d'un MRC sera traité avec une attention particulière dans la présente étude. Dans le but de quantifier les effets qui sont strictement reliés au pilotage, l'approche dite « Grand-Frère » est utilisée (Denis *et al.* 2002b). Cette méthode fut déjà utilisée à plusieurs reprises pour évaluer la sensibilité du MRCC par rapport aux résolutions spatiale et temporelle de ses données de pilotage (Denis *et al.* 2003, Antic *et al.* 2004, Dimitrijevic et Laprise 2005) pour différentes régions et saisons, et pour évaluer l'effet des erreurs du pilote (Diaconescu *et al.* 2007). Appliquée à la problématique de la taille du domaine, l'expérience du Grand-Frère (EGF) consiste à produire une simulation de référence (le Grand-Frère) sur un domaine continental

avec la résolution typique d'un MRC. Ensuite, les données de cette simulation sont traitées à l'aide d'un filtre passe-bas basé sur la transformée de Fourier discrète en cosinus (DCT pour "discrete cosine transform") qui fut détaillé et évalué par Denis *et al.* (2002a). On obtient ainsi une série des données qui possèdent un niveau de détails similaire à celui retrouvé dans les données provenant des MCGs. Les données du Grand-Frère filtré sont par la suite utilisées pour effectuer le pilotage d'une série de simulations (les Petits-Frères) à l'aide du même modèle, mais sur des domaines de tailles différentes compris à l'intérieur du premier. Puisque les simulations Petits-Frères se distinguent uniquement par le paramètre de la taille du domaine, on attribue directement les différences entre les solutions numériques à la sensibilité de la technique de pilotage par rapport à ce paramètre. De plus, cette hypothèse est soutenue par le fait que, puisque le modèle piloté est identique à celui utilisé pour le pilotage, les erreurs dues au traitement numérique restent de même nature.

L'EGF permettra entre autres d'étudier les erreurs transmises au MRC lorsque ses frontières latérales sont situées trop près de la zone d'intérêt. Celles-ci peuvent provenir, en particulier, du fait que l'écoulement à grande échelle doit parcourir une certaine distance à l'intérieur du domaine du MRC avant de démontrer les particularités de fines échelles générées en partie grâce aux forçages locaux oeuvrant sur la grille à haute résolution. Cette hypothèse s'explique par analogie au fait que la variabilité correspondant aux petites échelles, qui ne sont pas présentes dans les CI d'un MRC, peut prendre plusieurs heures (spin-up) en début de simulation avant d'être observée à l'intérieur du domaine régional (de Elia *et al.* 2002, Denis *et al.* 2002b).

Le corps principal de ce mémoire est écrit sous forme d'un article qui fut conjointement soumis à la revue *Climate Dynamics*. La première partie comprend un bref résumé de la conception du MRCC, une description de la méthodologie de l'EGF appliquée au problème de la taille du domaine, et une introduction à la formulation des statistiques climatiques qui seront utilisées par la suite. Les champs de pression au niveau moyen de la mer, de module de la vitesse du vent (à 700 et 925 hPa), d'humidité relative (à 700 hPa) et de taux de précipitation seront visualisés en fonction de la taille du domaine des Petits-Frères.

Ces mêmes champs sont par la suite étudiés dans l'espace spectral à partir de l'algorithme DCT. L'application d'un filtre spectral permettra par la suite d'extraire les fines échelles de l'écoulement, c'est-à-dire celles qui ne sont pas présentes dans les CI et les CFL. Finalement, une synthèse des résultats sera effectuée à partir de diagrammes de Taylor (2001) pour la composante transitoire des champs, fortement dépendante à la position des frontières latérales.

**Regional climate model sensitivity to domain size
in the Big-Brother framework**

by

Martin Leduc and René Laprise

Canadian Regional Climate Modelling and Diagnostics (CRCMD) Network

Université du Québec à Montréal

Submitted to Climate Dynamics (9 November 2007)

Corresponding author address:

Martin Leduc

UQAM/Ouranos

550 Sherbrooke St West, 19th floor, West Tower

Montréal, QC, Canada, H3A 1B9

E-mail: leduc@sca.uqam.ca

ABSTRACT

Regional Climate Models are increasingly used to add small-scale features that are not present in their lateral boundary conditions (LBC). It is well known that the limited area over which a model integrates must be large enough to allow the full development of small-scale features. On the other hand, integrations on very large domains have shown important departures from the driving data, unless large-scale nudging is applied.

The issue of domain size is studied here by using the "perfect model" approach. This method consists first of generating a high-resolution simulation (approximately 45 km of grid-spacing), nicknamed Big Brother (BB) that uses a large domain of integration (196x196 grid-points). The next step is to degrade this dataset with a low-pass filter to emulate the coarse-resolution LBC that are usually taken from a Global Climate Model. Those filtered nesting data (FBB) are hence used to drive new simulations (LBs for Little Brothers), with the same model, but on smaller and different domain sizes. Four LB simulations with domain sizes of 144x144, 120x120, 96x96 and 72x72 grid points, all centred on the same geographic location, have been compared to BB over the area common to all simulations. The study focuses on a climate sample of four winter months (February 1990 to 1993).

The results of the time average (stationary) and the transient-eddy standard deviation are examined for the mean sea-level pressure, the horizontal wind speed magnitude, the relative humidity and the precipitation rate fields. The stationary and transient-eddy patterns of the LBs generally improve in terms of spatial correlation with the reference (BB) when the domain size is shrunk from 144x144 to 72x72 grid-points. A spectral analysis performed on the fields reveals that the transient-eddy component is particularly affected by the domain size. The larger the domain size, the more spectral variance is added by the RCM, principally for the small-scales features that do not exist in the nesting-data flow (FBB). The extraction of the small-scale features by using a spectral filter allows detecting important underestimations of the transient-eddy variability in the vicinity of the inflow boundary. It suggests the existence of a "spatial spin-up", a characteristic distance that the large-scale flow needs to travel before developing small-scale features. The spin-up distance tends to grow in size at higher levels in the atmosphere.

1 Introduction

Regional Climate Models (RCMs) have been increasingly utilised to study the climate on a regional scale. As an alternative to high-resolution Global Climate Models (GCMs) that are very expensive to integrate over long periods at fine spatial resolution, RCMs can simulate the climate features on finer scales by concentrating the computational resources over a limited part of the globe. Since RCMs need to be conditioned at their boundaries by large-scale information (from reanalyses of observations or archives of GCM simulations), a popular and convenient way to proceed is the "one-way nesting" technique proposed by Davis (1976). It consists in relaxing the RCM's solution in the vicinity of the boundaries towards the externally prescribed large-scale solution. The model is hence free to generate its own small-scale features, products of the interactions between the large-scale flow from the lateral boundary conditions (LBC), the local high-resolution forcing (such as the topography, the land-oceans surface fluxes and the parameterization of the other sub-grid physical processes), and non-linear dynamical interactions.

The climate dynamical downscaling feasibility has been highlighted in several studies since the initial experiments of Giorgi and Bates (1989) who simulated a one-month climate sample with an RCM containing a treatment of the different climate components. This included a detailed radiative transfer scheme and a surface physics that was characterised by vegetation and snow covers, with predictive equations for water exchange between the surface layer and the root zone. Today RCMs can integrate the climate features over multi-decadal periods. However, the reliability of the "downscaled features" has sometimes been questioned since, in addition to the errors common to all models, RCMs suffer also of errors associated with the nesting procedure (CAS/JSC WGNE, 1999 and 2000). Summaries of the main issues related to the regional climate modelling can be found in McGregor (1997), Giorgi and Mearns (1999) and Laprise (2007).

Particularly, it is widely argued that the size of the domain is a parameter that can affect considerably the RCM numerical solution. Jones et al. (1995) showed that the regional domain must be large enough to allow the full development of small-scale features over the area of interest. Similarly, Seth and Giorgi (1998) showed that the lateral boundaries must be placed well outside the region of interest to avoid unrealistic response to internal forcings. On

the other hand, a too wide domain can lead to a large-scale circulation different from the nesting data, unless spectral nudging is applied (e.g., Castro and Pielke 2005). Seth and Rojas (2003) noted that the feedback between a perturbation in the surface forcing and the large-scale tropical circulation is damped by the LBC in a small domain, while it is allowed to develop in a larger one. In every case, the size of an RCM domain must hence be chosen carefully to avoid attributing improperly an incorrect variability to the physical parameterization (Vannitsem, 2005). Since the sensitivity to domain size can also be seasonally and geographically dependent, this parameter should be validated for any specific application of a limited-area model (LAM).

Sensitivity of an RCM to its domain size is evaluated here by using a “perfect-prognosis” approach nicknamed the “Big-Brother” experiment (BBE). The method has been developed at the Canadian Regional Climate Modelling Network after a request of the Working Group on Numerical Experimentation (WGNE) from the World Climate Research Programme (WCRP) to build a robust experimental framework that can evaluate systematic errors strictly due to the one-way nesting technique of RCMs (CAS/JSC WGNE, 1999 and 2000). As described by Denis et al. (2002b), the protocol consists first in producing an RCM simulation, called “Big Brother” (BB; Fig.1 a), which is performed over a large domain area with a high-resolution grid and which constitutes a virtual-reality climate reference. The next step is to process the BB solution with a low-pass filter to retain only the largest scales of the flow. This new dataset, named the “Filtered Big-Brother” (FBB; Fig.1 b), emulates the GCM or the reanalysis data taken as LBC to drive the RCMs. A new simulation named “Little Brother” (LB, Fig.1 c) is hence run from this nesting data, using the same high-resolution grid but over a smaller domain of integration. It allows the model to regenerate its own small-scale features that are consistent with the large-scale flow imposed at the lateral boundaries. The LB solution can then be compared with the virtual-reality reference over a common area (dashed line; Fig. 1a) corresponding to the LB domain without the nesting zone. Because the same RCM is in this case used as “driving” and “nested” model, the differences between the LB and BB fields can be directly attributed to the one-way nesting technique, since model errors have the same nature.

The BB approach can be used to optimize the parameters related to the nesting technique. The BBE has been previously used by Denis et al. (2003), Antic et al. (2004) and

Dimitrijevic and Laprise (2005) to examine the sensitivity of an RCM to the spatial resolution and the update frequency of its LBC. Also, Diaconescu et al. (2007) studied the effects of errors in the nesting data. By following a similar approach, the present BBE uses different domain sizes for its LB simulations. The problem relative to the choice of this parameter is handled here in a way to identify the errors induced in the climate statistics over a specific region when the lateral boundaries are at different distances from this region. In particular, by analogy to the fact that an RCM needs several hours to regenerate variability at the scales that are not given in the initial conditions (de Elía et al. 2002, Denis et al. 2002b), errors can be introduced by the proximity of the lateral boundaries since the large-scale flow must travel a certain distance within the RCM interior before presenting correctly the small-scale structures responsive to the model internal forcings.

In the following, the sensitivity of an RCM to its domain size is studied on the stationary and transient-eddy parts of its simulated fields. A spectral analysis based on the Discrete Cosine Transform (DCT; Denis et al. 2002a) will be performed to extract the small scales from the total fields and to compare their reliability in reproducing the virtual reference ones. Finally, the dependence to position of the lateral boundaries is summarized by the use of Taylor diagrams (Taylor 2001). In the next section, a brief description of the RCM used to run the simulations is provided and the methodology employed is detailed in the Section 3.

2 Model description

The Canadian Regional Climate Model (CRCM; Caya and Laprise 1999) is a one-way nested model which solves the fully elastic nonhydrostatic Euler equations with a semi-implicit and semi-Lagrangian numerical marching scheme. A staggered Arakawa C-grid (Arakawa and Lamb 1977) is used in the horizontal on a polar-stereographic grid with a spatial resolution of 45 km (true at 60° N). The model is integrated vertically on 18 Gal-Chen levels (Gal-Chen and Somerville 1975) to facilitate the implementation of topography. The subgrid-scale process are calculated with a parameterization package imported from the second-generation Canadian GCM (GCMII; McFarlane et al. 1992), with the exception of the Bechtold-Kain-Fritsch (Bechtold *et al.* 2001) deep cumulus convection scheme formulation (Paquin and Caya 2000). Lateral boundary conditions (LBC) for sea-level pressure, temperature, horizontal wind and humidity are applied at every 15-minute time-step by linear interpolation of six-hourly driving data. A 9 grid-points nesting area inspired from Davis (1976) and adapted by Robert and Yakimiw (1986) and Yakimiw and Robert (1990) surrounds the free domain area. This sponge-zone constraints the wind components to follow the driving data at the boundary, and relaxes it progressively toward the RCM interior solution. The sea surface data are interpolated from the AMIP monthly mean climatologic values, to prescribe the sea-surface temperature (SST) and sea-ice cover.

3 Experimental framework

3.1 Domain-size experiment using the "Big-Brother" protocol

The methodology presented here is inspired from Denis et al. (2002b) in order to use the "Big-Brother" protocol for testing the sensitivity of a RCM to the size of its domain. As a first step, a reference simulation called Big Brother (BB) is performed with the CRCM, initialized and driven at its lateral boundaries by the NCEP reanalyses. Four February months (February 1990, 1991, 1992 and 1993) are integrated on the continental domain of 196×196 grid-points displayed on Fig. 2. The low-pass spatial filter based on the DCT (Denis et al. 2002a) is next applied to the BB¹ simulation (FBB) to emulate a T30 spectral triangular spherical truncation on a global grid. The latter keeps unchanged all length scales longer than 2160 km and removes all those smaller than 1080 km with a squared cosine transition in between (triangles on Fig. 3). It results in a spatial resolution jump ratio of 12 between the length scale of the smallest disturbance in the nesting data flow and the Nyquist critical wavelength of the RCM grid (2×45 km). Also it is worth noting that in order to use those data as LBC to drive a LB simulation, the BB has been firstly de-staggered from the model Arakawa-C grid, interpolated from the Gal-Chen topographic coordinates to pressure levels, filtered with the DCT filter before being converted back to Gal-Chen coordinate and re-staggered. These numerical interpolations act also, in addition to the DCT, as a weak spatial filtering.

The FBB large-scale dataset is hence used as initial conditions (IC) and LBC to drive four Little-Brother simulations (LB1 to LB4) over sub-domains of different sizes, centred on the same geographic location of the Province of Québec (Fig. 2). One should note that the BB prognostic land surface variables are used for the IC. The LB domains have respective grid dimensions of 144×144 , 120×120 , 96×96 and 72×72 grid points. The results of these simulations are finally compared with BB over the common area labeled by QC (Fig. 2) with dimension of 38×38 grid points.

¹ The choice of the filter cut-off bounds (2160 and 1080 km) imposed the ablation of 2 grid-points all around the BB domain points for a spectral compatibility. The remaining domain used for the filtering has dimensions of 192×192 grid-points.

For each simulated year, the BB is started on January 22 and is integrated for 38 days. In order to let the model spin-up from the atmospheric IC (NCEP reanalysis), the LBs are initialized from the sixth day of the nesting data time-series (FBB), and integrated for 33 days. Again, the first five days of simulation are removed to allow the small-scale features achieving spin-up from the large-scale IC (FBB). The LBs are compared with the BB over the four remaining time series of 28 days in February.

3.2 Statistical analysis

This section defines the climate statistics used to compare the LBs with BB over the QC area. A discrete meteorological field $\psi(\vec{x}, t)$ on a given pressure level and defined by a two-dimensional spatial coordinate \vec{x} and the time t can be temporally decomposed as

$$\psi(\vec{x}, t) = \overline{\psi}(\vec{x}) + \psi'(\vec{x}, t), \quad (1)$$

where the operators $\overline{(\cdot)}$ and $(\cdot)'$ represent respectively the four-month time average and the temporal deviation thereof; these define the stationary component $\overline{\psi}(\vec{x})$ and the transient-eddy standard deviation $\sqrt{\overline{\psi'^2}}(\vec{x})$. Similarly, any spatially-dependent field $\varphi(\vec{x})$ can be further decomposed as

$$\varphi(\vec{x}) = \langle \varphi \rangle + \varphi^*(\vec{x}), \quad (2)$$

where $\langle \cdot \rangle$ and $(\cdot)^*$ give respectively the spatial average and spatial deviation of a field. From (2), the spatial correlation coefficient can be defined as

$$R^* = \frac{\langle \varphi_{LB}^* \varphi_{BB}^* \rangle}{\sqrt{\langle \varphi_{LB}^{*2} \rangle} \sqrt{\langle \varphi_{BB}^{*2} \rangle}} . \quad (3)$$

This coefficient is used to quantify the degree of resemblance between the stationary and transient-eddy patterns of the LBs with those of the reference simulation (BB).

4 Results

Before studying the influence of the domain size on the RCM simulations, this section explores the general behaviour of the BB run through each of the four simulated months.

4.1 Overview of the 4-month climate sample

On the Fig. 4 a to d, the mean sea-level pressure (*slp*) monthly averages of February 1990, 1991, 1992 and 1993 are displayed. These four months give an idea of the inter-annual variability of the mass distribution over this region in winter. The average over the complete four-month period is also shown on Fig. 4 e. In the subsequent sections, this will be interpreted as the stationary component of the climate sample.

The 700-hPa horizontal wind vector field, superposed to the geopotential height, is displayed on Fig. 5 for each of the four simulated months and the four-month stationary component. The stationary pattern (Fig. 5 e) corresponds to a westerly flow that enters on the side of the Hudson and James Bays and exits over the Labrador on the east corner of the QC window.

The precipitation rate (*pcp*) (Fig. 6) displays a large maximum over different regions for different years. It is quite striking that 1991 (Fig. 6 b) and 1992 (Fig. 6 c) are characterized by considerably weaker precipitation rate. Those different precipitation regimes have in common that the encounter of the moist air advection from south-east (Gulf Stream) with the cold and dry flow from north-west contributes greatly to generate precipitation in the domain. The four-month stationary component (Fig. 6 e) gives an illustrative signature of this general behaviour.

4.2 Total fields sensitivity

The general effects due to variations of the domain size are investigated through the LBs compared with BB over QC, the common region. Four fields are chosen for the comparison: the mean sea-level pressure (*slp*), the wind magnitude (*wm*) at 700 and 925 hPa, the relative humidity (*rh*) at 700 hPa, and the precipitation rate field (*pcp*). Both stationary and transient-eddy components will be evaluated.

Let us first pay attention to the four-month average (stationary component) of the *slp* field (Fig. 7). All the LBs obtain an excellent correlation ($R^* > 99\%$) with the virtual reference BB (Fig. 7 a). For the transient-eddy standard deviation of the *slp* field (Fig. 8), the largest domain (LB1) gives the weakest correlation, $R^* = 46\%$ compared to the smaller domain LBs that keep $R^* \geq 90\%$. The poorest skill of LB1 is visible in the misrepresentation of the maxima in the northwestern and southeastern part of the domain.

For the *wm* field, the stationary part is displayed first for the 700-hPa level (Fig. 9). Again, the largest domain (LB1) pattern gives a lower spatial correlation coefficient ($R^* = 93\%$) than the other LBs ($R^* \geq 97\%$). In the transient part (Fig. 10), the spatial correlation is of $R^* = 89\%$ for the two larger domain LBs (LB1 and LB2) and 95% and 96% for LB3 and LB4 respectively. The *wm* field is also displayed at a lower level in the atmosphere, to verify how the stronger surface forcing can affect the sensitivity of the RCM to the size of its domain. The stationary part of the *wm* field at 925 hPa is displayed on Fig. 11. Again, the spatial correlation coefficient rises from $R^* = 81\%$ for the largest domain and reaches 97% for the smallest domain. In the transient-eddy component (Fig. 12), the correlation of the largest domain (LB1) has a small value of 74% compared with smaller domains that obtain $\geq 90\%$.

For the stationary part of the *rh* field at 700 hPa (Fig. 13), LB1 and LB2 show spatial correlation coefficients of 86% and 87% respectively, considerably inferior to the LB3 and LB4 values of 94% and 95% . It is interesting to note that all the LB simulations miss the minimum of *rh* in the centre of the window where the values are smaller than 44% in BB. For the transient-eddy component (Fig. 14), the spatial correlation coefficient is the smallest for the largest domain (LB1) and is roughly the same for the other three domain sizes. Also, it

should be noted that the smallest domain (LB4) considerably underestimates the maximum in the south region of the QC window.

The section ends with the *pcp* field, an interesting quantity for its determinant role for climate impact studies. This variable is also more difficult to simulate with an RCM because it is not explicitly driven at the lateral boundaries. The precipitation generated inside the RCM is the product of a chain of physical processes, combining the water vapour advection from the lateral boundary and the moisture sources through the turbulent fluxes from the surface in addition to condensation, clouds and convection processes. The *pcp* stationary and transient-eddy components are displayed on Fig. 15 and 16. The largest domain (LB1) displays a distribution of precipitation that is rather different from BB and the other LBs: an important crest is visible in the centre of the window (Fig. 15b) which results in the smaller spatial correlation for LB1 (92%) compared to the other LBs (96%). It is worth noting that, unlike the other fields, *pcp* displays an underestimation in the south of the smaller LB3 and LB4 domains for the stationary component. This lack of precipitation near boundaries in the south is partly attributable to the fact that the vertical velocity is set to zero on the outermost CRCM grid points. For the transient-eddy component of *pcp* (Fig. 16), the spatial correlation coefficient again increases when the domain size is reduced. A small value of spatial correlation is obtained for the LB1 (Fig. 16b), $R^* = 84\%$, compared to the other LBs which give $R^* \geq 91\%$. As for the stationary part (Fig. 15), some structures appearing in LB1 are different from the others LBs. In particular, the maximum of transient-eddy variability corresponding to the crest in the centre of the window appears considerably more to the west in LB1 than in the other LBs. Also, as seen for the *rh* field at 700 hPa (Fig. 14), a transient-eddy activity maximum in the south of QC is underestimated by the smallest domain simulation (LB4) when compared to LB2 and LB3.

4.3 Effects on the spectra

In this section, the effects due to the domain size variations are examined through the spectral properties of the fields. As described in Denis et al. (2002a), the DCT can be used to build a one-dimensional cosine power spectra from a two-dimensional meteorological field. The operation² that computes the spectral variance (σ^2) of a field φ can be written as:

$$\sigma^2(k) = C\{\varphi\}(k) \quad (4)$$

where k corresponds to non-dimensional wavenumber and $C\{\cdot\}$ is the DCT operation. Let λ_k be the wavelength of the k^{th} cosine harmonic:

$$\lambda_k = \frac{N\Delta}{k} \quad \text{with} \quad k = \left[1, \frac{N}{2} - 1\right] \quad (5)$$

where k is an integer, $N = 48$ (is even) is the dimension (in grid points) of a side of the square area where the DCT is applied³, and $\Delta \approx 45 \text{ km}$ is the grid-point spacing. The fundamental wavenumber ($k = 1$) has a wavelength of $N\Delta \approx 2160 \text{ km}$ and the largest wavenumber ($k = N/2 - 1$) corresponds practically to the Nyquist wavelength of $2\Delta \approx 90 \text{ km}$. In the following, the spectra of stationary and transient-eddy components are obtained by applying $C\{\cdot\}$ onto (1) followed by the time average operation:

$$\overline{C\{\psi\}}(k) = C\{\overline{\psi}\}(k) + \overline{C\{\psi'\}}(k) . \quad (6)$$

² Appendix I shows the steps required to obtain the standard spectrum by using the DCT.

³ It worth noting that the DCT is applied on an area of 48x48 grid points, a way to avoid from the statistics the noise resulting from the Gibbs' phenomenon near the area edges in the extraction of the small scales in section 4.5.

The terms on the right are the average spectra of the stationary and transient-eddy components, respectively. These are shown on Fig. 17, with plain lines for the stationary and dashed for the transient eddies.

A convenient way to quantify the RCM spectral added value is to compare it with the driving data by calculating the ratio (Λ) of the simulation spectral variance to the FBB one:

$$\Lambda_{\alpha}(k) = \frac{\sigma_{\alpha}^2(k)}{\sigma_{FBB}^2(k)} \quad (7)$$

where the index α stands for BB, LB1, LB2, LB3 or LB4. For the stationary component of the *slp* field (Fig. 17a), all the simulations (LBs and BB) appear very close on the scale used for displaying this figure. The average value of Λ (for all simulations) in the interval $k = [3,20]$ gives $\Lambda = 1.5$ with a standard deviation (*std*) of 0.2. For the transient part, $\Lambda = 3.0$ with *std* = 0.3 in the same interval; small differences can be attributed to the domain size with the smallest domain simulation (LB4) displaying the smallest spectral variance between $k = 2$ and 19. All LB exhibit somewhat less variance than BB at every wavenumber.

