

Table des matières

Notations	23
1 Introduction	25
1.1 Démarche générale	25
1.2 Contexte socio-économique	26
1.3 Outils, données et méthodologie	27
1.3.1 Les modèles de circulation générale	28
1.3.2 Réanalyses et données d'observations	28
1.3.3 Méthodologie : approche de régionalisation par des études de processus	29
1.4 Objectifs de la thèse	30
1.5 Organisation de la thèse	31
2 Description du système climatique d' Amérique du Sud en été et sa variabilité interannuelle	33
2.1 Introduction	33
2.2 Description des structures climatologiques d'Amérique du Sud en été austral .	34
2.3 Mécanismes physiques associés au chauffage convectif amazonien durant l'été austral	40
2.3.1 Influence des ondes équatoriales et de l'orographie andine	40
2.3.2 Conservation de la vorticité et anticyclones subtropicaux	43
2.4 Mode principal de la variabilité interannuelle des précipitations d'été dans le SESA	44
2.4.1 Description du dipôle de précipitations SESA/SACZ	44
2.4.2 Influence de l'Atlantique Sud	46
2.4.3 Influence du Pacifique : l'ENSO	46
2.5 Synthèse	49
3 Variabilité des précipitations estivales dans le Sud-Est d'Amérique du Sud au cours d'un scénario de réchauffement climatique	51
3.1 Introduction	51
3.2 Projections of austral summer rainfall mean in Southeastern South America .	52
3.2.1 Rainfall projections in the models	52
3.2.2 Physical processes evolution associated with projected mean precipitation	55
3.3 Summer Precipitation Variability over Southeastern South America in a Global Warming Scenario	64
3.3.1 Introduction	64

3.3.2	Data and methodology	66
3.3.3	Multi-model ensemble and rainfall in SESA	66
3.3.4	Dynamics associated with rainfall dipole changes	76
3.3.5	Summary and conclusion	81
3.4	Supplementary material	84
3.4.1	Supplementary EOF analysis	84
3.4.2	Supplementary SST related analysis	84
3.5	Bilan	88
4	Impact des changements projetés de SST sur les précipitations d'été du Sud-Est d'Amérique du Sud dans un scénario de réchauffement climatique	91
4.1	Préface	91
4.2	Introduction	94
4.3	Model and experiment	96
4.3.1	Model	96
4.3.2	Design of experiments	97
4.4	Model validation	100
4.4.1	Large scale	100
4.4.2	Regional scale	101
4.4.3	Assessment of the TWN method in South America	104
4.5	The effect of SST change	105
4.5.1	Rainfall response	105
4.5.2	Circulation response	107
4.5.3	Linearity of the response	113
4.6	Summary and conclusion	116
4.7	Supplementary material	118
4.8	Bilan	119
5	Influence de l'orographie du plateau brésilien sur les précipitations d'été en Amérique du Sud, dans le système two-way nesting du LMDZ4	123
5.1	Préface	123
5.2	Introduction	125
5.3	Model and experiments	126
5.4	Influence of the brazilian plateau orography over the South American climate .	128
5.4.1	Regional climate changes	128
5.4.2	Global atmospheric circulation changes	132
5.4.3	Changes of internal intrinsic mode	136
5.5	Summary and conclusion	137
5.6	Bilan	138
6	Conclusion générale et perspectives	141
6.1	Conclusion générale	141
6.1.1	Questions posées	141
6.1.2	Analyse des projections des CGCM	142
6.1.3	Expériences de sensibilité avec le système TWN	143
6.2	Perspectives	145
6.2.1	Analyse de la nouvelle génération de simulations du CMIP5	145

6.2.2 Etude du dipôle de pluie SESA/SACZ à d'autres échelles de variabilité	146
6.2.3 Impact de la représentation de la pluie orographique dans les modèles	147
6.2.4 Impact régional des changements de conditions de surface	148
A Abstracts	149
A.1 Summer precipitation variability over Southeastern South America in a global warming scenario	149
A.2 Impact of SST changes projected in a global warming scenario on summer rainfall in southeastern South America	150
Bibliographie	151

Liste des figures

1.1	Changements des précipitations moyennes climatologiques calculées à partir des 23 CGCM de l'IPCC-AR4, et de la différence entre (2080-2099) du scénario SRES A1B, et (1980-1999), pour a DJF, b JJA. D'après IPCC (2007).	26
1.2	Carte de situation du bassin de La Plata. D'après Berbery et al. (2005)	27
2.1	Précipitations moyennes a d'été austral (DJF), b d'automne austral (Mars-Avril-Mai ; MAM), c d'hiver austral (Juin-Juillet-Août ; JJA) et d de printemps austral (Septembre-Octobre-Novembre ; SON) en Amérique du Sud d'après les données d'observations CMAP (Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis ; Xie and Arkin, 1997) de la période 1979-1999. Contour : 1mm/jour.	35
2.2	Schéma des structures climatologiques de DJF dans les basses couches en Amérique du Sud. HP (AAS) et (APS) représentent les centres de haute pression correspondant à l'anticyclone d'Atlantique Sud et du Pacifique Sud, respectivement. Les flèches noires représentent les alizés d'Atlantique tropical, la flèche bleu foncé le LLJ et les flèches bleu clair indiquent le transport d'humidité pour les autres structures. Les zones de convection sont représentées en violet. Les zones grisées représentent une topographie supérieure à 1000m.	36
2.3	Flux d'humidité intégré verticalement de la surface à 300hPa (vecteurs) et sa divergence (couleur) pour a l'été (DJF), et b l'hiver (JJA). Référence de vecteur : 300 g kg ⁻¹ m s ⁻¹ indiqué dans le coin en bas à droite de la figure. Unité de divergence : 10 g kg ⁻¹ s ⁻¹ . D'après les réanalyses NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) pour la période 1979-1999.	37
2.4	Eau précipitable (kg m ⁻²) a d'été (DJF) et b d'hiver (JJA). Humidité spécifique moyenne (kg kg ⁻¹) à 925hPa c d'été (DJF) et d d'hiver (JJA). D'après les réanalyses NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) pour la période 1979-1999.	38
2.5	Moyenne de la fonction de courant du vent en été austral (DJF), d'après les réanalyses NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) pour la période 1979-1999.	39
2.6	Réponse linéaire à un maximum de chauffage centré a à l'équateur, b à 10°N (le S rouge indique la position de la source). Les flèches indiquent les anomalies de circulation du vent (maximum 10 m/s) dans les basses couches, et les contours les anomalies de pression (HP pour haute pression, BP pour basse pression). Dans les hautes couches, les anomalies sont les mêmes mais avec des signes inversés. La figure est le résultat numérique des équations linéaires "shallow water" (eaux peu profondes), sur lesquelles se base la théorie des ondes équatoriales. La réponse en ondes de Kelvin est indiquée en bleu, tandis que celle des ondes de Rossby est indiquée en orange. Adapté d'après James (1995).	42

2.7 Réponse atmosphérique d'un modèle de circulation atmosphérique à un chauffage situé à 10°S-58°W dans le bassin amazonien, a sans relief et b avec le relief de la cordillère des Andes simulé. Les vecteurs représentent le vent et les contours la divergence du vent à 850hPa. Mêmes indications que pour la Figure 2.6. Adapté d'après Figueroa et al. (1995)	42
2.8 Différence entre les phases positives et négatives du dipôle SESA/SACZ pour le géopotentiel à 200hPa (intervalle de contour : 10m), et le flux d'humidité à 850hPa (vecteur maximum : 10 m s^{-1}) d'après les réanalyses NCEP. D'après Nogués-Paegle and Mo (1997)	45
2.9 Schéma du transport d'humidité dans des cas de janvier correspondant à a une anomalie chaude du WSSA (cas W pour "warm"), et b une anomalie froide du WSSA (cas C pour "cold"). Les zones d'anomalies maximums (minimums) de précipitations sont en gris foncé (gris clair). D'après Doyle and Barros (2002)	45
2.10 Schéma idéalisé de la circulation atmosphérique et des conditions de surface océanique dans le Pacifique équatorial a dans des conditions normales et b dans des conditions El Niño (phase chaude d'ENSO), et ses anomalies de SST correspondantes (le bleu ne correspond pas à un refroidissement, mais à un réchauffement moins fort que le rouge). D'après Collins et al. (2010)	47
2.11 a Anomalies dans les circulations de Walker et de Hadley durant la phase chaude d'ENSO (d'après Ambrizzi et al., 2004). Durant la phase froide, les anomalies sont les mêmes mais dans le sens opposé. b Anomalies de fonction de courant (Intervalle de contour : $0.6 \cdot 10^6 \text{ m s}^{-2}$) et divergence du vent (unité : $0.2 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) à 200hPa, correspondant à la composante PSA quasi-biennale de la phase chaude d'ENSO (d'après Mo, 2000). Les zones de divergence (convergence) du vent de haute troposphère sont en noir (gris).	48
3.1 DJF mean precipitation from 8 CGCMs and CMAP for (1979-1999). Units are in mm/day	53
3.2 DJF precipitation difference between the (2079-2099) and (1979-1999) periods, from 8 CGCMs. Units are in mm/day. Black contour indicates the 0 level.	53
3.3 DJF precipitation evolution from 1980 to 2100, a in SESA ($62^\circ\text{W}-45^\circ\text{W}; 37^\circ\text{S}-22^\circ\text{S}$), and b in the SACZ region ($50^\circ\text{W}-37^\circ\text{W}; 10^\circ\text{S}-22^\circ\text{S}$) for both models, and c in CCCMA T63 and d in CNRM for both regions. Units are in mm/day.	55
3.4 DJF mean vertically-integrated moisture flux from 925 to 700hPa (arrows) and its divergence (color), from the 1979-1999 period of the NCEP-NCAR Reanalysis (Kalnay et al., 1996). a Humidity flux ($\bar{Q} = [\bar{q}\bar{V}]_P$), b mean term of the humidity flux equation ($[\bar{q}'\bar{V}]_P$), c perturbation term of the humidity flux equation ($[\bar{q}'V']_P$), d Interannual perturbations ($M_S - M_T$), e Subseasonal perturbations ($X - M_D - (M_S - M_T)$). Divergence units are $10^{-1} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Reference arrow in $\text{g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner.	56
3.5 a , b and c as Figures 3.4b, d and e but from CCCMA T63 present simulations. d , e and f as Figures 3.4b, d and e but from CNRM present simulations.	58
3.6 As Figure 3.5 but averaging the difference between the (2079-2099) DJF mean of the SRES A1B scenario, and the (1979-1999) DJF mean of the present climate.	58

3.7 DJF mean streamfunction of the wind at 200hPa for CCCMA a during the 1979-1999 period and b during the 2079-2999 period, and for CNRM c during the 1979-1999 period and d during the 2079-2999 period. Units are in m s^{-1}	60
3.8 DJF SST mean difference between the (2070-2999) and(1979-1999) period for a CCCMA T63, b CNRM, and c the difference CCCMA - CNRM. Units are in K	61
3.9 Regression map between the precipitation mean in the SESA domain ($62\text{-}45^\circ\text{W}$; $37^\circ\text{-}33^\circ\text{S}$) and SST anomalies during DJF of 1979-1999 for a CCCMA T63, b CNRM.	62
3.10 Leading mode of the Empirical Orthogonal Function (EOF1) of December-January-February (DJF) rainfall anomalies for the 1979-1999 period, from the CMAP dataset over two different domains of South America, explaining a 21% and b 19% of the total variance, respectively. Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level.	68
3.11 EOF1 of DJF rainfall for the 1979-1999 period, from the 18 WCRP/CMIP3 models (see the list in Table 3.1). Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level. The 9 models identified in Section 3b are marked in red.	70
3.12 Differences of DJF mean precipitation between 2079-2999 and 1979-1999 periods simulated by the 18 models. Color scale interval is 0.2 mm/day. Black contour indicates the 0 level. The 9 models selected in Section 3b are marked in red.	72
3.13 Principal component (PC) of EOF1 for a GFDL2.0 and b IPSL models. Blue (red) dots mark positive (negative) EOF1 events identified by PC values exceeding 1(-1) of its interannual standard deviation, respectively.	73
3.14 Statistics of each individual model on the number of positive EOF1 events (upper panel with light blue for 2001-2049 and dark blue for 2050-2098) and on the number of negative EOF1 events (lower panel with yellow for 2001-2049 and red for 2050-2098). The 9 models selected in Section 3.3.3 are indicated with a red star.	73
3.15 Same as in Figure 3.14, but in terms of ensemble-mean number. The three panels a, b and c represent respectively the ensemble mean of the 18 models, the 9 selected models and the rest. Error bars represent inter-model dispersion.	74
3.16 Differences of mean DJF rainfall computed between 2050-2098 and 2001-2049 periods considering a years associated with positive and negative EOF1 events, b years not related to EOF1 activity, and c all years from the 9 selected models. The differences in the three panels are standardized by the total number of years. Color scale interval is 0.2 mm/day. Black contour indicates the 0 level.	75
3.17 Temporal evolution of the standardized DJF rainfall in SESA ($38^\circ\text{S}\text{-}26^\circ\text{S}, 64^\circ\text{-}50^\circ\text{W}$) from the 9-model mean during the twenty first century (black thin line) and its linear trend (black thick line). The rainfall linear trends for both the first and the second parts of the twenty first century are represented by the two dashed black dashed thick lines. Blue (red) dots correspond to the rainfall anomalies associated with each of the positive (negative) EOF1 events identified for each of the models (the corresponding linear trends are depicted in dashed lines).	76

3.18 Composite differences of mean DJF SST anomalies between positive and the negative EOF1 events for a (2001-2049), and b (2050-2098) from the 9-model ensemble mean. c Difference between b and a. Color scale interval is 0.2 K.	77
3.19 a Temporal evolution of the standardized DJF SST in the equatorial central Pacific (6°S-6°N,150°W-90°W) from the 9-model mean during the twenty first century (black thin line) and its linear trend (black thick line). Blue (red) dots correspond to the standardized SST anomalies associated with each of the positive (negative) EOF1 events identified for each of the models (the corresponding linear trends are depicted in dashed lines). b Same as in a but for linearly detrended standardized SST anomalies.	79
3.20 Composites of standardized SST anomalies at the equatorial central Pacific (6°S-6°N,150°W-90°W) for positive (negative) EOF1 events, computed for 2001-2049 (light blue (yellow)), and for (2050-2098) (dark blue (red)) periods, from the 9-model ensemble mean. Error bars represent inter-model dispersion.	79
3.21 Composite differences of DJF geopotential height anomalies at 500 hPa between positive and negative EOF1 events for a (2001-2049), and b (2050-2098) periods, computed from the 8-model ensemble mean. Color scale and contour interval is 10 m. Areas where values are statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a black contour	80
3.22 Composite differences of moisture fluxes (arrows) and divergence (contour) at 850 hPa between positive and negative EOF1 events for a (2001-2049), and b (2050-2098) periods, computed from the 7-model ensemble mean. Positive (negative) values represent moisture divergence (convergence). Units : $10^5 \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Reference arrow of $40 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner. The zero contour is omitted. Areas where values are statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a black contour	81
3.23 Composite differences of DJF rainfall between positive and negative EOF1 events for a (2001-2049), and b (2050-2098) periods, computed from the 9-model ensemble mean. Color scale interval is 0.2 mm/day. The zero contour is omitted. Areas where values are statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a black contour.	82
3.24 EOF1 of DJF rainfall for the 2001-2098 period, from the 18 WCRP/CMIP3 models (see the list in Table 3.1). Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level. The 9 models identified in Section 3b are marked in red. Mentioned in Section 3.3.3	85
3.25 EOF2 spatial pattern of the models that do not exhibit a significant dipole structure in their EOF1 spatial pattern, or that exhibit a EOF1 subtropical center off the coast, for a (1979-1999) and b (2001-2098). Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level.	86
3.26 Leading mode of the EOF analysis performed over the 18 rainfall difference maps displayed in Figure 3.12 (explained variance : 36%). Color scale is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level. Figure mentioned in Section 3.3.3.	86

3.27 Same as Figure 3.18, but each model was standardized before the ensemble mean computation. Areas where this difference is statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a black contour. Figure mentioned in Section 3.3.4	87
3.28 Composite differences of mean DJF SST anomalies between (2050-2098) and (2001-2049) for a positive and b negative EOF1 events. Color scale interval is 0.2 K.	87
3.29 Colors and black contour as in Figure 3.21b. The difference between the (2050-2098) (Fig. 3.21b) and (2001-2049) periods (Fig. 3.21a) are in yellow contours. Areas where this difference is statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a red contour. Figure mentioned in Section 3.3.4	88
4.1 Schéma de fonctionnement du système two-way nesting (TWN), et principales caractéristiques de chaque modèle.	93
4.2 Geographical representation of the LMDZ4-regional grid-points. Regions where the latitude (longitude) resolution is reduced to 100km are represented in light green (light blue). The zoomed region is in dark blue. Yellow color characterizes the rest of the globe.	97
4.3 a Sea surface temperature (SST) changes (K) for December-January-February (DJF) between present-day climate (1979-1999) and the end of the twenty first century (2079-2099), projected by 9 WCRP/CMIP3 models listed in Section 2.2 (under the SRES-A1B scenario). b Zonal average of SST changes displayed in a . Color scale interval is 0.2 K. c Difference between a and b . Color scale interval is 0.1 K.	99
4.4 DJF mean of a and b Precipitation (mm/day), c and d 200-hPa velocity potential (contour, interval is $10 \cdot 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), 200-hPa divergent wind (arrows, units are m s^{-1}), and 200-hPa divergence (shade, interval is $10 \cdot 10^7 \text{ s}^{-1}$). Precipitation data are from a CMAP for the 1979-1999 period, c ERA-Interim Re-analysis for the 1989-2009 period, b and d the LMDZ4-global outputs of the TWN control simulations.	101
4.5 Mean precipitation (mm/day) in DJF from a CMAP, b GPCP, c LMDZ4-regional in the control experiment, d difference between control and CMAP, and e difference between control and GPCP.	102
4.6 Difference precipitation (mm/day) in DJF between a CMAP and LMDZ4-regional in the control experiment, b GPCP and LMDZ4-regional, c CMAP and GPCP . . .	102
4.7 DJF vertically-integrated moisture fluxes (arrows) and its divergence (contour) from a ERA-Interim Reanalysis, and b LMDZ4-regional. Color scale interval of divergence is $0.2 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Reference arrow of $300 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner. Vertical section at 17°S of the meridional component of the moisture flux from c ERA-Interim Reanalysis, and d LMDZ4-regional. Contour interval is $10 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$	103
4.8 Simulated Precipitation (mm/day) in a and b , and vertical section at 17°S of moisture flux ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) in c and d . a and c are from LMDZ4-global in the TWN control experiment, and b and d are results of the global simulations (LMDZ4-global alone).	104

4.9 Regional rainfall anomalies (mm/day, from LMDZ4-regional) corresponding to a the zonal signal, b the asymmetric signal, and c the full signal. Positive (negative) significant values at 90% of the Student's t-test are shaded in blue (red). The zero level is in bold dark. The A-B transect in c is used to represent the transect of Figure 4.10.	105
4.10 Rainfall anomalies simulated by the LMDZ4-regional model for each signal considered computed along the A-B transect indicated in Figure 4.9. The zonal, asymmetric and full signals are respectively represented in red, magenta and blue thick line. Blue dashed line is the ASST signal described in section 4.5.3. Square points represent values statistically significant at the 95% of the Student's t-test.	106
4.11 Same as Figure 4.9a and b, but for global rainfall anomalies.	108
4.12 MME DJF SST mean for a 1979-1999 and b 2079-2099. Units are K.	108
4.13 Meridional streamfunction anomalies from LMDZ4-global corresponding to a the zonal signal, b the asymmetric signal (shaded with a color scale interval of $0.25 \cdot 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$). The meridional streamfunction of the control experiment is represented in black contours with an interval of $2 \cdot 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$. c Zonal mean precipitation of the control simulations (black line), ZSST_change simulations (orange line) and FSST_change simulations (pink line). d Zonal mean precipitation anomalies corresponding to the zonal signal (red line), asymmetric signal (blue line) and full signal (black line). Units : mm/day.	109
4.14 200-hPa velocity potential anomalies from the LMDZ4-global (contour and color) and divergent wind (arrows) corresponding to a the zonal signal, b the asymmetric signal. Color scale and contour interval is $4 \cdot 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Black contour indicates the zero level. Reference arrow is displayed at the lower right corner in m s^{-1}	110
4.15 Zonal deviation of the 200-hPa streamfunction anomalies from LMDZ4-global for a the zonal signal, b the asymmetric signal. Values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded. Color scale and contour interval is $1 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Black contour indicates the zero level.	111
4.16 500-hPa geopotential height anomalies from LMDZ4-global for the asymmetric signal. Values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded. Color scale and contour interval is $25 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Arrows represent horizontal wave flux activity based on the 500-hPa geopotential height anomalies. Reference arrow of $2 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ is displayed at the lower right corner.	112
4.17 Anomalies of vertically-integrated (1000 to 300 hPa) moisture flux (arrows) and its divergence (shaded) from LMDZ4-regional for a the zonal signal, b the asymmetric signal. Color scale interval for the divergence is $0.5 \cdot 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Reference arrow of $30 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner. Vertical section at 17°S for the meridional component of moisture flux anomalies (shaded) for c the zonal signal, d the asymmetric signal. For both c and d the corresponding values from the control experiment are displayed in black contour with an interval of $10 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Color scale interval is $2 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, and the zero level is omitted.	114

4.18 Rainfall anomalies induced by the ASST signal from a LMDZ4-regional (interval is 0.4 mm/day), and b LMDZ4-global (interval is 0.5 mm/day). Values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded. c Zonal transect at 1°S of the rainfall anomalies induced by the asymmetric signal (black line), the ASST signal (blue line) and the difference between the asymmetric and ASST signals (dashed red line). Data are from LMDZ4-global. Units are mm/day for all panels.	115
4.19 As Figure 4.4 c and d, but over the South America region.	118
4.20 Meridional streamfunction anomalies from LMDZ4-global corresponding to a the control (black) and ZSST_change (red) simulations, b the ZSST_change (black) and FSST_change (green) simulations. Contour interval is $2 \cdot 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$	119
5.1 Climatological DJF precipitation of a and b CMAP observations during the (1979-1999) period, c the LMDZ-global outputs of the control simulations (see Table 4.2), and d the LMDZ-regional outputs of the control simulations. Interval scale color and contour is 1mm/day.	124
5.2 Topography of South America a complete and b with the BP reduced to 50m. Data are from LMDZ4-regional. Interval scale color is irregular and indicated in m in the right side.	127
5.3 Mean DJF precipitation of a the control, b the BP-removed experiment, c the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-regional. Units : mm/day. In c the zero contour is in thick black line, and values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.	128
5.4 Mean DJF vertically-integrated moisture flux from 1000 to 300hPa, and its divergence from a the control experiment, b the BP-removed experiment, c the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-regional. Divergence units is $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Reference in $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner. In c the zero contour is in thick black line, and values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.	129
5.5 Vertical section of the DJF mean meridional component of humidity flux at 20°S from a the control experiment, b the BP-removed experiment. Data are from LMDZ4-regional. Units : $\text{g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$	130
5.6 Mean DJF streamfunction at 850hPa and wind magnitude from a the control experiment, b the BP-removed experiment, c the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-regional. Units : m s^{-1}	131
5.7 Mean DJF surface temperature from a the control experiment, b the BP-removed experiment, c the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-regional. Units : K.	131
5.8 DJF mean potential velocity (contour and color) and the divergent wind (arrow) at the 200hPa level for a the control experiment, b the BP-removed experiments, c the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-global. Color scale and contour interval is in $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Black contour indicates the 0 level. Reference arrow is displayed at the lower right corner in m s^{-1} In c values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.	133

5.9 DJF mean of the zonal deviation of the 200-hPa streamfunction anomalies for a the control experiment, b the BP-removed experiment, c the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-global. Color scale and contour interval is in $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. In c values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.	134
5.10 DJF mean of the zonal deviation of the 500-hPa geopotential height for a the control experiment, b the BP-removed experiment, c the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-global. Color scale and contour interval is in $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$. In c values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.	135
5.11 Leading mode of the Empirical Orthogonal Function (EOF1) of December-January-February (DJF) rainfall anomalies for a the control experiment, b the BP-removed experiments, explaining 23% et 20% of the total variance, respectively. Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level.	136
6.1 Temporal evolution of the standardized DJF rainfall in SESA (38°S - 26°S , 64° - 50°W) from the 9-model mean during the twenty first century (black thin line) and its linear trend (black thick line). The rainfall linear trends for both the first and the second part of the twenty first century are represented by the two dashed black dashed thick lines. Blue (red) dots correspond to the rainfall anomalies associated with each of the positive (negative) EOF1 events identified for each of the models (the corresponding linear trends are depicted in dashed lines).	146

Acronymes

AOCGCM	Atmosphere-Ocean Coupled Global Circulation Model
AAS	Anticyclone de l'Atlantique Sud
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
APS	Anticyclone du Pacifique Sud
BP	Basse Pression (Chap. 2), or Brazilian Plateau (Chap. 5, 6)
CGCM	Coupled Global Circulation Model
CMAP	Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation
CMIP3	Coupled Model Intercomparison Project, phase 3
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project, phase 5
CORDEX	A COordinated Regional climate Downscaling EXperiment
DJF	December-January-February
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function
EOF1	EOF first leading pattern
EOF2	EOF second leading pattern
ERA	ECMWF Re-Analysis
GCM	Global Circulation Model
GES	Gaz à Effet de Serre
GHG	GreenHouse Gases
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
HP	Haute Pression
IOD	Indian Ocean Dipole
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JJA	Jun-July-August
LLJ	Low-Level Jet
LMDZ	modèle du Laboratoire de Météorologie Dynamique avec Zoom
MAM	March-April-May
MME	Multi-Model Ensemble
NCAR	The National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction

PC	Principal Component
PCMDI	Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison
PSA	Pacific-South American
PDO	Pacific Interdecadal Oscillation
RCM	Regional Climate Model
SACZ	South Atlantic Convergence Zone
SALLJ	South American Low-Level Jet
SAMS	South American Monsoon System
SESA	Southeastern South America
SIC	Sea Ice Component
SON	September-October-November
SPCZ	South Pacific Convergence Zone
SRES	Special Report on Emission Scenario
SST	Sea Surface Temperature
TWN	Two-Way Nesting
WCRP	The World Climate Research Program
WSSA	Western Subtropical South Atlantic

Chapitre 1

Introduction

1.1 Démarche générale

Comprendre les changements climatiques futurs associés à l'augmentation des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère est l'un des grands challenges de la communauté scientifique internationale actuelle. Comprendre ces changements à l'échelle d'une région comporte en plus des enjeux écologiques, socio-économiques et politiques très importants.

Les scientifiques ont développé au cours de ces dernières années des modèles de circulation générale (GCM) capables de simuler les changements climatiques futurs à partir de scénarios d'augmentation des GES dans l'atmosphère les plus réalistes possibles. Ces simulations fournissent les données idéales et nécessaires à une étude des conséquences du changement climatique global sur la variabilité des précipitations globales. Des études du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat ; IPCC, 2007) basées sur une moyenne de l'ensemble des GCM du WCRP-CMIP3 (The World Climate Research Program-Coupled Model Intercomparison Project, phase 3), ont établi des projections de précipitations moyennes pour la fin du XXI^{ème} siècle basées sur un scénario de réchauffement moyen (Fig. 1.1). Ces projections montrent une augmentation globale des précipitations dans les régions tropicales, et une diminution dans la plupart des régions subtropicales. Ces résultats sont expliqués par des changements dans le cycle hydrologique associés à l'augmentation de la température globale et à l'augmentation de la vapeur d'eau dans la troposphère (Held and Soden, 2006). Les projections montrent alors que les régions liées aux zones d'ascendances tropicales de grande échelle sont caractérisées par une augmentation des précipitations, tandis que les précipitations diminuent dans les zones de subsidence subtropicale de grande échelle (e.g., Chou and Neelin, 2004).

Néanmoins, les changements de précipitations montrent également des disparités régionales ne répondant pas à de tels changements globaux. La région du bassin de La Plata située dans le Sud-Est d'Amérique du Sud (SESA), est l'une des rares régions subtropicales montrant une augmentation significative des précipitations en été austral (Décembre-Janvier-Février, DJF). Ce signal de projection ne peut donc pas être expliqué uniquement par les changements de la circulation globale, et nécessite une étude de compréhension des changements des processus physiques associés. La capacité des GCM à représenter des processus physiques réalisant ce signal d'augmentation des pluies dans le bassin de

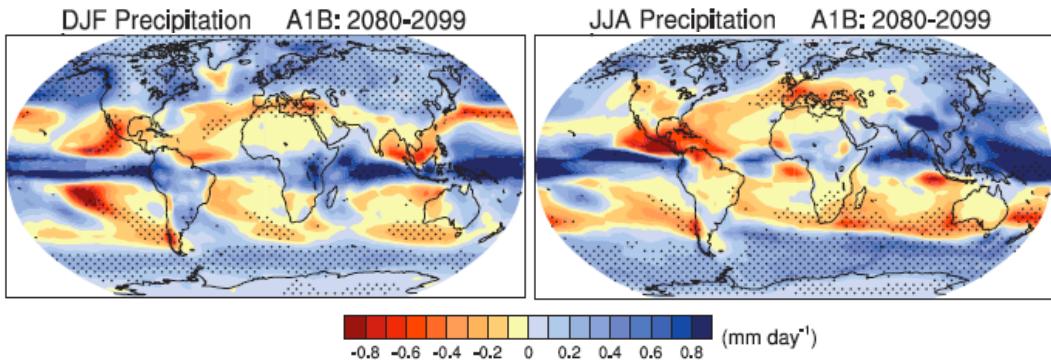


FIGURE 1.1 – Changements des précipitations moyennes climatologiques calculées à partir des 23 CGCM de l'IPCC-AR4, et de la différence entre (2080-2099) du scénario SRES A1B, et (1980-1999), pour **a** DJF, **b** JJA. D'après IPCC (2007).

La Plata devrait alors permettre d'évaluer la crédibilité de ce signal régional. La variabilité climatique d'une région étant sans cesse modulée par des processus climatiques globaux, il est évident qu'une telle étude ne peut s'effectuer sans prendre en compte les processus d'interactions d'échelle.

Le signal d'augmentation des pluies dans le bassin de La Plata correspond également à un signal qui a déjà été observé au cours du XX^{ème} siècle. En effet, environ 20 à 30% des précipitations annuelles ont augmenté au cours du siècle (Giorgi, 2002), le semestre chaud austral (Oct.-Mars) influençant majoritairement cette augmentation au cours de la seconde moitié du XX^{ème} siècle (Barros et al., 2008). Néanmoins, les mécanismes de cette augmentation récente sont peu connues, les observations de pluie montrant de grandes incertitudes, et sur une période relativement courte.

1.2 Contexte socio-économique

Nous venons de démontrer l'intérêt scientifique d'étudier les projections de pluie dans la région du bassin de La Plata. L'étude de la variabilité des précipitations dans cette région a également un intérêt socio-économique considérable, notamment en termes d'économie locale, d'écosystèmes, d'activités agricoles et d'énergie hydro-électrique.

Le bassin de La Plata est le cinquième bassin versant hydrologique le plus grand du monde, s'étendant sur plus de 3.1 millions de km², et le deuxième en Amérique du Sud après le bassin amazonien. Il comprend la partie centrale et le Nord de l'Argentine, le Paraguay, le Sud-Est de la Bolivie, la partie Sud du Brésil, et une grande partie de l'Uruguay (Fig. 1.2). Le bassin comprend plus de 100 millions d'habitants, près de 50 grandes villes, 75 grands barrages et une économie qui représente 70% du PIB par habitant des cinq pays qu'il traverse.

Le bassin de La Plata est composé de quatre sous-bassins principaux (Fig. 1.2) : les systèmes fluviaux du Paraná (48,7% de la superficie totale), du Paraguay (35,2%), de l'Uruguay (11,8%) et du sous bassin de La Plata elle-même (4,2%). Les ressources en eau souterraine du bassin de La Plata comprennent l'aquifère du Guaraní, l'un des réservoirs d'eau douce souterraine parmi les plus importants de la planète (pouvant atteindre 40 000 km³ selon

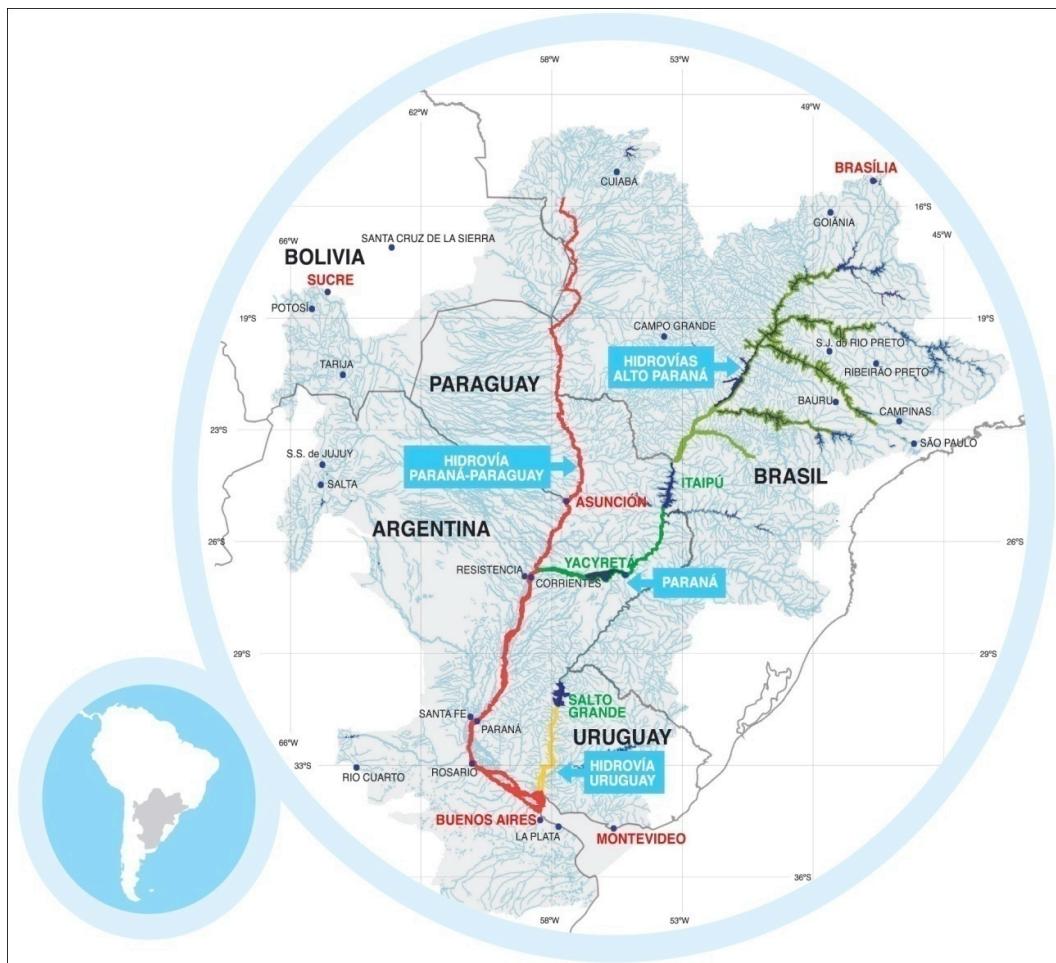


FIGURE 1.2 – Carte de situation du bassin de La Plata. D'après Berbery et al. (2005)

certaines estimations), d'une superficie d'environ 1,2 million de km², et s'étendant sous des régions de l'Argentine, du Brésil, du Paraguay et de l'Uruguay comprenant 15 millions d'habitants au total.

Durant les années caractérisées par le phénomène "El Niño" dans le Pacifique équatorial, les précipitations moyennes d'été austral augmentent dans le bassin de La Plata, favorisés par des téléconnexions d'échelle globale. Ces moyennes saisonnières cachent souvent des épisodes journaliers de fortes pluies qui peuvent engendrer des inondations urbaines, provoquer parfois l'évacuation de milliers d'habitants, des dégâts considérables d'infrastructures et affecter les activités agricoles. Il est alors primordial d'étudier l'évolution future de tels événements, et d'évaluer son influence sur l'évolution de la variabilité des pluies d'été dans la région.

1.3 Outils, données et méthodologie

Dans cette section, nous présentons les outils et données utilisés dans cette thèse. Nous présentons également quelques méthodes d'étude régionale, et nous décrivons la métho-

dologie de régionalisation que nous avons décidé d'employer dans cette thèse.

1.3.1 Les modèles de circulation générale

Dans cette thèse, les simulations climatiques des GCM sont utilisées pour l'étude des changements des précipitations et des processus atmosphériques associés. Ces modèles sont basés sur la résolution de systèmes d'équations dynamiques et thermodynamiques dans un système de grilles spatiales couvrant la totalité du globe sur plusieurs niveaux verticaux atmosphériques. Au niveau de la surface, le modèle atmosphérique est couplé à un schéma de surface continental. Concernant l'océan, le modèle peut être conduit par des températures de surface océanique observées, ou être couplé avec un modèle de circulation générale océanique. Dans ce dernier cas, le GCM est couplé océan-atmosphère (AOCCGM ou CGCM). La résolution horizontale typique d'un CGCM est de 150 à 400km. Les processus spatialement plus petits que la taille de la grille et ne pouvant pas être résolus par le modèle, comme par exemple la convection, sont introduits par des schémas de paramétrisation.

Les simulations du climat futur par les CGCM fournissent les projections futures de précipitations et de diverses autres variables atmosphériques et océaniques. Ces projections sont basées sur différents scénarios d'évolution des GES dans l'atmosphère. On étudie dans cette thèse les projections fournies par le WCRP-CMIP3, utilisées dans le quatrième rapport du GIEC paru en 2007 (IPCC-AR4 ; Meehl et al., 2007). Le scénario de réchauffement climatique utilisé dans la thèse est basé sur des simulations du SRES (Special Report on Emission Scenario) A1B, correspondant à une augmentation continue de CO₂ dans l'atmosphère au cours du XXI^{ème} siècle, la concentration atteignant 720 ppm en 2100 (Nakićenović et al., 2000). Ce scénario constitue un scénario intermédiaire, et est généralement utilisé dans la littérature. De nouvelles simulations fournies par le WCRP-CMIP5 sont en cours d'étude, et devraient constituer la base du cinquième rapport du GIEC prévu pour 2014.

1.3.2 Réanalyses et données d'observations

Les simulations climatiques des GCM peuvent être évaluées en les comparant aux données observées disponibles pour le climat présent. Certaines variables atmosphériques peuvent être comparées avec des données de réanalyses, issues de l'assimilation d'observations par un modèle de prévision. On utilise dans la thèse les réanalyses NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) définies sur une grille de 2.5° de latitude et 2.5° de longitude de résolution horizontale, 17 niveaux verticaux pour le vent et 8 pour l'humidité. On utilise également les réanalyses ERA-Interim (Simmons et al., 2006) de l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) ayant une résolution horizontale plus fine (0.5° ou 1° selon la variable). Néanmoins, certaines variables issues de réanalyses sont complètement déterminées à partir du modèle de prévision, et ont donc tendance à être plus éloignées de la réalité (Kalnay et al., 1996). C'est le cas notamment des précipitations, que l'on représente dans la thèse à partir de données observées, et non de réanalyses. Les données observées de précipitations utilisées dans la thèse sont les données CMAP (Climate Prediction center Merged Analysis of Precipitation ; Xie and Arkin, 1997) ayant 2.5°x2.5° de résolution horizontale, ainsi que les données GPCP (Global Precipitation Climatology Project version 2.2 ; Huffman et al., 2011). Ces données sont issues de produits de satellites et d'observations.

1.3.3 Méthodologie : approche de régionalisation par des études de processus

L'étude du changement climatique à une échelle spatiale régionale est actuellement au centre des préoccupations de la communauté scientifique internationale. Développer des approches permettant de déterminer à un niveau régional et avec le plus de confiance possible la réponse du système climatique à l'augmentation des gaz à effet de serre est un challenge d'une importance considérable. En effet, les projections régionales des changements climatiques se doivent d'être les plus crédibles possibles afin de servir de base aux études d'impact et d'adaptation, ainsi qu'au développement de stratégies politiques à un niveau national.

Les CGCM ont montré une grande capacité à reproduire les processus déterminant la réponse climatique globale à un forçage anthropogénique tel que l'augmentation des GES dans l'atmosphère. Cependant, leurs résolutions étant de l'ordre de quelques centaines de kilomètres (IPCC, 2007), ils sont plus limités en ce qui concerne la reproduction de processus régionaux au réchauffement global. La communauté scientifique a alors développé au cours de la dernière décennie un grand nombre de techniques de régionalisation des changements climatiques.

Des techniques statistiques et dynamiques de "downscaling" (régionalisation) ont été développées à partir des CGCM, et de nombreux modèles de climat régional (RCM) limités à une région particulière ont été développés. Récemment, le programme CORDEX (A CO-ordinated Regional climate Downscaling EXperiment) a été créé afin de fournir un réseau d'évaluation de la performance de ces modèles, et d'effectuer une série d'expériences permettant de fournir des projections climatiques régionales dans le but d'être utilisées dans des études d'impact et d'adaptation. Bien que ces techniques puissent améliorer les informations des CGCM à échelle plus fine, elles sont néanmoins affectées par des erreurs systématiques dues à une résolution trop faible des données d'entrée venant des CGCM. De plus, les RCM ayant une limitation spatiale à une région donnée, ils ne permettent pas de reproduire les processus d'échelle spatiale plus grande (de mésoscale à échelle planétaire) affectant le climat régional. Les projections de réchauffement global montrent par exemple des changements de la circulation générale, ainsi qu'une augmentation générale des températures de surface, qui sont des changements globaux pouvant affecter des climats régionaux. En effet, ces changements globaux de circulation et de température peuvent être modulés par des facteurs régionaux comme la topographie, les contrastes terre-mer, etc. A l'inverse, bien que les CGCM reproduisent de manière réaliste les principales structures de la circulation générale, ils ne représentent pas de manière suffisante les facteurs climatiques d'échelle régionale tels que ceux que nous venons de citer.

Déterminer des projections futures crédibles pour le climat d'une région particulière est donc complexe, puisqu'il résulte d'une combinaison de processus globaux modulés par des processus régionaux, dont l'interaction n'est pas encore parfaitement maîtrisée par les modèles de climat actuels. La méthodologie proposée dans la thèse est alors basée sur l'étude des processus ou mécanismes physiques régionaux et globaux associés à un signal régional particulier, ainsi que leur projection dans un contexte de réchauffement climatique.

Dans un premier temps, les CGCM sont donc étudiés et sélectionnés à partir de leur ca-

pacité à représenter les processus physiques associés aux principaux modes de variabilité du signal régional étudié, tels que décrit par les observations. Nous nous intéressons alors à déterminer si le signal régional projeté pour la fin du XXI^{ème} siècle peut être décrit majoritairement par la prédominance d'un mode de variabilité en particulier. Nous cherchons ensuite à identifier les changements de grande échelle associés à la prédominance de ce mode de variabilité, afin de déterminer les processus physiques expliquant les interactions d'échelle entre ces changements globaux et le signal régional étudié.

Dans le cas choisi pour la thèse, nous nous intéressons aux processus physiques associés au signal d'augmentation des pluies d'été dans le SESA décrit par la majorité des modèles du CMIP3 pour la fin du XXI^{ème} siècle (IPCC, 2007 ; Vera et al., 2006b ; voir section 1.1). Nous cherchons alors à identifier le principal mode de variabilité des pluies associé dans les observations à des précipitations moyennes au-dessus de la normale en été. S'il est démontré que le signal d'augmentation des pluies est majoritairement expliqué par des mécanismes d'interactions logiques rendant prédominant ce mode de variabilité dans les projections climatiques, cela montrerait que ce signal régional est explicable physiquement. De plus, pouvoir donner une origine physique à une projection régionale, et l'expliquer par l'évolution de processus connus, rend plus crédible ce signal régional, ainsi que les modèles qui l'ont représenté.

Afin de valider les processus d'interactions, des études de sensibilité sont effectués dans cette thèse à l'aide d'un système de modèles de climat, appelé "two-way nesting", encore très peu utilisé dans les études scientifiques actuelles. Ce système est basé sur des simulations interactives entre un GCM et un RCM atmosphériques, tous deux guidés par des températures de surface océanique climatologiques. Le RCM est défini globalement, sa grille étant "zoomée" dans la région étudiée, ce qui permet un meilleur traitement des conditions limites, par rapport aux RCM classiques reproduisant une région limitée. Ce système permet d'effectuer des simulations de sensibilité climatique où la variabilité climatique régionale est non seulement affectée par la grande échelle et ses interactions, mais également représentée sur une grille plus fine qu'un GCM. Ce système paraît alors être une solution appropriée et raisonnable permettant de représenter le mieux possible les processus de téléconnexions entre mécanismes régionaux et globaux.

1.4 Objectifs de la thèse

L'objectif principal de la thèse est de comprendre les processus physiques associés au signal d'augmentation des pluies d'été dans le SESA, projeté par les modèles pour la fin du XXI^{ème} dans un contexte de réchauffement climatique.

Les objectifs intermédiaires sont les suivants :

- Identifier à partir des CGCM le mode de variabilité des pluies majoritairement responsable du signal d'augmentation des pluies en été austral dans le SESA pour la fin du XXI^{ème} siècle.
- Décrire les processus physiques associés aux projections de ce mode de variabilité au

cours du XXI^{ème} siècle.

- Analyser les changements de la circulation atmosphérique de grande échelle affectant ces processus physiques, ainsi que les mécanismes liant ces changements globaux au signal régional d'augmentation des pluies d'été dans le SESA projeté pour la fin du XXI^{ème} siècle.
- Evaluer la capacité du système "two-way nesting" à représenter les interactions d'échelle déterminant les processus physiques régionaux et globaux qui régissent l'évolution du signal de précipitations d'été dans le SESA.

1.5 Organisation de la thèse

Dans le Chapitre 2, nous décrivons les principales structures climatologiques associées aux précipitation d'été dans le SESA, ainsi que leur processus de formation. Nous nous intéressons également à décrire les principaux mécanismes et téléconnexions affectant la variabilité des pluies dans la région.

Au cours du Chapitre 3, nous étudions la représentation des précipitations d'été dans le SESA à partir des CGCM, et leurs projections pour la fin du XXI^{ème} siècle. En particulier, l'évolution du mode dominant de variabilité des précipitations est étudiée, ainsi que les processus physiques associés à cette évolution. Ce mode est également identifié comme celui principalement influençant le signal moyen des projections des précipitations.

Le Chapitre 4 décrit des analyses de sensibilité effectuées avec des simulations utilisant le système "two-way nesting". Nous analysons alors l'influence de différentes structures de réchauffement global des températures de surface de la mer sur les circulations et téléconnexions à grande échelle, et par quels mécanismes ces processus de grande échelle affectent le signal de pluie dans le SESA.

Dans le Chapitre 5, nous tentons de comprendre et réduire l'un des biais de précipitations les plus importants du système "two-way nesting" utilisé dans le Chapitre 4. Nous effectuons alors une série de simulations de sensibilité du modèle à l'orographie, permettant de mettre en évidence les mécanismes liés à ce biais de précipitations.

Chapitre 2

Description du système climatique d'Amérique du Sud en été et sa variabilité interannuelle

Sommaire

2.1	Introduction	33
2.2	Description des structures climatologiques d'Amérique du Sud en été austral	34
2.3	Mécanismes physiques associés au chauffage convectif amazonien durant l'été austral	40
2.3.1	Influence des ondes équatoriales et de l'orographie andine	40
2.3.2	Conservation de la vorticité et anticyclones subtropicaux	43
2.4	Mode principal de la variabilité interannuelle des précipitations d'été dans le SESA	44
2.4.1	Description du dipôle de précipitations SESA/SACZ	44
2.4.2	Influence de l'Atlantique Sud	46
2.4.3	Influence du Pacifique : l'ENSO	46
2.5	Synthèse	49

2.1 Introduction

La région du bassin de La Plata (ou SESA, "Southeastern South America" en anglais) est située dans les subtropiques de l'Amérique du Sud. Cependant, la variabilité des pluies en été austral (Décembre-Janvier-Février ; DJF) dans cette région est liée dans son ensemble à la variabilité des pluies des régions tropicales, ainsi qu'à la météorologie des moyennes latitudes. La compréhension du climat dans cette région passe alors par une description complète du climat d'été en Amérique du Sud, et sa particularité par rapport à l'hiver. Dans ce chapitre, nous introduisons les principales structures climatologiques d'Amérique du Sud en été, et leur principal mode de variabilité climatique à échelle interannuelle. Nous verrons également qu'à travers certains mécanismes de téléconnection, des modifications de

la circulation globale peuvent affecter le climat d'Amérique du Sud et entraîner des modifications régionales conséquentes. Nous nous intéressons en particulier aux variables liées aux précipitations et à la circulation atmosphérique, à partir de bases de données observées, de réanalyses et de résultats d'expériences numériques de sensibilité disponibles dans la littérature.

2.2 Description des structures climatologiques d'Amérique du Sud en été austral

La carte moyenne des précipitations en été austral est représentée dans la Figure 2.1a. Les principales structures climatologiques des basses couches en Amérique du Sud qui vont être décrites dans cette section sont schématisées dans la Figure 2.2. On distingue dans l'océan Atlantique tropical la zone de convergence intertropicale (ITCZ; "Intertropical convergence zone" en anglais) formant une bande de pluie tropicale centrée entre 0 et 5°N, aussi présente dans le Pacifique tropical. En Atlantique, l'ITCZ est la zone de confluence des vents d'est, les alizés, guidés dans l'hémisphère nord par l'anticyclone des Açores, et dans l'hémisphère sud par celui de Sainte Hélène, aussi appelé anticyclone de l'Atlantique Sud. Les alizés chargés d'humidité s'orientent ensuite vers le sud-ouest et pénètrent sur le continent sud-américain, plus chaud, créant une forte activité de convection. Le maximum des précipitations est situé dans le Nord-Ouest du Brésil et est lié à une bande de convection orientée Nord-Ouest Sud-Est, s'étendant du Sud du bassin amazonien vers le Sud-Est du Brésil et l'océan Atlantique l'environnant. Cette bande de convection est appelée zone de convergence de l'Atlantique Sud (SACZ; "South Atlantic convergence zone" en anglais; e.g., Kodama, 1992) et correspond à l'une des structures caractéristiques de la phase adulte du système de mousson sud-américaine (SAMS; "South American monsoon system" en anglais). Les revues dédiées de Vera et al. (2006c) puis Marengo et al. (2010) fournissent une description complète des connaissances actuelles de la SAMS, ses principales caractéristiques et ses mécanismes à diverses échelles de temps. La SAMS fait partie du cycle de mousson des Amériques, la zone de convection migrant ensuite vers le nord pour former en été de l'hémisphère nord le système de mousson nord-américaine.

En Amérique du Sud il n'existe pas d'inversement saisonnier des vents comme c'est habituellement le cas dans un système de mousson classique. Pourtant, un important contraste saisonnier de pluie et d'humidité défini l'été comme la saison des pluies, pendant laquelle se met en place un régime de mousson (Zhou and Lau, 1998). L'hiver est au contraire une saison sèche pour la plupart des régions tropicales, les pluies les plus intenses étant associées à l'ITCZ et à la mousson nord-américaine dans le nord du continent (Fig. 2.1c). Dans les régions subtropicales, les pluies d'hiver austral sont concentrées dans le SESA, et sont majoritairement associées à l'activité transitoire des hautes latitudes (Vera et al., 2002). Durant le printemps (Fig. 2.1d) et l'automne (Fig. 2.1b), les régimes de pluie des régions tropicales et subtropicales sont intermédiaires entre l'hiver et l'été, ces saisons étant caractérisées par la phase de mise en place et de retrait de la mousson, respectivement. Ces saisons intermédiaires ne sont plus décrites par la suite.

