Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

La influencia del estado del suelo en los procesos asociados a la precipitación en la región del monzón sudamericano

Collini, Estela Angela

2008

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Collini, Estela Angela. (2008). La influencia del estado del suelo en los procesos asociados a la precipitación en la región del monzón sudamericano. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:
Collini, Estela Angela. "La influencia del estado del suelo en los procesos asociados a la precipitación en la región del monzón sudamericano". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2008.

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

La influencia del estado del suelo en los procesos asociados a la precipitación en la región del monzón sudamericano

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Estela Ángela Collini

Directores de tesis: **Dr. Ernesto H. Berbery**
Dr. Vicente R. Barros

Consejero de Estudios: **Dr. Mario N. Nuñez**

Lugar de trabajo: Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos de la Universidad de Maryland (Estados Unidos de Norteamérica), Servicio de Hidrografía Naval de la República Argentina, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos de la Universidad de Buenos Aires.

Buenos Aires, Febrero de 2008

INDICE

RESUMEN……..... 1

ABSTRACT…….. 3

AGRADECIMIENTOS……..……. 5

CAPITULO 1
INTRODUCCIÓN

1.1 El Sistema Monzónico…… 6

1.2 Interacciones suelo-atmósfera……... 8

1.3 Algunos interrogantes que se plantean a dilucidar…….. 10

CAPITULO 2
OBJETIVO Y PLAN DE INVESTIGACIÓN

2.1 Descripción del objetivo……..……..... 12

2.2 Metodología……..... 13

2.2.1 El período de tiempo seleccionado ……..15

2.2.2 La simulación control: los campos medios…… 15

2.2.3 Los experimentos con las modificaciones de la humedad del suelo en el modelo Eta…….……...….. 16

2.2.4 El cálculo de las anomalías…… 16

Figuras y tablas del Capitulo 2……..19

CAPITULO 3
EL MODELO EMPLEADO EN LOS EXPERIMENTOS

3.1 Descripción del modelo ……..... 20

3.1.1 El modelo atmosférico……... 20

3.1.2 El modelo de superficie acoplado al modelo atmosférico……...…….. 27

3.1.3 Las variables calculadas con el modelo que se utilizan en los experimentos

……..…….... 29

3.2 Antecedentes del uso del modelo Eta sobre Sudamérica…….. ……. 32

3.2.1 El estudio de la precipitación de primavera y el flujo de vapor de agua sobre Sudamérica Subtropical …….……. 32

3.2.2 El Procesamiento Experimental en la Universidad de Maryland(UMD).32

3.2.3 Evaluación durante el SALLJEX…….....33

3.2.4 Evaluación del modelo Eta para estudios hidrometeorológicos……. 34

Figuras y tablas del Capitulo 3……... 35

CAPITULO 4
CLIMATOLOGIA DEL MES DEL ESTABLECIMIENTO DEL MONZÓN SUDAMERICANO

4.1 Introducción…….. 44

4.2 Simulación de la primavera del Hemisferio Sur……. 45

4.2.1 El octubre medio climatológico. ..... …… ... 45

4.2.2 Las simulaciones de las variables de superficie con el modelo Eta. La precipitación media……....45

4.2.3 Flujo de calor latente, flujo de calor sensible, CAPE y CIN medios……47

4.3 Vegetación, humedad del suelo, escorrentía, evaporación, y temperatura de la superficie. ……..... 50

4.4 La estructura vertical del octubre medio…….… 52

4.4.1 El flujo de Humedad integrado en la vertical….…….. 52

4.4.2 La circulación en Capas Bajas (LLJ)……..... 53

4.4.3 La convergencia del flujo de humedad integrado en la vertical ……. 54

4.4.4 Movimientos Verticales …….……..... 55

4.5 Algunas conclusiones parciales…… 56

Figuras y tablas del Capitulo 4…….57

CAPITULO 5
LOS EFECTOS DE LA HUMEDAD DEL SUELO

5.1 Introducción……. **70**

5.2 Campos de anomalías de las variables…….. **72**

5.2.1 Variables de Superficie…….. **72**

5.2.2 Las series temporales de Flujo de calor latente, flujo de calor sensible, CAPE, CIN, Bowen ……..…… **80**

5.3 Caracterización de las Anomalías en la estructura vertical del octubre medio…... **82**

5.3.1 Perfiles verticales.…… **82**

5.3.2 El flujo de Humedad y su convergencia …….. **83**

5.3.3 La circulación en Capas Bajas…….. **84**

5.3.4 El agua precipitable.…….. **85**

5.4 Algunas conclusiones parciales…… **86**

Figuras y tablas del Capitulo 5…….... **88**

CAPITULO 6
VARIACIONES DURANTE EL NIÑO 1982-83

6.1 El ciclo del Niño 82-83…….…… **110**

6.2 Las corridas control y anomalías de los meses seleccionados del EN 82- 83…… **112**

6.2.1 La precipitación……..…….... **112**

6.2.2 La evaporación……... **114**

6.2.3 La convergencia del Flujo de Humedad…… . **116**

6.3 Los procesos de superficie……..... **120**

6.4 La estructura vertical …….... **123**

6.5 Algunas conclusiones parciales ……..... **127**

Figuras y tablas del Capitulo 6……... **129**

CAPITULO 7
CONCLUSIONES FINALES

Conclusiones Finales. ……. 150
APENDICE……..153

REFERENCIAS…….. 159

RESUMEN

El tema principal de esta tesis es la investigación de los procesos de realimentación suelo-atmósfera, que tienen lugar dentro del sistema monzónico de Sudamérica. Este estudio utiliza simulaciones con un modelo regional para responder una serie de interrogantes: a***) cual es el rol de las condiciones de superficie en el desarrollo del monzón?; b) cuales son las sinergias entre la humedad del suelo y la precipitación?; c) cómo son afectadas las circulaciones regionales como resultado de los efectos de superficie?***.

Con el modelo regional Eta (Mesinger 1997; Mesinger et al. 1988; Black, 1994), sobre un dominio de integración que cubre toda la América del Sur y parte de América Central, utilizando como campos iniciales y condiciones de contorno los reanálisis del Proyecto de Reanálisis NCAR-NCEP (Kalnay et. al., 1996), se realizaron distintos experimentos de sensibilidad a las condiciones iniciales de superficie. Los resultados de las simulaciones permiten concluir que, aunque las modificaciones en las condiciones de superficie, se imponen en el inicio de las integraciones del modelo, el efecto sobre todas las variables analizadas se observa en todo el periodo de integración. Las simulaciones se realizaron para distintos meses de octubre, con el fin de asegurarse que los resultados sean independientes de un año en particular. El mes de octubre se encuadra dentro de la primavera temprana, época durante la cual las condiciones de superficie sobre la región del monzón favorecen la interacción suelo-atmósfera. Los análisis efectuados a partir de los resultados de las corridas individuales indican que, la superficie y el forzante dinámico actúan en la región del monzón independientemente de las condiciones de gran escala (El Niño, La Niña y año neutro) probando que los resultados son robustos.

Se comprobó que la precipitación media mensual del mes de octubre, resultante de las simulaciones realizadas con el modelo Eta, es similar a la climatológica obtenida a partir de observaciones satelitales y a los reanálisis globales. El campo ensemble de precipitación exhibe las principales características de las observaciones, tanto sobre el océano como el continente, y en particular de la precipitación monzónica. Asimismo, las simulaciones reproducen las principales características de los campos del flujo de humedad, incluidas la entrada del flujo del Océano Atlántico y el jet de capas bajas (LLJ) al este de los Andes. Se demostró que la representación del jet de capas bajas Sudamericano (SALLJ) lograda por el modelo Eta es de mayor resolución que la representada por los reanálisis globales. Se realizaron los estudios de sensibilidad del modelo a los cambios en la humedad del suelo y se calcularon las anomalías de variables representativas.

La investigación se completó examinando el rol de las anomalías de la humedad del suelo, en las características estacionales y la variabilidad interanual de la componente atmosférica del ciclo hidrológico, sobre Sudamérica subtropical. Simulaciones con el modelo Eta para meses ilustrativos del ENOS 82-83, indican que la ubicación y fuerza

del LLJ, así como la variabilidad del transporte de humedad durante el ENOS 82-83, reflejan la influencia de las condiciones de superficie. El LLJ se desplaza hacia lo alto como indican las anomalías positivas en superficie y negativas en niveles más altos (~700 hPa). Además, como consecuencia de los cambios en la estructura del LLJ y la reducción en la disponibilidad de humedad debido a la menor evaporación, se produce una reducción del transporte de humedad por el LLJ. En marzo del periodo estudiado, se observa la mayor anomalía, mientras que durante el verano austral, la combinación de las características del ENOS con las condiciones estacionales, parece imponerse sobre el efecto de la superficie.

Palabras clave: modelo, simulaciones, monzón, realimentación suelo-atmósfera, humedad del suelo, sensibilidad a las condiciones iniciales, anomalías, ENOS, LLJ.

ABSTRACT

The main theme of this dissertation is the research on the land–atmosphere feedback processes that take place in the South American monsoon system. This study employs regional model simulations to respond to the following questions: a) what is the role of the surface conditions in the development of the monsoon? b) Which are the synergies between the soil moisture and the precipitation, c) How are the regional circulations affected by the surface states?

The simulations were performed with the regional mesoscale Eta model (Mesinger 1997; Mesinger et al. 1988; Black, 1994), using the NCEP/NCAR Reanalysis (Kalnay et al., 1996) as initial and boundary conditions over a domain covering South America and part of Central America. Sensitivity experiments of the model response to soil moisture changes were performed. The imposed soil moisture anomalies are introduced as initial conditions, but their effects persist for the entire length of the simulation, as noticed in all the analyzed variables. The month long simulations were carried out for different October months in order to ensure that the results are not dependent of a particular year. The choice of October corresponds with the early austral spring when surface conditions over the monsoon region are shown to favor the land-atmosphere interactions. Analysis of the individual runs indicates that the surface and dynamical forcings act in the monsoon region independently of the large scale conditions (El Niño, La Niña and Neutral years), thus suggesting that the results are robust.

The control simulations bear a consistent resemblance with satellite-based observations and global reanalysis-based climatologies. The ensemble precipitation field exhibits all the major features of the observations, both over ocean and land, and particularly the monsoon precipitation. Likewise, the simulations reproduce the main features of the moisture flux fields as represented by global reanalysis, including the inflow from the Atlantic Ocean and the Low-level Jet (LLJ) east of the Andes Mountains. However, the higher resolution of the model simulations represents the narrow South American Low Level Jet (SALLJ) better than the global. Sensitivity analysis to changes in the soil moisture initial conditions was performed, and the anomalies of the representative variables were calculated.

The research is completed by examining the role of soil moisture anomalies on the seasonal characteristics and the interannual variability of the atmospheric component of the hydrological cycle over subtropical South America. Simulations with the Eta model for selected months of the ENSO 1982-83 indicate that, the location and strength of the LLJ, as well as the moisture transport variability during ENSO 82-83, reflect an influence of the surface conditions. The LLJ tends to shift upwards, as indicated by the positive anomalies near surface and negative anomalies at higher levels (~700 hPa**).** In addition, as a consequence of the changes in the LLJ structure and the reduced availability of moisture due to lower evaporation, the moisture transport by the LLJ is

reduced as well. March is the month when the largest anomaly is observed, whereas during summer the ENSO effects combined with the seasonal conditions appear to overshadow the surface changes impact.

Key words: model, simulations, monsoon, land-atmosphere feedback, soil moisture, sensitivity to initial conditions, anomalies, ENSO, LLJ.

.

.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer al Dr. Ernesto H. Berbery por su guía y respaldo en el desarrollo de esta tesis. Vaya también mi agradecimiento al Dr. Vicente R. Barros por sus consejos y valiosos comentarios. A la Dra. Julia Nogués- Paegle, quién fue directora de mi Master en Meteorología en la Universidad de Utah, EE. UU., que me sugirió, durante el desarrollo del CONGREMET del año 2001, la idea de hacer el doctorado en Ciencias de la Atmósfera en la Universidad de Buenos Aires. Al Dr. Mario N. Nuñez, quién como Consejero de Estudios, contribuyó a que lo llevara a cabo. A la Dra. Eugenia Kalnay, quién, durante mis estadías en la Universidad del Maryland apreció el desarrollo de mi tarea. A los profesores y compañeros de las materias por las que tuve que transitar durante estos años; ya que con los primeros actualicé mis conocimientos, mientras que los segundos me incorporaron en sus filas. Y finalmente a mi familia, mis amigos de aquí y de allá, y mis compañeros de trabajo de aquí y de allá, con quienes compartí el anecdotario del desarrollo de esta investigación.

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 El Sistema Monzónico

El clima monzónico se puede encontrar en varios lugares alrededor del mundo. El término monzón indica una reversión estacional en la circulación de gran escala conducida por el calor diferencial entre el continente y los océanos. La variabilidad de la precipitación de la estación cálida sobre la Sudamérica tropical, juega un papel muy importante en la circulación atmosférica debido al calor diabático asociado a través de circulaciones locales del tipo Hadley (Zhou y Lau, 1998) y a la excitación de ondas que se propagan e influencian otras regiones (Silva Dias et al., 1987). Se observan varios modos de variabilidad y aunque el calor diurno es un forzante básico en los trópicos, el ciclo diurno de la precipitación exhibe marcadas variaciones regionales asociadas con las circulaciones de capas bajas (Berbery y Collini, 2000)

Zhou y Lau (1998) demostraron el carácter monzónico de la circulación del verano en Sudamérica y la denominaron "El sistema monzónico de Sudamérica", en ese trabajo los autores expusieron que durante el verano austral, mientras que sobre el Altiplano Boliviano, predomina el flujo de calor latente derivado de la convección profunda, acompañando el establecimiento del monzón; en el centro del verano el mayor centro de calor diabático se mueve hacia los 20° Sur, siguiendo la migración del sol, y se genera una baja térmica sobre el Gran Chaco. Estos autores concluyeron que cuando la precipitación monzónica se inicia en las laderas del sur del Brasil, la temperatura troposférica aumenta significativamente, creando un gradiente considerable entre el continente y el océano Atlántico Sur, es ahí cuando el flujo de calor latente se convierte en la componente mayor del calentamiento que mantiene la estructura térmica de la troposfera sobre la región del monzón. En el estado maduro, el calentamiento alcanza su máximo y el aire cálido se extiende ampliamente en sentido longitudinal sobre la Sudamérica subtropical. Hacia fines de febrero, la intensidad del calentamiento disminuye significativamente, acompañando la migración del sol hacia el hemisferio norte.

La configuración climática de la región comprende entre otras componentes, a la Alta Boliviana (Lenters y Cook, 1994) como uno de los rasgos prominentes de la circulación en altura durante el verano austral, la zona de convergencia del Atlántico Sudoccidental especialmente intensa en la primavera tardía y el verano y el LLJ con su aporte de humedad durante todo el año hacia la Cuenca del Plata. Nogués-Paegle y Mo (1997) definen que las circulaciones monzónicas sobre Sudamérica son similares a las de Norteamérica y Asia con características de brisas tierra-mar, copiosas lluvias de

verano, un anticiclón en altura (Alta boliviana) y una intensificación del jet subtropical. A esta caracterización hay que sumarle los eventos extremos del ciclo del ENSO (El Niño Southern Oscillation) que tiene un efecto generalizado en la precipitación en toda Sudamérica.

La región de los Andes presenta una fuerte señal monzónica en la estación cálida incluyendo una reversión del flujo. La presencia monzónica parece actuar simbióticamente con la corriente en chorro de capas bajas (Low Level Jet, de aquí en adelante LLJ) al este de los Andes durante la estación cálida. En otras épocas del año tanto la presencia del LLJ como su variabilidad año a año puede ser explicada en términos del efecto mecánico de bloqueo de la orografía (Byerle y Paegle, 2002). Nigam et al. (1988) sugirió que el efecto mecánico tiene una influencia de primer orden en gran parte del mundo, pero es menos importante que los efectos transientes y de calentamiento, en particular alrededor de los 300 hPa cerca de los Andes.

Una de las principales fuentes de humedad en la región es el LLJ (Virji 1981; Nogués-Paegle y Mo, 1997; Paegle J, 1998; Berbery y Collini 2000; Marengo et al., 2002; Byerle y Paegle, 2002), que es similar a la que afecta las Grandes Praderas en los Estados Unidos de América (Berbery et al.,1996), aunque se diferencia principalmente en que lo podemos encontrar todo el año en Sudamérica (Berbery y Barros, 2002) mientras que en Norteamérica sólo aparece en la estación cálida. Kleeman (1989) utilizó un modelo lineal de 2 niveles para enfatizar la influencia de los Andes en las circulaciones de verano en capas bajas, explicando el LLJ al este de los Andes como un efecto reflectivo de los modos de onda corta de Rossby asociados a la orografía.