The second quantity used for spectral characteristics comparison is the kinetic energy per mass unit *ke* (J/kg) on a given pressure level. The *ke* averaged in time can be written as:

$$\overline{ke}(k) = \frac{\overline{C\{u\}}(k) + \overline{C\{v\}}(k)}{2} \quad (8)$$

which corresponds to the sum of the time averages of the kinetic energies contained in the two wind components (u, v). By decomposing $\overline{C\{u\}}(k)$ and $\overline{C\{v\}}(k)$ according to (6), the stationary (ke_{stat}) and transient-eddy (ke_{trans}) components are obtained and (8) can be rewritten as follows:

$$\overline{ke}(k) = ke_{stat}(k) + ke_{trans}(k) \quad (9)$$

where

$$ke_{star}(k) = \frac{C\{\bar{u}\}(k) + C\{\bar{v}\}(k)}{2} \quad (10a)$$

and

$$ke_{trans}(k) = \frac{\overline{C\{u'\}(k)} + \overline{C\{v'\}(k)}}{2} . \quad (10b)$$

In Fig. 17b, the 700-hPa ke is displayed. In the stationary part, all the simulations are similar and a very small amount of variance is added compared to FBB: Λ is smaller than 1.7 at every wavenumbers for all the simulations. But for the transient part, effects due to domain size are larger. The larger the LB domain, the more variance is added at every wavenumbers $k > 1$. Also, it is interesting to note that BB is the upper limit in all wavenumbers. By comparing the transient-eddy component of the BB and LBs relatively to FBB, more variance is added in relative terms in the range $5 \leq k \leq 10$, and BB and LB1 to LB3 add more than 10 times the spectral variance of FBB. The maximum Λ is attained at $k = 7$ for each transient curves, ranging from 9.8 for LB4 to 22 for BB.

For ke at 925 hPa (Fig. 17c), a considerable amount of variance is this time added for the stationary part, for all the simulations; in the interval $k = [3,20]$ the mean value of $\Lambda = 13.5$ with $std = 5.0$. The proximity of the surface forcing could contribute to this larger added variance compared to the 700-hPa level. As noted previously, the domain size appears to have little influence on the stationary component. For the transient-eddy component, the value of Λ averaged over all simulations for $k = [3,20]$ gives 25 with $std = 6.5$. Also, it is worth noting that the sensitivity of ke to the LB domain size is considerably smaller at 925 hPa than at 700 hPa.

The 700-hPa rh spectral variance is shown on Fig. 17d. As for slp and ke , the stationary part does not exhibit a clear dependency on the LB domain size. However, a considerable amount of spectral variance is added in the LB over that of the FBB, which is

unlike the ke field at the same pressure level. The value of Λ averaged over all the simulations (BB and the LBs) for $k = [4,20]$ equals 58 with $std = 24$. For the transient-eddy component of rh , more spectral variance generated by the LB with larger domain, for all wavenumbers of the interval $k = [2,20]$, asymptoting toward the value of the BB. For all BB and the LBs, Λ increases rapidly in $k = [2,10]$ and practically stabilizes for $k = [10,20]$. In this range, BB displays a mean value of $\Lambda = 447$ with $std = 52$ while LB4 obtains $\Lambda = 168$ with $std = 21$.

The last spectrum under study is the precipitation rate field (pcp) displayed on Fig. 17e. As for rh and ke , the stationary part of pcp does not show a clear sensitivity to the domain size. In fact, the largest domain LB gives an average precipitation rate somewhat higher than BB at wavenumbers from $k = 1$ to 4. For the transient-eddy component, a discernable sensitivity to the domain size appears. The transient-eddy variance generated in LB1 in fact exceeds the variance in the BB simulation. One should note that since this field is not imposed in the LBC formulation, the spectral variance contained in each wavenumber has been entirely generated by the internal processes of the model through a complex chain of interactions. The sensitivity of this field to the lateral boundaries location can consequently be hidden by the model natural variability. A characteristic of the transient-eddy component that is consequent with the fact that pcp is not prescribed in the LBC is the spread existing between the variances of the fundamental wavenumber ($k = 1$).

Finally, from a general point of view, it has been seen that for each field the transient-eddy component always dominates the stationary one by one or two orders of magnitude.

4.4 *Extracting the small-scale climate features*

From the study of the behaviour of the model in the spectral domain emerges two natural scales that will be called the large and the small scales. The large-scale features can be directly associated with the forcing applied at the lateral boundaries. In our experimental configuration it corresponds to the first two wavenumbers of the spectra (*see* Section 4.3); at these scales the relative added transient-eddy variance (Λ) exhibited the smallest value. On

the other hand, the small-scale features are generated through the nonlinear interactions and from the various forcings within the RCM domain, since they do not exist in the lateral boundary data: they contribute to the "added value" of a RCM. In our configuration they can be associated approximately with the wavenumbers $n \geq 3$, which displayed considerably larger values of Λ .

A total field $\psi(\vec{x}, t)$ can be written as the sum of its large- (ψ_{LS}) and small-scale (ψ_{SS}) components as

$$\psi = \psi_{LS} + \psi_{SS} \quad (11)$$

A low-pass filter, labeled LPF, has been designed⁴ in order to define the large-scale component, with a cut-off transition in wavenumbers $k = 1$ to 4 (corresponding to length scales from 2160 to 540 km) as displayed on Fig. 3 (circles). Then, by subtracting those large scales from the total fields, an approximation of the small-scale features is obtained. As before for the total component of the fields, the small-scale features can be decomposed temporally with (1) as

$$\psi_{SS} = \bar{\psi}_{SS} + \psi'_{SS} \quad (12)$$

where $\bar{\psi}_{SS}$ and ψ'_{SS} are respectively the time average and the temporal deviation of the small-scale features. Also, the stationary part and the transient-eddy standard deviation can be written for this component as $\bar{\psi}_{SS}(\vec{x})$ and $\sqrt{\overline{\psi'^2_{SS}}}(\vec{x})$. Spatial correlation coefficients (3) can be calculated to compare the small-scale stationary and transient eddies of the LBs with BB.

⁴ The choice of LPF has been made with the help of Appendix II, which shows the spectral noise generated by the DCT in function of the size of the grid where it is applied.

4.5 Small-scale features spatial patterns

The small-scale feature patterns are examined in this section. After extracting these components with the LPF (over an area of 48x48 grid points), five grid points have been removed from the surrounding of the area to obtain the QC window (Fig. 2); it avoids contaminating the statistics near the lateral boundaries by Gibbs' features due to the Fourier filtering.

The *slp* stationary component of the small-scale features is displayed on Fig. 18. The spatial correlation coefficient with BB is 95% for the two largest domain LBs (LB1 and LB2) and increases to 99% for LB4. The transient-eddy component (Fig. 19) seems more difficult to reproduce since $R^* = 78\%$ for LB1, increasing to 87% and 86% for LB3 and LB4, respectively.

The stationary part of the small-scale features of the 700-hPa *wm* field is shown on Fig. 20. The spatial correlation coefficient grows from 53% for LB1 to 79% for LB4. The largest domain simulation (LB1) displays some important structures that do not appear in BB. This necessarily contributes to the poor correlation obtained in this case. The transient-eddy component of 700-hPa *wm* is displayed on Fig. 21. The spatial correlation remains low for all domain sizes, as previously noted. However, consequences of the domain size are quite visible through the spatial distribution of the transient-eddy activity. Since the BB transient-eddy pattern of the small-scale features has a relatively homogeneous distribution, this property is reproduced similarly for the larger domain (LB1) only. When the domain size is reduced to 120x120 (LB2), underestimations can be seen on the west side of the window, near the lateral boundary. For LB3, lower values of transient-eddy variability are also visible in the west side of the window, and underestimations appear in the south west. Finally, LB4 underestimates practically everywhere in the QC window, and displays a west-east gradient of transient-eddy activity.

For the 925-hPa *wm* (Fig. 22), the small-scale features stationary component seems helped by the proximity of the surface forcing to reproduce better BB compared to the same quantity at 700 hPa. It is interesting to note that, for the total component of *wm* (Fig. 9 and 11), this improvement is not present. For the transient-eddy component of the small-scale features (Fig. 23), the *wm* pattern generally improves with the reduced domain size (from

LB1 to LB3, $R^* = 59\%$ to 77% , but R^* drops to 69% for LB4). The latter drop can be explained in part by the slight loss of transient-eddy variability from LB1 to LB4 as noted in this Section 4.3 for the 925-hPa *ke*.

The stationary patterns of the small-scale features are displayed on Fig. 24 for the *rh* field at 700 hPa. The patterns of the LB simulations correlate poorly with BB, but the two smallest (LB3 and LB4) display the higher values with $R^* \geq 50\%$. The same field nearer the surface (not shown) exhibits a better correlation. A similar behavior is observed for the total stationary component of the same field (not shown). For the transient-eddy component of *rh* at 700 hPa (Fig. 25), the best spatial correlation is obtained for LB1, the largest of the LBs, with only $R^* = 61\%$. As noted for the *wm* field at 700 hPa, the transient-eddy activity is progressively attenuated when the domain size is reduced from LB1 to LB4. Again, the underestimation of the transient-eddy variability is felt most strongly on the inflow side (*see* Fig. 5e) of the QC area. As visible on Fig. 25, LB1 shows a maximum of variability located in the centre of the domain with the right intensity but underestimated in the northern corner and near the south-west boundary. From LB2 to LB4, the transient-eddy activity considerably decreases with domain size.

The increase of transient-eddy variability downstream of the inflow region noted on Fig. 21 and 25, which is particularly notable as the LB domain gets smaller, can be related to the distance that the large-scale flow needs to travel within the RCM domain before developing the correct amplitude of small-scale features. By analogy to the "spin-up time period" needed by the small-scale features to develop correctly from large-scale IC (de Elía et al. 2002, Denis et al. 2002b), the present Eulerian context suggests the existence of a "spatial spin-up" extending from the inflow boundary. It corresponds to the distance over which the small-scale features develop, excited by various forcings such as orography, sub-grid physical processes and non-linear interactions.

To conclude this section, let us look at the small-scale stationary and transient-eddy components of the *pcp* field. For the stationary part (Fig. 26), the spatial correlation rises progressively from $R^* = 41$ to 76% when the domain size is reduced. Unlike the total stationary part of this field (Fig. 15), no underestimation is noted near the inflow boundary, but notable differences in intensity are present for the largest domain (LB1). For the transient-eddy component (Fig. 27), the largest domain (LB1) gives the smallest spatial

correlation ($R^* = 77\%$) and the smallest domain (LB4) the largest one ($R^* = 87\%$). Again the largest domain (LB1) exhibits marked differences compared to the other LBs, and hence the smallest spatial correlation. We note that the maximum in the south-east is significantly attenuated in the smallest domain (LB4).

4.6 Large- and small-scale features time evolution

In the preceding sections, it has been noted that the stationary and transient-eddy standard deviation patterns of the total fields tend to correlate better with the reference when the RCM domain size is smaller. This tendency has been also noted in the stationary component of the small-scale features in Section 4.5. The proximity of the lateral boundaries to the area of interest exerts a better control on the RCM solution to behave similarly to the nesting data. A convenient way to evaluate the degree of dynamical control imposed by the lateral boundaries on the LAM solution is to use the temporal correlation coefficient (R') between the LBs and BB temporal deviations components, formulated as follow:

$$R' = \frac{\overline{\langle \psi'_{LB} \psi'_{BB} \rangle}}{\sqrt{\overline{\langle \psi'^2_{LB} \rangle} \overline{\langle \psi'^2_{BB} \rangle}}} \quad (13)$$

where $\langle \cdot \rangle$ and $\overline{\langle \cdot \rangle}$ and denote respectively the spatial and time averages. Another aspect of the simulations that is particularly affected by the position of the lateral boundaries is the intensity of the transient-eddy variability contained in the small-scale features, as discussed in Section 4.5. The transient-eddy variance ratio (Γ') between LB and BB is thus defined as:

$$\Gamma' = \frac{\overline{\langle \psi'^2_{LB} \rangle}}{\overline{\langle \psi'^2_{BB} \rangle}} \quad (14)$$

Finally, (13) and (14) can be directly related to the relative mean square difference between the LB and BB temporal deviations as written in the following:

$$\frac{\langle (\psi'_{LB} - \psi'_{BB})^2 \rangle}{\langle \psi'^2_{BB} \rangle} = 1 + \Gamma' - 2\Gamma'^{1/2}R' . \quad (15)$$

This relationship that allows to compare the temporal deviation components of two simulations has been adapted by Denis et al. (2003) from the work of Taylor (2001). It states that the error of the temporal deviation component can be decomposed into a phase (or structure) error and an amplitude error. The similarity between (15) and the law of cosines allows plotting the relative mean square difference, the ratio of variances and the correlation on a single 2D diagram (Taylor diagram).

Taylor diagrams are calculated separately for the large-scale and small-scale components, according to (11), for the four studied fields: *slp*, *wm*, *rh* and *pcp*. For the large-scale component (Fig. 28), it is seen that the temporal correlation (R') improves with reduction of the domain size. On the other hand, the transient-eddy variance ratio (Γ') of the large-scale component is almost invariant with domain size. Small underestimations of Γ' are noted for the *slp* field, but values stay larger than 92%, and similarly for the *wm* field at 700 hPa (Fig. 28 b) with $\Gamma' > 90\%$. Also, it is worth noting that for the *wm* field, the all LBs give better temporal correlation at 700 hPa (Fig. 28 b) than at 925 hPa (Fig. 28 c). The opposite is observed for *rh* that gives better correlation values at 925 hPa (not shown) than at 700 hPa.

The Taylor diagrams for the small-scale component (Fig. 29) show that the temporal correlation generally improves with the reduction of the domain size. The fact that the predictability of the small-scale features tends to increase when the lateral boundaries are located nearer the area of interest (QC) suggests that they are in some way “conditioned” by the large-scale component of the fields, which displays similar improvements.

As noted in Section 4.5, transient-eddy activity in the small scales is increasingly underestimated with reducing the domain size, which is particularly notable for *wm* and *rh* at

700 hPa (Fig. 29 b and d). A more subtle loss is noted for wm at 925 hPa (and rh at 925 hPa, not shown). For pcp there is a large drop in small-scale transient activity from LB3 to LB4, exceeding 21%. This drastic drop reflects the fact that the small-scale features do not have time to develop within the computational domain due to the proximity of the lateral boundaries.

Fig. 30, 31 and 32 display for the small-scale component of the wm and rh fields as function of the LB domain size and of the pressure level: the temporal correlation (13), the ratio of the temporal variances (14), and the relative mean square difference (15). It appears on Fig. 30 and 32 that the temporal correlation and the relative mean square difference depend on domain size, but vary little with altitude. As noted previously, the temporal variance ratio (Fig. 31) tends to decrease with the size of the domain (from LB1 to LB4) at all levels except the very lowest level of rh for very large domains. On the other hand, for a given domain size, the temporal variance ratio decreases with the altitude for both fields. The general tendency of the temporal variance ratio to increase near the surface can be partly attributed to the surface forcing as well as to the weaker mean horizontal winds. The spin-up of the small-scale features can be compromised when the large-scale flow advects them out of the area of interest before they have had sufficient time to develop.

5 Conclusions

The perfect-model approach, nicknamed the “Big-Brother” experiment, is a robust way to fine-tune the different nesting-technique parameters for a specific application of a Regional Climate Model (RCM). This technique has been used here in a way to elaborate an experimental framework that allows identifying and quantifying the errors due to the size of the spatial domain over which the model is integrated.

A four-month climate sample has been simulated first by using a high-resolution grid (45 km of grid-point spacing) covering a large domain area (196x196 grid points). This simulation, labelled BB for Big Brother, is next low-pass filtered to give the Filtered Big-Brother dataset (FBB). With a level of detail similar to Global Climate Models, FBB emulates the data usually taken to feed the RCMs at their lateral boundaries. FBB has been used to drive four simulations, the Little-Brothers (LBs), with different domain sizes, all included in the BB domain. For LB1 to LB4, the grid sizes are chosen with respective dimensions of 144x144, 120x120, 96x96 and 72x72 grid points. Climate statistics of the LBs are finally compared with the virtual reference (BB) on a common central region of 38x38 grid points.

Results of the time average (stationary) and the transient-eddy (standard deviation) of different meteorological quantities exhibit strong dependence to the distance of the lateral boundaries from the region of interest. Generally, the LB patterns correlate better with BB for the smaller domains. However, a spectral analysis demonstrates a different impact of the domain size on the results: the larger the domain, the more transient-eddy spectral variance approaches that of the reference BB. Within the physical domain, this added variance corresponds to the small-scale features that do not exist in the large-scale flow driving the RCM at the lateral boundaries. A consistency is noted between the skill of the small scales and those of the large scales in terms of the temporal correlation with the virtual reference. It seems that the control imposed by the lateral boundaries onto the large-scale flow is felt by the small-scale features. This is consistent with the fact that the small-scale stationary patterns improve in spatial correlation when the domain size is reduced. For the small-scale transient-eddy patterns, no such improvements are detected however. In fact, the underestimations in transient-eddy variability, when shrinking the domain size, appear non-

uniformly over the domain of interest. This seems to be a direct consequence of the fact that the flow must travel a characteristic distance from the lateral boundaries, the “spatial spin-up”, before the small-scale features achieve a sufficient level of development. Indeed, the transient-eddy standard deviation of the small scales is underestimated for small domains, particularly in the region of the inflow. This inconvenience is accentuated higher in troposphere where the winds are stronger and where surface forcings have a weaker effect on small-scale features development. It must be kept in mind that the BB fields themselves have been simulated over a finite domain by an RCM rather than by a global model. Hence the BB fields are very likely amplitude-deficient in their small scales at higher levels. This implies that the insufficient development of small scales in LB domains is likely underestimated in our study.

A major finding is that the spatial spin-up of small-scale features may have a significant impact on the transient-eddy component of the fields, particularly for those that are characterized by large amplitude at small scales, such as precipitation, humidity or vorticity fields. Especially for modelers who care about those simulated quantities, it is highly recommended to estimate the spin-up distance of the small-scale features over the model computing domain. Hence, removing the spin-up lateral area allows to prevent a contamination of the regional scales of the flow over a selected subdomain that can be safely utilized for computing the climate statistics. It is also worth noting that the sensitivity of an RCM to its domain size is suspected to be greatly dependent on the atmospheric circulation regime. The present experiment has been performed during the winter season, for a domain located in the mid-latitudes, corresponding to an atmospheric circulation that is characterized by a strong westerly large-scale flow. In this case the region of spatial spin-up exceeds largely the Davies nesting zone. A similar experiment focusing on a tropical or circumpolar domain would presumably give a smaller spatial spin-up, due to the reduced flow through the domain; but at the same time it might reduce the level of control imposed by the lateral boundary conditions on the RCM internal solution.

Acknowledgments

This research was done as part of the Masters project of the first author and as a project within the Canadian Regional Climate Modelling and Diagnostics (CRCMD) Network, funded by the Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences (CFCAS) and the Ouranos Consortium for Regional Climatology and Adaptation to Climate Change. We would like to thank MM. Claude Desrochers and Mourad Labassi for maintaining a user-friendly local computing facility. Thanks are also extended to the Ouranos Climate Simulation Team for their support of the CRCM software.

CONCLUSION

L'expérience du Grand-Frère (EGF), appliquée à la problématique de la taille du domaine d'intégration d'une simulation régionale, a permis de documenter que ce paramètre est en mesure d'influencer fortement les statistiques climatiques d'un modèle régional de climat (MRC). Pour ce faire, une simulation de référence, le Grand-Frère (GF), a tout d'abord été produite avec une haute résolution spatiale (~ 45 km), sur un grand domaine (196x196 points de grille) couvrant essentiellement l'Amérique du Nord, pour un « échantillon climatique » comptant quatre mois d'hiver. Ces données ont ensuite été traitées avec un filtre passe-bas auquel survivent seulement les plus grandes échelles de l'écoulement. La série de données ainsi obtenue, le Grand-Frère Filtré (GFF), possède un niveau de détails similaire aux données provenant des modèles de circulation générale (MCGs) qui sont habituellement utilisées pour piloter les MRC. Le GFF est ensuite utilisé pour piloter quatre simulations sur des domaines de différentes tailles, les Petits-Frères (PFs), tous inclus dans le premier. On note PF1 à PF4 ces simulations ayant des domaines aux dimensions respectives de 144x144, 120x120, 96x96 et 72x72 points de grille. Les statistiques climatiques des PFs sont finalement comparées avec la référence virtuelle au-dessus d'une région commune de 38x38 point de grille.

Les résultats pour la moyenne temporelle (composante stationnaire) et l'écart-type (variabilité transitoire) des champs météorologiques ont montré de fortes dépendances à la position des frontières latérales par rapport à la zone d'intérêt (province de Québec). Par exemple, les patrons des PFs obtiennent une meilleure corrélation spatiale avec la référence virtuelle (GF) pour les domaines de plus petites tailles. La proximité des frontières latérales par rapport à la zone d'intérêt augmente la faculté du pilote (GFF) à imposer sa solution numérique aux simulations Petits-Frères. De plus, une décomposition d'échelle des champs simulés a permis de révéler une influence claire de la taille du domaine sur le climat obtenu : plus le domaine choisi est grand, plus la variabilité transitoire aux fines échelles (qui n'existaient pas dans les données de pilotage) s'approche de celle de la référence GF. Aussi, par l'application d'un filtrage spectral, ces petites échelles ont pu être extraites pour une

analyse plus spécifique. Par ailleurs, il a été noté que, dans un cadre prévisionnel (au sens météorologique du terme), le « contrôle » du pilote se traduit directement par le fait que les grandes échelles de l'écoulement se rapprochent (statistiquement) des données de pilotage lorsque les dimensions du domaine sont réduites. D'une manière analogue, les fines échelles obtiennent une meilleure corrélation temporelle avec celles de la référence virtuelle (GF) avec une réduction de la taille du domaine. L'écoulement aux fines échelles semble ainsi « pré-conditionné » par la composante de grande échelle. Les patrons stationnaires des fines échelles ont en effet montré une nette amélioration de leur corrélation spatiale avec la référence (GF) lorsque le domaine était réduit.

Pour ce qui est de l'écart-type des fines échelles, le contrôle du pilote ne s'est pas manifesté par une amélioration de la corrélation spatiale des patrons, mais plutôt au niveau de l'amplitude de la variabilité. Plus précisément, il a été noté que la proximité des frontières latérales par rapport à la zone d'intérêt fait entrave au développement des fines échelles à l'intérieur du modèle régional. La variabilité transitoire de ces échelles est grandement sous-estimée lorsque le domaine choisi est trop étroit. De plus, les sous-estimations ont tendance à être plus prononcées aux abords de la frontière entrante, c'est-à-dire là où pénètre l'écoulement dans le domaine. Ce phénomène de « spin-up » des fines échelles est déjà bien connu en modélisation du climat. En effet, les premiers pas de temps d'une simulation (de quelques jours à plusieurs années) sont généralement laissés de côté pour l'analyse des résultats puisque l'imposition des conditions initiales (CI), possédant un niveau de détails inférieur à celui qui est permis par la grille du modèle, peut être la source de structures indésirables dépourvues d'un sens physique. On peut qualifier de « spin-up temporel » la période durant laquelle le modèle transite depuis son état initial vers un quasi-équilibre avec ses conditions initiales. Similairement, le « spin-up spatial » s'explique par le fait que l'écoulement pénétrant dans le domaine régional doit y parcourir une certaine distance, le long de laquelle s'ajusteront progressivement la dynamique et la physique du modèle vers un quasi-équilibre avec ses conditions aux frontières.

Le choix du domaine d'intégration d'une simulation climatique régionale repose donc sur un compromis entre le niveau de contrôle imposé sur les patrons climatiques par les

frontières latérales et l'intensité de la variabilité transitoire aux fines échelles. L'importance de ces deux effets dépend nécessairement du type de circulation qui règne sur la zone d'intérêt. En effet, la présente expérience a traité le cas d'un écoulement hivernal aux latitudes moyennes, plutôt caractérisé par une circulation à grande échelle avec des vents généralement d'ouest. Les conditions aux frontières latérales influencent ici fortement la solution du MRC, ce qui a permis de détecter un spin-up spatial qui surpassait nettement l'épaisseur de la zone éponge de Davies d'une épaisseur de 9 points de grille. En plus du type d'écoulement, la présence de divers forçages dynamiques en amont de l'écoulement peut aussi influencer l'intensité de la variance temporelle observée en un point de grille donné, et par conséquent, la distance sur laquelle s'effectue le spin-up. En guise d'exemples pour ces forçages, on notera les divers flux provenant de la surface, la libération de chaleur latente causée par la condensation, l'ajustement géostrophique et les interactions non-linéaires entre les perturbations de différentes échelles dans l'écoulement. Une sous-estimation (par rapport à GF) de la variabilité transitoire des fines échelles en fonction de l'altitude a finalement été détectée et s'est vue en partie attribuée à l'éloignement des forçages par la surface ainsi qu'à l'augmentation de la vitesse du vent moyen qui advecte les fines échelles hors du domaine avant même que leur développement ne soit complété.