La répartition des pluies pendant la saison de mousson en Amérique du Sud est en grande partie contrôlée par le flux d'humidité moyen. Afin de représenter le transport d'hu-

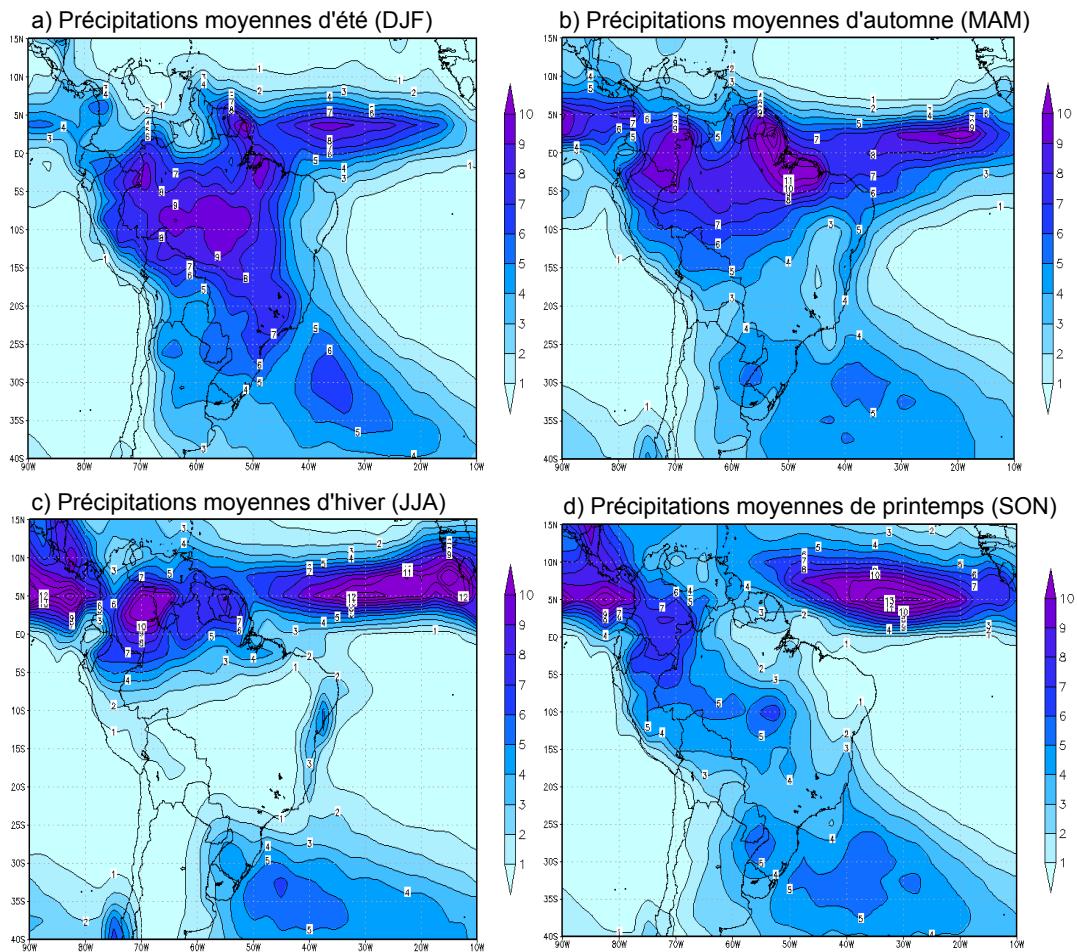


FIGURE 2.1 – Précipitations moyennes **a** d'été austral (DJF), **b** d'automne austral (Mars-Avril-Mai ; MAM), **c** d'hiver austral (Juin-Juillet-Août ; JJA) et **d** de printemps austral (Septembre-Octobre-Novembre ; SON) en Amérique du Sud d'après les données d'observations CMAP (Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis ; Xie and Arkin, 1997) de la période 1979-1999. Contour : 1mm/jour.

midité dans l'ensemble de la troposphère, on intègre verticalement le flux d'humidité entre la surface et le niveau de pression de 300hPa, au-delà duquel le contenu de vapeur d'eau est négligeable. D'après Rasmusson (1967), la moyenne saisonnière du flux d'humidité verticalement intégré s'écrit alors :

$$\overline{Q_\lambda} = \frac{1}{g} \int_{P_0}^P \overline{q u} dp \quad (2.1)$$

$$\overline{Q_\phi} = \frac{1}{g} \int_{P_0}^P \overline{q v} dp \quad (2.2)$$

avec $\overline{Q_\lambda}$ la composante zonale et $\overline{Q_\phi}$ la composante méridionale du flux moyen d'humidité, q l'humidité spécifique, u et v les composantes zonale et méridionale du vent, et g l'accélération de la gravité. L'intégration est effectuée entre la surface P_0 et un niveau de pression P (ici, 300hPa). Les champs surmontés d'une barre sont moyennés temporellement.

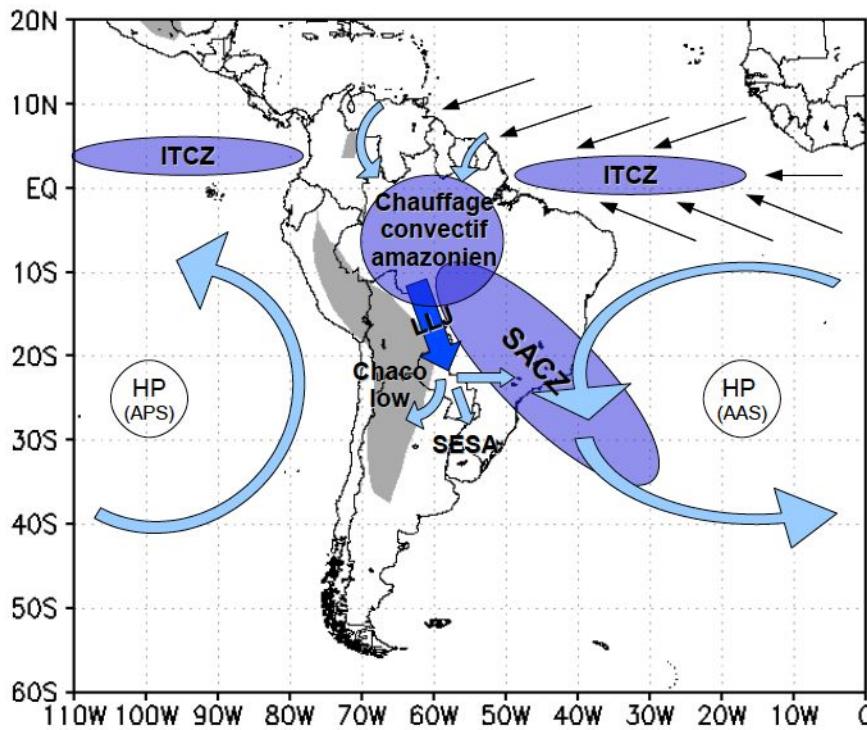


FIGURE 2.2 – Schéma des structures climatologiques de DJF dans les basses couches en Amérique du Sud. HP (AAS) et (APS) représentent les centres de haute pression correspondant à l'anticyclone d'Atlantique Sud et du Pacifique Sud, respectivement. Les flèches noires représentent les alizés d'Atlantique tropical, la flèche bleu foncé le LLJ et les flèches bleu clair indiquent le transport d'humidité pour les autres structures. Les zones de convection sont représentées en violet. Les zones grisées représentent une topographie supérieure à 1000m.

La Figure 2.3c représente le flux d'humidité ainsi intégré verticalement pour les saisons d'été et d'hiver austral, ainsi que sa divergence. D'après Peixoto and Oort (1992), la divergence du flux d'humidité $\nabla \cdot \bar{Q}$ peut être définie selon l'équation de conservation de la vapeur d'eau :

$$\nabla \cdot \bar{Q} = \bar{E} - \bar{P} - \delta S \quad (2.3)$$

avec E l'évaporation, P les précipitations, et δS le stockage d'humidité dans le sol, considéré comme négligeable (Peixoto and Oort, 1992). Les zones positives de divergence du flux d'humidité représentent donc des régions où l'évaporation moyenne est plus forte que les précipitations moyennes, tandis que les zones négatives sont des zones de convergence, où les précipitations moyennes sont plus importantes. C'est notamment le cas des régions de convection profonde liée à la mousson en été (Fig. 2.3a). A cette saison, on remarque que le flux de nord-est (les alizés) transportant de l'humidité de l'Atlantique tropical pénètrent dans le continent et tournent de manière anticyclonique en atteignant la cordillère des Andes, longeant ensuite le flanc Est des Andes vers le sud-est. Entre 10 et 20°S, il se produit une intensification du flux qui est pris entre deux reliefs, les Andes à l'ouest et le plateau brésilien à l'est. Cette accélération également représentée par une zone de divergence (Fig. 2.3a) définit le jet de basses couches (LLJ ; "low-level jet" en anglais) d'Amérique du Sud,

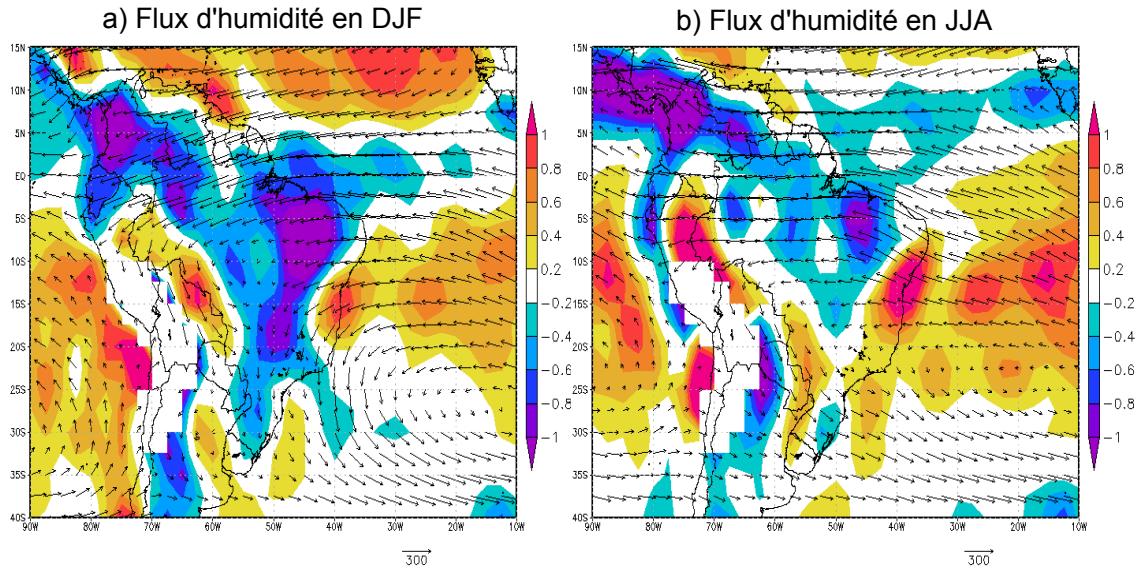


FIGURE 2.3 – Flux d'humidité intégré verticalement de la surface à 300hPa (vecteurs) et sa divergence (couleur) pour **a** l'été (DJF), et **b** l'hiver (JJA). Référence de vecteur : $300 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ indiqué dans le coin en bas à droite de la figure. Unité de divergence : $10 \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. D'après les réanalyses NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) pour la période 1979-1999.

avec un maximum d'accélération à 850hPa (e.g., Marengo et al., 2004 ; Vera et al., 2006a). Le LLJ est présent toute l'année en Amérique du Sud, et constitue un élément clef permettant le transport d'humidité des régions tropicales vers les régions subtropicales (Berbery and Barros, 2002). L'été (Fig. 2.3a) est la saison où les alizés sont les plus forts, et le LLJ a une intensité maximum. C'est à cette saison qu'il est situé dans sa position la plus au nord de l'année, entre 10 et 20°S. La Figure 2.3a représente également l'anticyclone de l'Atlantique Sud, dont la branche Ouest vers le sud atteint la côte Est sud-américaine dans le Sud-Est du Brésil, où est située la SACZ. L'anticyclone montre une intensité maximum en été, créant une deuxième branche de transport d'humidité vers le sud qui converge avec une partie du flux d'humidité apporté par le LLJ au niveau de la SACZ. En hiver (Fig. 2.3b), le LLJ est dans sa position la plus au sud, entre 15 et 25°S (Berbery and Barros, 2002). Il constitue à cette saison le seul moyen de transport d'humidité des tropiques vers les subtropiques, et semble alors fermer la partie Ouest de l'anticyclone de l'Atlantique Sud. En hiver, l'humidité converge principalement dans le SESA, où un maximum de pluie moyenne hivernale est observée (Fig. 2.1c).

Il est à signaler néanmoins que les zones de maximum de convergence du flux d'humidité des réanalyses NCEP (Fig. 2.3), donc de maximum de précipitations, ne semblent pas correspondre aux données observées de CMAP (Fig. 2.1). Comme expliqué dans le Chapitre 1 (Section 1.3.2), les précipitations des réanalyses sont déterminées uniquement à partir d'un modèle de prédiction, ce qui les rend moins réalistes que d'autres variables plus influencées par les observations (Kalnay et al., 1996). On observe alors, par exemple, dans la Figure 2.3a, que le maximum de convergence du flux d'humidité situé dans le Nord-Est du Brésil n'existe pas dans les observations (Fig. 2.1a), et que la SACZ est également assez mal représentée. Cependant, les réanalyses semblent représenter de manière réaliste le transport d'humidité associé aux alizés, à l'anticyclone de l'Atlantique Sud et au LLJ.

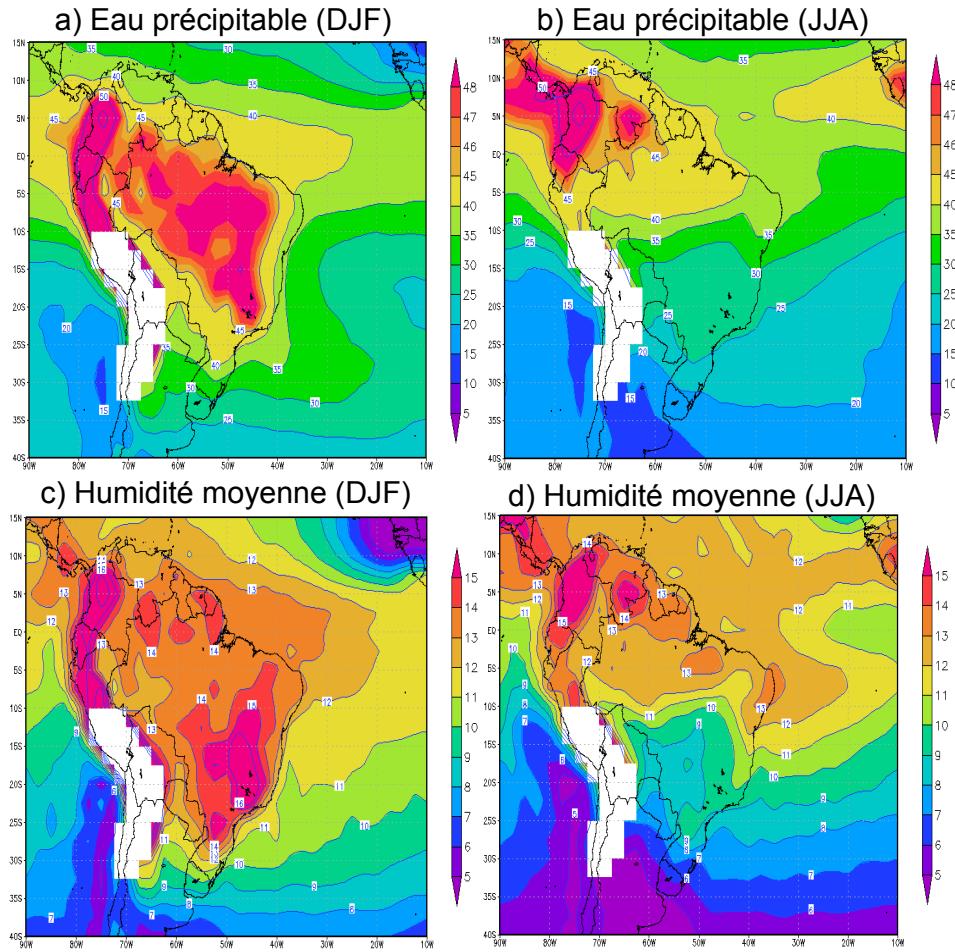


FIGURE 2.4 – Eau précipitable (kg m^{-2}) **a** d'été (DJF) et **b** d'hiver (JJA). Humidité spécifique moyenne (kg kg^{-1}) à 925hPa **c** d'été (DJF) et **d** d'hiver (JJA). D'après les réanalyses NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) pour la période 1979-1999.

Une autre manière de caractériser la répartition de l'humidité est de calculer l'eau précipitable moyenne \overline{W} , c'est-à-dire la quantité d'humidité moyenne présente dans toute la colonne de la troposphère. D'après Rasmusson (1967), le calcul s'écrit :

$$\overline{W} = \frac{1}{g} \int_{P_0}^P \overline{q} dp \quad (2.4)$$

La répartition de l'eau précipitable en été et en hiver austral est représentée dans les Figures 2.4a et b respectivement. On distingue alors que l'été (Fig. 2.4a) est caractérisé par un maximum d'eau précipitable dans les régions de convection profonde (bassin amazonien, SACZ), alors que l'hiver (Fig. 2.4b) présente des valeurs assez faibles sur tout le continent, sauf dans l'extrême Nord, région de maximum de pluies associées à la mousson nord-américaine (Fig. 2.1c). On distingue également que la région du LLJ est caractérisée par une région de minimum d'eau précipitable, en été comme en hiver. De plus, les réanalyses montrent un maximum d'humidité dans les régions Andines. Ces régions étant caractérisées par

une grande variabilité spatiale des précipitations (e.g., Espinoza Villar et al., 2009), les ré-analyses reproduisent difficilement cette variabilité, en partie à cause d'une résolution trop grossière. C'est pourquoi, dans le but de ne pas introduire de biais orographiques, la région des plus hauts sommets des Andes a alors été masquée.

L'humidité moyenne peut également être représentée à un niveau donné. Les basses couches étant celles qui contiennent le plus d'humidité, on compare alors la répartition de l'humidité moyenne à 925hPa en été et en hiver (Fig. 2.4c et d). A nouveau, un fort contraste d'humidité entre les deux saisons est observé. Cependant, en été (Fig. 2.4c), on remarque à ce niveau un maximum d'humidité dans la région du Sud-Est du Brésil, où convergent le flux venant d'Atlantique apporté par l'anticyclone, et la partie Sud du LLJ. Cette zone est également caractéristique d'un maximum orographique, correspondant aux sommets du plateau brésilien.

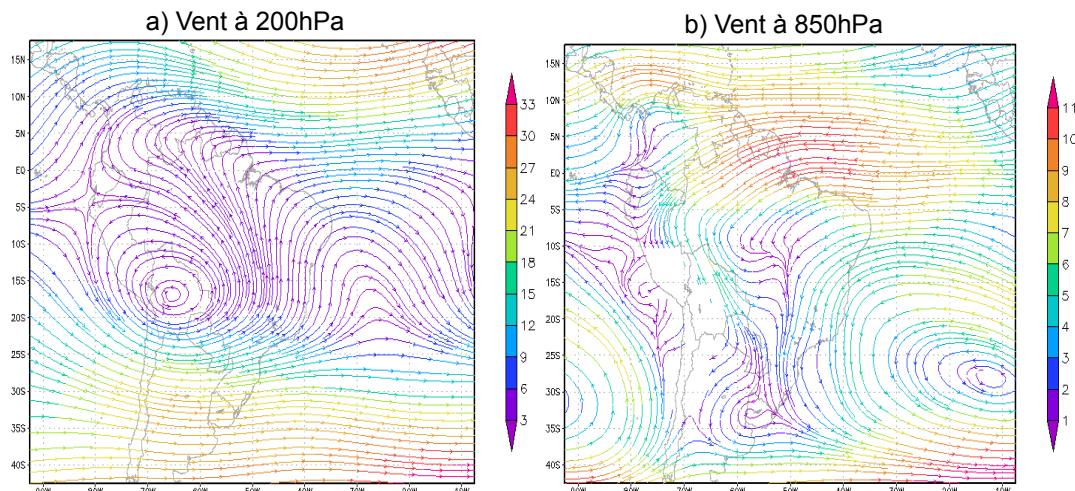


FIGURE 2.5 – Moyenne de la fonction de courant du vent en été austral (DJF), d'après les réanalyses NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) pour la période 1979-1999.

Les principales structures climatiques caractérisant les basses couches de l'atmosphère en Amérique du Sud pendant l'été austral sont schématiquement représentées dans la Figure 2.2. Il est clair d'après ce que nous venons de voir que les précipitations, le transport d'humidité et la répartition de l'humidité sur le continent en été sont principalement liés au régime de mousson, et à l'orographie. Néanmoins, les forts dégagements de chaleur latente dûs aux pluies de mousson affectent également la circulation atmosphérique dans les basses couches ainsi que dans les hautes couches de la troposphère. Les circulations atmosphériques dans les hautes et basses couches de la troposphère sont représentées respectivement dans les Figures 2.5a et 2.5b. La Figure 2.5b montre les principales structures déjà décrites à partir du flux d'humidité (Fig. 2.3a). De plus, autour de 25°S, à la sortie du LLJ dans la région du Chaco, on observe que le vent tourne de manière cyclonique, définissant la dépression thermique du Chaco ("Chaco Low" en anglais; e.g., Virji, 1981; Salio et al., 2002). Dans les hautes couches troposphériques (Fig. 2.5a), la saison d'été est caractérisée par un anticyclone centré au-dessus de la Bolivie (le "Bolivian high" en anglais), associé à une dépression dans le Nord-Est du Brésil (Virji, 1981). La formation de ces structures est

directement liée au chauffage atmosphérique dû aux pluies de mousson, comme nous le démontrons dans la section suivante.

Dans la suite du chapitre, nous nous intéressons uniquement à la saison d'été austral (DJF), définie comme la saison humide dans les régions tropicales d'Amérique du Sud. A cette saison d'intenses convections peuvent affecter la variabilité des pluies dans les régions subtropicales, en particulier dans le SESA, à travers divers mécanismes.

2.3 Mécanismes physiques associés au chauffage convectif amazonien durant l'été austral

Les intenses précipitations de mousson en été dans le bassin amazonien s'accompagnent d'une forte libération de chaleur latente du fait de la condensation de la vapeur d'eau dans les régions convectives. L'Amazonie est alors une source d'énergie importante qui, via une réponse en ondes de Kelvin et de Rossby équatoriale et leur interaction avec l'orographie, est responsable de la formation des principales structures de circulation régionale en Amérique du Sud (Figueroa et al., 1995 ; Rodwell and Hoskins, 2001).

2.3.1 Influence des ondes équatoriales et de l'orographie andine

Les principales structures climatologiques caractérisant l'Amérique du Sud en été austral comme l'anticyclone de Bolivie et la dépression du Chaco sont des structures atmosphériques qui se forment en réponse à la source de chaleur engendrée par la convection amazonienne. Afin d'expliquer les mécanismes de leur formation, on décompose en ondes équatoriales (ondes de Kelvin et de Rossby équatoriale) la réponse de l'atmosphère à la source de chauffage amazonienne.

Les ondes équatoriales prennent naissance, par définition, dans des régions proches de l'équateur (10°S-10°N). Leur pic d'intensité est situé en basse stratosphère et haute troposphère. Elles affectent l'atmosphère à diverses échelles de temps : synoptique (1-10 jours), intrasaisonnière (10 à 60 jours), et se forment principalement dans des régions de convection profondes tropicales (ITCZ, zones de mousson, etc.). Dans les tropiques, le paramètre de Coriolis, dont dépend l'équation de dispersion des ondes, varie fortement avec la latitude. Le signal des ondes équatoriales décroît de manière exponentielle au-delà d'une latitude critique. Lorsque la chaleur est libérée au niveau des pôles de convection profonde des régions tropicales, l'énergie des ondes est alors "piégée" et ne se propage pas vers les latitudes moyennes (sauf dans certains cas, voir section 2.4.3). Se basant sur la théorie linéaire des ondes (voir notamment Gill, 1980), la réponse de l'atmosphère au forçage équatorial induite par une région convective de mousson peut être modélisée en termes d'ondes équatoriales piégées, en particulier en termes d'ondes de Kelvin et de Rossby équatoriale.

Figueroa et al. (1995) ont étudié l'influence de l'Amazonie comme source de chaleur et de la présence des Andes sur la circulation atmosphérique d'été austral en Amérique du Sud. Les résultats de leurs simulations numériques montrent que sans l'influence des Andes, la réponse de la circulation atmosphérique au chauffage convectif correspond typiquement

au modèle décrit par Gill (1980). La Figure 2.6 représente les anomalies de pression et de circulation dans les basses couches en réponse à un chauffage tropical, d'après une expérience de simulation se basant uniquement sur les équations linéaires "shallow water" (eaux peu profondes), d'après James (1995) (voir aussi Gill (1980) pour une explication complète). La source de chaleur est alternativement placée au niveau de l'équateur (Fig. 2.6a), puis à 10° au nord de l'équateur (Fig. 2.6b). Figueroa et al. (1995) ont également effectué des expériences numériques simulant une source de chauffage, mais avec cette fois un modèle de circulation atmosphérique, et avec pour forçage une source de chaleur située à 10°S-58°W, correspondant à la position du chauffage amazonien (Fig. 2.7a). Dans ces trois cas (chauffage équatorial, chauffage à 10°N, chauffage en Amazonie), la réponse de l'atmosphère peut être décomposée en ondes de Kelvin et de Rossby équatoriale :

- Un régime de vents d'est ayant une composante méridionale presque nulle à l'est du centre de convection et au niveau de l'équateur témoigne d'une réponse en ondes de Kelvin, ainsi qu'un régime de vents d'ouest ayant une composante méridionale très faible (Fig. 2.6). Dans le cas de la simulation de la mousson amazonienne (Fig. 2.7b), il s'agit des alizés venant d'Atlantique équatorial, ainsi que les vents d'ouest du Pacifique équatorial.
- Le développement dans les basses couches de deux centres de dépression situés de part et d'autre de l'équateur, situés au sud-ouest et au nord-ouest du centre de chauffage (Fig. 2.6). Ces structures situées à l'ouest du chauffage témoignent de la réponse d'une onde de Rossby au chauffage simulé. Il s'agit de zones de subsidence compensant l'ascendance de la zone de chauffage. Lorsque le centre de chauffage est excentré par rapport à l'équateur (Fig. 2.6b), le centre de dépression situé dans l'hémisphère de chauffage se développe de manière plus importante que celui de l'autre hémisphère. Dans le cas du chauffage amazonien (Fig. 2.7a), il s'agit de la dépression du Chaco représentée par une circulation cyclonique et un centre de divergence situé dans le Sud-Ouest de la zone de convection du bassin amazonien. Il est accompagné dans les hautes couches d'une circulation inverse, donc anticyclonique (l'anticyclone de Bolivie, voir Figure 2.5a). La dépression du Chaco et l'anticyclone de Bolivie sont alors considérés comme une réponse régionale de la circulation atmosphérique du chauffage convectif amazonien. Il est intéressant de noter qu'une seconde zone de maximum de convergence dans le Sud-Sud-Est du centre de chauffage est également simulée dans la Figure 2.7a.

Lorsque les hauts reliefs de la cordillère des Andes sont simulés (Fig. 2.7b), les vents d'ouest du Pacifique disparaissent, et les alizés venant d'Atlantique équatorial sont contraints de tourner vers le sud-est, les Andes agissant alors comme une barrière. La branche ascendante de la convection amazonienne est alors renforcée et se développe vers le sud-est, rejoignant le centre de convergence du Sud-Est qui est alors déplacé vers le nord. Cette bande de convection a alors une position et une intensité correspondant de manière réaliste à la SACZ. Cette étude montre que les mécanismes de formation de la SACZ sont le résultat d'une interaction entre le chauffage diabatique de l'Amazonie, et l'orographie des Andes. De plus, la formation de la SACZ, étendant la zone de convection vers le sud-est, est accompagnée d'un déplacement également vers le sud-est de la dépression du Chaco. Gandu and Dias (1998) suggère que la subsidence compensant la convection amazonienne doit être située dans le Sud-Ouest de la source, l'extension de la SACZ vient donc renforcer la subsidence

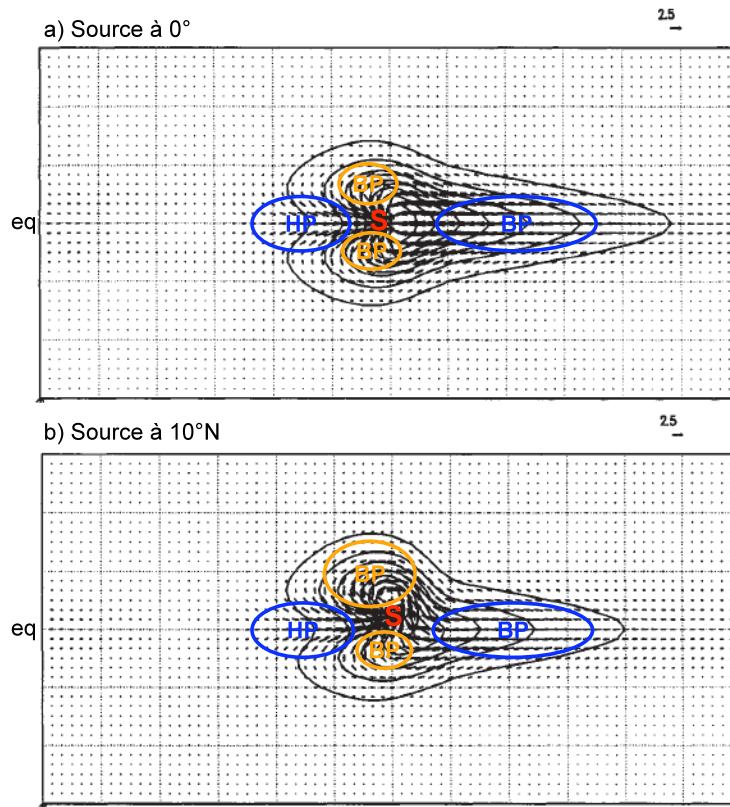


FIGURE 2.6 – Réponse linéaire à un maximum de chauffage centré **a** à l'équateur, **b** à 10°N (le S rouge indique la position de la source). Les flèches indiquent les anomalies de circulation du vent (maximum 10 m/s) dans les basses couches, et les contours les anomalies de pression (HP pour haute pression, BP pour basse pression). Dans les hautes couches, les anomalies sont les mêmes mais avec des signes inversés. La figure est le résultat numérique des équations linéaires "shallow water" (eaux peu profondes), sur lesquelles se base la théorie des ondes équatoriales. La réponse en ondes de Kelvin est indiquée en bleu, tandis que celle des ondes de Rossby est indiquée en orange. Adapté d'après James (1995).

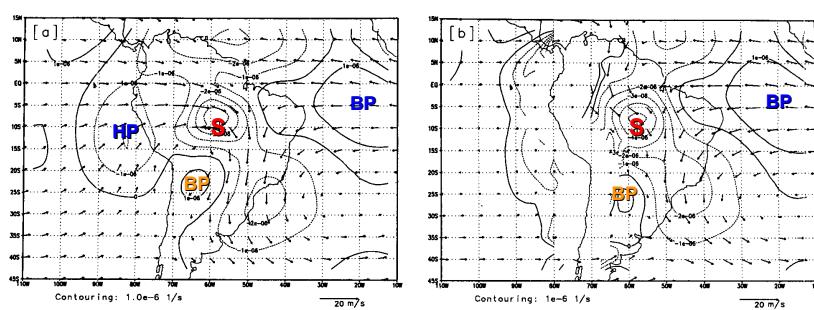


FIGURE 2.7 – Réponse atmosphérique d'un modèle de circulation atmosphérique à un chauffage situé à 10°S-58°W dans le bassin amazonien, **a** sans relief et **b** avec le relief de la cordillère des Andes simulé. Les vecteurs représentent le vent et les contours la divergence du vent à 850hPa. Mêmes indications que pour la Figure 2.6. Adapté d'après Figueroa et al. (1995).

dans le Nord de l'Argentine. De même, la zone de subsidence associée à la convection de l'ITCZ en Atlantique est située dans le Nord-Est du Brésil.

Dans les hautes couches de la troposphère, l'orographie andine n'a pas autant d'influence que dans les basses couches. Néanmoins, sa présence aurait pour effet une réduction d'intensité de l'anticyclone de Bolivie, et une intensification de la dépression située dans le Nord-Est du Brésil au même niveau.

2.3.2 Conservation de la vorticité et anticyclones subtropicaux

La circulation des basses couches au niveau des océans subtropicaux bordant les régions de mousson est caractérisée par la présence d'une gyre anticyclonique dans chaque océan. Dans le cas de la SAMS, il s'agit de l'anticyclone subtropical de l'Atlantique Sud à l'est, et l'anticyclone subtropical du Pacifique Sud à l'ouest. A l'aide de simulations numériques, Rodwell and Hoskins (2001) ont montré que la circulation subtropicale de basse troposphère en présence d'un système de mousson est un ensemble d'interactions entre le chauffage convectif des précipitations de mousson, un jet de basse altitude allant vers le pôle, un anticyclone subtropical à l'Est de la région de mousson, et un flux subsident allant vers l'équateur à l'Ouest. Concernant la SAMS, cela se traduit par la présence des structures suivantes :

- Comme décrit précédemment, la partie Nord de l'anticyclone subtropical de l'Atlantique Sud (les alizés) peut être interprétée comme une réponse des ondes de Kelvin au chauffage de l'Amazonie situé à l'ouest (Gill, 1980). L'intensité de cet anticyclone en été est donc principalement liée à la chaleur latente libérée pendant la mousson sud-américaine.
- L'équation de conservation de la vorticité ci-dessous montre qu'un flux vers le pôle doit se situer en-dessous d'un maximum d'ascendance :

$$\beta v = f \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (2.5)$$

avec p la pression, ω la vitesse verticale, v le vent méridien, f le paramètre de Coriolis et β son gradient méridien. Dans le cas de la SAMS, ce flux correspond au LLJ dont la présence permet la fermeture de la branche Ouest de l'anticyclone d'Atlantique Sud. Au-dessus du maximum d'ascendance, l'équation de conservation de la vorticité du flux moyen explique également la présence d'un flux vers l'équateur dans les hautes couches, correspondant à la branche Est de l'anticyclone de Bolivie.

- La réponse en ondes de Rossby à l'ouest du chauffage amazonien vient interagir avec les vents d'ouest de moyenne latitude guidés par l'anticyclone du Pacifique Sud. Cela se traduit par une région de descente adiabatique dans l'Est du Pacifique Sud. Cette subsidence subtropicale s'accompagne dans les basses couches d'un flux tournant vers l'équateur, satisfaisant ainsi l'équation de conservation de la vorticité, et fermant la branche Ouest de l'anticyclone du Pacifique Sud. La présence de la cordillère des Andes contrôle la localisation du flux subsident, qui borde ainsi les côtes chiliennes et péruviennes. La subsidence du Pacifique Ouest produit un upwelling froid dans l'océan à travers le transport d'Ekman.

2.4 Mode principal de la variabilité interannuelle des précipitations d'été dans le SESA

Dans cette section, nous nous intéressons au mode dominant de variabilité interannuelle d'été austral affectant les précipitations du Sud-Est d'Amérique du Sud (SESA). De nombreux auteurs ont montré qu'il s'agit d'une structure de dipôle entre le SESA et la région de la SACZ, ce que nous décrivons dans la section 2.4.1. Cette structure est associée à la variabilité des températures de surface océaniques (SST ; "sea surface temperature" en anglais) d'Atlantique Sud d'une part, via l'influence du déplacement et l'intensité de la SACZ (section 2.4.2), et à la variabilité des SST du Pacifique tropical d'autre part, via l'influence de l'oscillation australe d'El Niño (ENSO ; "El Niño southern oscillation" en anglais ; section 2.4.3).

2.4.1 Description du dipôle de précipitations SESA/SACZ

En été austral, un dipôle de pluie entre le SESA et la région de la SACZ dans le Sud-Est du Brésil a été identifié comme premier mode de diverses échelles de variabilité.

A l'échelle intrasaisonnière (variabilité interne à la saison), Nogués-Paegle and Mo (1997) ont identifié le dipôle à partir d'observations consistant en une alternance d'événements (d'au moins 10 jours consécutifs) secs et humides dans les subtropiques (le SESA), associés à des anomalies de signe opposé dans les tropiques (la SACZ) d'Amérique du Sud. Ainsi, les événements caractérisés par une intensification de la SACZ sont associés à une diminution des précipitations dans le SESA, et inversement, un affaiblissement de la SACZ correspond à des pluies plus importantes dans le SESA.

Ce dipôle de précipitations a également été identifié comme premier mode de variabilité à l'échelle interannuelle en été austral (c'est-à-dire la variabilité des pluies moyennes d'un été à l'autre), et a été associé à des anomalies de la circulation atmosphérique (Doyle and Barros, 2002 ; Robertson and Mechoso, 2000). En effet, une augmentation de la convection dans la SACZ conduit à une augmentation de dégagement de chaleur latente, ce qui a également pour effet d'augmenter la subsidence compensatrice associée située dans le SESA, où les précipitations sont alors diminuées (Gandu and Dias, 1998 ; Robertson and Mechoso, 2000 ; Cerne and Vera, 2011). Inversement, lorsque la SACZ est affaiblie, sa subsidence associée dans le SESA l'est aussi, ce qui a pour effet une augmentation des précipitations moyennes. Cette dernière configuration montrant une anomalie positive de précipitations dans le SESA et négative dans la SACZ correspond dans la suite de la thèse à une phase positive du dipôle. La configuration inverse montrant une anomalie négative des précipitations dans le SESA et positive dans la SACZ correspond à une phase négative. La différence entre phase positive et négative est représentée dans la Figure 2.8. La figure montre une anomalie de circulation anticyclonique dans les basses couches, correspondant à une anomalie de transport d'humidité vers le SESA. Cela favorise alors une diminution d'alimentation en humidité de la SACZ, où la convection diminue. Dans les hautes couches, ces anomalies de précipitations sont associées à une anomalie négative de géopotentiel dans le Sud de l'Amérique du Sud ainsi qu'une anomalie positive dans les subtropiques. La structure verticale de cette circulation est identifiée comme étant une structure barotrope, et correspond à une

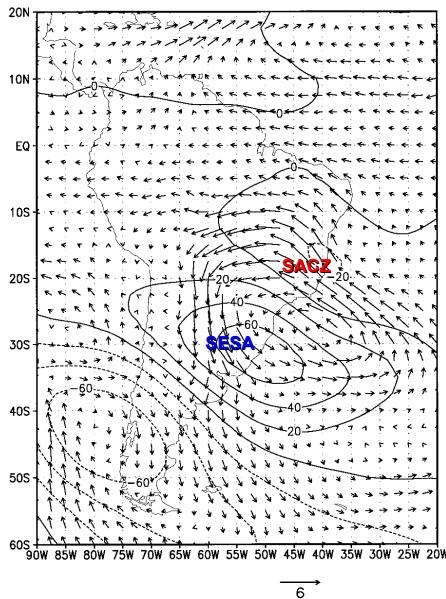


FIGURE 2.8 – Différence entre les phases positives et négatives du dipôle SESA/SACZ pour le géopotentiel à 200hPa (intervalle de contour : 10m), et le flux d'humidité à 850hPa (vecteur maximum : 10 m s^{-1}) d'après les réanalyses NCEP. D'après Nogués-Paegle and Mo (1997)

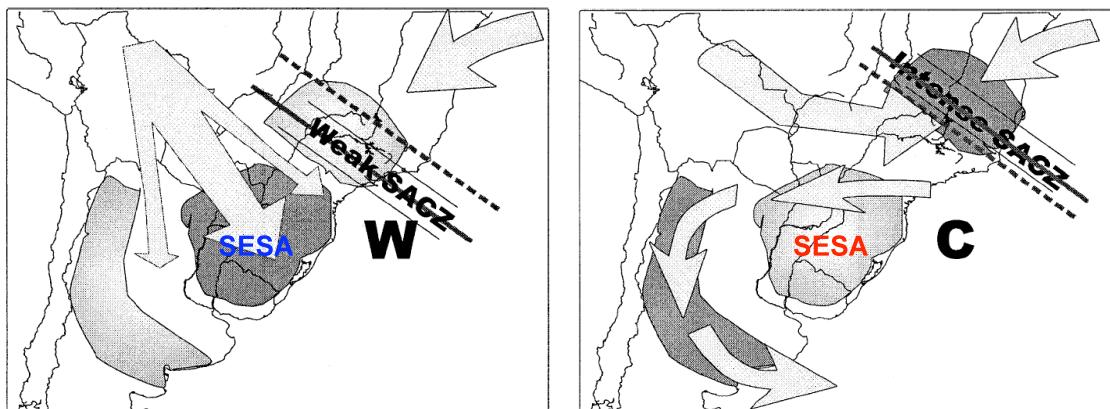


FIGURE 2.9 – Schéma du transport d'humidité dans des cas de janvier correspondant à **a** une anomalie chaude du WSSA (cas W pour "warm"), et **b** une anomalie froide du WSSA (cas C pour "cold"). Les zones d'anomalies maximums (minimums) de précipitations sont en gris foncé (gris clair). D'après Doyle and Barros (2002)

réponse caractéristique d'une onde de Rossby stationnaire isolée (Robertson and Mechoso, 2000).

Dans la thèse, nous nous intéressons principalement à cette structure de dipôle comme mode dominant de la variabilité des pluies du SESA en été à l'échelle interannuelle.

2.4.2 Influence de l'Atlantique Sud

Le dipôle de précipitations entre le SESA et la SACZ (ci-après mentionné comme le dipôle SESA/SACZ) a été identifié comme significativement corrélé à une anomalie Nord-Sud des SST en Atlantique Sud (Robertson and Mechoso, 2000 ; Doyle and Barros, 2002). Doyle and Barros (2002) ont étudié le lien entre le dipôle SESA/SACZ, et les anomalies de SST dans l'Ouest de l'océan Atlantique subtropical Sud (WSSA ; "western subtropical South Atlantic ocean" en anglais). Ils ont alors identifié deux situations extrêmes bien distinctes, décrivant également les anomalies associées à la circulation dans les basses couches (Fig. 2.9). Ainsi, dans le cas où la région du WSSA montre des anomalies chaudes de SST (Fig. 2.9a), le LLJ est intense et associé à un déplacement vers l'ouest de l'anticyclone d'Atlantique Sud, favorisant une augmentation du transport d'humidité dans les plaines subtropicales. La SACZ est alors affaiblie du fait d'une alimentation en humidité diminuée, et déplacée vers le sud, et les précipitations moyennes dans le SESA sont élevées. Cette configuration correspond à une phase positive du dipôle SESA/SACZ. Dans le cas contraire (Fig. 2.9b), une anomalie négative de SST dans le WSSA est associée à un faible LLJ et le déplacement vers l'est de l'anticyclone d'Atlantique Sud. Le LLJ tourne alors vers l'est et converge avec le flux venant d'Atlantique dans la région de la SACZ. Le transport d'humidité est alors réduit dans le SESA, où les précipitations sont diminuées, et la SACZ est intensifiée et se déplace vers le nord. De plus, une anomalie positive des précipitations apparaît également dans l'ouest de l'Argentine, favorisée par le transport d'humidité de l'Océan Atlantique vers cette région. Cette configuration correspond à une phase négative du dipôle SESA/SACZ.

Bien que le forçage initial n'ait pas été identifié, le mécanisme de feedback entre la SST d'Atlantique Sud et les pluies de la SACZ peut clairement être décrit (d'après Doyle and Barros, 2002) : une anomalie froide (chaude) de SST dans le WSSA située au sud de la SACZ comme représentée dans la Figure 2.9b (Figure 2.9a) intensifie le vent soufflant vers l'ouest (le sud-est) dans les latitudes subtropicales, orientant le flux tropical chaud et humide vers la SACZ (le SESA). Les précipitations de la SACZ sont alors intensifiées (diminuées), créant une anomalie locale froide (chaude) de SST. L'anomalie de SST advectée vers le sud par les courants redémarre alors un feedback positif, qui contribue à maintenir le système dans son état. A l'aide d'expériences numériques, Chaves and Nobre (2004) ont suggéré une explication radiative au feedback entre la SST et la SACZ. Une intense SACZ contribuerait à une diminution du flux solaire incident, due à la présence des nuages convectifs, ce qui entraînerait une anomalie négative de SST.

2.4.3 Influence du Pacifique : l'ENSO

Définition d'ENSO

Le phénomène El Niño résulte d'un mécanisme de couplage entre l'océan et l'atmosphère dans le Pacifique équatorial, provoquant des anomalies climatiques sur l'ensemble de la planète et affectant particulièrement la ceinture tropicale. Il apparaît de manière irrégulière tous les 2 à 7 ans (voir Philander, 1990 pour plus d'informations sur les mécanismes et impacts de l'ENSO) et il constitue le mode de variabilité le plus énergétique de la planète à l'échelle de la variabilité interannuelle (Garreaud et al., 2009).

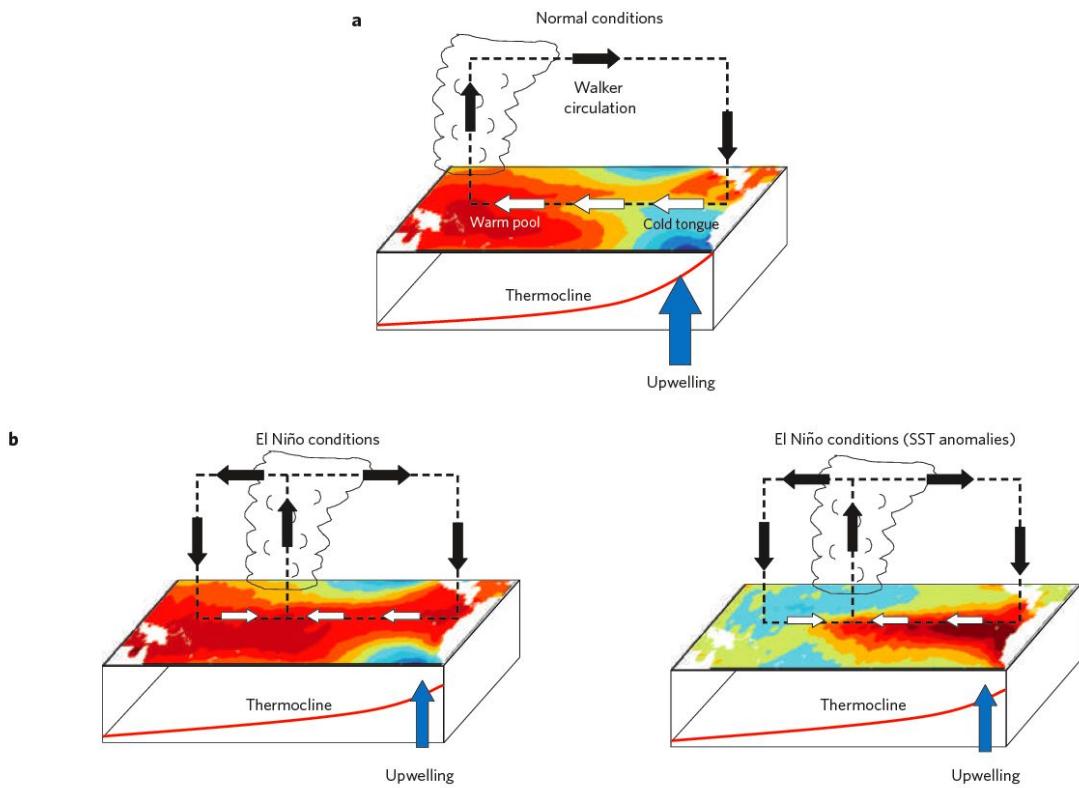


FIGURE 2.10 – Schéma idéalisé de la circulation atmosphérique et des conditions de surface océanique dans le Pacifique équatorial **a** dans des conditions normales et **b** dans des conditions El Niño (phase chaude d'ENSO), et ses anomalies de SST correspondantes (le bleu ne correspond pas à un refroidissement, mais à un réchauffement moins fort que le rouge). D'après Collins et al. (2010)

Le mécanisme d'ENSO consiste principalement en une modification de la circulation tropicale du Pacifique le long de l'équateur, en particulier de l'oscillation australe (Philander, 1990). Un événement El Niño (phase chaude d'ENSO) est défini par une anomalie positive de pression en Indonésie. Les alizés du Pacifique équatorial sont alors réduits, les eaux chaudes de surface sont entraînées vers l'est et la thermocline océanique à l'Est du bassin s'enfonce. La zone équatoriale de convection profonde (branche ascendante de la circulation de Walker, cf. Fig. 2.10a) normalement située dans l'Ouest du Pacifique se déplace alors vers l'est, au milieu du Pacifique équatorial (Fig. 2.10b). Un événement La Niña (phase froide d'ENSO) au contraire se traduit par une anomalie négative de pression en Indonésie, associée à un renforcement des alizés du Pacifique équatorial et une diminution de la SST dans l'Est du Pacifique équatorial.

Influence d'ENSO sur la variabilité interannuelle du climat sud-américain

En Amérique du Sud, l'ENSO constitue la source la plus importante de variabilité inter-annuelle, notamment sur les champs de températures et de précipitations (e.g., Paegle and Mo, 2002 ; Garreaud et al., 2009).

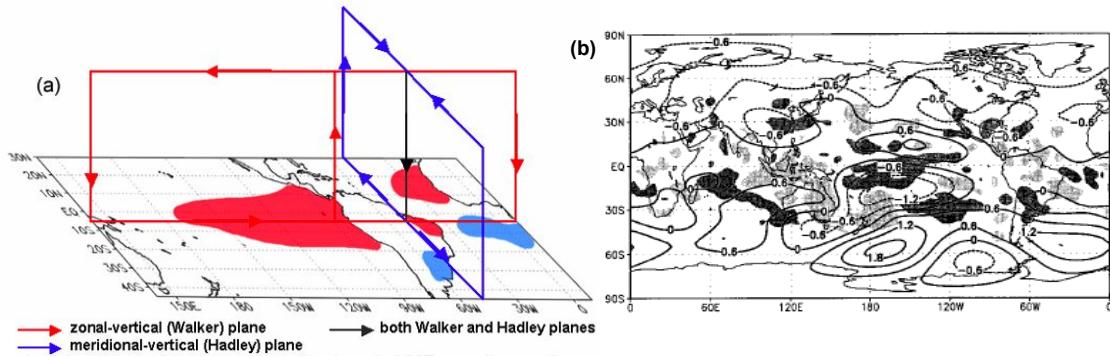


FIGURE 2.11 – **a** Anomalies dans les circulations de Walker et de Hadley durant la phase chaude d'ENSO (d'après Ambrizzi et al., 2004). Durant la phase froide, les anomalies sont les mêmes mais dans le sens opposé. **b** Anomalies de fonction de courant (Intervalle de contour : $0.6 \text{ } 10^6 \text{ m s}^{-2}$) et divergence du vent (unité : $0.2 \text{ } 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) à 200hPa, correspondant à la composante PSA quasi-biennale de la phase chaude d'ENSO (d'après Mo, 2000). Les zones de divergence (convergence) du vent de haute troposphère sont en noir (gris).

D'une part, les pluies de la région du SESA sont affectées via des anomalies de circulation à grande échelle telles que la circulation de Walker et de Hadley (Fig. 2.11a). En effet, durant les phases chaudes d'ENSO, les anomalies de la circulation de Walker dans le Pacifique sont dans le sens contraire de la circulation climatologique (voir section précédente), et entraînent une anomalie de subsidence dans le Nord-Est de l'Amérique du Sud. La circulation moyenne méridionale est également affectée dans le sens inverse de la circulation climatologique, via une anomalie dans la circulation de Hadley, par une diminution de la subsidence dans le SESA, ce qui crée une anomalie positive de pluie dans cette région.

D'autre part, le déplacement des branches ascendantes convectives du Pacifique équatorial est accompagné d'une anomalie de chauffage générant une réponse ondulatoire de l'atmosphère. Dans ce cas, la réponse de l'atmosphère est d'une part de générer une onde de Kelvin telle que décrite dans la section 2.3, et d'autre part l'excitation d'un train d'ondes de Rossby quasi-stationnaires dans l'hémisphère Sud (Fig. 2.11b). En effet, au cours d'un évènement El Niño, la circulation du Pacifique équatorial dans les hautes couches de la troposphère est caractérisée par de faibles valeurs de vents d'ouest n'atteignant pas la vitesse "critique" à un piégeage de l'onde. L'énergie générée par l'anomalie de chauffage n'est alors pas piégée dans les régions tropicales et peut se propager jusqu'à 60° vers les pôles, se dissipant progressivement en s'éloignant de l'équateur. Ces trains d'ondes de Rossby quasi-stationnaires sont générés dans chaque hémisphère en forme d'arc de cercle, par une succession d'anomalies négatives et positives se retrouvant notamment dans les champs de pression et de température de surface. Dans l'hémisphère Sud il s'agit de la structure appelée "Pacific-South American" (PSA; e.g., Karoly, 1989 ; Mo, 2000). Lorsque ce train d'onde atteint l'Amérique du Sud, il favorise une intensification du LLJ (Silva et al., 2009), exerce une anomalie de circulation cyclonique dans les basses couches des régions subtropicales, et de circulation anticyclonique dans les tropiques (e.g., Grimm et al., 2000). Par conséquent, une anomalie de convergence de transport d'humidité se met en place dans le SESA où les

précipitations augmentent, tandis qu'une anomalie de divergence traduit une diminution de l'intensité de la SACZ (Fig. 2.11b). Un phénomène El Niño a donc tendance, via un train d'onde de Rossby quasi-stationnaire, à favoriser une phase positive du dipôle SESA/SACZ.

De plus, Barreiro and Tippmann (2008) ont montré à l'aide de simulations numériques que les SST d'Atlantique équatorial peuvent moduler l'influence d'ENSO sur la variabilité des pluies du SESA. En effet, lorsque l'océan Atlantique équatorial est anormalement chaud, le flux d'humidité vers l'Amazonie est réduit, ce qui réduit également le transport d'humidité par le LLJ. L'apport d'humidité vers le SESA est donc également réduit, et limite l'augmentation des pluies dans cette région pendant les anomalies chaudes d'ENSO.

2.5 Synthèse

Au cours de chapitre, nous avons décrit les principales structures climatologiques d'été en Amérique du Sud, ainsi que les processus à l'origine de leur formation. Nous avons vu que l'été est une saison particulièrement humide dans les régions tropicales, avec de fortes pluies de mousson, tandis que l'hiver est caractérisé par un climat sec.

Nous avons alors analysé les anomalies de circulation typiquement liées à un régime de mousson, montrant que l'interaction entre l'effet des ondes équatoriales formées par le dégagement de chaleur latente, l'orographie andine et les anomalies de circulation liées à la conservation de la vorticité sont à l'origine des principales structures de circulation atmosphérique en été. Ces structures sont pour la plupart schématisées dans la Figure 2.2 :

- Une gyre anticyclonique dans le bassin amazonien où se situe le maximum climatologique de précipitations en Amérique du Sud,
- La SACZ, une bande de nuages et de pluies intenses s'étendant du bassin amazonien vers le Sud-Est du Brésil et l'océan Atlantique l'environnant,
- Un jet de basses couches, le LLJ, situé entre 10 et 20°S dans le versant Est des Andes,
- La dépression du Chaco dans les basses couches, associée à l'anticyclone de Bolivie dans les hautes couches. Les hautes couches sont aussi caractérisées par une dépression dans le Nord-Est du Brésil.
- Deux anticyclones subtropicaux : l'Anticyclone du Pacifique Sud et l'Anticyclone de l'Atlantique Sud.

Le SESA est caractérisé par une zone de subsidence compensant l'ascendance de la région de la SACZ. De plus, le LLJ est responsable d'une part importante de la quantité d'humidité dans cette région, via son transport depuis le bassin amazonien. La variabilité des pluies du SESA est donc directement liée à la variabilité de la SACZ et du LLJ. Nous avons vu que le mode dominant de variabilité interannuelle des pluies en été correspond à un dipôle entre la région de la SACZ et du SESA. Les phases positives (négatives) du dipôle correspondent à des étés où la SACZ présente une intensité plus faible (forte) que la normale, et à des pluies en moyenne plus importantes (faibles) dans le SESA. Ce dipôle de pluie est affecté par plusieurs facteurs, notamment liés à la variabilité des températures de surface océanique (Atlantique et Pacifique) :

- Des anomalies positives (négatives) de SST dans le WSSA sont associées à un LLJ orienté

vers le sud-est (l'est), une anomalie de circulation anticyclonique (cyclonique) entre la région de la SACZ et le SESA, ce qui par conséquent favorise la convergence d'humidité dans le SESA (la SACZ), et favorise une phase positive (négative) du dipôle de pluie.