El proyecto SALLJEX (South American Low-Level Jet Experiment), fue una componente del programa CLIVAR/VAMOS (Nogués-Paegle et al, 2002), el cual constituyó un esfuerzo internacional coordinado para contribuir al esclarecimiento del papel de la corriente en chorro en capas bajas (SALLJ) en el intercambio de humedad y energía en la región, y el conjunto de observaciones obtenidas durante el desarrollo del proyecto han mejorado la comprensión de los mecanismos que lo conforman. El SALLJEX tuvo lugar durante el verano austral 2002-2003 y proveyó de un conjunto de datos único en su género para poder evaluar la verosimilitud de los modelos en su representación de la atmósfera en la vecindad de los Andes. El experimento enfocó sobre el LLJ y su rol en el transporte de humedad que alimenta los sistemas convectivos de meso-escala sobre la Cuenca del Plata (Paegle et al., http://www.met.utah.edu/jnpaegle/research/ALLS.html).

En octubre se inicia el fortalecimiento de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (de aquí en adelante ZCAS), que constituye una característica climatológica importante de la primavera tardía y del verano austral en Sudamérica, cuyo dominio geográfico comprende una banda elongada de fenómenos de convección, que se origina en la Cuenca del Amazonas y se extiende hacia el sudeste de Brasil y penetra en el Océano Atlántico Sudeste (Kodama 1992, 1993; Satyamurti et al.1998; Carvalho et al. 2002).

La intensidad de la variabilidad intraestacional sobre Sudamérica especialmente sobre el este y sudeste del Brasil esta asociada a los cambios en la ubicación e intensidad de la ZCAS. En las escalas interanuales o más largas la ZCAS está asociada con una circulación de las perturbaciones de la troposfera alta, prácticamente aislada durante el verano austral, pero fuertemente teleconectada con el ENSO en la primavera (Nogués Paegle et al, 2002). La expansión y supresión de la convección sobre la ZCAS está asociada con los transportes de humedad y lluvia sobre la Sudamérica subtropical y despliegue de anomalías hacia el oeste en el Océano Pacifico (Nogués Paegle y Mo, 1997).

Las características climáticas descritas en los párrafos precedentes impactan a la Sudamérica subtropical, que constituye es una de las regiones más densamente poblada del planeta, con una hidrografía poderosa y en consecuencia una hidrología excepcional y sujeta a variabilidad climática significativa, factores que afectan profundamente las economías regionales. Esta región subtropical incluye la **Cuenca del Plata** que se encuentra distribuida geográficamente en el Sur del Brasil, Sudeste de Bolivia, Uruguay, Paraguay y noreste de Argentina y con una hidrografía que contiene como cursos de agua principales los ríos Paraná, Paraguay, Uruguay, Pilcomayo, Bermejo, Tieté, e Iguazú. Los ríos Paraná y Paraguay constituyen un corredor hídrico sobre el que se extiende la Hidrovía Paraná-Paraguay en un tramo de 3442 km. entre Puerto Cáceres (Brasil) y Nueva Palmira (Brasil), con un área de influencia de 700.000 km2 en la cual se alberga una población de alrededor de 40 millones de habitantes y que provee la mayor arteria de comunicación fluvial y de transporte para los países de Argentina, Bolivia, Brasil, Paraguay y Uruguay.

1.2 Interacciones suelo-atmósfera

Mientras que la componente advectiva del forzante de precipitación ha sido bastante estudiada (Insunza y Berri, 1990; Nicolini et al., 2002; Caffera, 2003, entre otros) y en particular durante SALLJEX tal como lo muestran los estudios más recientes cuyos resultados se presentaron durante la 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (auspiciada por la American Meteorological Society (AMS) (Falvey y Garreaud, 2006; Galvez et al., 2006; Herdies et al., 2006; Mejia y Douglas, 2006; Nicolini et al., 2006; Nogués-Paegle et al, 2006; Rozante y Cavalcanti, 2006; Salio et. al, 2006), los efectos locales de condiciones del suelo son prácticamente desconocidos. Distintos autores han estudiado el papel de la humedad del suelo en el clima, Trenberth y Guillemot (1996) han sugerido que la humedad del suelo influye en el aumento de la persistencia de eventos extremos de precipitación. Algunos estudios observacionales recientes (Betts y Ball, 1994; Findell y Eltahir, 1997; Eltahir 1998) han encontrado lazos significativos entre la humedad del suelo y clima del verano en escala local.

Debido a que sólo se dispone de reducidos conjuntos de observaciones en la escala local, se han realizados numerosos estudios con modelos numéricos, investigando

la realimentación entre la humedad del suelo y la precipitación usando modelos de circulación general (GCMs; por ej. Rind 1982; Oglesby y Erickson III 1989; Atlas et. al. 1993, Beljaars et al. 1996) y modelos de clima regional (RCMs; por ej. Seth y Giorgi 1998; Schär et al. 1999; Bosilovich y Sun 1999; Pal y Eltahir 2001). En general todos estos estudios señalan una realimentación positiva entre humedad del suelo y la precipitación en las épocas de mayor actividad convectiva en latitudes medias. Últimamente Pal y Eltahir (2003), han estudiado con un modelo climático, el RegCM del NCAR**,** para distintas regiones de Norteamérica durante el verano, el impacto en el desplazamiento de las storm tracks provocado por distintas inicializaciones de la humedad del suelo. Estos autores han demostrado con distintas experiencias que la falta de un campo consistente de humedad del suelo, resulta en una inadecuada representación de los procesos dinámicos de gran escala, y consecuentemente provoca errores severos en los campos de las variables hidrológicas.

La dinámica de la escala sinóptica juega un papel importante en el sistema monzónico, aunque se reconoce también el efecto de las condiciones de superficie. En un trabajo de Betts y Viterbo (2005), empleando los reanálisis del Centro Europeo para el pronóstico del tiempo en el mediano plazo ERA-40 (European Reanalyses 40), se muestra que los campos de precipitación y total de nubes en el Amazonas sudoccidental parecen estrechamente relacionados con a la velocidad vertical, concluyendo ambos autores que el forzante dinámico prevalece sobre los efectos de superficie. Al mismo tiempo los mismos autores encontraron un fuerte acoplamiento entre la capa superior de la humedad del suelo y la humedad relativa que afectan el nivel de condensación, la base de las nubes, la profundidad de la capa límite y la radiación neta saliente de onda larga.

Liebmann y Marengo (2001) mostraron que, la diferencia entre el comienzo y fin de la estación lluviosa tiene mayor influencia en la variación interanual de la precipitación en SAM, comparado con la variación de la intensidad de la precipitación durante la misma. Sin embargo no está muy claro como el aumento de los flujos de superficie locales y el gradiente de temperatura océano-tierra contribuye a la desestabilización de la atmósfera y al aumento del vapor de agua necesario para la generación de la lluvia durante la estación húmeda. Si el flujo de calor latente de la superficie es una importante fuente de humedad para la transición de la estación seca a la lluviosa, una disminución del flujo de calor latente en superficie durante un periodo previo a la estación lluviosa (un aumento del indicador Bowen), haría más lenta la transición y retrasaría la instalación de la misma. Por otro lado, si la fuente de humedad primaria es el transporte desde el Atlántico, las condiciones de sequedad previas a la estación lluviosa provocarían un aumento del flujo de humedad desde el Atlántico, debido al aumento del flujo de calor sensible y consecuentemente un gradiente de temperatura muy fuerte entre el océano y el continente (Li y Fu, 2004). Xue el al. (2006) llegaron a una representación más realista de la evolución del monzón sudamericano mediante modificaciones al indicador Bowen, provenientes de una representación explicita de los procesos de la vegetación. Por otro lado, Goncalves et al. (2006), inicializando el modelo Eta con los campos de humedad del suelo del SALDAS (South American Land Data Assimilation System), obtuvieron un mejoramiento en los pronósticos de precipitación comparado con la climatología; demostrado por los valores

del ETS *(*Equitable Threat Score) calculado con respecto a los campos observados de precipitación en superficie. Asimismo, los autores lograron una disminución (hasta el 53%) en el error cuadrático medio comparado con los análisis del NCEP para los campos de altura geopotencial de 500 hPa y de presión a nivel del mar.

1.3 Algunos interrogantes que se plantean a dilucidar

En las secciones 1.1 y 1.2 del Capítulo 1 se ha descrito, en base a las investigaciones de los distintos autores, el sistema monzónico de América del Sur y los mecanismos de interacción suelo-atmósfera. Dentro de este marco se plantean una serie de interrogantes a responder, entre los cuales podemos enunciar las siguientes cuestiones a las que se intentará dar respuesta durante el transcurso de esta tesis, utilizando un modelo regional de pronóstico del tiempo para realizar experimentos de sensibilidad a las condiciones iniciales de superficie:

Cual es el rol de las condiciones de superficie en la etapa inicial del monzón?

Cuales son las sinergias entre la humedad del suelo y la precipitación?

Cómo son afectadas las circulaciones regionales como resultado de los efectos de superficie?

Para dar respuesta a estas preguntas se examinaran los distintos mecanismos de intercambio entre la atmósfera y la superficie de la tierra. Siguiendo a Viterbo (2001), podemos decir que la influencia de la superficie de la tierra se hace sentir en varias escalas temporales y espaciales; a) la atmósfera está en contacto directo con la superficie que actúa como fuente o sumidero de entalpía y humedad de la atmósfera a través de los flujos de calor sensible y la evaporación; y es sumidero de cantidad de movimiento de la atmósfera a través del tensor de superficie; b) las condiciones de superficie actúan como regulador de ciclos de retroalimentación en el sistema climático; c) la partición de la radiación neta en la superficie entre flujos de calor sensible y latente determina la evolución de la humedad del suelo que actúa como un forzante o modulador de la variabilidad de baja frecuencia; finalmente los flujos de energía de superficie determinan en gran medida las variables en superficie como la temperatura, humedad, velocidad de viento y en menor medida nubosidad baja y precipitación. Cabe señalar que la vida de la humanidad se desarrolla dentro de los 2 metros inferiores de la atmósfera y por lo tanto se ve afectada por las condiciones atmosféricas más cercanas a superficie.

A diferencia de lo que ocurre con la superficie del mar donde la evaporación se produce a una tasa potencial, sobre la superficie de la tierra existen mecanismos adicionales que reducen la tasa de evapotranspiración (ver definición en Apéndice 1) como la sequedad del suelo o los mecanismos fisiológicos que reducen o eliminan la transpiración de las hojas y tallos en regiones de considerable vegetación. La precipitación excede a la evaporación sobre tierra mientras que en el mar ocurre lo

contrario, entonces para cerrar el balance en la atmósfera terrestre la diferencia entre precipitación y evaporación debe ser equilibrada por la advección horizontal de humedad, y ésta a su vez por el escurrimiento de los ríos para cerrar el ciclo hidrológico (Viterbo, 2001).

El desarrollo de esta tesis comprende siete capítulos, siendo el presente la introducción; en el capítulo 2 se describirá el objetivo y el plan de investigación; en el capítulo 3 se detallará la versión del modelo utilizado en los experimentos; en el capítulo 4 se presentará la climatología del mes de octubre, representativo de los prolegómenos del monzón sudamericano; en el capítulo 5 se explicarán los efectos de los cambios en las condiciones de superficie durante las primeras etapas del monzón sudamericano; en el capítulo 6 se describirán dichos efectos dentro de la variabilidad interanual de El Niño 1982-83; y en el capítulo 7 se expondrán las conclusiones finales.

CAPITULO 2

OBJETIVO Y PLAN DE INVESTIGACIÓN

2.1 Descripción del objetivo

Teniendo como marco lo detallado en las secciones 1.1 y 1.2, del Capítulo 1, se propone investigar detalladamente los mecanismos de realimentación entre la humedad del suelo y la precipitación durante la primera etapa del monzón sudamericano, realizando experimentos de sensibilidad a las condiciones iniciales de humedad del suelo con el fin de dar respuesta a los interrogantes esbozados en la sección 1.3 del Capitulo 1, utilizando un modelo de pronóstico numérico del tiempo de mesoescala.

Como primera etapa del monzón se eligió el mes de octubre ya que corresponde a la primavera temprana, época del año en la cual, las condiciones de superficie en la región del monzón favorecen la interacción tierra-atmósfera. Se examinarán los mecanismos para el mes de octubre de años de características climáticas diferentes, para asegurar que los resultados no dependen de un año en particular.

Del mismo modo, dada la sensibilidad de algunas regiones a las fases del fenómeno ENSO, esta investigación buscará elucidar si existe una dependencia entre la intensidad de los efectos suelo-atmósfera y las fases de ENSO concentrándose en el evento 1982-83. Se investigará la hipótesis que la precipitación abundante, inducida por El Niño (EN), durante el invierno del hemisferio sur favorece la presencia de suelos excesivamente húmedos durante la primavera, y por ende provee una fuente de humedad adicional que colabora con la inestabilidad y favorece la precipitación, aún cuando el episodio de El Niño (EN) haya concluido.

Como paso previo tenemos que clarificar las características estacionales del ciclo hidrológico en la región sudamericana. El estudio de las componentes del ciclo hidrológico en Sudamérica se ha realizado hasta la actualidad, en la mayoría de los casos, utilizando tanto los campos resultantes de los modelos atmosféricos globales de análisis y pronóstico, como realizando el análisis estadístico **(**Vargas et al., 1995), (Vargas y Minetti, 1997), (Penalba y Vargas, 1993, 1996) de series temporales de observaciones. Sin embargo, muchos de los interrogantes científicos sobre la composición y comportamiento de estas componentes todavía están sin adecuada respuesta, principalmente debido en el primer caso a la baja resolución de los modelos globales y en el segundo a la baja densidad de la red de observaciones meteorológicas en la región, y especialmente de las observaciones de la estructura vertical de la atmósfera.

Dentro de las inconvenientes en el uso de los modelos globales de pronóstico del tiempo, podemos mencionar las dificultades en los cálculos de la convergencia de los flujos de humedad en la región nos que ocupa, debido a la gran incertidumbre en los valores de los vientos analizados por los modelos globales así como en la distribución

vertical de los mismos, tal como se ha mostrado por Wang y Paegle (1996). Parte de los problemas se deben a la baja resolución de los análisis globales que pierden importantes aspectos que caracterizan el balance de humedad. El uso de los reanálisis más recientes tampoco ha mejorado los cálculos. Min y Schubert (1997) encuentran diferencias sustanciales en las anomalías de flujo de humedad entre los dos tipos de reanálisis que estudian. Esto ocurre aún en regiones con relativamente abundante cantidad de observaciones, lo que resulta en diferencias sustanciales en el promedio sobre un área de la convergencia de flujo integrada en la vertical. Los autores aclaran también que la adecuada representación de los LLJ es crítica para obtener estimaciones adecuadas de convergencia anómala del flujo. Pequeñas diferencias en la estructura y ubicación de los vientos en regiones de humedad elevada llevan a grandes diferencias en la convergencia.

En cambio, los análisis y pronósticos de los modelos regionales y en particular del modelo Eta en el cual se enfoca esta tesis, permiten resolver con mayor ajuste el ciclo diurno y las características particulares de pequeña escala de la circulación. Este modelo ofrece la posibilidad de definir los bordes de una cuenca con mayor aproximación a los bordes físicos y entonces poder excluir los regimenes de precipitación y/o superficies oceánicas que no son parte de la cuenca. Asimismo otra de sus capacidades, como consecuencia de los esquemas numéricos que emplea, es una mejor resolución vertical en la capa límite y una adecuada resolución de la topografía utilizando la coordenada Eta, comparada con la topografía media de los reanálisis y la topografía envolvente del ECMWF.

2.2 Metodología

Se propone utilizar un modelo regional de mesoescala para investigar la sensibilidad del clima a las condiciones de superficie. Los experimentos se realizarán con el modelo Eta, procesándolo para meses específicos dentro de años elegidos según se produzca o no el fenómeno ENSO. Recientemente fueron realizadas evaluaciones del modelo Eta para estudios hidrometeorológicos sobre Sudamérica por Nogués–Paegle et al. (2006) con las observaciones obtenidas durante el proyecto SALLJEX; Bustamante et al. (2006) describen una climatología estacional sobre Sudamérica; Pisnitchenko et al. (2006) realizan una evaluación del modelo utilizando condiciones de borde del modelo global del Hadley Centre, mientras que Rozante y Cavalcanti (2006) mostraron experimentos realizados con el modelo durante el SALLJEX. Asimismo cabe mencionar entre los primeros trabajos sobre la aplicación del modelo en la región el de Berbery y Collini (2000), algunos de sus resultados se mostraran en el Capitulo 3 y el de Saulo et al. (2000) utilizando el modelo Eta para caracterizar el LLJ durante el verano 1997-1998.

La versión del modelo Eta que se utilizó para este estudio será descrita en el Capitulo 3 de esta tesis, en el cual se detallará también las características y el cálculo de las variables involucradas en este estudio. Se obtendrá la climatología media mensual de las variables principales tanto en superficie como en la estructura vertical de la

atmósfera para meses seleccionados. Se trabajará con las variables de superficie como precipitación, flujo de calor latente, flujo de calor sensible, radiación saliente y entrante, energía potencial convectiva disponible, inhibición de convección, escurrimiento y evaporación. En cuanto a los niveles verticales se obtendrán los campos de convergencia del flujo de humedad y las componentes del mismo, agua precipitable y variables relacionadas.