Discussion sur l'expérience

Pour la première fois à l'UQAM, l'EGF fut utilisée ici pour évaluer la sensibilité d'un MRC face à la taille de son domaine. De plus, ce travail aura permis quelques progrès pour le volet technique d'une EGF, particulièrement en ce qui a trait à l'extraction des fines échelles. En effet, une étude approfondie des spectres avec la DCT aura permis de reconnaître que le filtre passe-bas doit être ajusté en fonction des dimensions de la grille où il est appliqué (*voir* Annexe II). Cependant, le choix du filtre LPF pour procéder à l'extraction des fines échelles, au lieu du T30 original (utilisé pour obtenir le FBB), aurait pu être sujet à une étude d'optimisation plus poussée. Le fait de placer la coupure du filtre (*voir* Fig. 3) de façon à distinguer, d'une manière encore plus précise, les échelles ajoutées (fines échelles) des

échelles excitables (grandes échelles) par les conditions aux frontières latérales, aurait pu contribuer à réduire le bruit généré lors de la procédure d'extraction d'échelles.

Dans un autre ordre d'idées, le calcul des statistiques climatiques cumulées sur quatre mois aura permis d'obtenir un échantillon climatique suffisamment grand pour décrire plusieurs effets reliés au domaine d'intégration d'un MRC. Cependant, puisque les mois simulés comportaient certaines différences en termes de circulation atmosphérique (*voir* Fig. 5), cette variabilité inter-mensuelle aurait pu être mise à profit en vue de mesurer son influence sur les caractéristiques (e.g. emplacement, forme, étendue) de la région où s'effectue le spin-up spatial des fines échelles.

Malgré tout, les fortes dépendances d'une simulation régionale face à la taille du domaine auront été détectées avec un certain succès, mais pour un cas bien particulier, soit un écoulement hivernal au-dessus de la province de Québec. Il va de soi que la pertinence de procéder à une étude similaire pour toutes autres applications d'un MRC (différente saison, latitude...) se trouve fortement conseillée, la taille du domaine étant fréquemment choisie de façon arbitraire. Par exemple, il serait intéressant d'appliquer cette méthodologie à différentes tailles de domaines centrés au-dessus d'un pôle. Le vortex polaire, qui tend à diminuer l'entrée (sortie) d'air à l'intérieur du domaine, pourrait affaiblir le contrôle imposé par les frontières latérales sur la solution du modèle, et ainsi réduire l'étendue de la région où s'effectue le spin-up spatial. Ceci pourrait, dans ce cas, motiver l'utilisation d'un domaine d'intégration plus restreint et mener à une certaine économie en ce qui a trait au coût des ressources informatiques.

Applications connexes

De manière générale, l'EGF peut être utilisée en vue d'évaluer la sensibilité de la technique de pilotage d'un MRC en fonction de multiples paramètres autres que : le saut de résolution (spatial et temporel) entre les conditions aux frontières latérales et le modèle

(Denis *et al.* 2003, Antic *et al.* 2004, Dimitrijevic et Laprise 2005), les erreurs contenues dans les données de pilotage (Diaconescu *et al.* 2007) ou la taille du domaine d'intégration.

D'un point de vue général, le caractère chaotique des équations reliées à la mécanique des fluides peut engendrer d'importantes différences entre des simulations forcées par les mêmes conditions aux frontières, mais avec des conditions initiales légèrement différentes. Ce phénomène, connu comme étant la variabilité interne (VI) des MRCs (*voir* Giorgi and Bi 2000), est un problème de plus en plus d'actualité en ce qui concerne les incertitudes reliées aux projection climatiques des modèles. Certaines recherches en cours, dont Alexandru et al. (2007), tendent à démontrer que l'intensité de la VI dépend, entre autres, de la taille du domaine d'intégration. Une EGF pourrait être développée en ce sens en vue d'approfondir les connaissances relatives à la VI des grandes et fines échelles, en procédant de la manière suivante :

- Produire un ensemble (d'une dizaine de membres) de simulations GFs d'un mois chacune, différentes par des perturbations dans leurs conditions initiales (e.g. en les initialisant avec des pas archivages différents et subséquents dans les données du pilote).
- Pour chaque GF filtrée résultant, produire trois ensembles de simulations PFs sur trois domaines de tailles différentes (e.g. 140x140, 100x100 et 60x60). Les PFs de chaque ensemble diffèrent eux aussi par des perturbations dans leurs conditions initiales.
- Pour les GFs et les PFs : calculer les différences (e.g. écart quadratique moyen) entre les statistiques climatiques des membres et la moyenne de leur ensemble, indépendamment pour les grandes et les fines échelles.
- Décrire la VI du modèle aux différentes échelles en fonction de la taille du domaine. De plus, il serait intéressant de comparer, en particulier pour les fines échelles, la VI des PFs avec celle des GFs.

Pareillement à la VI, le pilotage aux grandes longueurs d'ondes sur la totalité du domaine régional, aussi appelé « pilotage spectral » (de « spectral nudging » en anglais), est une méthode chaudement discutée par la communauté scientifique. Bien qu'elle permette d'améliorer considérablement les grandes échelles d'un MRC pour qu'elles suivent le comportement du pilote, les effets de cette méthode sur le développement des fines échelles restent peu documentés à ce jour. Une EGF pourrait apporter quelques précisions à ce sujet en s'inspirant des étapes suivantes :

- Produire une simulation GF (sans pilotage spectral) sur un domaine de 196x196 points de grille, qui sera par la suite filtrée pour obtenir le GFF.
- Générer plusieurs PFs, en variant, par exemple, l'intensité du pilotage spectral ainsi que la plage de longueurs d'ondes qui sont admises à l'intérieur du domaine pour forcer le MRC.
- Porter une attention particulière aux champs dominés par les fines échelles, comme l'humidité spécifique, le tourbillon ainsi que le taux de précipitation. Observer la variance contenue dans les fines échelles par rapport à la référence, en fonction des différents réglages du pilotage spectral.

Mot de la fin

La modélisation régionale du climat est un domaine en essor continu depuis plusieurs décennies, et l'a été particulièrement dans les dernières années, étant donné le nombre croissant d'observations locales qui appuient la thèse des changements climatiques. Cependant, les erreurs contenues dans les résultats des modèles sont souvent difficilement quantifiables, et même identifiables, laissant les projections climatiques entachées d'une importante marge d'incertitude. Les études de sensibilité, comme l'EGF, permettent certes de déceler bon nombre de ces lacunes, qui peuvent aussi varier en importance selon le contexte d'application au modèle. De surcroît, la validation des simulations avec les données observées pose aussi certains problèmes, notamment du fait que les observations contiennent aussi leur part d'erreurs, qu'elles soient reliées aux différentes méthodes d'interpolation des données (pour être disponibles sur la totalité des points de grille du modèle) ou encore à la mesure elle-même.

ANNEXE I: Calcul du spectre de puissance

Cette section rapporte les étapes nécessaires pour l'obtention du spectre d'un champ météorologique à partir du calcul de la transformée de Fourier discrète en cosinus (DCT pour "discrete cosine transform"). Cette méthode constitue en fait une simplification de la transformée de Fourier discrète classique (DFT pour « Discrete Fourier Transform ») par son application à un domaine périodique (voir Denis *et al.* 2002a pour plus de détails). On révisera en premier lieu les principales étapes requises pour calculer la DCT, respectivement au programme *varspec*⁵ disponible au Réseau canadien de modélisation et diagnostics du climat régional, à l'Université du Québec à Montréal (UQAM). Ensuite, on expliquera comment arriver au spectre à partir des sorties du programme.

Soit $f(i, j)$ un champ discret défini sur $N_i \times N_j$ points de grille, la transformée en cosinus est formulée comme suit :

$$F(m, n) = \beta(m)\beta(n) \sum_{i=0}^{i=N_i-1} \sum_{j=0}^{j=N_j-1} f(i, j) \times \cos\left[\pi m \frac{(i+1/2)}{N_i}\right] \cos\left[\pi n \frac{(j+1/2)}{N_j}\right] \quad (\text{A1-1})$$

$$\text{avec } \beta(m) = \begin{cases} \sqrt{\frac{1}{N_i}}, & m = 0 \\ \sqrt{\frac{2}{N_i}}, & m = [1, N_i - 1] \end{cases} \quad (\text{A1-2a})$$

$$\text{et } \beta(n) = \begin{cases} \sqrt{\frac{1}{N_j}}, & n = 0 \\ \sqrt{\frac{2}{N_j}}, & n = [1, N_j - 1] \end{cases} \quad (\text{A1-2b})$$

⁵ Programme écrit en FORTRAN 77 par B. Denis, 2002 (MRCC/UQAM).

où (i, j) sont les indices des coordonnées sur le plan horizontal et $F(m, n)$ la matrice des coefficients spectraux selon les nombres d'onde adimensionnels (m, n) . On notera que l'élément $F(0, 0)$ correspond à la moyenne spatiale du champ f . Puisqu'on cherche à obtenir un spectre en fonction d'un seul paramètre d'échelle, on définit alors k , un nombre d'onde combinant les deux dimensions et qui correspond au rayon d'un cercle centré sur $(m = 0, n = 0)$ dans l'espace spectral $F(m, n)$:

$$k = \sqrt{m^2 + n^2} \quad (\text{A1-3})$$

En supposant un domaine carré où $N_i = N_j = N$, les longueurs d'ondes associées à k sont définies comme :

$$\lambda_k = \frac{2N\Delta}{k} \quad (\text{A1-4})$$

où k est défini pour les entiers $[1, N - 1]$ et Δ est l'espacement (en km) entre deux points de grille. On remarquera que les longueurs d'onde minimale (λ_{\min}) et maximale (λ_{\max}) correspondent respectivement à :

$$\lambda_{\max} = 2N\Delta \quad \text{et} \quad \lambda_{\min} = \frac{2N\Delta}{N - 1} \quad (\text{A1-5})$$

où λ_{\max} correspond à deux fois la longueur du domaine tandis que $\lambda_{\min} \approx 2\Delta$ est pratiquement la longueur d'onde de Nyquist pour N est suffisamment grand. En sortie du programme *varspec*, on obtient la somme des coefficients spectraux $F(m, n)$ sur chaque arc de cercle de rayon k , donnant ainsi la variance spectrale en fonction de la longueur d'onde, soit $\sigma_{out}^2(\lambda)$.

Suite à l'obtention de $\sigma_{out}^2(\lambda)$, une dernière étape reste à franchir en vue d'obtenir le spectre. En fait, une propriété intrinsèque à la DCT est qu'elle se doit d'être appliquée à une fonction

périodique. Les champs météorologiques sur un domaine restreint ne satisfaisant jamais ce critère, *varspec* rend possible la condition en juxtaposant au champ traité, son image par symétrie miroir selon les deux directions horizontales. En corollaire à cette méthode, on distingue deux types de nombres d'onde k : ceux dont la longueur du domaine ($N\Delta$) correspond à un nombre entier de demi-longueurs d'onde, soit les k impairs, et ceux associés à un nombre entier de longueurs d'onde, les k pairs. À des fins de comparaison entre la DCT et la DFT classique, on procède au jumelage des k impairs et pairs pour obtenir σ^2 , le spectre de puissance, en fonction du nombre d'onde k' associé aux longueurs d'ondes entières sur le domaine $N \times N$:

$$\sigma_{out}^2(2k-1) + \sigma_{out}^2(k) \rightarrow \sigma^2(k') \quad (\text{A1-6})$$

$$\text{avec } k' = \begin{cases} \left[1, \frac{N-1}{2} \right], & \text{pour } N \text{ impair} \\ \left[1, \frac{N}{2} - 1 \right], & \text{pour } N \text{ pair} \end{cases} \quad (\text{A1-7})$$

En définissant $C\{\cdot\}$ comme la suite complète des opérations à appliquer au champ f pour obtenir son spectre de puissance, on obtient la relation :

$$\sigma^2(k') = C\{f\}(k') \quad (\text{A1-7})$$

À noter que, pour l'article, les primes sont laissés de côté, soit $k' \rightarrow k$, par simplification.

APPENDIX II: Spectral noise due to grid size

The discrete cosine transform (DCT) applied to meteorological fields is widely explained by Denis *et al.* (2002a). The procedure has been applied to various cases of spectral slopes, but no attention has been paid to the influence of the size of the grid where it is performed. This section presents how this parameter affects the spectra of the nesting data.

The Fig. A1 shows four spectra from a relative vorticity field at 700 hPa, computed over sub-domains of different sizes. The curves are time-averaged in the spectral domain over the entire four-month time series. Before computing the spectra, the dataset has been processed with the T30 low-pass filter (*see* Fig. 3), as was done to prepare the lateral boundary conditions, the filtered Big Brother (FBB), in the present experiment.

Firstly, the plain curve on the Fig. A1 represents the spectrum computed on the whole area (192x192 grid points) used for the filtering. As expected from the T30 truncation, this curve displays an abrupt cut-off from 2160 to 1080 km. The three reduced domains (144x144, 96x96 and 48x48) do not display such a drastic cut-off. However, the shape of the original filtering is distinguishable through a smoother cut-off, that is moved toward the higher wavenumbers whenever reducing the computing area. This effect, clearly function of the grid size, can be partly attributed to the resolution of the different cosine spectral basis. For example, the features attributed to the lowest wavenumber in FBB must be, to some extent, projected onto smaller length scales for the domain of 144x144 grid points, and so on for the further reductions.

It worth noting that the horizontal homogeneity of the field can have some impacts on the results presented on Fig. A1. But since only the large scales of the field survived to the filtering, we suppose that the four-month spectral average allows roughly to verify this condition.

RÉFÉRENCES

Alexandru, A., R. de Elía and R. Laprise, 2007: Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal time scale. *Monthly Weather Review*, 135, 3221-3238.

Antic, S., R. Laprise, B. Denis and R. de Elía, 2004: Testing the downscaling ability of a one-way nested regional climate model in regions of complex topography. *Climate Dynamics*, 23, 473-493.

Arakawa, A. and V. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of UCLA General Circulation Model. *Methods in Computational Physics*, 17, Academic Press, 173-265.

Bechtold, P., E. Bazile, *et al.* (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, 869-886.

Bergeron, G., R. Laprise and D. Caya, 1994: Formulation of the mesoscale compressible community (MC2) model, 165 pp.

Boer, G. J., N. A. McFarlane and M. Lazare, 1992: Greenhouse gas-induced climate change simulated with the CCC second-generation GCM. *Journal of Climate*, 5, 1045-1077.

CAS/JSC WGNE, 1999: Report of Fourteenth Session of CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation No.14, 28 pp.

CAS/JSC WGNE, 2000: Report of Fifteenth Session of CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation No.15, 29 pp.

Castro, C. L. and R. A. Pielke, 2005: Dynamical Downscaling: Assessment of Value Retained and Added Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Journal of Geophysical Research*, 110, 21 pp.

Caya, D., 1996: Le modèle régional de climat de l'UQAM. Thèse de Doctorat en Sciences de l'Environnement, Université du Québec à Montréal, 134 pp.

Caya, A., R. Laprise and P. Zwack, 1998: Consequences of using the splitting method for implementing physical forcings in a semi-implicit semi-lagrangian model. *Monthly Weather Review*, 126, 1707-1713.

Caya, D. and R. Laprise, 1999: A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM. *Monthly Weather Review*, 127, 341-362.

de Elia, R., R. Laprise and B. Denis, 2002: Forecasting skill limits of nested, limited-area models: A perfect-model approach. *Monthly Weather Review*, 130, 2006-2023.

Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 405-418.

Denis, B., 1990: Introduction de la topographie dans un modèle atmosphérique nonhydrostatique. Mémoire de maîtrise en Sciences de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, 110 pp.

Denis, B., J. Côté and R. Laprise, 2002a: Spectral decomposition of two-dimensional atmospheric fields on limited-area domains using discrete cosine transform (DCT), *Monthly Weather Review*, 130, 1812-1829.

Denis, B., R. Laprise, D. Caya and J. Côté, 2002b: Downscaling ability of one-way nested regional climate models: The Big-Brother experiment. *Climate Dynamics*, 18, 627-646.

Denis, B., R. Laprise and D. Caya, 2003: Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate Dynamics*, 20, 107-126.

Diaconescu, E. P., R. Laprise and L. Sushama, 2007: The impact of lateral boundary data errors on the simulated climate of a nested regional climate model. *Climate Dynamics*, 28, 333-350.

Dimitrijevic, M. and R. Laprise, 2005: Validation of the nesting technique in a RCM and sensitivity tests to the resolution of the lateral boundary conditions during summer. *Climate Dynamics*, 25, 555-580.

- Gal-Chen, T. and R. C. J. Somerville, 1975: On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of the Navier-Stokes Equations. *Journal of Computational Physics*, 17, 209-228.
- Giorgi, F. and G. T. Bates, 1989: The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 117, 2325-2347.
- Giorgi F. and L. O. Mearns, 1999: Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, 104, 6335-6352.
- Jones, R. G., J. M. Murphy and M. Noguer, 1995: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121, 1413-1449.
- Laprise, R., D. Caya, G. Bergeron and M. Giguère, 1997: The formulation of André Robert MC2 (Mesoscale Compressible Community) model. The André J. Robert Memorial Volume (C. Lin, R. Laprise and H. Ritchie, Eds.), companion volume to *Atmosphere-Ocean*, 35, 195-220.
- Laprise, R., D. Caya, M. Giguère, G. Bergeron, H. Côté, J.-P. Blanchet, G. J. Boer and N. A. McFarlane, 1998: Climate and climate change in Western Canada as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Atmosphere-Ocean*, 36, 119-167.
- Laprise, R., 2007: Regional climate modelling. *Journal of Computational Physics*, Special issue on « Predicting weather, climate and extreme events » (accepted)
- McFarlane, N. A., G. J. Boer, J.-P. Blanchet and M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and its equilibrium climate. *Journal of Climate*, 5, 1013-1044.
- McGregor, J. L., 1997: Regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, 105-117.
- Paquin, D. and D. Caya, 2000: New convection scheme in the Canadian Regional Climate Model. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, edited by H. Ritchie, WMO/TD - No. 987, Report No. 30, 7.14-7.15.

- Robert, A., 1966: The integration of a low order spectral form of the primitive meteorological equations. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. 2, 44: 237-245
- Robert, A., T. L. Yee and H. Ritchie, 1985 : A semi-lagrangian and semi-implicit numerical integration scheme for multilevel atmospheric models. *Monthly Weather Review*, 113, 388-394.
- Robert A. and Yakimiw E., 1986: Identification and elimination of an inflow boundary computational solution in limited area model integration. *Atmosphere-Ocean*, 24: 369-385.
- Seth, A. and F. Giorgi, 1998: The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *Journal of Climate*, 11, 2698–2712.
- Seth, A. and M. Rojas, 2003: Simulation and Sensitivity in a Nested Modeling System for South America. Part I: Reanalyses Boundary Forcing. *Journal of Climate*, 16, 2437-2453.
- Tanguay, M., A. Robert and R. Laprise, 1990: A semi-implicit semi-Lagrangian fully compressible regional forecast model. *Monthly Weather Review*, 118, 1970-1980.
- Vannitsem, S. and F. Chomé (2005). "One-Way Nested Regional Climate Simulations and Domain Size. *Journal of Climate*, 18(1), 229-233.
- Yakimiw, E. and A. Robert, 1990: Validation experiments for a nested grid-point regional forecast model. *Atmosphere-Ocean*, 28, 466-472.

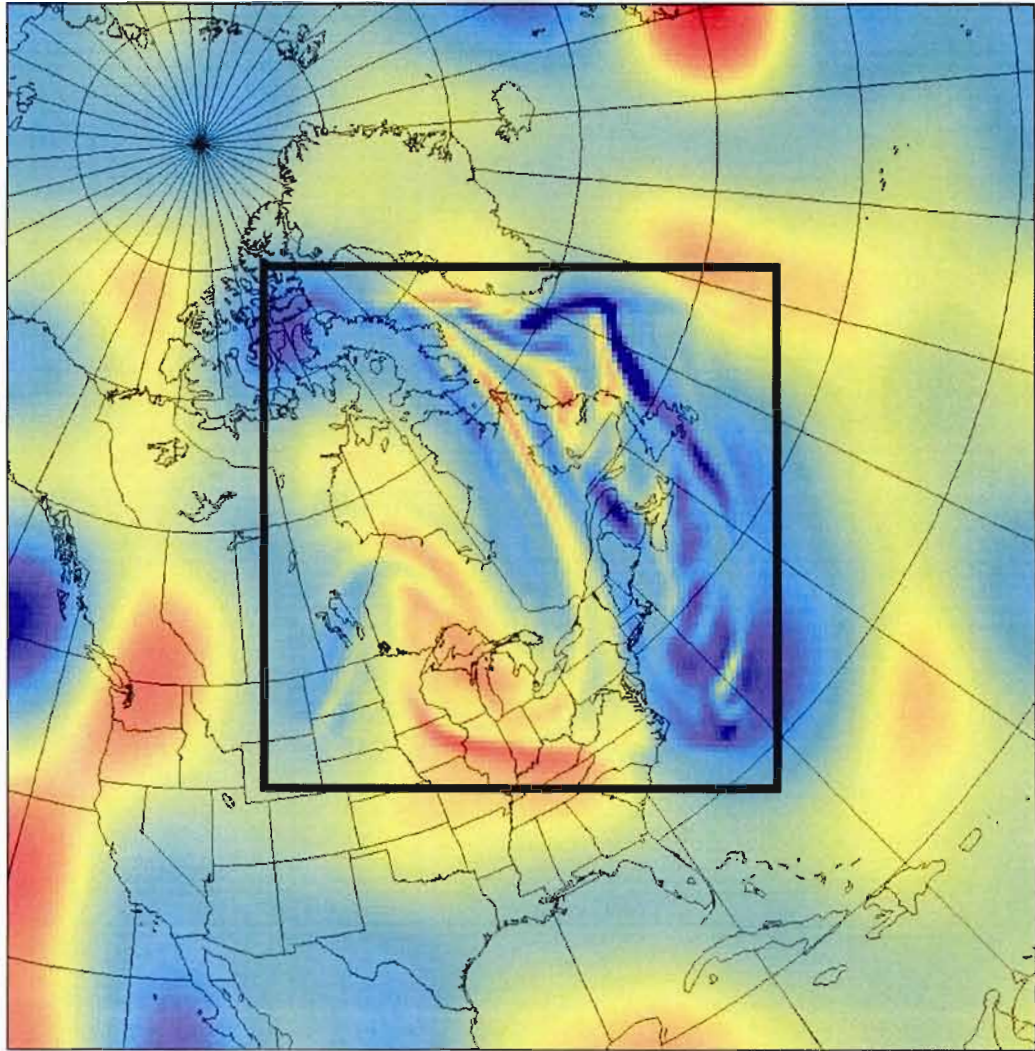


Fig. II Cliché du tourbillon relatif à 700 hPa simulé par le MRCC muni d'une fine résolution (en encadré) superposé à ses données de pilotage dont le niveau de détails, plus grossier, correspond pratiquement aux données issues des sorties d'un GCM.