- Une phase chaude (froide) d'ENSO entraîne à grande échelle des anomalies dans le sens opposé (dans le même sens) que la circulation de Walker et de Hadley, produisant une anomalie de subsidence (ascendance) dans le Nord-Est de l'Amérique du Sud, et d'ascendance (de subsidence) dans le SESA.
- L'anomalie de chaleur créée dans le Pacifique équatorial par une phase chaude (froide) d'ENSO excite un train d'onde de Rossby quasi-stationnaire formant un arc de cercle vers l'est, produisant dans le Sud de l'Amérique du Sud une anomalie de circulation cyclonique (anticyclonique) dans les basses couches, et dans les subtropiques un centre d'anomalie inverse. La convergence (divergence) d'humidité est donc favorisée dans le SESA, tandis qu'une anomalie de divergence (ascendance) vient affaiblir (intensifier) la SACZ.

Ces structures et mécanismes ont été résumés selon les connaissances actuelles disponibles dans la littérature, se basant sur des observations, des réanalyses, ou des expériences numériques de sensibilité. Ces connaissances sont clefs pour valider la représentation du climat sud-américain par les modèles de climat. De plus, dans un contexte d'étude où l'on cherche à caractériser l'évolution du climat futur, l'évolution des structures climatologiques et des principaux modes de variabilité actuellement observés peuvent servir de base à une telle étude. Certaines questions se posent alors :

- Les modèles de circulation générale sont-ils tous capables de représenter de manière réaliste le climat moyen et sa variabilité en Amérique du Sud ?
- Comment les principales structures climatologiques actuellement observées vont évoluer au cours du XXI^e siècle ?
- Comment le principal mode de variabilité observé va-t-il évoluer ?
- L'évolution du premier mode de variabilité explique-t-il la plus grande part des changements moyens simulés par les modèles ?
- Les changements de températures de surface de l'océan affecteront-ils la variabilité du climat en Amérique du Sud ? Ces changements seront-ils prédominants dans l'évolution de la variabilité ?

Chapitre 3

Variabilité des précipitations estivales dans le Sud-Est d'Amérique du Sud au cours d'un scénario de réchauffement climatique

Sommaire

3.1	Introduction	51
3.2	Projections of austral summer rainfall mean in Southeastern South America	52
3.2.1	Rainfall projections in the models	52
3.2.2	Physical processes evolution associated with projected mean precipitation	55
3.3	Summer Precipitation Variability over Southeastern South America in a Global Warming Scenario	64
3.3.1	Introduction	64
3.3.2	Data and methodology	66
3.3.3	Multi-model ensemble and rainfall in SESA	66
3.3.4	Dynamics associated with rainfall dipole changes	76
3.3.5	Summary and conclusion	81
3.4	Supplementary material	84
3.4.1	Supplementary EOF analysis	84
3.4.2	Supplementary SST related analysis	84
3.5	Bilan	88

3.1 Introduction

Nous avons vu en introduction que la moyenne de l'ensemble des modèles couplés de circulation générale (CGCM) utilisés dans le rapport du GIEC (IPCC, 2007) prévoit une augmentation des précipitations d'été statistiquement significative dans le Sud-Est d'Amérique du Sud (SESA) au cours du XXI^{ème} siècle. Cette moyenne d'ensemble cache des disparités

entre modèles qui méritent d'être étudiée. Dans ce chapitre, nous nous intéressons à étudier les processus physiques associés aux changements de précipitations d'été dans le SESA projetés par les modèles pour la fin du XXI^{ème} siècle. Ces changements sont étudiés selon deux points de vue.

Tout d'abord, nous nous intéressons aux changements moyens des précipitations. Dans cette partie, les projections des précipitations climatologiques d'Amérique du sud pour la fin du XXI^{ème} siècle sont étudiés à partir de 8 CGCM afin d'identifier des premières tendances exploitables. Un comportement en structure de dipôle est identifié, la plupart des modèles montrant soit une augmentation des pluies dans le SESA et une diminution dans la région de la zone de convergence Sud-Atlantique (SACZ), soit l'inverse (Fig. 3.2). Les processus physiques associés à deux modèles (CCCMA T63 et CNRM, voir Table 3.1) montrant des projections opposées sont alors analysés. Ces résultats préliminaires mènent à penser que le mode dominant de la variabilité interannuelle des pluies dans cette région, décrite par un dipôle entre le SESA et la région de la SACZ (cf. Chapitre 2; e.g., Doyle and Barros, 2002) influence le signal de pluie projeté pour la fin du XXI^{ème} siècle.

La suite de l'analyse consiste alors à étudier l'évolution de la variabilité interannuelle des pluies dans le SESA. Afin de diminuer les incertitudes liées à la dispersion entre les modèles, les résultats se basent sur un plus grand nombre de modèles. L'étude vise cette fois à caractériser les projections de 18 CGCM à travers l'évolution du dipôle SESA/SACZ : sa représentation par les modèles dans le présent, dans le futur, et l'évolution de chacune de ses phases au cours du XXI^{ème} siècle. Un comportement commun et cohérent est identifié pour 9 modèles, et les processus physiques associés à ce signal sont analysés. La part d'influence des changements dans la variabilité interannuelle des pluies sur les changements moyens de précipitations est également évaluée.

Ce chapitre a été rédigé en anglais. La section 3.2 est une étude préliminaire à l'article Junquas et al. (2011) rédigé pendant la thèse et constituant la section 3.3. L'article a été accepté et publié en ligne par *Climate Dynamics* le 6 Juillet 2011.

3.2 Projections of austral summer rainfall mean in Southeastern South America

3.2.1 Rainfall projections in the models

In this section, the December-January-February (DJF) climatological precipitation changes projected by the end of the twenty first century are analyzed from the set of simulations of 8 coupled general circulation models (CGCMs; CCCMA T63, CNRM, CSIRO, GFDL 2.0, INM, IPSL, MPI, MRI; see Table 3.1). Daily and monthly data from the Special Report on Emission Scenario (SRES) A1B simulations are used to represent the future climate of the twenty first century, while the «climate of the twentieth century» simulations (20C3M) are used for the present climate of the end of the twentieth century (1979-1999).

The DJF precipitation mean of the models is assessed and compared to the CMAP cli-

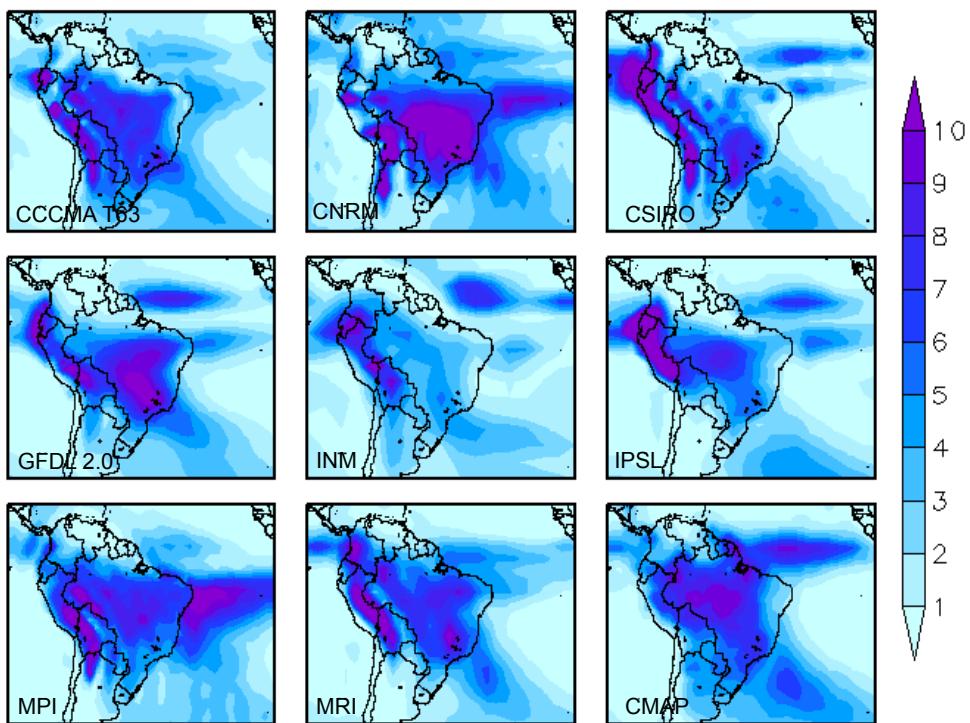


FIGURE 3.1 – DJF mean precipitation from 8 CGCMs and CMAP for (1979-1999). Units are in mm/day.

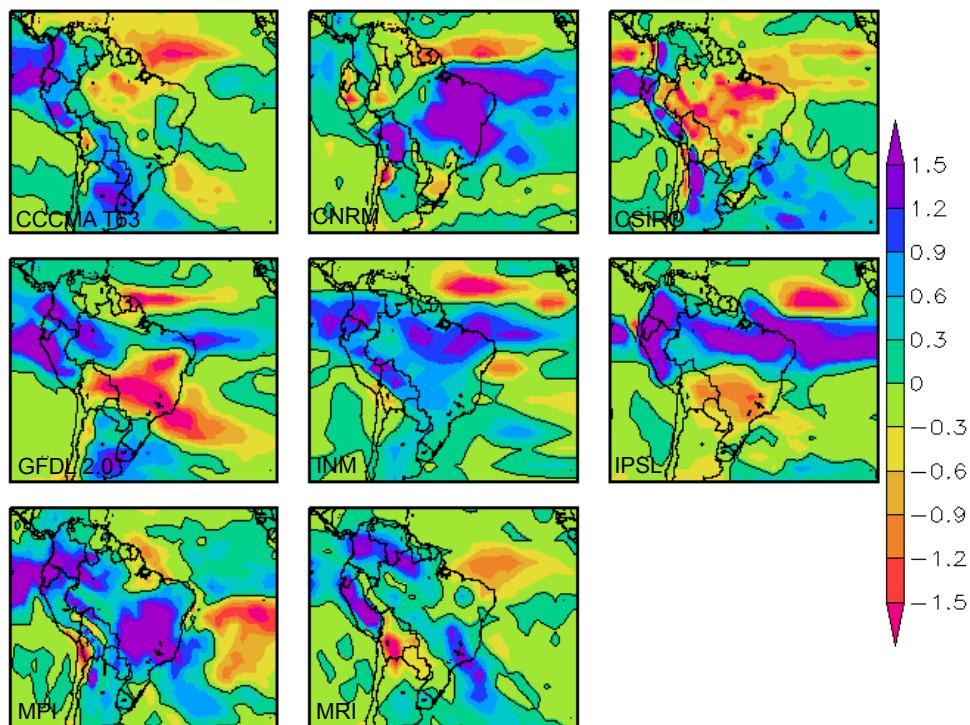


FIGURE 3.2 – DJF precipitation difference between the (2079-2099) and (1979-1999) periods, from 8 CGCMs. Units are in mm/day. Black contour indicates the 0 level.

matology for the present (Fig. 3.1). According to Vera et al. (2006a), results show that models are mostly able to represent a precipitation maximum over the Amazon basin, but with general differences in location and intensity when compared to CMAP. For example, CNRM exhibits a strong and southeastward extended maximum, while INM underestimates the Amazon rainfall. These biases seem to be associated with the double Atlantic intertropical convergence zone (ITCZ) represented in most of the models, the second precipitation maximum in the south of the equator producing a southeastward bias in the location of the Amazon maximum. In addition, the basic features of the South Atlantic convergence zone (SACZ) are simulated by most of the models. Although very few models are able to correctly represent its intensity and location, being too strong (GFDL, MRI, CNRM), too weak (INM, IPSL), or further located southeastward (INM, CSIRO). A dry bias in SESA is also found in most of the models (CNRM, GFDL, INM, IPSL, MRI). A strong common wet bias seems evident in the orographic precipitation maximum in central Andes, possibly due to overestimation of the convection in the models. However, Vera et al. (2006a) pointed out the limitations of gridded precipitation datasets like CMAP in representing the right amounts of precipitation over the Andes, which differ considerably from that represented by station data.

The projected precipitation changes as represented by the models are then studied. The difference is made for each model between the mean of the twenty last DJF of the twenty first century (2079-2099) and the mean of the twenty last DJF of the twentieth century (1979-1999) (Fig. 3.2). According to Vera et al. (2006a), most of the models exhibit a precipitation increase over SESA and near Peru, a southward shift of the Atlantic ITCZ, and results are mixed over the Amazon basin. It is also noticeable that they show opposite precipitation changes in SESA and the SACZ region : an increase (decrease) in SESA (SACZ) is found for 3 models (CCCMA, CSIRO, GFDL), while the opposite changes are found for 2 models (CNRM, MRI). Therefore, we selected two models showing opposite behavior (CCCMA and CNRM) in SESA-SACZ region in order to make a first exploration of the physical processes that might be explaining the projected rainfall changes.

For both models, the evolution of the mean precipitation in SESA and in the SACZ region from the end of the twentieth century to the end of the twenty first century is computed respectively in Figures 3.3a and b. For both regions, the evolution of the precipitation mean in the CCCMA and CNRM models are represented respectively in Figures 3.3c and d. It is clear that in SESA (Fig. 3.3a), CCCMA shows a positive precipitation trend (significant at $p<0.01$), while CNRM shows a negative trend, but not statistically significant ($p>0.01$). The opposite trends are displayed in the SACZ region, with a positive trend in the CNRM model and a negative trend in the CCCMA model, both trends being statistically significant ($p<0.01$). In Figure 3.3c, the CCCMA precipitation variability during the twenty first century seems stronger in the SESA than in the SACZ region. To the contrary, the CNRM model seems to exhibit a stronger variability in the SACZ region than in SESA (Fig. 3.3d). Consequently, the variability of the SACZ and SESA DJF precipitation also seem to project opposite behavior for both models. These results suggest that the physical mechanisms explaining the projections of the precipitation (mean and variability) could also be different in the models.

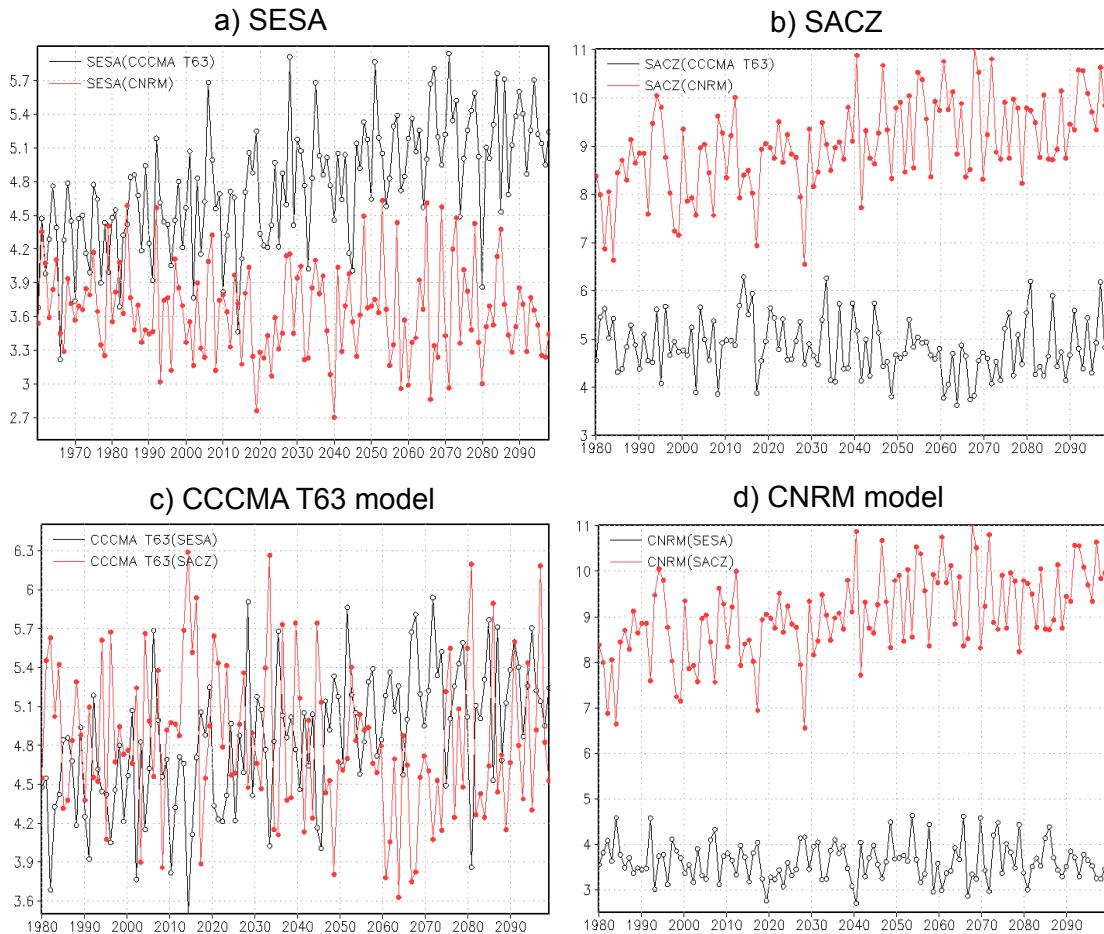


FIGURE 3.3 – DJF precipitation evolution from 1980 to 2100, **a** in SESA (62°W - 45°W ; 37°S - 22°S), and **b** in the SACZ region (50°W - 37°W ; 10°S - 22°S) for both models, and **c** in CCCMA T63 and **d** in CNRM for both regions. Units are in mm/day.

3.2.2 Physical processes evolution associated with projected mean precipitation

In this section, the physical mechanisms explaining opposite projected precipitation in CCCMA and CNRM are studied for both models.

Moisture flux

A complete analysis of the moisture flux changes associated with the precipitation changes in both CNRM and CCCMA models is made in this section. A decomposition of the moisture flux into a mean and a perturbation term is performed following Rasmusson (1967) :

$$\bar{Q} = \frac{1}{g} \int_{P_0}^P \bar{qV} dp = \frac{1}{g} \int_{P_0}^P \bar{q} \bar{V} dp + \frac{1}{g} \int_{P_0}^P \bar{q'} \bar{V'} dp \quad (3.1)$$

where Q is the horizontal humidity flux vertically integrated between the P_0 and P pressure levels, q is the specific humidity, V is the horizontal wind vector, and g is the gravity acce-

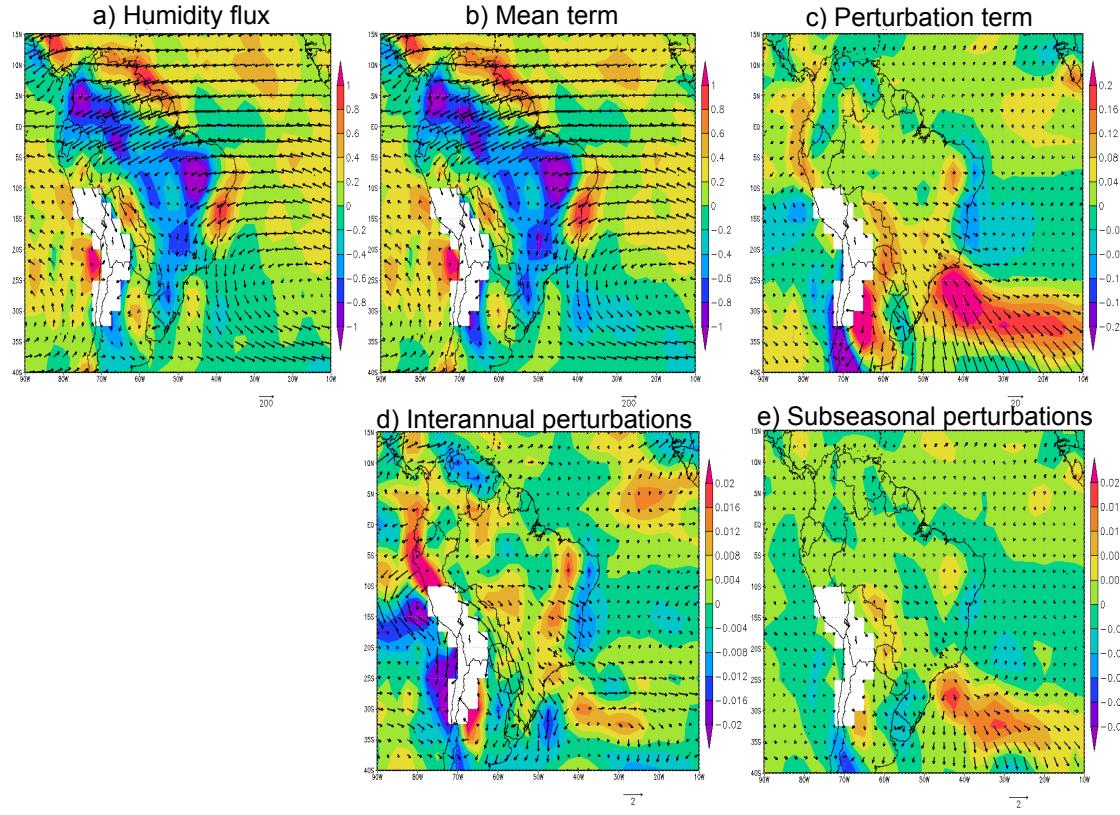


FIGURE 3.4 – DJF mean vertically-integrated moisture flux from 925 to 700hPa (arrows) and its divergence (color), from the 1979-1999 period of the NCEP-NCAR Reanalysis (Kalnay et al., 1996). **a** Humidity flux ($\bar{Q} = [\bar{qV}]_P$), **b** mean term of the humidity flux equation ($[\bar{q}\bar{V}]_P$), **c** perturbation term of the humidity flux equation ($[\bar{q}'\bar{V}]_P$), **d** Interannual perturbations ($M_S - M_T$), **e** Subseasonal perturbations ($X - M_D - (M_S - M_T)$). Divergence units are 10^{-1} $\text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$. Reference arrow in $\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner.

leration. The integration is made in the low levels of the troposphere, where most of water vapor is concentrated (e.g., Berbery and Collini, 2000; Doyle and Barros, 2002). Due to the presence of a mask at the 1000-hPa level over high mountains in the models data, the integration is made between 925 and 700hPa, to not introduce orographic biases.

The total humidity flux \bar{Q} is represented in the left part of the equation 3.1, and also written $[\bar{q}\bar{V}]_P$. The first term of the right part of the equation 3.1 is the mean term of the humidity flux, also written $[\bar{q}\bar{V}]_P$, and the second term is the perturbation term, also written $[\bar{q}'\bar{V}]_P$. The climatological mean of these three terms as described by the reanalysis are represented in Figure 3.4 (the description of the main structures of the total term of the humidity flux represented in Figure 3.4a are described in Chapter 2). Figure 3.4b shows that the mean term is mostly influencing the total term of humidity flux (Fig. 3.4a). The perturbation term (Fig. 3.4c) shows orders of magnitude of about 10% those of the mean term (Fig. 3.4b). The perturbation term is largely explained by the activity of midlatitude systems, with maximum values located over SESA, the LLJ maximum region and its exit, and the oceanic SACZ region (Fig. 3.4c). The orientation of the flux in the perturbation term is the same than in the mean term over the LLJ and SESA region, indicating that the perturbations enhance the LLJ,

in average. Over the southeastern coasts of Brazil, southeastward perturbation fluxes are found, producing moisture flux convergence in the vicinity of the coast, in opposition with the mean and total terms showing a divergence in this zone. Moreover, the perturbation term displays a divergence zone over the SACZ region, and convergence values are found in a part of SESA, resembling the pattern associated with the positive phase of the first leading mode of intraseasonal and interannual variability (which is associated with above-normal precipitation in SESA, and below-normal precipitation in the SACZ region, as described in Chapter 2 (e.g., Nogués-Paegle and Mo, 1997; Doyle and Barros, 2002).

The contribution of the perturbations to the moisture fluxes is then decomposed in those associated with interannual and subannual perturbations. In that sense, we define a daily climatological mean M_D , a seasonal mean of each year M_S , and a total mean M_T , supposing a variable $X(NA, ND)$ temporally defined during NA number of years, and ND number of days during the summer season :

$$M_D(id) = \frac{1}{NA} \sum_{ia=1}^{NA} X(ia, id) \quad (3.2)$$

$$M_S(ia) = \frac{1}{ND} \sum_{id=1}^{ND} X(ia, id) \quad (3.3)$$

$$M_T = \frac{1}{NA} \sum_{ia=1}^{NA} M_S(ia) \quad (3.4)$$

The total perturbations can then be defined as $X - M_T$. The interannual perturbations are $M_S - M_T$, and $X - M_D$ represents those perturbations in which only the annual cycle has been removed. The subannual or in this case subseasonal perturbations are then $X - M_D - (M_S - M_T)$.

Interannual and subseasonal perturbations of the humidity flux are represented in Figures 3.4d and e respectively. The structure of both perturbations are similar to that of the full perturbations (Fig. 3.4c), but of weaker intensity. The fluxes associated with interannual perturbations are maximum from the northern part of the LLJ southwards (Fig. 3.4d), while the subseasonal perturbation fluxes are maximum southwards from the LLJ maximum (Fig. 3.4e). In general, interannual perturbation fluxes are stronger than those for subseasonal perturbations, except in the southwestern South Atlantic ocean where the oceanic SACZ moisture divergence anomalies are stronger for the subseasonal perturbation fluxes (Fig. 3.4e). Consequently, interannual and subseasonal perturbation fluxes seem to represent distinct features of the perturbations term (Fig. 3.4c), and the study of both of them separately is then useful to understand different contributions of the general circulation to the moisture transport in the continent. Therefore, in order to assess the representation of mean and perturbations terms of the humidity flux equation in the model, we decide next to only represent the mean, subseasonal and interannual perturbation terms.

Figure 3.5 represents these three terms for both CCCMA T63 and CNRM models for present climate. It is clear for each model that the mean term of humidity flux (Fig. 3.5a and d) shows the same general structures than in reanalysis (Fig. 3.4b). However, noticeable differences are also observed : for the CCCMA model (Fig. 3.5a), the southern part of the

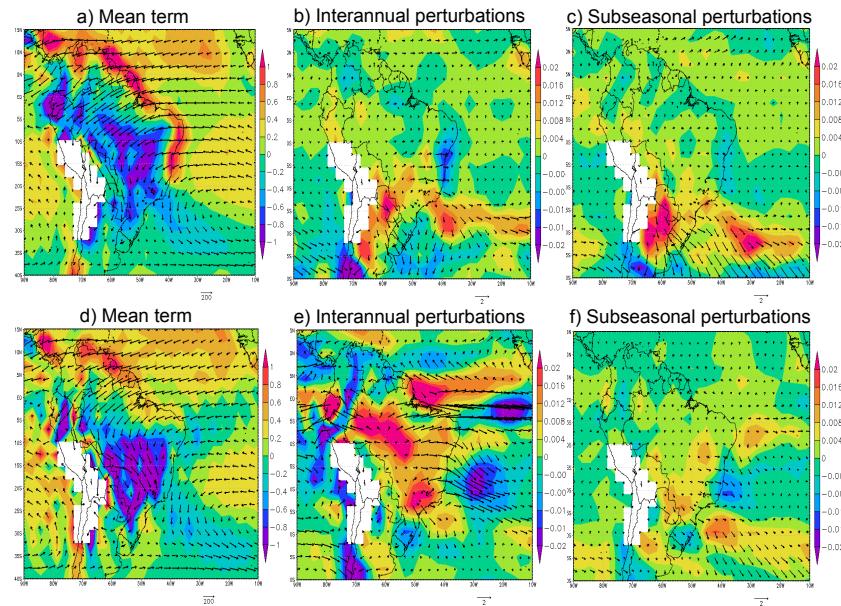


FIGURE 3.5 – **a, b and c** as Figures 3.4b, d and e but from CCCMA T63 present simulations. **d, e and f** as Figures 3.4b, d and e but from CNRM present simulations.

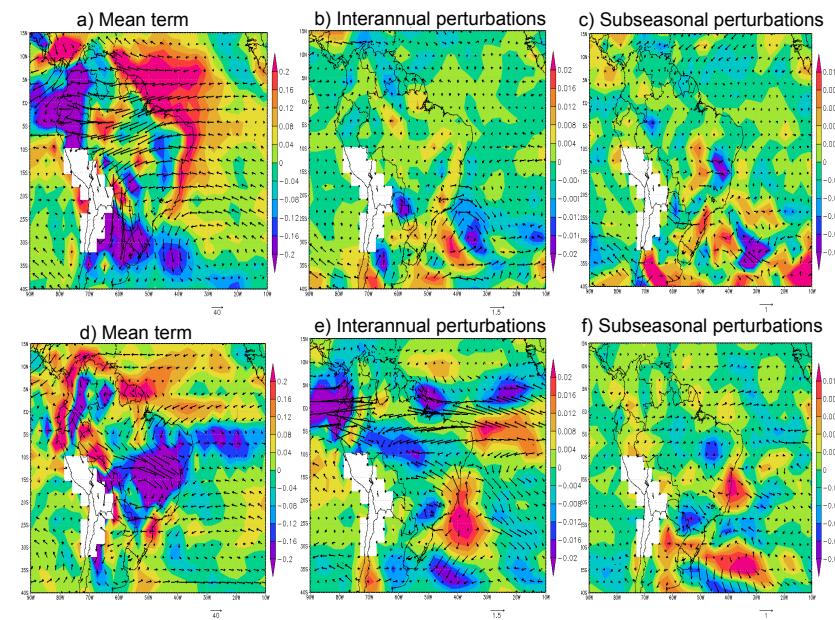


FIGURE 3.6 – As Figure 3.5 but averaging the difference between the (2079-2099) DJF mean of the SRES A1B scenario, and the (1979-1999) DJF mean of the present climate.

LLJ is strong and oriented southward, producing a convergence zone in SESA, while in the CNRM model (Fig. 3.5d) the northern part of the LLJ is oriented eastward, so the humidity from the Amazon basin is mostly transported into the SACZ region, and the SESA is drier. The convection in the SACZ would be then intensified, which is coherent with the positive precipitation bias in this region (Fig. 3.1).

The interannual and subseasonal perturbation moisture fluxes simulated by CCCMA (Fig. 3.5b and c respectively) are well represented, when compared to the reanalysis (Fig. 3.4d and e). However, the intensification of the northern part of the LLJ is not represented in the interannual perturbations (Fig. 3.5b), and the subseasonal perturbations show a divergence anomaly over SESA (Fig. 3.5c). Otherwise, CNRM subseasonal perturbations are similar to the reanalysis (Fig. 3.5f), but the corresponding interannual perturbations (Fig. 3.5e) exhibit a very distinctive structure than the reanalysis (Fig. 3.4d). The interannual perturbation fluxes show strong values over the tropics, associated with a weakening of the Atlantic trade winds (Fig. 3.5e). The perturbations also show a divergence anomaly over the Amazon basin and the SACZ region, and a convergence anomaly over SESA.

Consequently, CCCMA seems to correctly reproduce the intensity and general structures of the mean and perturbation terms of the humidity flux equation, when compared to the reanalysis. However, although the CNRM subtropical perturbation structures are in agreement with the reanalysis, the presence of large tropical interannual perturbation moisture fluxes that are not observed seems to indicate that the physical mechanisms originating such perturbations are different than in the reanalysis.

The projections of the changes in the moisture fluxes and the corresponding contributions for the end of the twenty first century are analyzed for both models in Figure 3.6. It is clear that the mean flux contribution is responsible of the projected precipitation indicated in Figure 3.2 : changes projected by CCCMA (Fig. 3.6a) are related to an enhanced LLJ and a anticyclonic circulation anomaly located between SESA and the SACZ region, which maintains a convergence anomaly over SESA and a divergence anomaly over the SACZ region. On the contrary, projected changes by CNRM (Fig. 3.6d) exhibit a reduced LLJ and a cyclonic circulation anomaly between SESA and the SACZ region, in turn enhancing the convergence over the SACZ region and the divergence over SESA. Consequently, changes projected by both models seem to be coherent with two opposite phase of the dipolar leading mode of variability, described in Chapter 2. The projected precipitation mean change by CCCMA seems to be more influenced by the positive phase of the dipole mode, while that by CNRM exhibits a projected preference for the negative phase of the dipole.

The projections of interannual and subseasonal perturbation moisture fluxes by both models also show opposite changes. While the contributions of both perturbation terms in CCCMA projections show a weakening of the LLJ (Fig. 3.6b and c), those of CNRM show an intensification (Fig. 3.6e and f). Consequently, the LLJ perturbation changes show opposite anomalies than the LLJ mean term changes, for both models. This result suggests that the perturbations are majoritarily influenced by the opposite phase of the SESA/SACZ dipole phase expressed in the mean terms. In addition, the decomposition of the moisture flux equation terms reveals that each moisture flux term of CCCMA shows opposite projected changes than those of CNRM. This result confirms and explains the opposite rainfall changes projected by these two models, found in section 3.2.1.

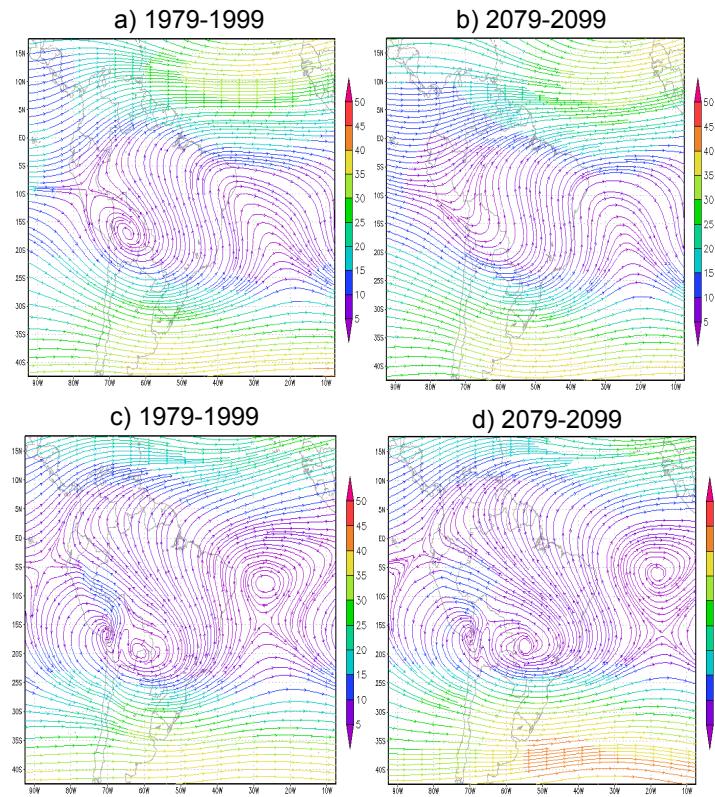


FIGURE 3.7 – DJF mean streamfunction of the wind at 200hPa for CCCMA **a** during the 1979-1999 period and **b** during the 2079-2999 period, and for CNRM **c** during the 1979-1999 period and **d** during the 2079-2999 period. Units are in m s^{-1} .

Atmospheric circulation

In Chapter 2, we showed that the strong convective rainfall in the Amazon is an important heating source in the atmosphere, mostly responsible of the formation of the main austral summer circulation structures in South America (e.g., Virji, 1981). In particular, the Bolivian high and the northeastern low are the main high-level circulation structures directly induced by the convective heating.

In order to assess these structures in the CCCMA and CNRM models and to study its projections in the future, the 200-hPa streamfunction DJF means are represented in Figure 3.7 for the end of the twentieth century and the end of the twenty first century. Both models are able to represent the main high-level circulation patterns of the present climate, when compared to the reanalysis (Fig. 2.5a in Chapter 2). However, while CCCMA shows a well located Bolivian high (Fig. 3.7a), the CNRM exhibits it at further south (Fig. 3.7c). This bias is coherent with its climatological precipitation showing the precipitation maximum also located in a southern position than in CMAP (Fig. 3.1). The projections for the end of the twenty first century show high-level circulation changes in both models (Fig. 3.7b and d). In CCCMA (Fig. 3.7b), the Bolivian high is largely weakened, which is in agreement with a projected decrease of the convective precipitation in Amazonia, while the opposite change is observed in CNRM (Fig. 3.7d). The projections in CNRM also show an eastward displacement of the structures, that could be associated with the eastward orientated change of the

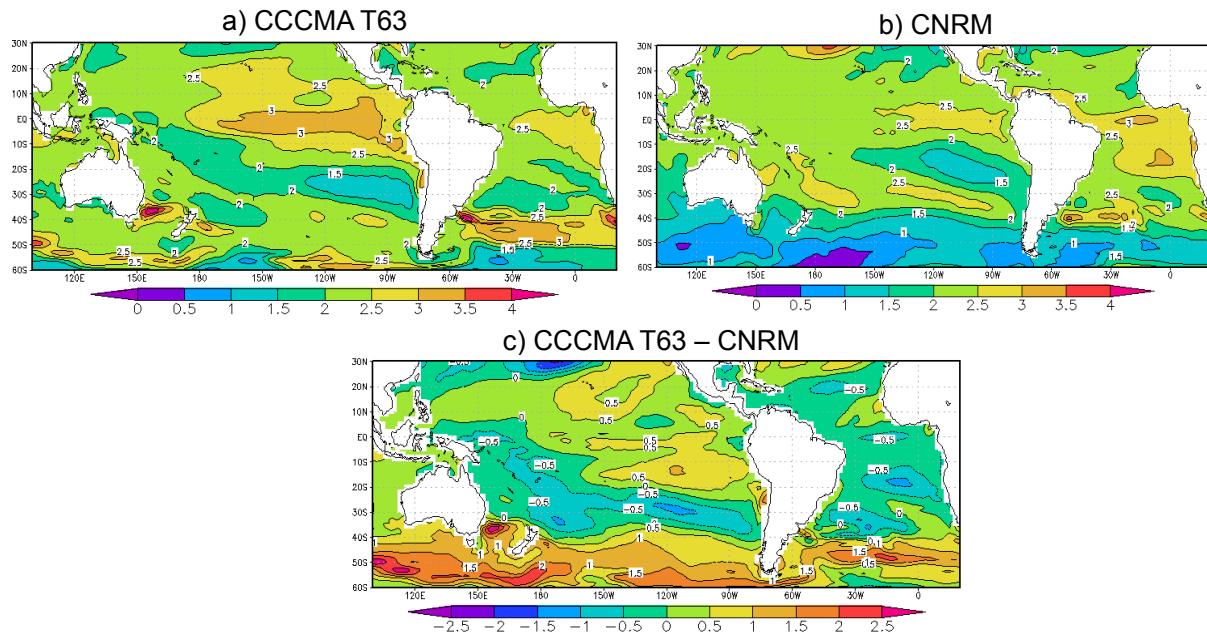


FIGURE 3.8 – DJF SST mean difference between the (2070-2999) and (1979-1999) period for **a** CCCMA T63, **b** CNRM, and **c** the difference CCCMA - CNRM. Units are in K.

LLJ displayed in Figure 3.6d.

Consequently, the opposite projected precipitation changes in CCCMA and CNRM are also associated with opposite projections in terms of changes in both low-level humidity transport and high-level circulation. This result shows that the physical processes explaining the rainfall projected evolution of these models are also in opposition.

Sea surface temperature

As it was discussed in Chapter 2, sea surface temperature (SST) variability is an important remote influence for precipitation variability in SESA. In particular, both Atlantic and Pacific SST variabilities are associated with the dipole leading mode of variability between SESA and the SACZ precipitation (see references in Chapter 2). As it was shown before, this mode seems to be largely influencing the precipitation changes projected for the end of the twenty first century in SESA. Therefore, the SST change projections in both CCCMA and CNRM models are then analyzed.

Figures 3.8 display for both models the difference between the SST mean projected for the end of the twenty first century and the corresponding SST means for the end of the twentieth century. It is clear that in the tropics, the CCCMA SST projected changes exhibit a maximum increase over the tropical Pacific (Fig. 3.8a), while in CNRM projections, SST increases mainly over the tropical Atlantic (Fig. 3.8b). The difference between the two structures confirm this point, showing a positive SST anomaly over the tropical Pacific and a negative SST anomaly over the tropical Atlantic.

In summary, the results of this section show that CCCMA and CNRM not only exhibit opposite projected structures at a regional scale, but they also project distinctive large scale

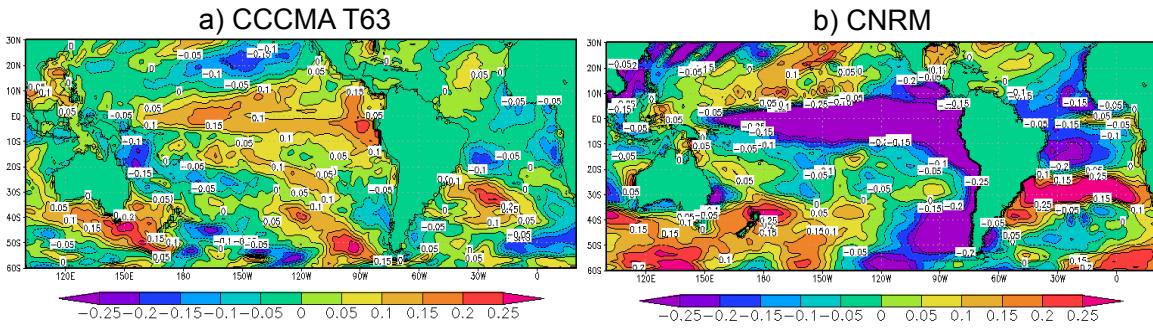


FIGURE 3.9 – Regression map between the precipitation mean in the SESA domain ($62\text{--}45^{\circ}\text{W}$; $37\text{--}33^{\circ}\text{S}$) and SST anomalies during DJF of 1979–1999 for **a** CCCMA T63, **b** CNRM.

structures, showing different evolution of the SST structures over the globe. It was shown in Chapter 2 that Pacific and Atlantic SST variabilities are associated with the SESA precipitation variability. It was also shown in Chapter 2 that a warm Pacific anomaly can generate a Rossby wave train over the Pacific ocean, reaching South America and inducing a positive dipole phase anomaly, with a positive precipitation anomaly over SESA, and a negative precipitation anomaly over the SACZ region. The CCCMA projected SST changes are then coherent with its precipitation dipolar projected preference. Therefore, the relative stronger Pacific SST warming of CCCMA could be inducing an increase of SESA precipitation. Otherwise, the relative stronger Atlantic warming of CNRM could produce a weakening of the trade winds and consequently a reduction of the humidity transported towards SESA.

Then, it appears important to better understand the physical mechanisms connecting SST variability and SESA precipitation variability in the models, in present climate. In a preliminary approach, we assessed such teleconnections by computing for both CCCMA and CNRM models the regression map between the precipitation mean in the SESA domain used in Figure 3.3 ($62\text{--}45^{\circ}\text{W}$; $37\text{--}33^{\circ}\text{S}$) and global SST anomalies (Fig. 3.9). Results show for both models a SST dipole structure in the Atlantic, with above-normal precipitation in SESA being associated with above-normal SST in the western southern Atlantic, and below-normal SST in the western tropical Atlantic. This structure is in agreement with previous studies (Robertson and Mechoso, 2000; Doyle and Barros, 2002; cf. Chapter 2). However, CNRM (Fig. 3.9b) shows stronger regression values related to this dipole structure than CCCMA (Fig. 3.9a). In addition, both models exhibit opposite regression values over the Pacific ocean. In Chapter 2, it was shown that various studies based on observations found that warm ENSO phases are related to positive precipitation anomalies in SESA (e.g., Mo, 2000; Grimm et al., 2000; Paegle and Mo, 2002; Ambrizzi et al., 2004). While CCCMA correctly represents this signal (Fig. 3.9a), CNRM clearly associates an El Niño-like structure in SST anomalies in the equatorial Pacific with below-normal precipitation in SESA (Fig. 3.9b). As a consequence, the CNRM model seems to represent a strong teleconnection between Pacific SST and SESA precipitation, but of opposite sign than that observed.

To sum up, we showed that the projected changes in SESA summer mean precipitation during the twenty first century in the models exhibit a spatial pattern that resemble that

associated with the first leading mode of the precipitation interannual variability. From the analysis of 8 models, it was found that some models like CCCMA seem to project a preferential evolution to the leading pattern positive phase, describing a precipitation decrease in the SACZ region and an increase in SESA. This precipitation change pattern seems to be associated with a stronger warming in the tropical Pacific than in the tropical Atlantic. Otherwise, changes in SESA precipitation projected by other models like CNRM seem to be influenced by a preferential evolution to the dipole negative phase, with a precipitation increase in the SACZ region and a decrease in SESA. Also, a stronger Atlantic warming seems to be associated with these projections. Nevertheless, it should be pointed out that CNRM also shows unrealistic influence of the tropical Pacific over SESA precipitation. ENSO being the most important source of variability in South America (e.g., Garreaud et al., 2009), the consequences of such a bias can severely affect the reliability of the projected precipitation variability.

On the basis of these preliminary studies, next section describes a comprehensive study based of the evolution of the first leading interannual variability mode in SESA precipitation projected for the twenty first century by 18 CMIP3 CGCMs. The study constitutes a paper accepted in Climate Dynamics the 6th of July of 2011.

3.3 Summer Precipitation Variability over Southeastern South America in a Global Warming Scenario

C. Junquas, C. Vera, L. Li , H. Le Treut

Paper accepted in *Climate Dynamics* the 6th of July 2011

Abstract in Annexe A.1

3.3.1 Introduction

It has been a challenge for the international scientific community to understand future climate changes associated with greenhouse gas increase, particularly at regional scales. The World Climate Research Program/Coupled Model Intercomparison Project (WCRP/CMIP3) Experiment has provided the most comprehensive scenarios for future climate change studies, so far. In particular, the multi-model projection for the twenty first century indicates general increases of summer precipitation in the tropical monsoonal areas and decreases in the subtropics. However, the region of southeastern South America (SESA) is one of the few subtropical regions where projected summer rainfall increases significantly by the end of the twenty first century (IPCC, 2007). SESA includes the La Plata basin, where an increasing trend of the annual rainfall has already been identified during the twentieth century, with a rainfall increase between 20% and 30% (Giorgi, 2002). La Plata basin is the second largest basin in South America, being a region with dense populations and local economies strongly depending on agricultural activities and hydroelectricity generation. Therefore, assessing projected precipitation changes in this region is an important and considerable challenge.

During summer, rainfall in SESA is strongly linked to the South American monsoon system (SAMS) (e.g., Vera et al., 2006ba ; Marengo et al., 2010). One of the distinctive features of SAMS is represented by the South American Convergence Zone (SACZ), a southeastward band of cloudiness and precipitation extending from southern Amazon towards southeastern Brazil and the surrounding Atlantic Ocean (e.g., Kodama, 1992). In addition, a considerable portion of the moisture present in SESA comes from the Amazon basin, transported by the South American low-level jet (SALLJ) that is located east of the Andes, and it is a crucial component of the atmospheric water cycle in the region, (e.g., Berbery and Barros, 2002). The SALLJ is considered to close off the South Atlantic subtropical anticyclone located to the east of the continent (Rodwell and Hoskins, 2001).

Summer rainfall variability in SESA is also influenced by SACZ and moisture transport variability at a wide range of timescales (Vera et al., 2006ba). The leading pattern of summer rainfall variability in SESA on interannual timescales is characterized by a dipole-like structure with rainfall anomaly centers of opposite signs located at both SESA and the SACZ regions (e.g., Doyle and Barros, 2002). Nogués-Paegle and Mo (1997) identified a similar seesaw-like pattern in the variability of OLR anomalies filtered on intraseasonal timescales. Such pattern tends to promote above-normal rainfall in SESA and below-normal rainfall in the SACZ region, or vice versa. Changes in the strength and direction of the SALLJ controlling the moisture transport from the Amazon basin into SESA, have also been identified

at both intraseasonal (e.g., Nogués-Paegle and Mo, 1997; Li, 1999) and interannual timescales (Doyle and Barros, 2002). Strong (weak) SALLJ events are associated with a westward (eastward) shift of the South Atlantic subtropical high, leading to an increase (decrease) of moisture transport and convective activity in SESA and to a weakened (enhanced) SACZ (e.g., Nogués-Paegle and Mo, 1997). In addition, weakened (enhanced) diabatic heat release by the SACZ has been linked to a decrease (increase) of the compensating subsidence over SESA (e.g., Gandu and Dias, 1998; Robertson and Mechoso, 2000; Cerne and Vera, 2011).

It has been recognized that climate variability in SESA is remotely influenced by sea surface temperature (SST) anomalies in the tropical Pacific Ocean associated with El Niño Southern Oscillation (ENSO ; e.g., Paegle and Mo, 2002 and references therein). ENSO influence is exerted through a Rossby wave train extended between the tropical Pacific Ocean and South America along an arch trajectory. During warm ENSO phase, the wave train induces a cyclonic low-level circulation anomaly at the extratropical regions of South America, and an anticyclonic low-level circulation anomaly in the tropics (e.g., Grimm et al., 2000). These circulation anomalies lead to a convergence of moisture transport anomalies and precipitation increase over SESA and a divergence of moisture transport anomalies over the SACZ region. In addition, variability of the rainfall anomaly dipole pattern has been linked to SST anomalies in the South Atlantic Ocean (e.g., Robertson and Mechoso, 2000 ; Doyle and Barros, 2002). In particular, positive phase of the dipole pattern that corresponds to rainfall above normal in the SESA and below normal in the SACZ region has been associated with warm SST anomalies in the western subtropical South Atlantic (WSSA ; Doyle and Barros, 2002).

From the above-mentioned studies, it is evident that summer rainfall variability in SESA results from complex physical processes involving both regional and remote phenomena. But how is its future evolution going to be under a global warming context? How much of the projected changes in the summer mean rainfall is accounted by changes in the rainfall year-to-year variability? Considering the major relevance of the dipole pattern on summer rainfall variability in SESA, as described by other studies, the motivation of this work is thus to answer these questions quantifying future rainfall variability in the region in terms of properties of the dipole structure associated with the leading pattern of regional rainfall variability. Emphasis is made in studying the physical processes underlying variations of the dipole pattern in a global warming scenario associated with an increase of greenhouse gases.

Our results will confirm, through the analysis of the behavior of the dipole pattern in a GHG-increase scenario as depicted by the multi-model ensemble that the increasing trend of summer precipitation projected in the SESA region seems to be associated with an increase of the frequency of the positive phase of the dipole that induces positive rainfall anomalies in SESA. Furthermore, such an increase in the frequency of those dipole events seems linked to a differential warming of the tropical Pacific Ocean in the context of a GHG-increase scenario.

The paper is organized as follows : main features of the data set and climate models considered are presented in Section 3.3.2, which also includes a methodology discussion. In Section 3.3.3, the ability of the climate models in representing the dipole pattern is discussed as well as the changes of dipole activity depicted by the multi-model ensemble. Section 3.3.3 also includes an analysis of the criteria that has been followed to select the most suitable multi-model ensemble to study the projected changes of the summer rainfall dipole variability. The dynamics associated with future changes in the dipole pattern and in par-

ticular its relationship to SST changes in the tropical oceans, are analyzed in Section 3.3.4. Finally, we summarize and conclude in Section 3.3.5.

3.3.2 Data and methodology

Monthly means of rainfall, SST and a few tropospheric variables were obtained from the set of simulations of 18 coupled general circulation models (CGCMs ; Table 3.1) of the WCRP/CMIP3 multi-model dataset computed for the IPCC-AR4 Report (Meehl et al., 2007). The 18 models were chosen according to the availability of variables needed for the study. The simulations of the “climate of the twentieth Century experiment” (20C3M) are used to describe the climate conditions for the period 1979-1999, while the simulations for the twenty first century based on the scenario SRES-A1B are considered to describe future climate change conditions. SRES-A1B corresponds to a continuous increase of the CO₂ concentration over the twenty first century until a level of 720 ppm by 2100 (Nakićenović et al., 2000). It has been extensively used in the literature as it represents a midrange future scenario. Detailed documentation about the multi-model dataset can be found at <http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/modeldocumentation/ipccmodeldocumentation.php>. In addition, monthly mean rainfall fields from the Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Rainfall (CMAP) dataset (Xie and Arkin, 1997) are used to describe the mean and variability conditions observed in the rainfall between 1979 and 1999.

An empirical orthogonal function (EOF) analysis of the seasonal (December-January-February ; DJF) rainfall anomalies was made over South America to describe the year-to-year summer rainfall variability. The leading pattern displays a dipole-like structure with rainfall anomalies of opposite sign over SESA and the SACZ region, respectively (Fig. 3.10a). In order to focus the study over SESA, the EOF analysis domain was reduced at 39°-16°S and 64°-31°W. The resulting leading mode (EOF1) also represents a dipole-like structure (Fig. 3.10b), and its corresponding time series (PC1) exhibits a correlation of 0.69 with that associated with the leading pattern resulted from the continental-scale domain. Moreover, EOF1 pattern is similar to the dipolar structure described by Doyle and Barros (2002) and more recently, by Grimm and Zilli (2009), both of them considering different regions and periods. The rainfall dipole identified in the SESA domain (Fig. 3.10b) is then considered in the rest of the paper to represent the summer rainfall variability in the region.

3.3.3 Multi-model ensemble and rainfall in SESA

Extracting the most useful information and estimating uncertainties from a large number of climate models and simulations is still a challenge. In particular, for some regions, eliminating models that poorly represent present-day climate or exhibit incoherent physical behavior in a future climate, results often in a spread decrease of the multi-model ensemble (Knutti, 2010 and references therein).

Previous works have shown that most of the WCRP/CMIP3 models are able to describe the main features associated with South America summer climate, although they still exhibit considerable dispersion in quantifying mean and variability of summer rainfall in the region (e.g., Vera et al., 2006cb ; Vera and Silvestri, 2009).