Se efectuará una descripción de la variabilidad interanual para el EN 1982-1983, del intercambio de humedad y energía entre los trópicos y extra-trópicos y aspectos regionales de la hidrología, clima y variabilidad climática utilizando los campos resultantes del procesamiento del modelo de las variables precipitación, humedad del suelo, evaporación entre otras, explicando la circulación e impactos en la región del monzón sudamericano.

Se realizarán los estudios de sensibilidad del modelo a los cambios en la humedad del suelo en los meses seleccionados y se calcularán las anomalías de variables representativas. Se analizará la señal, tanto en la superficie como en los niveles superiores de la atmósfera y la Capa Límite, de los flujos de humedad y su convergencia. Dentro de regiones geográficas características tales como el Sureste de Suramérica, y la zona del establecimiento del monzón sudamericano entre otras, se evaluará la transición latitudinal de la precipitación. Finalmente se realizará el análisis y se discutirán las conclusiones a partir de los resultados obtenidos.

Se procesó el modelo regional Eta sobre un dominio de integración que cubre toda la América del Sur y parte de América Central (Figura 2.1), utilizando una resolución espacial de 80km y 38 niveles de eta en la vertical. Una de las premisas sobre las que se basa el uso de un modelo regional es que ante la ausencia de análisis regionales, los pronósticos a corto plazo con un modelo regional son de utilidad para completar información en las regiones y con la frecuencia en el tiempo que no se hallan disponibles habitualmente. Es sabido que Sudamérica se caracteriza por la escasez tanto espacial como temporal de todo tipo de observaciones hidrometeorológicas.

Con esta versión del modelo se realizaron simulaciones mensuales de pronóstico, con la inclusión de las condiciones de borde en forma univoca ya que éstas alimentan los bordes del dominio regional del modelo, utilizando los reanálisis del Proyecto de Reanálisis NCAR-NCEP (Kalnay et. al., 1996) como campos iniciales y condiciones de borde cada 6 horas. Para los experimentos se utiliza un retículo desplazado (staggered) de 63 puntos en longitud y 155 en latitud centrada en (-22.5 ° S, -60. ° W) con una resolución espacial de 80 km y de 38 niveles de eta en la vertical. Las condiciones de borde se interpolan linealmente ajustándose al paso del tiempo del modelo. Las filas externas de la malla del dominio se obtienen de los reanálisis usando interpolación bilineal, y la fila interior siguiente es el promedio entre la fila externa y la tercera (Black 1994; Mesinger 1997). Los puntos de entrada del flujo en el perímetro del dominio tienen todas las variables de pronóstico prescritas por los reanálisis globales, mientras que los puntos de salida del flujo tienen la componente de la velocidad tangencial a los bordes extrapolada linealmente desde el interior (Black 1994). El empleo

de este método evita una sobre especificación de las condiciones laterales de borde, y permite así definir un problema "bien planteado"; en este caso, la información imprecisa de los bordes se propaga lentamente y no contamina el pronóstico en el interior del dominio (Pielke 1984; Staniforth 1997). Las dimensiones del dominio utilizado en nuestros experimentos evitó en gran medida que en las integraciones se observaran respuestas espurias en el perímetro del dominio, y por consiguiente la degradación de las simulaciones provocadas por las incompatibilidades entre la física del modelo y las condiciones de borde de los reanálisis (ver Warner et al. (1997) para una discusión de tamaños del dominio usando el modelo Eta).

2.2.1 El periodo de tiempo seleccionado

Los experimentos se realizaron para diversos meses elegidos de años seleccionados. Se utilizó para la selección la clasificación del Climatic Data Center (CDC), y se seleccionaron 1981 (neutro), 1982 (EN), 1983 (fin del EN), 1999 (LN), como casos extremos de variabilidad interanual.

a) Considerando que octubre es el mes del establecimiento del monzón en Sudamérica, se eligieron los meses de octubre de 1981, 1982, 1983 y 1999.

b) Para estudiar la dependencia entre la intensidad de los efectos suelo-atmósfera y las fases de ENSO concentrándose el EN 1982-83, se eligieron junio y noviembre de 1982, y enero, marzo y junio de 1983.

2.2.2 La simulación control : los campos medios

Con el modelo Eta se realizaron simulaciones de pronóstico mensuales utilizando los reanálisis del Proyecto de Reanálisis NCAR-NCEP (Kalnay et. al., 1996) como campos iniciales y condiciones de borde cada 6 horas y con salidas de resultados con un intervalo de 3 horas. Se obtuvieron los campos pronosticados de las variables precipitación, flujo de calor latente, flujo de calor sensible, radiación saliente y entrante, energía potencial convectiva disponible, inhibición de convección, escurrimiento y evaporación. Este procedimiento se aplicó para cada uno de los meses citados en 2.2.1 por separado, y los campos de humedad del suelo que se utilizaron para inicializar el modelo en la simulación control fueron los campos originales de los reanálisis.

Los promedios mensuales de cada variable se calcularon para cada hora de salida de pronóstico (cada 3 horas) con el fin de obtener el ciclo medio diurno.

Se calculó el octubre medio de las distintas variables mencionadas incluyendo todos los meses de octubre citados en 2.2.1 a), con el objeto de representar un estado medio de octubre que no depende de la variabilidad interanual, ya que se toman años

EN, LN y neutro. La simulación control del modelo para el mes de octubre constituye el contexto básico del conjunto de variables meteorológicas sobre las cuales se va a estudiar el impacto de las modificaciones del campo de humedad del suelo. Los resultados de la simulación control para el mes de octubre (a partir de aquí se la denominará simulación control ensemble) se analizan en el Capitulo 4.

Asimismo se calcularon los campos medios de las mismas variables para los meses del EN 82-83 citados en 2.2.1 b), con los cuales se investigarán los mecanismos de interacción entre la superficie y la atmósfera, en distintas etapas del episodio EN 82-83.

2.2.3 Los experimentos con las modificaciones de la humedad del suelo en el modelo Eta

Para analizar el papel de la humedad del suelo en la precipitación de la Cuenca del Plata y en la región del monzón sudamericano en particular, se modificó el campo inicial de humedad del suelo proveniente de los reanálisis, en porcentajes fijos de ±15, ±30 y ±45% para los meses de octubre y de ±30 para los meses del EN 82-83 mencionados en 2.2.1 y para todo el continente dentro del dominio del modelo.

En la Tabla 2.1 se muestra el rango (valores inferiores y superiores) de la humedad del suelo (unidades en $m^3\ m^{-3}$) para la simulación control y para los casos de reducción o el aumento de humedad del suelo (en %). Estos valores fueron extraídos de los mapas de humedad del suelo de los reanálisis que inicializan la simulación control y de los mapas de humedad del suelo calculados a partir de la reducción o aumento de los campos de los reanálisis. Los mapas de humedad del suelo modificados se utilizaron para la inicialización de los experimentos para el cálculo de las anomalías.

Los valores de humedad del suelo calculados en todos los casos se encuentran dentro del rango de los valores de las tablas contenidas en la implementación del modelo NOAH en la versión del modelo Eta utilizada para los experimentos (The Community NOAH Land-Surface Model (LSM) User's Guide, Public Release V. 2.2).

Los valores reducidos se encuentran dentro del rango del máximo de humedad del suelo, mientras que los aumentados si bien exceden el máximo de humedad del suelo no exceden el valor potencial de saturación.

2.2.4 El cálculo de las anomalías

Para el cálculo de las anomalías se realizaron simulaciones de pronóstico mensuales con el modelo Eta, utilizando los REAN para inicializar el modelo con los mismos campos iniciales, salvo el campo de humedad del suelo para el cual se utiliza el

modificado. En estos procesamientos del modelo se utiliza el campo de humedad de suelo modificado en porcentajes fijos de ±15, ±30 y ±45% para cada octubre y de ±30 para los meses del EN 82-83 mencionados en 2.2.1. Las condiciones de borde cada 6 horas y las salidas de resultados con un intervalo de 3 horas se mantienen.

La matriz de resultados para cada variable en proyección latitud-longitud proviene del modulo de postprocesamiento del modelo (Ver Capitulo 3 Sección 1.3 para descripción del postprocesamiento). Las matrices de resultados son rectangulares cuyas dimensiones son de 54 columnas en longitud y 83 filas en latitud (el rectángulo en la figura 2.1). En nuestros experimentos para las variables tridimensionales se definieron en el postprocesamiento 50 niveles de presión distribuidos de la siguiente manera: de 1000. hPa a 600 hPa con incrementos de 15 hPa y de 575 hPa a 25 hPa con incrementos de 25 hPa

En lo que sigue se describen las fórmulas utilizadas para el cálculo de los promedios y anomalías. En todos los casos, $\mathbf{Var}_m$ y $\mathbf{Var}_{anom}$ representan la matriz de dimensiones de 54 columnas en longitud y 83 filas en latitud de los promedios y anomalías respectivamente de precipitación, flujo de calor latente, flujo de calor sensible, radiación saliente y entrante, energía potencial convectiva disponible, inhibición de convección, escurrimiento, evaporación. En el caso de las variables tridimensionales que se integran en la vertical como la convergencia del flujo de humedad y las componentes del mismo, agua precipitable y variables relacionadas, $\mathbf{Var}_m$ y $\mathbf{Var}_{anom}$ representan la matriz resultante de la integración en la vertical. .

a) Para el caso del mes de octubre y para todas las variables consideradas

$$\mathbf{Var}_m = \mathbf{Var}_m(\text{oct}) = (\mathbf{Var}_m\textit{cntrl}\ (81) + \mathbf{Var}_m\textit{cntrl}\ (82) + \mathbf{Var}_m\textit{cntrl}\ (83) + \mathbf{Var}_m\textit{cntrl}\ (99))/4$$

$$\mathbf{Var}_{anom}(\text{oct})^{-} = ((\sum_{j}^{4}\sum_{i}^{3}\mathbf{Var}_{mj}{}^{-p(i)\%})/12) - \mathbf{Var}_m$$

$$\mathbf{Var}_{anom}(\text{oct})^{+} = ((\sum_{j}^{4}\sum_{i}^{3}\mathbf{Var}_{mj}{}^{+p(i)\%})/12) - \mathbf{Var}_m$$

Donde:

1) **Var** cada una de las variables estudiadas en el Capitulo 4.
2) $\mathbf{Var}_m$ el promedio mensual de la variable de la simulación control (***cntrl*).**
3) $\mathbf{Var}_{anom}$ la anomalía promedio.
4) Los 12 casos son las integraciones del modelo donde:
    a) j: octubre de cada año: 1981, 1982, 1983 y 1999.
    b) p(i): ±15%, ±30% y ±45% % , (i=1,2,3); porcentaje de reducción o aumento de de la humedad del suelo, aplicado a la condición inicial.

5) Donde $\mathbf{Var}_{mj}^{\pm p(i)\%}$ es el promedio para el mes de octubre del **año j**, de la variable del experimento inicializado con el campo de humedad del suelo de los REAN modificado en un **±p(i)% ,** donde **p(i)** indica el valor del porcentaje**.**

b) Para cada mes seleccionado del EN 82-83 y para todas las variables consideradas.

$$\mathbf{Var}_m = \mathbf{Var}_m\,(M_{EN\ 82\text{-}83}) = \mathbf{Var}_m\boldsymbol{cntrl}\,(M_{EN\ 82\text{-}83})$$

$$\mathbf{Var}_{anom}(M_{EN\ 82\text{-}83})^{-} = ((\mathbf{Var}_m\,(M_{EN\ 82\text{-}83})^{-30\%}) - \mathbf{Var}_m$$

$$\mathbf{Var}_{anom}(M_{EN\ 82\text{-}83})^{+} = ((\mathbf{Var}_m\,(M_{EN\ 82\text{-}83})^{+30\%}) - \mathbf{Var}_m$$

Donde:

1) **Var** cada una de las variables estudiadas en el Capitulo 6.
2) $\mathbf{Var}_m$ el promedio mensual de la variable de la simulación control (***cntrl***)**.**
3) $\mathbf{Var}_{anom}$ la anomalía promedio.
4) $\mathbf{M}_{\mathbf{EN\ 82\text{-}83}}$ se refiere a junio 1982, octubre 1982, noviembre 1982, enero 1983, marzo 1983, junio 1983, octubre 1983 respectivamente. El porcentaje de reducción o aumento de la humedad del suelo es del 30%.

5) Donde $\mathbf{Var}_m\ M_{EN\ 82\text{-}83})^{\pm 30\%}$ es el promedio para cualquier mes del EN 82-83 de la variable del experimento inicializado con el campo de humedad del suelo de los REAN modificado en un ±30%.

Figuras y tablas del CAPITULO 2

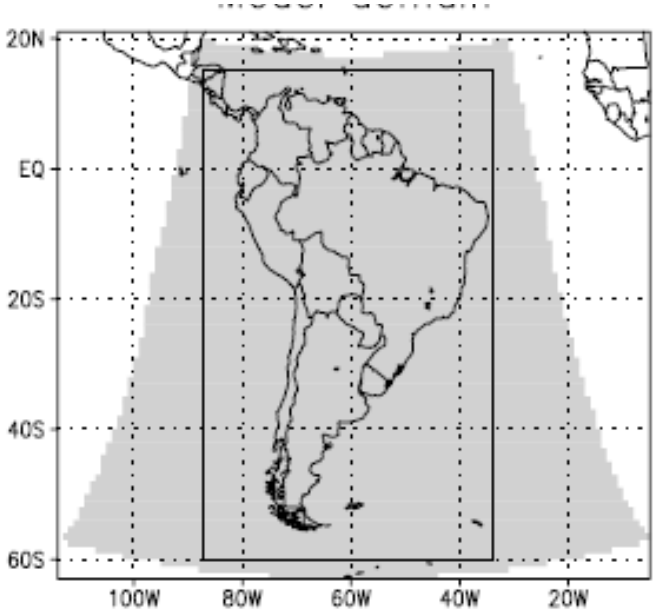


Figura 2.1: ***Dominio de integración del modelo Eta (sombreado) y dominio de análisis (rectángulo).***

Año	**Mes**	**Control**	**-30%**	**+30%**
1982	*Junio*	*0.15-0.42/0.12-0.39*	*0.09-0.27*	*0.15 – 0.54*
1982	*Nov.*	*0.12-0.39/0.12-0.42*	*0.09-0.27*	*0.15 – 0.54*
1983	*Ene.*	*0.12-0.42/0.12-0.39*	*0.09-0.27*	*0.15 – 0.54*
1983	*Mar.*	*0.12-0.42/0.12-0.39*	*0.09-0.27*	*0.15 – 0.54*
1983	*Jun.*	*0.15-0.42/0.12-0.39*	*0.09-0.27*	*0.15 – 0.54*
Año	**Mes**	**Control**	**(-15,-30,-45%) (*)**	**(+15,+30,+45%) (*)**
1999	*Oct.*	*0.12-0.39*	*0.06-0.33*	*0.12-0.57*
1981	*Oct.*	*0.12-0.42*	*0.06-0.36*	*0.12-0.60*
1982	*Oct.*	*0.12-0.39*	*0.06-0.33*	*0.12-0.57*
1983	*Oct.*	*0.12-0.39*	*0.06-0.33*	*0.12-0.57*

Tabla 2.1*: Para cada año, y mes se detalla en la tercer columna el rango (valores inferiores y superiores de humedad del suelo) extraído de los mapas de los REAN que inicializan la simulación control, y en la cuarta y quinta columna ídem para los modificados por reducción y aumento (en %). Los valores de de humedad del suelo de todos los octubres se mantienen dentro de un mismo rango (*) para los distintos porcentajes de aumento o reducción. Unidades en* $m^3 m^{-3}$.

CAPITULO 3

EL MODELO EMPLEADO EN LOS EXPERIMENTOS

3.1 Descripción del modelo

El modelo Eta está constituido por una componente atmosférica y una componente que representa las condiciones de superficie del suelo, su balance de energía y agua y las interacciones con la capa limite planetaria. En las secciones que siguen se detallan ambas componentes.

3.1.1 El modelo atmosférico

a) Antecedentes del modelo

El modelo de malla fina Eta es un modelo de área limitada cuya coordenada vertical eta, permite una representación realista del terreno montañoso. El valor de la coordenada **eta** se define como:

$$\eta = \sigma\eta_s$$

donde: $\eta_s = (p_{ref}(z_{sfc}) - p_T)/(p_{ref}(0) - p_T)$,

$$\sigma = (p - p_T)/(p_{sfc} - p_T),$$

y $p_{ref}(0)$: presión de referencia de la atmósfera standard = 1013. hPa

En estas ecuaciones tenemos que z_{sfc} y p_{sfc}, son la altura y la presión de superficie del modelo, p_T es el valor constante de la presión en el tope del dominio, y p_{ref} es la presión de referencia de la atmósfera estándar. Definida de esta manera, las superficies **eta** son casi horizontales. De las anteriores ecuaciones se desprende, que la coordenada η es una generalización de la coordenada σ

A diferencia de la coordenada sigma, el uso de la coordenada eta evita errores de truncado en los términos del gradiente de presión cuando las pendientes son abruptas (Mesinger et al. 1988), por lo que es especialmente adecuado para el tratamiento correcto de la Cordillera de los Andes en los modelos de pronóstico numérico. Asimismo se ha probado largamente (Black, 1994; Thompson, 1998; Hammil y Colucci, 1998; entre otros) la capacidad del modelo en predecir la precipitación sobre Norteamérica.