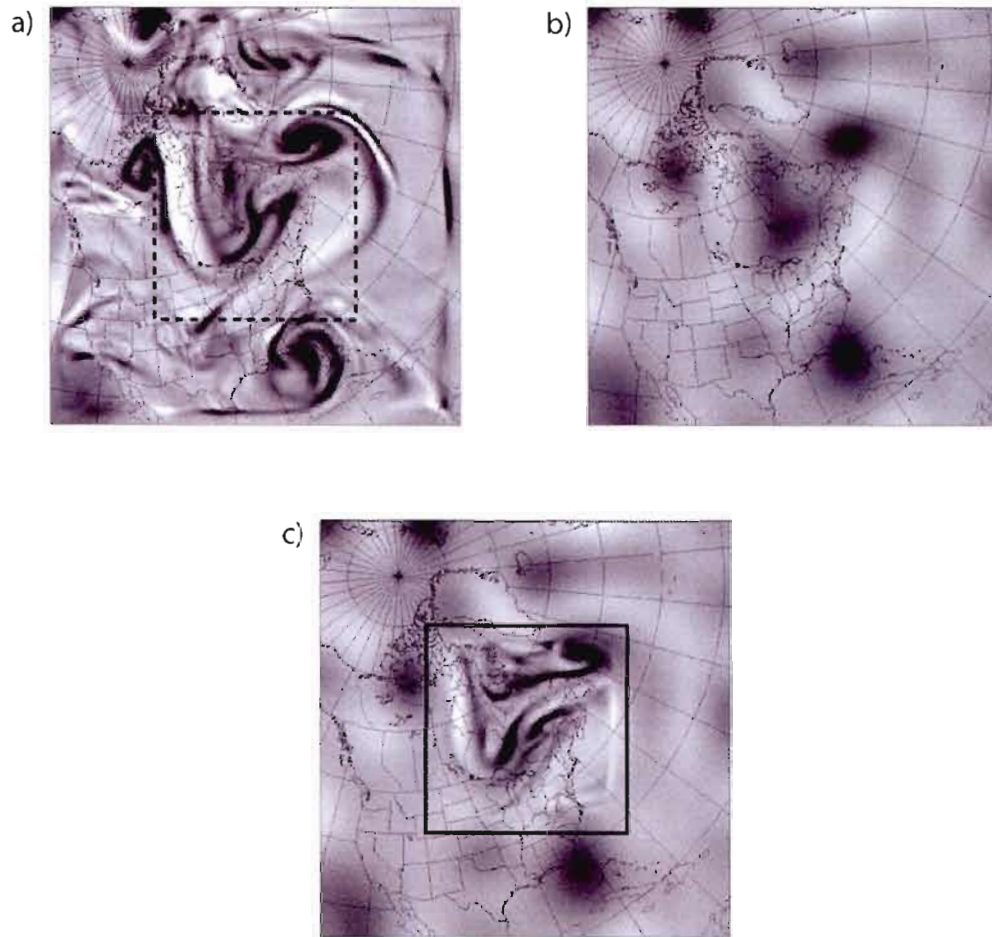


Fig. 1 Schematics of the Big-Brother approach. a) The Big-Brother (BB) simulation performed over a large domain with a high-resolution grid. The area of interest corresponds to the sub-domain delimited by the dashed line. b) The BB solution is low-pass filtered to retain only the largest scales: the Filtered Big Brother (FBB). c) The Little-Brother (LB) high-resolution simulation (within the black line) embedded into the FBB large-scale data; the LB can be compared with the BB over the area of interest.

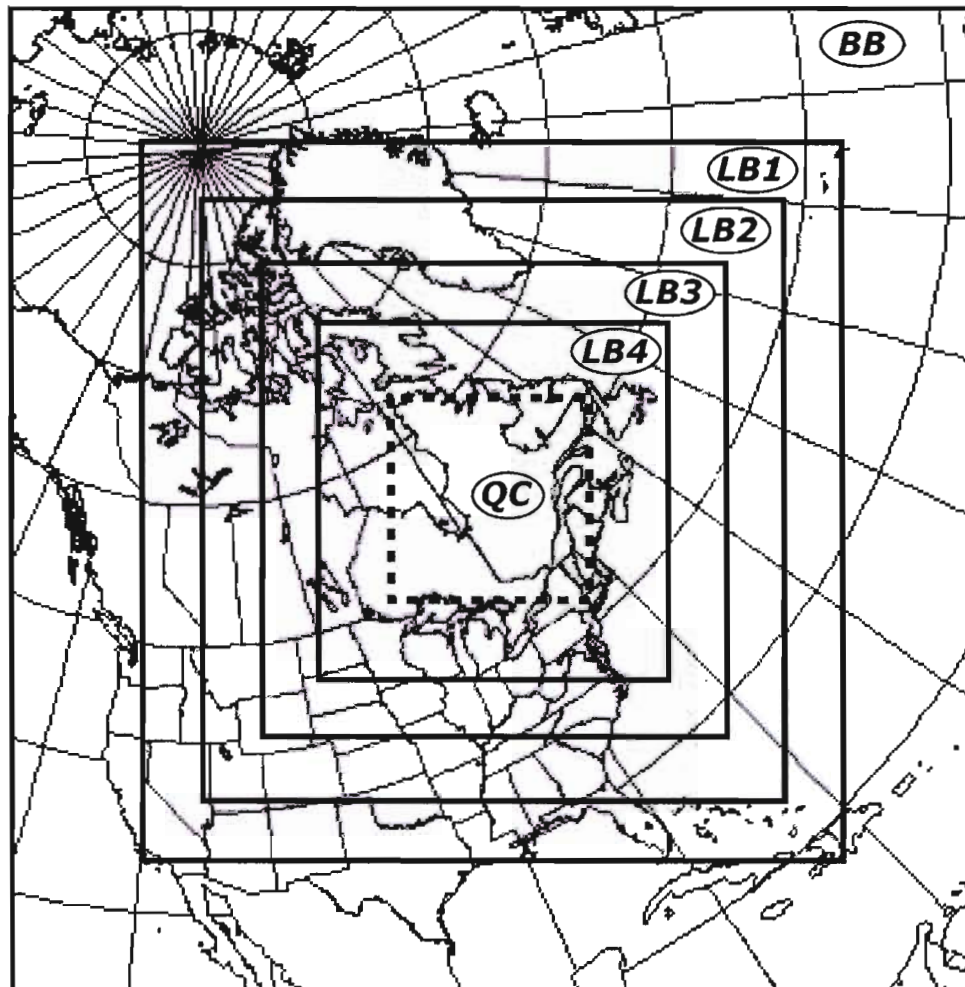


Fig. 2 The simulation domains of the Big Brother (BB: 196x196 grid points) and the Little Brothers (LB1 to LB4) having respectively 144x144, 120x120, 96x96 and 72x72 grid points. Each one includes a 10 grid-points nesting zone which surrounds the whole domain. The climate statistics are computed and visualized through the QC window (dashed) of 38x38 grid points.

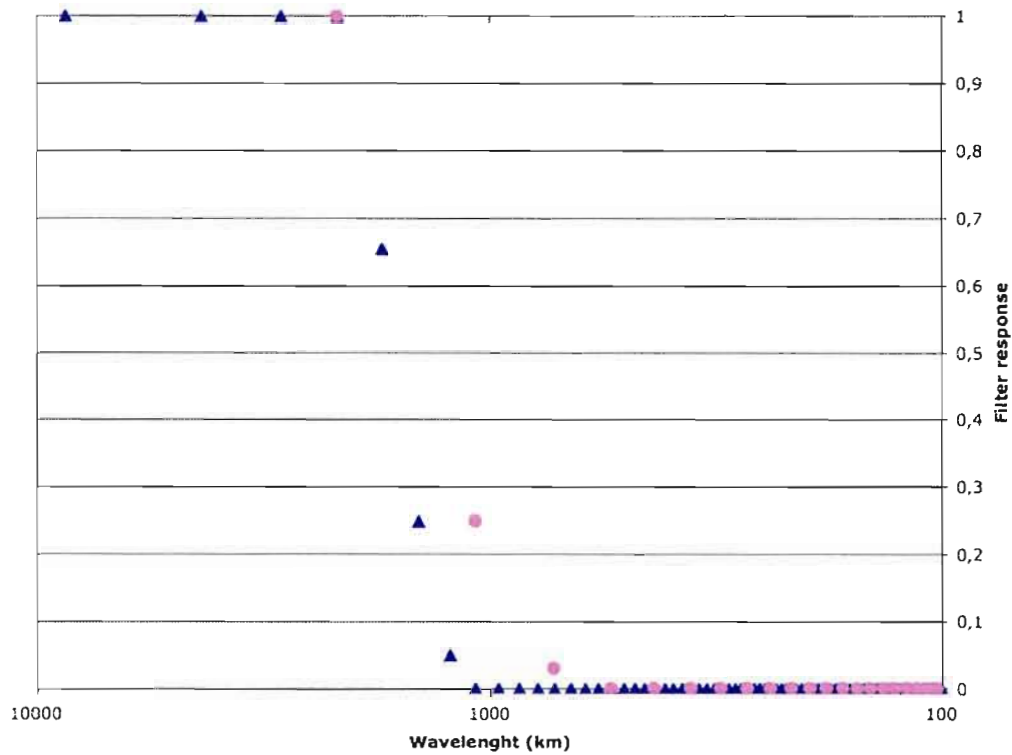


Fig. 3 Two DCT low-pass filters, displayed according to the spectral resolution of the grid where they are applied in the experiment: T30 (triangles) is performed on the FBB domain (192x192) and keeps unchanged all wavelengths longer than 2160 km and removes all those smaller than 1080 km, with a squared cosine transition in between. The second low-pass filter, LPF (circles), is applied over an area of 48x48 grid points and its transition is from 2160 to 540 km.

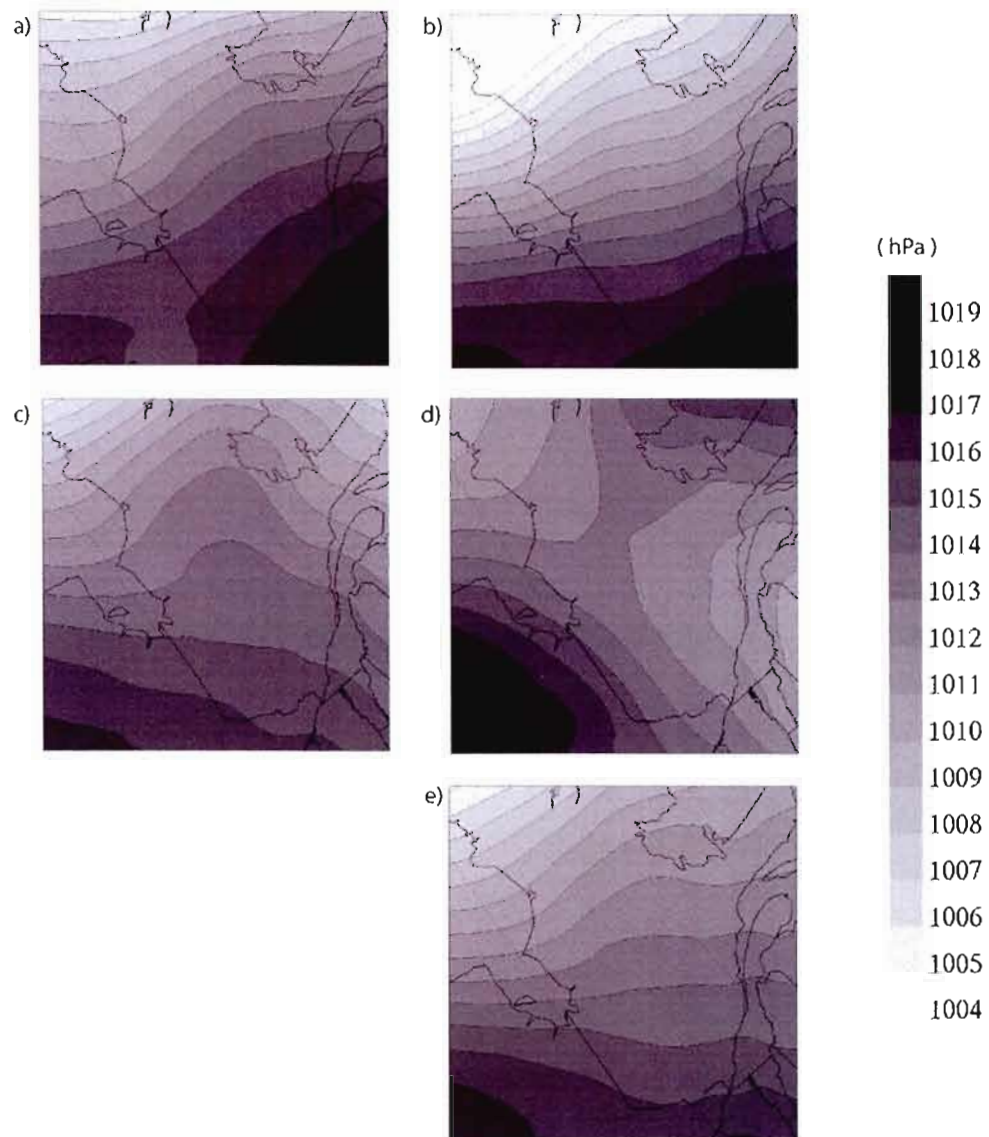


Fig. 4 Stationary component of the mean sea-level pressure field simulated by BB for the February months of a) 1990, b) 1991, c) 1992, d) 1993 and e) the 4-month average.

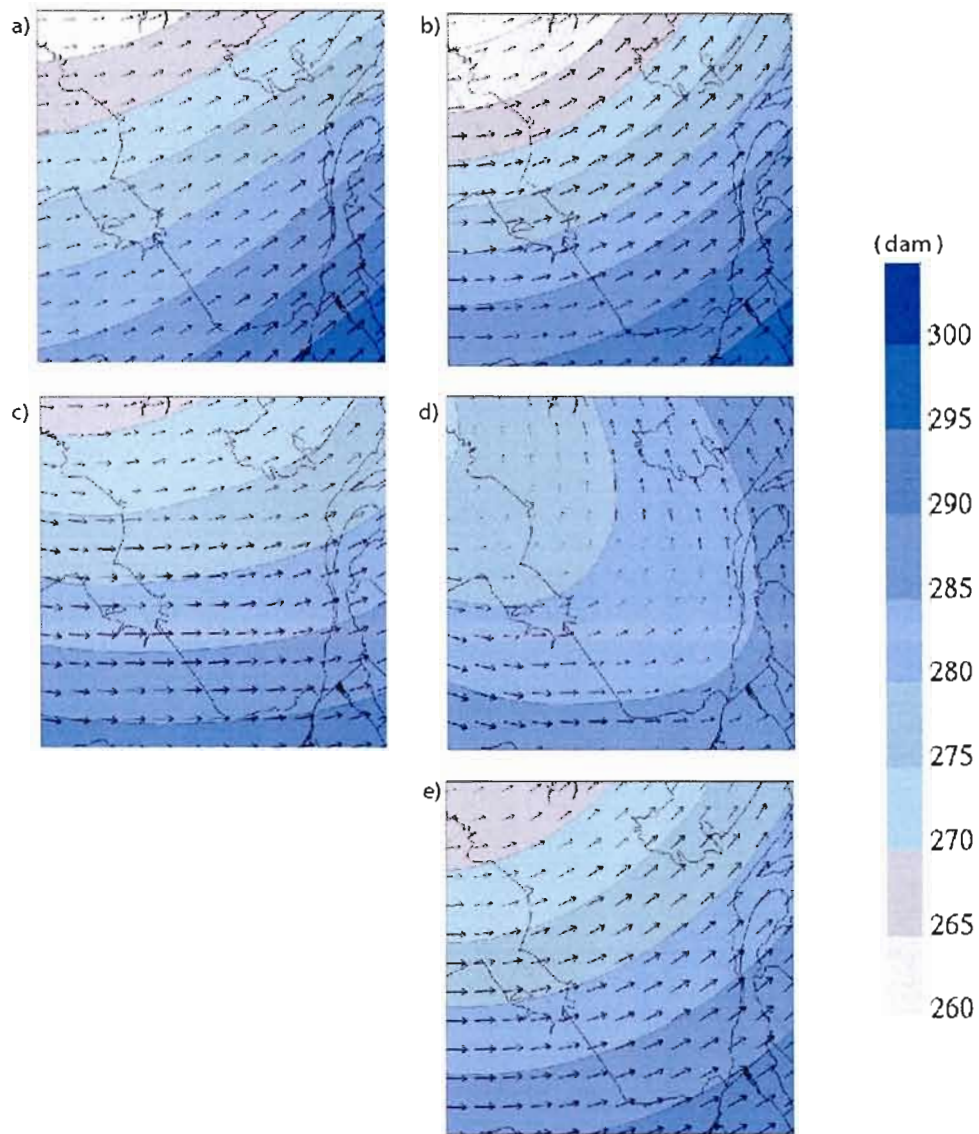


Fig. 5 Stationary component of the 700-hPa horizontal wind superposed to the geopotential height simulated by BB for the February months of a) 1990, b) 1991, c) 1992, d) 1993 and e) the 4-month average.

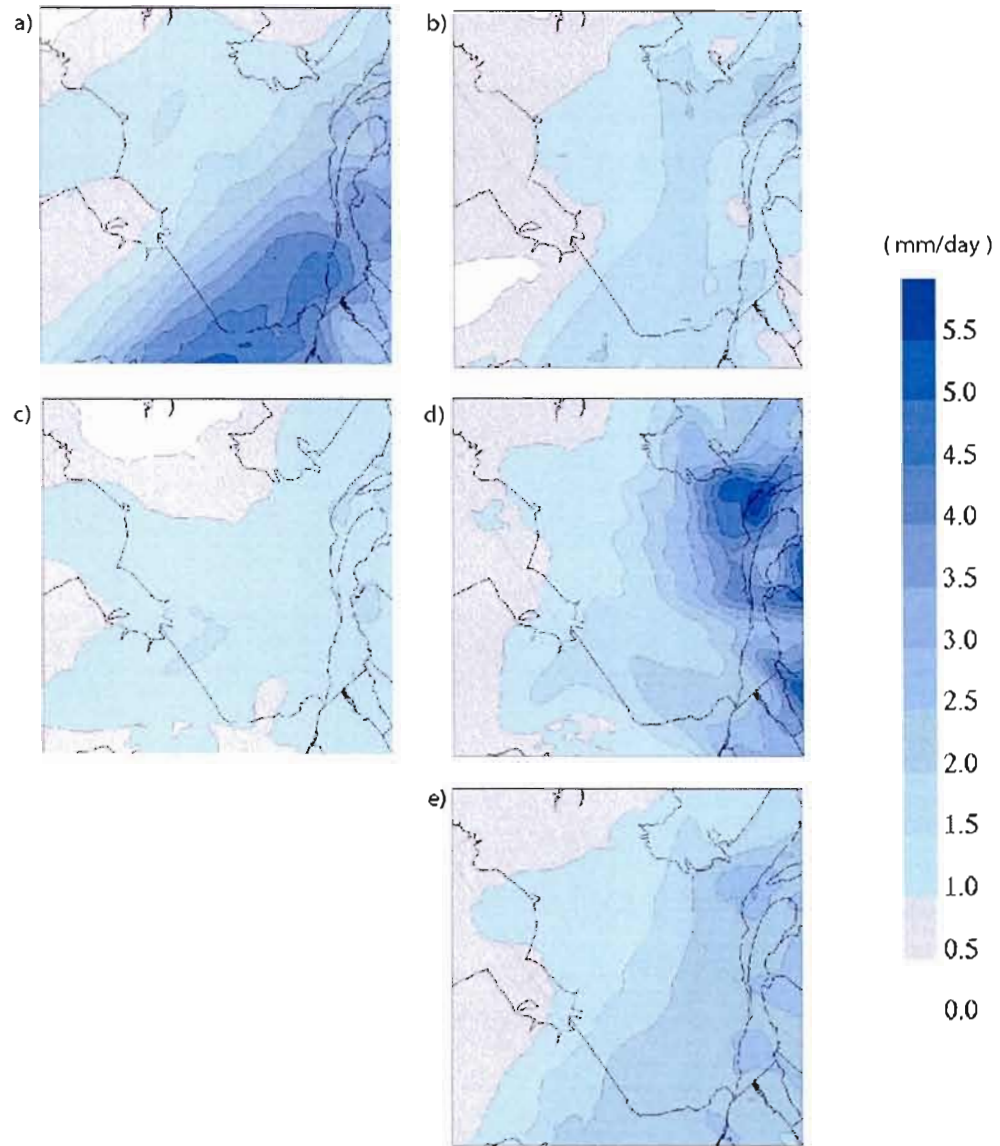


Fig. 6 Stationary component of the precipitation rate field simulated by BB for the February months of a) 1990, b) 1991, c) 1992 d) 1993 and e) the 4-month average.

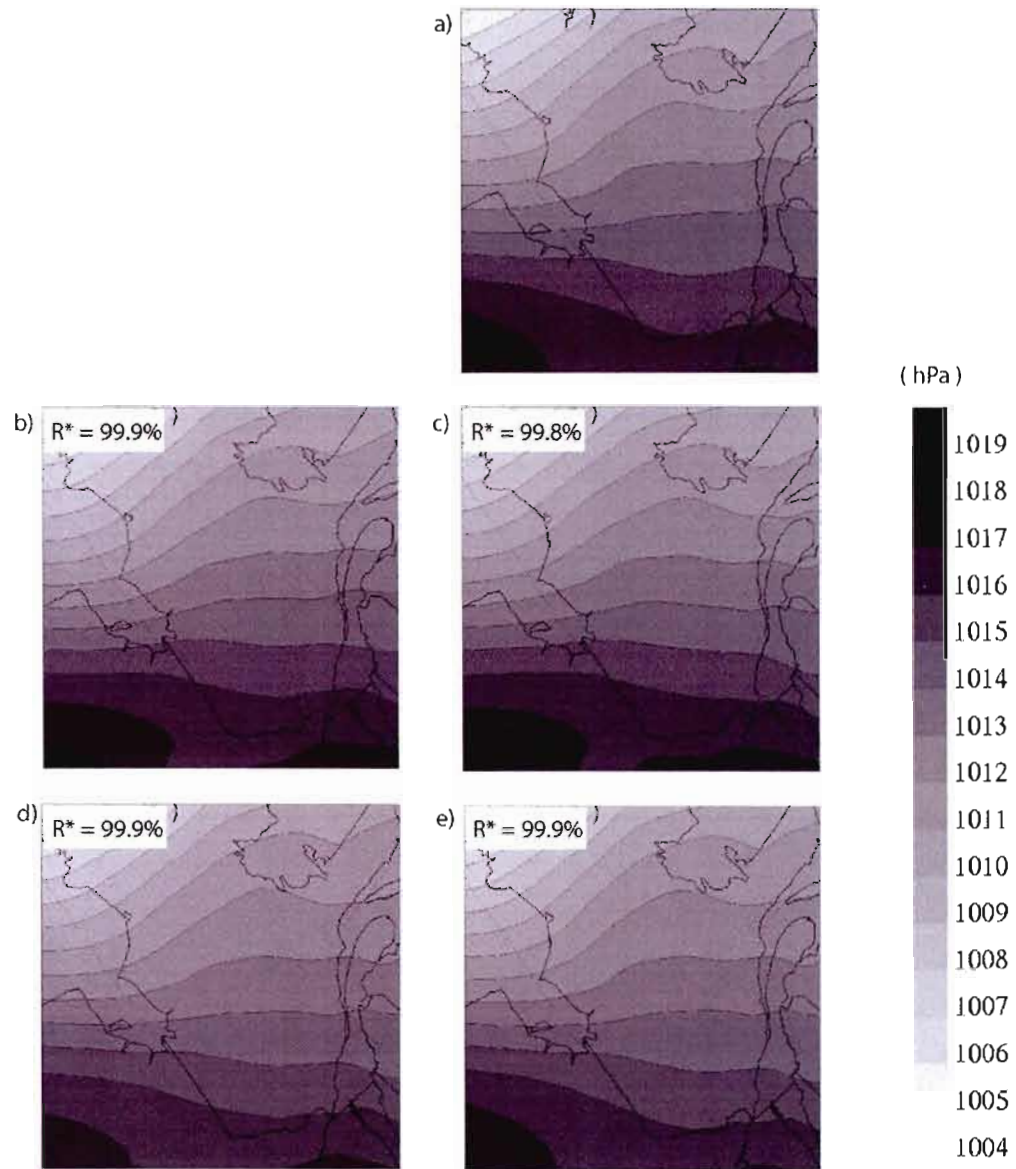


Fig. 7 Stationary component of the mean sea-level pressure field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