In the following sections, a detailed analysis of the ability of the 18 models in depicting the features associated with the leading pattern of rainfall variability is presented. We will

Acronym	Model Name	Institutes (Country)	Resolutions (°lat x °lon)	Reference
CCCMA T63	CGCM3.1(T63)	Canadian Center for Climate Modeling and Analysis(Canada)	Atm : T47 (~2.8°x2.8°) Ocn : 1.9°x1.9°	Flato 2005
CCCMA T47	CGCM3.1(T47)	Canadian Center for Climate Modeling and Analysis(Canada)	Atm : T47 (~2.8°x2.8°) Ocn : 1.9°x1.9°	Flato 2005
CNRM	CNRM-CM3	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques (France)	Atm : T63 (~1.9°x1.9°) Ocn : 0.5°-2°x2°	Salas-Mélia et al. (2005)
CSIRO	CSIRO-MK3.0	CSIRO Atmospheric Research (Australia)	Atm : T63 (~1.9°x1.9°) Ocn : 0.8°x1.9°	Gordon et al. (2002)
GFDL2.0	GFDL-CM2.0	US Dept. of Commerce/NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)	Atm : 2°x2.5° Ocn : 0.3-1°x1°	Delworth et al. (2006)
GFDL2.1	GFDL-CM2.1	US Dept. of Commerce/NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)	Atm : 2°x2.5° Ocn : 0.3-1°x1°	Delworth et al. (2006)
GISS AOM	GISS-AOM	NASA/Goddard Institute for Space Studies (USA)	Atm : 3°x4° Ocn : 3°x4°	Russell 2005
GISS-EH	GISS-EH	NASA/Goddard Institute for Space Studies (USA)	Atm : 4°x5° Ocn : 2°x2°	Schmidt et al. (2006)
GISS-ER	GISS-ER	NASA/Goddard Institute for Space Studies (USA)	Atm : 4°x5° Ocn : 4°x5°	Schmidt et al. (2006)
INM	INM-CM3.0	Institute for Numerical Mathematics (Russia)	Atm : 5°x4° Ocn : 2°x2.5°	Volodin and Diansky (2004)
IPSL	IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace (France)	Atm : 2.5°x3.75° Ocn : 2°x2°	Marti et al. (2005)
MIROC hires	MIROC3.2 (hires)	Cent. for Clim. Sys. Res, Univ of Tokyo, Nat. Inst. for Envir. Studies & Frontier Res. Cent. For Global Change (Japan)	Atm : T101(~1.1°x1.1°) Ocn : 0.2°x0.3°	Hasumi et al. (2004)
MIROC medres	MIROC3.2 (medres)	Cent. for Clim. Sys. Res, Univ of Tokyo, Nat. Inst. for Envir. Studies & Frontier Res. Cent. For Global Change (Japan)	Atm : T42(~2.8°x2.8°) Ocn : 0.5°-1.4°x1.4°	Hasumi et al. (2004)
MIUB	ECHO-G	Meteorological Institute of the University of Bonn (Germany)	Atm : T30 (3.9°x3.9°) Ocn : 0.5°-2.8°x2.8°	Min et al. 2005
MPI	ECHAM5/MPI-OM	Max Planck Institute for Meteorology (Germany)	Atm : T63 (~1.9° × 1.9°) Ocn : 1.5°x1.5°	Jungclaus et al. 2006
MRI	MRI-CGCM2.3.2	Meteorological Research Institute (Japan)	Atm : T42 (~2.8°x2.8°) Ocn : 0.5 2°x2.5°	Yukimoto et al. (2006)
UKMO HadCM3	UKMO HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office (UK)	Atm : 2.5°x3.75° Ocn : 1.25°x1.25°	Gordon et al. 2000
UKMO HadGEM1	UKMO HadGEM1	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office (UK)	Atm : ~1.3°x1.9° Ocn : 0.3°-1°x1°	Johns et al. 2006

TABLE 3.1 – Models used in the study.

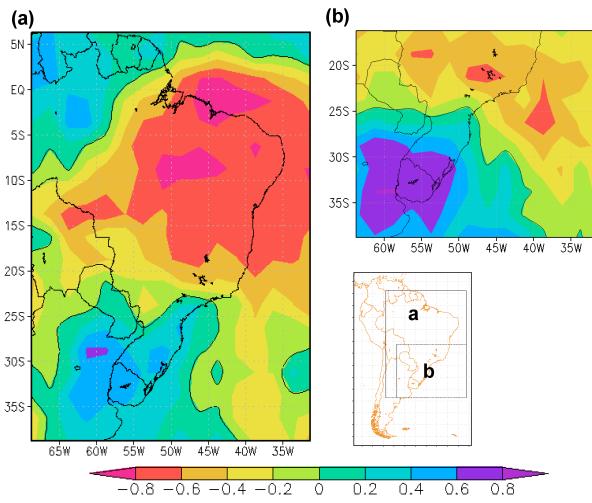


FIGURE 3.10 – Leading mode of the Empirical Orthogonal Function (EOF1) of December-January-February (DJF) rainfall anomalies for the 1979-1999 period, from the CMAP dataset over two different domains of South America, explaining **a** 21% and **b** 19% of the total variance, respectively. Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level.

show, furthermore, that the most suitable models to study the changes of the DJF rainfall dipole and its physical processes in the future are those showing : i) ability to represent the rainfall dipole pattern in the present as in the future climate, ii) coherence in projecting positive rainfall changes in SESA by the end of the twenty first century, and iii) a coherent behavior of the future evolution of the dipole. As it is explained below, nine of the eighteen considered models fulfill the required criteria.

Representation of the DJF rainfall dipole

The ability of the models in representing the space-time features of the observed leading modes of rainfall interannual variability is firstly assessed. The EOF analysis was applied to the DJF rainfall anomalies of the 18 models for the periods 1979-1999 and 2001-2098 respectively. A comparison between the EOF1 obtained from observations (Fig. 3.10b) and those depicted by the models for the end of the twentieth century (Fig. 3.11) reveals that 14 models represent a dipole-like structure similar to that observed, while 4 models (GISS-eh, GISS-er, IPSL and MPI) having strong limitations to represent it. Figure 3.11 also shows that a common model bias detected for the late twentieth century, is that the simulated centers of action of the dipole pattern are shifted northeastward with respect to the observed counterparts. Table 3.2 shows the spatial correlations between the EOF1 obtained from CMAP and those obtained from the model simulations. They are statistically significant for most of the models with exception of GISS-er, MPI, and IPSL. It was found that these four models exhibits a dipole-like structure in association to their corresponding EOF2, meaning that although these models can reproduce such pattern, it is not the dominant one. Figure 3.11 also shows that GISS-eh model exhibits a subtropical center of action of the corresponding EOF1 located off the coast. EOF1 was also computed from the model simulations for the twenty first century (2001-2098) (supplementary Fig. 3.24) and most of the models are also

Model	EOF1 explained variances (%)		Correlation (EOF1(model) and EOF1(CMAP))	
	1979-1999	2001-2098	1979-1999	2001-2098
CCCMA T47	25	24	0.5984	0.7015
CCCMA T63	23	25	0.8948	0.8681
CNRM	26	22	0.3504	0.5416
CSIRO	31	22	0.8315	0.8924
GFDL2.0	21	18	0.5962	0.6548
GFDL2.1	31	25	0.8708	0.8395
GISS AOM	26	26	0.3040	0.1994
GISS-EH	25	26	0.4605	0.6908
GISS-ER	20	19	0.0819	0.5495
INM	32	23	0.8208	0.8064
IPSL	26	19	-0.2143	0.3707
MIROC hires	26	20	0.6694	0.8183
MIROC medres	32	23	0.8336	0.7278
MIUB	41	30	0.6520	0.4536
MPI	22	21	-0.0779	0.4550
MRI	28	23	0.7258	0.3613
UKMO hadCM3	32	30	0.5984	0.7897
UKMO hadGEM1	23	23	0.8204	0.8738
Total mean	27,22	23,28	0.5454	0.6441
9-model mean	29,11	24,11	0.7272	0.7495

TABLE 3.2 – List of EOF1 explained variances and spatial correlation between each model EOF1 and CMAP EOF1. Correlation values statistically no significant at 95% are boldface.

able to represent the dipole-like structure for this period. The exception is GISS-AOM, which exhibits an EOF1 that is not significantly associated with the observed one (Table 3.2). In essence, 13 of the 18 models are able to represent the rainfall dipole as the leading mode in a present period as in the future projections. The 5 other models (GISS-AOM, GISS-eh, GISS-er, IPSL and MPI) show limited ability to represent it as the leading pattern of rainfall variability and they should not be part of a model ensemble used to study the dipole evolution.

An analysis of the variance percentage explained by the EOF1 computed over the end of the twentieth century (Table 3.2), reveals that the pattern obtained from CMAP data explains 19% of variance while for most of the models, it explains between 20% and 40%. A decrease of the variance explained by EOF1 is found however, for the majority of the models when the pattern is computed over the whole twenty first century period, ranging those percentages between 18 and 30% (Table 3.2). Nevertheless, it seems that models in average tend to overestimate in some extent the activity of EOF1.

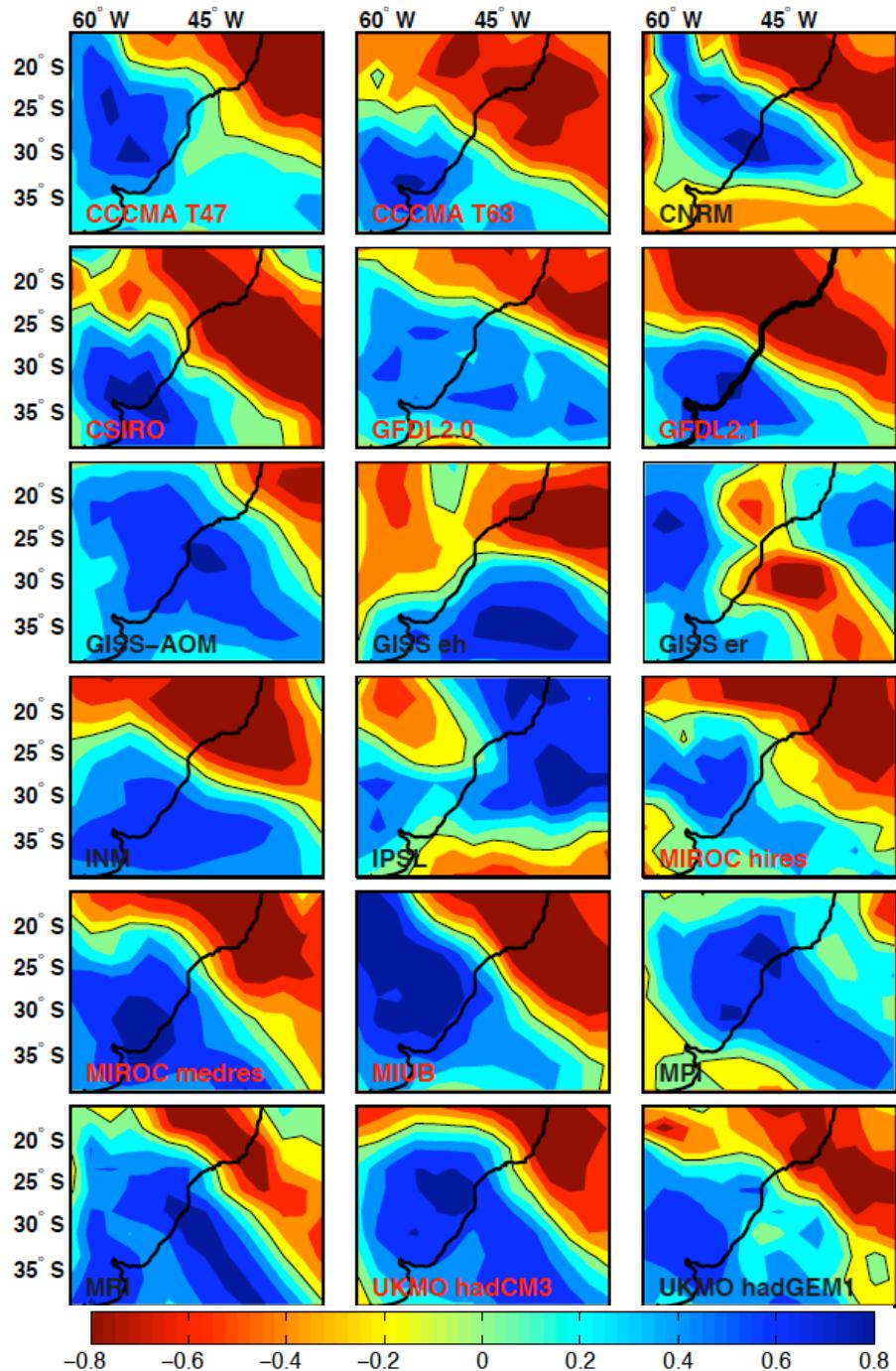


FIGURE 3.11 – EOF1 of DJF rainfall for the 1979-1999 period, from the 18 WCRP/CMIP3 models (see the list in Table 3.1). Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level. The 9 models identified in Section 3b are marked in red.

Projected changes of the DJF mean rainfall

Changes of DJF mean rainfall, simulated by the 18 climate models from 1979-1999 to 2079-2099, are depicted in Figure 3.12. As it was mentioned in Introduction, the IPCC-AR4 report pointed out a significant increase of the DJF rainfall in SESA from a 23-model ensemble mean, in which at around 14 of the models agree in a positive rainfall change in that area (Christensen et al., 2007). Figure 3.12 shows that among the 18 models considered in this study, 12 of them show that rainfall changes over the subtropical regions are associated with changes of opposite sign in the tropics, particularly over the SACZ region. To confirm the latter, an EOF analysis was performed over the 18 rainfall difference maps displayed in Figure 3.12, and the resulting leading mode that explains 36% of the variance clearly exhibits the seesaw pattern between SESA and the SACZ region (cf. supplementary Fig. 3.26). Therefore, the dipole-like pattern not only appears in most of the models as the leading mode of summer rainfall variability, but it seems also to be the spatial structure that characterizes the most common response signal among the models in a global warming scenario. Moreover, 9 of those 12 models (indicated with red labels in Figure 3.12) project a precipitation increase in SESA and a decrease in the SACZ region, which constitutes the dominant structure for rainfall projection in SESA. The remaining 3 models (CNRM, IPSL, UKMO-hadGEM1) project the opposite change that is rainfall decrease in SESA and increase in the SACZ. These results are consistent with Vera et al. (2006c)b, who found an increase of the DJF rainfall in SESA in most of the models, but with changes less consistent in the SACZ region.

DJF rainfall dipole activity in a climate change scenario

In order to explore the evolution of the rainfall dipole pattern along the twenty first century, EOF1 events were identified as those years when PC1 is larger (smaller) than 1 (-1) standard deviation of its interannual variability. These years represent the positive (negative) phases of large amplitude of the dipole and they are associated with above- (below-) normal rainfall in SESA. Such events are hereafter called positive (negative) EOF1 events. As an example, Figure 3.13 displays the time series of PC1 and the corresponding EOF1 events (red and blue dots) for two models with different behavior. An increasing trend is observed in PC1 values for GFDL2.0 leading to a progressive frequency increase of positive EOF1 events and a frequency decrease of negative EOF1 events, with a reduction of its amplitude (Fig. 3.13a). On the contrary, IPSL shows a long-term negative trend in the corresponding PC1 evolution with no significant changes in the corresponding interannual variability (Fig. 3.13b).

The evolution of both positive and negative EOF1 events was analyzed by contrasting two periods : 2001-2049 and 2050-2098, which are the first and second parts of the twenty first century, respectively. Changes in the frequency of both positive and negative EOF1 events are represented for each of the models in Figure 3.14 and those for the multi-model ensemble mean in Figure 3.15. Left and right bars represent the number of EOF1 events during the first and the second half of the twenty first century, respectively. Figure 3.14 shows that 10 models exhibit by the second half of the twenty first century a common behavior characterized by a frequency increase of positive EOF1 events and a frequency decrease of negative EOF1 events. Among these 10 models, the MPI model is included that should not be considered based on the previous discussion in Section 3.3.3. The remaining 9 models (indicated with a red star in Figure 3.14) are exactly the same ones identified in Section 3.3.3. The 18-model ensemble shows, in average, a similar behavior (Fig. 3.15), although the mean

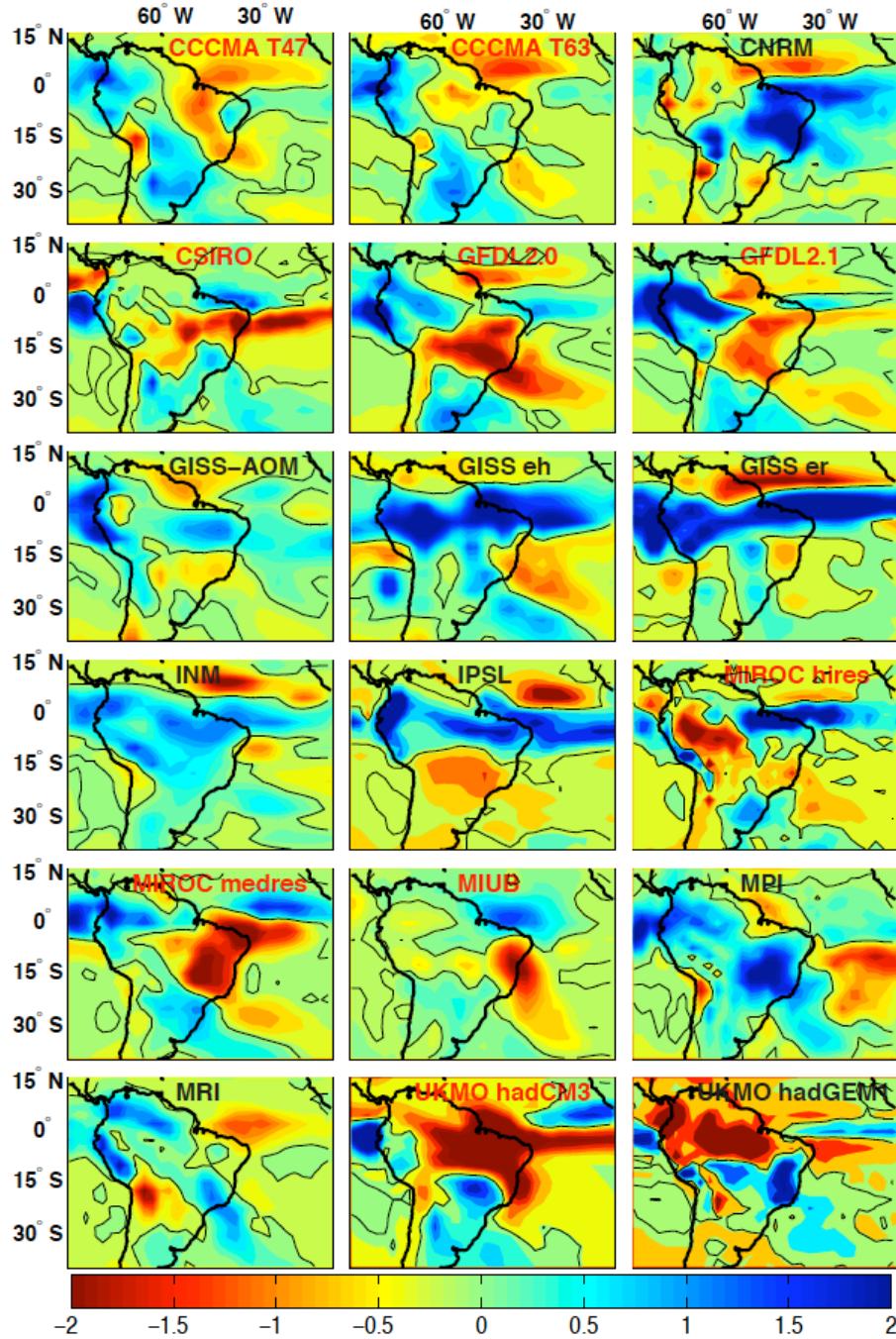


FIGURE 3.12 – Differences of DJF mean precipitation between 2079-2999 and 1979-1999 periods simulated by the 18 models. Color scale interval is 0.2 mm/day. Black contour indicates the 0 level. The 9 models selected in Section 3b are marked in red.

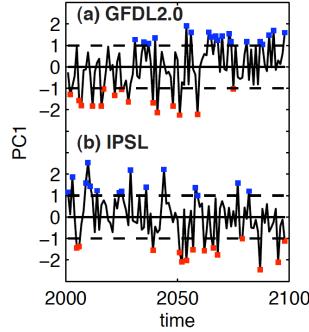


FIGURE 3.13 – Principal component (PC) of EOF1 for **a** GFDL2.0 and **b** IPSL models. Blue (red) dots mark positive (negative) EOF1 events identified by PC values exceeding 1(-1) of its interannual standard deviation, respectively.

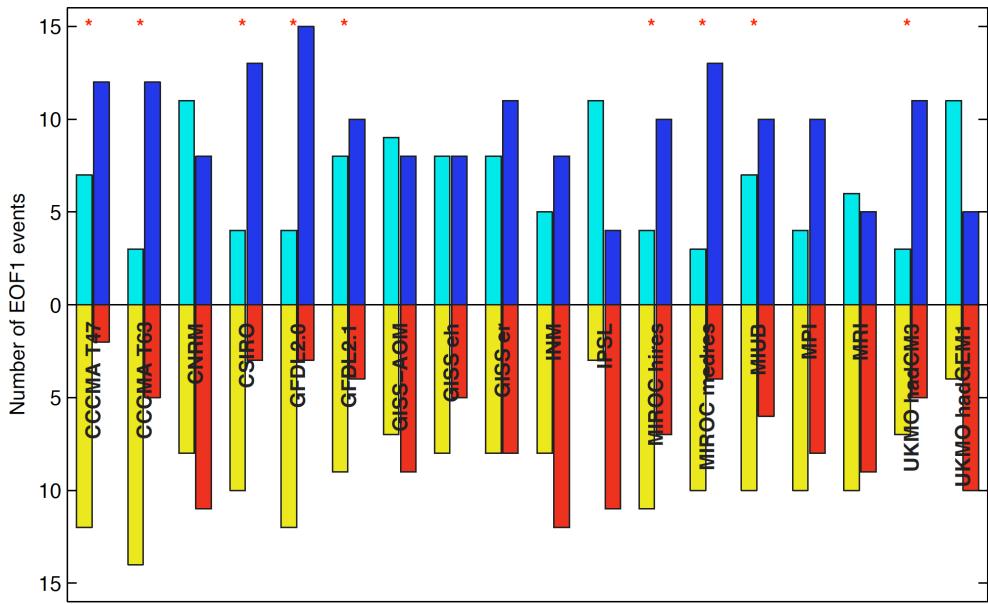


FIGURE 3.14 – Statistics of each individual model on the number of positive EOF1 events (upper panel with light blue for 2001-2049 and dark blue for 2050-2098) and on the number of negative EOF1 events (lower panel with yellow for 2001-2049 and red for 2050-2098). The 9 models selected in Section 3.3.3 are indicated with a red star.

changes in the frequency of EOF1 events are smaller than the inter-model variability and these changes present a very-low statistical significance. The statistical significance, from a Student's t-test for the 9-model ensemble, reaches easily to the 99% of confidence level. This is clearly larger than that obtained for the 18-model ensemble (Fig. 3.15b). Furthermore, Figure 3.15c reveals that the EOF1-event frequency analysis made for the remaining models show an opposite behavior but not statistically significant (Fig. 3.15c).

In summary, the identified 9 models (CCCMA T43, CCCMA T63, CSIRO, GFDL2.0, GFDL2.1, MIROC hires, MIROC medres, MIUB, UKMO HadCM3), coherently exhibit : i) a realistic representation of the dipole-like structure associated with EOF1 events in the present (Fig. 3.11) as in the future (supplementary Fig. 3.24) ; ii) an increase of the projected

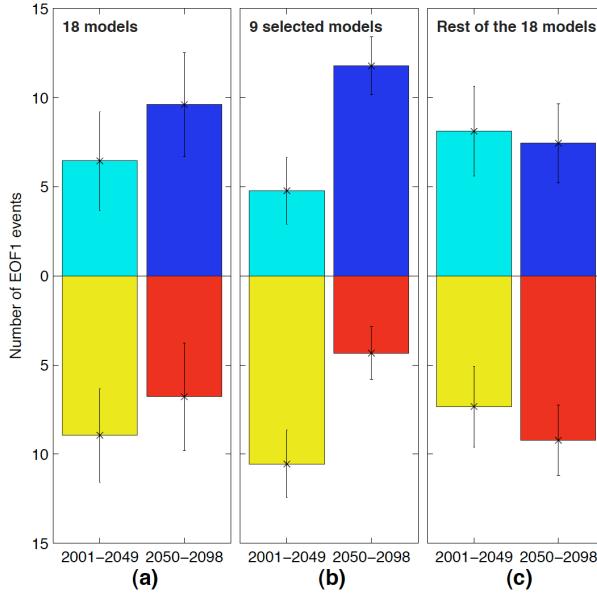


FIGURE 3.15 – Same as in Figure 3.14, but in terms of ensemble-mean number. The three panels a, b and c represent respectively the ensemble mean of the 18 models, the 9 selected models and the rest. Error bars represent inter-model dispersion.

summer rainfall in SESA by the end of the twenty first century and a decrease in the SACZ region (Fig. 3.12), accordingly with previous works (e.g., IPCC, 2007; Vera et al., 2006c); and iii) an increase of the frequency of positive EOF1 events and a decrease of negative EOF1 events during the twenty first century (Fig. 3.15). These 9 models compose the multi-model ensemble used hereafter in our study.

In order to explore how much of the changes in the summer mean precipitation are accounted by changes in the activity of the dipole pattern EOF1, DJF rainfall changes between (2050-2098) and (2001-2049) were computed from the 9-model ensemble : i) including only those years identified as positive and negative EOF1 events (Fig. 3.16a), ii) including complementary non-intense event years only (Fig. 3.16b), and iii) including all years (Fig. 3.16c). The three panels have been standardized by the total number of years so the last one corresponds to the sum of the two precedent ones. When EOF1 event years are only considered (Fig. 3.16a), DJF mean precipitation changes show a dipolar structure that contributes to an increase of mean precipitation in SESA and a decrease in the SACZ region. A comparison with Figure 3.16c reveals that more than 70% of the summer precipitation changes in SESA are explained by those summers associated with an active dipole EOF1. Such summers correspond roughly to a third of the total number of years. Figure 3.16b shows that rainfall changes associated with non-EOF1 event years also contribute to a generalized precipitation increase in the region but its contribution to rainfall increase in SESA is rather small (less than 10%). We can conclude that projected summer rainfall changes in SESA are strongly related to changes in the activity of the dipole pattern depicted by EOF1, being the contribution from years associated with EOF1 events significantly larger than that from neutral years.

The contribution of the EOF1-event changes to the positive trend of the summer precipi-

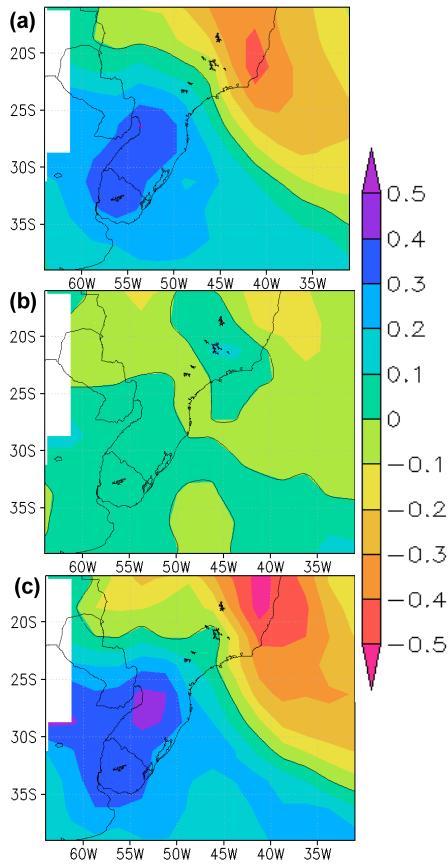


FIGURE 3.16 – Differences of mean DJF rainfall computed between 2050-2098 and 2001-2049 periods considering a years associated with positive and negative EOF1 events, b years not related to EOF1 activity, and c all years from the 9 selected models. The differences in the three panels are standardized by the total number of years. Color scale interval is 0.2 mm/day. Black contour indicates the 0 level.

pitation projected in SESA was further explored. Figure 3.17 depicts the temporal evolution of the 9-model ensemble mean of DJF rainfall standardized anomalies and its corresponding linear trend over that particular region. Rainfall values were standardized before the 9-model ensemble mean computation, considering both mean and standard deviation values computed for each of the models over the whole period. Figure 3.17 also includes “the cloud” of standardized rainfall anomaly values associated with both positive and negative EOF1 events resulting from each of the 9 models. Besides the large dispersion observed among them, positive (negative) EOF1 events corresponding to DJF seasons with rainfall above- (below-) normal in SESA tend to be more frequent during the second (first) half of the twenty first century. Moreover, the positive trend (significant at $p < 0.01$) evident in the positive EOF1 events evolution aligns well with that described by the 9-model ensemble mean evolution, while that associated with the negative EOF1 events is not significant. In addition, it is noticeable that the 9-model ensemble mean seems to show two distinctive behaviors when the two halves of the twenty first century are separately considered : while the first half does not exhibit a significant rainfall trend, a positive trend (significant at $p < 0.01$) is clearly evident in the multi-model ensemble mean along the second part of the twenty

first century (Fig. 3.17). This is in agreement with Hawkins and Sutton (2009) who showed that projections of regional climate change are largely influenced during the first half of the twenty first century by uncertainties due to both natural variability and model differences while during the second half of the twenty first century climate change scenarios dominate the response.

We can conclude that the increase of rainfall in SESA by the end of the twenty first century

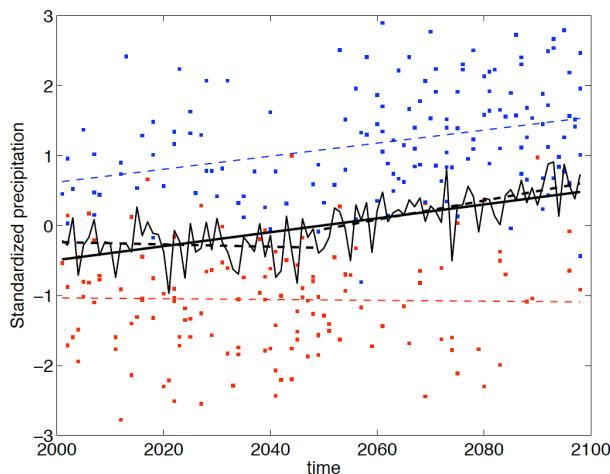


FIGURE 3.17 – Temporal evolution of the standardized DJF rainfall in SESA (38°S - 26°S , 64° - 50°W) from the 9-model mean during the twenty first century (black thin line) and its linear trend (black thick line). The rainfall linear trends for both the first and the second parts of the twenty first century are represented by the two dashed black dashed thick lines. Blue (red) dots correspond to the rainfall anomalies associated with each of the positive (negative) EOF1 events identified for each of the models (the corresponding linear trends are depicted in dashed lines).

seems associated with an increase of both frequency and intensity of the rainfall amounts promoted by positive phases of the rainfall dipole pattern. The evolution of the summers associated with the negative phase of the dipole is characterized by a decrease of their frequency but a quasi-constant evolution of their intensity.

3.3.4 Dynamics associated with rainfall dipole changes

The main dynamical features associated with the behavior of the dipole pattern, EOF1, in the context of a climate change is discussed in this section. The 9-model ensemble is used to compute composite fields of different variables. The fields are based on the ensemble mean of the composites computed from the positive and negative events of EOF1, identified for each of the models along the twenty first century. Those fields were also computed with the composites from each model standardized before the ensemble mean computation, and they resemble the same general structures (cf. supplementary Fig. 3.27).

SST

In order to explore the sources of the projected changes in EOF1 activity, we explored the SST anomaly patterns associated with both positive and negative EOF1 events. Difference

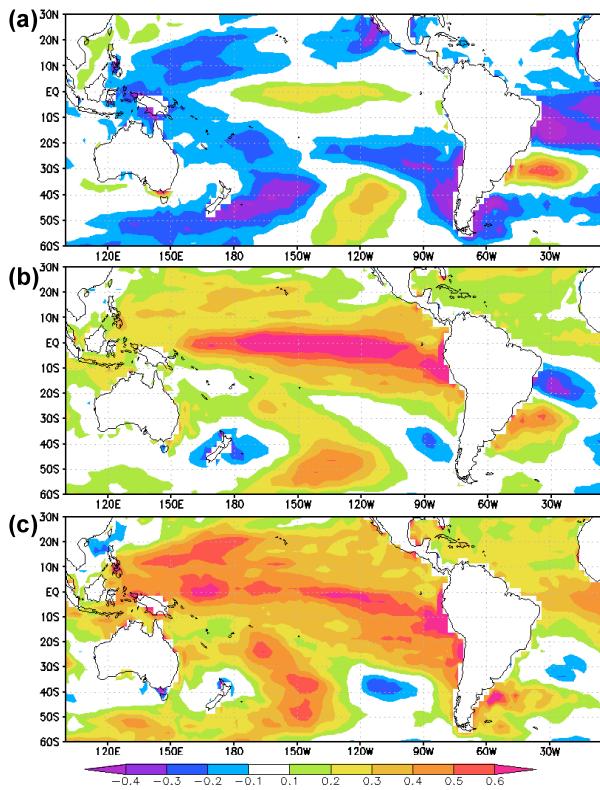


FIGURE 3.18 – Composite differences of mean DJF SST anomalies between positive and the negative EOF1 events for **a** (2001-2049), and **b** (2050-2098) from the 9-model ensemble mean. **c** Difference between b and a. Color scale interval is 0.2 K.

fields of SST anomaly composites between positive and negative EOF1 events are displayed in Figure 3.18 for each half of the twenty first century. Two common regions of maximum positive SST anomalies are observed in both periods : the equatorial central Pacific, and the WSSA. This result is consistent with the studies cited in Introduction linking warm SST anomalies in both equatorial central Pacific and WSSA to positive phases of the DJF rainfall dipole. It is noticeable, however, that elsewhere of those two oceanic regions, global negative SST anomalies mainly characterize the composite differences for the first half of the twenty first century (Fig. 3.18a), while in the second half of the twenty first century the SST anomalies are mainly positive (Fig. 3.18b).

Changes in the intensity and spatial structural of the maximum positive SST anomaly centers were also observed between the first and the second parts of the twenty first century. During the first period, the maximum in WSSA is the dominant positive center (Fig. 3.18a), while that in the equatorial central Pacific becomes the main one during the second part of the twenty first century (Fig. 3.18b). During this last period, positive SST anomaly structure over the equatorial Pacific is more spatially extended while the SST anomaly center in WSSA is more spatially extended to the southwest. These changes are synthesized in Figure 3.18c, which displays the difference of Figure 3.18b and 3.18a. It is evident that changes in the rainfall dipole activity in SESA are associated with a generalized warming over most of the ocean regions, but being particularly larger in the equatorial central Pacific.

The temporal evolution of standardized SST anomalies in the equatorial central Pacific along the twenty first century in relationship to the activity of EOF1 dipole pattern is further explored. Figure 3.19a shows the evolution of the 9-model ensemble mean of the standardized DJF SST anomalies (spatially averaged over the box 6°S/6°N and 150/90°W) and its corresponding linear trend. SST values were standardized before the 9-model ensemble mean computation, considering both mean and standard deviation values computed over the whole period for each of the models. Figure 3.19a also includes the “cloud” of standardized SST anomalies associated with all EOF1 events identified for each of the 9 models. A large SST increase along the century dominates the evolution, as it is expected in a context of GHG increase scenario. However, it is still discernible that SST above (below) normal mainly related to positive (negative) EOF1 events are more frequent during the second (first) part of the twenty first century. Furthermore, the linear trend described by the SST anomalies related to positive (negative) EOF1 phases, is larger (smaller) than that resulted from the 9-model ensemble mean. These features are still evident when the positive linear trend is removed (Fig. 3.19b). Figure 3.20 shows the changes between the first and the second part of the twenty first century of the composite standardized SST anomalies in the equatorial central Pacific associated with both positive and negative EOF1 events as depicted by the 9-model ensemble mean. Standardized SST anomalies for both EOF1 phases exhibit a positive trend along the twenty first century that is significantly different from inter-model dispersion. In particular, the positive SST anomaly change associated with positive EOF1 events is 30% larger than that identified for the negative EOF1 events. It is also evident that for each half of the twenty first century, composite SST anomalies for positive EOF1 events are larger than those for negative events. Although, the composite SST anomaly differences between positive and negative EOF1 events are not significantly different from the inter-model variability, which provides some level of uncertainty to this result.

In summary, the activity of the rainfall dipole along the twenty first century in a context of GHG increase climate change scenario seems to be more influenced by the SST evolution in the equatorial central Pacific than in any other region. A positive (negative) EOF1 event is mainly characterized by SST above (below) normal over the equatorial Pacific. In addition, the evolution of both rainfall dipole phases along the twenty first century is associated with an intensity increase of warm SST anomalies in the equatorial Pacific. In particular, there is a tendency of the changes in the activity of the DJF rainfall dipole to prefer its positive phase, in relationship to an increase of more intense equatorial Pacific positive SST anomalies by the second half of the twenty first century.

Atmospheric circulation changes

In order to better understand the links between the projected Pacific equatorial SST anomalies and EOF1 events changes, an analysis of the atmospheric circulation related pattern was made at both hemispheric and regional scales. In this particular study, only 7 of the selected 9 models were used due to the unavailability in the PCMDI dataset of some of the needed variables for MIUB and UKMO hadCM3 models.

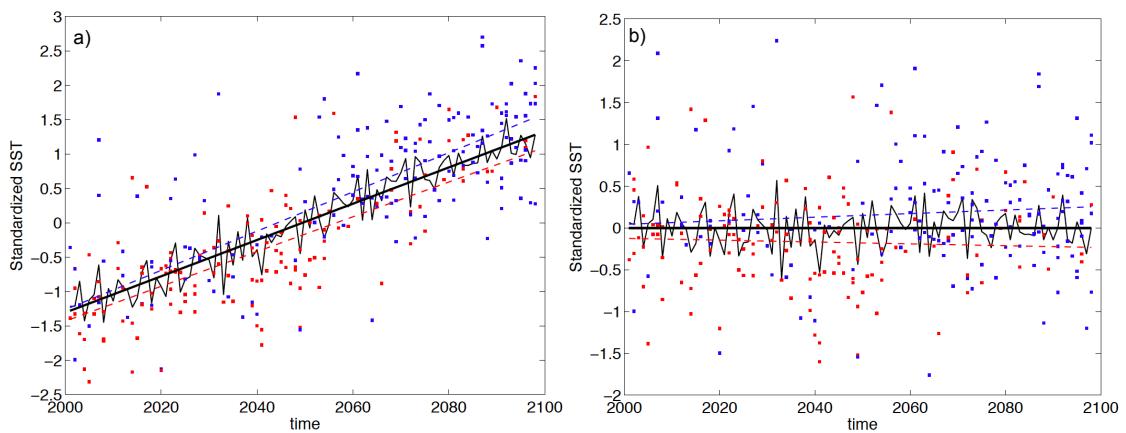


FIGURE 3.19 – **a** Temporal evolution of the standardized DJF SST in the equatorial central Pacific (6°S - 6°N , 150°W - 90°W) from the 9-model mean during the twenty first century (black thin line) and its linear trend (black thick line). Blue (red) dots correspond to the standardized SST anomalies associated with each of the positive (negative) EOF1 events identified for each of the models (the corresponding linear trends are depicted in dashed lines). **b** Same as in a but for linearly detrended standardized SST anomalies.

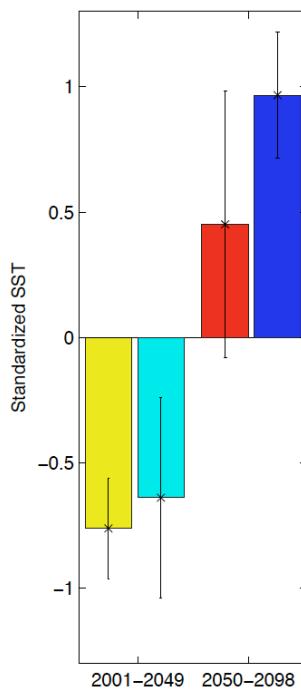


FIGURE 3.20 – Composites of standardized SST anomalies at the equatorial central Pacific (6°S - 6°N , 150°W - 90°W) for positive (negative) EOF1 events, computed for 2001-2049 (light blue (yellow)), and for (2050-2098) (dark blue (red)) periods, from the 9-model ensemble mean. Error bars represent inter-model dispersion.

The 500-hPa geopotential height composite difference between positive and negative EOF1 events, for the period 2001-2049 is depicted in Figure 3.21a. The circulation anomalies exhibit a wave train-like structure consisting of alternating positive and negative height-anomaly centers following an arch trajectory from the western tropical Pacific toward South America. A positive anomaly center is discernible over the SACZ region, while a negative anomaly center is evident at the southern tip of South America, which promotes favorable conditions for rainfall enhancement in SESA associated with positive EOF1 events. This pattern resembles the teleconnection that typically links SST anomalies in the equatorial Pacific with positive rainfall anomalies in SESA, in agreement with the previous works described in Introduction. During the second part of the twenty first century (Fig. 3.21b), a similar pattern is found, although the wave train structure is intensified, and the centers are displaced southwestward over South America and westward over the Pacific Ocean. It was found that such displacement is statistically significant over the south Pacific at the 90% level of a Student's t-test (cf. supplementary Fig. 3.28).

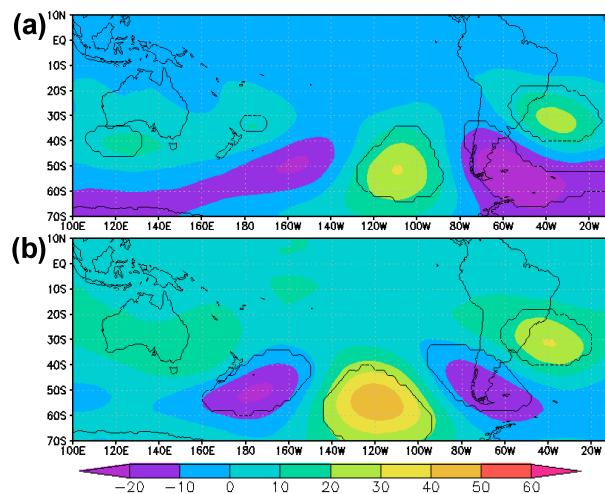


FIGURE 3.21 – Composite differences of DJF geopotential height anomalies at 500 hPa between positive and negative EOF1 events for **a** (2001-2049), and **b** (2050-2098) periods, computed from the 8-model ensemble mean. Color scale and contour interval is 10 m. Areas where values are statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a black contour

The 850-hPa humidity flux composite differences between positive and negative EOF1 events, shows for both periods that the anticyclonic circulation anomaly observed in the SACZ region associated with positive EOF1 events (Fig. 3.21), favors moisture transport convergence in SESA and moisture divergence in the SACZ region (Fig. 3.22). This pattern agrees with those found by other studies and previously discussed (e.g., Nogués-Paegle and Mo, 1997; Robertson and Mechoso, 2000). The analysis of the changes of moisture transport composite differences between the two periods shows that the moisture transport convergence (divergence) anomaly center in SESA (SACZ) region is weakly displaced to the southwest (northwest) in the second half of the twenty first century (Fig. 3.22b), compared to their respective locations during the first half (Fig. 3.22a). In agreement, the corresponding composite maps for rainfall anomalies (Fig. 3.23) show that the dipole spatial structure is slightly shifted by

the second part of the twenty first century, being the positive anomaly center in SESA displaced to the southwest while the negative anomaly center in the SACZ region is located toward the northwest.

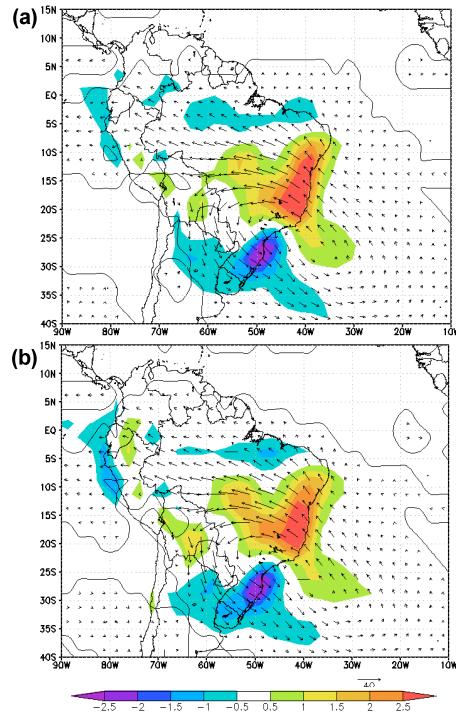


FIGURE 3.22 – Composite differences of moisture fluxes (arrows) and divergence (contour) at 850 hPa between positive and negative EOF1 events for **a** (2001-2049), and **b** (2050-2098) periods, computed from the 7-model ensemble mean. Positive (negative) values represent moisture divergence (convergence). Units : $10^5 \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Reference arrow of $40 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner. The zero contour is omitted. Areas where values are statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a black contour

Consequently, the analysis performed in this section confirms the presence of a teleconnection pattern linking the SST anomalies in the equatorial Pacific and the rainfall dipole in SESA. During positive EOF1 events, the Rossby wave train-like pattern extended along the South Pacific induces an anticyclonic anomaly circulation over tropical South America that enhances moisture convergence in SESA and reduces over the SACZ region. Results are consistent with previous studies describing the mechanisms associated with ENSO influence on rainfall variability in SESA. It was found that while these mechanisms are evident in both halves of the twenty first century, the structures are displaced between the first and the second half, resulting in a slight displacement of the rainfall dipole centers.

3.3.5 Summary and conclusion

Changes in the summer rainfall variability in SESA in the context of a global warming scenario associated with GHG increase were studied in this paper. Such changes were des-

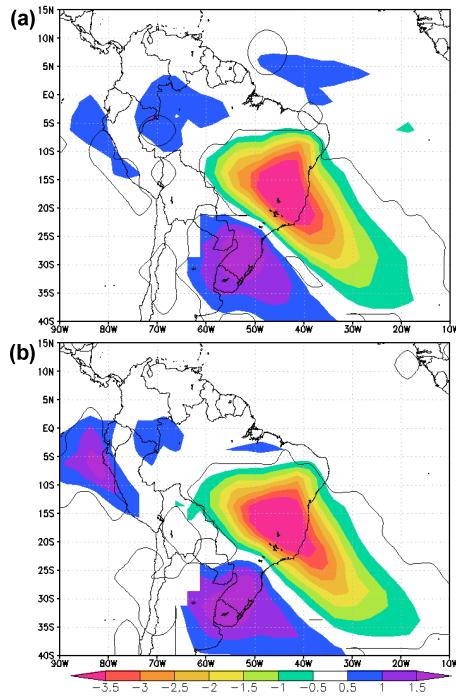


FIGURE 3.23 – Composite differences of DJF rainfall between positive and negative EOF1 events for **a** (2001-2049), and **b** (2050-2098) periods, computed from the 9-model ensemble mean. Color scale interval is 0.2 mm/day. The zero contour is omitted. Areas where values are statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a black contour.

cribed in terms of the properties of the first leading pattern of rainfall variability in the region, characterized by a dipole-like structure with centers of action at both SESA and the SACZ region. The study was performed under the motivation in answering the following two main questions : how rainfall variability in SESA would change in a future climate and how much of that change explains the projected positive trends in the summer mean rainfall in SESA, identified in previous works.

The study was based on the analysis of climate simulations of 18 climate models from the WCRP/CMIP3 dataset, for both current climate conditions and the SRES-A1B climate change scenario. The DJF rainfall dipole structure in SESA depicted by observations over the end of the twentieth century in association to the leading pattern of variability (EOF1) was found to be also the main intrinsic structure in the model simulations for both present and future climate conditions. Changes in the EOF1 activity were described through the analysis of the frequency and intensity of both positive and negative EOF1 events, as defined by the corresponding principal component time series. Positive (negative) phases of EOF1 are associated with positive (negative) rainfall anomalies in SESA and negative (positive) anomalies in the SACZ region. Results obtained from the 18-model ensemble confirm that future rainfall variability in SESA has a strong projection on the changes of seasonal dipole pattern activity, being them associated with an increase of the frequency of DJF seasons associated with an EOF1 positive phase.

A detailed analysis of the EOF1 activity in a future climate was performed using 9 of the 18 models. The models were selected as those showing : i) ability to represent the rainfall dipole pattern in the present as in the future climate, ii) coherence in projecting positive

rainfall anomalies in SESA by the end of twenty first century, and iii) a coherent behavior of the future evolution of the dipole. The 9-model ensemble shows that the increase of summer rainfall in SESA projected for the end of the twenty first century by most of the CGCMs, and already discussed in previous publications or summarized in IPCC (2007), seems to be associated with an increase (decrease) of the frequency of the positive (negative) events of the dipole leading pattern. Moreover, positive trend in DJF rainfall in SESA largely corresponds to a tendency of the rainfall dipole to prefer its positive phase. These results are in agreement with Silvestri and Vera (2008) that found an increase (decrease) in the frequency of heavy (low) summer rainfall by the end of the twenty first century at the southern and central portion of SESA.

Results also show that the frequency increase of positive dipole phase along the twenty first century seems to be associated with an increase of both frequency and intensity of positive SST anomalies in the equatorial Pacific. Furthermore, composites based on the 9-model ensemble outputs show a Rossby wave train-like anomaly pattern linking the equatorial Pacific to South America, which regionally induces favorable conditions for moisture transport convergence and rainfall increase in SESA, in agreement with previous works. A change of the structure of the dipole was also found by the second half of the twenty first century, characterized mainly by a southwestward displacement of the rainfall dipole center in SESA, together with the corresponding moisture transport convergence anomaly center, and a westward displacement of the Rossby wave pattern over the south Pacific.

In summary, this paper has shown that the positive summer rainfall changes projected in SESA by most of the WCRP/CMIP3 climate models in a context of global warming seems related to an increase of the frequency of summers influenced by warm conditions in the equatorial Pacific. It is important to point out that summer climate in SESA has generally been considered as weakly influenced by tropical Pacific SST anomalies as compared to the magnitude of that influence observed for other seasons like spring or fall (e.g., Grimm et al., 2000). However, the results of this paper show that future climate change seems to modify strongly the SST spatial structure for the tropical Pacific and thus its influence onto SESA climate variability.

Such conclusion has been obtained from the analysis of a multi-model ensemble that includes some of the models that have also been identified by other studies among the “best” models in simulating present-day ENSO variability (GFDL2.1, MIROC hires, UKMO hadCM3, by Van Oldenborgh et al., 2005; GFDL2.0, GFDL2.1 and UKMO hadCM3, by Guilyardi, 2006). The same models have been identified by Vera and Silvestri (2009) as showing the better description of the hydroclimate features induced by ENSO in the Southern Hemisphere and regionally over South America. However, Leloup (2006) identified 5 of our 9 models as displaying a tendency to have a stronger than observed maximum of SST anomalies variability in the western Pacific during ENSO. Moreover, the results described in Section 3.3.3, show that the percentage of variance explained by the EOF1 represented by the 9 models by the end of the twentieth century is around 10% larger than that observed. Therefore, how much of the signal depicted by the CMIP3 climate change projections for the summer precipitation in SESA is related to the ability of current climate models in correctly reproducing both the tropical Pacific ocean dynamics and the associated teleconnection patterns, is not clear yet and should be focus of future researches.

3.4 Supplementary material

Some results that were not included in the paper are presented in this section. Figures and results that were mentioned but not shown in the paper are also reproduced here.

3.4.1 Supplementary EOF analysis

The EOF analysis was also applied for the CMIP3 models precipitation for the 2001-2098 period (Figure 3.24), as discussed in Section 3.3.3. Most of the models exhibit an EOF1 structure similar to that depicted for the end of the twentieth century (Fig. 3.11). The figure shows that GISS-er exhibits a subtropical center of action located off the coast. In addition, Table 3.2 revealed that one model is not able to reproduce a significant dipole structure (GISS AOM). Therefore, the GISS-er and GISS AOM models are not able to reproduce the dipole structure as the first leading pattern of the DJF precipitation for the twenty first century. Therefore, the analysis of the second leading pattern of the EOF analysis (EOF2) was studied for these models during the same period. Figure 3.25b shows that the EOF2 pattern for both GISS-er and GISS AOM models is a dipole structure between SESA and the SACZ region. In addition, Table 3.3 confirms that this EOF2 dipole structure is significantly correlated to the CMAP EOF1 dipole structure (Fig. 3.10b).

The same analysis was performed for those models that were not able to significantly reproduce the EOF1 dipole structure as the first leading mode of the summer precipitation for the 1979-1999 period (GISS-eh, GISS-er, IPSL and MPI ; see section 3.3.3). The EOF2 patterns for these models and the 1979-1999 period are reproduced in Figure 3.25a, and it is clear that they also exhibit a dipole between SESA and the SACZ region. Table 3.3 confirms this result, and also shows that the EOF2 explained variances of some models are relatively similar to those of the corresponding EOF1 (about 20% ; see Table 3.2). Consequently, it seems that the models we did not consider as exhibiting the DJF dipole pattern variability actually they do exhibit it as the second mode of interannual DJF variability.

3.4.2 Supplementary SST related analysis

The analysis of the composite SST anomalies performed in section 3.3.4 was also expanded. Figure 3.18 displayed difference fields of SST anomaly composites between positive and negative EOF1 events for each half of the twenty first century. The same figure but with SST anomalies of each model standardized before the ensemble mean computation was mentioned in section 3.3.4, and shows the same general structures (Fig. 3.27). In addition, composite differences of DJF mean SST anomalies between (2050-2098) and (2001-2049) for positive and negative EOF1 events was also computed (Fig. 3.28). This figure were performed with composites of the same EOF1 events than Figure 3.18. The figure shows that positive events (Fig. 3.28a) seem to exhibit in the global scale larger SST increases than those described in negative events (Fig. 3.28b). In particular, it is clear that the equatorial Pacific is the region where the SST increase is the largest for both EOF1 events, but this increase is more pronounced for the positive events (Fig. 3.28a). This result confirms and completes results of Figure 3.18.