Este modelo está siendo utilizado por la comunidad meteorológica internacional ya sea con fines de investigación y desarrollo como en forma operacional; en este último caso se puede citar Argentina, Brasil, Grecia, Italia, los Estados Unidos de Norteamérica, Servia, Sudáfrica, Túnez y Turquía. El modelo se originó en la Universidad de Belgrado y el Instituto Hidrometeorológico Federal de la ex Yugoslavia. Zaviza Janjic y Fedor Mesinger desarrollaron el modelo alrededor de los años 70 para la predicción numérica del tiempo e implementaron una versión operativa en Yugoslavia en 1978. El gran desarrollo de Fedor Mesinger fue la introducción de la coordenada eta, con el objetivo de resolver los problemas que surgían en los cálculos de los gradientes de presión sobre los terrenos montañosos como consecuencia del uso de la coordenada sigma y simultáneamente Janjic había completado los esquemas numéricos avanzados para la resolución de la dinámica del modelo.

Ambos investigadores se instalaron en el National Meteorological Center (ex NMC), actualmente Nacional Centres for Environmental Prediction (NCEP) a mediados de la década de los 80 y fue entonces, cuando Janjic desarrolló el núcleo de la parametrización física. A partir de ese momento la comunidad científica del NCEP se involucró en los nuevos desarrollos que incluyeron una versión no hidrostática de muy alta resolución alrededor de 1999 y la prueba de varios sistemas de coordenadas verticales, debido a los problemas que surgen en los modelos de muy alta resolución con las montañas escarpadas como por ejemplo la Cordillera de los Andes (Mesinger et al., 1988; Black et. al, 1993; Black, 1994).

b) Beneficios e inconvenientes del uso de la coordenada eta

Los beneficios e inconvenientes derivados del uso de la coordenada vertical eta han sido ampliamente documentados (Mesinger y Black, 1992, Mesinger et al., 1996; Mesinger et al., 1997). De la comparación de los pronósticos realizados por el NCEP, procesando el modelo utilizando en un caso la coordenada eta y en otro la coordenada sigma, se ha observado una franca reducción de los errores sistemáticos en la ubicación de los centros de baja presión, el desplazamiento de las bajas segregadas y la propagación de las olas de aire frío. Esta reducción de los errores implica el consiguiente mejoramiento de los mecanismos forzantes de la precipitación, con lo cual los pronósticos del modelo en coordenada eta presentan una confiabilidad superior en la precipitación y una disminución del sesgo comparado con los pronósticos producidos por el modelo utilizando la coordenada sigma. El uso de la coordenada eta produce una reducción de errores en el cálculo del gradiente de presión, la advección y la difusión horizontal. Entre los inconvenientes se pueden citar la falla en la generación de tormentas de viento, pendiente abajo en regiones de terreno complejo, debido a la aparente predisposición para la separación del flujo sobre las pendientes a sotavento del terreno y la creación de un flujo artificial (Staudenmaier and Mittelstadt, 1997). También se observan vientos débiles en la capa límite comparado con las observaciones.

c) La estructura horizontal y vertical

El modelo Eta utiliza la malla del tipo semi-alternada E (Winninghoff, 1968; Arakawa y Lamb, 1977) para describir el espacio horizontal (Figura 3.1). Este tipo de

retículo conserva la cantidad de momento, previene la falsa cascada de energía y presenta una respuesta de amplitud lineal más ajustada al forzante orográfico (Mesinger , 1988).

Los niveles verticales se distribuyen tradicionalmente de una manera que hay mayor concentración cerca de la superficie del modelo (Figura 3.2).

Los niveles verticales se distribuyen tradicionalmente de tal manera que hay mayor número más cerca de la superficie del modelo. Hay diversas razones por las cuales se hace esto. La mayor resolución dentro de la región de interés maximiza el uso de los recursos computacionales. Además, las longitudes verticales de las escalas de los forzantes atmosféricos cerca de superficie son relativamente pequeñas y variables, dependiendo de las condiciones atmosféricas, y entonces se necesitan niveles verticales adicionales para resolver estas características de pequeña escala. Flujos turbulentos de calor sensible, momento y humedad dentro de la troposfera baja son ejemplos de forzantes que requieren esta resolución ampliada.

d) El esquema convectivo de Betts-Miller-Jancic

La parametrización convectiva es una técnica que se utiliza en NWP para predecir el efecto colectivo de muchas nubes convectivas, que pueden existir en un elemento de la retícula como consecuencia de procesos y/o condiciones de gran escala. La convección profunda revierte la atmósfera afectando la dinámica de mesoescala., cambia la estabilidad vertical, genera y redistribuye el calor, elimina y redistribuye la humedad, genera nubes que afectan el calor de superficie y la radiación.

La parametrización debe ser capaz de resolver tres etapas de la convección; esto es la activación, la intensidad y la distribución vertical de calor y humedad, y esto se hace respectivamente con la función que gatilla la convección, con la clausura y el modelo de nube o especificando un perfil atmosférico.

Los esquemas convectivos se clasifican en

Tradicional: Existe una clara división entre convección parametrizada y precipitación explícita a nivel de retícula.

Híbrida : Existe una interacción directa entre la parametrización de la convección y la física explícita nubes/precipitación.

Completamente explícita: Solamente física de nubes y precipitación explícita (puede simular CCMs a una resolución espacial de 4 km).

En el Eta-NCEP se ha utilizado exitosamente el Betts-Miller-Janjic (BMJ) hasta 12 km de resolución espacial**.**

La parametrización BMJ considera que:

Las características fundamentales de las corrientes ascendentes y descendentes dependen de la dinámica interna de las nubes y de la microfísica, las cuales no pueden ser representadas adecuadamente por los submodelos simples usados en la parametrización de masa y de flujo.

Observaciones y consideraciones teóricas nos dicen que las atmósferas convectivas nunca se desvían demasiado de perfiles definibles. Entonces las fuentes convectivas de calor y humedad se definen en función de estos perfiles.

Para el cálculo de la precipitación se utiliza la parametrización Betts-Miller-Jancic (BMJ). El esquema de parametrización de la convección (BMJ) ajusta los perfiles de temperatura y humedad del modelo hacia perfiles de referencia. Los perfiles de referencia solamente afectan las capas del modelo que están entre la base y la parte superior de las nubes convectivas, y ninguna de las demás capas del modelo cambia directamente por la convección. De este modo se extrae precipitación de la humedad del sondeo preconvectivo entre el nivel de condensación por ascenso (NCA) y el nivel de equilibrio (NE), y las corrientes descendentes convectivas no enfrían la capa subnubosa. El esquema es muy sensible al perfil de humedad de referencia. El primer paso en el esquema, es la localización de la parcela más inestable (con mayor temperatura potencial equivalente θ_e) del modelo, dentro de, aproximadamente, los 200 hPa por encima del terreno. El esquema eleva la parcela a su nivel de ascenso de condensación (NCA), que se define como la base de la nube. Desde aquí, la parcela asciende por la adiabática húmeda hasta que alcanza el nivel de equilibrio (NE). Se define entonces el tope de la nube como el nivel más alto del modelo hasta el cual la parcela asciende, llamado nivel de equilibrio (NE). Si la parcela no asciende en ningún nivel, la convección no se activa y el esquema se mueve a otro punto del retículo. Si la profundidad de la nube es inferior a 200 hPa, se trata como convección chata. Si la profundidad de la nube es superior a 200 hPa, el esquema verifica si puede iniciar la convección. El BMJ asegura que si se produce la lluvia, el flujo de calor latente neto liberado es balanceado por la variación neta de la humedad debida a la condensación. Se incluye un diagrama en bloques del BMJ en el Apéndice.

e) El esquema de parametrización de los procesos de microfísica de nubes en el modelo Eta.

El esquema de parametrización de nubes en el modelo Eta (Asai, 1965; Ferrier, 2003; Rogers et al., 2001), es un diseño intermedio entre un modelo simple y un modelo complejo de nubes. Incluye la mayoría de los procesos de la microfísica dominantes en los más complejos esquemas con menor tiempo computacional. Los supuestos implican limitaciones tales como que formas mezcladas de precipitación congelada en una capa del modelo precipitan simultáneamente en lugar de permitir la disgregación entre nieve mezcla y granizo blando (graupel).

El esquema del modelo Eta presenta esencialmente cuatro clases de hidrometeoros:

1. Gotas de agua líquida suspendidas en la nube.

2. Lluvia
3. Hielo de tamaño considerable (incluye nieve, graupel, cellisca, etc.)
4. Hielo en partículas (generalmente suspendidas en la nube que se evaporan rápidamente en el aire subsaturado).

Esta versión del modelo presenta un conjunto completo de ecuaciones predictivas incluyendo advección horizontal y vertical para la suma de las cuatro clases de hidrometeoros. En cada uno de los cuadrados de la malla se registran (sin seguimiento advectivo), el total de hielo en la nube, la lluvia y el agua precipitable.

Las características más importantes del esquema son: el crecimiento y contracción en tamaño de los hidrometeoros, la utilización de la densidad del hielo para contabilizar las diferentes formas de precipitación congelada, la dependencia de la velocidad de la caída del tipo y tamaño del hidrometeoro, la ocurrencia de la sedimentación y clasificación se produce a medida que las partículas más densas caen mas rápido, el crecimiento de la colección se produce por el barrido de los hidrometeoros en el transcurso de la caída, la precipitación desciende gradualmente con la velocidad apropiada y puede ser advectada durante la caída.

La fase de mezcla incluye la producción de escarcha, el derramamiento de agua del hielo fundido, la coexistencia e interacción, bajo ciertas condiciones de todas las formas líquidas y congeladas de las partículas en la nube y la precipitación.

Estas características permiten que el modelo pueda predecir una variedad de fenómenos:

- Densidad de hidrometeoros congelados, los cuales pueden ser utilizados, después de posteriores desarrollos y verificaciones, para predecir la fracción de agua-nieve.
- Buena representación física del tipo de precipitación.
- Mecanismo de realimentación de la precipitación.
- Cobertura de nubes en diferentes niveles y tipos de nubes (agua, hielo, mezcla).
- Contenido más realista de agua de nube que en los esquemas utilizados en las versiones previas del modelo.
- Cirrus precipitables.
- Virga y evolución de virga a precipitación en el suelo.
- Procesos de lluvia cálida (no hielo) y procesos de lluvia fría (comienzo con nieve), (las suposiciones del esquema no permiten predicción de algunos fenómenos).

- Precipitación fuerte asociada con crecimiento dendrítico.
- Lluvia congelante a temperaturas por debajo de -10° C.
- Granizo (escarcha incluida pero no liquida por debajo de -10° C, tamaño limitado de partículas y velocidad de caída).
- Crecimiento de nieve caída a través de la inversión de temperatura (la nieve se contraerá ligeramente).
- Efectos de diferentes tipos y concentraciones de aerosoles, incluyendo las diferencias tierra-mar en la distribución del tamaño de la gota y la producción de precipitación.
- Microfísica de nubes convectivas
- Advección discriminada de diferentes tipos de hidrometeoros.

f) Radiación y nubosidad

En esta versión del modelo Eta, se calculan primero los efectos radiativos de cielo claro, incluyendo la simulación de los gases absorbentes. Las nubes constituyen el factor más importante en el cálculo correcto de la transferencia radiativa que atraviesa la atmósfera. El modelo Eta predice contenido de agua en la nube, y además utiliza una combinación del total de condensados (excluyendo agua precipitando), temperatura (en la forma de razón de mezcla de saturación del vapor de agua), y la humedad relativa (RH) para diagnosticar la fracción de cobertura de nubes estratiformes en cada capa del modelo. La nubosidad convectiva se diagnostica por la proporción de precipitación convectiva. De esta manera, como la combinación del total de condensados es pronosticada y posteriormente utilizada por el esquema de radiación, se produce una estrecha relación entre los procesos de nubosidad/ precipitación y la radiación, con sus ventajas y desventajas como la que acarrea por ejemplo los errores en la ubicación de las nubes en los cálculos de la radiación de onda corta y larga. En la etapa de postprocesamiento del modelo, se clasifican las nubes en bajas, medias y altas, tal como el esquema de radiación del modelo ve a las nubes. El esquema de radiación y nubosidad toma tanto la nubosidad convectiva como la de gran escala en cada nivel del modelo, con el objeto de determinar el efecto radiativo total de la nubosidad en cada columna del modelo. (Lacis y Hansen, 1974; Fels y Schwarzkopf, 1975; Schwarzkopf et al., 1985; Slingo, 1987; Harshvardhan, 1989; Schwarzkopf et al., 1991; Xu y Randall, 1996; Hong Song, 1998; Rogers et al., 2001; Ferrier et al., 2003)

g) Las superficies de agua

El modelo Eta, no tiene un modelo de océano o de lago que interactúe con la atmósfera del modelo, por lo cual las superficies de agua están prescriptas en la

inicialización, con un conjunto de datos de temperatura del mar observados (Payne, 1972; Office Note 424 (NCEP), 2001; OMB: RTG SST Analysis. 2001). A esto se agrega que a cada cuadrado de la malla se lo define como de tierra o agua, no ambos. En la mayoría de los casos, esta inicialización funciona bien, tanto porque la evolución de temperatura del agua es relativamente lenta en comparación con las escalas de tiempo del pronóstico, como por la buena calidad del conjunto de datos observacionales empleado.

h) La Capa Límite

El modelo Eta utiliza el esquema de clausura de Mellor-Yamada de orden 2.5 para simular el comportamiento de la Capa Límite y de la atmósfera libre. Este esquema requiere una ecuación de predicción para la energía cinética turbulenta, y la parameterización de sus fuentes y sumideros para cada nivel del modelo (Paulson, 1970; Louis, 1979; Stull, 1988; Georgelin et al., 1994; Jancic, 1994: Betts et al., 1997; Chen et al., 1997)

La predicción de la energía cinética turbulenta representa una mejor simulación de la mezcla provocada por perturbaciones a escala de sub-retículo, que se desarrollan como consecuencia de la cortante vertical del viento y los efectos de empuje. Como la estimación de la difusión en cada capa del modelo dentro de la capa límite está determinada por el viento, la humedad, y la temperatura en las interfases de los bordes superior e inferior de cada capa, la clausura de la capa límite se considera local. Se simula la mezcla que en cada paso de tiempo se produce a través de la interfase existente entre capas adyacentes del modelo.

i) La cobertura de nieve

El modelo Eta, en su faz operacional, utiliza las observaciones provenientes de sensores remotos para actualizar la cobertura de nieve y el contenido de agua en la misma. Asimismo se utiliza la densidad de la nieve como una variable, y el porcentaje pronosticado de precipitación congelada que llega a la superficie, actualiza el balance de nieve con lo cual se produce un acoplamiento entre la precipitación y el balance de energía en superficie. La simplificación de la física de la nieve, que es muy compleja, con el objeto de ahorrar tiempo computacional, y los retrasos que ocurren a veces en la actualización de las condiciones iniciales, afectan los pronósticos de las condiciones de superficie (Koren et al., 1999; NOAA, 2001; Robinson y Kukla, 1985). En la versión del modelo utilizada para los experimentos, se mantiene la cobertura de nieve nicial.

j) La parameterización del balance de energía de la superficie de hielo

El principal efecto de la cobertura de hielo se produce sobre el balance de energía de superficie y los flujos de energía de superficie y sub-superficie. A cualquier punto del retículo del modelo sea que caiga en el mar o en un lago, le puede ser asignado un valor de cubierta de hielo y no hay acumulación de nieve. Un cuadrado del retículo de mar o lago con menos de 50% de cubierta de hielo es considerado aguas abiertas. La

cubierta se considera constante durante todo el pronóstico, aunque su temperatura puede cambiar basado en el balance de energía de superficie. La temperatura de superficie del hielo marino se determina a partir del balance de energía incluyendo los flujos de calor de superficie, y la capacidad calórica del hielo, similar a proceso del balance de energía de superficies continentales.

3.1.2 El modelo de superficie acoplado al modelo atmosférico

En los últimos años se produjeron avances significativos en la simulación del balance de energía y agua en superficie (ver Apéndice), así como en la simulación de la respuesta de ambos balances a los forzantes atmosféricos originados en los niveles cercanos de superficie. La humedad y temperatura del suelo y el pack de nieve evolucionan con el balance de energía de superficie, y el balance de humedad en todas las escalas temporales, que a su vez se reflejan en las distintas escalas de pronóstico, y dependen de las condiciones de superficie como el tipo de vegetación y la textura del suelo. Los flujos de superficie proveen las condiciones de borde inferior necesarias para los modelos numéricos de pronóstico y climáticos. La tabla 3.1 (Ek et al., 2003) muestra la evolución en el tiempo del modelo de superficie acoplado al modelo Eta, teniendo en cuenta los modelos físicos y/ o la implementación de campos de superficie de suelo. Cabe señalar que se tomo como fecha tope fines del año 2001, ya que es la fecha aproximada de congelamiento de la versión del modelo Eta, con el cual se hicieron los experimentos cuyos resultados se van a analizar en esta tesis.