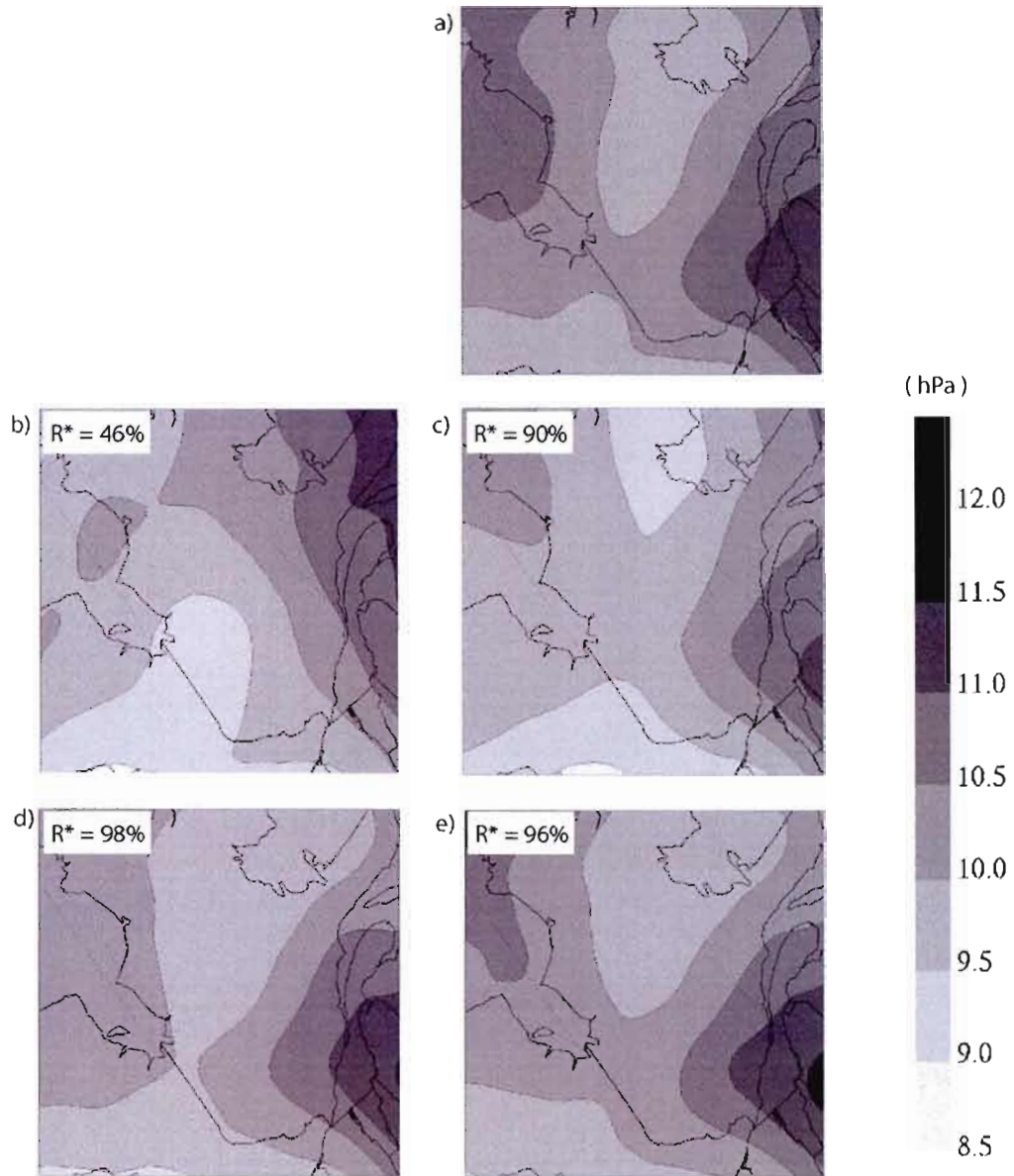


Fig. 8 Transient-eddy standard deviation of the mean sea-level pressure field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

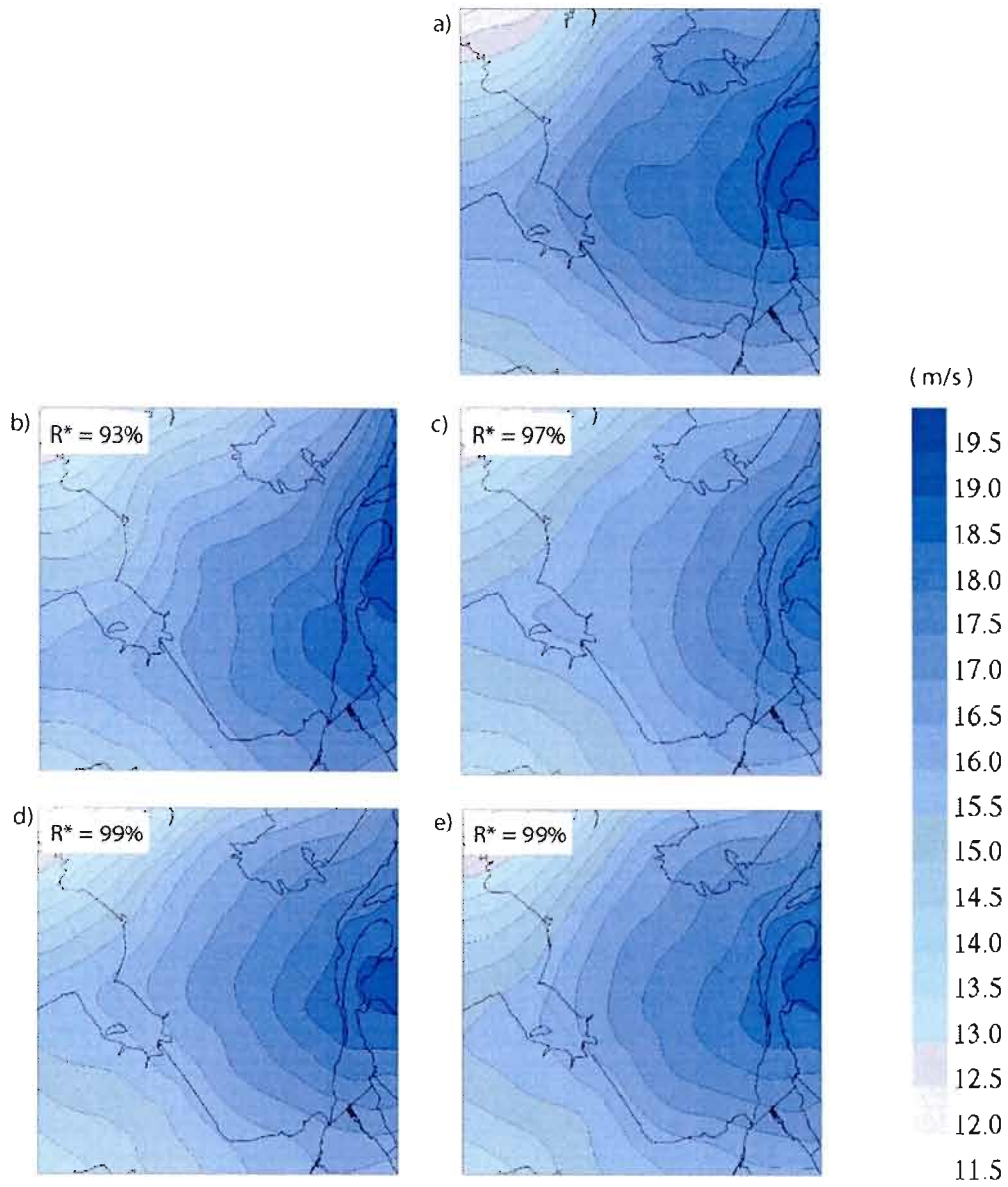


Fig. 9 Stationary component of the 700-hPa wind magnitude field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

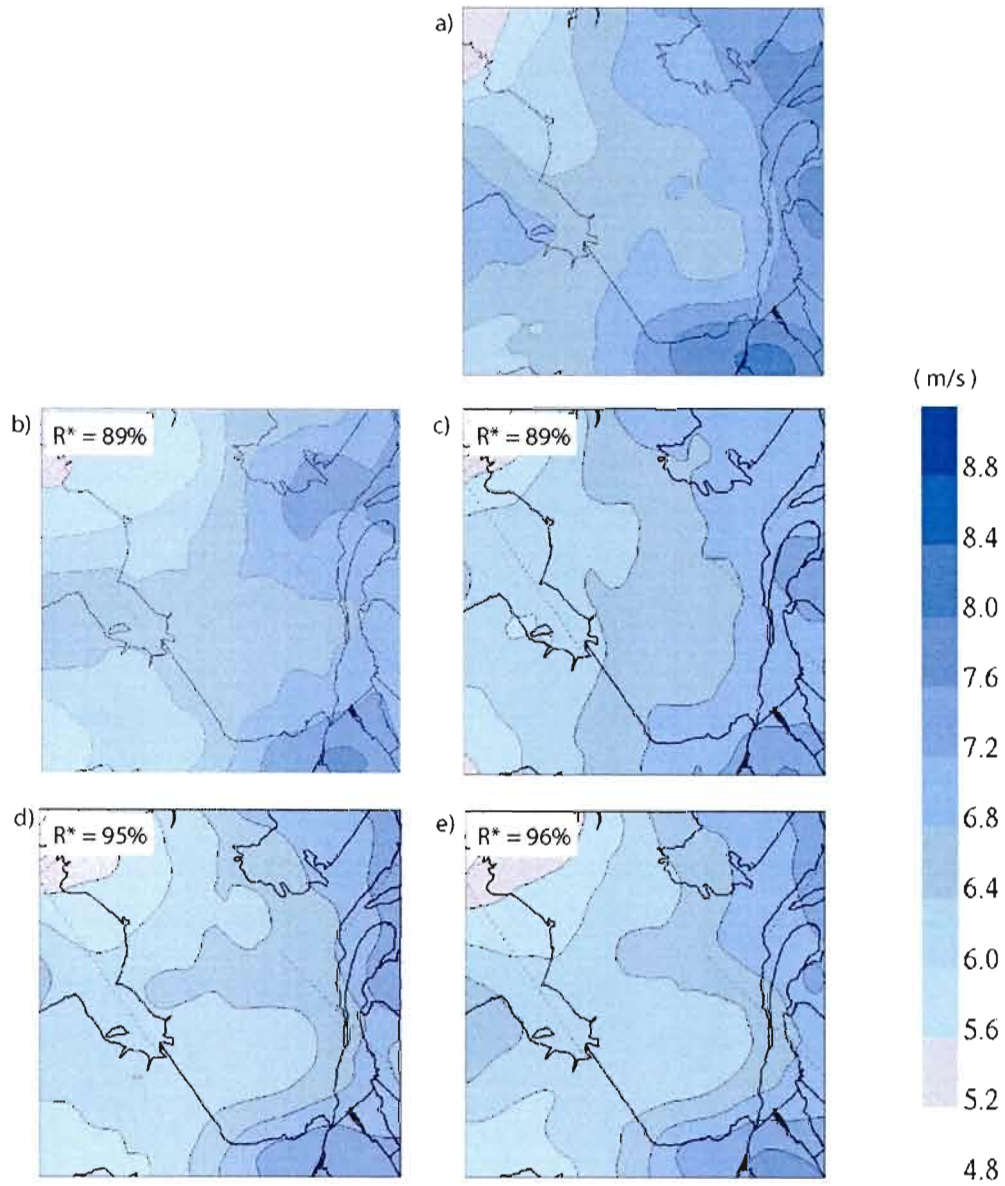


Fig. 10 Transient-eddy standard deviation of the 700-hPa wind magnitude field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

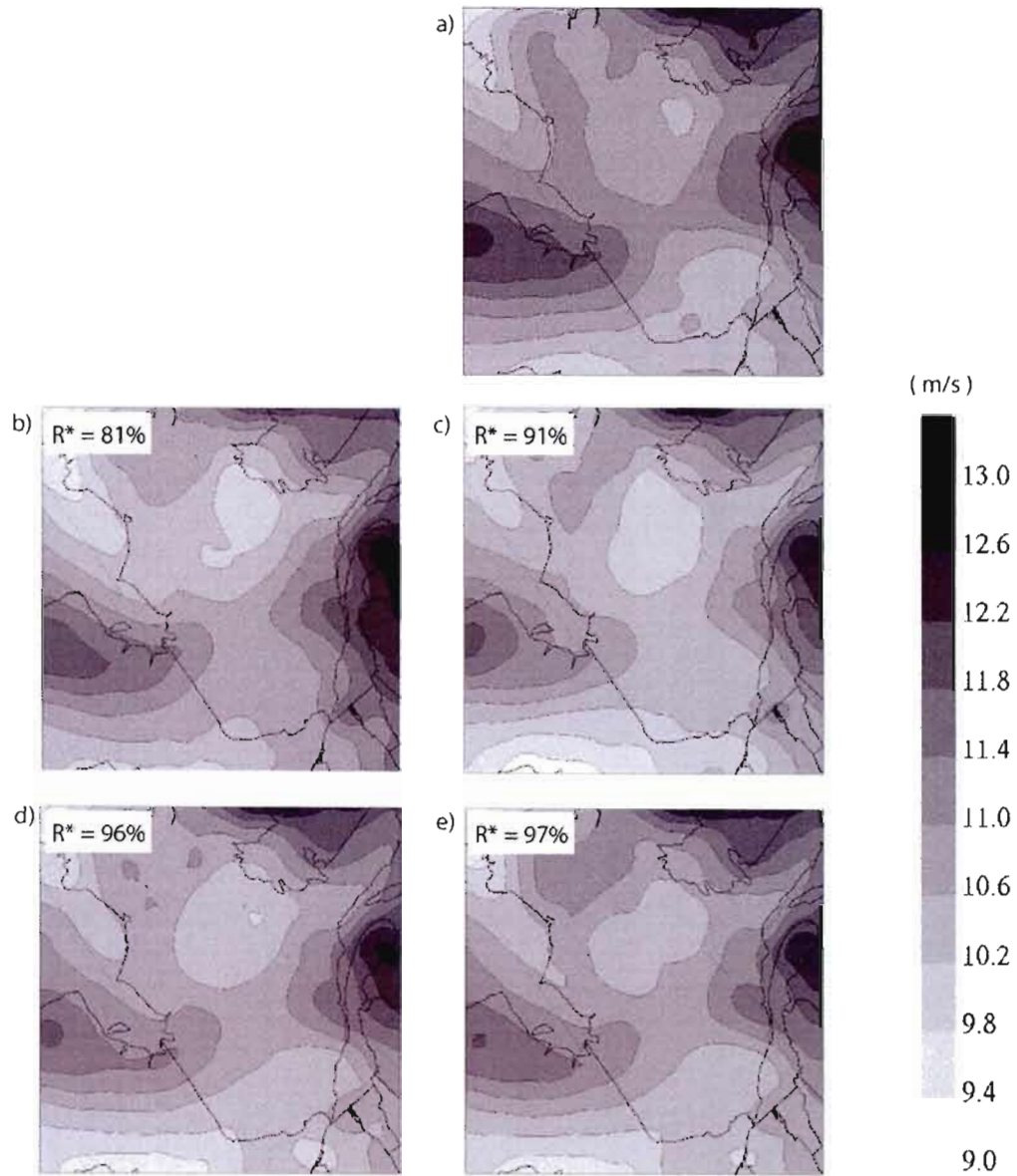


Fig. 11 Stationary component of the 925-hPa wind magnitude field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

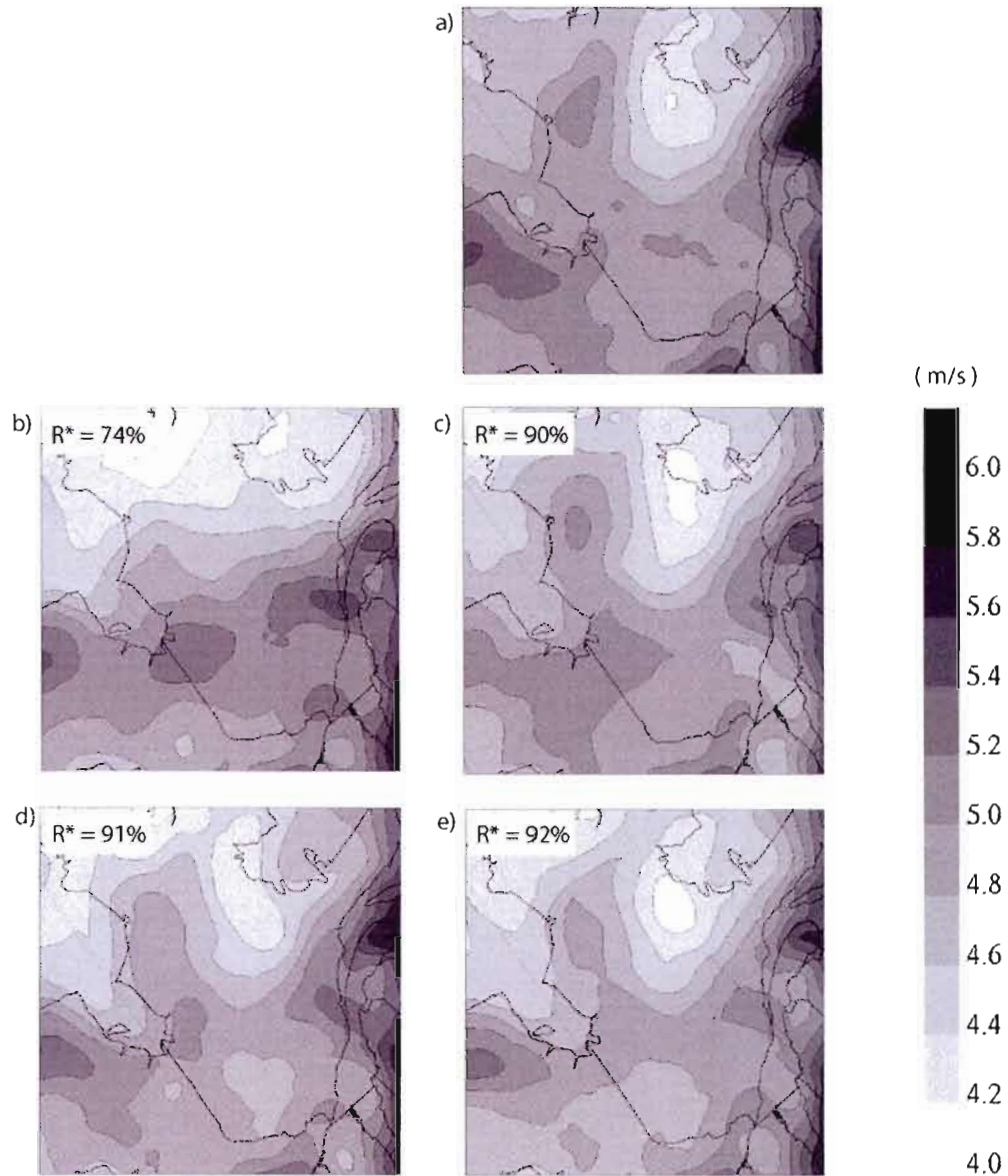


Fig. 12 Transient-eddy standard deviation of the 925-hPa wind magnitude field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

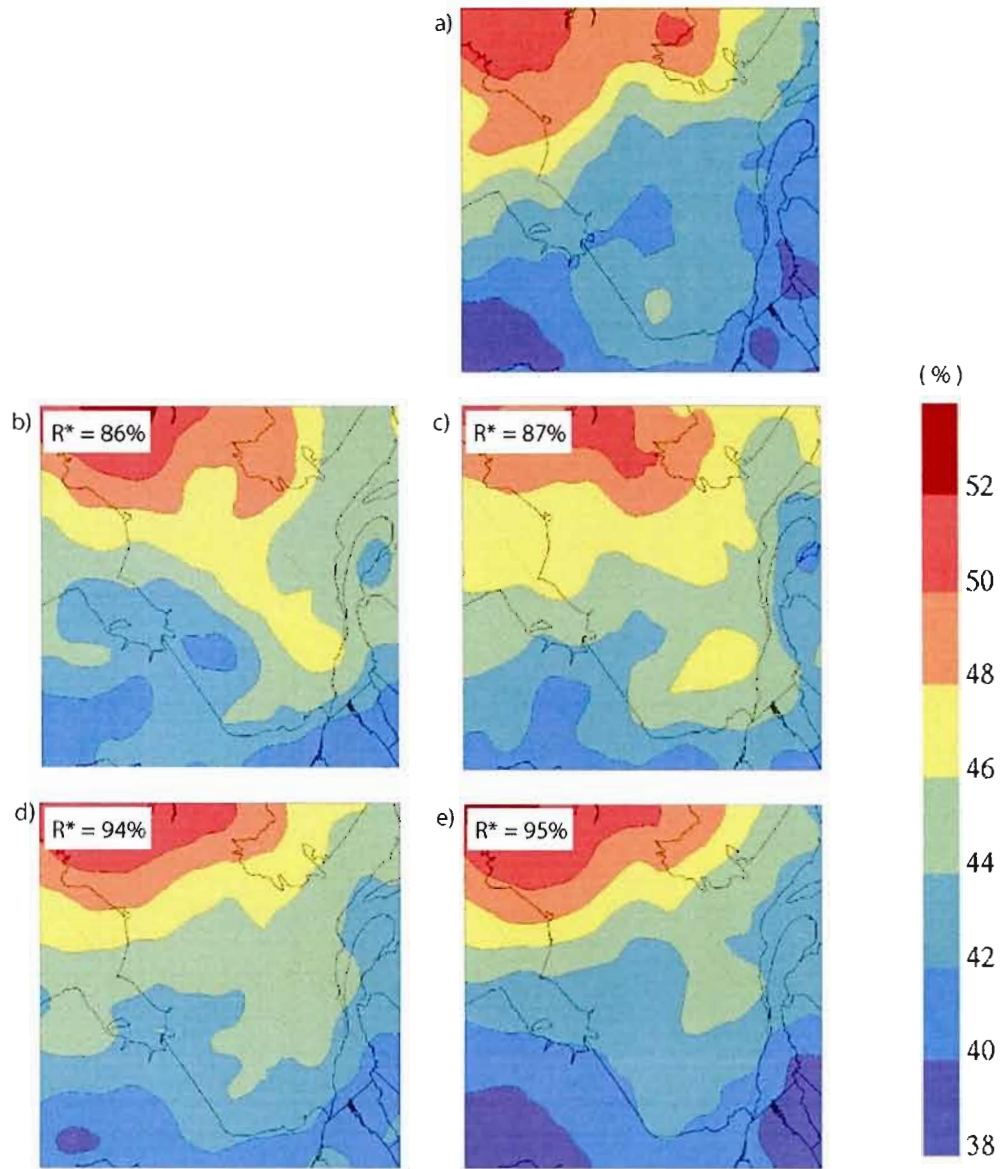


Fig. 13 Stationary component of the 700-hPa relative humidity field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

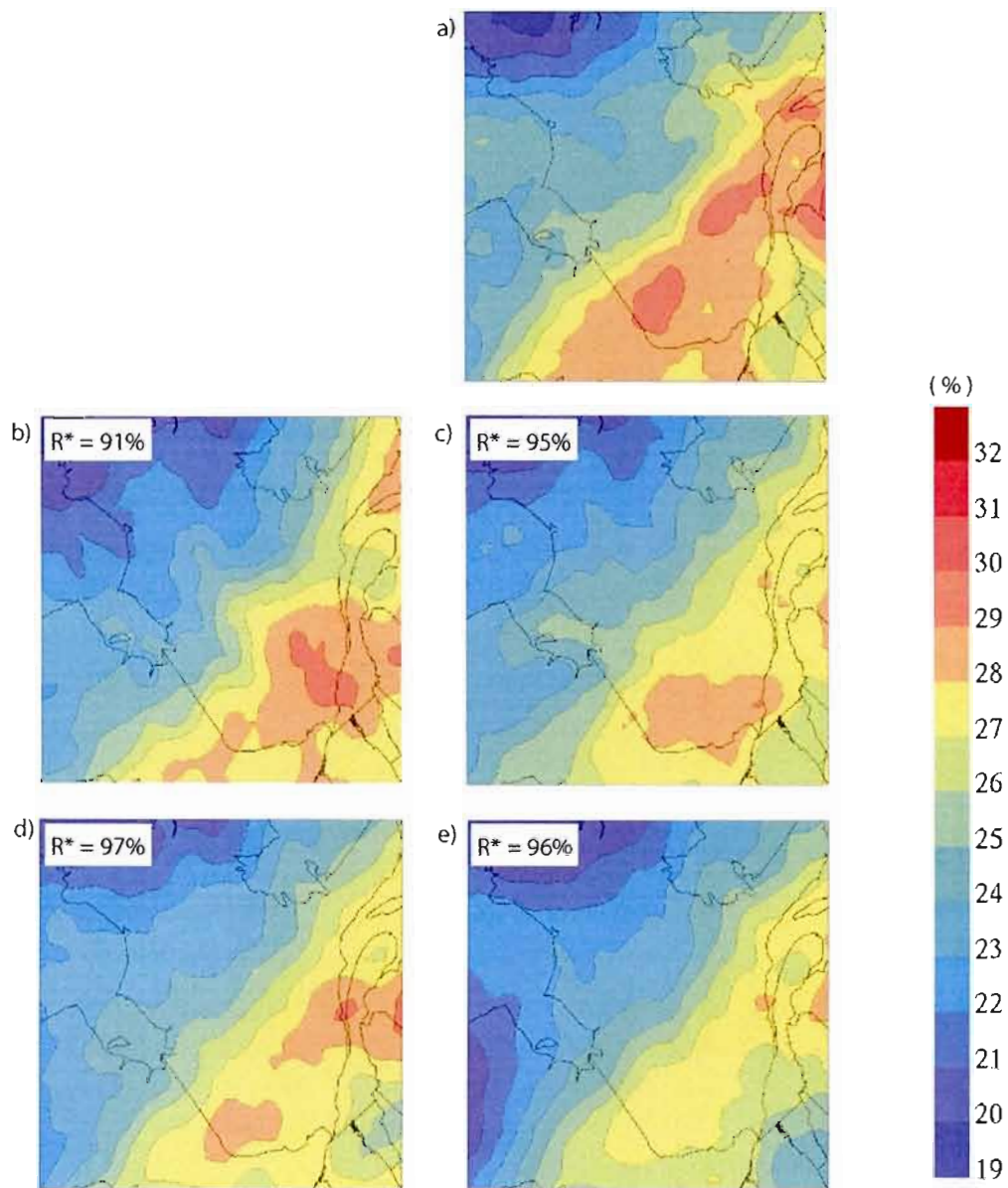


Fig. 14 Transient-eddy standard deviation of the 700-hPa relative humidity field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