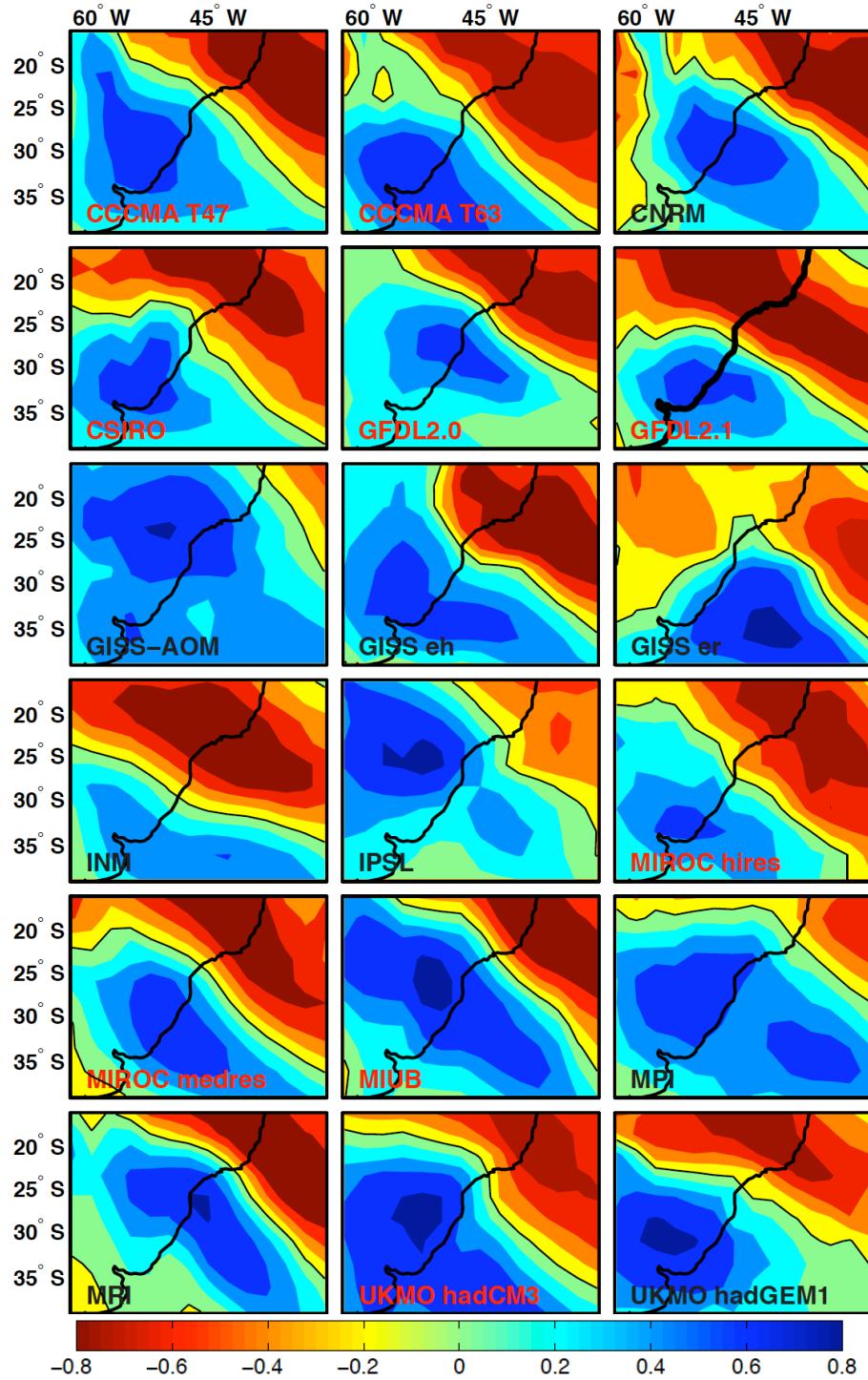


FIGURE 3.24 – EOF1 of DJF rainfall for the 2001-2098 period, from the 18 WCRP/CMIP3 models (see the list in Table 3.1). Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level. The 9 models identified in Section 3b are marked in red. Mentioned in Section 3.3.3

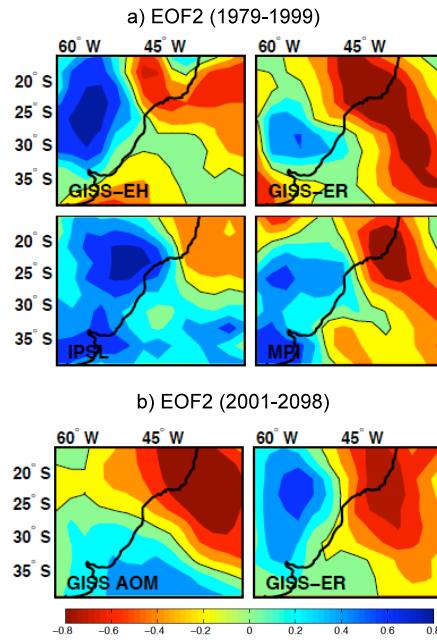


FIGURE 3.25 – EOF2 spatial pattern of the models that do not exhibit a significant dipole structure in their EOF1 spatial pattern, or that exhibit a EOF1 subtropical center off the coast, for **a** (1979-1999) and **b** (2001-2098). Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level.

Model	EOF2 explained variances (%)		Correlation (EOF2(model) and EOF1(CMAP))	
	1979-1999	2001-2098	1979-1999	2001-2098
GISS AOM	—	19	—	0.7007
GISS-EH	17	—	0.2886	—
GISS-ER	18	15	0.6062	0.4692
IPSL	21	—	0.4335	—
MPI	16	—	0.6479	—

TABLE 3.3 – List of EOF2 explained variances and spatial correlation between each model EOF2 and CMAP EOF1. All correlation values are statistically significant at 95% of the Student's t-test.

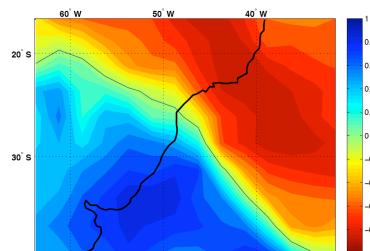


FIGURE 3.26 – Leading mode of the EOF analysis performed over the 18 rainfall difference maps displayed in Figure 3.12 (explained variance : 36%). Color scale is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level. Figure mentioned in Section 3.3.3.

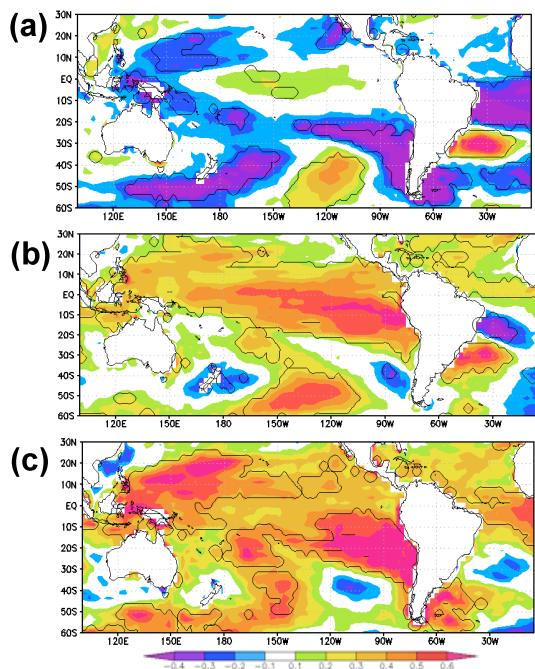


FIGURE 3.27 – Same as Figure 3.18, but each model was standardized before the ensemble mean computation. Areas where this difference is statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a black contour. Figure mentioned in Section 3.3.4

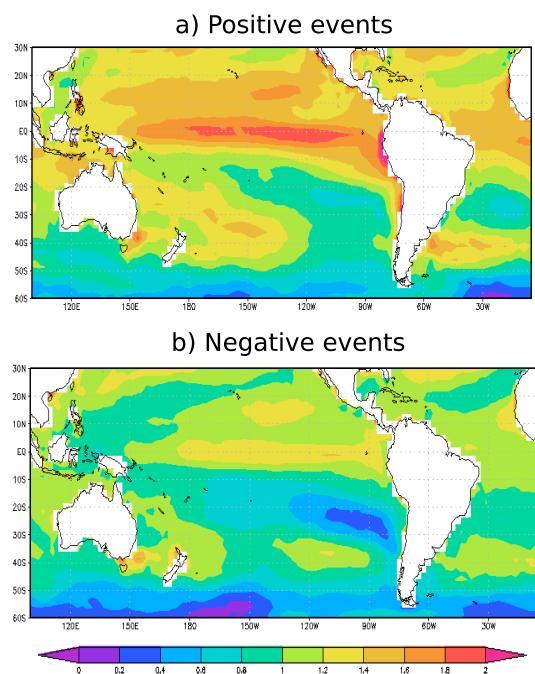


FIGURE 3.28 – Composite differences of mean DJF SST anomalies between (2050-2098) and (2001-2049) for **a** positive and **b** negative EOF1 events. Color scale interval is 0.2 K.

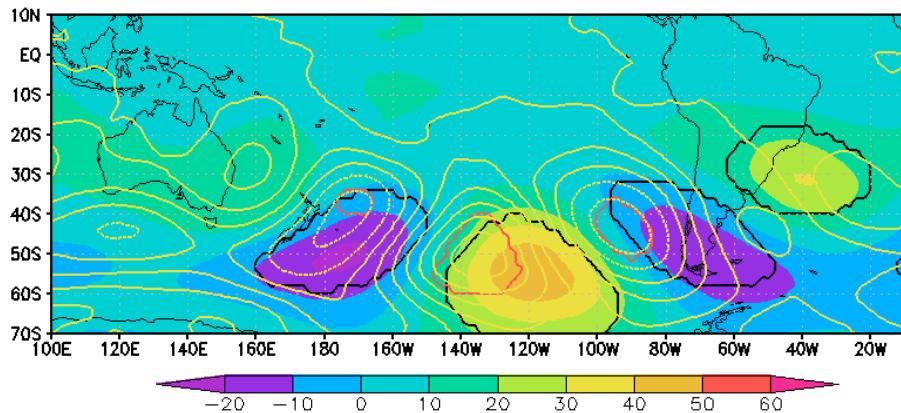


FIGURE 3.29 – Colors and black contour as in Figure 3.21b. The difference between the (2050-2098) (Fig. 3.21b) and (2001-2049) periods (Fig. 3.21a) are in yellow contours. Areas where this difference is statistically significant at the 90% of the Student's t-test are inside a red contour. Figure mentioned in Section 3.3.4

3.5 Bilan

Résumé

Dans ce chapitre, nous avons tenté d'identifier les mécanismes associés à l'évolution des précipitations d'été du SESA dans les modèles au cours du XXI^{ème} siècle, dans un scénario de réchauffement climatique associé à l'augmentation de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Pour cela, deux approches différentes ont été effectuées.

Dans un premier temps, nous avons étudié deux cas individuels montrant des projections de pluie dans le SESA, en moyenne opposées. Nous avons alors montré que le signal moyen de pluie projeté est préférentiellement influencé par l'une des phases du mode dominant de variabilité des pluies dans la région, ainsi que par l'évolution moyenne de la SST à grande échelle. Néanmoins, pour le cas où le modèle (CNRM) montre en moyenne une diminution des pluies dans le SESA, nous avons également mis en évidence un mécanisme de téléconnection irréaliste entre les SST du Pacifique tropical et les pluies du SESA, pouvant affecter l'évolution des pluies futures. Ce biais étant dépendant du modèle étudié, nous avons alors basé la suite de l'étude sur un ensemble de plusieurs modèles, afin de diminuer l'influence des biais relatifs aux modèles sur les résultats.

Dans un second temps, l'étude s'est basée sur l'analyse du premier mode de variabilité interannuelle des pluies dans le SESA. Nous avons vu que les observations décrivent ce mode comme un dipôle entre le SESA et la région de la SACZ. Afin de minimiser la dispersion entre les modèles, nous avons sélectionné 9 modèles ayant un comportement cohérent avec les observations, et montrant un signal commun dans le futur. Ces 9 modèles montrent une augmentation des précipitations dans le SESA et une diminution des précipitations dans la région de la SACZ. Il a été montré que ce signal est lié à une augmentation en fréquence et en intensité des phases positives du dipôle, et une diminution en fréquence des phases négatives. L'étude des processus physiques relative à cette évolution a révélé une téléconnection avec le Pacifique tropical, où est mis en valeur un réchauffement préférentiel des SST.

Réponses aux questions posées

- Les modèles sont-ils capables de représenter de manière réaliste le climat moyen en Amérique du Sud ?

La plupart des modèles montrent les structures principales du climat sud-américain en été. En revanche, l'intensité des maximums de précipitations est très rarement bien représentée, et les structures sont souvent mal localisées par rapport aux observations. En particulier la SACZ est l'une des structures les plus mal représentées, tant du point de vue de l'intensité des pluies que de la localisation. Elle est parfois inexistante dans certains modèles. Comprendre et améliorer la représentation de la SACZ dans les modèles permettrait de considérablement améliorer leur représentation du climat d'été en Amérique du Sud.

- Les modèles sont-ils capables de représenter de manière réaliste la variabilité des pluies en Amérique du Sud ?

Le premier mode de variabilité interannuelle des pluies est en général bien caractérisé par un dipôle entre le SESA et la SACZ. Les modèles qui ne montrent pas ce dipôle comme mode principal le représentent comme second mode. Cependant, pour les modèles qui le montrent comme mode principal, on peut se demander si les mécanismes de téléconnection et de variabilité liés à ce dipôle de pluie correspondent à des structures cohérentes avec les observations. Nous avons vu par exemple que le CNRM associe à une anomalie de type El-Niño une phase négative du dipôle, contrairement à ce que montrent les observations.

- D'après les modèles, comment les précipitations d'été vont-elles évoluer au cours du XXI^{ème} siècle dans le SESA ?

D'après les moyennes d'ensemble multi-modèles du GIEC, les précipitations vont significativement augmenter dans le SESA (e.g., IPCC, 2007). Se basant sur une sélection plus complexe de modèles montrant une représentation réaliste de la variabilité des pluies dans le SESA, et un comportement cohérent et commun dans le futur, une augmentation des pluies dans le SESA et une diminution des pluies dans la SACZ paraît être le signal le plus commun et cohérent parmi les modèles.

- Comment le principal mode de variabilité des précipitations (le dipôle de pluie entre le SESA et la SACZ) va-t-il évoluer au cours du XXI^{ème} siècle ?

D'après les modèles sélectionnés, les phases positives du dipôle de pluie (montrant des anomalies positives de pluie dans le SESA et négatives dans la SACZ) augmentent en fréquence et en intensité, tandis que les phases négatives du dipôle diminuent en fréquence, mais ne montrent pas de changements significatifs d'intensité.

- Ces changements expliquent-ils la tendance positive des précipitations d'été dans le SESA au cours du XXI^{ème} siècle ?

D'une part, l'influence de l'évolution des phases les plus intenses du dipôle est visible d'un point de vue structurel, puisque l'évolution des précipitations montre en moyenne un signal dipolaire majoritairement influencé par les phases positives du dipôle. D'autre part, les changements de précipitations associés aux années de phases actives du dipôle, bien qu'étant minoritaires, expliquent plus de 70% des changements de précipitations projetés pour la fin du XXI^{ème} siècle.

- Quels sont les processus physiques responsables des changements de la variabilité des pluies dans le SESA ?

Les changements de la variabilité des pluies dans le SESA sont clairement associés à des changements de la variabilité des températures de surface océanique dans le Pacifique équatorial. L'augmentation du nombre de phases positives du dipôle de pluie est associée à une augmentation d'ététs anormalement chauds dans le Pacifique tropical. La téléconnection entre les deux régions s'effectue par la propagation d'un train d'ondes de Rossby formant un arc de cercle dans le Pacifique Sud entre l'Ouest du Pacifique tropical et l'Amérique du Sud.

Cependant, le réchauffement climatique a pour conséquence d'augmenter de manière globale la SST, ce qui pourrait également avoir des conséquences sur les circulations à grande échelle et donc modifier les processus de téléconnexions avec l'Amérique du Sud. Il serait donc intéressant d'étudier les conséquences de tels changements de SST sur le climat global, afin d'en déduire les changements de mécanismes de téléconnexions à grande échelle capables d'influer sur des échelles plus régionales et de modifier les précipitations en Amérique du Sud. Cette étude fait l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 4

Impact des changements projetés de SST sur les précipitations d'été du Sud-Est d'Amérique du Sud dans un scénario de réchauffement climatique

Sommaire

4.1	Préface	91
4.2	Introduction	94
4.3	Model and experiment	96
4.3.1	Model	96
4.3.2	Design of experiments	97
4.4	Model validation	100
4.4.1	Large scale	100
4.4.2	Regional scale	101
4.4.3	Assessment of the TWN method in South America	104
4.5	The effect of SST change	105
4.5.1	Rainfall response	105
4.5.2	Circulation response	107
4.5.3	Linearity of the response	113
4.6	Summary and conclusion	116
4.7	Supplementary material	118
4.8	Bilan	119

4.1 Préface

Nous avons vu dans le Chapitre 3 que l'augmentation significative des pluies d'été austral dans le SESA projetée par les CGCM pour la fin du XXI^{ème} siècle est associée à une augmentation relative des températures de surface océaniques (SST) dans le Pacifique équatorial. Ce chapitre a pour objectif d'identifier la part des changements globaux de SST expli-

quant les changements de précipitations, et d'explorer quels sont les processus et téléconnexions de grande échelle associés à ces changements. Les 9 modèles sélectionnés dans le Chapitre 3, ont monté un comportement commun et une cohérence dans les mécanismes associés à la pluie future du SESA. Nous nous basons alors dans ce chapitre sur le signal moyen des SST projetés pour la fin du XXI^{ème} siècle par l'ensemble de ces modèles.

Nous tentons de répondre aux questions suivantes :

- Existe-t-il une structure particulière de changements de SST favorisant un signal l'augmentation des pluies d'été dans le SESA pour la fin du XXI^{ème} siècle ? Existe-t-il une structure de projection de SST responsable des changements contraires, c'est-à-dire d'une diminution des pluies ?
- Ces différentes structures de SST sont-elles responsables des mêmes changements de la circulation atmosphérique de grande échelle ? Affectent-elles les mêmes processus de téléconnection ?
- Quels sont les processus physiques expliquant l'influence de ces changements de circulation de grande échelle sur les changements de précipitations du SESA ?

Présentation du système "two-way nesting" du LMDZ4

Les expériences de simulation décrites dans cette thèse ont été effectuées à l'aide d'un système d'interaction entre un modèle de circulation générale atmosphérique (GCM) à grille régulière, et le même modèle ayant une grille zoomée dans la région étudiée : l'Amérique du Sud. Nous avons choisi d'utiliser ce système, appelé "two-way nesting", pour sa capacité à faire interagir des processus d'échelles spatiales régionale et globale, et à améliorer le climat global à travers une meilleure représentation d'une région particulière (Lorenz and Jacob, 2005). Une description du système utilisé est présentée ci-après en français, et dans la section 4.3.1 en anglais.

Le modèle utilisé est le LMDZ4 (Hourdin et al., 2006), la composante atmosphérique du modèle couplé de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL-CM4 ; Marti et al., 2006) développé dans le Laboratoire de météorologie dynamique (LMD, Paris, France). Deux versions du LMDZ4 sont utilisées : le LMDZ4-global et le LMDZ4-régional zoomé sur l'Amérique du Sud. Ces deux modèles partagent les mêmes paramétrisations physiques (Li, 1999 ; Hourdin et al., 2006). À travers le système two-way nesting, les deux modèles sont tournés en parallèle et échangent des informations (température, vent, humidité spécifique) toutes les deux heures. Les sorties du LMDZ-global (LMDZ-régional) sont utilisées comme conditions limites pour le LMDZ-régional (LMDZ-global) à l'extérieur (intérieur) du domaine zoomé. Le schéma représenté dans la Figure 4.1 montre ce fonctionnement, ainsi que les principales caractéristiques de chaque modèle. Le LMDZ4-global est défini sur une grille horizontale régulière de 2.5°x3.75° sur tout le globe. Le LMDZ4-régional est défini sur une grille horizontale de 1°x1° (100km) à l'intérieur du domaine zoomé, et de 2.6°x8° dans le reste du globe (voir Figure 4.2 dans la section 4.3.1). Le domaine de zoom est centré en Amérique du Sud, à 55°W;22.5°S et s'étend sur tout le continent, sur 82.8° de latitude et de longitude. L'uti-

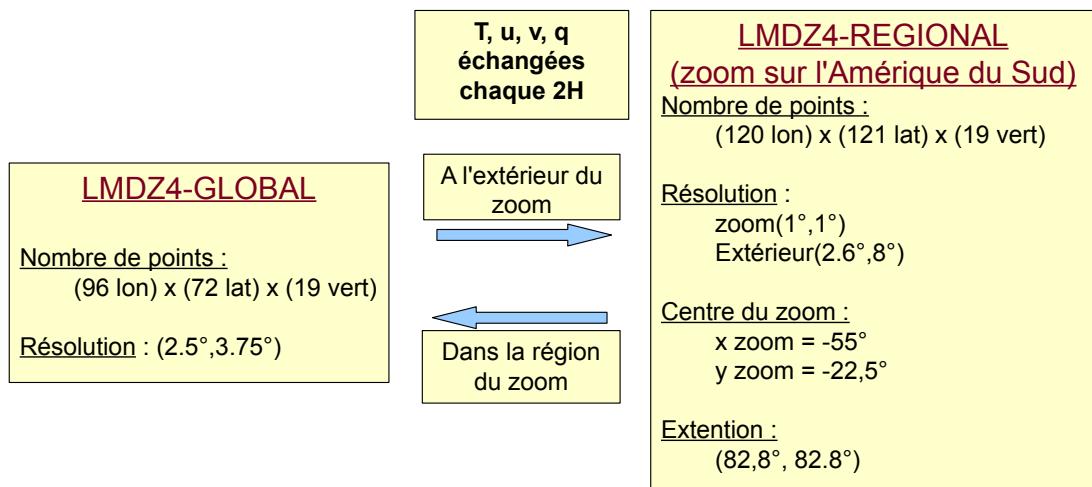


FIGURE 4.1 – Schéma de fonctionnement du système two-way nesting (TWN), et principales caractéristiques de chaque modèle.

lisation d'une grille globale pour le LMDZ4-régional permet d'améliorer le traitement des données aux limites, par rapport aux modèles de climat régional (RCM) généralement limités au domaine étudié.

L'utilisation de ce système de modèles devrait donc permettre une amélioration de la réponse climatique régionale en Amérique du Sud à partir de changements d'échelle globale. Une meilleure représentation des changements régionaux devraient à leur tour améliorer les changements de processus d'échelle globale influencés par des échelles plus petites. Les expériences de sensibilité effectuées dans ce chapitre vont permettre de répondre à un certain nombre de questions concernant l'emploi du système TWN :

- Le système TWN permet-il d'améliorer la représentation des pluies dans le SESA en été, ainsi que les processus physiques régionaux et globaux associés ?
- Le système TWN est-il capable de représenter des modifications associées aux processus régionaux et globaux et leurs interactions, à partir de changements globaux de SST ?

La section suivante a été écrite en anglais sous forme d'article soumis à *Climate Dynamics* le 23 Novembre 2011.

Impact of SST changes projected in a global warming scenario on summer rainfall in southeastern South America

C. Junquas, C. Vera, L. Li , H. Le Treut

Paper submitted in *Climate Dynamics* the 23rd of November 2011

Abstract in Annexe A.2

4.2 Introduction

One important consequence of climate change induced by greenhouse gas (GHG) increase in the atmosphere is the global sea surface temperature (SST) warming (IPCC, 2007). Accurate modeling of the influence of those SST changes over the atmospheric general circulation is critical for reducing uncertainties in projection of future rainfall changes (e.g., Ashfaq et al., 2011). The World Climate Research Program Coupled Model Intercomparison Project, phase 3 (WCRP/CMIP3) has provided a comprehensive set of future climate simulations based on a wide range of future scenarios and on a large ensemble of general circulation models (GCM). Climate projections for the end of the twenty first century resulted from that dataset revealed rainfall increases in the tropical monsoonal regions, and decreases in the subtropical regions (IPCC, 2007). However, southeastern South America (SESA) is one of the few subtropical regions in which projections show for the twenty first century, a significant austral summer rainfall increase (e.g., IPCC, 2007; Vera et al., 2006c; Junquas et al., 2011). Moreover, a positive trend in the annual rainfall has been identified over SESA from observations along the second half of the twentieth century, resulting mostly from the warm season (Oct-March ; Barros et al., 2008). SESA includes La Plata Basin, the fifth largest basin in the world and the second in South America, after the Amazon basin. Improved knowledge of current and future rainfall variability in the basin has a high socio-economic relevance considering that 100 millions of people live there, and local economies strongly depend on agricultural activities and hydroelectricity generation.

Recently, Junquas et al. (2011) analyzed the projections of 18 WCRP/CMIP3 models for the twenty first century climate, in order to explore the physical mechanisms associated with the rainfall increase projected in SESA. They found that projected rainfall trend for December-January-February (DJF) was positive in SESA but negative in the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) region, a conspicuous feature of the South America Monsoon System (e.g., Vera et al., 2006b). They also found that such regional climate change was linked to a significant increase in the frequency of the positive phase of the leading pattern of summer rainfall variability. The pattern is characterized by a dipole-like structure with rainfall anomaly centers of opposite signs located in SESA and SACZ regions respectively (e.g., Doyle and Barros, 2002). Although such result was evident in the 18-model ensemble, it shows a more coherent physical behavior in an ensemble of 9 selected models. In addition, Junquas et al. (2011) also found that the positive phase of the rainfall dipole (associated with positive precipitation anomalies in SESA and negative ones in SACZ region) was related to positive SST anomalies in the equatorial Pacific. Those SST anomalies favor the development of a Rossby wave-train-like pattern in the circulation anomalies extended between the ocean

basin and South America along an arch trajectory. The large-scale circulation anomaly pattern favors in turn the regional development of an anticyclonic circulation anomaly located between SACZ and SESA, which promotes moisture transport convergence (divergence) and rainfall increase (decrease) in SESA (SACZ).

It is well known that positive SST anomalies in the equatorial Pacific during the warm phase of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) exert positive rainfall anomalies over SESA (e.g., Paegle and Mo, 2002; Grimm et al., 2000). However, due to the complexity of the involved processes in global warming, it is not clear yet how ENSO variability will evolve in a climate change scenario (Collins et al., 2010). In that sense, it is not clear either, whether the future SST changes identified in Junquas et al. (2011) along the twenty first century are due to changes in the mean condition of the equatorial Pacific or they are related to ENSO changes. WCRP/CMIP3 model projections show that as a consequence of global warming due to GHG increase, equatorial oceanic regions are affected by a faster SST warming than in the off-equatorial region (e.g., Collins et al., 2010 and references therein). Moreover, SST changes induced by global warming include a signal of warm anomalies in the equatorial Pacific (Collins et al., 2010, their Figure 2c). As a consequence, the development of Rossby wave-trains extended along the extratropical Pacific could be part of the atmospheric response to such SST increase. However, the physical mechanisms that could be induced by equatorial Pacific SST changes in a context of global warming, and that could impact SESA rainfall, have not been deeply explored yet.

Previous studies showed links between the rainfall dipole variability in South America and SST anomalies in the South Atlantic Ocean (e.g., Robertson and Mechoso, 2000; Doyle and Barros, 2002). In particular, rainfall dipole positive phase has been associated with warm SST anomalies in the western subtropical South Atlantic (Doyle and Barros, 2002). The equatorial Atlantic SST can also modulate the influence of ENSO over the SESA rainfall during January-February (Barreiro and Tippmann, 2008). Performing modeling experiments they showed that when warm conditions prevail in the equatorial Atlantic, the influence of the warm phase of ENSO onto South America rainfall is weaker. As a consequence, SST changes in Atlantic due to global warming could also influence the rainfall response signal in SESA, directly or by modulating the equatorial Pacific teleconnections.

Global SST anomalies induced by climate change can modify many aspects of the global-scale atmospheric and oceanic circulation. In particular, previous studies project a slowdown of the Hadley circulation in a global warming scenario (e.g., Vecchi et al., 2006; Vecchi and Soden, 2007) that is associated with an increase of the meridional SST gradient, by modifying the latent heat release gradient from the tropics to the subtropics (e.g., Rind and Perlitz, 2004; Gastineau et al., 2009). The precipitation patterns controlled by the Hadley circulation will in turn be affected, and particularly in the Pacific Ocean which is the main basin affected by the zonal average Hadley circulation changes (Rind and Perlitz, 2004). In particular, GCM projections show that to compensate the tropospheric warming induced by climate change, moisture will increase in tropical convective regions, and as a consequence precipitation will be intensified in the ascending branch regions (Held and Soden, 2006; Chou and Neelin, 2004). On the other hand, the general reduction of the atmospheric vertical circulation (Vecchi et al., 2006; Vecchi and Soden, 2007) is expected to weaken the surface trade winds in the tropical Pacific Ocean, in association with a less vigorous Walker circulation (Collins et al., 2010). The east-west SST gradient in the tropical Pacific will thus be modified and the equatorial thermocline will shoal and flatten. While these projections

have been described as global responses of climate change under a GHG increase scenario, it is not clear yet how these projected global-scale mechanisms could affect the signal of rainfall changes in SESA.

From the above-mentioned studies, it is evident that understanding how future tropical SST changes can affect rainfall change in SESA is a key question that still needs to be addressed. The 9-models ensemble studied by Junquas et al. (2011) shows that the signal of austral summer rainfall increase in SESA is predominantly influenced by the equatorial Pacific SST warming and the generation of a Rossby wave-train. However, it is not known yet if the projected global-scale atmospheric changes induced by global SST warming, for example the slowdown of the tropical atmospheric circulation, contribute to this signal. Therefore, an important issue of this study is to determine the influence of global-scale atmospheric changes induced by global warming over the austral summer rainfall changes in SESA.

Sensitivity studies performed with GCMs are a common approach to address that issue. Gastineau et al. (2009) used the 4th version of the atmospheric GCM developed at the “Laboratoire de Météorologie Dynamique”, Paris, France (LMDZ4; Hourdin et al., 2006) and showed that global warming effect on large-scale circulation and precipitation can be reproduced by considering projected SST changes as the only prescribed boundary condition, while keeping constant both sea-ice conditions and GHG concentrations. In particular, they found that the meridional structure of the zonal-mean SST is crucial for the representation of changes in the Hadley circulation strength and its consequences over the zonal-mean structure of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ).

LMDZ4 can be configured in the mode of “two-way nesting” (Chen et al., 2011). A “two-way nesting” (TWN) climate model system consists on interactive simulations between an atmospheric GCM and an atmospheric regional climate model (RCM), representing a particular region with a finer spatial resolution than that in the GCM. TWN climate model systems are useful to represent regional climate variability at finer spatial resolution than that of the GCMs (Lorenz and Jacob, 2005).

The purpose of this paper is to perform series of sensitivity numerical simulations using the TWN LMDZ4 climate model system, in order to identify the main mechanisms associated with the projected SST changes that can explain the summer rainfall increase projected in SESA. Particular attention is paid to understand how the global-scale atmospheric changes are involved.

The paper is organized as follows : section 3 describes the model and data, and the performed simulations ; section 4 presents a validation of the TWN system in the control experiment ; in section 5 we describe the sensitivity simulations forced by the projected SST simulations, in terms of regional rainfall changes in South America and in SESA particularly, and also by identifying underlying large-scale physical processes ; and section 6 includes final discussion and conclusions.

4.3 Model and experiment

4.3.1 Model

The LMDZ4 model is the atmospheric component of the Institut Pierre Simon Laplace Coupled Model (IPSL-CM4 ; Marti et al., 2006). LMDZ4 is a grid-point model with a state-of-the-art physical package (Li, 1999 ; Hourdin et al., 2006). Two specific LMDZ4 configurations

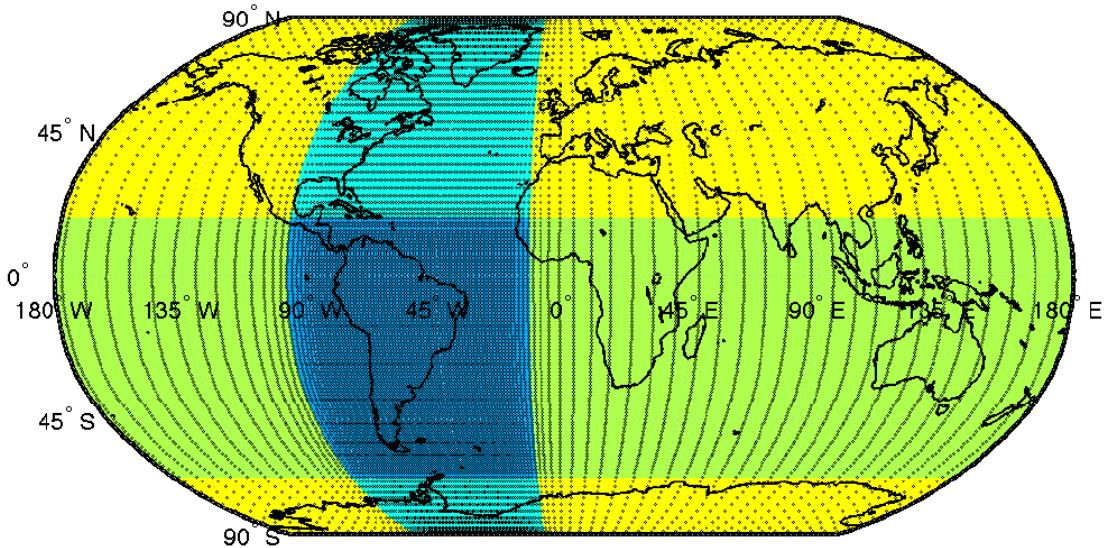


FIGURE 4.2 – Geographical representation of the LMDZ4-regional grid-points. Regions where the latitude (longitude) resolution is reduced to 100km are represented in light green (light blue). The zoomed region is in dark blue. Yellow color characterizes the rest of the globe.

are used in this work : “LMDZ4-global” with a horizontal grid of 96x72 points, uniformly distributed over the globe ; and “LMDZ4-regional” that is a zoomed version with global grid of 120x121 points. The zoom is centered over South America, allowing a regional horizontal resolution of about 100 km (Fig. 4.2). The two model configurations share the same physical parameterization and the same vertical discretization (19 hybrid levels), and their main characteristics are summarized in Table 4.1. LMDZ4-regional is run in the zoomed domain as a classic RCM, the complementary domain (outside the zoom) being considered as the model boundary (or buffer zone) where the information (T, U, V and Q) from the global model is included. The use of a global model as regional model provides a better treatment of boundary in comparison to traditional limited area models. We use the TWN technique described by Lorenz and Jacob (2005) to provide information from LMDZ4-regional back to LMDZ4-global in the zoomed domain, as described in Chen et al. (2011). The TWN technique improves the influence of regional climate over the global climate, even in regions not covered by the two-way nesting, and there are also indications that systematic error of the global circulation can be reduced globally by a more detailed representation of one particular region (Lorenz and Jacob, 2005). The TWN between LMDZ4-regional and LMDZ4-global takes place every two hours.

4.3.2 Design of experiments

The main characteristics of the performed sensitivity experiments are summarized in Table 4.2. Firstly the present DJF climate was simulated using the TWN technique (“control” simulation). Climatological means of SST and sea ice component (SIC) from the Atmospheric Model Intercomparison Project AMIP (Gates, 1992) for the period 1979-1999 were considered as surface boundary conditions for both LMDZ4-global and LMDZ4-regional.

	LMDZ4-global	LMDZ4-regional
Horizontal resolution inside the zoomed region	2.5°x3.75°	1°x1°
Horizontal resolution outside the zoomed region	2.5°x3.75°	2.6°x8°
Number of points (lon x lat)	96x72	120x121
Center of the zoom	—	55°W : 22.5°S
Extension of the zoom	—	82.8° : 82.8°
Time step of the physics	30 min	30 min
Time step of the dynamics	3 min	40 sec
Physical parametrization	LMDZ4	LMDZ4

TABLE 4.1 – Main characteristics of LMDZ4-global and LMDZ4-regional operating under the configuration of two-way nesting.

Experiment	Sea surface temperature	Method	Ensemble size
Control	Climatological average over 1979-1999	TWN	30
Global	Climatological average over 1979-1999	GCM alone	30
FSST_change	Full future SST changes added	TWN	30
ZSST_change	Zonal mean of future SST changes added	TWN	30

TABLE 4.2 – Summary of the performed experiments

An ensemble of 30 NDJF simulations was performed, and each member was generated by a random sampling of the initial atmospheric conditions of the first of November (Li, 1999). Austral summer conditions are described by the ensemble mean of DJF. In addition, to assess the benefits of applying the TWN technique, a second experiment (called “global” simulation) was performed running the LMDZ4-global alone, with the same surface boundary conditions as in the control simulation.

The next set of experiments were designed to explore the DJF climate changes that result from forcing the model with surface boundary conditions including the SST changes projected by the end of the twenty first century. Projected SST changes were added to the same observed mean SST considered in the control simulation, while GHG concentrations were kept constant at the present climate concentration levels. The SST changes considered are those projected by the WCRP/CMIP3 9-model ensemble (MME) identified by Junquas et al. (2011) (CCCMA T43, CCCMA T63, CSIRO, GFDL2.0, GFDL2.1, MIROC hires, MIROC medres, MIUB, UKMO HadCM3). Projected SST change is defined as the difference between the 2079-2099 SST mean from the Special Report on Emission Scenario (SRES) A1B simulations, and the 1979-1999 SST mean from the «climate of the twentieth century» simulations (20C3M).

Two further sensitivity experiments were made, differing mainly in the SST change considered : i) “FSST_change” simulation, in which the full signal of global SST change (Fig. 4.3a) was added to present climate SST mean conditions, and ii) “ZSST_change” simulation, in which only the zonal average of the SST change is included (Fig. 4.3b). It is evident from Figure 4.3b that the zonally-symmetric component of the SST change exhibits the largest values at the equator and the Northern Hemisphere (NH) middle latitudes. Figure 4.3 also shows that although the full SST changes (Fig. 4.3a) are mainly explained by its zonal average (Fig. 4.3b), the associated zonal asymmetries are not negligible particularly in the tro-

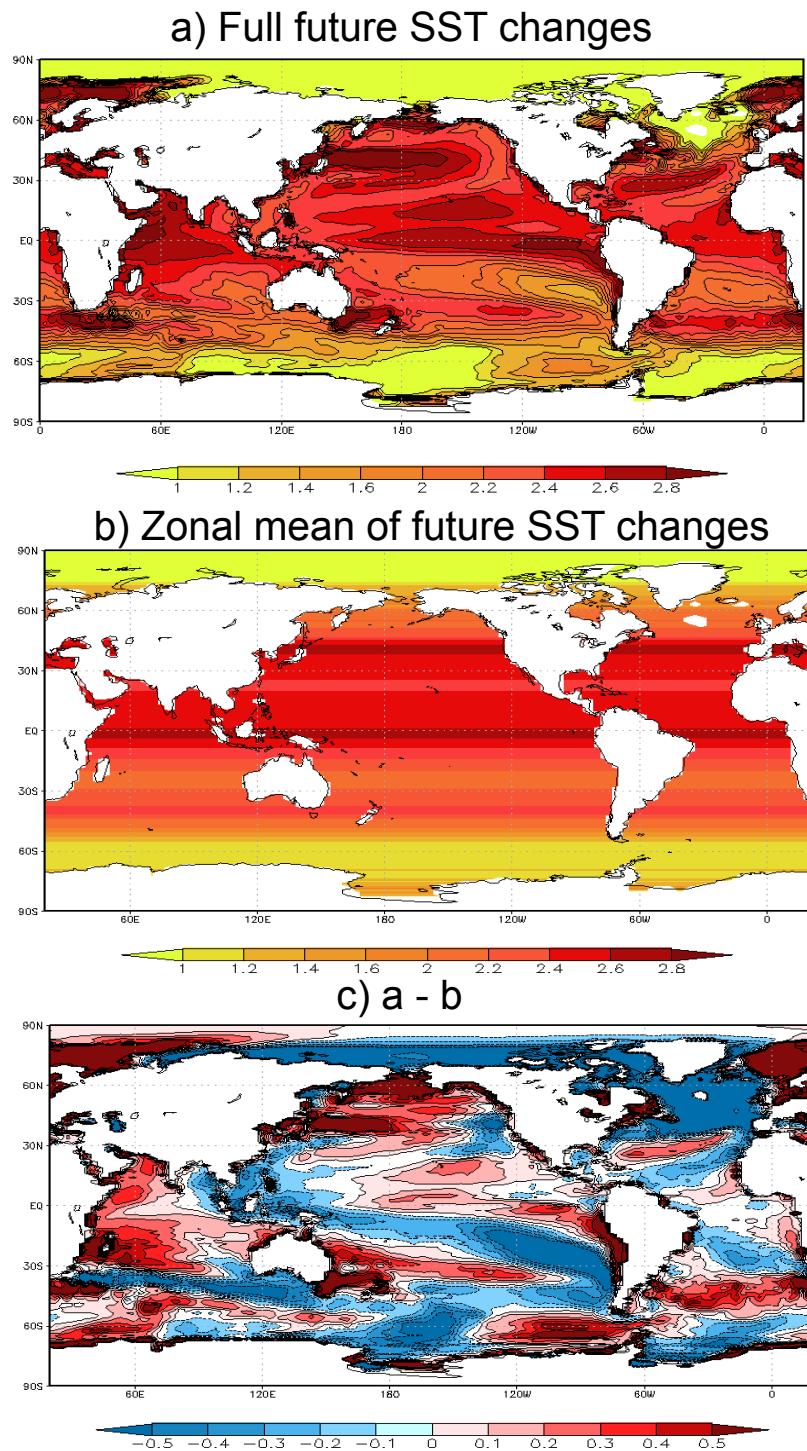


FIGURE 4.3 – **a** Sea surface temperature (SST) changes (K) for December-January-February (DJF) between present-day climate (1979-1999) and the end of the twenty first century (2079-2099), projected by 9 WCRP/CMIP3 models listed in Section 2.2 (under the SRES-A1B scenario). **b** Zonal average of SST changes displayed in **a**. Color scale interval is 0.2 K. **c** Difference between **a** and **b**. Color scale interval is 0.1 K.

pical regions (Fig. 4.3c). The latter is quite relevant to the purpose of this work, considering that zonal asymmetries in the tropical SST changes could induce asymmetries in the tropical diabatic heating sources with consequences in the response of the Southern Hemisphere (SH) extratropical circulation.

4.4 Model validation

The ability of the TWN LMDZ4 model system to reproduce the climate of South America in DJF is first evaluated. The model assessment is performed at both large and regional scales, comparing the control simulation of both LMDZ4-global and LMDZ4-regional simulations under the TWN technique to observed and reanalyzed data. Rainfall monthly mean fields from the Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Rainfall (CMAP) dataset (Xie and Arkin, 1997) and from the recent version 2.2 of the Global Precipitation Climatology Project (GPCP; Huffman et al., 2011) are used to describe the rainfall mean conditions observed in austral summer between 1979 and 1999. The 20-year reanalysis dataset ERA-Interim (Simmons et al., 2006) from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) are used to describe observed fields of humidity flux, velocity potential and geopotential height. Humidity fluxes are computed from the wind components and specific humidity and they are vertically averaged between 1000hPa and 300hPa, following the method employed in other studies (e.g., Labraga et al., 2000 ; Doyle and Barros, 2002).

4.4.1 Large scale

The DJF climatological mean conditions resulted from the ensemble mean of 30 LMDZ4-global runs from the control simulation, as described in section 4.3.2, are compared to the corresponding observed climatological means. Figures 4.4a and 4.4b show the large-scale DJF mean precipitation depicted by CMAP data (for the 1979-1999 period) and by the model, respectively. The ITCZ is well simulated by the model in the Atlantic as in the Pacific. The three tropical regions of active convection : equatorial Indian-west Pacific sector, tropical South America, and central Africa (e.g., Krishnamurti et al., 1973 ; Chen et al., 1999), are evident in the simulations, although they are more intense and located further north in the model than observed. Moreover, simulated mean precipitation over South America exhibits the observed maximum over the Amazon region linked to the SACZ extended into the southwestern Atlantic. The region of maximum mean precipitation related to the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) is simulated stronger and somewhat detached from the equatorial rainfall band extended along the Equator in the Indian-western Pacific Oceans. In addition, simulations also exhibit less precipitation over Indonesia and northern Australia, and more precipitation over the western Indian Ocean than observed.

Mean fields of velocity potential and divergent wind at the 200-hPa level are also validated in order to assess the model ability in represent the divergent circulation forced by the tropical diabatic heating (e.g., Krishnamurti et al., 1973 ; Tanaka et al., 2004). The three zones of minimum potential velocity or maximum divergence associated with the regions of maximum mean precipitation (Fig. 4.4a) are evident in the reanalysis with maximum convergence regions over the eastern equatorial sectors of both Pacific and Atlantic Oceans (Fig. 4.4c). The model seems to reproduce the main features of the divergent circulation in the

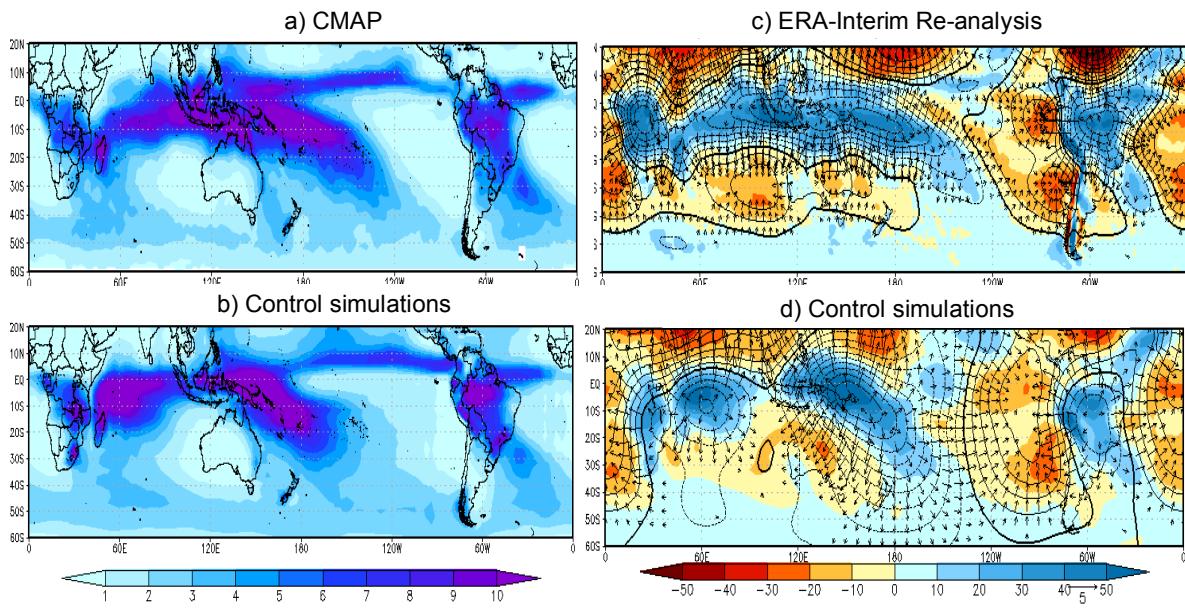


FIGURE 4.4 – DJF mean of **a** and **b** Precipitation (mm/day), **c** and **d** 200-hPa velocity potential (contour, interval is $10 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), 200-hPa divergent wind (arrows, units are m s^{-1}), and 200-hPa divergence (shade, interval is $10 10^7 \text{ s}^{-1}$). Precipitation data are from **a** CMAP for the 1979-1999 period, **c** ERA-Interim Re-analysis for the 1989-2009 period, **b** and **d** the LMDZ4-global outputs of the TWN control simulations.

tropics with some limitations (Fig. 4.4d). In particular, the model represents well the upper-level divergence associated with both Amazon and SACZ convection in South America, although it has some deficiencies in representing the intensity and location of the upper-level convergence observed in the subtropics. In addition, the simulated upper-level divergence over Indonesia and northern Australia is weaker or even of opposite sign than observed, consistently with the errors found over those regions in the simulated mean precipitation (Fig. 4.4b).

4.4.2 Regional scale

Observed DJF mean fields of precipitation and humidity are used to validate LMDZ4-regional outputs of the control simulation obtained under the TWN technique over South America (Fig. 4.5). The DJF climatological mean precipitation computed from CMAP and GPCP datasets are depicted in Figures 4.5a and 4.5b respectively while Figure 4.5c displays the corresponding simulated field. The model is able to reproduce the general features of summertime rainfall like the precipitation maximums over the Amazon, Atlantic ITCZ and SACZ regions. The model tends, however, to simulate a weaker Atlantic ITCZ (Fig. 4.5c) and more precipitation and shifted northwestward than observed in the Amazon basin (Fig. 4.6 a and b). It is worth to mention that large differences particularly in precipitation intensity are also observed between CMAP and GPCP (Fig. 4.6c). It is known that the lack of reliable precipitation datasets over South America limits precipitation validation of any model in the region (e.g. Vera et al., 2006c). Model precipitation biases are also large and positive over the

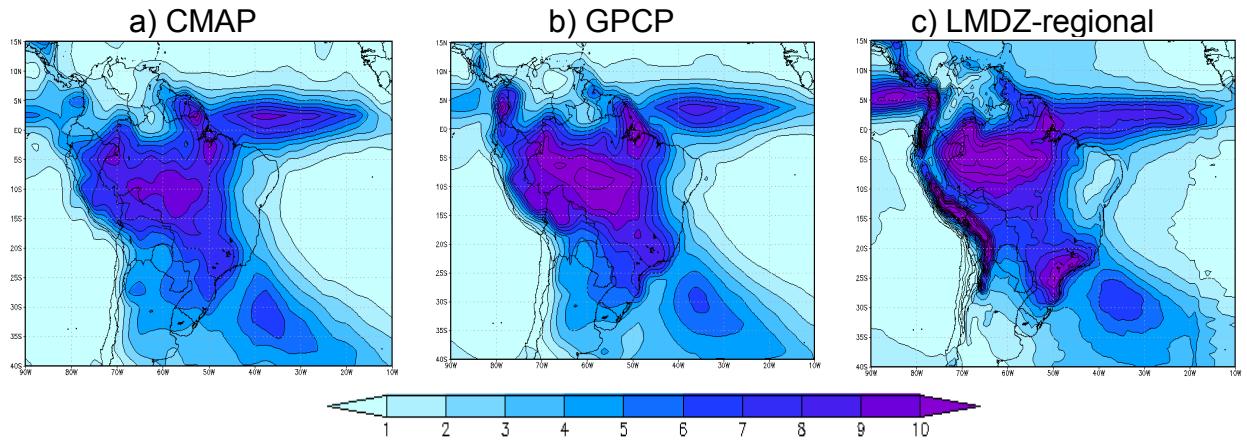


FIGURE 4.5 – Mean precipitation (mm/day) in DJF from **a** CMAP, **b** GPCP, **c** LMDZ4-regional in the control experiment, **d** difference between control and CMAP, and **e** difference between control and GPCP.

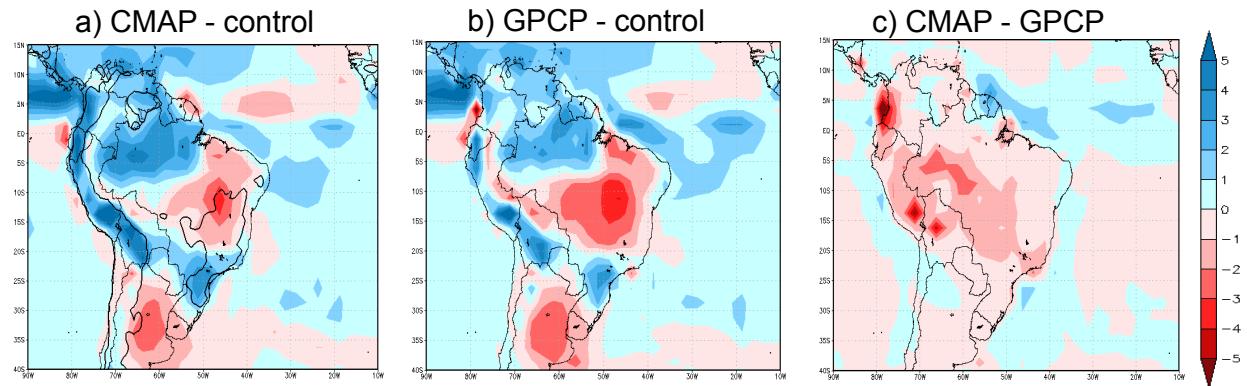


FIGURE 4.6 – Difference precipitation (mm/day) in DJF between **a** CMAP and LMDZ4-regional in the control experiment, **b** GPCP and LMDZ4-regional, **c** CMAP and GPCP.

Brazilian plateau in association with the SACZ (Fig. 4.6 a and b). A similar bias was described by Codron and Sadourny (2002) that used a previous version of the LMD AGCM to represent the climate in South America. They associated this bias with an overestimated orographic precipitation and were able to reduce it by 20%, by correcting the water vapor advection scheme in the model. On the contrary, to the south of SESA and in the Northeastern Brazil, negative precipitation biases are found. In addition, simulation seems to overestimate precipitation along the Andes Mountains. Although precipitation gridded datasets are deficient in representing the right precipitation amounts observed along the Andes (Vera et al., 2006c). Climatological mean precipitation fields computed by Hoffman (1975) from more than 1700 stations, exhibits a precipitation maximum along the tropical Andes that is not represented in the available precipitation gridded datasets and it is not that dissimilar to that simulated by the model.