El modelo del suelo utilizado es el NOAH Land Surface Model (NOAH-LSM), cuyo nombre proviene de las iniciales de las instituciones cuyos investigadores colaboraron para la realización del (ver Apéndice).

El modelo (NOAH Land Surface Model (LSM), User's Guide Ver. 2.2, 2001) se inicializa con 9 tipos de suelo según su textura, y tiene asociado para cada uno de esos tipos de suelo los parámetros que lo caracterizan. Los tipos de suelo se clasifican según el contenido de cuarzo siguiendo la clasificación de Zobler (1986) y Cosby et. al. (1984) se describen en la tabla 2.

En el modelo NOAH incluido en el modelo Eta asociados a cada tipo de suelo hay una serie de parámetros que lo caracterizan:

a) Contenido máximo de humedad de suelo (porosidad).
b) Humedad de suelo de referencia (umbral de humedad del suelo para el establecimiento del stress de transpiración).
c) Punto de marchitamiento: representa el estado del suelo cuando se deseca a un nivel tal, que el agua remanente es retenida con una fuerza de succión mayor que la fuerza de absorción de las raíces de la planta. El punto de marchitamiento se toma habitualmente como el contenido del agua en el suelo a 15 atmósferas. El agua contenida comprende el agua higroscópica sumada al agua capilar no absorbida.
d) Límite del contenido de humedad en el suelo seco y aireado.
e) Potencial mátrico del suelo saturado.

f) Conductividad hidráulica del suelo saturado.
g) El parámetro B: es un estimador del cambio de presión del agua contenida en los poros del suelo.
h) Difusividad del suelo saturado.
i) Contenido de cuarzo para calcular la difusividad térmica del suelo.

En el modelo NOAH uno de los parámetros utilizados es el punto de marchitamiento, cuyos valores dependen de la composición granular del suelo y que está estrechamente relacionado con otro parámetro, llamado capacidad de campo tal como se muestra en la figura 3.3. La definición de capacidad de campo varía considerablemente de autor en autor. Podemos afirmar sin embargo, que este concepto surge para paliar la dificultad de medir la capacidad de retención del suelo. Representa un concepto más práctico, que trata de reflejar la cantidad de agua que puede tener el suelo cuando se pierde el agua gravitacional de flujo rápido, después de pasados unos dos días de las lluvias (si bien hay considerar también la pérdida de agua por evaporación).

Existe una relación entre la **Capacidad de campo y el Punto de marchitamiento** que se puede observar en la figura 3.3 y que permite asociar a este último las suposiciones que se hacen para el primero.

Cabe señalar que en el gráfico precedente se muestran los valores típicos para suelos con distintas granulometrías. En ella destacan detalles muy interesantes.

- Suelos arenosos, muy baja capacidad de campo, pero casi toda su humedad es agua útil pues la cantidad de agua en punto de marchitamiento es muy pequeña.

- Suelos arcillosos, muy alta capacidad de campo, pero con gran cantidad de agua inútil en punto de marchitamiento.

- Suelos de granulometrías equilibradas, los que se dice que presentan buenas características al compensarse los efectos de las arenas y de las arcillas.

A modo de ilustración, en la figura 3.4 se muestra la relación entre el punto de marchitamiento y los tipos de suelo de la versión del modelo NOAH acoplado a la versión del modelo Eta utilizada en los experimentos.

El almacenamiento del agua está representado en el modelo NOAH por un perfil vertical que se extiende 2 metros por debajo de la superficie. El perfil está compuesto por cuatro capas de espesor creciente desde 10 cm en la superficie a un metro de la capa más baja. La profundidad máxima de la raíz en esta implementación del NOAH se fija en 100 cm. La física del movimiento del agua entre las capas esta gobernada por una representación discreta de la ecuación de Richard (ver Apéndice), salvo la infiltración que está representada por una parametrización conceptual que considera la heterogeneidad sobre el área de precipitación y el potencial local para la infiltración. El total de agua almacenada se calcula agregando agua del suelo de todas las cuatro capas.

El campo de tipos de suelo, según la clasificación de la tabla 3.2, que utiliza el modelo para Sudamérica se muestra en la Figura 3.5. Hay un predominio de los terrenos de limo arcilloso con sedimentos, y en gran parte de la Patagonia, las Provincias de Cuyo, y la región andina hacia el Perú, se observa la casi exclusividad de arena limosa. También se advierten zonas aisladas y no muy extensas, donde el suelo presenta la textura de la arcilla liviana hasta la arenosa, pasando por el limo arenoso. Otras zonas carecen de información sobre el tipo de suelo (valores menores a 1).

3.1.3 Las variables calculadas con el modelo que se utilizan en los experimentos

El sistema de procesamiento del modelo Eta, como ya mencionamos anteriormente consta de tres etapas; un módulo de preprocesamiento, el modelo en si y el módulo de postprocesamiento.

Una vez procesado el modelo, el postprocesamiento interpola vertical y horizontalmente los campos pronosticados, desde el retículo del modelo, a los niveles de presión y retículos de salida especificados para el experimento. Los campos interpolados incluyen los campos estándar del modelo como alturas geopotenciales, temperatura, humedad, velocidad vertical, y componentes u y v del viento. Una segunda función del postprocesamiento es el cómputo de campos especiales, tales como los campos en nivel de la tropopausa, en los niveles de vuelo, y los de la capa límite planetaria.

Los campos pueden ser post-procesados en el retículo desplazado (staggered) original, en una versión regular (completada) de ese retículo, o como en nuestro caso, en un retículo rectangular de coordenadas de latitud y longitud. Se realiza una interpolación del tipo bilineal para completar el retículo desplazado de salida del modelo; y una segunda interpolación también bilineal para llevar los campos al retículo especificado como salida del modelo.

Se detalla a continuación las características del postprocesamiento de algunas variables:

a) **Presión a nivel del mar**: Así como las observaciones de presión de superficie deben ser reducidas al nivel del mar, ocurre lo mismo con los campos de presión de superficie pronosticados por el modelo. Para ello pueden utilizarse diversos esquemas, entre ellos está el desarrollado por Messinger (1990) y el estándar algoritmo del NMC (National Meteorological Center, en la actualidad NCEP). Lo métodos difieren en la técnica utilizada para generar las temperaturas artificiales subterráneas. En el caso del esquema de Messinger, se utiliza la interpolación horizontal para obtener los campos virtuales de temperaturas subterráneas, y la topografía escalonada utilizada por el modelo Eta, simplifica notablemente el cálculo.

b) **Campos subterráneos:** Sobre gran parte del domino del modelo, la presión a nivel del mar esta por debajo del terreno, de ahí la necesidad de los algoritmos de reducción de presión a nivel del mar. Se calculan las temperaturas subterráneas y los campos de

altura geopotencial de 1000 hPa, los campos de humedad, componentes del viento y velocidad vertical.

c) <u>Campos en niveles de eta y de presión constantes</u>. Una vez que se completaron los campos en todos los niveles de Eta con los campos subterráneos de temperatura, humedad y velocidad, se pueden obtener los resultados en niveles de presión o eta constantes. Se obtienen los campos de altura, temperatura (ambiente, potencial, y de rocío), humedad (específica y relativa), convergencia de humedad, componentes zonal y meridional del viento, velocidad vertical, verticidad absoluta, función corriente y energía cinética turbulenta. También se pueden calcular los campos de presión en los niveles de eta constantes. En nuestros experimentos para las variables tridimensionales se realizó una interpolación vertical en 50 niveles de presión distribuidos de la siguiente manera: de 1000 hPa a 600 hPa con incrementos de 15 hPa y de 575 hPa a 25 hPa con incrementos de 25 hPa. Se realiza una interpolación cuadrática en logaritmo de presión para la temperatura, humedad especifica, velocidad vertical, y energía cinética turbulenta. Para el caso de viento y velocidad vertical la interpolación es lineal en logaritmo de presión. Las alturas geopotenciales consistentes se deducen integrando la ecuación hidrostática usando temperaturas y humedad especifica interpoladas. Los campos derivados como temperatura de rocío, humedad relativa, vorticidad absoluta, función corriente entre otros, son calculados a partir de los campos interpolados.

<u>d) Campos de sondeo</u>: Varios índices de ascenso son calculados por el modelo, pero no nos vamos a detener en ello, auque si vamos a hacer hincapié en el cálculo de CAPE o energía potencial disponible para la convección (CAPE, Convective Available Potential Energy), variable que, en el BMJ es una de las funciones que activan la convección, y CIN o inhibición de la convección (CIN, Convective Inhibition), son calculadas como dos integrales basadas en los sondeos calculados por el modelo Eta en cada punto del retículo.

CAPE es calculada en el módulo de postprocesamiento, como la integral en toda la columna (Cotton y Anthes 1989)

$$CAPE = g\int_{lcl}^{z^*} (\ln \theta_p - \ln \theta_a) dz$$

donde:

θ_p = temperatura potencial equivalente de la parcela,
θ_a = temperatura potencial equivalente del entorno,
lcl = nivel de ascenso de condensación de la parcela
z* = limite superior de integración.

La parcela elegida asciende desde el NCA al menos hasta 500 hPa; el ascenso por encima de 500 hPa continúa hasta que el empuje es negativo. Durante el proceso de ascenso, las áreas positivas en cada capa se suman como CAPE y las negativas como CIN

Los valores de CAPE así obtenidos indican gran potencial para la convección que pueda ocurrir. Dos factores contribuyen al efecto, primero que como la localización de la parcela a ascender comienza desde la primera capa eta sobre superficie, la delgadez de la capa en algunas partes del dominio, permita que la superficie imparta una fuerte señal en las temperaturas y humedad en esa capa, con lo cual la inestabilidad en la primer capa eta de la atmósfera puede no ser representativa de las capas que están por encima. En segundo lugar todas las parcelas llegan a 500 hPa sin considerar la existencia de inversión que pueda prevenir la convección. Sin embargo, autores como Riemann-Campe et al. (2008) y Silva y Berbery (2006) han demostrado la utilidad de CAPE y CIN en sus estudios del clima global en el primer caso y sobre Sudamérica en el segundo.

e) **Campos basados en superficie**: Se obtienen la presión de superficie, temperatura (ambiente, potencial, y de rocío), humedad (específica y relativa). La temperatura y humedad de superficie son basadas estrictamente en la superficie. El modelo lleva a cabo la acumulación de precipitación total, a escala de retículo y convectiva. La interpolación de las cantidades de precipitación acumulada desde el retículo del modelo a la de salida se efectúa con un esquema de interpolación que conserva las áreas. Entre otros campos de superficie resultantes podemos mencionar la radiación entrante y saliente, la rugosidad, velocidad de fricción, y flujos de calor.

f) **Campos del modelo de superficie NOAH (rutina SFLX.f)**: Los flujos de calor sensible y flujo de calor latente provienen de la ecuación de balance de energía de superficie (se detallan en el Apéndice). La convención de signos que se utiliza en el modelo para ambos flujos es que el signo negativo indica flujo desde la superficie hacia la atmósfera. Otra de las variables analizada en los experimentos es el escurrimiento que se calcula como la diferencia instantánea entre la precipitación, y la evapotranspiración sumada a todas las formas de almacenamiento dentro del área. Es una variable producida por los modelos de superficie del suelo, y que sería ideal compararla con las observaciones pero lamentablemente, no se observa en forma directa. Como el caudal es un integrador del escurrimiento de superficie, el escurrimiento de una cuenca de cualquier tamaño puede estimarse a partir de las mediciones de caudal de la corriente.

g) **Agua precipitable:** Es la medida integral de la cantidad de agua dentro de la atmósfera, y está estrechamente relacionada con la temperatura, desde que la humedad se encuentra restringida por la humedad de saturación (la humedad excedente de la saturación se convierte en precipitación).

3.2 Antecedentes del uso del modelo Eta sobre Sudamérica

3.2.1 El estudio de la precipitación de primavera y el flujo de vapor de agua sobre Sudamérica Subtropical

Con la primer versión del modelo Eta para estación de trabajo (Collini y Berbery, 1996; Collini et. al., 1997) se realizaron integraciones de corto plazo para el mes de noviembre de 1997, con el objeto de examinar los mecanismos físicos asociados con la precipitación de primavera en el Sureste de Sudamérica (Berbery y Collini, 2000) y al mismo tiempo proveer de un análisis preliminar de la componente atmosférica del ciclo hidrológico en la Cuenca del Plata. Los pronósticos resultantes de distintas variables, entre ellas la precipitación permitieron contar con información en regiones y escalas de tiempo que, para el momento del estudio y aún hoy no se halla disponible, sea por la insuficiente densidad de la red de observaciones meteorológicas como por la resolución de los análisis de gran escala. La comparación de los resultados con las observaciones de precipitación provenientes de las estaciones meteorológicas, así como con las estimaciones de satélite (Xie y Arkin,1997) permitieron confirmar la habilidad del modelo en los subtrópicos y extratrópicos.

Las simulaciones efectuadas (Berbery y Collini, 2000) mostraron que: a) el modelo parece simular correctamente los máximos de precipitación en regiones alejadas de los trópicos aunque con valores más pequeños, b) las correlaciones espaciales entre la precipitación observada y la pronosticada sobre la Cuenca del Plata son de valor comparable a las obtenidas para la Cuenca del Mississippi con el modelo Eta operacional del NCEP, y c) el modelo es capaz de simular el máximo nocturno de la precipitación, aunque con un valor menor, sobre la Cuenca del Plata. Asimismo, la estructura del LLJ, una componente importante de la circulación que transporta la humedad desde el Amazonas hacia altas latitudes, es simulada correctamente por el modelo que muestra el fuerte control de la orografía de Los Andes sobre este fenómeno (Figura 3.6).

Por último, las simulaciones presentan un ciclo diurno coherente con máximos nocturnos, siendo la precipitación nocturna consistente con un forzante dinámico relacionado con el incremento nocturno del LLJ que produce un aumento de la convergencia de humedad especialmente en los niveles bajos de la atmósfera.

3.2.2 El Procesamiento Experimental en la University of Maryland (UMD)

La actualización y mejoramiento permanente del Modelo Eta en el NCEP y los cambios de soporte computacional, motivaron que se implementaran sucesivas versiones del modelo en el Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos de la UMD, (Collini y Berbery, 1996; Collini et. al., 1997; Berbery y Collini, 2000; Collini y Berbery, 2001), http://www.atmos.umd.edu/~berbery/etasam. A partir de los resultados obtenidos con el procesamiento rutinario diario de un par de versiones del modelo con distintas resoluciones, podemos afirmar que se cubre un importante hueco provocado por

la falta de datos en la región sudamericana. Los pronósticos a corto plazo resultantes constituyen una base de datos de productos regionales que son empleados, entre otras aplicaciones, para la estimación del ciclo hidrológico de la Cuenca del Plata (Silva Dias, Universidad de San Pablo (USP); Collini, Servicio de Hidrografía Naval (SHN)).

Desde el punto de vista estricto de un sistema de procesamiento, el procesamiento del modelo consta de tres componentes: El preprocesamiento, el modelo en sí y el postprocesamiento. La componente de preprocesamiento prepara las condiciones iniciales y de borde que el modelo requiere. En esa primera componente se definen también el retículo horizontal, la distribución vertical de los niveles, se interpola la orografía al dominio elegido y se generan las funciones de transmisión necesarias para los cálculos de radiación. Los datos que ingresan al modelo además de los campos iniciales, las condiciones de borde, la orografía y las funciones de transmisión, son los campos estacionales de albedo, un campo fijo de humedad disponible, los campos diarios de temperatura de superficie del mar según los descrito en el párrafo 3.1.1 f, y de cobertura de nieve. Se inicializa con los campos diarios de temperatura y humedad del suelo en dos niveles según la versión (Pan y Mahrt, 1987), **y s**e incluyen campos climatológicos mensuales globales de tipos de vegetación, pendientes de la superficie y tipos y propiedades del suelo.

a) Versión 80 km*:* A mediados de 2000 se instaló una versión en la página WEB de la UMD, de un pronóstico experimental a 72 horas de los campos de presión a nivel del mar y precipitación sobre un dominio que cubre toda Sudamérica (Figura 3.7). Estos productos son consultados libremente por entidades públicas y privadas, quienes encuentran una herramienta valiosa para realizar sus pronósticos (Figura 3.8).

b) Versión 22 km: A mediados del 2002, se realizó una adaptación del modelo Eta con un dominio centrado en la zona donde el Jet de Capas Bajas alcanza su máximo, y que cubre casi totalmente la Cuenca del Plata y la desembocadura del Río de la Plata con una resolución espacial de 22 km (Figura 3.9). Se produce un pronóstico a 48 horas de los campos de presión a nivel del mar, precipitación, y de los campos de viento y flujos de humedad en el nivel de 900 hPa.