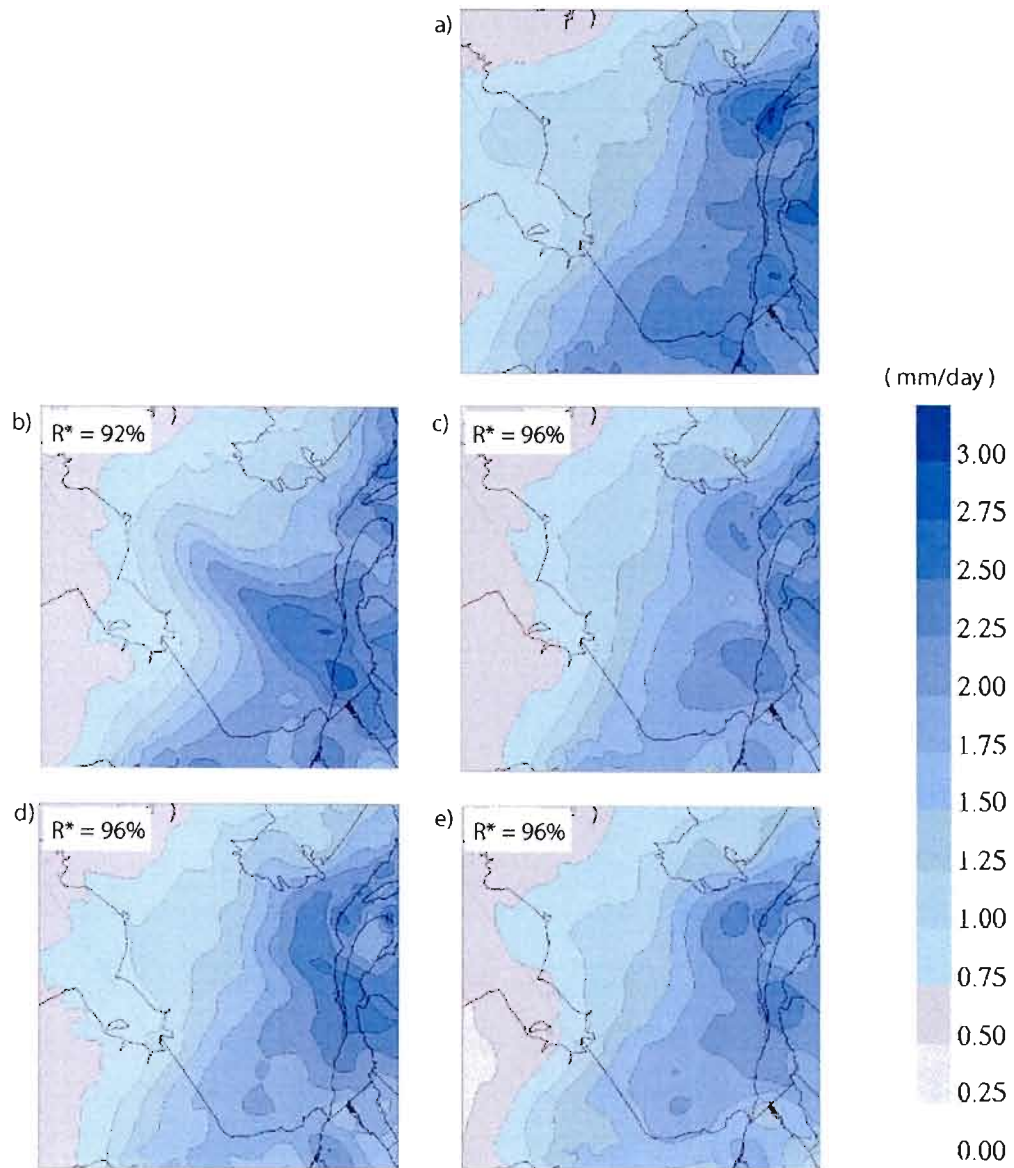


Fig. 15 Stationary component of the precipitation rate field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

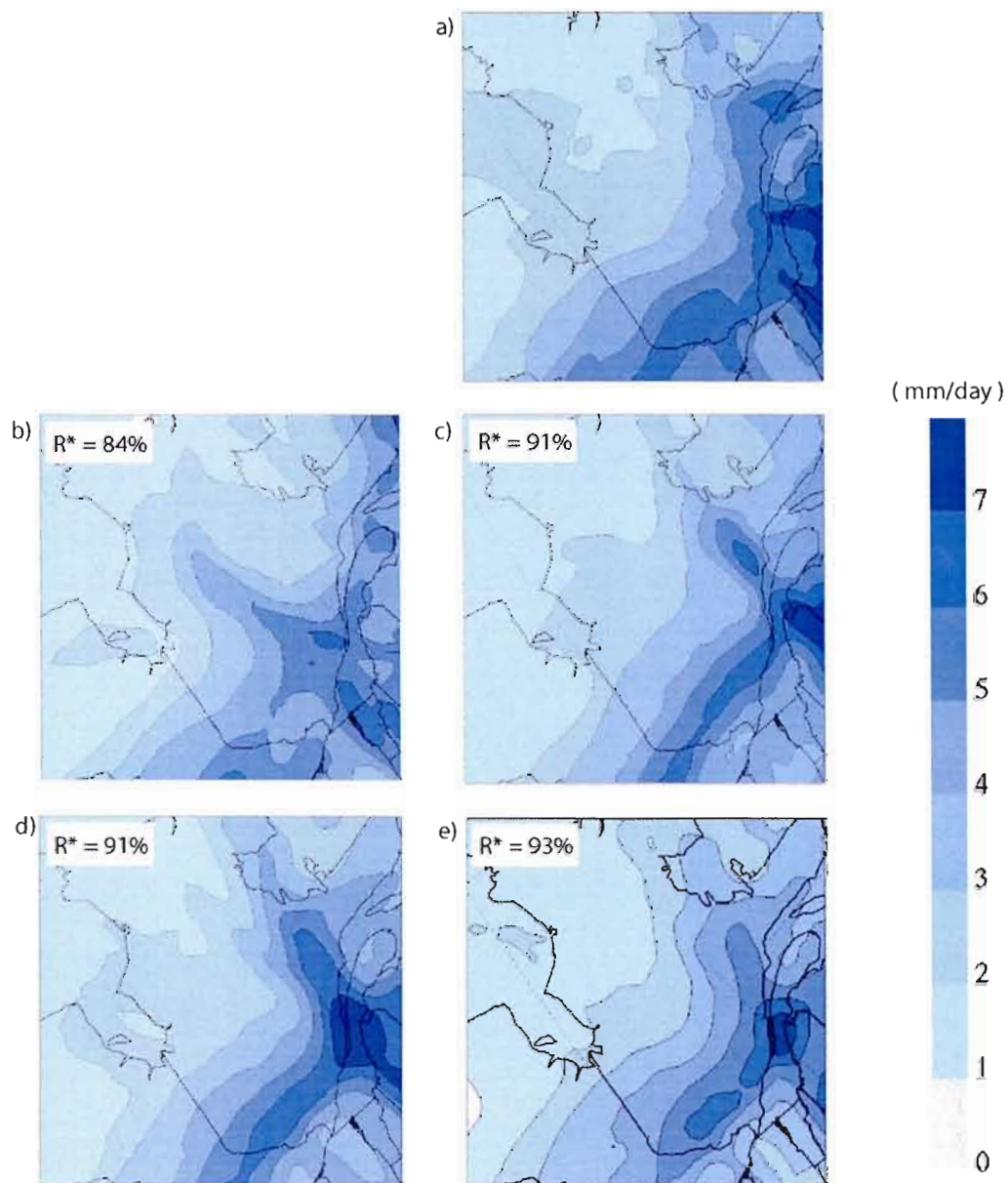
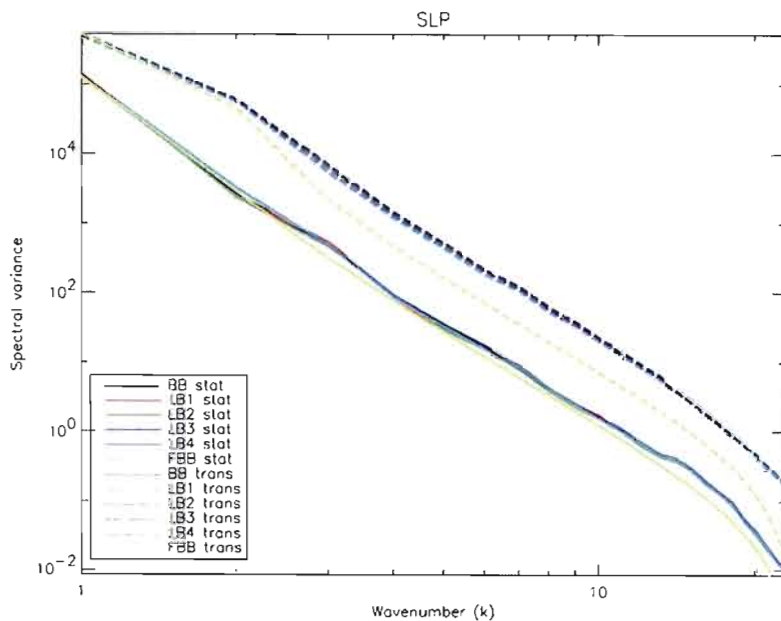


Fig. 16 Transient-eddy standard deviation of the precipitation rate field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

a)



b)

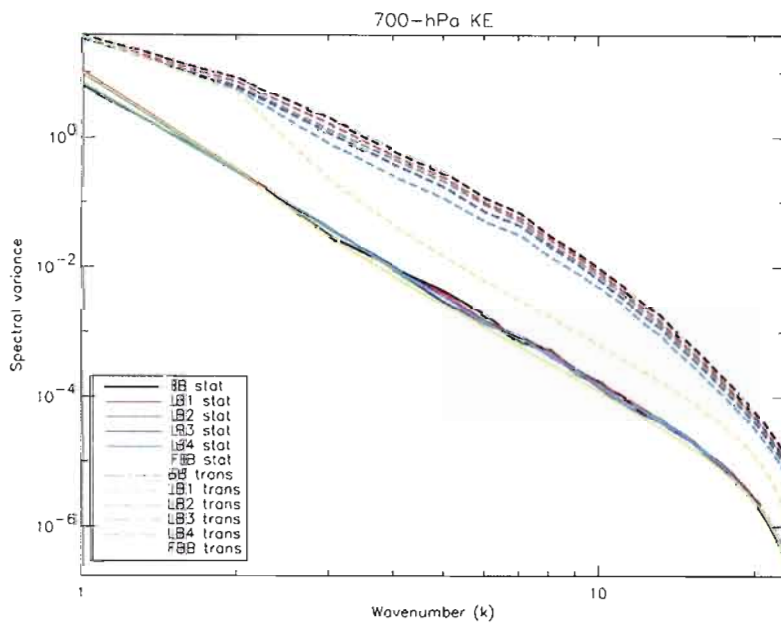
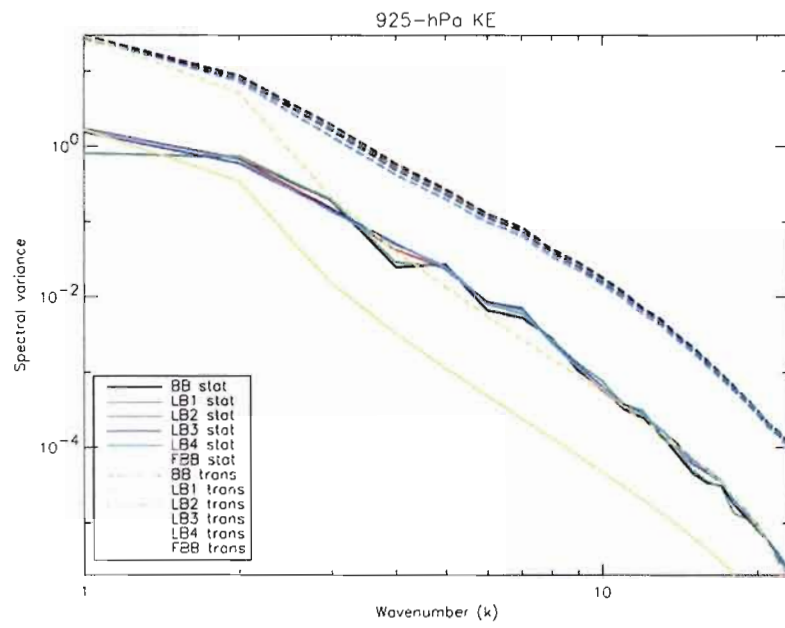


Fig. 17 Spectral variances calculated with the DCT for different fields. The fundamental wavenumber ($k=1$) corresponds to a wavelength of 2160 km. Stationary components use plain lines and the transients are in dashed. (a) mean sea-level pressure, (b) spectral kinetic energy at 700 hPa, (c) kinetic energy at 925 hPa, (d) relative humidity at 700 hPa, (e) precipitation rate.

c)



d)

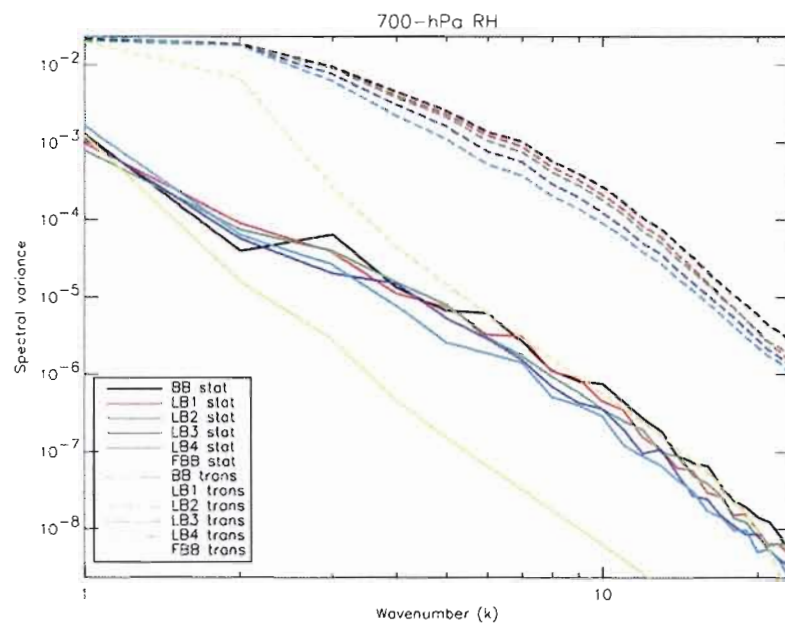


Fig. 17 (Continued)

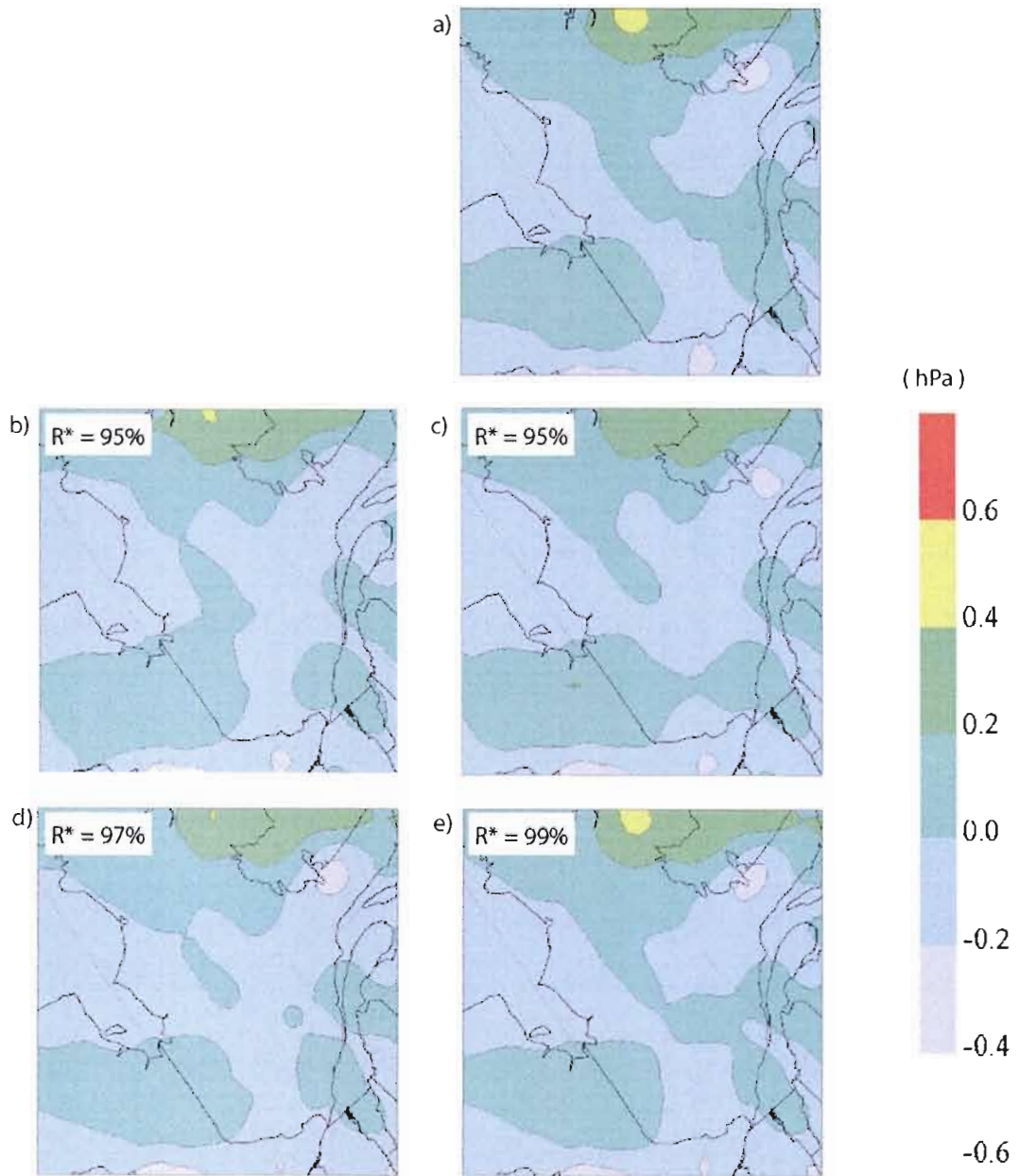


Fig. 18 Small-scale stationary component of the mean sea-level pressure field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

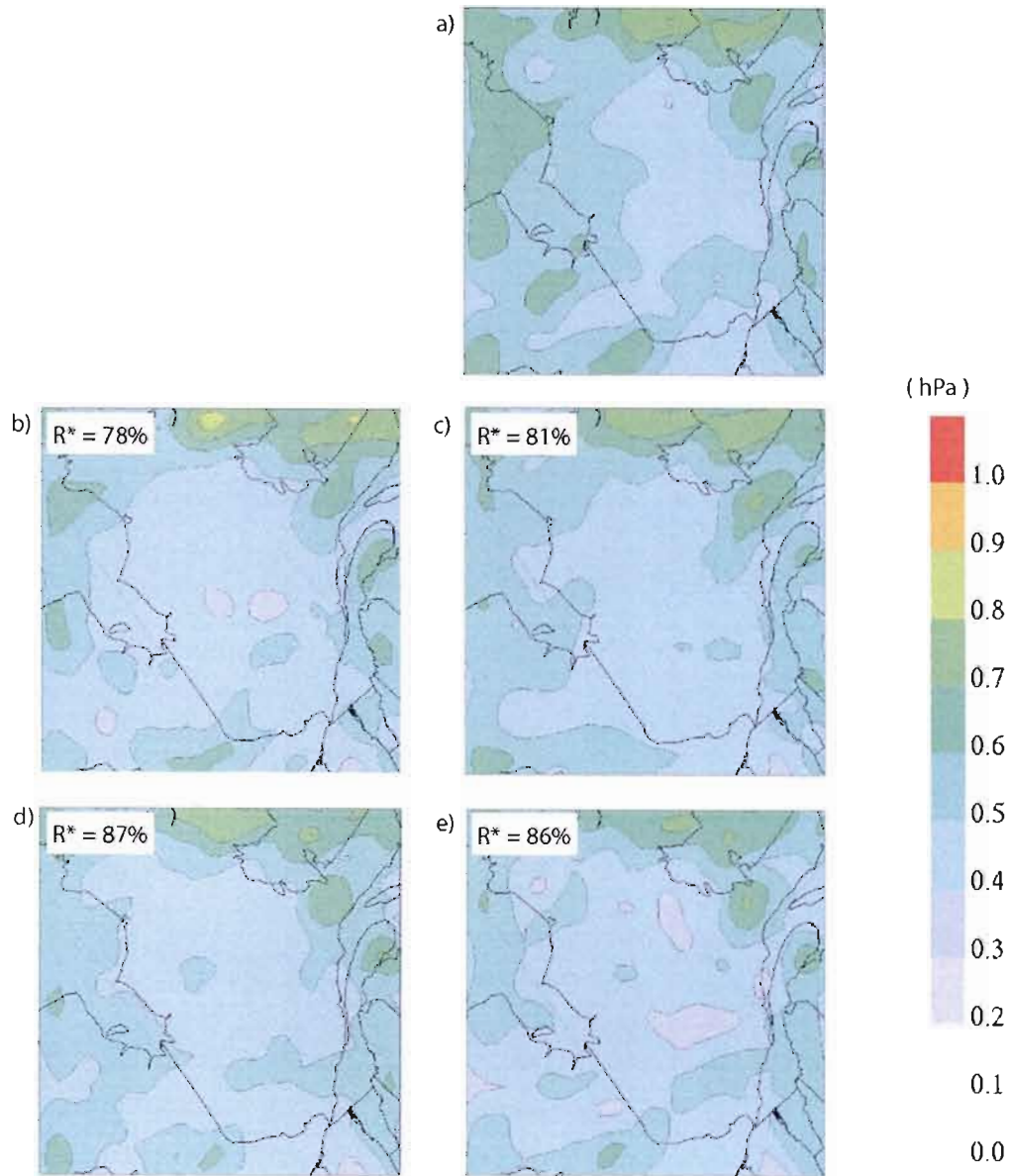


Fig. 19 Small-scale transient-eddy standard deviation of the mean sea-level pressure field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