Vertically-integrated mean moisture fluxes and its associated divergence, computed from both reanalysis data (Fig. 4.7a) and simulations (Fig. 4.7b) are also compared. The model

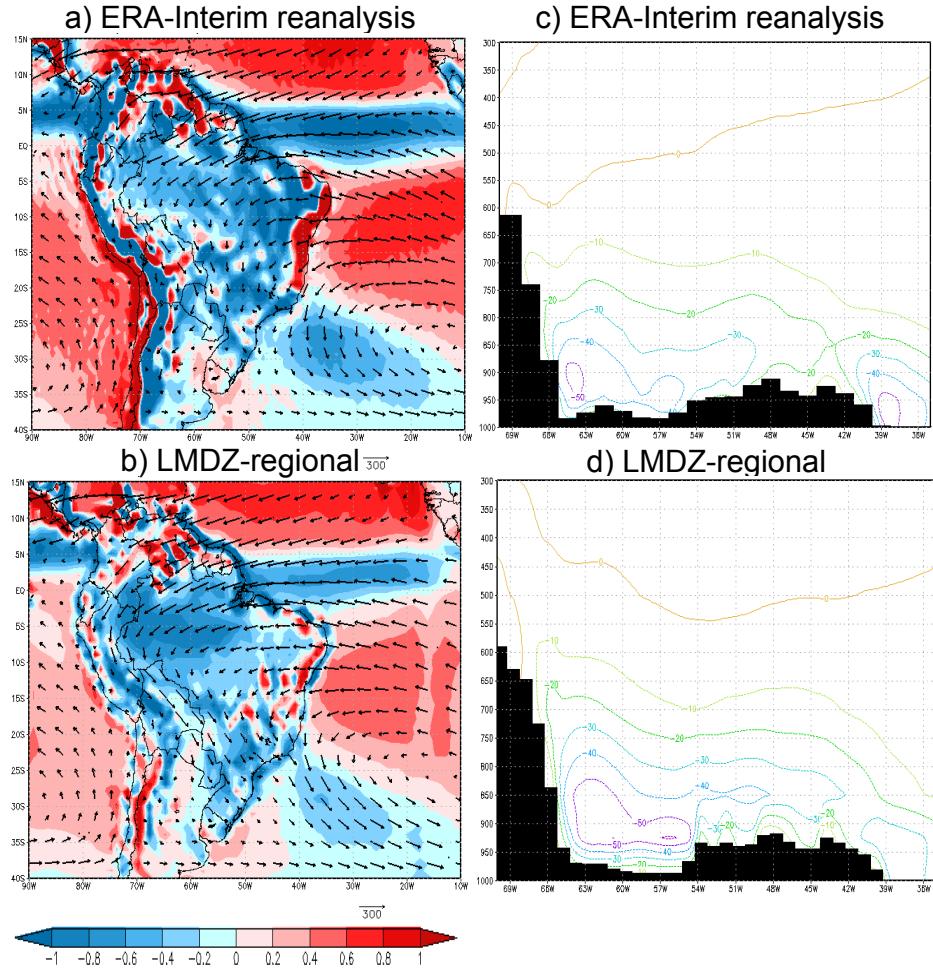


FIGURE 4.7 – DJF vertically-integrated moisture fluxes (arrows) and its divergence (contour) from **a** ERA-Interim Reanalysis, and **b** LMDZ4-regional. Color scale interval of divergence is $0.2 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Reference arrow of $300 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner. Vertical section at 17°S of the meridional component of the moisture flux from **c** ERA-Interim Reanalysis, and **d** LMDZ4-regional. Contour interval is $10 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$.

simulates the general features of the continental-scale anticyclonic circulation that characterizes mean humidity fluxes in tropical South America (e.g., Vera et al., 2006b). However, moisture fluxes along the western branch of the gyre exhibit over Bolivia a dominant southward direction in the reanalysis (Fig. 4.7a), while the simulated ones display a more southeastward orientation, merging over the Brazilian plateau with the fluxes emanating from the western branch of the South Atlantic anticyclone (Fig. 4.7b). This particular flux bias seems to be associated with the mean precipitation positive bias exhibited by the model over that region (Fig. 4.5c). A vertical cross section at 17°S of observed meridional humidity fluxes (Fig. 4.7c) shows the distinctive low-level maximum along the eastern slopes of the Andes in association with the South America low-level jet (LLJ) that intensifies over that region (e.g., Vera et al., 2006b). Also, a secondary low-level maximum is clear in the reanalysis off the eastern coast of South America associated with the western branch of the South Atlantic anticyclone. Figure 4.7d shows that the model is able to represent both structures.

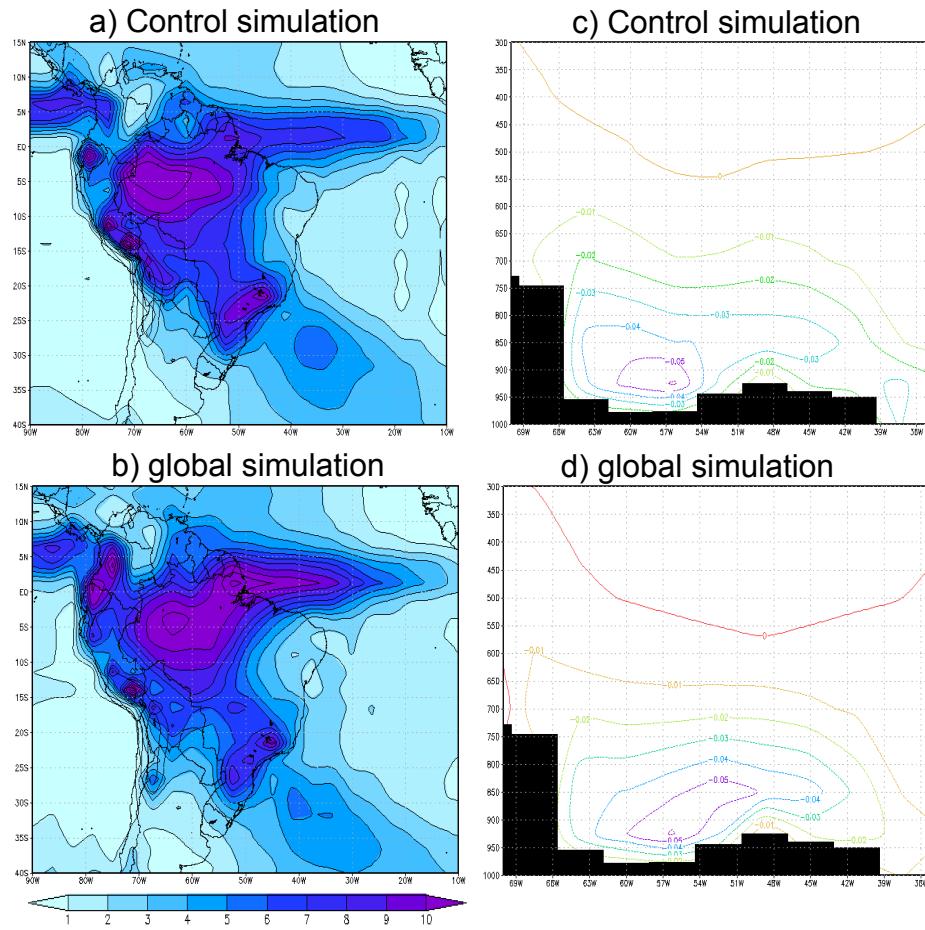


FIGURE 4.8 – Simulated Precipitation (mm/day) in **a** and **b**, and vertical section at 17°S of moisture flux ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) in **c** and **d**. **a** and **c** are from LMDZ4-global in the TWN control experiment, and **b** and **d** are results of the global simulations (LMDZ4-global alone).

Nevertheless, the simulated LLJ along the Andes slope is stronger and located further east when compared to reanalysis data, while the moisture flux maximum located off the eastern coast is simulated weaker than observed.

4.4.3 Assessment of the TWN method in South America

The TWN method is assessed by comparing the LMDZ4-global outputs of the control simulation with those of the global simulation performed without TWN technique (Table 4.2). The objective of this assessment is to determine the influence in the global simulations of the high-resolution information transferred from the regional model. Figure 4.8 shows that the main regional climate mean structures are better represented in the simulation performed using the TWN technique. In particular, the intensity and location of the precipitation associated with ITCZ, Amazon and SACZ regions are better simulated in the control simulation (Fig. 4.8a). It is noticeable though that the orographic precipitation bias identified in the LMDZ4-regional outputs (Fig. 4.5c) is accentuated by the use of the TWN technique probably due to the finer resolution considered in the control simulation. Regarding the moisture

Signal	Obtained from
Full signal	FSST_change – Control
Zonal signal	ZSST_change – Control
Asymmetric signal	FSST_change – ZSST_change

TABLE 4.3 – Summary of studied signals from different patterns of SST changes

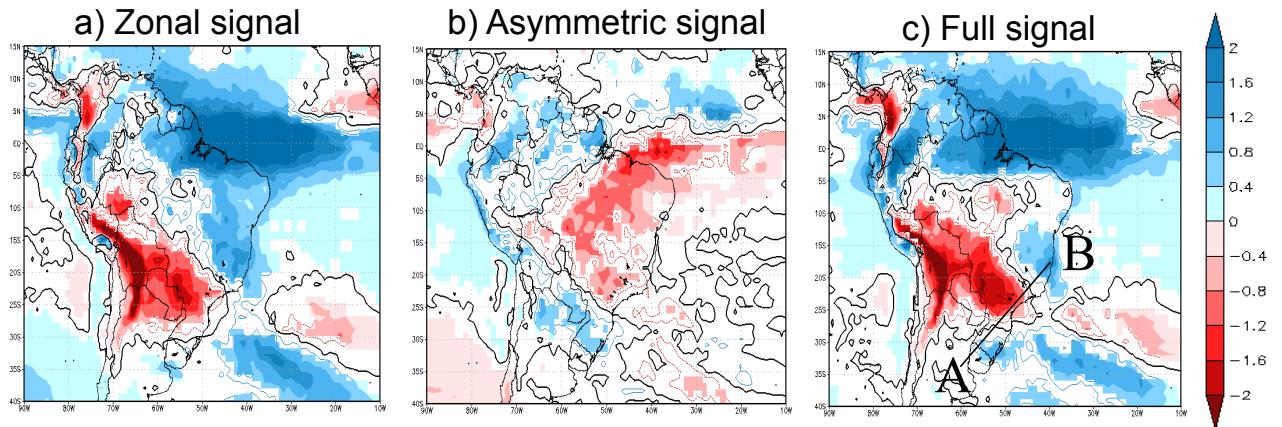


FIGURE 4.9 – Regional rainfall anomalies (mm/day, from LMDZ4-regional) corresponding to **a** the zonal signal, **b** the asymmetric signal, and **c** the full signal. Positive (negative) significant values at 90% of the Student's t-test are shaded in blue (red). The zero level is in bold dark. The A-B transect in **c** is used to represent the transect of Figure 4.10.

transport, global simulation (Fig. 4.8d) shows evidences of a single low-level maximum of moisture transport instead of the two distinctive structures depicted in both control simulation (Fig. 4.8c) and reanalysis (Fig. 4.7c). The control simulation performed with the TWN technique is able to represent both the LLJ along the Andes and that off the eastern coast (Fig. 4.8c).

4.5 The effect of SST change

4.5.1 Rainfall response

The sensitivity of the TWN LMDZ4 runs to SST changes (as described in section 4.3.2 and Table 4.2) is analyzed in this section defining three main climate change signals (Table 4.3) : i) “full signal” as determined by the difference between FSST and control simulations, ii) “zonal signal” defined by the difference between ZSST change and control simulations, and iii) “asymmetric signal” estimated from the difference between FSST change and ZSST simulations. It is then evident that the full signal corresponds to the sum of the zonal and asymmetric signals.

Figure 4.9 shows the DJF rainfall mean anomalies in South America related to the three types of climate change signals considered (Table 4.3). The zonal signal is characterized by a rainfall increase in the Atlantic ITCZ, northern South America comprising the SACZ region, and extratropical southern South America, and by a rainfall decrease in central South Amer-

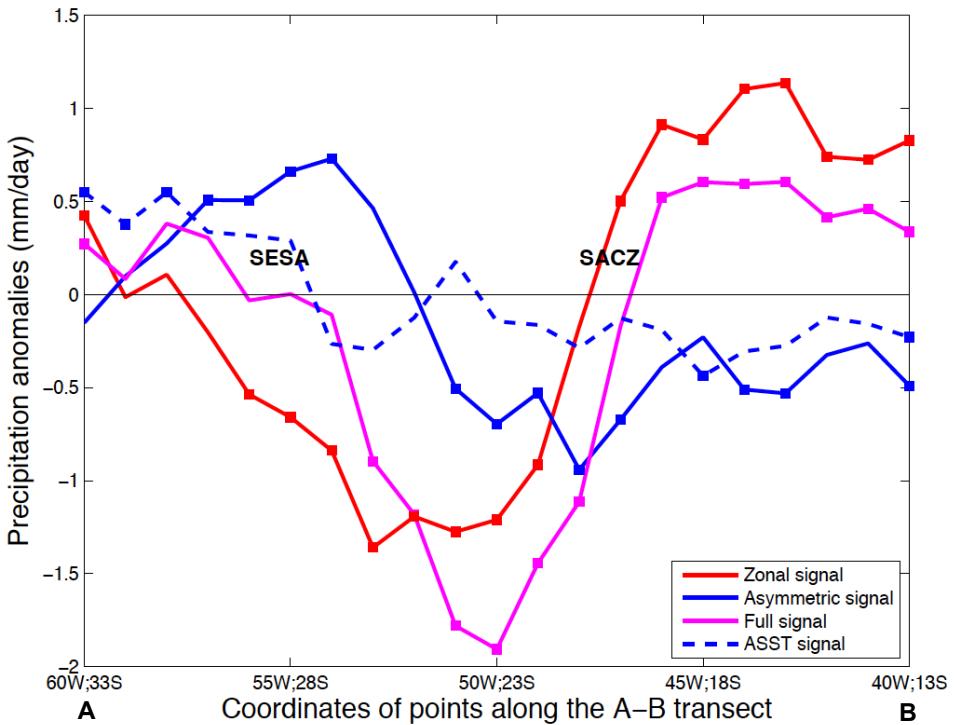


FIGURE 4.10 – Rainfall anomalies simulated by the LMDZ4-regional model for each signal considered computed along the A-B transect indicated in Figure 4.9. The zonal, asymmetric and full signals are respectively represented in red, magenta and blue thick line. Blue dashed line is the ASST signal described in section 4.5.3. Square points represent values statistically significant at the 95% of the Student's t-test.

rica (Fig. 4.9a). The asymmetric signal shows a quite opposite picture, essentially characterized by a rainfall increase in SESA, and rainfall decrease in the SACZ region and northeastern South America (Fig. 4.9b). The rainfall pattern associated with the full signal of SST change (Fig. 4.9c) resembles mainly that of the zonal signal (Fig. 4.9a), although the rainfall increase in central tropical South America and decrease in SESA are of larger magnitude in the zonal signal. The main features identified in Figure 4.9 are highlighted in Figure 4.10 that displays the rainfall anomalies associated with each signal along an A-B transect (indicated in Figure 4.10c) extended along the eastern coast with a southwest-northeast orientation. In that sense, rainfall anomalies located at the transect southern portion represent those in SESA, while rainfall anomalies located at the northern part represent those of the SACZ region. Figure 4.10 confirms that asymmetric and zonal signals represent opposite rainfall anomaly behavior in SESA and SACZ regions. The zonal signal shows over SESA region rainfall decreases with values as low as -1.5 mm/day, while increases dominate in the SACZ region. On the other hand, the asymmetric signal shows increases in SESA and decreases over the SACZ region with values of about -0.5 mm/day. The full signal is evidently a combination of both zonal and asymmetric signals, in which dominates weak increases in the extratropical portion of SESA, large decreases in the subtropics and increases in the tropical portion.

The large-scale atmospheric patterns associated with both zonal and asymmetric signals are further analyzed. Global precipitation changes associated with both zonal and asymmetric signals (Fig. 4.11) seem directly related to the corresponding SST changes (Fig. 4.3),

with areas of precipitation increase mainly located in tropical regions of large positive SST changes, in agreement with Gastineau et al. (2009). In particular, the changes induced by the zonal signal (Fig. 4.11a) are characterized by a general rainfall increase in the tropical band where SST changes are large (Fig. 4.3b), and a rainfall decrease in the subtropics. Tropical rainfall increase seems to be particularly large over the Indian, and western Pacific where maximum mean SST values are located (4.12), and where consequently the response to positive SST zonal changes is accentuated. Moreover, at the southwest of the three equatorial zones of maximum rainfall increase (Indian Ocean, western Pacific, Atlantic ocean), large tropical rainfall decreases are found (over the southwestern tropical Indian ocean, southwestern tropical Pacific ocean, and central South America, respectively). On the other hand, the asymmetric signal displays a distinctive positive rainfall change over the southern tropical Indian Ocean, northern Australia, and the western equatorial Pacific ocean (Fig. 4.11b), corresponding to the regions of SST increase in the associated SST forcing pattern (Fig. 4.3c). Negative rainfall changes are found along the subtropical sides of these regions, possibly related to an enhanced subsidence conditions.

4.5.2 Circulation response

Both large-scale and regional circulation responses are analyzed in this section in order to better understand the physical mechanisms linking the changes in the tropical ocean conditions and the rainfall response over South America.

Zonal mean meridional streamfunction changes (Fig. 4.13a and b) are first analyzed to assess changes in the global Hadley cell. Positive (negative) streamfunction centers correspond to a clockwise (counterclockwise) circulation. The dominant structure in the control simulation (represented in Figures 4.13a and b in black contours) is the strong winter Hadley cell with the ascent branch located at about 5°S and the subsidence zone at about 30°N. Between 10°S and 30°S, the summer Hadley cell is visible, but much weaker than the winter cell. In addition, the zonal mean precipitation and the corresponding anomalies from control, ZSST_change and FSST_change simulations (cf. Table 4.2) are represented in Figure 4.13c, and 4.13d. The equatorial peak in Figure 10c characterizes the mean position of the ITCZ for each simulation that also corresponds to the mean position of the ascending branch of the winter Hadley cell (Fig. 4.13a).

The zonal mean meridional circulation changes for the zonal signal (Fig. 4.13a) shows a weakening of the winter Hadley cell as represented by a negative anomaly center located over the winter Hadley cell at about 5°N (Fig. 4.13a). Also, positive meridional streamfunction anomalies at about 250 hPa and 15°N indicate an upward extension of the Hadley cell, and an increase of the tropical tropopause height, which is a common feature found in global warming projections (Lu et al., 2007). A poleward shift of the winter cell is also clear, characterized by a positive anomaly center at about 20°N-30°N (the subsiding branch of the winter cell), and a negative center between 20°S and 5°N (the ascending branch of the winter cell). In agreement, Figure 4.13d shows an increase of the precipitation along the ascent branch and a decrease over the southern subsidence region. The asymmetric signal shows weaker zonal mean meridional circulation changes (Fig. 4.13b). Nevertheless, an intensification of the winter Hadley cell is displayed by the asymmetric signal in association to positive zonal mean meridional streamfunction changes. A southward extension of the ascending zone of the winter Hadley cell is also apparent, in agreement with a negative zonal mean

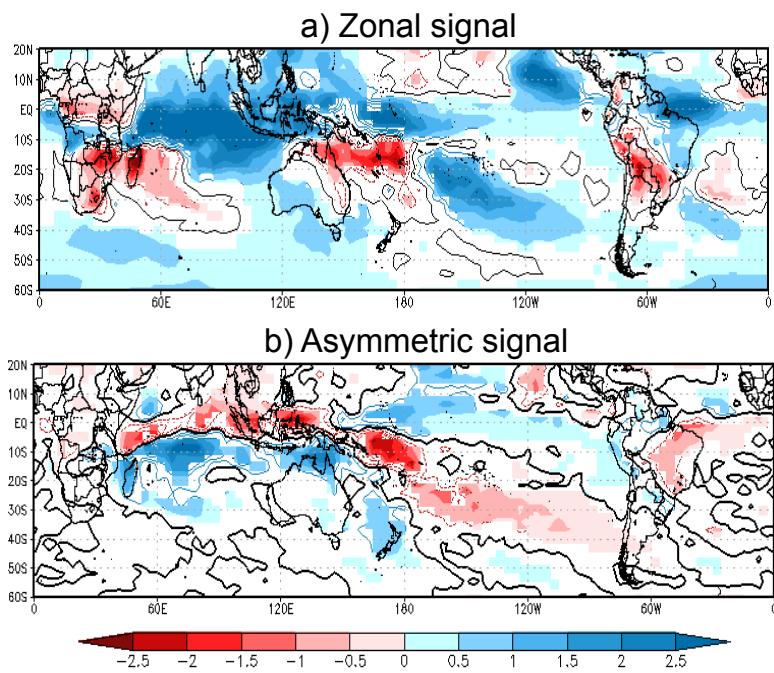


FIGURE 4.11 – Same as Figure 4.9a and b, but for global rainfall anomalies.

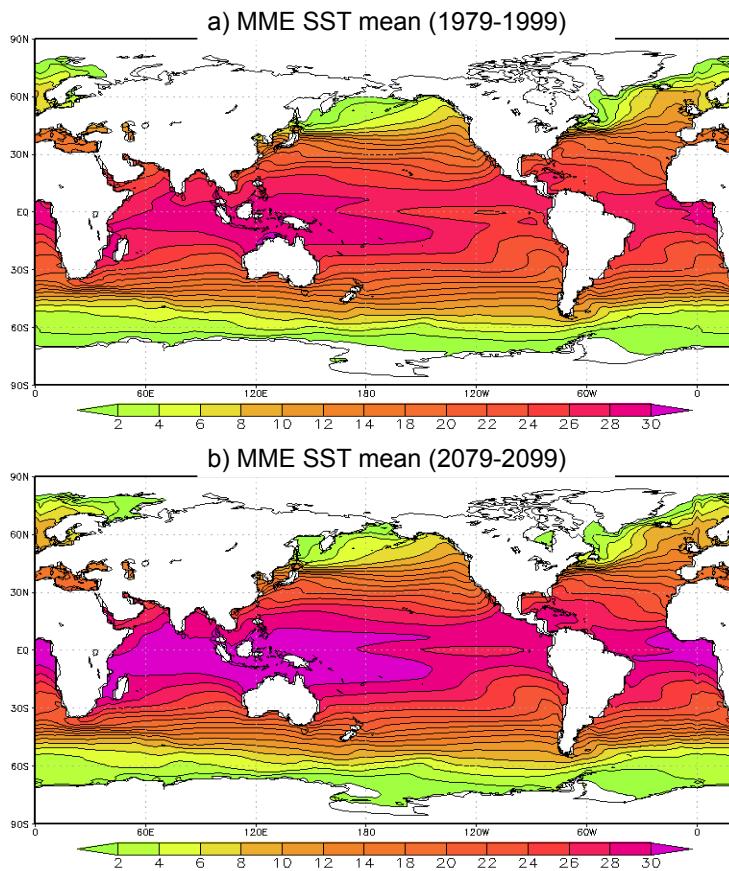


FIGURE 4.12 – MME DJF SST mean for **a** 1979-1999 and **b** 2079-2099. Units are K.

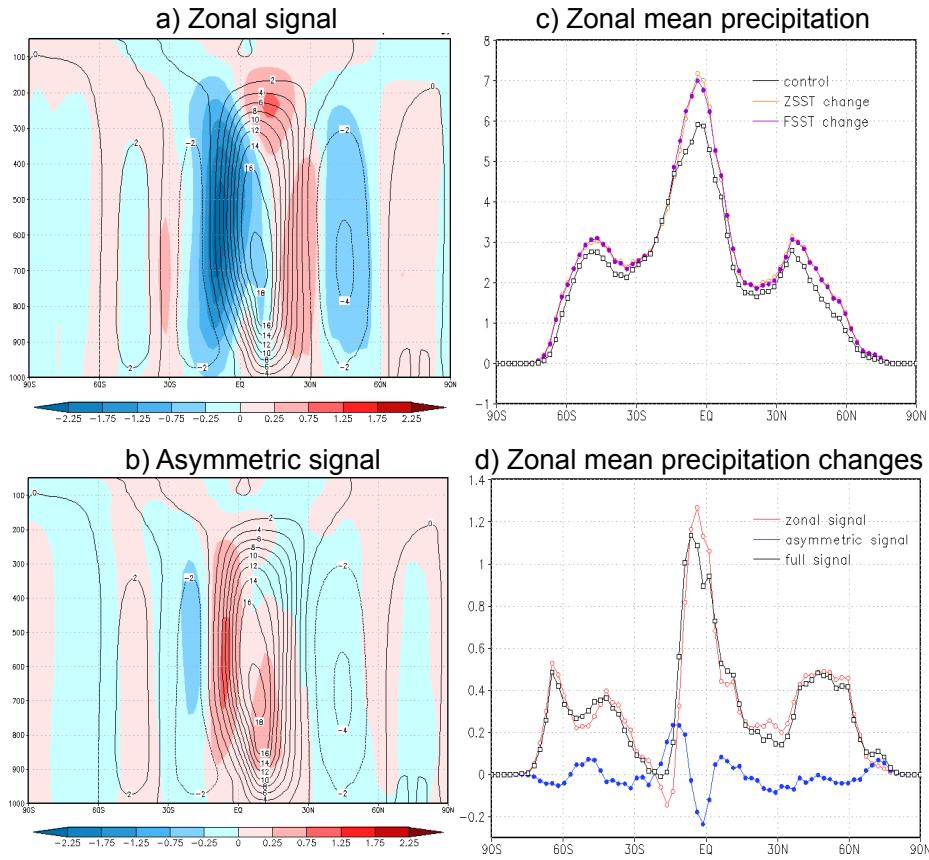


FIGURE 4.13 – Meridional streamfunction anomalies from LMDZ4-global corresponding to **a** the zonal signal, **b** the asymmetric signal (shaded with a color scale interval of $0.25 \cdot 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$). The meridional streamfunction of the control experiment is represented in black contours with an interval of $2 \cdot 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$. **c** Zonal mean precipitation of the control simulations (black line), ZSST_change simulations (orange line) and FSST_change simulations (pink line). **d** Zonal mean precipitation anomalies corresponding to the zonal signal (red line), asymmetric signal (blue line) and full signal (black line). Units : mm/day.

precipitation change at about 3°S and a peak of precipitation increase at about 15°S (Fig. 4.13d). On the other hand, there are no evidences of upward extension of the Hadley cell, as in the zonal signal.

Consequently, the zonal and asymmetric signals show opposite Hadley cell changes, in intensity as in location. Gastineau et al. (2009) performed numerical sensitivity simulations to structures of longitudinal and zonal SST changes using the IPSL-CM4 GCM, and they also found opposite meridional streamfunction responses.

It is interesting to note that SST changes induced by the asymmetric signal do not correspond to global warming, since the global average of those SST changes is zero (Fig. 4.4c). The global warming signal affecting the full signal is therefore only represented by the zonal signal. As mentioned in the Introduction, previous studies found that the WCRP/CMIP3 models project a slowdown of the zonal mean Hadley circulation (Vecchi et al., 2006; Vecchi and Soden, 2007), a poleward expansion of the winter Hadley cell (Lu et al., 2007), and a zonal mean precipitation increase in the ascending branch (Chou and Neelin, 2004). In

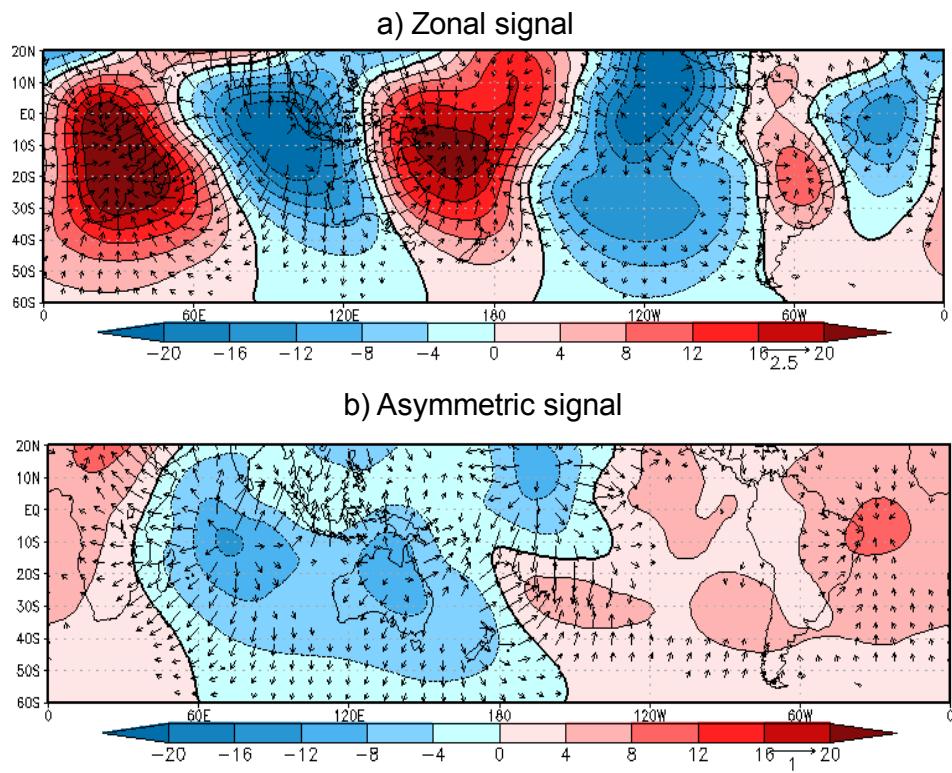


FIGURE 4.14 – 200-hPa velocity potential anomalies from the LMDZ4-global (contour and color) and divergent wind (arrows) corresponding to **a** the zonal signal, **b** the asymmetric signal. Color scale and contour interval is $4 \text{ } 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Black contour indicates the zero level. Reference arrow is displayed at the lower right corner in m s^{-1} .

agreement, similar changes are also found in the zonal signal (Fig. 4.13a). In contrast, the changes of different nature found in the asymmetric signal (Fig. 4.13b) are associated with circulation changes induced by structural SST changes, not associated with the global mean SST warming, but with physical mechanisms distinctive of each tropical region. For example Collins et al. (2010), show that, besides the generalized warming of the tropical SSTs, an intensification of the east-west SST gradient along the equatorial Pacific is projected in a GHG increase scenario.

Changes in the velocity potential and divergence wind at 200-hPa level are depicted in Figure 4.14. A three-wave structure characterizes the velocity potential changes for the zonal signal, with three upper-level divergence (convergence) anomalies located in the tropics over the regions with positive (negative) rainfall changes (Fig. 4.14a). In contrast, the asymmetric signal shows a one-wave structure in the velocity potential changes, indicating an intensified upper-level divergence over the Indian-Western Pacific Oceans, and an enhanced upper-level convergence over the rest of the tropical band with largest values over northeastern South America (Fig. 4.14b). Chen et al. (1999) showed that DJF tropical-subtropical circulation in the SH, is largely explained by a combination of a long-wave regime associated with a one-wave pattern maintained by tropical Indian-western Pacific heating, and a short-wave regime associated with 2-6 wave pattern essentially forced by the convection over South America and Africa-Indian Ocean region. Figure 4.14a shows that the anomalies

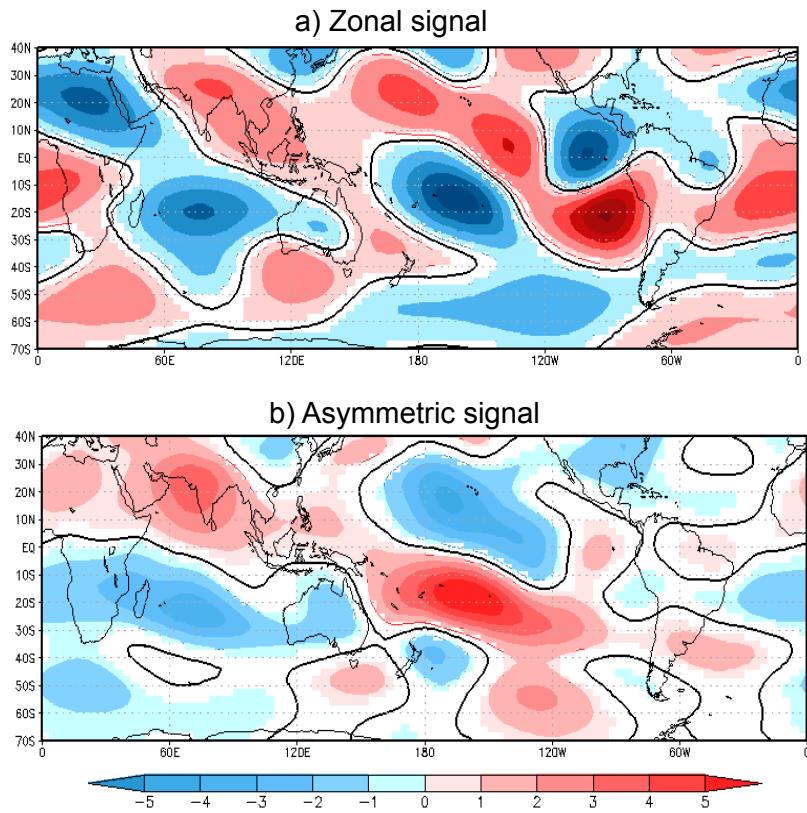


FIGURE 4.15 – Zonal deviation of the 200-hPa streamfunction anomalies from LMDZ4-global for **a** the zonal signal, **b** the asymmetric signal. Values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded. Color scale and contour interval is $1 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Black contour indicates the zero level.

of the zonal signal resemble those of the short wave regime described by Chen et al. (1999), although with opposite sign, which would indicate a weakened contribution to the tropical divergent circulation. On the other hand, the asymmetric signal exhibits a long-wave regime like pattern (Fig. 4.14b), although with anomalies of smaller magnitude than those depicted in the zonal signal. In particular the asymmetric signal exhibits a positive divergence anomaly over the Indian Ocean coherently with rainfall (Fig. 4.11b) and SST anomalies (Fig. 4.3c) identified in that region with this climate change signal. It is evident that the SST anomaly pattern, identified by Junquas et al. (2011) as the structure linked to rainfall increase over SESA, resembles that associated with the Indian Ocean Dipole (IOD) positive phase with positive anomalies in the western Indian Ocean and negative anomalies in the eastern part of the basin (e.g., Saji et al., 1999). Recently Cai et al. (2011a) analyzed WCRP/CMIP3 MME simulations and concluded that models with larger IOD amplitude, systematically produce larger rainfall change in IOD affected regions, linked to stronger teleconnections between IOD and rainfall anomaly regions. SESA has been identified as one of the IOD influenced regions in which positive IOD phases induce positive rainfall anomalies (Chan et al., 2008). Since the IOD-like structure is represented in the asymmetric signal, it could contribute to influence the signal of SESA rainfall increase found in Figure 4.9b.

It is clear from Figure 4.14 that the zonal and asymmetric signals exhibit therefore oppo-

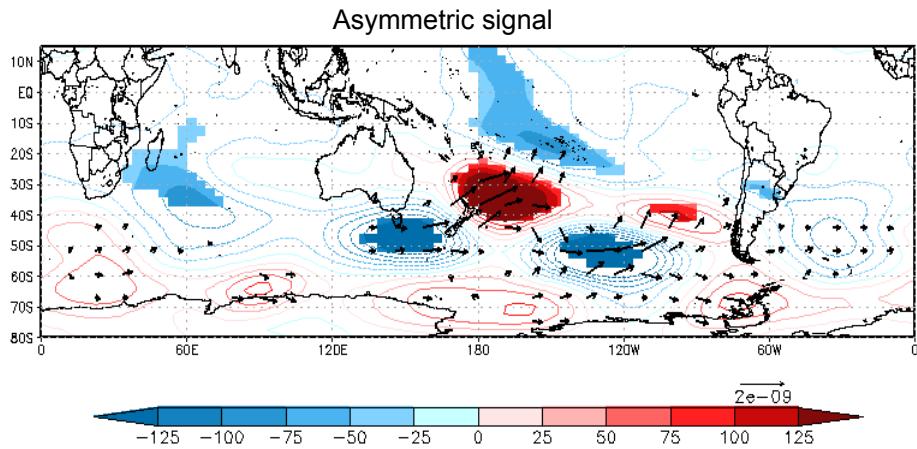


FIGURE 4.16 – 500-hPa geopotential height anomalies from LMDZ4-global for the asymmetric signal. Values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded. Color scale and contour interval is $25 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Arrows represent horizontal wave flux activity based on the 500-hPa geopotential height anomalies. Reference arrow of $2 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ is displayed at the lower right corner.

site Walker circulation changes. The zonal signal (Fig. 4.14a) shows an upper-level convergence zone in the western equatorial Pacific and a divergence in the East, corresponding to a weakening of the Walker circulation. This weakening corresponds to the circulation changes projected by the WCRP/CMIP3 models in the context of global warming (Vecchi et al., 2006; Vecchi and Soden, 2007). On the other hand, the asymmetric signal (Fig. 4.14b) shows an opposite structure, since the signal seems more influenced by both SST and circulation changes affecting the Indian and western Pacific regions.

The response of the circulation rotational component, as described by the 200-hPa streamfunction (minus the zonal mean) has also been analyzed (Fig. 4.15). The tropical and subtropical circulation response associated with both zonal and asymmetric signal, resembles the typical Gill-like circulation response to tropical diabatic heating, with upper-level anticyclonic (cyclonic) streamfunction anomalies located poleward of the positive (negative) rainfall change regions (Fig. 4.11). Moreover, streamfunction change patterns for both zonal and asymmetric signals exhibit evidences of wave trains extended along the middle and high latitudes. Streamfunction anomalies for the zonal signal are associated with a wave number 2-3 pattern at around 50°S. On the other hand, the asymmetric signal shows a distinctive cyclonic anomaly center at the subtropical central south Pacific, anticyclonic anomalies over the Indian Ocean and Australia sector, and a wave-train like-structure extended from the southwestern South Pacific along an arch trajectory towards South America. Chan et al. (2008) and Cai et al. (2011b), among others, have identified similar wave-train like structures linking both Indian-western Pacific oceans and central Pacific Oceans with South America, in association to both IOD and ENSO activity. Over South America, zonal and asymmetric signals induce circulation anomalies of opposite sign, being anticyclonic (cyclonic) over SESA and cyclonic (anticyclonic) over the SACZ region for the zonal (asymmetric) signal.

The source of the wave-trains identified along the South Pacific in the asymmetric signal (Fig. 4.15b) are further explored through the analysis of the 500-hPa geopotential height

anomalies and associated wave activity fluxes (computed as in Vera et al., 2004). Figure 4.16 confirms that the wave-train pattern extended along the South Pacific to South America is mainly maintained by energy dispersed from the tropical western Pacific.

The regional circulation changes represented in South America by both zonal and asymmetric signals are further explored through the analysis of the vertically-integrated moisture fluxes (Fig. 4.17). The cyclonic circulation anomaly represented by the zonal signal over SESA (Fig. 4.15a) seems to be associated with a weakening of the continental moisture transport gyre (Fig. 4.17a) and consequently a decrease of the humidity transported from the Amazon basin to SESA (Fig. 4.17c). Furthermore, the increased convection in the ITCZ region induces stronger trade winds enhancing the South Atlantic subtropical anticyclone. The moisture transport associated with the subtropical anticyclone is increased, and a positive rainfall anomaly is found over the northern part of the SACZ region, as well as in the oceanic part of the SACZ. On the other hand, the anticyclonic anomaly represented by the asymmetric signal shows between SESA and the SACZ region favors moisture convergence in SESA and divergence in the SACZ region (Fig. 4.17b), and in turn contributes to the development of the rainfall dipole-structure depicted in Figure 4.9b. Such anticyclonic eddy is similar to that found by Junquas et al. (2011) from WCRP/CMIP3 projections, and to that found in observations (e.g., Robertson and Mechoso, 2000) in association to the rainfall anomaly dipole. The vertical cross-section at 17°S of the corresponding moisture fluxes for the asymmetric signal, clearly shows a reinforcement of the LLJ along the eastern slopes of the Andes (Fig. 4.17d).

4.5.3 Linearity of the response

From previous discussion it seems that rainfall increase projected over SESA in a future climate change scenario might result from the atmospheric circulation anomalies induced by the asymmetric signal of the SST warming projected in the tropical oceans. That signal was computed in this work as the difference between the full signal and zonal signal (Table 4.3). Therefore, the issue about how linear the atmosphere response is to changes in the SST forcing is further explored in this section. Accordingly, an additional set of simulations was performed, forcing the model with the SST change resulting from the difference between the full and zonal average fields of the SST change projected by the WCRP/CMIP3 MME (Section 4.3.2) and represented in Figure 4.3c. The run is called “ASST_change” and was performed using the same methodology as for FSST_change and ZSST_change runs (Table 4.2, Section 4.3.2). Furthermore, “ASST signal” hereafter refers to changes resulted from the differences between ASST_change and control simulations. ASST signal results are compared to those obtained for the asymmetric signal. If the atmosphere response is linear, both signals should show similar changes.

Figure 4.18a and b display regional and global precipitation changes corresponding to the ASST signal and they are compared to Figures 4.9b and 4.11b, which represent regional and global precipitation changes for the asymmetric signal. It seems evident, not only for South America but also for the global scale, that rainfall change patterns represented by the ASST signal are similar to those of the asymmetric signal, confirming the large degree of linearity existing in the large and regional atmospheric response to SST change forcing. In particular, the spatial distribution of the ASST signal rainfall anomalies along the SESA-SACZ transect (Fig. 4.10), shows also coherent behavior with the asymmetric signal, with positive

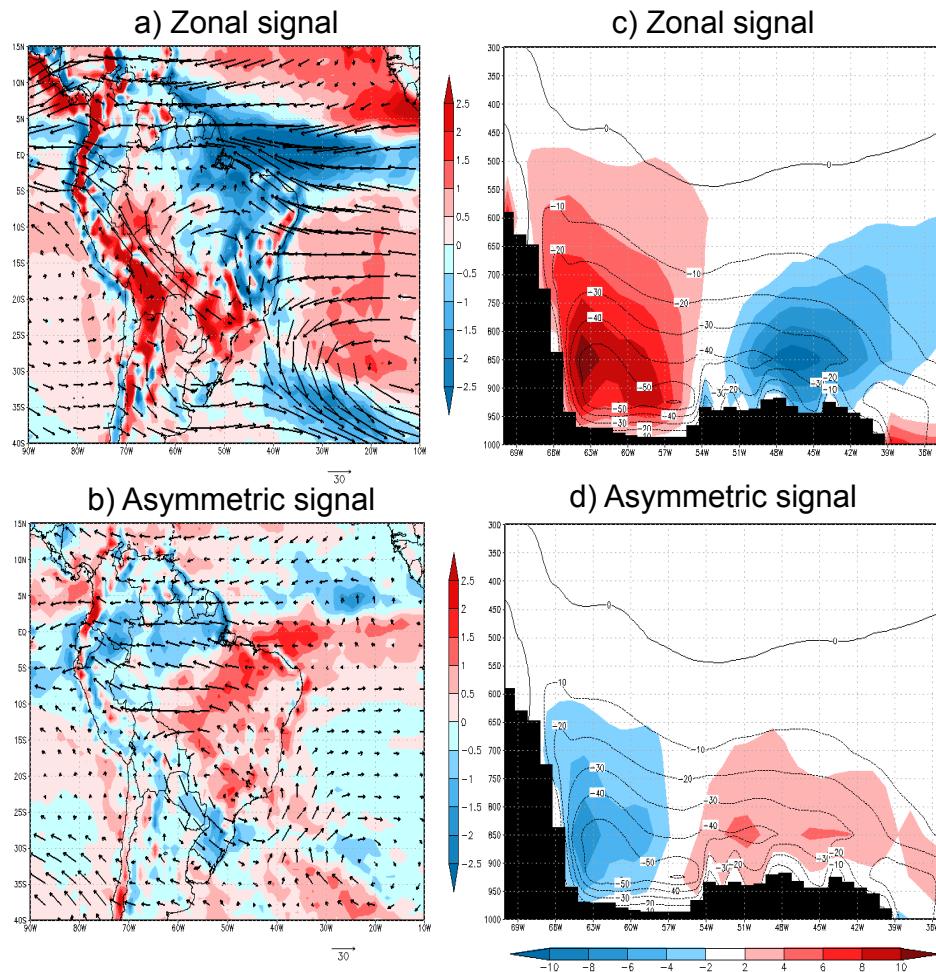


FIGURE 4.17 – Anomalies of vertically-integrated (1000 to 300 hPa) moisture flux (arrows) and its divergence (shaded) from LMDZ4-regional for **a** the zonal signal, **b** the asymmetric signal. Color scale interval for the divergence is $0.5 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Reference arrow of $30 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner. Vertical section at 17°S for the meridional component of moisture flux anomalies (shaded) for **c** the zonal signal, **d** the asymmetric signal. For both **c** and **d** the corresponding values from the control experiment are displayed in black contour with an interval of $10 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$. Color scale interval is $2 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$, and the zero level is omitted.

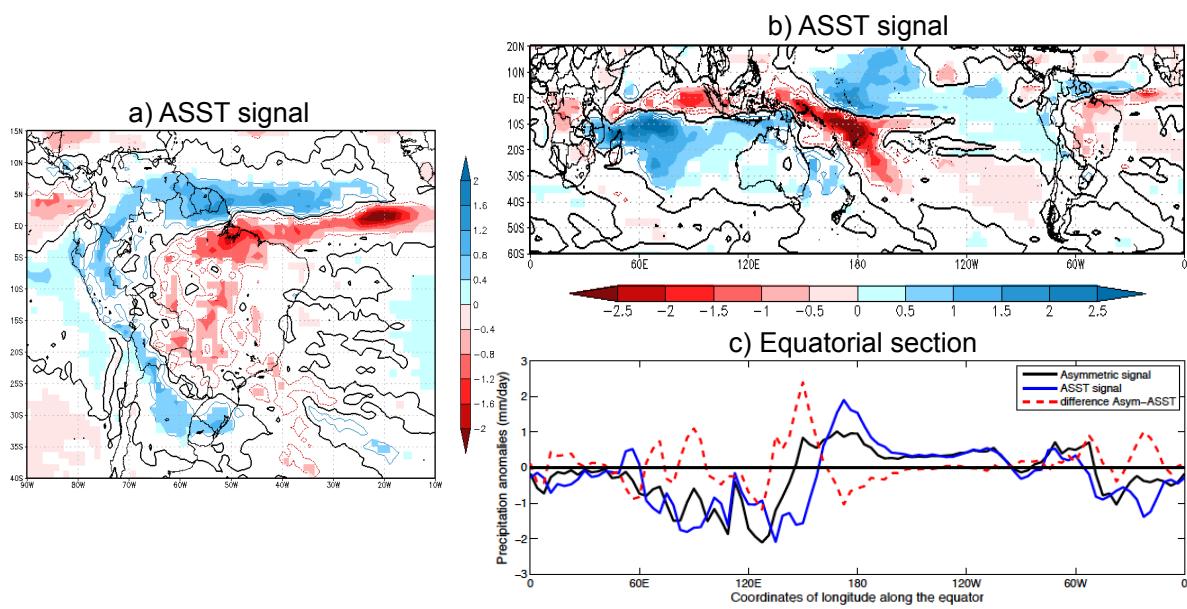


FIGURE 4.18 – Rainfall anomalies induced by the ASST signal from **a** LMDZ4-regional (interval is 0.4 mm/day), and **b** LMDZ4-global (interval is 0.5 mm/day). Values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded. **c** Zonal transect at 1°S of the rainfall anomalies induced by the asymmetric signal (black line), the ASST signal (blue line) and the difference between the asymmetric and ASST signals (dashed red line). Data are from LMDZ4-global. Units are mm/day for all panels.

anomalies over SESA and negative anomalies in the SACZ region. Although, the magnitude of former anomalies are weaker than the latter, and positive SESA rainfall anomalies represented by the ASST signal (Fig. 4.18a) seem to be located southwestwards of that displayed by the asymmetric signal (Fig. 4.9b).

Some degrees of non-linearity are however visible at both regional and global scales. For example rainfall anomalies in the equatorial Indian and western Pacific oceans seem to show differences in intensity. Equatorial sections of the precipitation anomalies for asymmetric, ASST signals, as well as the corresponding difference, are represented in Figure 4.18c. Large differences (meaning large response non-linearity) are found over the equatorial Indian and western Pacific oceans. It can be noticed that these regions have maximum climatological SST (Fig. 4.12) and thus host intense convective activity, which can be considered as a non-linearity source.

The 500-hPa geopotential height response of the ASST signal was also examined (not shown). Rossby wave trains emanating from western tropical Indian and Pacific regions towards the SH extratropics are noticeable in the ASST signal as in the asymmetric signal (Fig. 4.16), which accounts for the large linearity associated with that circulation response. However, the circulation anomaly centers of the ASST signal are not at the same locations than those of the asymmetric signal. In particular the circulation anomalies situated over both subtropical and tropical South America in the ASST signal are located southwestwards from those displayed in the asymmetric signal. Such differences in circulation anomaly locations might explain the southwestward position of SESA rainfall anomaly found in the ASST signal

(Fig. 4.18a), when compared to the asymmetric signal (Fig. 4.9b).

4.6 Summary and conclusion

Numerical simulations have been performed with the two-way nesting LMDZ4 system in order to explore the nature of the rainfall changes projected in South America in a context of a global warming. The validation of the control simulation shows that the two-way nesting system has in general a better representation of the South America climate, compared to the global model operating alone. At global scale, LMDZ4, in the two-way nesting mode, was able to reproduce main features of precipitation and global atmospheric circulation. The main model bias is associated with the representation of the convective region over the maritime continent split in two separated regions, while observations show one contiguous rainfall region. It is likely that this bias is related to the low resolution of LMDZ4-global operating in this region in the TWN system. Previous studies showed that this region is particularly influent over the global climate (e.g., Lorenz and Jacob, 2005). Also, Wu and Kirtman (2007) pointed out that the Asian-Australian monsoon variability may be dominated by atmospheric forcing, and thus the performance of SST-forced simulation can be particularly low in this region.

The performed numerical simulations confirm that the SST changes projected by the WCRP/CMIP3 models by the end of the twenty first century induce significant variations in the climate of South America. Sensitivity simulations with different combinations of SST change spatial patterns were performed to evaluate the role of different SST conditions in promoting rainfall variation in the globe and in South America. In particular, the SST change pattern was decomposed into two configurations : (i) the SST zonal-mean meridional pattern (axisymmetric) representing the zonal signal of global warming, which is essentially characterized by a stronger warming in equatorial oceanic regions than in the off-equatorial region, and (ii) the zonally asymmetric SST pattern representing the asymmetric signal of global warming, mainly characterized by a stronger SST increase in the equatorial Indian and western Pacific than in the rest of the equatorial band. Under such configuration, the global average of the SST changes associated with the asymmetric signal is zero. The signal does not represent a warming, but it is an associated asymmetric pattern of the SST change. Therefore, the influence of a uniform global warming on both the global-scale atmospheric changes and regional changes in SESA are described by the zonal signal simulations.

The analysis of the simulations resulted for the zonal signal reveals an intensification of precipitation over the equatorial regions, where the SST warming is larger. In particular, an associated enhancement of the convection over the Atlantic ITCZ is found. Consequently, moisture transport from the equatorial Atlantic into subtropical South America decreases, the continental moisture gyre is reduced, and the LLJ weakens. The intensification of the South Atlantic trade winds enhances the South Atlantic anticyclone, increasing the moisture transport in the northern part of the SACZ. Moreover, an anomalous subsidence that compensates the increased ascent in the ITCZ, and SACZ region also contributes to inhibit precipitation in SESA. The atmospheric changes represented by the zonal signal are then associated with a rainfall increase in the SACZ region, and a rainfall decrease in SESA.

On the contrary, the analysis of the simulations for the asymmetric signal shows that the SST increase in the Indian and western equatorial Pacific, which is the main feature of

the zonally asymmetric SST change at the tropics, is predominantly influencing the SESA rainfall changes. The asymmetric signal induces anomalous upper-level divergence in the Indian-western tropical Pacific Oceans, compensated by an intensified subsidence particularly over the SACZ region. Such anomalous divergence is associated with a Rossby wave-train pattern in the circulation anomalies extended between the western tropical Pacific and South America, favoring a cyclonic circulation anomaly in the South of the continent, which in turn promotes humidity flux convergence (divergence) flux and an increase (decrease) of rainfall in SESA (SACZ). Consequently, the asymmetric signal of the projected SST changes at the tropics seems to explain the projected signal of DJF rainfall increase in SESA by the end of the twenty first century. The projected SESA rainfall increase is then a consequence of the structural SST change induced by global warming, without influence from the warming signal itself.

It was also found that zonal and asymmetric signals often show opposite behavior in terms of global-scale atmospheric circulation. The zonal signal of the projected SST change induces a weakening and poleward extension of the Hadley cell, corresponding to the global warming effects found in previous publications (e.g., Vecchi et al., 2006; Vecchi and Soden, 2007; Gastineau et al., 2008). In particular such Hadley cell expansion in South America is linked to an enhanced ITCZ and decrease of precipitation at the subtropical regions of the continent. Therefore, this result tends to suggest that the global-scale atmospheric changes represented in the zonal signal are not relevant in explaining the rainfall increase in SESA. On the other hand, the asymmetric SST change is related to a reinforcement of the atmospheric general circulation (Hadley and Walker), and a southward displacement of the ascending motion. Precipitation increase in SESA represented by the asymmetric signal seems to be mainly explained by remote influences from the western Pacific, via teleconnection processes associated with Rossby wave-trains.

SESA gives a striking example showing that precipitation projections at regional scale can strongly depend on the mechanisms of teleconnection between the global and regional climate, as simulated by models. In that sense, it is interesting to note that the LMDZ4 model simulates a small rainfall increase in the extratropical portion of SESA as a response to the full SST change signal, while the same SST change configuration was found by Junquas et al. (2011) in 9 WCRP/CMIP3 models, as being associated with a larger SESA rainfall increase represented. It could be speculated that the teleconnection mechanisms simulated by these models were stronger than those simulated by the LMDZ4 model. Consequently, the simulation of changes in SESA rainfall strongly depends on the way that the mechanisms of teleconnections are reproduced by models. It is then crucial to include the relevant physical mechanisms of teleconnection in order to do reliable regional-scale climate projection.