3.2.3 Evaluación durante el SALLJEX:

El procesamiento experimental diario de ambas versiones constituyó una herramienta que colaboró con el proyecto SALLJEX, transfiriendo los pronósticos de distintas variables a la página http:// www.joss.ucar.edu/salljex, de consulta de pronósticos para las tareas de observaciones de campo del proyecto. El **SALLJEX** se llevó a cabo en la vecindad de los Andes centrales (SALLJ, South American Low Level Jet, Paegle et al at http://www.met.utah.edu/jnpaegle/research/ALLS.html) durante el verano de 2002-2003, proveyendo de un conjunto único de observaciones para la estimación de las características temporales del flujo troposférico sobre una región de Sudamérica con escasa cobertura de observaciones de altura. Asimismo, dado que, este conjunto de observaciones no se incluyó en los análisis operacionales, constituye una herramienta inmejorable para verificar la capacidad de los modelos en reproducir las oscilaciones diurnas en la región.

Con el objeto de evaluar la capacidad del modelo Eta en reproducir regionalmente las características de gran escala y su posterior utilización como herramienta de asesoramiento climático, Nogués-Paegle et al. (2006) efectuaron una comparación entre el viento, humedad y temperatura pronosticadas por el Eta 80 km y Eta 22 km **(Sección 3.2.2 a) y b))** y las observaciones de los radiosondeos del SALLJEX (Figura 3.10), estos resultados preliminares indican que el procesamiento de mayor resolución (22km) describe más ajustadamente la estructura tridimensional del LLJ en la vecindad de los Andes, lo que puede deberse al hecho que la circulación en niveles bajos en esta ubicación esta fuertemente afectada por las montañas cercanas que ascienden desde el nivel del mar al Altiplano Boliviano con alturas de 3.500 m en tan sólo un par de puntos del retículo.

3.2.4 Evaluación del modelo Eta para estudios hidrometeorológicos.

Evaluaciones del modelo Eta para estudios hidrometeorológicos fueron realizadas para Norteamérica por Berbery et al. (2003) y para Sudamérica por Berbery y Collini (2000). En el articulo de GEWEX News (Berbery et al., 2004) se aprecian las principales componentes atmosféricas del ciclo hidrológico derivadas de las integraciones diarias a corto plazo de la versión 80km del modelo (Sección 3.2.2 a)). Las series temporales durante el periodo de abril de 2001-octubre de 2003 de la precipitación pronosticada promediada sobre la Cuenca del Plata se muestran en líneas generales muy cercanas a las observaciones tal como se ve en la Fig 3.12 a), mostrando en los veranos mayores diferencias. La comparación entre la evaporación del modelo y la precipitación, verificado por la integración vertical de la convergencia del flujo de humedad, (Figura 3.12 b) sugiere que la convergencia del flujo de humedad domina durante el verano austral mientras que, una pequeña divergencia se hace apreciable durante el invierno austral.

La Tabla 3.3 (Berbery et al., 2004) resume las componentes atmosféricas del ciclo hidrológico para el periodo abril 2001-octubre 2003, mostrando valores similares de precipitación observada y pronosticada, mientras que el desbalance entre P-E y MFC es debido en parte a no haber incluido los cambios locales de contenido de agua en el cálculo.

Figuras y Tablas del Capitulo 3

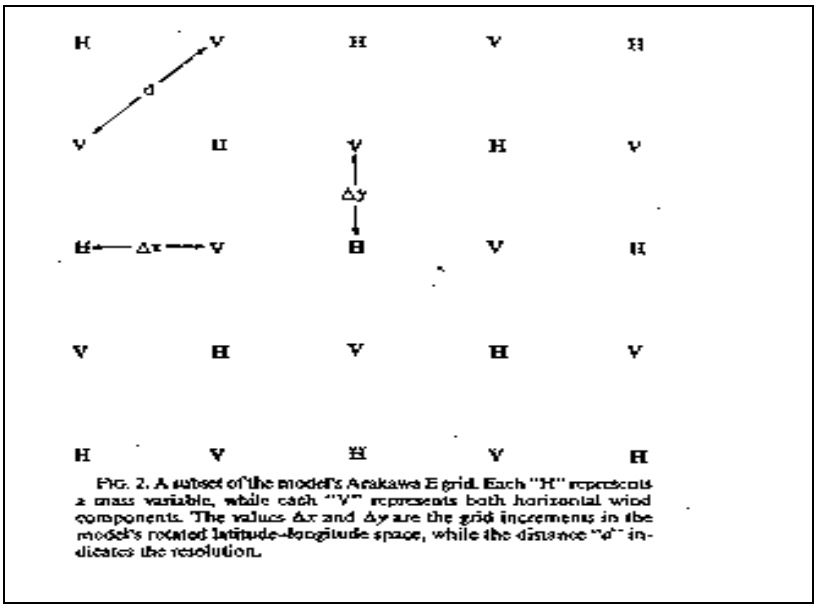


Figura 3.1: ***Gráfico que muestra un subconjunto del retículo E de Arakawa (extraída de la web del COMET Program). Cada "H" representa los puntos de masa, mientras que cada "V" representa las componentes horizontal y vertical del viento. Los valores Δx y Δy indican los incrementos del retículo en el espacio latitud-longitud rotado del modelo, mientras que la distancia "d" es la resolución espacial.***

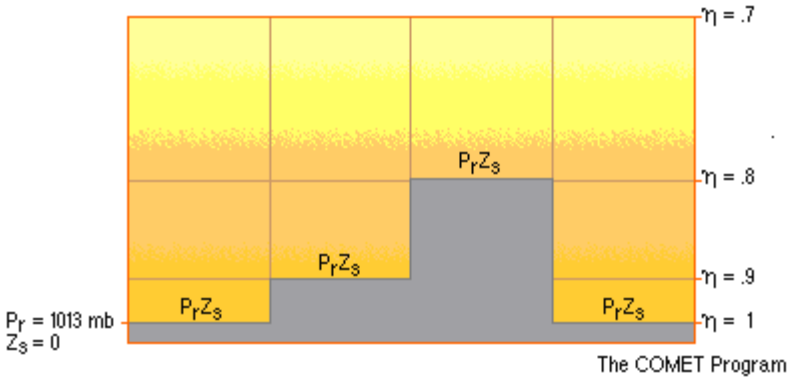


Figura 3.2: ***Gráfico que muestra un ejemplo de la distribución vertical de la coordenada eta (extraída de la web del COMET Program). Donde η es la superficie Eta, Zs es la altura de la superficie del modelo y Pr es la presión de referencia en la superficie del modelo. Se observa una distribución desigual en la vertical.***

Evolución en el tiempo del modelo de Superficie acoplado al modelo atmosférico

Fecha	Descripción	Referencias
	OSU LSM original (previo al NCEP)	
	Evaporación potencial	*Mahrt & Ek (1984)*
	Flujos de Superficie, hidráulica y termodinámica del suelo	*Mahrt & Ek (1984), Pan & Mahrt (1987)*
	NOAH LSM en el Modelo Eta (NCEP)	
31 enero de1996	***Introducción del OSU LSM en el Eta (se inicializa con la humedad del suelo y temperatura de los Pronósticos Globales del NCEP).*** *Escurrimiento e infiltración de superficie*.	*Chen et al. (1996)* *Schaake et al. (1996)*
24 julio de 1996	***Cambios en la vegetación ISLSCP***	
18 febrero de 1997	***Vegetación de la NESDIS***	*Gutman e Ignatov (1998)*
	Cambios en la evaporación del suelo desnudo	*Betts et al. (1997)*
	Cambios en la fundición de la nieve	*Betts et al. (1997)*
	Cambios en la longitud de la rugosidad térmica.	*F. Chen et al. (1997)*
9 febrero de 1998	*Incremento de 2 a 4 capas*	
3 junio de 1998	*Autociclo Eta/EDAS de humedad del suelo y temperatura*	
	NESDIS cobertura diaria de la nieve y análisis del hielo marino.	*Ramsay (1998)*
	Actualizaciones del NOAH en esta versión del Modelo Eta	
21 julio 2001	***Física del suelo congelado***	Koren et al. (1999)
	Actualización de la física del pack de nieve	Koren et al. (1999)
	Climatología del albedo de nieve máximo	Robinson & Kukla (1985)
	Conductividad térmica de la nieve poco profunda	Lunardini (1981)
	Refinamiento de la evaporación del suelo descubierto	
	Cambios en la conductividad térmica del suelo descubierto	Peters-Lidard et al. (1998)
	Conductividad térmica del suelo por reducción de la vegetación	Peters-Lidard et al. (1998)
	Refinamiento de la transpiración	

Tabla 3.1

Código	Tipo	Textura	%. Cuarzo
1	Arena limosa	Grueso	0.82
2	Limo Arcilloso con sedimentos	Medio	0.10
3	Arcilla liviana	Fino	0.25
4	Limo arenoso	Grueso-medio	0.60
5	Arcilla arenosa	Grueso-fino	0.52
6	Limo arcilloso	Medio-fino	0.35
7	Limo arcilloso arenoso	Grueso-Medio-fino	0.60
8	Limo	Orgánico	0.40
9	Arena Limosa	Hielo marino y terrestre	No disponible, se usa 0.82

Tabla 3.2: Tabla extraída del modelo NOAH(módulo SFLX.f), donde se describen los tipos de suelo, textura y porcentaje de cuarzo.

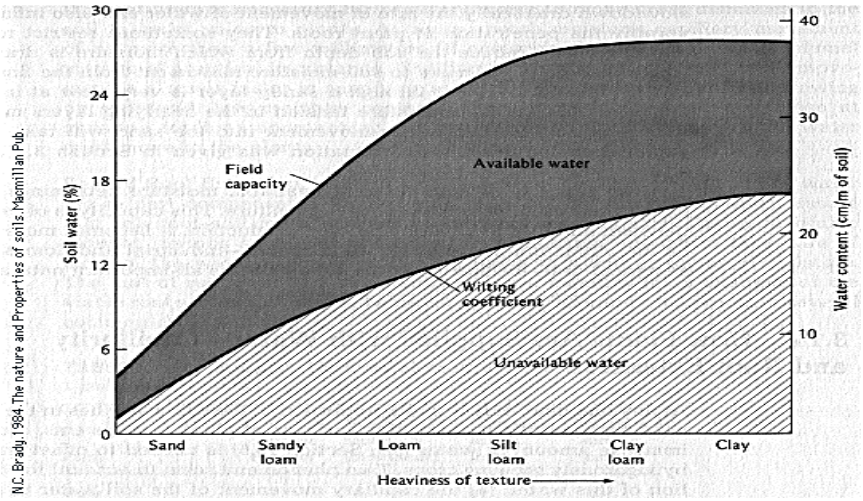


Figura 3.3: Gráfico que muestra la relación entre la capacidad de campo (field capacity) , el punto de marchitamiento(wilting coeficient), el porcentaje de agua en el suelo(soil water %), el tipo de textura(heaviness of texture) y el contenido de agua(water content) (Brady, 1984).

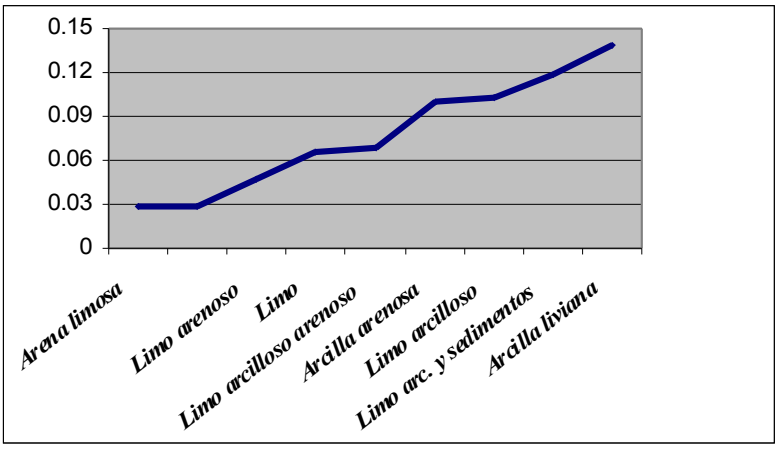


Figura 3.4: ***El punto de marchitamiento vs. tipos de suelo del modelo NOAH acoplado al modelo Eta, utilizado en los experimentos. Unidades en*** m^3m^{-3}.

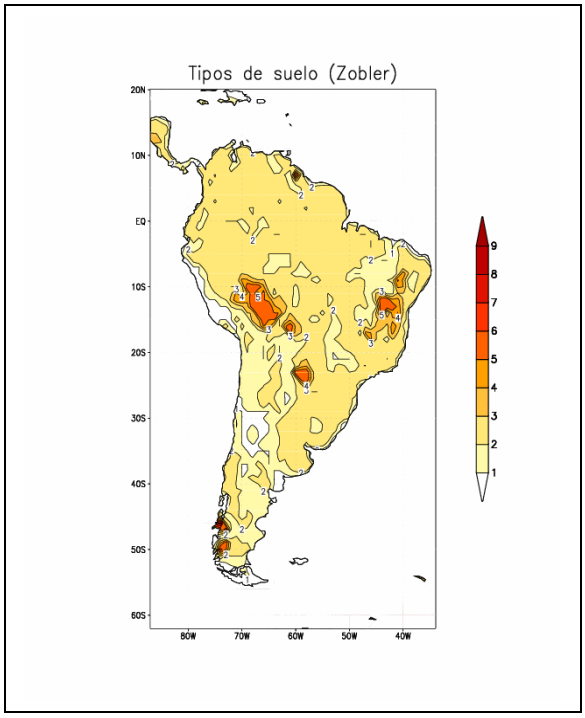


Figura 3.5: ***Distribución de los tipos de suelo del modelo Noah para Sudamérica siguiendo la tipificación de la Tabla 3.2***

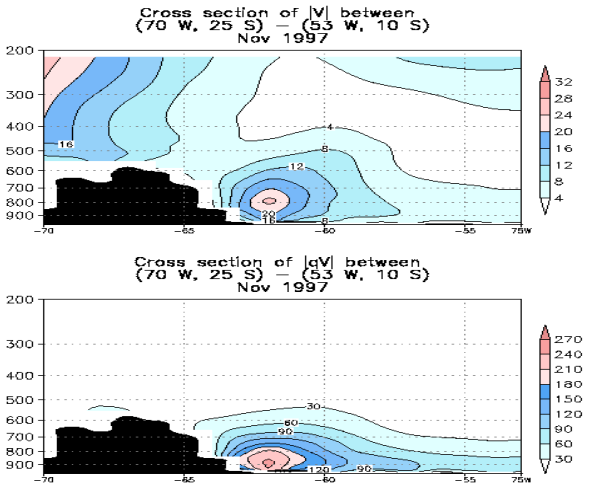


Figura 3.6: ***Corte vertical de la componente meridional del viento (en m s^{-1}) y del flujo de humedad (en g kg^{-1} m s^{-1}), para una sección transversal que atraviesa el núcleo del LLJ. Extraída de*** (Berbery y Collini, 2000)

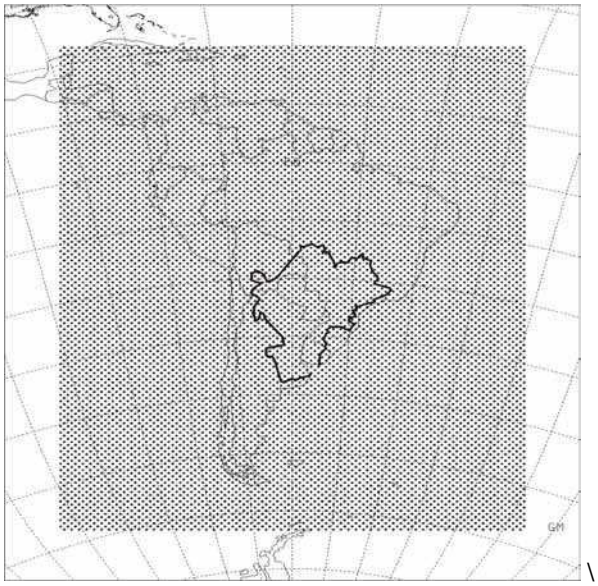


Figura 3.7: ***Dominio y resolución de la versión de 80 km del modelo Eta. El contorno grueso indica los límites aproximados de la Cuenca del Plata.***

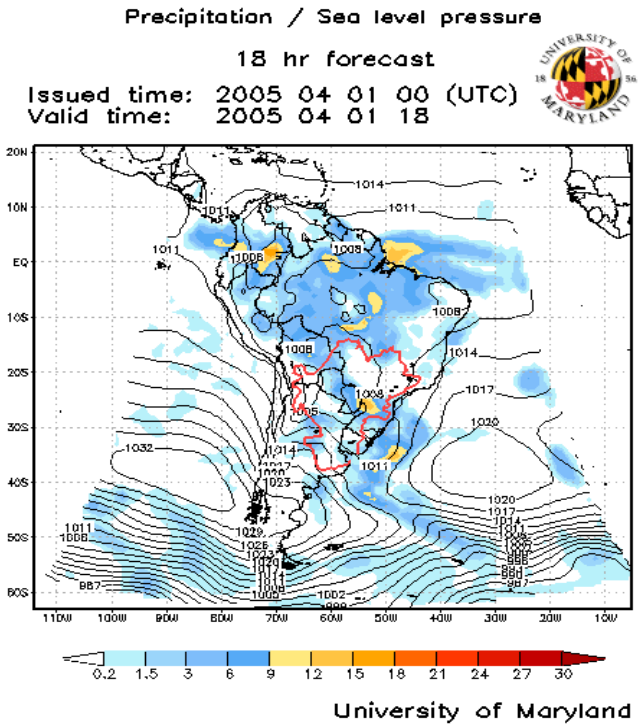


Figura 3.8*: Campos pronosticados de presión a nivel del mar (en mbs.) y precipitación resultantes del procesamiento diario de la versión de 80 km del modelo Eta, publicados en* ***http://www.atmos.umd.edu/~berbery/etasam***