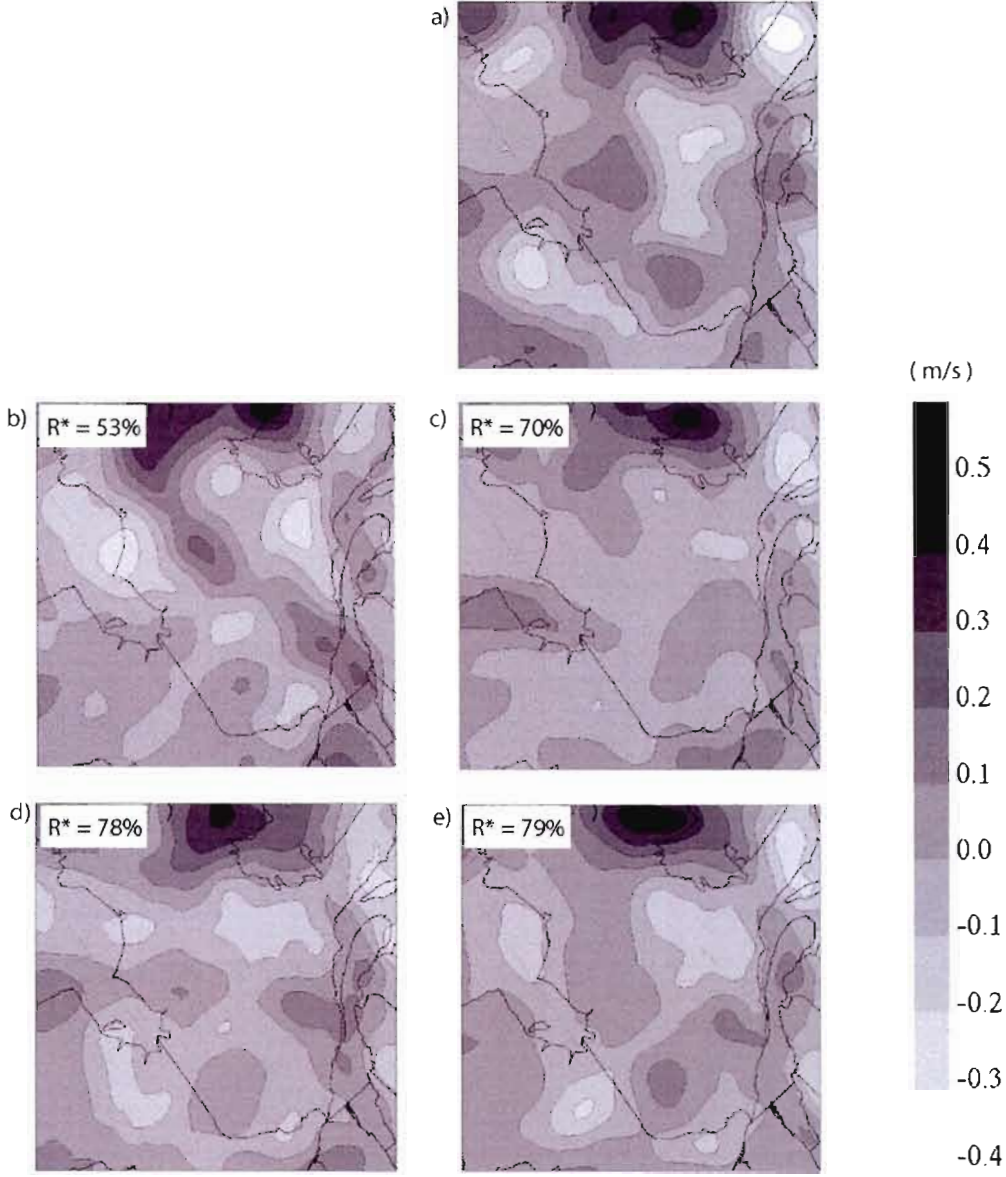


Fig. 20 Small-scale stationary component of the wind magnitude field at 700 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

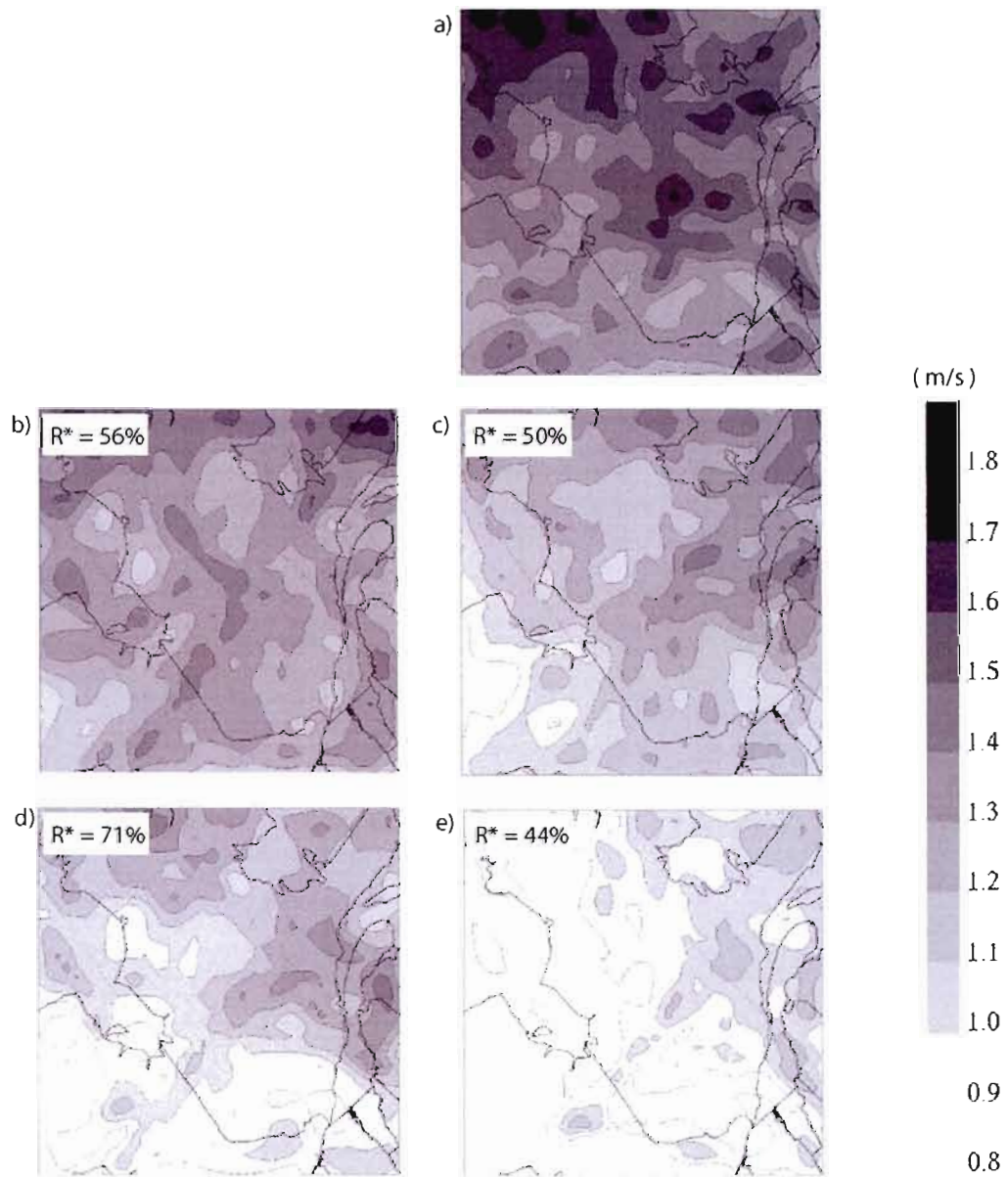


Fig. 21 Small-scale transient-eddy standard deviation of the wind magnitude field at 700 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

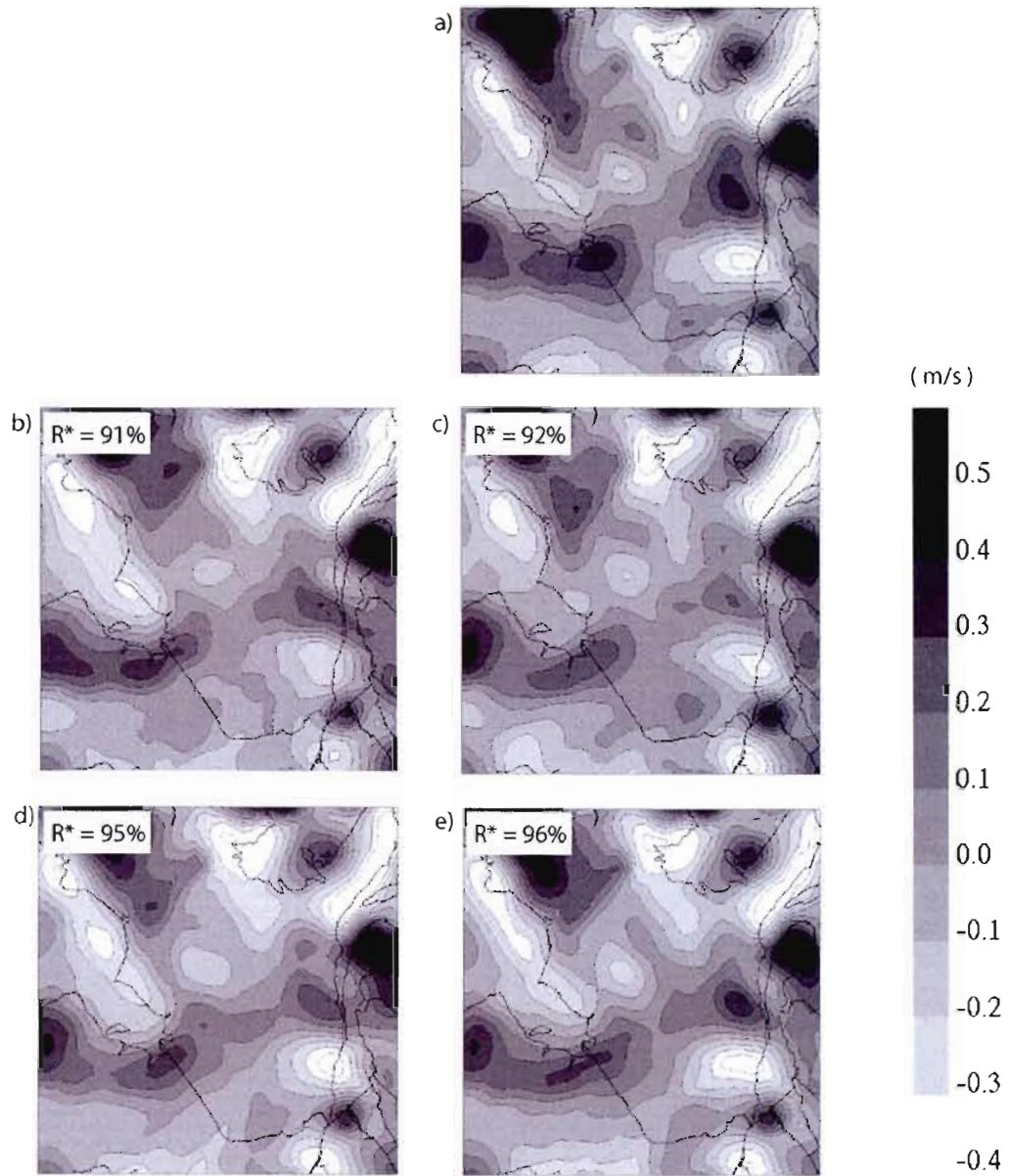


Fig. 22 Small-scale stationary component of the wind magnitude field at 925 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

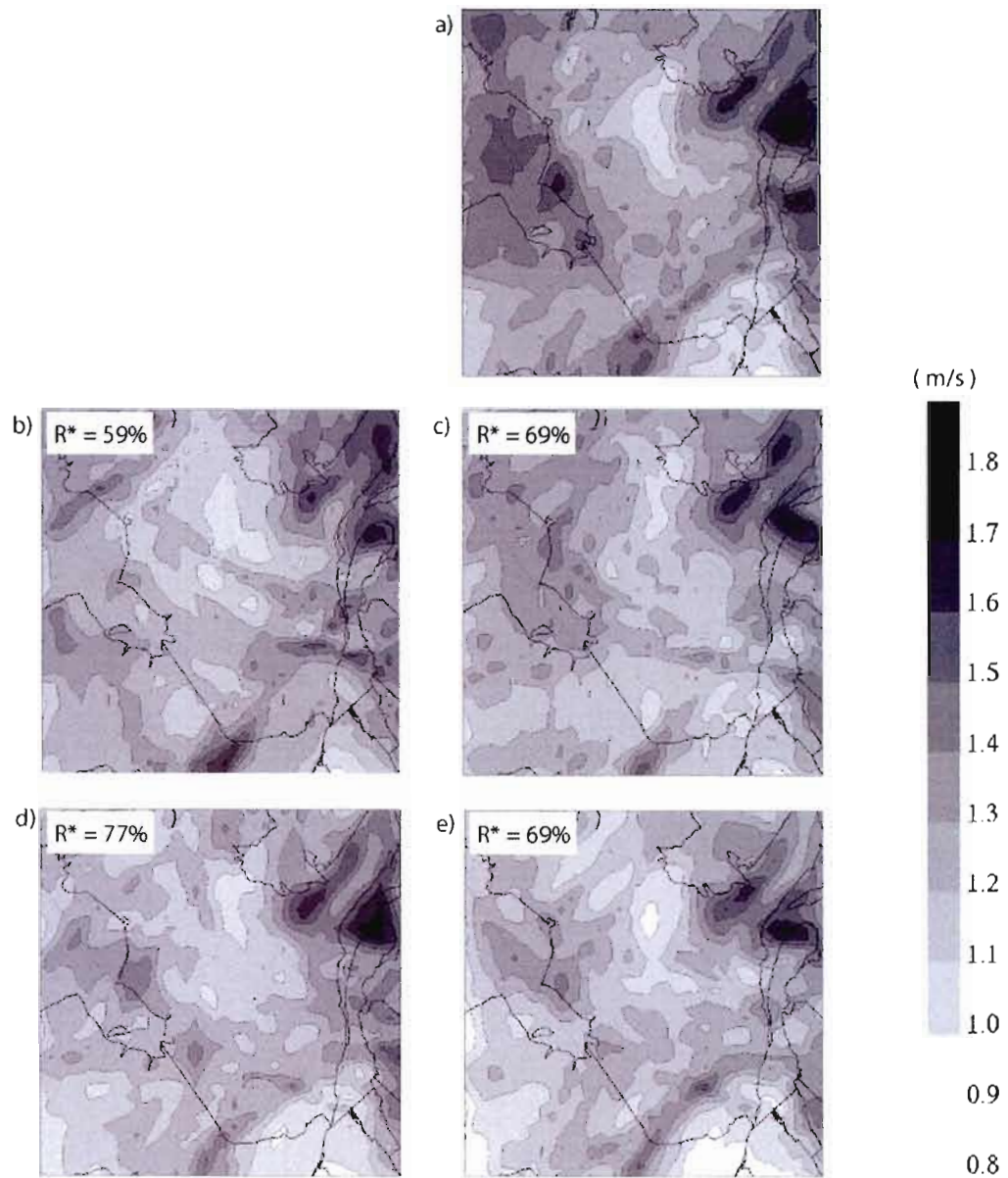


Fig. 23 Small-scale transient-eddy standard deviation of the wind magnitude field at 925 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

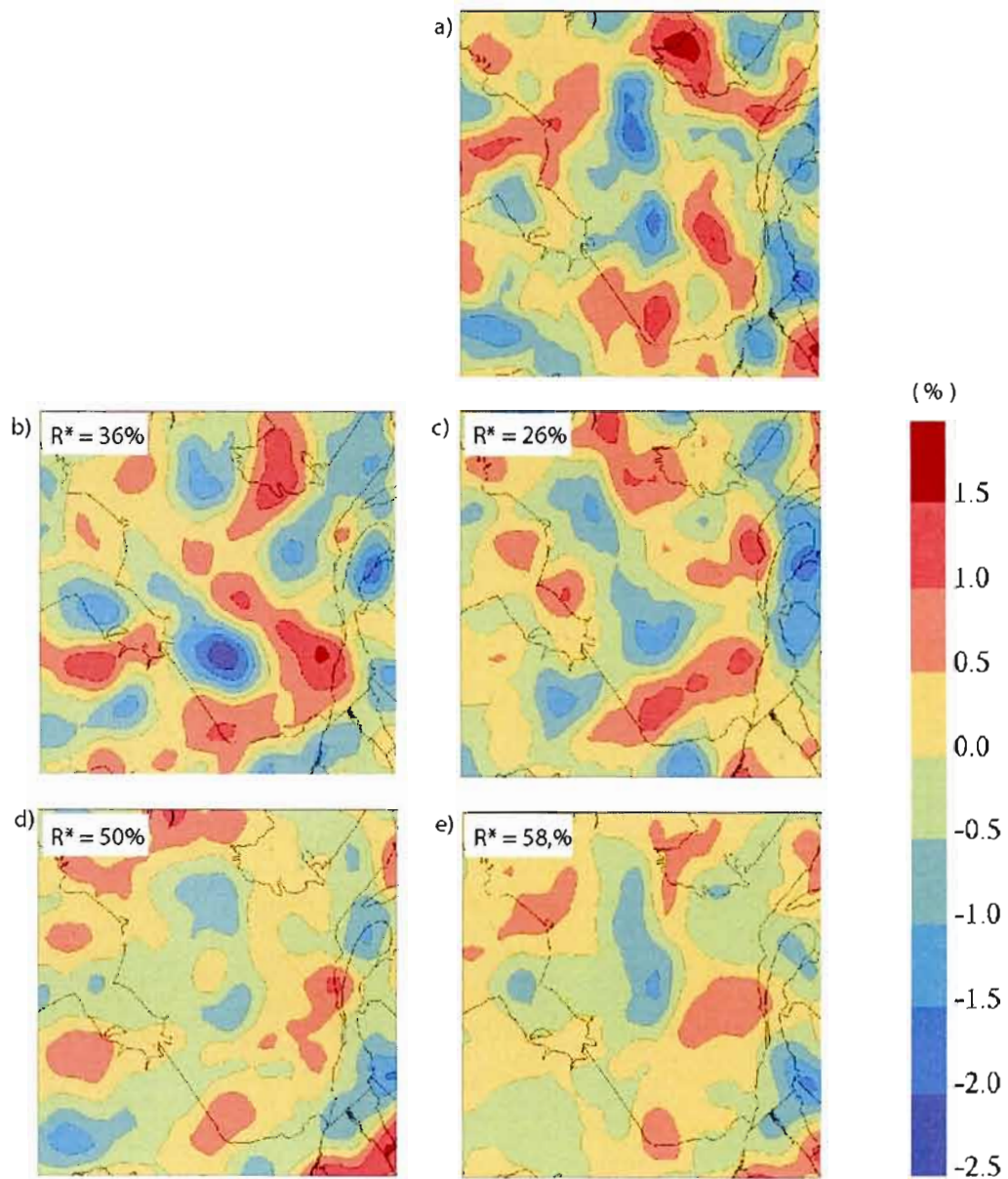


Fig. 24 Small-scale stationary component of the relative humidity field at 700 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

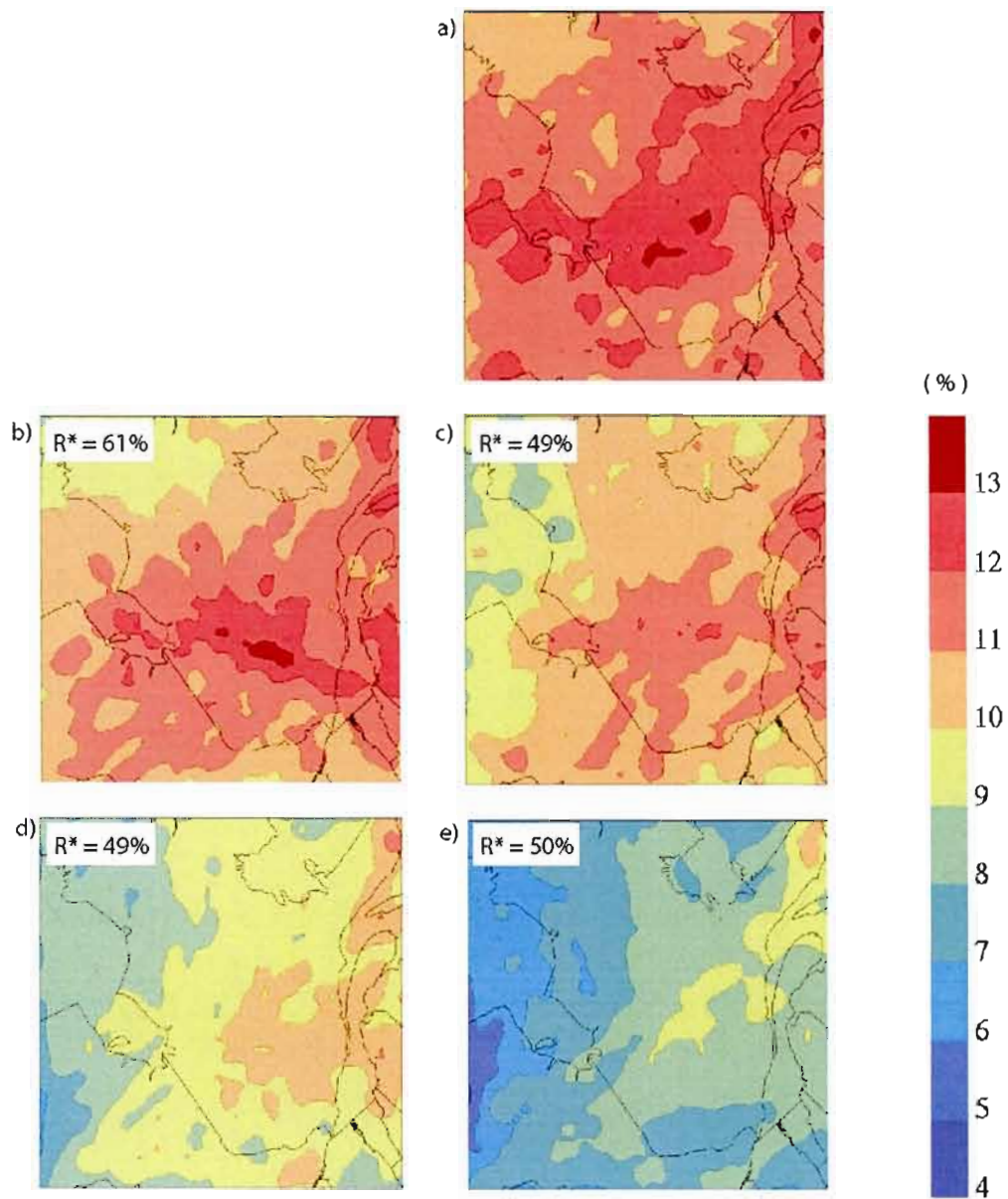


Fig. 25 Small-scale transient-eddy standard deviation of the relative humidity field at 700 hPa simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

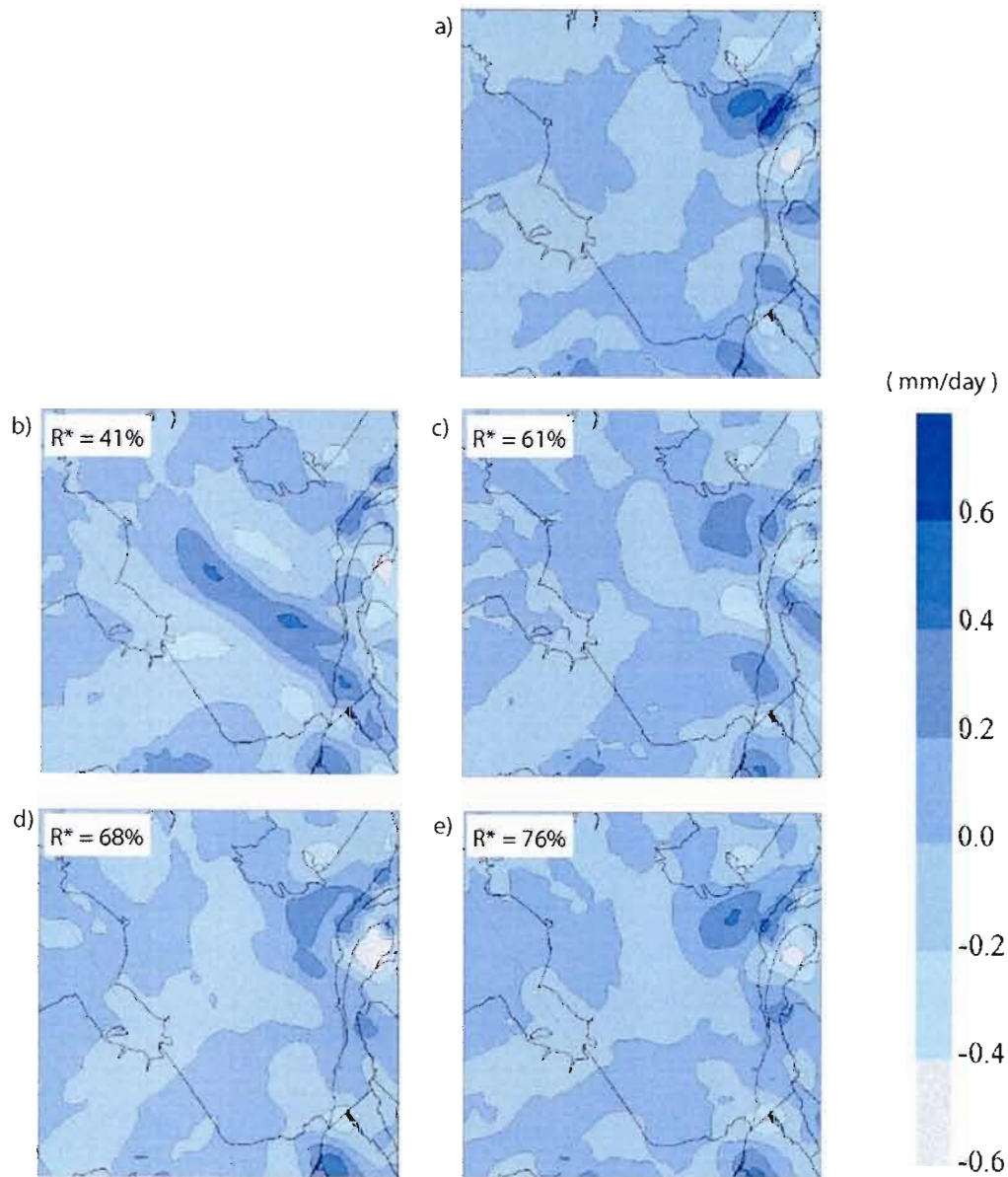


Fig. 26 Small-scale stationary component of the precipitation rate field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