The fact that both large-scale and regional circulation changes have been identified as relevant in explaining the mechanisms associated with rainfall increase in SESA, confirms the importance of using an atmospheric global model with TWN to represent not only the regional influences, but also the teleconnections between the tropics and the region. However, it is also worth to mention that the spreading in the 30-member ensemble that has been performed for each of the numerical experiment was relatively large. In particular the member dispersion in some regions is even larger than the projected changes. Analysis of WCRP/CMIP5 SST changes should be pursued to confirm our results.

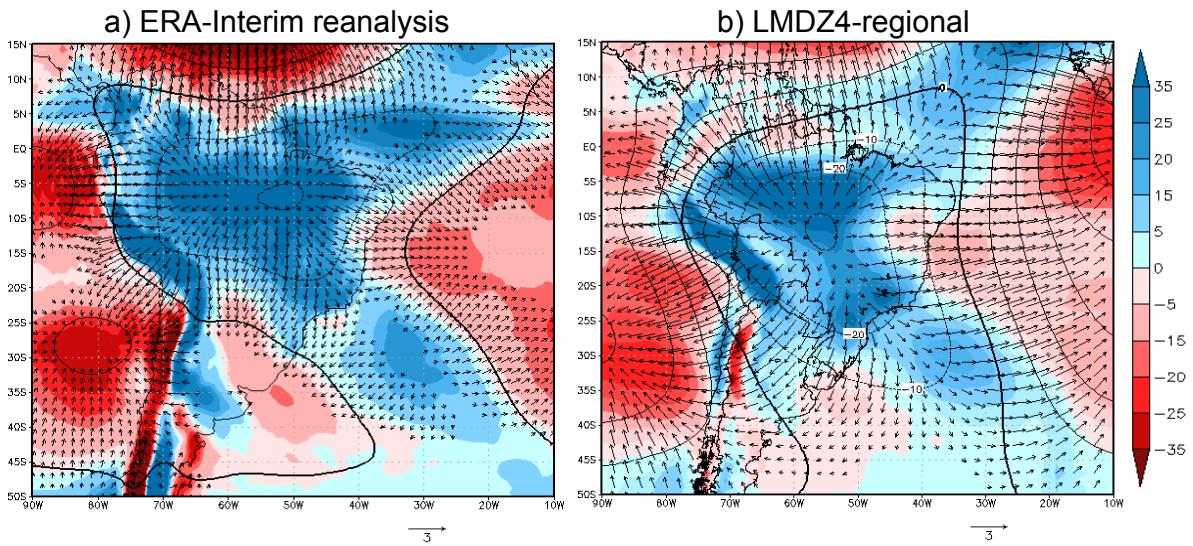


FIGURE 4.19 – As Figure 4.4 c and d, but over the South America region.

4.7 Supplementary material

We present in this section some results not included in the paper, pointing out new elements in order to complete the analysis.

Completing the model validation in South America

The mean velocity potential and divergent wind at the 200-hPa level (as represented in Figures 4.4 c and d) are analyzed in a regional scale in South America (Fig. 4.19). The model is able to reproduce the main tropical centers of high-level convergence and divergence. However, when compared to reanalysis (Fig. 4.19a), it is found some regional biases in South America (Fig. 4.19b). While the high-level divergence associated with the SACZ is well represented by the model, the regional compensating subsidence clearly depicted in the reanalysis in SESA (Fig. 4.19a) is missing in the control simulations (Fig. 4.19). In general, the regional upper-level circulation patterns exhibited in the reanalysis in the subtropics and South of South America are weakly reproduced by the control simulations. In addition, the high-level divergence of the Atlantic ITCZ is weaker than the reanalysis. This bias confirms the weak convective precipitation found in Figure 4.5 over the ITCZ region, when compared to reanalysis.

Completing the circulation response analysis

It has been shown in section 4.5.2 that the global circulation changes corresponding to both zonal and asymmetric signals show opposite anomalies of meridional streamfunction anomalies (Fig. 4.13). Figure 4.20 completes the analysis by showing the superposed meridional streamfunction mean fields of each simulation (cf. Table 4.2). The zonal signal is represented as the difference between the ZSST_change and control simulations reproduced in Figure 4.20a. It is clear that a northward shift of the summer Hadley cell and of the ascending branch of the winter Hadley cell is depicted, as well as a weakening of the winter

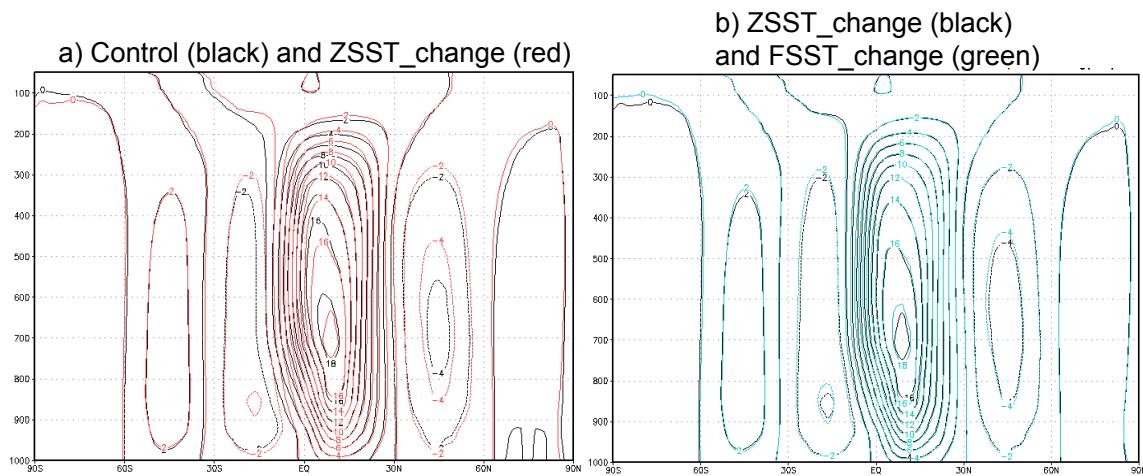


FIGURE 4.20 – Meridional streamfunction anomalies from LMDZ4-global corresponding to **a** the control (black) and ZSST_change (red) simulations, **b** the ZSST_change (black) and FSST_change (green) simulations. Contour interval is $2 \cdot 10^{-10} \text{ kg s}^{-1}$.

cell, already mentioned before. The simulations corresponding to the asymmetric signal are represented in Figure 4.20b, and while an enhancement of the winter cell is clearly depicted, the southward displacement of the cell is displayed, but more visible in Figure 4.13b. Consequently, Figure 4.13a and Figure 4.13b show that the zonal and asymmetric signals also exhibit opposite changes in the displacement of the Hadley cells.

4.8 Bilan

Résumé

Au cours de ce chapitre, nous avons étudié l'impact des changements de SST projetés dans un scénario de changement climatique sur les pluies d'été dans le SESA. Nous avons alors effectué des simulations numériques à l'aide d'un système interactif "two-way nesting" (TWN) entre le LMDZ4-global (un modèle de circulation générale atmosphérique à grille régulière) et le LMDZ4-régional (le même modèle, mais avec une grille zoomée sur l'Amérique du Sud). Les expériences de simulations ont consisté à forcer le système par différentes structures de changement de SST. Une décomposition du signal de changement des SST projeté pour la fin du XXI^{ème} siècle par un ensemble multi-modèle (MME) du CMIP3 défini dans le Chapitre 3 a été effectuée afin d'étudier les changements de précipitations suivants : une augmentation dans le SESA et une diminution dans la SACZ. Les résultats ont montré que les changements de pluie associés au MME sont expliqués par des changements de SST zonalement asymétriques, tandis que les changements de SST en moyenne zonale induisent des changements de précipitations opposés (diminution dans le SESA, augmentation dans la SACZ).

L'emploi du système TWN nous a permis d'étudier les changements de circulation générale associés à chaque signal, ainsi que leur interaction avec la circulation atmosphérique régionale d'Amérique du Sud. Les changements atmosphériques de grande échelle induits par

le signal zonal des changements de SST ont montré un ralentissement global et un déplacement vers le Nord des cellules de Hadley. A l'échelle régionale, ces changements ont induit des modifications de la circulation atmosphérique et du transport d'humidité en Amérique du Sud, responsables du signal projeté des précipitations dans le SESA.

En revanche, le signal asymétrique des changements de SST a révélé que les changements de précipitations dans le SESA associés à ce signal sont plus fortement influencés par le réchauffement préférentiel des SST dans les zones équatoriales des océans Indien et Pacifique Ouest, générant une réponse en train d'onde jusqu'en Amérique du Sud.

Réponses aux questions posées

Les analyses effectuées dans ce chapitre ont permis de répondre aux questions posées en introduction :

- Existe-t-il une structure particulière de changements de SST favorisant un signal d'augmentation des pluies d'été dans le SESA pour la fin du XXI^{ème} siècle ?

Oui : une augmentation des SST plus importante dans les régions tropicales des océans Indien et Pacifique Ouest que dans le reste des régions tropicales. Cette configuration semble être responsable de la génération d'un train d'onde jusqu'en Amérique du Sud favorisant une augmentation des pluies dans le SESA, et une diminution dans la SACZ.

- Existe-t-il une structure de projection de SST responsable des changements contraires, c'est-à-dire d'une diminution des pluies ?

Oui : Une augmentation zonalement uniforme des SST ne déclenche pas le signal de train d'onde. Au contraire, la réponse atmosphérique de cette configuration semble être associée régionalement à une diminution du transport d'humidité dans le SESA, et y favoriser un signal de diminution des pluies (et en association, une augmentation dans la SACZ).

- Ces différentes structures de SST sont-elles responsables des mêmes changements de la circulation atmosphérique de grande échelle ?

Ces deux configurations de changement de SST projetées pour la fin du XXI^{ème} siècle montrent des réponses opposées de la circulation moyenne méridienne, en intensité et de manière moins significative en termes de déplacement du maximum d'ascendance équatoriale.

- Quels sont les processus physiques expliquant l'influence de ces changements de circulation de grande échelle sur les changements de précipitations du SESA ?

Les processus responsables des changements de précipitation associés à chaque signal sont très différents : dans le cas du signal zonal il s'agit d'une réponse globale (augmentation de la convection dans les régions équatoriales) modulée à échelle régionale (diminution du transport d'humidité vers les subtropiques de l'Amérique du Sud), tandis que dans le cas du signal asymétrique, il s'agit d'un signal de réchauffement des SST localisé (Indien et Pacifique Ouest tropical) qui génère l'excitation d'un train d'onde se propageant dans l'hémisphère Sud jusqu'en Amérique du Sud.

- Le système TWN a-t-il permis d'améliorer la représentation des pluies dans le SESA en été, ainsi que les processus physiques régionaux et globaux associés ?

L'emploi du système TWN a montré des améliorations de certaines structures climatiques d'été en Amérique du Sud, comme par exemple les pluies de l'ITCZ et de la SACZ, et le transport d'humidité par le LLJ du bassin amazonien vers les subtropiques. En revanche, il a été mis en évidence un biais positif de précipitations dans le Sud-Est du Brésil, région coïncidant avec un maximum orographique du plateau brésilien. Les mécanismes associés à ce biais sont étudiés dans le chapitre suivant.

- Le système TWN est-il capable de représenter des modifications associées aux processus régionaux et globaux et leurs interactions d'échelle, à partir de changements globaux ?

Le système TWN a été forcé par des changements globaux de SST, et a montré être capable de représenter des structures de circulation atmosphérique associés à ces changements, à échelle globale comme à échelle régionale. La génération du train d'onde et ses conséquences sur la circulation atmosphérique régionale en Amérique du Sud sont un exemple d'interaction d'échelle également décrit par les observations, et reproduit par le système.

Le chapitre suivant, portant sur l'étude du biais positif de précipitations décrit précédemment, tente de répondre à la question suivante : le système est-il également capable de reproduire des processus d'interaction d'échelle, tels que ceux que nous venons de décrire, mais cette fois à partir de changements d'échelle régionale ?

Chapitre 5

Influence de l'orographie du plateau brésilien sur les précipitations d'été en Amérique du Sud, dans le système two-way nesting du LMDZ4

Sommaire

5.1	Préface	123
5.2	Introduction	125
5.3	Model and experiments	126
5.4	Influence of the brazilian plateau orography over the South American climate	128
5.4.1	Regional climate changes	128
5.4.2	Global atmospheric circulation changes	132
5.4.3	Changes of internal intrinsic mode	136
5.5	Summary and conclusion	137
5.6	Bilan	138

5.1 Préface

Dans ce chapitre, nous tentons de déterminer l'influence que peuvent avoir des biais de processus régionaux sur la représentation des pluies du SESA en été dans les modèles. Nous avons vu que le premier mode de variabilité des pluies dans le SESA en été est associé à une zone de pluie intense caractérisant le système de mousson sud-américain : la zone de convergence d'Atlantique Sud (SACZ). Il paraît donc primordial qu'un modèle de circulation global comme régional soit capable de représenter de manière convenable cette structure, afin de représenter correctement la variabilité des pluies dans le SESA.

La SACZ est l'une des trois zones de précipitations subtropicales identifiées par Kodama (1992) à travers le monde, avec la zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ), et la zone

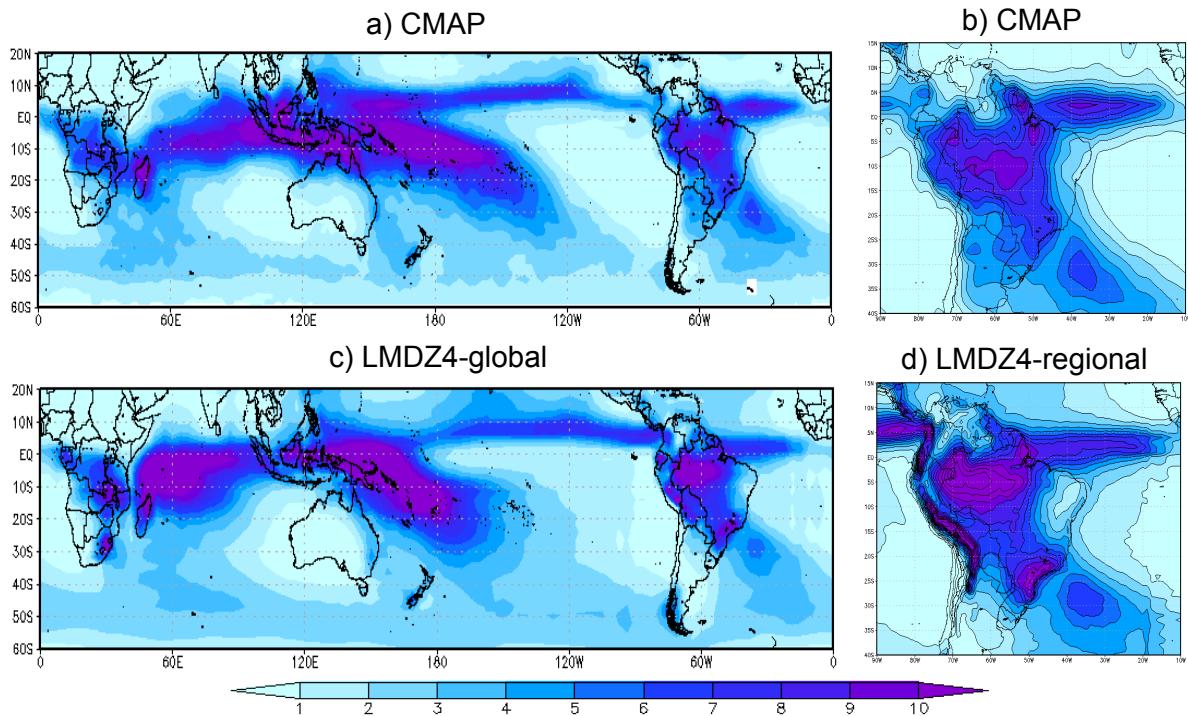


FIGURE 5.1 – Climatological DJF precipitation of **a** and **b** CMAP observations during the (1979-1999) period, **c** the LMDZ-global outputs of the control simulations (see Table 4.2), and **d** the LMDZ-regional outputs of the control simulations. Interval scale color and contour is 1mm/day.

frontale de Baiu dans l'hémisphère Nord. Ces zones présentent les caractéristiques communes suivantes :

- Des précipitations en moyenne de 400 mm par mois pendant leur phase active, et d'importantes variations intrasaisonnières.
- Une étendue des tropiques vers les subtropiques et d'ouest en est, se formant à partir d'une zone de convection de mousson dans sa partie tropicale, et le long d'un jet subtropical de haute altitude dans sa partie subtropicale.
- Une zone de convection et une zone barocline au niveau du jet subtropical.

Néanmoins, ces zones présentent des différences qui résident essentiellement dans la présence de continents, et la topographie. La Figure 5.1a reproduite du chapitre précédent montre par exemple que d'après les observations la SPCZ est majoritairement située au-dessus de l'océan, tandis que la partie tropicale de la SACZ est entièrement située sur le continent sud-américain. On observe que la SPCZ est très intense, et montre une diminution progressive des précipitations vers les subtropiques. En revanche, la répartition des précipitations dans la SACZ est irrégulière et montre un minimum local dans le Sud-Ouest de l'océan Atlantique, près des côtes du Brésil, et deux maximums locaux situés d'une part en Amazonie, et d'autre part dans l'océan Atlantique subtropical Sud (Fig. 5.1b).

Dans le Chapitre 4, nous avons vu que le système “two-way nesting” (TWN) du LMDZ4 appliqué à l'Amérique du sud permet d'améliorer l'influence de la circulation atmosphé-

rique globale sur l'ensemble du continent. Les simulations de contrôle ont montré des structures climatiques plus réalistes que les simulations globales n'ayant pas employé la méthode "two-way nesting" (voir section 4.4.3). De plus, les Figures 5.1c et 5.1d montrent que le modèle arrive à reproduire les principales caractéristiques de la SPCZ et de la SACZ. Néanmoins, il montre dans la SACZ un maximum local de pluie situé dans le Sud-Est du Brésil (Fig. 5.1d), qui n'est pas représenté par les observations (Fig. 5.1b). Ce biais, déjà identifié dans le chapitre précédent, est situé dans une région de maximum d'altitude du plateau brésilien (BP, "Brazilian Plateau" en anglais). Le modèle montre également des biais positifs de précipitations au niveau des sommets andins, ce qui suggère qu'il puisse s'agir de biais de précipitations liés à l'orographie. Ces biais sont souvent présents dans les GCM et peuvent être dûs en partie à la résolution du modèle et sa représentation de l'orographie, et en partie au schéma de paramétrisation de la convection utilisé dans le modèle. Codron and Sadourny (2002) ont déjà décrit un biais similaire dans une version plus ancienne du LMDZ, et l'ont amélioré en agissant sur la paramétrisation du schéma d'advection (voir section 4.3.2 du Chapitre 4).

Nous avons vu dans le Chapitre 2 que la région du Sud-Est du Brésil correspond au pôle Nord-Est de la structure en dipôle représentée par le mode dominant de variabilité interannuelle des précipitations dans le SESA. Malgré ce biais, les simulations du Chapitre 4 ont montré que le modèle est capable de représenter la structure dipolaire comme une part de réponse aux changements globaux de SST projetés par un ensemble de CGCM. Dans le but d'examiner l'influence que peut avoir un tel biais sur les processus physiques régionaux affectant les précipitations dans la région de la SACZ et du SESA, une série de simulations sur la sensibilité du modèle LMDZ en configuration TWN à l'orographie du plateau brésilien est alors envisagée.

Nous tentons dans ce chapitre de répondre principalement aux questions suivantes :

- Quelle est la part du biais de précipitations situé dans la SACZ expliquée par le maximum orographique du plateau brésilien dans le modèle ?
- Quelle est l'influence de ce biais sur la représentation des processus régionaux et globaux liés aux précipitations du SESA, ainsi que sur son mode dominant de variabilité interannuelle en été ?

5.2 Introduction

The summertime precipitation regime in South America is mainly characterized by the South American monsoon system (SAMS) (e.g., Vera et al., 2006c; Marengo et al., 2010). One of the most distinctive feature of the SAMS is the South American convergence zone (SACZ) that is characterized by a rainfall band extending from the Amazon basin toward Southeastern Brazil (Kodama, 1992). In this region, very dense population, agriculture and hydroelectric power generation are severely affected by the variability of the SACZ. In particular, the SACZ region is frequently affected by urban floods and landslides as a consequence of its strong precipitation regime. It is therefore a considerable issue to understand the mecha-

nisms of the SACZ variability.

Recently, the World Climate Research Program/Coupled Model Intercomparison Project (WCRP/CMIP3) Experiment for the IPCC-AR4 has provided coupled global circulation models (GCMs) able to reproduce most of the climate system features (IPCC, 2007). Vera et al. (2006b) studied the representation of the seasonal precipitation in South America in seven CGCMs. They found that while the main features of the seasonal precipitation cycle are well represented, most of the models have difficulties to represent the intensity and location of the SACZ. In addition, results of the Chapter 3 (Fig. 3.1) confirmed these biases. Therefore, to understand the mechanisms of the formation of the SACZ as represented in the models is an important challenge.

We showed in Chapter 4 that one of the most important bias represented by the LMDZ4 TWN system is the zone of maximum precipitation located in the SACZ region (Fig. 5.1d), over southeast Brazil, that is not observed in CMAP (Fig. 5.1b) neither GPCP (Fig. 4.5c) observations. This zone coincides with an orographic maximum of more than 900m of altitude and is part of the Brazilian Plateau (BP), also called Planalto. Grimm et al. (2007) suggested that the BP plays a crucial role in sustaining the dipole-like precipitation leading mode observed in South America, and already defined in previous chapters. They performed experiments corresponding to the conditions of january 1998 with soil moisture reduced to half the standard initial values, and BP topography limited to 100m. They found that in absence of the BP mountains, an anticyclonic anomaly develops from southeast Brazil toward SESA, that shifts the SACZ southward and increases the precipitation in SESA. While those results suggest an important role of the mountains in anchoring the SACZ in its climatological position, few studies can be found on the associated regional and global mechanisms. In particular, the question of how the BP mountains exert influences on the variability and intensity of the SACZ precipitation still remain an important issue to address.

In this chapter, we try to assess the influence of the BP mountains over the southeast Brazil rainfall bias in the LMDZ4-TWN system by performing a sensitivity simulation with reduced mean orography in the region. The chapter is organized as follows. In section 5.3 the used model and performed experiment are described. In section 5.4 we analyze the influence of the mean BP orography over the regional South America climate, the global atmospheric circulation associated, and the internal intrinsic leading mode of the LDMZ4 TWN system. Finally, results are summarized and discussed in section 5.5.

5.3 Model and experiments

The model used in this study is LMDZ4 configured in a two-way nesting (TWN) system, the same as employed in Chapter 4 and described in Section 4.3.1 (and Section 4.1 in french version). Observed SST and sea ice component (SIC) distribution data from the Atmospheric Model Intercomparison Project AMIP (Gates, 1992) are used as boundary conditions. The same control simulation described in Section 4.3.2 and Table 4.1 is used as representing a climatological DJF season.

The purpose of this study is to simulate the South America climate with a “removed BP”,

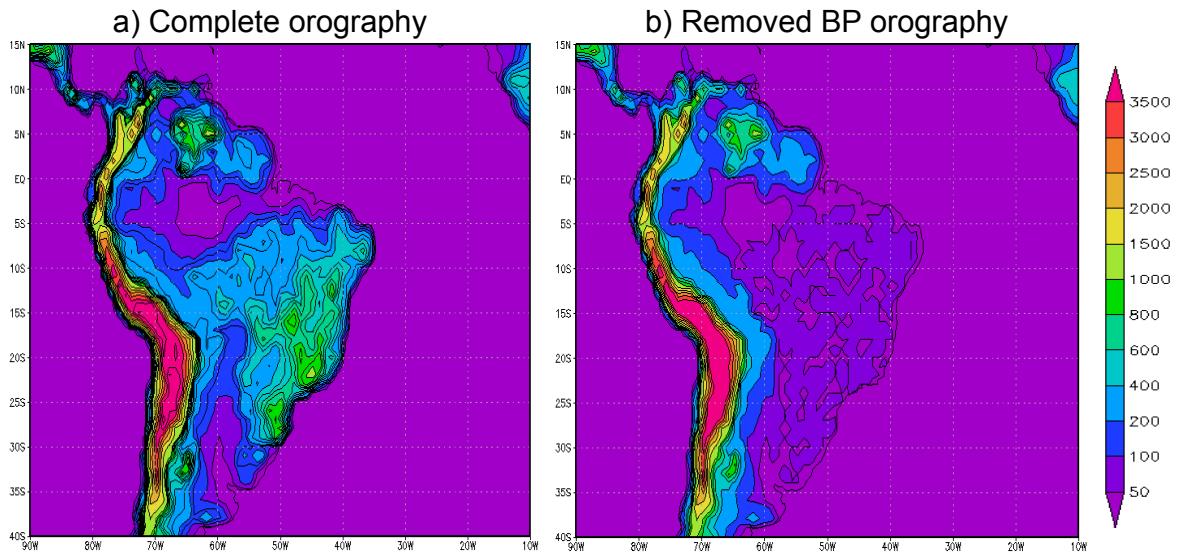


FIGURE 5.2 – Topography of South America **a** complete and **b** with the BP reduced to 50m. Data are from LMDZ4-regional. Interval scale color is irregular and indicated in m in the right side.

Experiment	Sea Surface Temperature	Orography	Method	Ensemble size
Control	Climatological average over 1979-1999	Figure 5.2a	TWN	30
BP-removed	Climatological average over 1979-1999	Figure 5.2b	TWN	30

TABLE 5.1 – List of experiments analyzed in this chapter.

by reducing to 50m the mean topography of the BP mountains, and compare the atmospheric responses with the control simulations described in Chapter 4. The same methodology as in Chapter 4 is employed to perform the set of simulations and generate a 30-DJF ensemble by a random sampling of the initial atmospheric conditions. Table 5.1 summarizes the simulations used in this chapter. The set of simulations with a removed BP orography is called "BP-removed" experiment. Figure 5.2a shows the mean topography of South America used in the control simulations, while Figure 5.2b displays the same variable in the BP-removed experiment. The BP domain extends between the Amazon plain in the North of Brazil and the subtropical plain in the North of Argentina, without modifying the Andes mountains orography. In each grid-point where the mean orography is reduced to 50m, a new corresponding temperature and pressure is calculated and the subgrid-scale orographic parametrization effects are also removed.

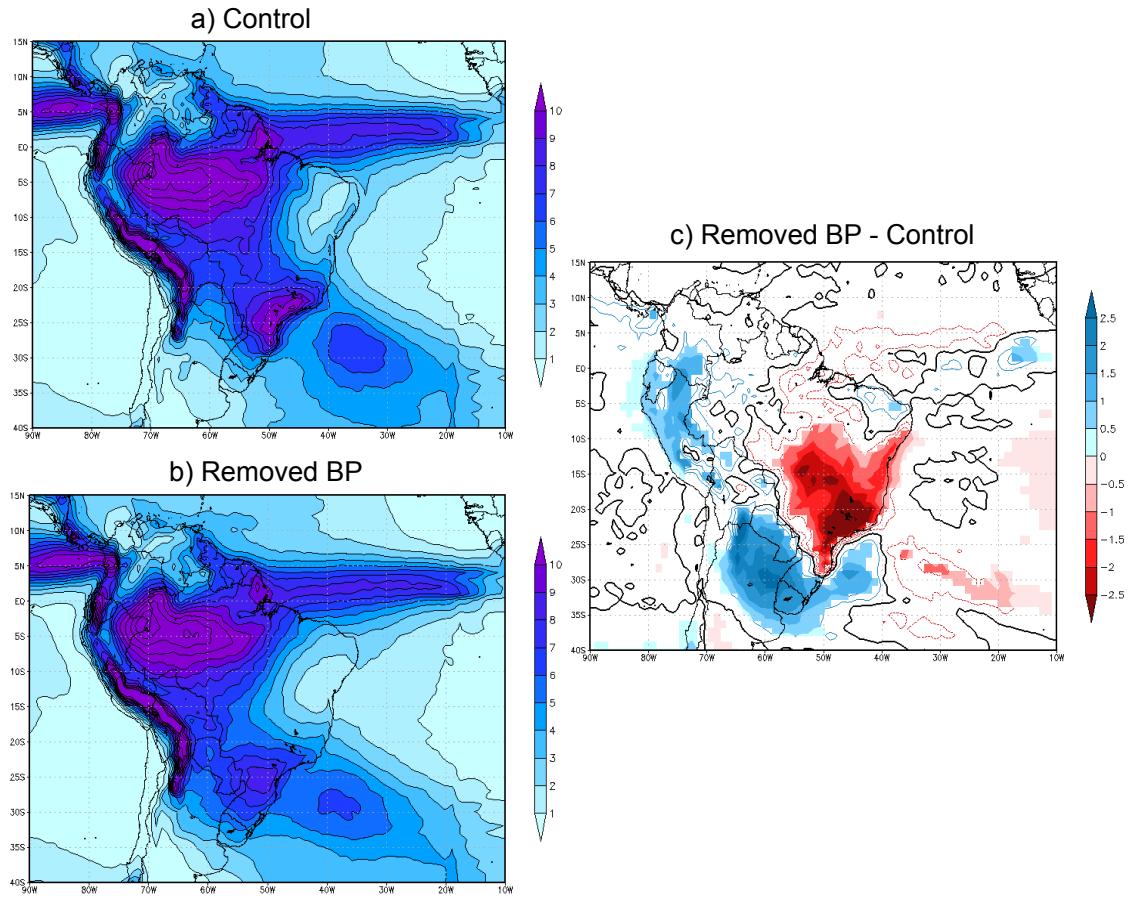


FIGURE 5.3 – Mean DJF precipitation of **a** the control, **b** the BP-removed experiment, **c** the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-regional. Units : mm/day. In **c** the zero contour is in thick black line, and values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.

5.4 Influence of the brazilian plateau orography over the South American climate

In this section, mean DJF climate obtained in the BP-removed experiment is analyzed for South America and compared to the control experiment.

5.4.1 Regional climate changes

Figure 5.3b shows the DJF mean precipitation obtained with the BP-removed experiment. When compared to the control experiment in Figure 5.3a, it is clear that the maximum of precipitation in southeastern Brazil moved southwestward. Consequently, the precipitation anomalies show a dipole structure (Fig. 5.3c), with an increase in SESA, and a decrease in the SACZ region. The precipitation maximum value has also been quantitatively reduced to about 20%. As a consequence, the BP orography in the model is responsible of the location of the positive precipitation bias in this zone, and also contributes to enhance it quantitatively. However, in the BP-removed experiment, the general characteristics of the SACZ are strongly

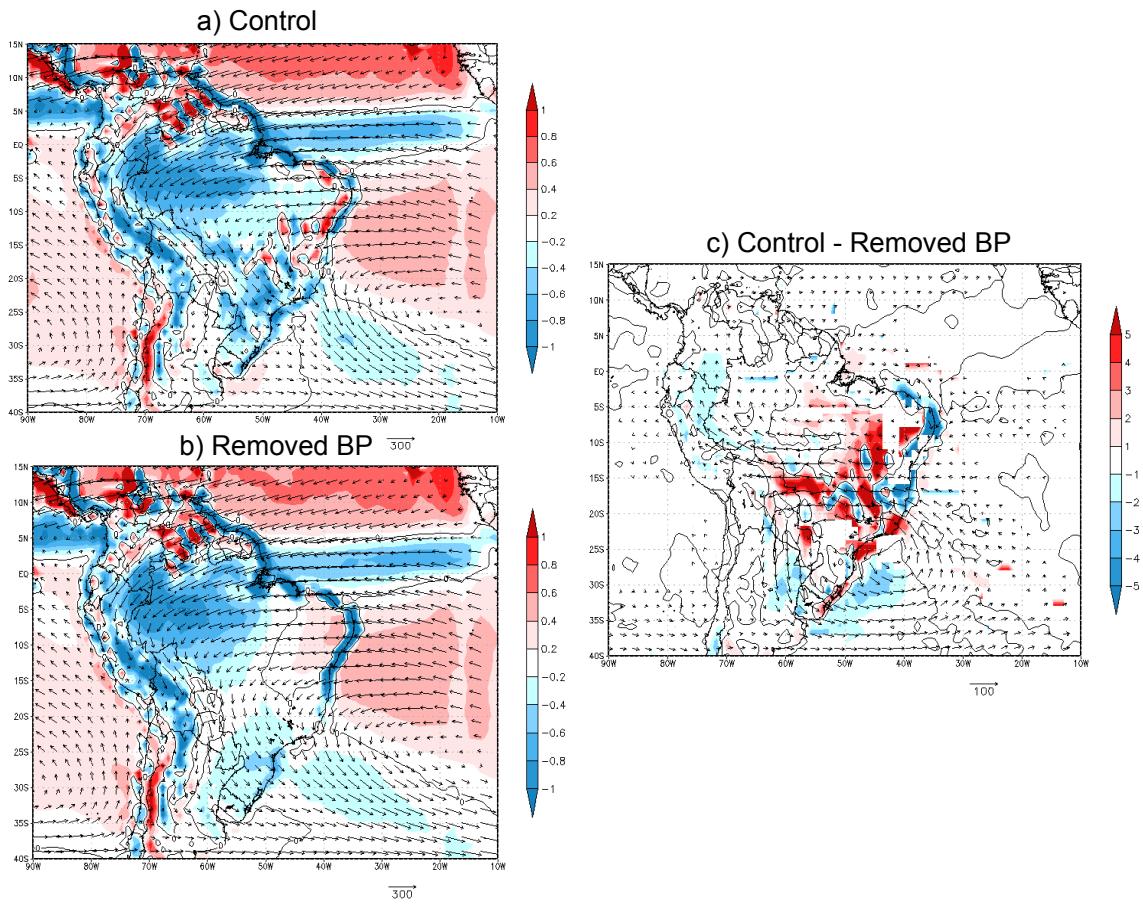


FIGURE 5.4 – Mean DJF vertically-integrated moisture flux from 1000 to 300hPa, and its divergence from **a** the control experiment, **b** the BP-removed experiment, **c** the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-regional. Divergence units is $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Reference in $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ is displayed at the lower right corner. In **c** the zero contour is in thick black line, and values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.

affected, since the continental precipitation are not concentrated in a northwest-southeast precipitation band, but in two discontinuous zones of precipitation maximum (Amazon and southeastern Brazil). Otherwise, it is interesting to notice that while the continental SACZ has been strongly modified, its oceanic part shows few significant modifications.

Figure 5.3c also suggests a westward displacement of the Amazon maximum precipitation, with a significant positive anomaly located over the western part of the Amazon basin. In Chapter 4 we saw that the model reproduces the Amazon maximum precipitation stronger than in observations (see also Fig. 5.1b and d), and located in the northwestern Brazil, while in the observations, this maximum is situated closer to central Brazil. According to our simulations, the presence of the BP mountains seems to reduce significantly this bias, since in the BP-removed experiment the bias is accentuated.

Figure 5.4 shows the vertically-integrated moisture flux and its divergence computed from both control (Fig. 5.4a) and BP-removed experiment (Fig. 5.4b). It is clear that the

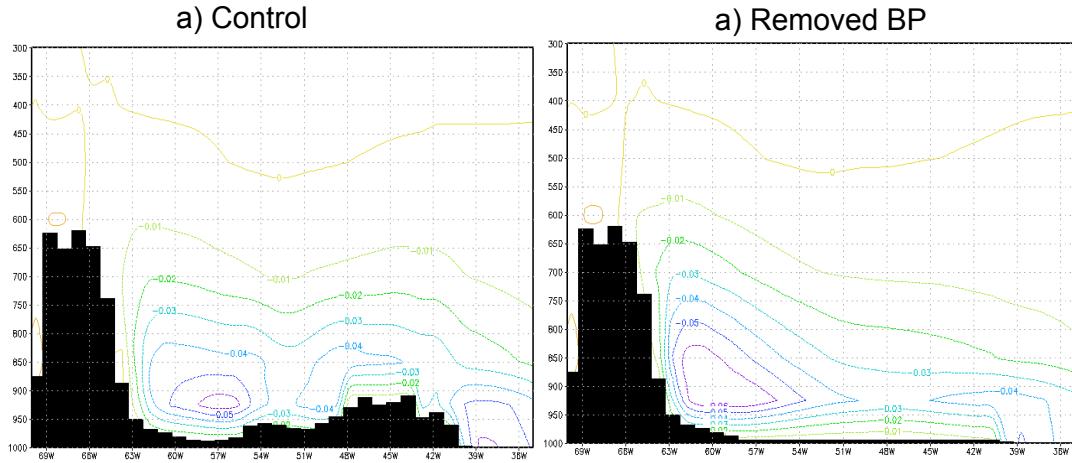


FIGURE 5.5 – Vertical section of the DJF mean meridional component of humidity flux at 20°S from **a** the control experiment, **b** the BP-removed experiment. Data are from LMDZ4-regional. Units : $\text{g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$.

orientation of the southern and exit parts of the LLJ is modified. In the case of BP-removed (Fig. 5.4b), it turns southward toward SESA, while in the control experiment (Fig. 5.4a) it shows a southeastward orientation and contributes to enhance the maximum precipitation bias in southeast Brazil (see also Section 4.4.1 in Chapter 4). In addition, a vertical section of the humidity flux at 20°S also shows that the LLJ is located eastward and closer to the Andes when the BP orography is not included in the experiment (Fig. 5.5). As a consequence, in the BP-removed experiment the maximum convergence zone over southeast Brazil is shifted southward, in association with the precipitation maximum displacement described in Figure 5.3. The difference between the removed BP and control simulations reveals an anti-cyclonic circulation anomaly transporting moisture flux from the SACZ region toward SESA (Fig. 5.4c). Otherwise, the structure of humidity flux associated with the South Atlantic subtropical anticyclone over the ocean is very weakly affected by the orographic changes, as seen between Figures 5.4a and b. That could explain why the oceanic precipitation of the SACZ are also weakly affected (Fig. 5.3).

Figure 5.4 also displays a northwestward anomaly of the flux north of the Andes, characterizing a weakening of the northern part of the LLJ. This region corresponds to the western part of the Amazon basin, when consequently the moisture amount is more accumulated. This could explain the enhanced convergence of moisture flux in this region, and the positive precipitation bias found over Peru in Figure 5.3c.

Figure 5.6 shows the streamfunction (wind speed) at 850hPa for both experiments. The LLJ is represented here by a zone of large southeastward flux in the eastern slope of the Andes. It seems that for the BP-removed experiment (Fig. 5.6b), the maximum magnitude of the jet is weakened and shifted southward, when compared to the control experiment (Fig. 5.6a). In addition, Figure 5.6b reveals that the southward orientation of the western part of the South Atlantic Anticyclone in the BP-removed experiment contributes to weaken the cyclonic circulation over northern Argentina and the Chaco low. As defined in section 2.2 of

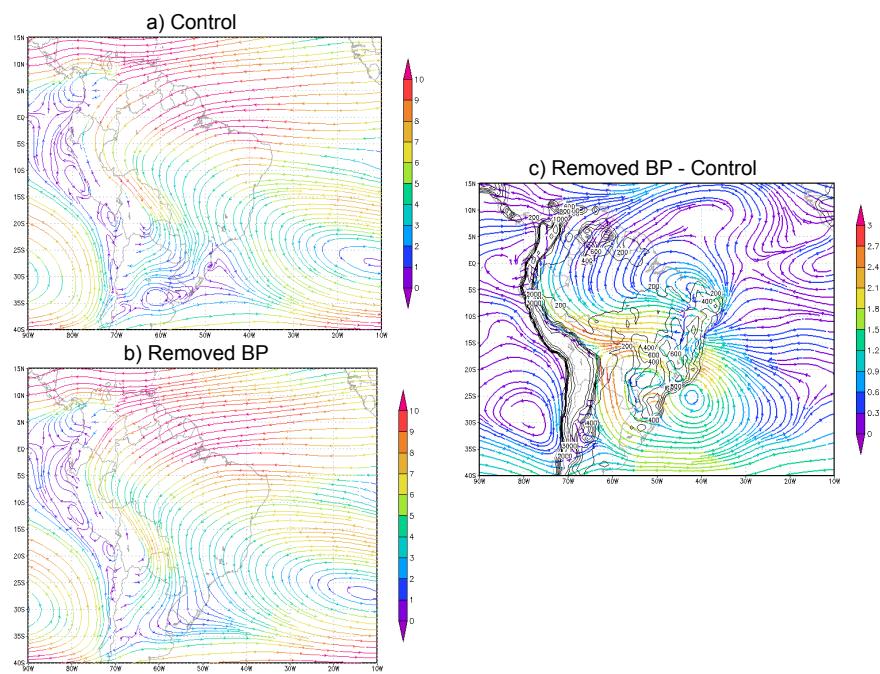


FIGURE 5.6 – Mean DJF streamfunction at 850hPa and wind magnitude from **a** the control experiment, **b** the BP-removed experiment, **c** the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-regional. Units : m s⁻¹.

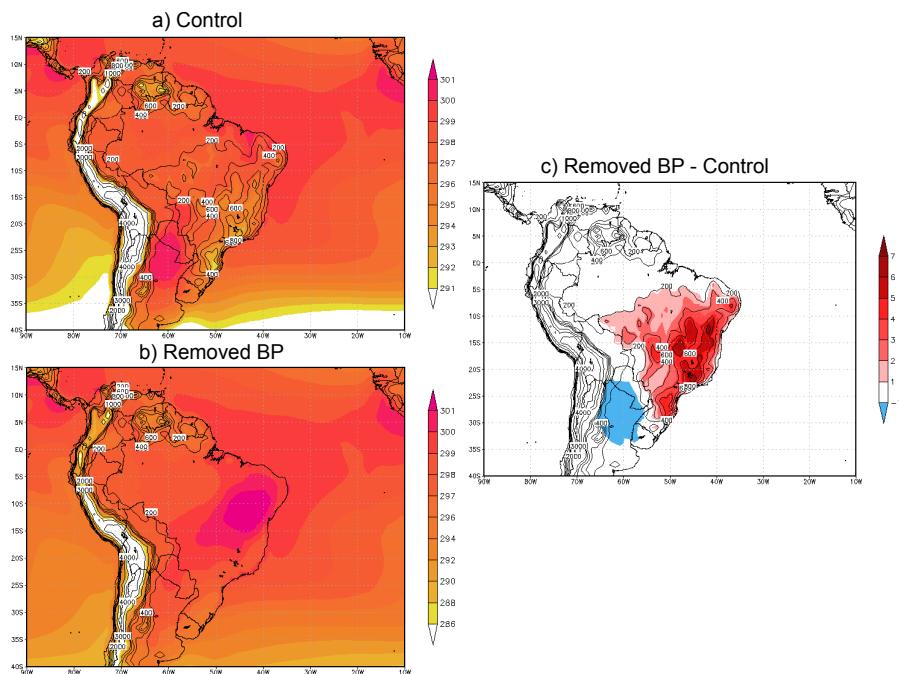


FIGURE 5.7 – Mean DJF surface temperature from **a** the control experiment, **b** the BP-removed experiment, **c** the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-regional. Units : K.

Chapter 2, the Chaco low is a low pressure system near the surface centered over the Chaco region, over Paraguay and Bolivia, and meridionally extended on the eastern slope of the Andes, from the Amazon to northwestern Argentina (Schwerdtfeger, 1976).

The 2-m temperature of the control experiment displays the Chaco low as a maximum zone over northern Argentina and Paraguay (Fig. 5.7a). This temperature maximum zone almost disappears when the BP is removed (Fig. 5.7b), in association with the weakening of the Chaco low. The difference between the BP-removed and control experiments reveals that the stronger temperature change that is not directly linked to the removed orography is this cold anomaly over northern Argentina. It is interesting to note that in case of removed BP orography, the temperature maximum is situated over northeastern Brazil, and also corresponds to the driest tropical region of South America (Fig. 5.3b).

5.4.2 Global atmospheric circulation changes

Although the orographic changes performed in this chapter are only located in a limited area of South America, the associated global changes are found as significant, since the TWN configuration of the model is expected to resolve the interaction between the regional and global climate system.

Figure 5.8 and 5.9 show the divergent and rotational component of the atmospheric circulation at 200 hPa. It is evident that for both components, the BP-removed experiment (Fig. 5.8b and 5.9b respectively) keeps roughly the same general structures as in the control experiment (Fig. 5.8a and 5.9a). However, differences between the BP-removed and control experiments for both atmospheric components (Fig. 5.8c and 5.9c) show significant anomaly values of about 10 to 20% of the field values, and even in remote regions from South America.

The upper-level potential velocity difference between the two experiments (Fig. 5.8c) displays global changes with larger positive anomalies over the BP region and the western equatorial Pacific, and a negative anomaly center over the central equatorial Pacific. As a result, since the SACZ is reduced and moved southwestward, a downward motion anomaly appears over its northeastern part (over eastern Brazil and its oceanic surroundings). This regional atmospheric change seems to induce anomalies in the large-scale circulation over the tropical Pacific, that could be identified as changes in the Walker circulation. In particular, an eastward displacement of the upward motion located over the western equatorial Pacific in the control experiment is identified (Fig. 5.8a).

Anomalies of upper-level streamfunction (minus its zonal mean) induced in the BP-removed experiment are represented in Figure 5.9c. Changes seem organized in wave-trains originating from the Indian and western equatorial Pacific, and linking South America with an arch trajectory.

The 500-hPa geopotential height (minus its zonal mean) is displayed in Figure 5.10 for both experiments. It is found that each experiment shows a Rossby wave train from the western equatorial Pacific propagating in an arch trajectory into South America. However, Figure 5.10b shows that when the BP is removed, the centers of the wave-train located in South Pacific seem shifted eastward, when compared to the control experiment (Fig. 5.10a). Figure 5.10c is the difference between BP-removed and control experiments, and also shows a significant wave-train structure, confirming the signal displayed in Figure 5.9c. This result

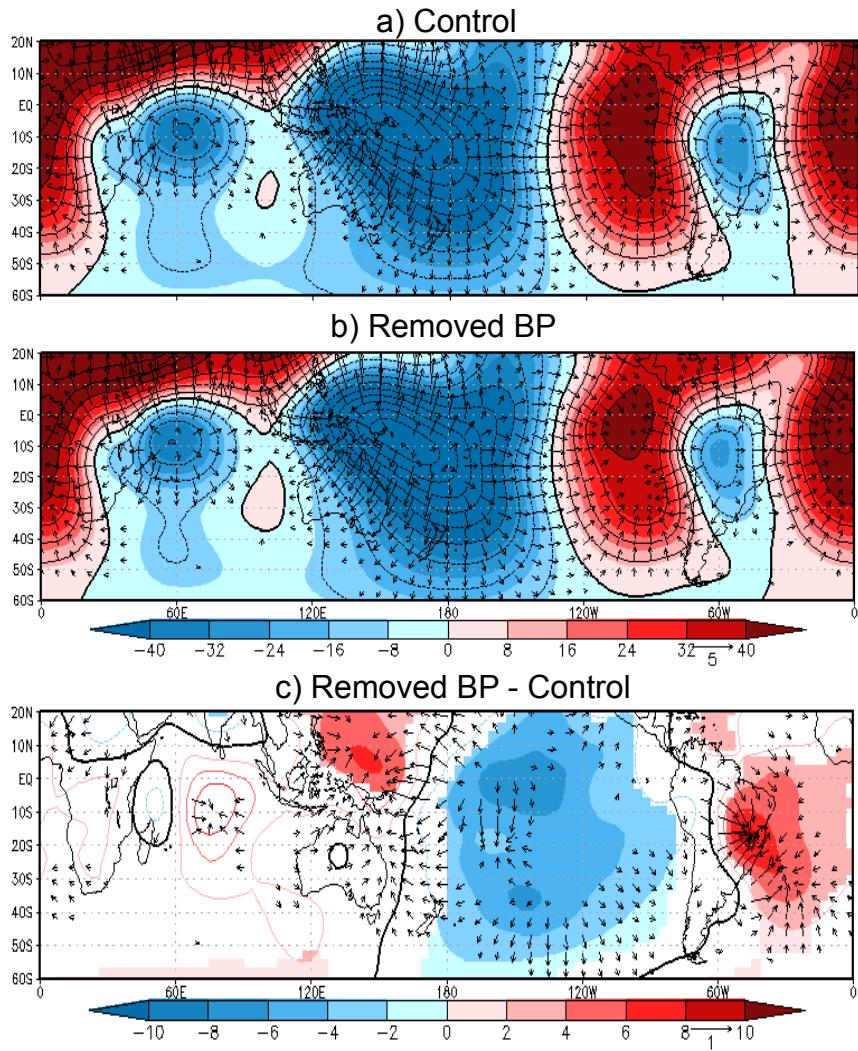


FIGURE 5.8 – DJF mean potential velocity (contour and color) and the divergent wind (arrow) at the 200hPa level for **a** the control experiment, **b** the BP-removed experiments, **c** the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-global. Color scale and contour interval is in $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Black contour indicates the 0 level. Reference arrow is displayed at the lower right corner in m s^{-1} . In **c** values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.

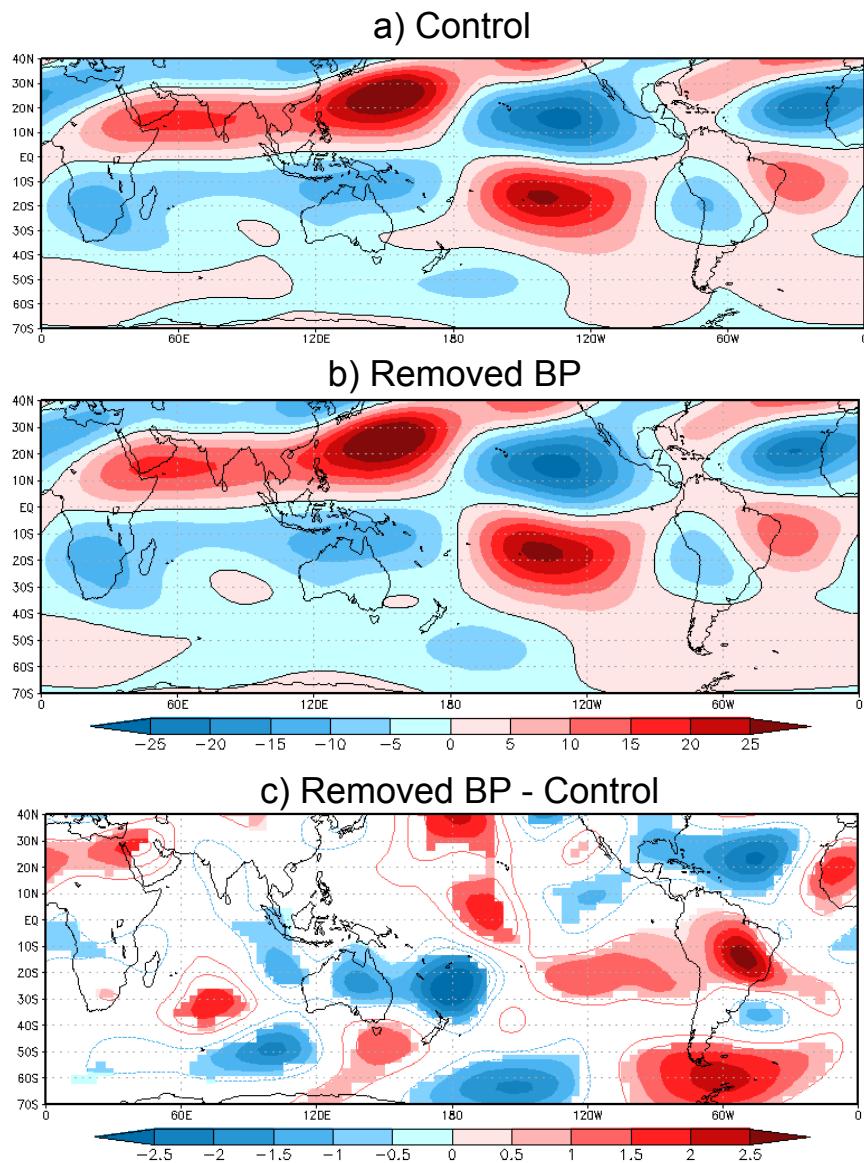


FIGURE 5.9 – DJF mean of the zonal deviation of the 200-hPa streamfunction anomalies for **a** the control experiment, **b** the BP-removed experiment, **c** the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-global. Color scale and contour interval is in $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. In **c** values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.

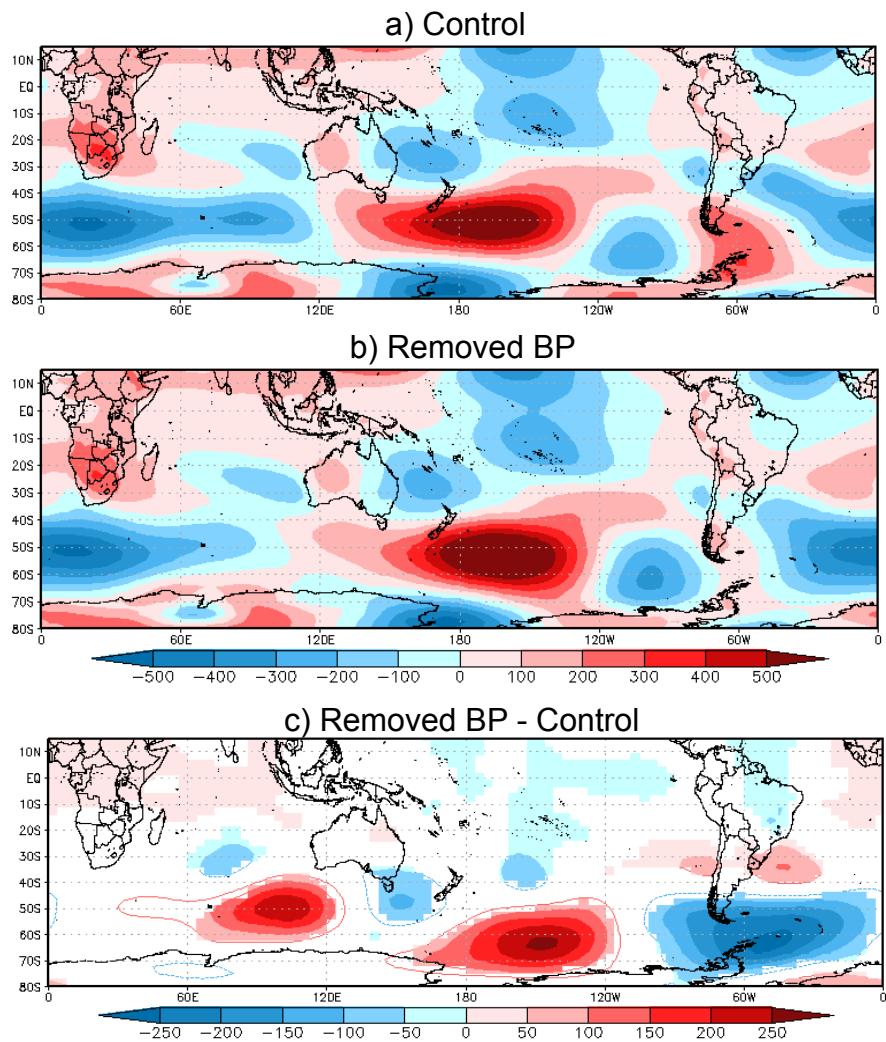


FIGURE 5.10 – DJF mean of the zonal deviation of the 500-hPa geopotential height for **a** the control experiment, **b** the BP-removed experiment, **c** the difference between the BP-removed and control experiments. Data are from LMDZ4-global. Color scale and contour interval is in $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$. In **c** values statistically significant at the 95% of the Student's t-test are shaded.