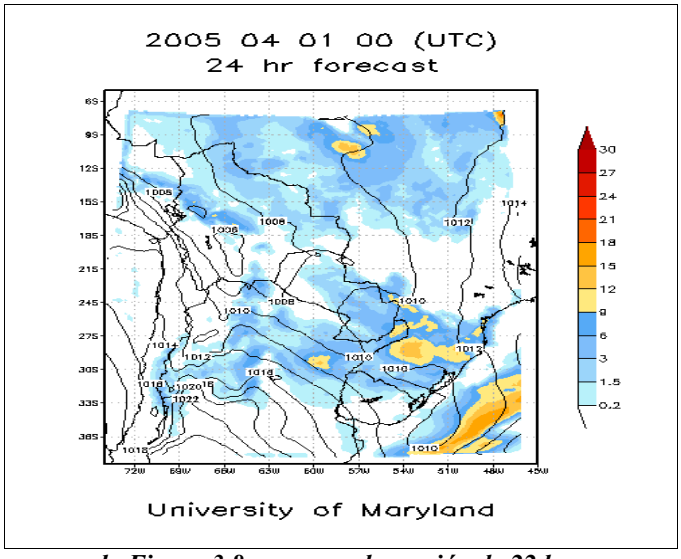


Figura 3.9*: Ídem., que la Figura 3.8 pero para la versión de 22 km*

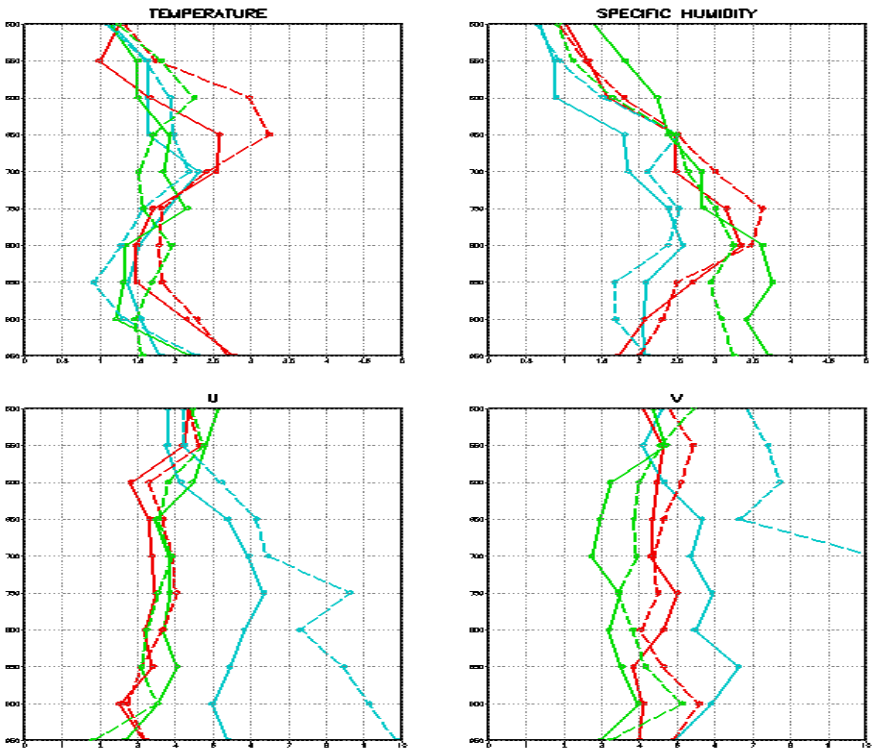


Figura 3.10: Diferencias de cuadrados mínimos entre los radiosondeos y Eta 22 km (línea continua), Eta 80 km (línea cortada) desde 950 a 500 hPa. Resistencia verde (33 casos de Eta 22km y 25 de Eta 80 km) , Santiago del Estero rojo (37 casos de Eta 22km y 35 de Eta 80 km) y Santa Cruz azul (19 casos de Eta 22km y 17 de Eta 80 km). Los rangos de temperatura de 0°-5° K, humedad especifica 0-5 g/kg. y U y V 0-10 m/s. (extraída de Nogués-Paegle et al.,2006)

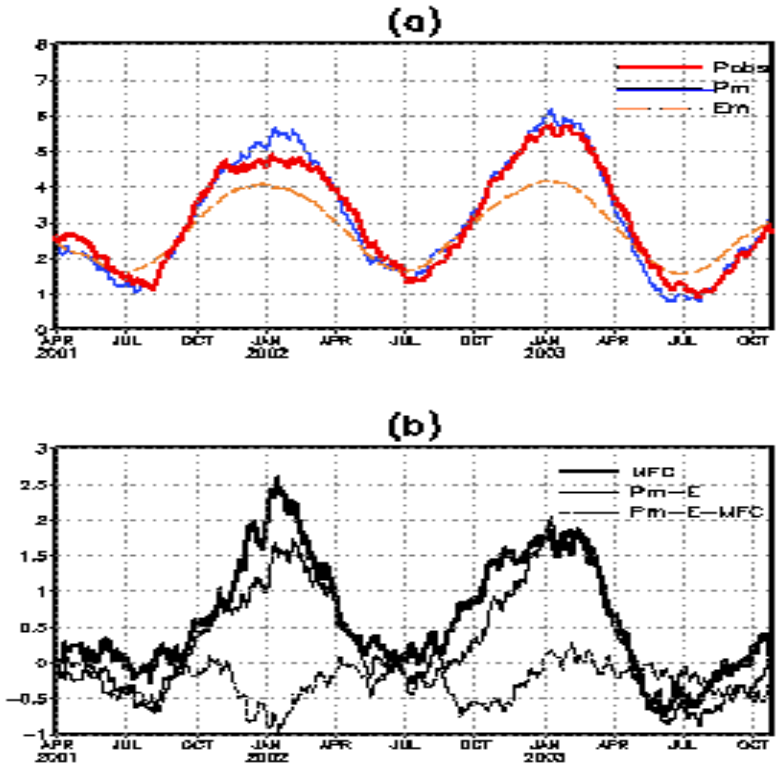


Figura 3.12: (a) Series temporales de la evaporación(Em) y de la precipitación modelada(Pm) y observada(Pobs) promediadas sobre la Cuenca; (b) Series temporales de la convergencia del flujo de humedad (MFC), P-E, y su diferencia promediadas sobre la Cuenca (P-E-MFC).

Tabla 3.3 (*extraída de Berbery et al., 2004)*

CAPITULO 4

CLIMATOLOGIA DEL MES DEL ESTABLECIMIENTO DEL MONZÓN SUDAMERICANO

4.1 Introducción

En este capítulo presentamos los resultados de la simulación control del modelo Eta para el octubre medio, a la cual llamaremos simulación control ensemble, y que constituye el entorno básico que incluye el conjunto de variables promedio, sobre las cuales se va a estudiar posteriormente el impacto de las modificaciones en el estado del suelo.

Se calcularon los promedios de precipitación, flujo de calor sensible, flujo de calor latente, radiación de onda corta y larga, CAPE, CIN, flujos de humedad, convergencia del flujo de humedad, agua precipitable y los de algunas variables de superficie seleccionadas. Estos cálculos se realizaron con un intervalo de 3 (tres) horas de pronóstico, de cada día de cada octubre de los años seleccionados de la simulación control (la descripción de la simulación control se encuentra en el Capitulo 2, Sección 2.2.2). Finalmente, se promediaron los octubres de los años 1981, 1982, 1983 y 1999 y se obtuvo el octubre medio o simulación control ensemble.

Se definirá como dominio del monzón a un cuadrado entre 10°-20° S y 45°-55° W, este dominio no es arbitrario y es consistente con observaciones previas. Un análisis de EOF (Silva y Berbery, 2006) para la precipitación de verano sobre Sudamérica, revela que el primer modo representa la ZCIT, mientras que el segundo modo representativo del monzón está centrado en 13-17 S, 46-52 W. Doyle y Barros (2003) también definen la región entre 45-55 W, como el área con la mayor precipitación observada en el mes de octubre. Finalmente, este dominio cubre un área de máxima variabilidad y es bastante homogénea comparada con otras regiones cotejadas para este estudio.

4.2 Simulación de la primavera del Hemisferio Sur.

4.2.1 El octubre medio climatológico

A modo de marco de referencia, caracterizamos el octubre medio a partir del mapa de presión a nivel del mar obtenido de los Reanálisis del NCAR-NCEP para el período de 1948-2007 que se muestra en la Figura 4.1. Se observan los anticiclones semi-permanentes del Atlántico y Pacifico Sur, el pronunciado gradiente bárico al sur de los 40º de latitud sur, y el inicio del desplazamiento de la zona de Interconvergencia Tropical (ITCZ), al mismo tiempo al este de los Andes se observa una prolongada franja de baja presión, que acompañaría el recorrido del LLJ aunque se encuentra un tanto desplazada hacia el este.

4.2.2 Las simulaciones de las variables de superficie con el modelo Eta

La precipitación media

La figura 4.2 a) presenta el campo medio de precipitación acumulada, de la simulación control ensemble. Durante la primavera austral, el desarrollo del monzón sudamericano se caracteriza por el rápido traslado hacia el sureste de la convección desde el noroeste de Sudamérica hacia el sur del Amazonas y la región del Planalto (ver Apéndice), mientras que la inversión hacia el sur del flujo que cruza el Ecuador conduce el desplazamiento inicial de la lluvia (Wang y Fu, 2002). La migración de la convección puede durar tan sólo un mes y como consecuencia octubre puede ser identificado como el inicio del establecimiento del monzón.

La simulación control ensemble con el modelo Eta (Fig. 4.2 a) presenta una distribución espacial comparable con la climatología de Xie y Arkin para octubre medio calculado con los octubres de 1981, 1982 1983, 1999 (Figura 4.2 b), reproduciendo todos los centros de precipitación, aunque con valores mayores en cantidad de precipitación. Los resultados del modelo presentan una distribución espacial similar a los máximos de precipitación que se observan en la climatología estacional para los meses de septiembre a noviembre desarrollada por Figueroa y Nobre, 1990 partir de observaciones (Figura 3C.8 de Satyamurty et al, 1998).

En un barrido desde el noroeste hacia el sur, podemos observar en el mapa que los máximos de la climatología del modelo para el mes de octubre se encuentran en la parte Central y zonas costeras de Colombia, las tierras bajas del norte del Perú al este de los Andes, las cuencas ínter montanas del noreste de Ecuador y, ya en Brasil en el sureste del Amazonas y en la franja costera de la zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS).

El mapa de la precipitación media de simulación control ensemble (Fig. 4.2 a) revela máximos valores en la zona ecuatorial, tanto en las regiones donde la cadena este de los Andes obstaculiza los vientos alisios y se produce entonces un ascenso del aire

cálido y húmedo seguido de un enfriamiento adiabático y lluvias extremas. En las tierras bajas del Amazonas se producen valores altos de precipitación asociados a los alisios del Atlántico y a las grandes áreas de tierras pantanosas que combinadas con las altas temperaturas favorecen la evaporación, a lo que se suma la transpiración de la densa jungla (Prohaska, 1976). El efecto orográfico de los Andes y la poderosa fuente de calor en los niveles altos que favorece la convección, conlleva un aumento de precipitación en las montañas. Aunque en la costa de Colombia llueve prácticamente todo el año con la misma intensidad (en algunas zonas mas de 6000 mm/año, Prohaska, 1976), el máximo ocurre en octubre (en el trimestre de otoño para la región de Sudamérica incluida en el Hemisferio Norte). En líneas generales, el establecimiento estacional de la convección sobre el sector ecuatorial responde al enfriamiento del tope de la capa límite planetaria (CLP) y a la humidificación de la CLP, motivada por el arrastre (entrainment) en el Amazonas Central y Este (Nogués-Paegle et al., 2002)

Encontramos los máximos de precipitación, en la franja que se extiende desde la Cuenca del Amazonas en diagonal hacia el sudeste del Brasil entre los 15˚ S y los 25˚ S, especialmente en la parte norte de la zona de influencia de la ZCAS, cuyo fortalecimiento se inicia en octubre y constituye una característica climatológica importante de la primavera tardía y del verano austral en Sudamérica. En el dominio del monzón encontramos valores de precipitación mayores a .6 mm/dia^{-1}.

Entretanto hacia el sur y desde Bolivia hacia Argentina se puede observar un valor considerable promedio de precipitación al este de los Andes hacia el Atlántico con dirección noroeste-sudeste resultante del aporte del flujo de humedad del norte**.** Al este de los Andes en escalas mensuales y cuatrimestrales, la precipitación se correlaciona con el flujo meridional a lo largo de todo el año, de manera que mayor (menor) precipitación se asocia con un incremento (reducción) del flujo del norte y en consecuencia aumento (disminución) de la advección caliente (Barros et al., 2002)**.** Más al sur, en territorio argentino, se suma la presencia frontal y el pasaje de los Complejos Convectivos de Mesoescala (CCMs), que son fenómenos característicos de esta época del año. Asimismo el sur del Brasil y el norte de Uruguay, ambas regiones durante la primavera son alcanzadas por los CCMs que se desarrollan en el Paraguay y se mueven hacia el este a lo largo del lado ecuatorial del Jet subtropical (Velasco y Fritsch, 1987; Silva Dias, 1987). Del mismo modo, se observan valores considerables en el norte de Uruguay y sur de Brasil en concordancia con lo encontrado por Diaz et al. (1998), que responden en parte a actividad convectiva ampliada por la interacción entre el aire húmedo de los trópicos con los sistemas frontales que se propagan desde altas latitudes. El desplazamiento de los sistemas frontales, seguidas de masas de aire frío, desde el extremo sudoeste de Argentina hacia las latitudes tropicales se producen con más asiduidad durante el otoño tardío, el invierno y la primavera temprana. Estos sistemas ocasionan frecuentes episodios de temperaturas inferiores a la media y eventuales heladas que, cuando ocurren en la primavera temprana, constituye un peligro para la agricultura (Garreaud, 2000).

4.2.3 Flujo de calor latente, flujo de calor sensible, CAPE y CIN medios

En lo que sigue se discutirán las características de los campos medios modelados de flujo de calor latente (CL) (Figura 4.3 a), sensible (CS) (Figura 4.3 b), CAPE (Figura 4.4 a) y CIN (Figura 4.4 b), de la simulación control ensemble. Estudios recientes (Fu et al 1999) muestran que el flujo de calor latente de superficie es una fuente crítica de humedad y en algunos casos como las estaciones secas y etapas iniciales de la estación de transición resulta más importante que el transporte de humedad de gran escala**.**

El CL y el CS juegan un papel diferente para la atmósfera, El CS significa energía inmediatamente disponible que se transmite a la atmósfera y contribuye al calentamiento y/o profundización de la capa límite planetaria. El flujo de evaporación de superficie no produce un calentamiento directo de la atmósfera, pero provee de humedad a la capa límite y en el caso de convección profunda, a toda la troposfera. Esto último, en condiciones favorables, contribuye a los mecanismos de generación de precipitación con la asociada liberación de CL en toda la troposfera (Viterbo, 2001).

Los campos medios de la simulación control del modelo de CS y CL, se muestran en cierta forma complementarios en el sentido de que cuando uno aumenta el otro disminuye, aunque en el Altiplano se observan valores de magnitud similar. Se observa un dipolo con valores mayores de calor sensible en el nordeste brasileño, (menores de flujo de calor latente) y menores de flujo de calor sensible (mayores de flujo de calor latente) en la región mesopotámica argentina y la región del sur y costera de Brasil, en esta última los valores mas altos de CL podrían estar asociados a la presencia de los CCMs (y viceversa) tal como se describió en 4.1.1. También se observan valores altos de flujo de calor latente en la parte septentrional de Sudamérica, en todo el Amazonas y al este de los Andes Bolivianos.

El transporte horizontal del flujo de calor sensible y latente en las capas bajas de la atmósfera es producido en parte por las circulaciones locales inducidas térmicamente (Kimura y Kuwagata, 1995). La variabilidad térmica de la superficie genera circulaciones locales y sus flujos de calor de mesoescala asociados, que a su vez influyen en la meteorología de gran escala. Estos flujos tienen el mismo orden de magnitud del flujo turbulento en la capa límite pero difieren en la estructura vertical (Pielke et al., 1991). Los efectos térmicos del flujo de calor latente asociado a precipitación en las pendientes elevadas producirían una rotación ciclónica de la baja troposfera en la vecindad de las pendientes donde llueve. Dado que el flujo de calor latente se propaga en toda la troposfera, el movimiento vertical de ascenso asociado se extiende verticalmente y produce divergencia en la troposfera alta (Byerle y Paegle, 2002). Según Rao y Erdogan (1989) el flujo de calor latente proveniente de la convección organizada contribuye en gran parte a la fuente de calor del Altiplano en la vecindad de Bolivia.