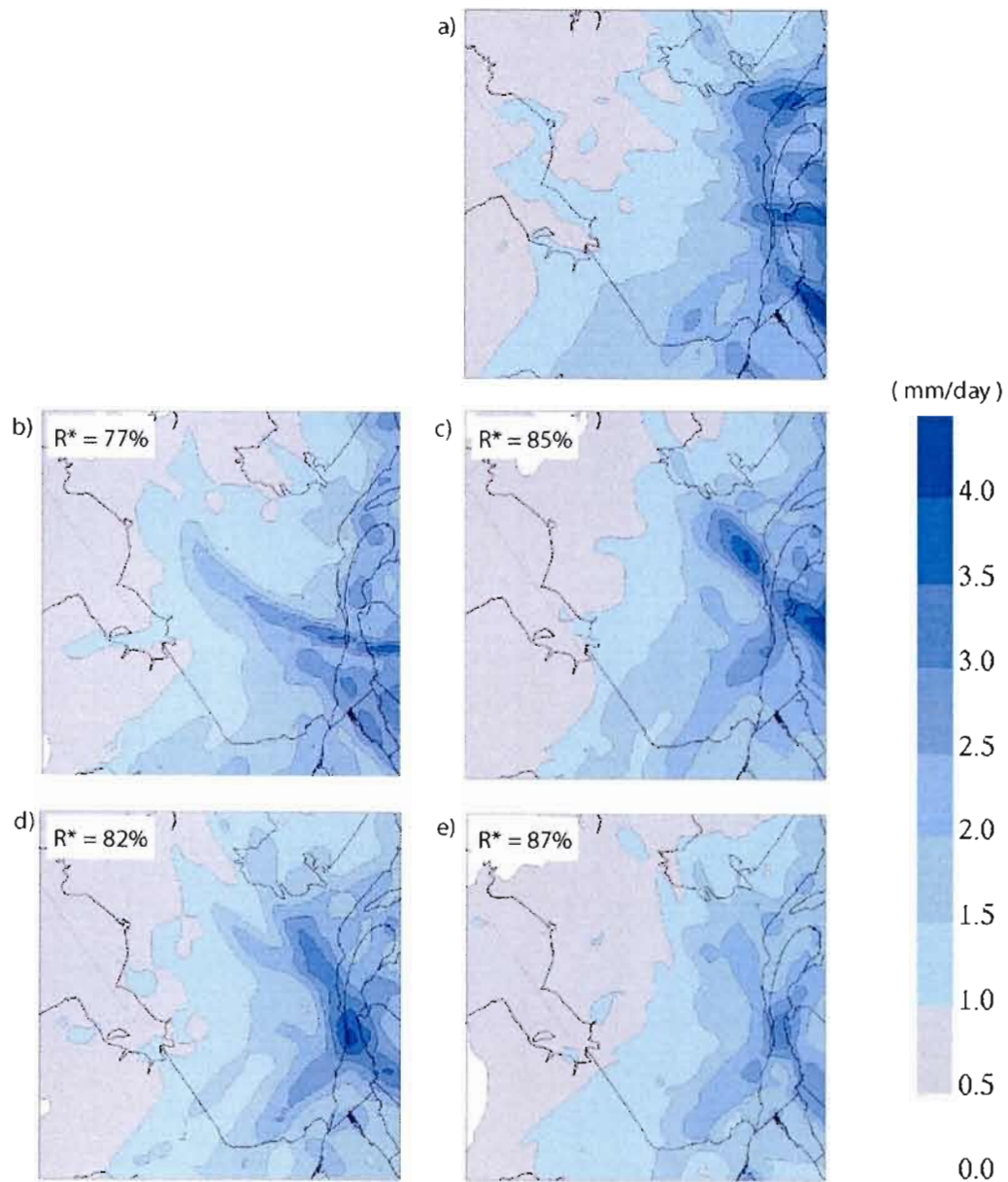


Fig. 27 Small-scale transient-eddy standard deviation of the precipitation rate field simulated by a) BB, b) LB1, c) LB2, d) LB3 and e) LB4.

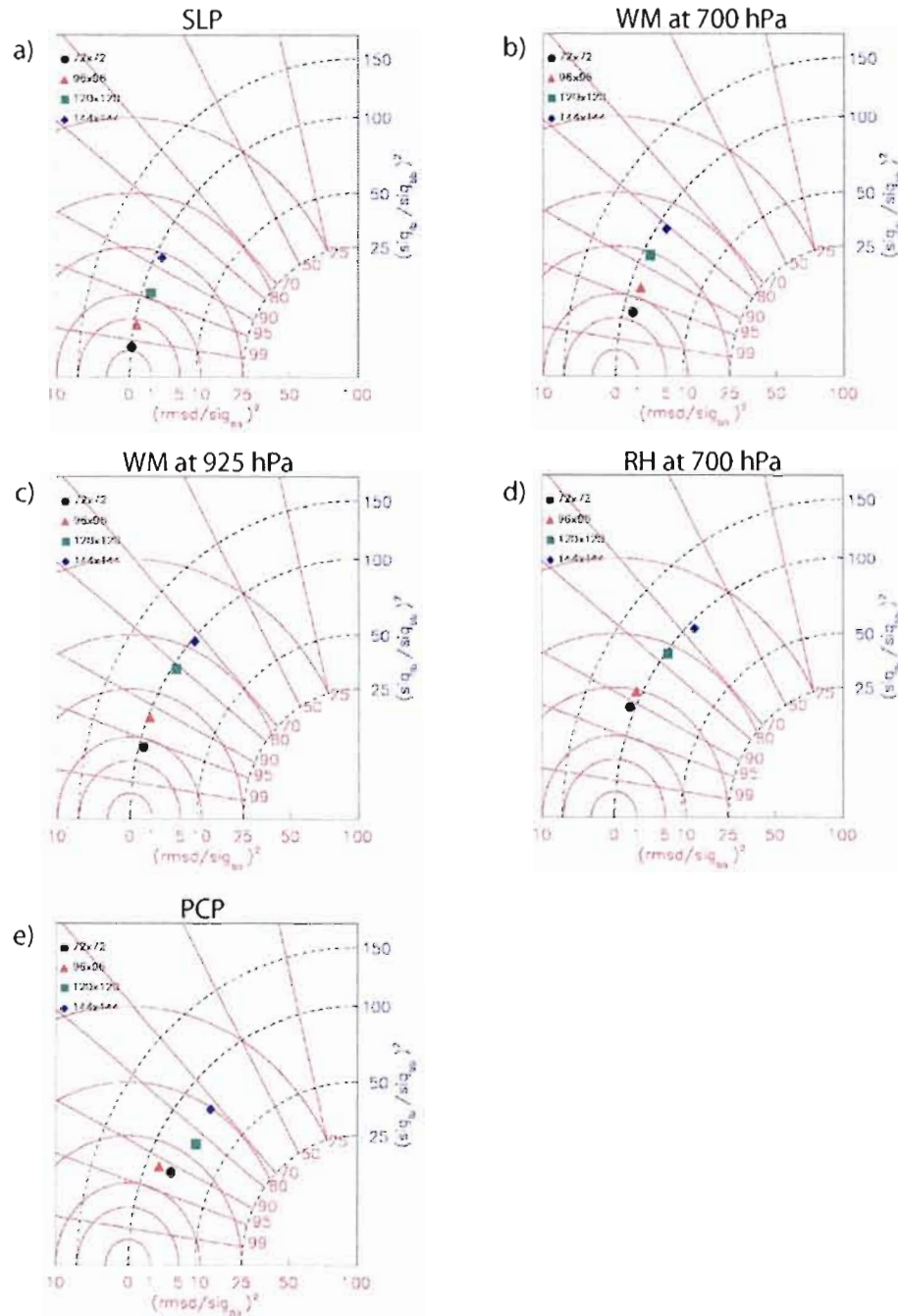


Fig. 28 Taylor diagrams for the transient-eddy large-scale component of a) the mean sea-level pressure, b) the horizontal wind magnitude at 700 hPa and c) at 925 hPa, d) the relative humidity at 700 hPa and e) the precipitation rate.

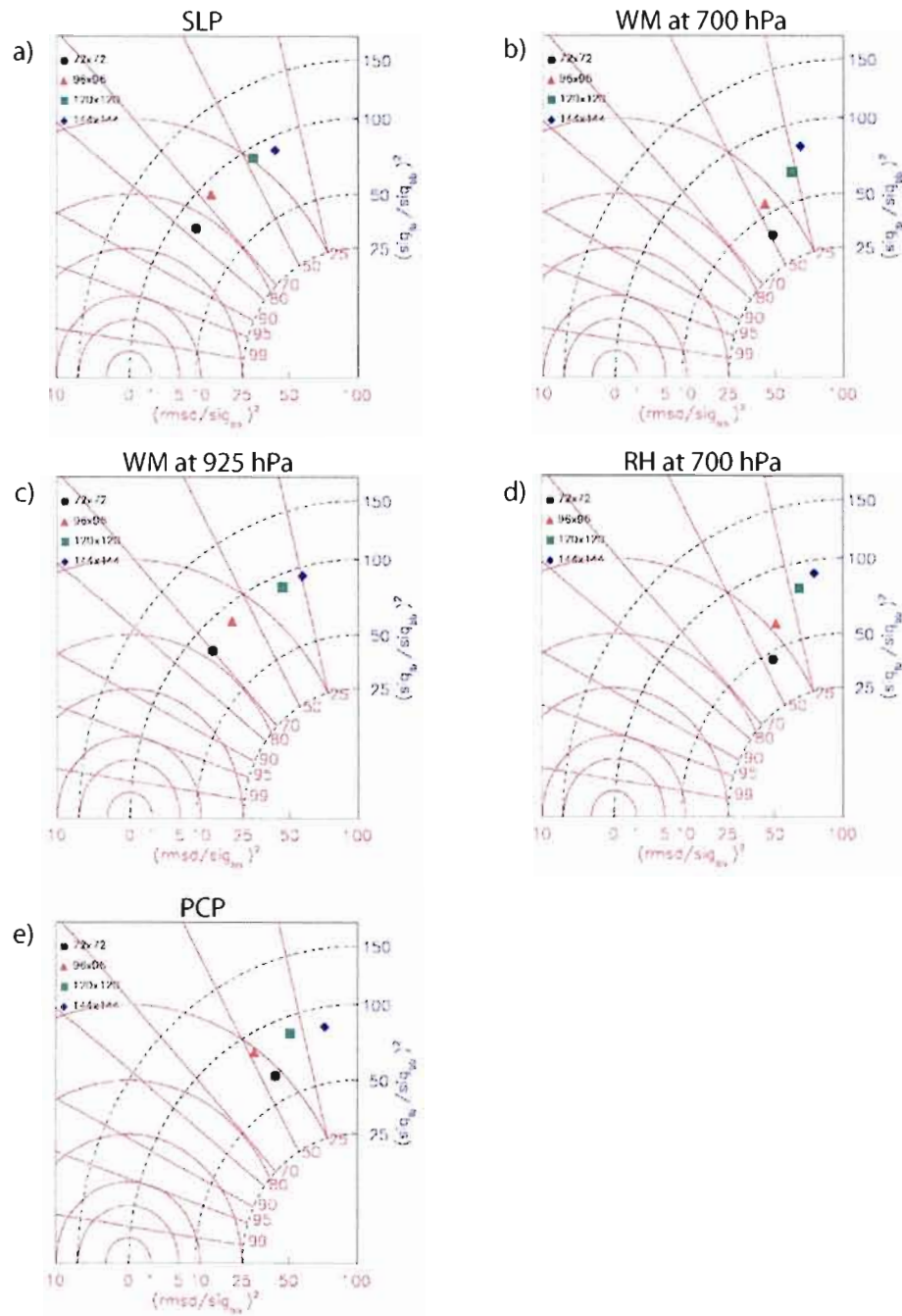


Fig. 29 Taylor diagrams for the transient-eddy small-scale component of a) the mean sea-level pressure, b) the horizontal wind magnitude at 700 hPa and c) at 925 hPa, d) the relative humidity at 700 hPa and e) the precipitation rate.

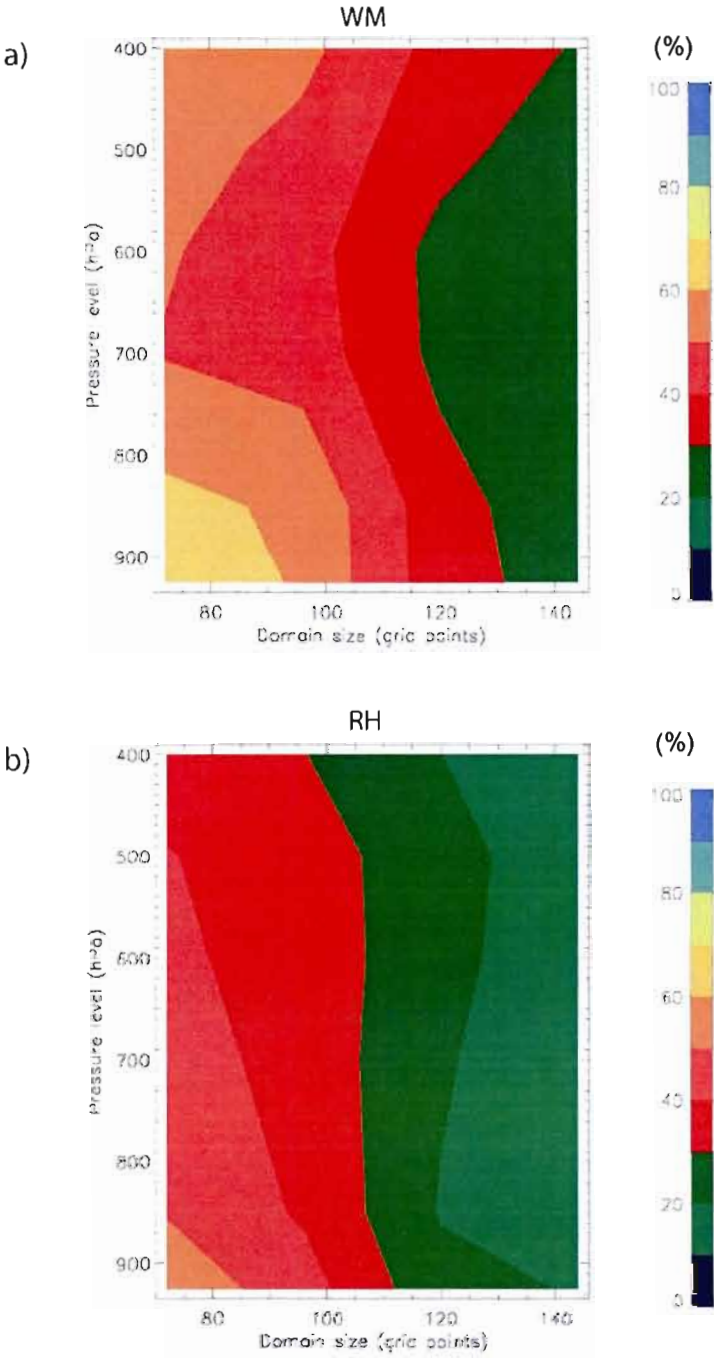


Fig. 30 Temporal correlation between the LBs and BB small-scale components as a function of pressure level and the size of the LB domain for a) the horizontal wind magnitude and b) the relative humidity.

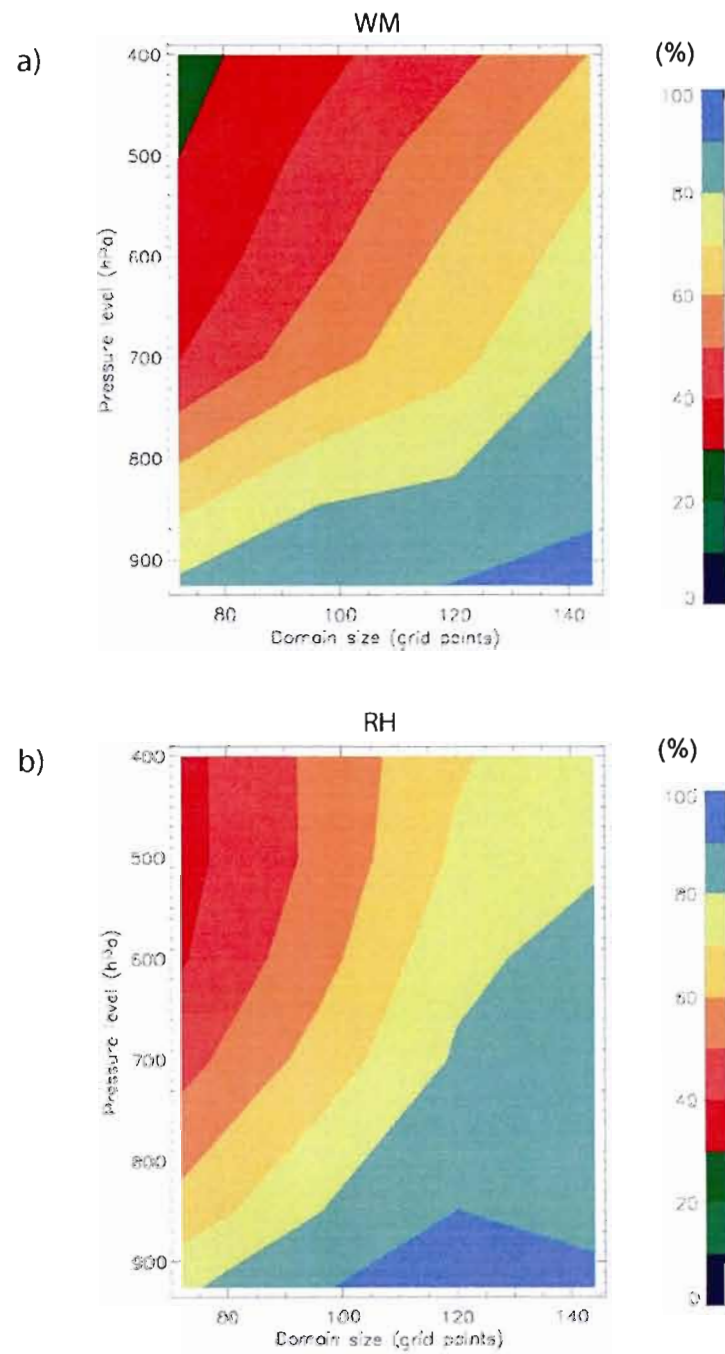


Fig. 31 Ratio of the temporal variances between the LBs and BB small-scale components as a function of pressure level and the size of the LB domain for a) the horizontal wind magnitude and b) the relative humidity.

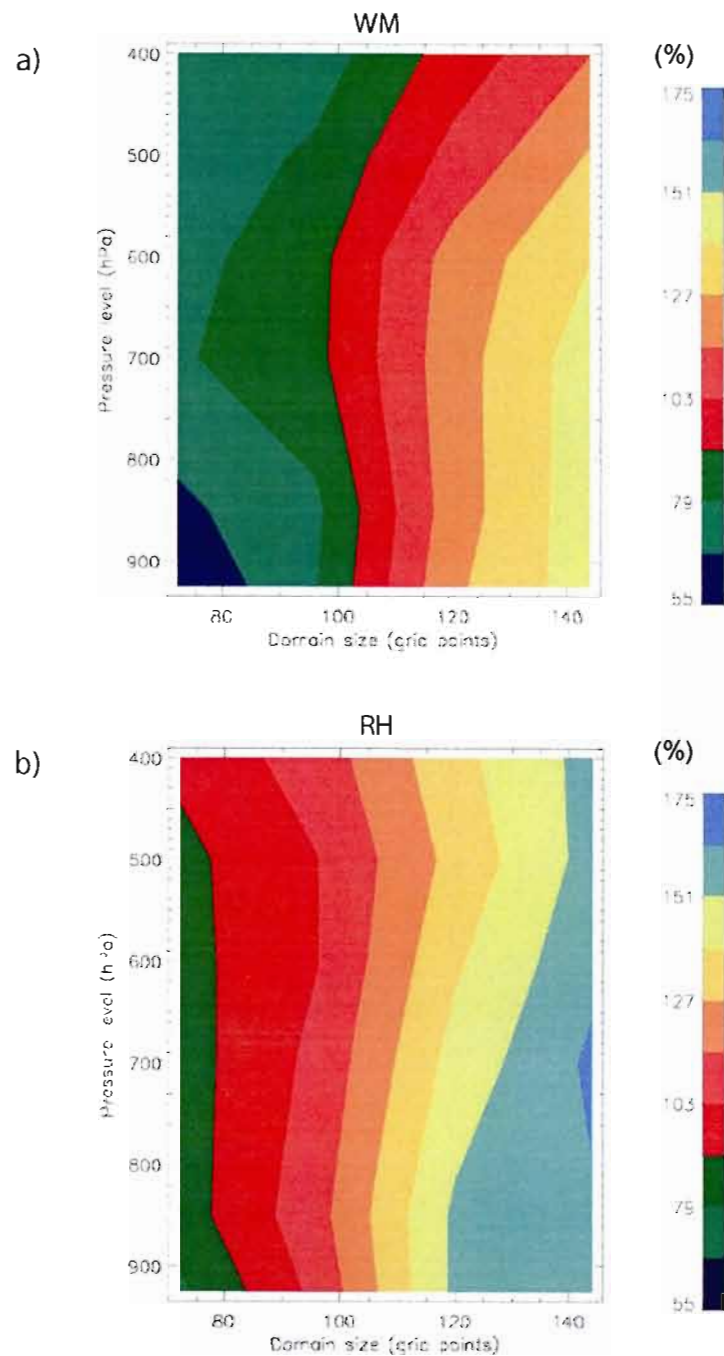


Fig. 32 Relative mean square difference between the LBs and BB small-scale component as a function of pressure level and the size of the LB domain for a) the horizontal wind magnitude and b) the relative humidity.

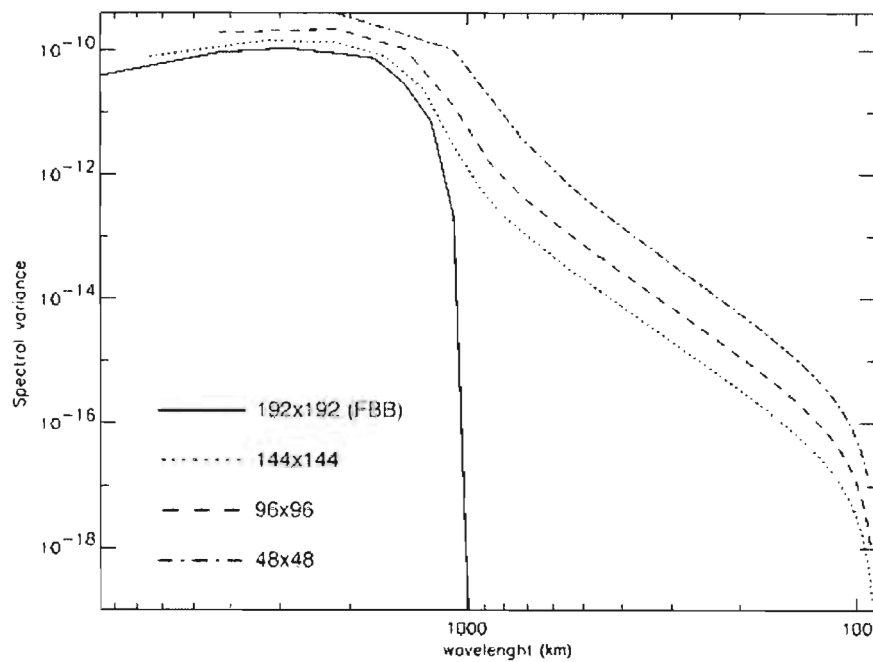


Fig. A1 The four-month averages of the 700-hPa relative vorticity spectra computed over different sub-domain of a T30-filtered field having 192x192 grid points (the same grid as FBB). The domain is hence reduced to 144x144, 96x96 and 48x48 grid points, which respectively corresponds to LB1, LB3 and approximately the QC area.