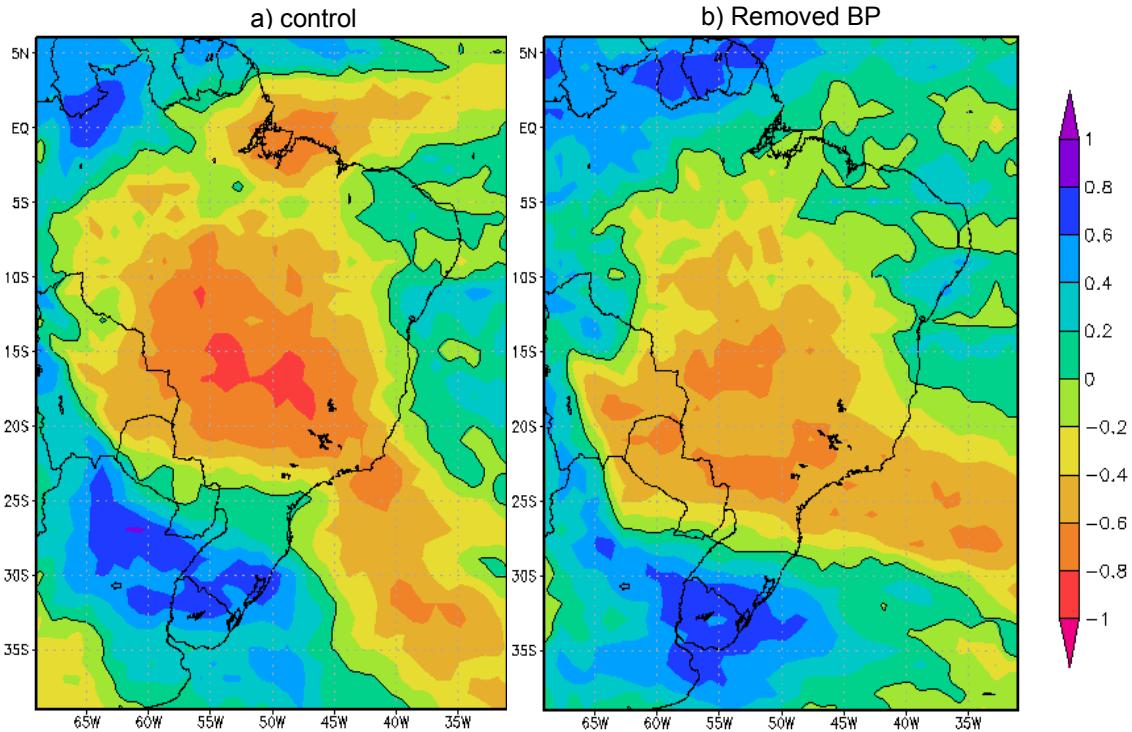


FIGURE 5.11 – Leading mode of the Empirical Orthogonal Function (EOF1) of December-January-February (DJF) rainfall anomalies for **a** the control experiment, **b** the BP-removed experiments, explaining 23% et 20% of the total variance, respectively. Color scale interval is 0.2 non-dimensional units. Black contour indicates the 0 level.

reveals that the displacement of the wave-train is statistically significant. In addition, Figure 5.10a shows that in the control experiment, a cyclonic circulation (negative) anomaly over SESA is associated with a moisture transport into the SACZ. This cyclonic circulation is reduced when the BP orography is removed, and the associated cyclonic anomaly is moved southward (Fig. 5.10b). Consequently, the difference shows an anticyclonic circulation (positive) anomaly favoring more moisture transport into SESA (Fig. 5.10c), in agreement with results of Figure 5.4c.

5.4.3 Changes of internal intrinsic mode

Previous sections show that removing the BP orography contributes to generate both regional and global atmospheric circulation anomalies. In particular, it is found that the wave-train teleconnection from the western equatorial Pacific is affected by structural changes. In the observations the wave-train pattern is mainly associated with the leading mode of DJF interannual variability in SESA (see references in section 2.4.3 in Chapter 2). Consequently, it appears important to determine if the model is able to reproduce such mode of variability. The intrinsic leading mode of the model is then analyzed, as well as the associated changes induced by the BP-removed experiment.

The intrinsic leading mode of the model was computed with an EOF analysis applied on the DJF precipitation mean of the control experiment. We considered each 30-DJF member as one austral summer mean (cf. Table 5.1). Then the first leading mode (EOF1) obtained

corresponds to an intrinsic mode of the DJF mean variability of the control experiment. The EOF1 spatial pattern is represented in Figure 5.11a, and displays a dipole-like structure between SESA and the SACZ region. A similar structure was found as the first leading pattern of the CMAP observed precipitation interannual variability for 1979-1999 (Fig. 3.10a in Chapter 3). As a result, the model is able to reproduce the first leading mode of observed DJF precipitation interannual variability in South America as an intrinsic mode. The same analysis was performed with the BP-removed experiment (Fig. 5.11b), and a similar dipole structure was found as the EOF1 pattern. However, it is evident when compared to Figure 5.11a (the control experiment) that the centers of action of the dipole are displaced when the BP orography is removed. In particular, it is clear that the SESA center is displaced southeastward, while the SACZ center seems to be shifted southwestward. In addition, the SACZ center also shows reduced values, while the SESA center intensity is not changed. Consequently, the regional and global processes generated by the removed BP orography also could affect the DJF variability of the precipitations in this region.

5.5 Summary and conclusion

In this chapter, a sensitivity experiment was performed with the LMDZ4 atmospheric model configured in a TWN system in order to evaluate the role of the Brazilian Plateau (BP) orography over the SACZ precipitations. An experiment with a removed BP orography (reduced to 50m) was run and compared to the control experiment described in Chapter 4. The results revealed that the presence of the BP plays a key role in the regional climate of South America. In particular, the BP controls the position and intensity of the mean position of the continental SACZ by influencing the position and intensity of the LLJ, and the western branch of the South Atlantic Anticyclone. As a consequence, the dipole pattern characterizing the leading mode of the DJF precipitation between SESA and the SACZ region is also affected. In particular, both centers of precipitation corresponding to the SACZ and SESA regions are moved southward, as the SACZ itself.

Results also reveal that there is an organized upper-level atmospheric circulation anomalies in response to the regional orographic changes. In particular, modifications of the convective system in South America induce changes in the downward motion of the general circulation. Consequently, the upward motion in western equatorial Pacific is thus affected and shifted eastward. The global atmospheric circulation is then characterized by an eastward displacement of the Rossby wave-train linking the western equatorial Pacific to South America. In other words, anomalies in the representation of a regional pattern like orographic precipitation in the East of South America can generate global anomalies by a balance readjustment of the global climate system in the model.

Our results also revealed that the BP orography is partly responsible of the positive rainfall bias found over the continental SACZ region in the LMDZ4-TWN control experiment. While the southwestward displacement of the SACZ was found as the main consequence of the reduced BP, a weakening of the maximum precipitation was also found. However, the bias, even displaced and weakened, is still existing, showing that other processes are controlling this bias. Further sensitivity experiments, as for example changing thermodynamical

variables, could help to a better understanding of this issue.

5.6 Bilan

Les analyses effectuées dans ce chapitre ont permis de répondre aux questions posées en introduction :

- Quel est le rôle de l'orographie du plateau brésilien (BP) sur les pluies de la SACZ dans le modèle ?

La présence des montagnes du BP semble avoir un rôle clef dans la représentation de la position et de l'intensité des pluies liées à la SACZ dans le modèle. Sa présence est particulièrement responsable de la direction vers le Sud-Est que prend le LLJ dans sa partie Sud, ce qui amène de l'humidité au niveau du BP, intensifie la SACZ et lui donne une forme de bande orientée Nord-Ouest Sud-Est.

- Quelle est la part du biais de précipitations situé dans le Sud-Est du Brésil expliquée par le maximum orographique du plateau brésilien dans le modèle ?

L'orographie influe sur la position du biais en le situant au niveau du maximum topographique, et l'intensifie de 20%. Néanmoins, même lorsque les reliefs du BP ne sont pas simulés ce biais perdure, ce qui montre que la représentation des pluies orographiques par le modèle n'est pas le seul processus à induire ce biais. D'autres expériences de simulations, pour étudier par exemple la sensibilité du modèle aux processus thermodynamiques, pourraient aider à une meilleure compréhension.

- Comment l'orographie du BP influence-t-elle le dipôle de variabilité interannuelle des pluies en été entre la SACZ et le SESA ?

La présence des reliefs du BP positionne le dipôle SESA/SACZ plus au Nord que dans le cas où les reliefs ne sont pas présents. L'influence de l'orographie sur la structure du dipôle de précipitations est associée à des modifications de la circulation atmosphérique à plusieurs échelles spatiales. On peut décomposer ces modifications en échelle régionale, et globale :

- La présence du relief déplace les pluies de la SACZ vers le Nord-Est, ce qui pousse également la structure en dipôle de précipitations vers le Nord-Est, via des processus régionaux : la partie ouest de l'anticyclone de l'Atlantique Sud est déplacée vers l'Est, et le LLJ est également dévié vers l'Est, ce qui favorise l'apport d'humidité dans la SACZ qui est alors intensifiée, au détriment du SESA où l'apport d'humidité est réduit et les pluies diminuent.
- Par ailleurs, une anomalie d'ascendance associée à l'intensification de la SACZ due à la présence des reliefs influe sur les mouvements ascendants de grande échelle dans le Pacifique tropical Ouest. L'ascendance dans cette région est déplacée vers l'Est, ainsi que le train d'onde qu'elle génère dans le Pacifique. Le train d'onde formant un arc de cercle entre le Pacifique Ouest et l'Amérique du Sud, et le déplacement vers l'Est des centres d'action dans le Pacifique entraîne un déplacement vers le Nord des anomalies anticycloniques et cycloniques situées sur l'Amérique du Sud. Le train d'onde étant un processus de téléconnection fortement connecté au dipôle de précipitations

SESA/SACZ, il est probable que le déplacement vers le Nord du dipôle et le déplacement des centres du train d'ondes soient connectés.

Par conséquent, une anomalie régionale des précipitations peut engendrer des modifications du climat global qui à leur tour vont influencer le climat régional. Dans le cas d'une modification des pluies de la SACZ, nous avons vu que le dipôle de pluie SESA/SACZ est au départ modifié localement, mais que les processus d'interaction qui le génèrent, comme le train d'onde venant du Pacifique Ouest, sont également modifiés, afin de re-équilibrer l'ensemble du système climatique lié au dipôle de pluie.

Ce résultat permet également de rendre compte de l'étendue des anomalies qui peuvent être générées par un biais local de précipitations dans un modèle, comme celui que nous venons d'étudier. Cela est d'autant plus préoccupant que la plupart des CGCM représentent mal les précipitations de la SACZ, en intensité comme en position. Que ce soit dû à une mauvaise représentation de l'orographie ou à d'autres processus thermodynamiques, il est important d'identifier ces biais et leurs conséquences physiques, afin de tenter d'améliorer non seulement le biais en lui-même mais également les mécanismes et interactions qui en dépendent.

Chapitre 6

Conclusion générale et perspectives

6.1 Conclusion générale

Les modèles de circulation générale couplés (CGCM) indiquent une tendance à l'augmentation des pluies d'été dans le Sud-Est de l'Amérique du Sud (SESA) pour la fin du XXI^e siècle, dans le cas de scénarios de réchauffement climatique. Le but de la thèse est de comprendre les mécanismes essentiels qui conduisent à ce résultat, et de valider la capacité des modèles à les représenter. En ce sens le travail de thèse constitue un exemple d'étude de régionalisation des scénarios globaux du changement climatique, dans une région très sensible économiquement.

6.1.1 Questions posées

L'originalité de la méthodologie employée dans la thèse est d'être basée sur une étude de processus physiques, processus que nous avons identifiés comme commandant les interactions entre les processus d'échelle régionale et globale. Nous avons constaté au cours de ce travail que les mécanismes associés à un signal de projection régionale sont influencés par des processus d'échelle globale, et inversement que les changements globaux affectant la région sont modulés par des processus régionaux. Nous avons aussi pu mettre en évidence l'existence de phénomènes dominants, qui conditionnent une grande partie de la variabilité des pluies de l'été austral (DJF ; Décembre-Janvier-Février) dans le SESA et sur lesquels nous nous sommes principalement concentrés.

Les premières questions abordées dans la thèse sont donc relatives au **mode dominant de variabilité interannuelle des pluies** et ce sont les suivantes :

- Quelle variabilité temporelle caractérise les pluies de l'été austral dans le SESA ? Quelle structure spatiale est associée au mode dominant de variabilité des pluies d'été du SESA ? Quels sont les processus physiques régionaux et globaux associés à cette structure ?
- Comment le mode dominant de variabilité interannuelle des pluies d'été du SESA évolue-t-il au cours du XXI^e siècle dans les projections des modèles ? En particulier dans quelle mesure ce mode contribue-t-il au signal d'augmentation des pluies représenté par les CGCM pour la fin du XXI^e siècle ? Quels sont les processus phy-

siques régionaux et globaux responsables d'une telle évolution ?

- Quels sont les changements climatiques globaux qui peuvent influencer cette évolution de la variabilité des pluies d'été du SESA et donc la projection des pluies dans la région ?

Afin de répondre à ces questions, nous avons effectué des analyses à partir de données observées, des modèles utilisés dans CMIP3, mais nous avons aussi utilisé un outil plus particulier à cette thèse puisque nous avons réalisé des études de sensibilité à l'aide d'un système de modélisation atmosphérique "two-way nesting" (TWN). Ce système est basé sur des simulations interactives entre le modèle LMDZ4 global à grille régulière, et le modèle LMDZ4 régional ayant une grille définie globalement mais dont la résolution est zoomée en Amérique du Sud. Un tel système a permis d'étudier la sensibilité climatique du modèle à des changements globaux ainsi qu'à des changements régionaux, tout en ayant dans les deux cas des processus d'interactions d'échelle permettant une réponse climatique complète. Les **analyses de sensibilité effectuées avec le système "two-way nesting"** ont permis d'aborder à la fois des questions de validation de l'outil et de compréhension des processus physiques :

- Le système TWN permet-il d'améliorer la représentation des pluies du SESA en été, ainsi que les processus physiques régionaux et globaux associés ?
- Le système TWN est-il capable de représenter les processus d'interactions d'échelle, tels que l'influence des changements de la circulation atmosphérique générale sur le climat d'Amérique du Sud, ou l'influence de changements de la circulation régionale d'Amérique du Sud sur des processus plus globaux ?

6.1.2 Analyse des projections des CGCM

Dans le Chapitre 2, nous nous sommes intéressés à décrire les principales structures climatologiques d'été en Amérique du Sud, ainsi que les processus physiques à l'origine de leur formation, à partir de données d'observations et de réanalyses, et d'après les études disponibles dans la littérature. Nous avons vu que la variabilité interannuelle des pluies du SESA dans les subtropiques est très étroitement liée à la variabilité des pluies du système de mousson sud-américain dans les tropiques. En particulier, le premier mode de variabilité interannuelle, établi à partir d'analyses en EOF, est une **structure en dipôle entre le SESA et la région de la zone de convergence Sud-Atlantique** (SACZ, en anglais "South Atlantic convergence zone).

Diverses études ont montré que l'alternance des phases positives et négatives du dipôle de pluie SESA/SACZ est associée à la variabilité de la circulation atmosphérique régionale (e.g., Nogués-Paegle and Mo, 1997 ; Robertson and Mechoso, 2000 ; Doyle and Barros, 2002), comme par exemple l'orientation du jet de basse altitude sud-américain (LLJ, en anglais "low-level jet") transportant une grande quantité d'humidité depuis le bassin amazonien vers les plaines subtropicales dans le SESA (Berbery and Barros, 2002). Le dipôle de pluie est également associé à des interconnexions d'échelle globale, et particulièrement à des modes

de fluctuations liés aux températures de surface océanique (SST). Le phénomène El Niño est la principale source de variabilité interannuelle en Amérique du Sud (e.g., Paegle and Mo, 2002; Garreaud et al., 2009). Il est caractérisé par un réchauffement des SST du Pacifique équatorial, qui excite un train d'onde de Rossby se propageant en arc de cercle dans l'océan Pacifique Sud, jusqu'à atteindre l'Amérique du Sud (e.g., Mo, 2000). Ce train d'onde génère à échelle régionale une anomalie de circulation anticyclonique entre la SACZ et le SESA, favorisant l'apport d'humidité dans le SESA, et un affaiblissement de la SACZ (e.g., Grimm et al., 2000). Cela se traduit par un été plus pluvieux que la normale dans le SESA, et à une SACZ moins intense que la normale, et caractérise une phase positive du dipôle SESA/SACZ.

Nous avons étudié l'évolution de ce dipôle de pluie au cours du XXI^{ème} siècle dans le Chapitre 3 à l'aide d'un ensemble de CGCM. La plupart des modèles se sont révélés capables de représenter le dipôle de pluie SESA/SACZ comme mode dominant de la variabilité interannuelle des pluies d'été dans la région. L'étude de leurs projections au cours d'un scénario de réchauffement climatique a révélé une **tendance préférentielle du dipôle vers sa phase positive**. La plupart des modèles ont montré une augmentation du nombre de situations de phases positives en fréquence et en intensité, et une diminution des situations de phases négatives en fréquence. Ces changements ont expliqué à 70% le signal d'augmentation des pluies dans le SESA et de diminution dans la région de la SACZ pour la fin du XXI^{ème} siècle. Les processus physiques régionaux associés à de tels changements sont influencés par des processus d'échelle plus globale. En effet, un **réchauffement des SST du Pacifique équatorial** semble être à l'origine de l'excitation d'un train d'onde dans le Pacifique Ouest équatorial, favorisant les anomalies régionales de circulation atmosphérique en Amérique du Sud, à l'origine du signal étudié.

6.1.3 Expériences de sensibilité avec le système TWN

L'influence du réchauffement projeté de SST au cours du XXI^{ème} siècle dans un scénario de changement climatique sur les pluies dans le SESA est évaluée de manière plus approfondie dans le Chapitre 4. Pour cela, des expériences de sensibilités avec le LMDZ4 configuré en TWN ont été effectuées. L'utilisation de ce système de simulations a clairement montré une amélioration de la représentation des pluies en Amérique du Sud en été.

Certaines expériences de sensibilité au réchauffement climatique global se sont basées sur une augmentation des SST en moyenne zonale, reproduisant ainsi un changement dans le gradient méridien des SST, ainsi qu'un réchauffement plus important dans les latitudes équatoriales. Les anomalies de circulation atmosphérique correspondant à ce réchauffement global ont montré des similitudes avec les projections de la plupart des CGCM, comme par exemple un ralentissement de la circulation générale dans les tropiques. Ces changements globaux ont néanmoins montré quelques disparités régionales. En Amérique du Sud, la modulation de ces changements globaux par des processus régionaux de circulation et de transport d'humidité ont induit un signal de diminution des pluies dans le SESA, et d'augmentation dans la région de la SACZ. Il s'agit donc d'un signal contraire à ce que projette la plupart des CGCM pour cette région.

D'autres expériences de sensibilité ont été effectuées, se basant sur des changements structuraux de la SST (par exemple : rôle séparé de la composante asymétrique par rapport à la moyenne zonale, sans signal de réchauffement global). Les résultats ont alors montré une réponse de la circulation globale correspondant à une génération de trains d'onde depuis les régions équatoriales de l'océan Pacifique et Indien, où l'augmentation de SST était plus élevée que dans les autres régions équatoriales. Ces trains d'onde sont responsables d'anomalies régionales de circulation en Amérique du Sud précédemment décrites (une anomalie de circulation cyclonique dans le Sud de l'Amérique du Sud, et anticyclonique dans les subtropiques entre la SACZ et le SESA), produisant une anomalie convergente (divergente) dans le SESA (la SACZ), et par conséquent un signal d'augmentation (diminution) des pluies dans le SESA (la SACZ) décrit par la plupart des modèles.

Il semble donc que **les processus physiques générés par un réchauffement global zonalement uniforme ne soient pas à l'origine du signal d'augmentation des pluies d'été dans le SESA**. En revanche, **une structure de SST montrant un réchauffement plus important dans le Pacifique équatorial que dans d'autres régions équatoriales serait à l'origine du signal projeté**. Les processus physiques associés à ces changements sont des téléconnexions d'échelle globale influençant le climat régional : une anomalie de train d'onde en forme d'arc de cercle reliant l'Ouest du Pacifique tropical à l'Amérique du Sud. Le signal de changement des précipitations dans le SESA en été dans un scénario de réchauffement climatique dépend donc essentiellement de la structure des changements de SST représentée par le modèle, et de la capacité du modèle atmosphérique à reproduire les processus physiques que ces changements génèrent.

Dans le Chapitre 5, nous avons effectué des expériences de sensibilité avec le LMDZ4 TWN à partir de changements régionaux, et non globaux comme c'était précédemment le cas. D'une part, ces expériences ont montré la capacité du système TWN à reproduire des anomalies de la circulation atmosphérique globale (le train d'onde associé au dipôle SESA/SACZ déplacé vers l'Ouest) en réponse à une modification locale. D'autre part, nous avons pu mettre en évidence les facteurs orographiques locaux qui influencent la pluie et en particulier **l'influence de l'orographie du plateau brésilien sur les pluies de la SACZ et du SESA**. Les résultats ont montré que le plateau brésilien est responsable de la localisation du maximum de pluies de la SACZ dans le Sud-Est du Brésil. Ces résultats demandent confirmation par d'autres modèles car l'orographie participe également à l'intensification du biais de précipitations dans cette région. Le plateau brésilien contrôle également la position du mode dominant de variabilité intrinsèque du modèle, correspondant au dipôle de pluie SESA/SACZ. Il est alors évident que ce dipôle de pluie est une structure contrôlée à la fois par des processus régionaux et globaux, et qu'une modification de l'un d'eux induit une modification des processus physiques à toutes les échelles spatiales, permettant ainsi de re-équilibrer le système climatique dans son ensemble.

L'exemple de cette région montre qu'on ne peut étudier un signal de projection régional à l'échelle régionale sans l'échelle globale, et inversement : les processus physiques affectant une région dépendent en grande partie de ses interactions avec l'échelle globale. Dans certaines régions du globe, les CGCM projettent des signaux qui vont dans le sens des changements de la circulation atmosphérique générés par un réchauffement glo-

bal. Dans d'autres régions, comme le bassin de La Plata dans le SESA, il ne s'agit pas d'un signal expliqué par des changements globaux, mais par des anomalies de SST plus localisées (Le Pacifique équatorial) produisant des processus de téléconnexions plus complexes. Dans tous les cas, il est nécessaire de faire une étude de processus régionaux et globaux afin de replacer le signal régional dans un ensemble cohérent d'interactions entre les différentes échelles spatiales.

6.2 Perspectives

Les travaux effectués au cours de la thèse constituent une démarche générale de régionalisation des évolutions climatiques globales s'appuyant sur des études de processus. Au niveau méthodologique elle ouvre des perspectives pour toutes les régions du monde où l'évolution climatique future résulte de la compétition entre différents processus à l'interface entre échelles globale et régionale. Nous avons choisi de privilégier dans la suite de ce paragraphe quelques exemples précis d'études s'inscrivant dans la suite directe de la thèse.

6.2.1 Analyse de la nouvelle génération de simulations du CMIP5

Dans cette thèse, nous avons utilisé des sorties d'expériences de simulations climatiques de CGCM basées sur un scénario de changement climatique du WCRP/CMIP3 (World Climate Research Program-Coupled Model Intercomparison Project, phase 3) effectuées dans le cadre du quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007). De nouvelles expériences de simulations climatiques sont à présent disponibles dans le cadre de la phase 5 du WCRP/CMIP (CMIP5). Des analyses envisagées suite à cette thèse, et en particulier au Chapitre 3, se baseront sur ces nouvelles séries de simulation.

Un travail actuellement en cours vise à évaluer la représentation du climat sud-américain par les nouvelles simulations. Une étude comparative avec les résultats du Chapitre 3 permettrait de confirmer ou infirmer la tendance positive des pluies dans le SESA. Dans les deux cas, une étude de processus serait nécessaire afin de voir si ces nouvelles projections sont dues aux même processus physiques que ceux décrits dans la thèse. Les simulations de changement climatique du CMIP5 se basent sur une plus grande variété de scénarios, et ont été effectuées par un plus grand nombre de modèles que les simulations du CMIP3. Une analyse complémentaire se basant sur plusieurs scénarios de changement climatique, tels que ceux proposés par le CMIP5, pourrait permettre de mieux comprendre l'influence de l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère sur les pluies de cette région. En particulier, les résultats de la Figure 6.1 (tirée du Chapitre 3) ont montré que la tendance positive des précipitations moyennes d'été dans le SESA est significative durant la seconde moitié du XXI^{ème} siècle, alors que la première moitié du siècle ne montre pas, elle, de tendance significative. Hawkins and Sutton (2009) ont montré que tandis que les projections régionales du CMIP3 de la seconde moitié du XXI^{ème} siècle sont dominées par des réponses liées au scénario de changement climatique, celles de la première moitié du XXI^{ème} siècle sont majoritairement influencées par les incertitudes liées à la variabilité naturelle climatique et aux différences entre les modèles. L'étude des projections régionales du changement climatique dans cette thèse a essentiellement concerné la fin du XXI^{ème} siècle. Il serait

alors intéressant d'envisager une étude des projections des précipitations d'été du SESA à plus court terme, se basant par exemple sur des expériences de simulation de changement climatique décennal mises à disposition par le CMIP5. De plus, de telles études à plus court terme seraient utiles à des études régionales d'impact et d'adaptation du changement climatique.

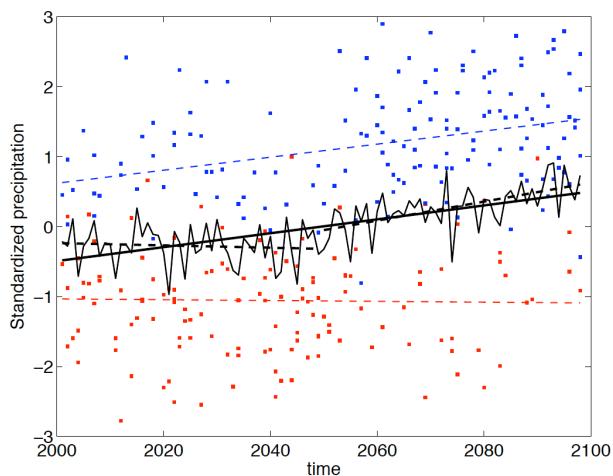


FIGURE 6.1 – Temporal evolution of the standardized DJF rainfall in SESA (38°S - 26°S , 64° - 50°W) from the 9-model mean during the twenty first century (black thin line) and its linear trend (black thick line). The rainfall linear trends for both the first and the second part of the twenty first century are represented by the two dashed black dashed thick lines. Blue (red) dots correspond to the rainfall anomalies associated with each of the positive (negative) EOF1 events identified for each of the models (the corresponding linear trends are depicted in dashed lines).

6.2.2 Etude du dipôle de pluie SESA/SACZ à d'autres échelles de variabilité

Nous avons vu que le dipôle de pluie SESA/SACZ représente le mode dominant de variabilité des pluies d'été à diverses échelles de temps. Dans cette thèse, nous nous sommes limités à l'étude de l'évolution du dipôle à l'échelle interannuelle. Etant donné que le dipôle s'exprime également dans les observations comme premier mode de variabilité intrasaisonnière en été (e.g., Nogués-Paegle and Mo, 1997), il serait intéressant d'étudier les changements associés à cette échelle de temps. On peut alors apporter des résultats complémentaires aux travaux de la thèse en essayant de répondre aux questions suivantes : comment le dipôle d'échelle intrasaisonnière évolue-t-il au cours d'un scénario de réchauffement climatique ? Est-ce que cette évolution influence le dipôle à échelle interannuelle, et donc le signal d'augmentation des précipitations dans le SESA ? Les processus associés à cette évolution correspondent-ils à ceux correspondant à l'échelle interannuelle, décrits dans la thèse ?

Par ailleurs, il serait également intéressant d'approfondir l'étude du changement de tendance (ou "shift") des précipitations dans le SESA montré par la Figure 6.1. Au cours du XX^{ème} siècle, un tel changement de tendance a déjà été observé dans les années 1970 dans

le Pacifique, et a été identifié comme étant une structure de la PDO ("Pacific Interdecadal Oscillation" en anglais ; Mantua et al., 1997). Cette oscillation a également été associée à des modifications climatiques estivales en Amérique du Sud. Des études ont notamment révélé des anomalies de l'activité du LLJ (Marengo et al., 2004), ainsi que de précipitations dans le SESA (Liebmann et al., 2004). Il serait alors intéressant de comparer les processus régionaux liés à la PDO en Amérique du Sud avec les processus associés au changement de tendance mis en évidence par nos résultats dans les années 2050. De telles études seraient utiles pour évaluer la crédibilité de ce changement climatique dans le SESA au cours du XXI^{ème} siècle.

6.2.3 Impact de la représentation de la pluie orographique dans les modèles

Les analyses de sensibilité à l'orographie du Chapitre 5 ont montré l'importance de la topographie dans la représentation des pluies d'été en Amérique du Sud. L'analyse s'est concentrée sur le plateau brésilien et son influence sur les pluies de la SACZ, ce qui a très peu été étudié jusqu'à présent. Bien que les résultats mettent en évidence certains mécanismes, des études plus approfondies seraient nécessaires à une compréhension complète des mécanismes mis en jeu. On peut notamment rechercher le niveau de responsabilité des processus thermodynamiques dans la localisation de la SACZ au niveau du maximum de topographie, et faire des analyses de sensibilités dans ce sens. Néanmoins, l'étude de ces processus ne devrait pas être limité à un seul modèle, et à un seul type de résolution. Le LMDZ4-régional ayant une résolution de 100 km en Amérique du Sud, il serait utile d'effectuer des analyses de sensibilité avec des modèles ayant une résolution plus fine, la présence de la topographie pouvant influencer les processus climatiques et en particulier les précipitations, à diverses échelles spatiales (e.g., Roe, 2005).

Nous avons vu dans le Chapitre 5 que des processus globaux associés aux précipitations de la SACZ sont affectés lors d'une modification de la topographie du plateau brésilien. Le LMDZ4 configuré en TWN a également montré une surestimation des pluies dans les régions les plus élevées de la cordillère des Andes, et l'influence de ce biais sur les pluies du SESA n'a pas été étudiée dans cette thèse. Un sujet d'étude intéressant pourrait porter sur la représentation de la pluie dans les Andes et son influence sur la circulation atmosphérique en Amérique du Sud, ainsi que sur le transport d'humidité dans le SESA. La cordillère étant spatialement plus étendue et plus élevée que le plateau brésilien, il serait également intéressant d'étudier l'étendue des processus globaux associés à la qualité de la représentation des pluies des Andes dans les modèles.

De manière générale, la robustesse des résultats de modélisation ont besoin d'être confirmés par des données d'observations précises. En particulier, nous avons vu que les différentes sources de données de précipitations observées montrent des différences entre elles. Une amélioration de la résolution des données observées, ainsi qu'une augmentation de la longueur de la série temporelle de ces données seraient utiles aux études de validation des modèles. Ce dernier point est une remarque générale, et devra être pris en compte dans les analyses futures lorsque de telles améliorations seront possibles et de nouvelles données d'observations disponibles.

6.2.4 Impact régional des changements de conditions de surface

D'autres analyses de sensibilité concernant les processus régionaux influençant la variabilité des précipitations d'été dans le SESA sont envisagées. En particulier, de nombreuses études ont montré que des changements de conditions de surface (humidité du sol, végétation...) peuvent affecter les précipitations dans les régions de mousson en Amérique du Sud.

Des changements de conditions d'humidité du sol peuvent en particulier décaler la date de déclenchement de la mousson en Amazonie (Fu and Li, 2004) et modifier la circulation atmosphérique en Amérique du Sud (Li and Fu, 2004 ; Grimm et al., 2007). Le transport d'humidité par le jet de bas niveau reliant le bassin amazonien au SESA est notamment sensible à ces modifications (Collini et al., 2008). De plus, les conditions d'humidité du sol dans le SESA contrôlent en partie les précipitations dans cette région, spécialement en Novembre et Décembre (Sörensson et al., 2010). Un changement de végétation ou d'usage des sols en Amazonie ou dans le SESA pourrait alors affecter les précipitations d'été dans ces régions.

Il serait alors intéressant d'effectuer des études de sensibilité à des changements de conditions de surface en Amazonie ainsi que dans le SESA en utilisant le système TWN employé dans la thèse. Des changements d'humidité du sol ou de végétation pourraient affecter les processus régionaux contrôlant les pluies dans le SESA et pourraient contribuer au signal de leurs projections futures. De telles études permettraient de mieux connaître les conséquences de changements de conditions de surface sur les processus contrôlant le transport d'humidité, ainsi que les précipitations. L'utilisation du système TWN apporterait en plus des connaissances sur les modifications de circulation atmosphérique globale que ces changements peuvent produire, ce qui a été peu étudié jusqu'à présent.

Annexe A

Abstracts

A.1 Summer precipitation variability over Southeastern South America in a global warming scenario

C. Junquas, C. Vera, L. Li , H. Le Treut

Paper accepted in *Climate Dynamics* the 6th of July 2011

ABSTRACT

December-January-February (DJF) rainfall variability in southeastern South America (SESA) is studied in 18 coupled general circulation models from the WCRP/ CMIP3 dataset, for present climate and the SRES-A1B climate change scenario. The analysis is made in terms of properties of the first leading pattern of rainfall variability in the region, characterized by a dipole-like structure with centers of action in the SESA and South Atlantic Convergence Zone (SACZ) regions. The study was performed to address two issues : how rainfall variability in SESA would change in a future climate and how much of that change explains the projected increasing trends in the summer mean rainfall in SESA identified in previous works. Positive (negative) dipole events were identified as those DJF seasons with above (below) normal rainfall in SESA and below (above) normal rainfall in the SACZ region. Results obtained from the multi-model ensemble confirm that future rainfall variability in SESA has a strong projection on the changes of seasonal dipole pattern activity, associated with an increase of the frequency of the positive phase. In addition, the frequency increase of positive dipole phase in the 21st century seems to be associated with an increase of both frequency and intensity of positive SST anomalies in the equatorial Pacific, and with a Rossby wave train-like anomaly pattern linking that ocean basin to South America, which regionally induces favorable conditions for moisture transport convergence and rainfall increase in SESA.

A.2 Impact of SST changes projected in a global warming scenario on summer rainfall in southeastern South America

C. Junquas, C. Vera, L. Li , H. Le Treut

Paper submitted in *Climate Dynamics* the 23rd of November 2011

ABSTRACT

Numerical sensitivity experiments are performed to study how future SST (Sea Surface Temperature) changes, under a climate change scenario, can affect rainfall changes in Southeastern South America (SESA) during the austral summer (December-January-February; DJF). With a “two-way nesting” interactive system between LMDZ4-regional (a variable-grid atmospheric general circulation model with a local zoom over South America) and LMDZ4-global (the same model but with regular grid), an ensemble of simulations are performed and forced by distinct structures of DJF SST change. Experiments use a decomposition of the SST changes projected for the end of the twenty first century in a multi-model ensemble (MME) from the WCRP/CMIP3 to investigate a major rainfall change structure : increase in SESA and decrease in the region of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ). Results show that rainfall changes found in the WCRP/CMIP3 MME are explained by the signal of zonally-asymmetric SST structure changes, while the rainfall responses of the zonal-mean SST changes including the warming signal show the opposite (decrease in SESA and increase in the SACZ region). The global-scale atmospheric changes induced by zonal-mean SST changes are associated with a global weakening and northward shift of the winter Hadley cell. These global-scale changes induce modifications of regional circulation processes in South America mainly influencing the projected SESA rainfall changes. Otherwise, the zonally SST structure signal shows SESA rainfall responses associated with a stronger influence of the remote SST warming over the equatorial Indian and Pacific ocean, producing a wave-train response into South America.

Bibliographie

- Ambrizzi, T., Souza, E., and Pulwarty, R. (2004). The hadley and walker regional circulations and associated enso impacts on south american seasonal rainfall. *The Hadley Circulation : Present, Past, and Future*, pages 203–235. (cf p. 16, 48 et 62)
- Ashfaq, M., Skinner, C., and Diffenbaugh, N. (2011). Influence of sst biases on future climate change projections. *Climate Dynamics*, pages 1–17. (cf p. 94)
- Barreiro, M. and Tippmann, A. (2008). Atlantic modulation of el nino influence on summer-time rainfall over southeastern south america. *Geophys. Res. Lett.*, 35. (cf p. 49 et 95)
- Barros, V., Doyle, M., and Camilloni, I. (2008). Precipitation trends in southeastern south america : relationship with enso phases and with low-level circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 93(1) :19–33. (cf p. 26 et 94)
- Berbery, E. and Barros, V. (2002). The hydrologic cycle of the la plata basin in south america. *Journal of Hydrometeorology*, 3(6) :630–645. (cf p. 37, 64 et 142)
- Berbery, E. and Collini, E. (2000). Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern south america. *Monthly Weather Review*, 128(5) :1328–1346. (cf p. 56)
- Berbery, E. H., Silva Dias, M. A., Baethgen, W., Barros, V., Collischonn, W., Failache, N., Lettenmaier, D., Marengo, J., Menendez, A., Monte Domecq, R., Moraes, O., Morales, C., Paruelo, J., Seluchi, M., Silva Dias, P., Terra, R., Ereño, C., and Meitín, J. (2005). La plata basin (lpb) continental scale experiment implementation plan. (cf p. 15 et 27)
- Cai, W., Sullivan, A., Cowan, T., Ribbe, J., and Shi, G. (2011a). Simulation of the indian ocean dipole : A relevant criterion for selecting models for climate projections. *Geophysical Research Letters*, 38(L03704). (cf p. 111)
- Cai, W., van Renssch, P., Cowan, T., and Hendon, H. (2011b). Teleconnection pathways of enso and the iod and the mechanisms for impacts on australian rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*. (cf p. 112)
- Cerne, S. and Vera, C. (2011). Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical south america. *Climate Dynamics*, 36(11) :2265–2277. (cf p. 44 et 65)
- Chan, S., Behera, S., and Yamagata, T. (2008). Indian ocean dipole influence on south american rainfall. *Geophysical Research Letters*, 35(14) :L14S12. (cf p. 111 et 112)

- Chaves, R. and Nobre, P. (2004). Interactions between sea surface temperature over the south atlantic ocean and the south atlantic convergence zone. *Geophysical Research Letters*, 31(3) :L0320410. (cf p. 46)
- Chen, T., Weng, S., and Schubert, S. (1999). Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical south america : the bolivian high-nordeste low system. *Journal of the atmospheric sciences*, 56(13) :2081–2100. (cf p. 100, 110 et 111)
- Chen, W., Jiang, Z., Li, L., and Yiou, P. (2011). Simulation of regional climate change under the ipcc a2 scenario in southeast china. *Climate dynamics*, pages 1–17. (cf p. 96 et 97)
- Chou, C. and Neelin, J. (2004). Mechanisms of global warming impacts on regional tropical precipitation*. *Journal of climate*, 17(13) :2688–2701. (cf p. 25, 95 et 109)
- Christensen, J., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, R., Jones, R., Kolli, R., Kwon, W., Laprise, R., et al. (2007). Regional climate projections, climate change, 2007 : The physical science basis. contribution of working group i to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. (cf p. 71)
- Codron, F. and Sadourny, R. (2002). Saturation limiters for water vapour advection schemes : impact on orographic precipitation. *Tellus A*, 54(4) :338–349. (cf p. 102 et 125)
- Collini, E., Berbery, E., Barros, V., and Pyle, M. (2008). How does soil moisture influence the early stages of the south american monsoon? *Journal of Climate*, 21(2) :195–213. (cf p. 148)
- Collins, M., An, S., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F., Jochum, M., Lengaigne, M., Power, S., Timmermann, A., et al. (2010). The impact of global warming on the tropical pacific ocean and el niño. *Nature Geoscience*, 3(6) :391–397. (cf p. 16, 47, 95 et 110)
- Doyle, M. and Barros, V. (2002). Midsummer low-level circulation and precipitation in sub-tropical south america and related sea surface temperature anomalies in the south atlantic. *Journal of Climate*, 15(23) :3394–3410. (cf p. 16, 44, 45, 46, 52, 56, 57, 62, 64, 65, 66, 94, 95, 100 et 142)
- Espinoza Villar, J., Ronchail, J., Guyot, J., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., and Vauchel, P. (2009). Spatio-temporal rainfall variability in the amazon basin countries (brazil, peru, bolivia, colombia, and ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11) :1574–1594. (cf p. 39)
- Figueroa, S., Satyamurty, P., DA SILVA, D., et al. (1995). Simulations of the summer circulation over the south american region with an eta coordinate model. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(10) :1573–1584. (cf p. 16, 40, 41 et 42)
- Fu, R. and Li, W. (2004). The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in amazonia. *Theoretical and applied climatology*, 78(1) :97–110. (cf p. 148)
- Gandu, A. and Dias, P. (1998). Impact of tropical heat sources on the south american tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal of geophysical research*, 103(D6) :6001–6015. (cf p. 41, 44 et 65)

- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4) :180–195. (cf p. 46, 47, 63 et 143)
- Gastineau, G., Le Treut, H., and Li, L. (2008). Hadley circulation changes under global warming conditions indicated by coupled climate models. *Tellus A*, 60(5) :863–884. (cf p. 117)
- Gastineau, G., Li, L., and Le Treut, H. (2009). The hadley and walker circulation changes in global warming conditions described by idealized atmospheric simulations. *Journal of Climate*, 22 :3993–4013. (cf p. 95, 96, 107 et 109)
- Gates, W. (1992). *AMIP : The atmospheric model intercomparison project*. Lawrence Livermore National Laboratory. (cf p. 97 et 126)
- Gill, A. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449) :447–462. (cf p. 40, 41 et 43)
- Giorgi, F. (2002). Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. part i : observations. *Climate Dynamics*, 18(8) :675–691. (cf p. 26 et 64)
- Grimm, A., Barros, V., and Doyle, M. (2000). Climate variability in southern south america associated with el niño and la niña events. *Journal of Climate*, 13 :35–58. (cf p. 48, 62, 65, 83, 95 et 143)
- Grimm, A., Pal, J., and Giorgi, F. (2007). Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in south america : Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern brazil. *Journal of Climate*, 20(24) :5929–5945. (cf p. 126 et 148)
- Grimm, A. and Zilli, M. (2009). Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in south america. *Journal of Climate*, 22(9) :2257–2275. (cf p. 66)
- Guilyardi, E. (2006). El niño–mean state–seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Climate Dynamics*, 26(4) :329–348. (cf p. 83)
- Hawkins, E. and Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8) :1095–1107. (cf p. 76 et 145)
- Held, I. and Soden, B. (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19(21) :5686–5699. (cf p. 25 et 95)
- Hoffman, J. (1975). Maps of mean temperature and precipitation. *Climatic Atlas of South America*, 1 :1–28. (cf p. 102)
- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J., Fairhead, L., Filiberti, M., Friedlingstein, P., Grandpeix, J., et al. (2006). The lmdz4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 27(7) :787–813. (cf p. 92 et 96)
- Huffman, G., Bolvin, D., and Adler, R. (2011). last updated 2011 : Gpcp version 2.2 combined precipitation data set. *WDC-A, NCDC, Asheville, NC*. (cf p. 28 et 100)

IPCC (2007). *Summary for Policymakers. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*[Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds.)]. Cambridge University Press,, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. (cf p. 15, 25, 26, 29, 30, 51, 64, 74, 89, 94, 126 et 145)

James, I. (1995). *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge Univ Pr. (cf p. 15, 41 et 42)

Junquas, C., Vera, C., Li, L., and Le Treut, H. (2011). Summer precipitation variability over southeastern south america in a global warming scenario. *Climate Dynamics*, in press :1–17. (cf p. 52, 94, 95, 96, 98, 111, 113 et 117)

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., et al. (1996). The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3) :437–471. (cf p. 15, 16, 28, 37, 38, 39 et 56)

Karoly, D. (1989). Southern hemisphere circulation features associated with el niño-southern oscillation events. *Journal of Climate*, 2 :1239–1252. (cf p. 48)

Knutti, R. (2010). The end of model democracy? *Climatic change*, pages 1–10. (cf p. 66)

Kodama, Y. (1992). Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz). i : Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70(4) :813–836. (cf p. 34, 64, 123 et 125)

Krishnamurti, T., Kanamitsu, M., Koss, W., and Lee, J. (1973). Tropical east-west circulations during the northern winter. *Journal of Atmospheric Sciences*, 30 :780–787. (cf p. 100)

Labraga, J., Frumento, O., and López, M. (2000). The atmospheric water vapor cycle in south america and the tropospheric circulation. *Journal of climate*, 13(11) :1899–1915. (cf p. 100)

Leloup, J. (2006). Influence du changement climatique sur les caractéristiques d'ENSO par méthodes neuronales. *PhD. Thesis. Paris, France*, page 167pp. (cf p. 83)

Li, W. and Fu, R. (2004). Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over amazonia as diagnosed by the ecmwf re-analysis. *Journal of Climate*, 17(13) :2637–2651. (cf p. 148)

Li, Z. (1999). Ensemble atmospheric gcm simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. *Journal of Climate*, 12 :986–1001. (cf p. 65, 92, 96 et 98)

Liebmann, B., Vera, C., Carvalho, L., Camilloni, I., Hoerling, M., Allured, D., Barros, V., Báez, J., and Bidegain, M. (2004). An observed trend in central south american precipitation. *Journal of Climate*, 17(22) :4357–4367. (cf p. 147)

Lorenz, P. and Jacob, D. (2005). Influence of regional scale information on the global circulation : A two-way nesting climate simulation. *Geophysical research letters*, 32(18) :L18706. (cf p. 92, 96, 97 et 116)

- Lu, J., Vecchi, G., and Reichler, T. (2007). Expansion of the hadley cell under global warming. *Geophys. Res. Lett*, 34(1.06805). (cf p. 107 et 109)
- Mantua, N., Hare, S., Zhang, Y., Wallace, J., Francis, R., et al. (1997). A pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6) :1069–1080. (cf p. 147)
- Marengo, J., Liebmann, B., Grimm, A., Misra, V., Silva Dias, P., Cavalcanti, I., Carvalho, L., Berbery, E., Ambrizzi, T., Vera, C., et al. (2010). Recent developments on the south american monsoon system. *International Journal of Climatology*. (cf p. 34, 64 et 125)
- Marengo, J., Soares, W., Saulo, C., and Nicolini, M. (2004). Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncep-ncar reanalyses : Characteristics and temporal variability. *Journal of climate*, 17(12) :2261–2280. (cf p. 37 et 147)
- Marti, O., Braconnot, P., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Cauvel, A., Denvil, S., Dufresne, J., et al. (2006). The new ipsl climate system model : Ipsl-cm4.no. 26. institut pierre simon laplace des sciences de l'environnement global, paris. <http://dods.ipsl.jussieu.fr/omamce/IPSLCM4/DocIPSLCM4/FILES/DocIPSLCM4.pdf>. (cf p. 92 et 96)
- Meehl, G., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J., Stouffer, R., and Taylor, K. (2007). The wcrp cmip3 multimodel dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc*, 88 :1383–1394. (cf p. 28 et 66)
- Mo, K. (2000). Relationships between low-frequency variability in the southern hemisphere and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13 :3599–3610. (cf p. 16, 48, 62 et 143)
- Nakićenović, N., Alcamo, J., Davis, G., De Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grübler, A., Jung, T., Kram, T., et al. (2000). *IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES)*. Cambridge : Cambridge University Press. (cf p. 28 et 66)
- Nogués-Paegle, J. and Mo, K. (1997). Alternating wet and dry conditions over south america during summer. *Monthly Weather Review*, 125(2) :279–291. (cf p. 16, 44, 45, 57, 64, 65, 80, 142 et 146)
- Paegle, J. and Mo, K. (2002). Linkages between summer rainfall variability over south america and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 15(12) :1389–1407. (cf p. 47, 62, 65, 95 et 143)
- Peixoto, J. and Oort, A. (1992). *Physics of climate*. Springer. (cf p. 36)
- Philander, S. (1990). *El Niño, La Niña, and the southern oscillation*, volume 46. Academic Pr. (cf p. 46 et 47)
- Rasmusson, E. (1967). Atmospheric water vapor transport and the water balance of north america : Part i. characteristics of the water vapor flux field. *Monthly Weather Review*, 95(7) :403–426. (cf p. 35, 38 et 55)

Rind, D. and Perlitz, J. (2004). The response of the hadley circulation to climate changes, past and future. *The Hadley Circulation : Present, Past, and Future*, pages 399–435. (cf p. 95)

Robertson, A. and Mechoso, C. (2000). Interannual and interdecadal variability of the south atlantic convergence zone. *Monthly weather review*, 128(8) :2947–2957. (cf p. 44, 45, 46, 62, 65, 80, 95, 113 et 142)

Rodwell, M. and Hoskins, B. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14 :3192–3211. (cf p. 40, 43 et 64)

Roe, G. (2005). Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33 :645–671. (cf p. 147)

Saji, N., Goswami, B., Vinayachandran, P., and Yamagata, T. (1999). A dipole mode in the tropical indian ocean. *Nature*, 401(6751) :360–363. (cf p. 111)

Salio, P., Nicolini, M., and Saulo, A. (2002). Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. *Journal of geophysical research*, 107(D24) :4816. (cf p. 39)

Schwerdtfeger, W. (1976). *World survey of climatology volume 12 : climates of Central and South America*, volume 12. Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam. (cf p. 132)

Silva, G., Ambrizzi, T., and Marengo, J. (2009). Observational evidences on the modulation of the south american low level jet east of the andes according the enso variability. In *Annales geophysicae*, volume 27, pages 645–657. Copernicus. (cf p. 48)

Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., and Kobayashi, S. (2006). Era-interim : New ecmwf reanalysis products from 1989 onwards. ecmwf, shinfield park. *Reading, Berkshire RG2 9AX, UK*, 25. (cf p. 28 et 100)

Sörensson, A., Menéndez, C., Samuelsson, P., Willén, U., and Hansson, U. (2010). Soil-precipitation feedbacks during the south american monsoon as simulated by a regional climate model. *Climatic change*, 98(3) :429–447. (cf p. 148)

Tanaka, H., Ishizaki, N., and Kitoh, A. (2004). Trend and interannual variability of walker, monsoon and hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. *Tellus A*, 56(3) :250–269. (cf p. 100)

Van Oldenborgh, G., Philip, S., and Collins, M. (2005). El nino in a changing climate : a multi-model study. *Ocean Science*, 1(2) :81–95. (cf p. 83)

Vecchi, G. and Soden, B. (2007). Global warming and the weakening of the tropical circulation. *Journal of Climate*, 20(17) :4316–4340. (cf p. 95, 109, 112 et 117)

Vecchi, G., Soden, B., Wittenberg, A., Held, I., Leetmaa, A., and Harrison, M. (2006). Weakening of tropical pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, 441(7089) :73–76. (cf p. 95, 109, 112 et 117)

- Vera, C., Baez, J., Douglas, M., Emmanuel, C., Marengo, J., Meitin, J., Nicolini, M., Nogues-Paegle, J., Paegle, J., Penalba, O., et al. (2006a). The south american low-level jet experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(1) :63–78. (cf p. 37 et 54)
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochin, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., Nogues-Paegle, J., Silva Diaz, P.-L., and Zhang, C. (2006b). Towards a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate*, 19 :4977–5000. (cf p. 30, 64, 94, 103 et 126)
- Vera, C. and Silvestri, G. (2009). Precipitation interannual variability in south america from the wcrp-cmip3 multi-model dataset. *Climate dynamics*, 32(7) :1003–1014. (cf p. 66 et 83)
- Vera, C., Silvestri, G., Barros, V., and Carril, A. (2004). Differences in el nino response over the southern hemisphere. *Journal of climate*, 17(9) :1741–1753. (cf p. 113)
- Vera, C., Silvestri, G., Liebmann, B., and González, P. (2006c). Climate change scenarios for seasonal precipitation in south america. *Geophysical Research Letters*, 33 :L13707, doi :10.1029/2006GL025759. (cf p. 34, 66, 71, 74, 94, 101, 102 et 125)
- Vera, C., Vigliarolo, P., and Berbery, E. (2002). Cold season synoptic-scale waves over subtropical south america. *Monthly Weather Review*, 130 :684–699. (cf p. 34)
- Virji, H. (1981). A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over south america estimated from cloud winds. *Monthly Weather Review*, 109 :599–610. (cf p. 39 et 60)
- Wu, R. and Kirtman, B. (2007). Regimes of seasonal air-sea interaction and implications for performance of forced simulations. *Climate dynamics*, 29(4) :393–410. (cf p. 116)
- Xie, P. and Arkin, P. (1997). Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11) :2539–2558. (cf p. 15, 28, 35, 66 et 100)
- Zhou, J. and Lau, K. (1998). Does a monsoon climate exist over South America ? *Journal of Climate*, 11 :1020–1040. (cf p. 34)