Los campos de CS y CL se asocian a los de radiación neta en superficie de manera que un aumento del CS y una reducción CL, se asocian con un decrecimiento de radiación de superficie de onda larga debido a un aumento en la radiación de onda larga saliente y una disminución de la radiación de onda larga entrante.

La radiación neta de superficie prácticamente balancea la suma de CS y CL en el largo plazo. (Pal et al., 2003).

Con respecto al análisis efectuado de los campos de CS y CL, nuestro planteo no difiere de todos aquellos que estudian CL y CS como variables admitiendo que son dependientes del modelo empleado. Dado que no existen observaciones de CL y CS (salvo por mediciones de torres de flujo en unos pocos puntos y en periodos limitados), no hay posibilidad de evaluarlos directamente. Alternativamente, se podría hacer una evaluación de Ts, la cual seria muy limitada por falta de datos y/o su falta de disponibilidad. Aún así, grandes regiones del monzón no poseen datos de ningún tipo, lo que hace prácticamente imposible una evaluación. En general, el flujo de calor del terreno es pequeño y despreciable.

Por otro lado, siendo la radiación neta de superficie la suma de los flujos netos de onda corta y larga, ésta determina el nivel de energía disponible para los componentes no-radiativos del balance de energía de superficie y es entonces la fuerza conductora detrás del ciclo hidrológico (Wild et al., 1995). El promedio de radiación neta (onda larga más onda corta) de la simulación control ensemble (Figura 4.3 c) nos muestra los valores máximos sobre regiones de máximo flujo de calor sensible, al este de los Andes entre los 10° N y 20° S, el noroeste del Brasil y en la provincia de Misiones y el sureste de Brasil**.**

Los cambios en las condiciones de superficie y en la estructura de la Capa Límite afectan la inestabilidad de la atmósfera. El desarrollo de las nubes convectivas y de la precipitación están relacionadas con CAPE que es la cantidad de energía disponible a una parcela de aire para que ascienda una vez que ésta alcanzó el nivel de libre convección. A mayores valores de CAPE, la atmósfera es más inestable. Aunque también la convección depende de CIN que es la cantidad de energía necesaria disponible para que una parcela de aire se eleve hasta el nivel de libre convección. Valores grandes de CIN implican gran resistencia al desarrollo convectivo. En general grandes valores de CAPE y pequeños de CIN favorecen las convección y precipitación.

Distintas climatologías de CAPE y CIN realizadas tanto a partir de observaciones como de resultados de modelos, se han estudiado últimamente. Riemann-Campe et al. (2008) elaboran una climatología global de CAPE y CIN a partir de los ERA 40. Siedlecki (2008) realiza una climatología de varios parámetros asociados con el tiempo severo y tormentas convectivas ocurridas en Europa y lo hace a partir de radiosondeos durante el período 1991-2005. El análisis se basa en las medias mensuales y la distribución de parámetros como CAPE y CIN entre otros, siendo una de los objetivos de la investigación la obtención de umbrales de estos parámetros comúnmente asociados a tiempo severo y la descripción de la distribución espacial de los mismos en el territorio europeo. Silva y Berbery (2006) estudian las anomalías de CAPE y CIN con respecto a la media estacional de ambas variables sobre el Sudeste de Sudamérica, calculadas a partir de pronósticos realizados con el modelo Eta. Finalmente Monkam (2002) estudia la distribución de CAPE en el norte de África y el Atlántico tropical en verano mostrando medias mensuales para todos los meses del verano y la media estacional.

Los mapas de CAPE y CIN de la simulación control ensemble se muestran en las Figuras 4.4 a y b), donde CAPE y CIN se calcularon a partir de la temperatura potencial equivalente de la parcela y el entorno según lo explicado en el Capitulo 3 Sección 3.1.1 d). CAPE puede ser considerado como un forzante termodinámico que facilita la convección y la precipitación (Bluestein, 1993; Barlow et al. , 1998), con valores altos al este de los Andes dentro de una banda que se extiende desde Colombia hasta la Mesopotamia argentina y con máximos de alrededor de 1600 J kg^{-1} en el Amazonas occidental. Por otro lado, el mapa de CIN medio presenta los valores máximos donde CAPE presenta valores pequeños, lo que abre un interrogante sobre cual es el origen del principal forzante de la precipitación en estas regiones, siendo una alternativa posible estudiar el ciclo diurno de ambas variables y de las componentes atmosféricas asociadas. En el Noroeste argentino (NOA), la costa sudeste de Brasil cerca del ZCAS y la zona ecuatorial hasta los 20° N, valores pequeños de CAPE coexisten con valores importantes de CIN, lo que sugiere (no se muestra) que pueda haber otros mecanismos además del termodinámico que sean el forzante primario de la precipitación (Berbery y Collini, 2000). En el dominio del monzón, los valores de CAPE y CIN se encuentran dentro de un rango intermedio, decreciendo hacia la costa.

La convección tropical se puede relacionar con la precipitación en la Argentina subtropical, sea porque influencia los movimientos verticales causando subsidencia compensatoria o por aumento de la advección de vapor de agua hacia el sur. Estos dos mecanismos actúan de manera opuesta y su total contribución a la lluvia regional depende de la distancia relativa de la región a los principales centros de convección así como a su posición relativa y a la circulación de niveles bajos. También encontramos un tercer mecanismo, ya que la convección sobre Sudamérica tropical podría estar relacionada con la latitud del jet subtropical y los sistemas de circulación asociados en la troposfera baja, los que pueden inducir movimientos verticales y advección de vapor de agua (González y Barros,1998).

4.3 Vegetación, humedad del suelo, escorrentía, evaporación, y temperatura de la superficie.

En la parametrización de la superficie de la tierra la especificación de la vegetación es una cuestión clave, ya que ésta controla la evapotranspiración e intercepta la precipitación. Las especificaciones de las variaciones estacionales de las propiedades de la vegetación tienen impacto en las simulaciones de las distintas variables meteorológicas tal como lo demostró Xue et al. (1996) con las medias mensuales de la temperatura cerca de superficie sobre Norteamérica. Recientemente Alvalá et al. (2006) trabajaron en la modificación del mapa de vegetación que utiliza el modelo Eta, incorporando una nueva distribución de la vegetación en el Simplified simple Biosphere Model (SsiB) para una región seleccionada de Brasil.

El campo de vegetación, para el mes de octubre utilizado por el modelo (Figura 4.5 a) se obtiene de la base de datos global que contiene valores mensuales para los 12 meses del año, derivados del satélite NOAA/AVHRR tal como se describe en Gutman and Ignatov (1998). El uso del promedio de la vegetación para cada mes del año permite capturar en gran medida la estacionalidad y la variabilidad interanual de la vegetación y de sus propiedades y de esta manera representar un ecosistema genérico funcionando. La tipificación de la vegetación que se presenta en la Tabla 4.1 se basa en la clasificación de la vegetación según el modelo SsiB de Dorman y Sellers (1989).

En el mapa de la Figura 4.5 b) se despliega la fracción de verdor (greeness fraction) que utiliza el modelo para el mes de octubre. Se aprecia la diversidad donde se observa que la zona de cultivos más extensa se encuentra en la Pampa Húmeda y en parte de las provincias de Córdoba y Santa Fe en Argentina, el sur del Uruguay y sur de Brasil. La selva tropical esta en el comienzo de su expansión estacional y se advierte la aridez permanente de la franja costera del Pacifico desde el norte de Chile, extendiéndose por todo el Perú.

El campo medio de la capa superior de humedad del suelo (0, 10 cm) para el mes de octubre de la simulación control ensemble (Figura 4.5 c), presenta valores máximos distribuidos en regiones con diferente uso del suelo coincidentes con la selva tropical, la costa sureste de Brasil y al sur de la Patagonia y la isla de Tierra del Fuego. Grandes valores de humedad del suelo se encuentran sobre el noroeste de Sudamérica (Colombia), y sur de Brasil, mientras que el dominio del monzón exhibe valores intermedios. La distribución espacial de la media de la humedad del suelo está determinada por la precipitación normal, pero la evaporación determina el ciclo anual de la humedad del suelo (Wang et al., 1996). La estacionalidad de la humedad del suelo esta relacionada con la variación estacional de la evapotranspiración, a estas variaciones estacionales se agregan variaciones de escala más corta causadas por eventos individuales de precipitación (Robock et al., 2003).

El campo medio de escurrimiento, variable del modelo de suelo (NOAH) acoplado al modelo Eta, de la simulación control ensemble (el cual se mostrará en el Capitulo 5 cuando se estudien las anomalías por reducción y aumento de humedad del

suelo) presenta valores importantes (aunque dispersos) en la costa colombiana y en la región mesopotámica argentina y sur del Brasil.

El exceso de precipitación en las latitudes subtropicales en primavera, debiera conducir a un enfriamiento en superficie debido a los procesos de radiación y evaporación. La evaporación controla la cantidad del agua contenida en el suelo durante la primavera, permitiendo su liberación durante el verano. En el verano una superficie húmeda tiende a evaporarse y se enfriará, la evaporación dará lugar a mayor nubosidad afectando el balance radiativo y la temperatura de superficie. El campo medio de evaporación simulada que se exhibe en la Figura 4.6, es coherente con el de flujo de calor latente ya que se calcula en función del mismo y su ecuación es:

Evap =-CL*86400/(2.5*10**6)

La parte tropical del continente sudamericano, donde el Amazonas produce un gran porcentaje de evapotranspiración, aporta a la atmósfera humedad comparable a la que se encuentra sobre los océanos circundantes tal como se puede apreciar en las simulaciones del flujo de calor latente y de la evaporación. Cabe señalar que nuestros análisis se van a centrar sobre continente, de ahí que en general, no se mostrarán los campos de las variables sobre los océanos. A su vez muestra una franja con valores altos a lo largo de los Andes Centrales concordante con la ubicación de la precipitación, mientras que hacia el sur, encontramos que la escasa precipitación (Figura 4.2 a) y la limitada disponibilidad de agua en el suelo (Figura 4.5 c) en la región subtropical semiárida es consistente con la baja tasa de evaporación en toda la región coincidiendo con Labraga et al., 2000 en su estudio hecho a partir de los REAN para las estaciones de primavera y verano austral.

Las temperaturas de la superficie del mar (Sea Surface Temperature (SST)) varían unos 30° C desde las altas latitudes hasta los trópicos y el ciclo anual puede exceder 10° C en latitudes medias, ambas razones hacen necesaria una buena climatología de las SST para monitorear las señales climáticas interanuales que son de pocos grados Celsius (Reynolds y Smith, 1995). El campo de temperaturas de la superficie del mar de los Reanálisis del NCAR-NCEP proviene de los análisis que utilizan el método de interpolación optima global de Reynolds y Smith (1994).

En nuestro caso las simulaciones control del mes de octubre de cada año (1981, 1982, 1983, 1999) se inicializaron con el campo de temperaturas de la superficie del mar de octubre del año correspondiente. En la Figura 4.7 a) se muestra el promedio de las temperaturas de la superficie del mar de los octubres de todos los años seleccionados. En esta figura podemos observar la media de la corriente cálida de Brasil llegando hasta los 30° S y la media de la Corriente de Malvinas llegando hasta los 45° S.

En el continente, el promedio de temperaturas de superficie muestra un extremo en un dominio que incluye el Pantanal, región de una ecología de excepción, compartida por Bolivia, Paraguay y Brasil (entre (17°S, 54°W) y (21°S, 58°W) aproximadamente). Asimismo se observan valores muy altos de temperatura extendiéndose desde el nordeste brasileño hasta el noroeste de Argentina.

4.4 La estructura vertical del octubre medio

El flujo de humedad integrado en la vertical (Figura 4.8 a), su convergencia (Figura 4.8 b) y las componentes meridional y zonal del flujo de humedad (Figuras 4.9 a y b) de la simulación control ensemble permitirán visualizar la transferencia espacial de la humedad durante las primeras etapas del monzón. La estructura del flujo de humedad de la primavera, incluyendo la entrada del flujo desde el Océano Atlántico y el LLJ de la simulación control es similar a otras climatologías. El flujo de humedad integrado en la vertical de la simulación control muestra similares características al de otras climatologías basadas en REAN (Labraga et al., 2000; Berbery y Barros, 2002; Doyle y Barros, 2002; Marengo et al., 2004) y en pronósticos a corto plazo (Silva y Berbery, 2006).

El contenido de agua en la atmósfera en cualquiera de sus fases, participa activamente en los procesos de transporte de energía, la generación de fuentes y sumideros de calor, y la modulación del intercambio de la radiación solar y terrestre (Labraga et al., 2000).

4.4.1 El flujo de Humedad integrado en la vertical

La figura 4.8 a) muestra el campo de flujo de humedad, integrado para todos los niveles de presión de la simulación control ensemble del modelo. Se observa el trayecto del flujo de humedad desde el Atlántico Norte con el aporte de humedad del Mar Caribe y de la Zona de Interconvergencia Tropical (ZICT), penetrando por la el noreste de Sudamérica, y modulado por los Andes en su trayecto hacia el sur con valores alrededor de los 300 kg $(ms)^{-1}$, coincidentes con lo encontrado por otros autores (Marques et al. , 1979a; Nogués-Paegle y Mo; 1997; Berbery y Collini, 2000). Se mantiene su intensidad merced al aporte del Amazonas para luego reducir su potencia sobre el norte de Bolivia y finalmente mostrar otro máximo en el núcleo del LLJ y en áreas como la ZCAS, donde se produce en este caso la salida del LLJ**.** El flujo de humedad exhibe una rotación contraria a las agujas del reloj cerca de los Andes y luego hacia el este sobre la región del monzón. El segundo máximo refleja que el SALLJ provee de humedad al sistema del monzón. En la figura observa que el SALLJ no es el único aporte de humedad, ya que hay también un flujo del norte consistente con los resultados de Barros et al. (2002).

Este flujo cerca de los 20º S cambia su dirección 2 o 3 veces al mes sea hacia el este sobre la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) o hacia el sur sobre el Brasil y la Argentina subtropical (Nogués -Paegle y Mo, 1997). La precipitación en el dominio del monzón y la precipitación al sur de esta región, presentan un dipolo, de tal manera que cuando la precipitación aumenta en una región, disminuye en la otra (Nogués -Paegle y Mo, 1997; Herdies et al. 2002; Doyle y Barros, 2002). La estructura dipolar se manifiesta en otras variables como la convergencia de humedad. Los cambios en la circulación asociados se observan en el SALLJ, el cual cambia de dirección con un desplazamiento lateral hacia uno u otro centro del dipolo.

Asimismo, el SALLJ se observa durante todo el año (Berbery y Barros 2002), siendo más importante su aporte durante la primavera austral, tal como se mostró por Berbery y Collini (2000) para el mes de noviembre de 1997. Otros valores significativos de flujo de humedad se observan en el sur de Chile, aunque su origen responde al pasaje continuo de ciclones y la advección húmeda continua del Pacifico, cuyo estudio no responde al tópico de esta tesis.

La descomposición del flujo de humedad integrado en la vertical en sus componentes (Figura 4.9 a y b), permite apreciar un fuerte componente zonal en la zona de convergencia intertropical (ZCIT) en la parte septentrional del continente sudamericano, la mayor presencia de la componente meridional en la ZCAS y la presencia de ambas con intensidad equivalente en la región del LLJ.

Aunque los valores máximos son comparables, la ubicación del máximo medio de octubre de la componente meridional se halla más al noroeste de la que se observó durante el verano austral por Nogués-Paegle y Mo (1997), mediante la aplicación de un análisis de componentes principales a los reanálisis del NCAR-NCEP y del DAO/NASA para el período febrero a marzo de 1987. Comparando ambas ubicaciones sobre Sudamérica, podemos decir que en el mes de octubre se insinúa el inicio del traslado hacia el sureste de la convergencia de la humedad.

La fuerte circulación del noroeste se desacelera al sur de los 25º de latitud sur tal como se describió en Caffera (2003), aportando humedad a las cuencas media y alta del río Uruguay y la cuenca del río Negro.

4.4.2 La circulación en Capas Bajas (LLJ)

El transporte de humedad del LLJ favorece en la región de su desembocadura la generación de sistemas convectivos de meso-escala con fenómenos severos y precipitaciones intensas asociados durante la temporada cálida en Argentina (Berbery y Barros, 2002; Saulo et al., 2000; Nicolini et al., 2002 a, b; Salio et al., 2002; Ulke y Nicolini, 2005). Asimismo, se ha mostrado la influencia potencial del LLJ en los fenómenos que acompañan a las inundaciones de los ríos Uruguay y su afluente el río Negro en la Cuenca del Plata (Caffera, 2003; Paegle, 1998).

Se muestra en la figura 4.10 a) la transecta entre (25º S, 73º W) y (5º S, 34º W) cuyo recorrido atraviesa el núcleo del jet de capas bajas (LLJ). Sobre esta transecta se calcula la sección transversal del flujos de humedad tal como se ve en la figura 4.10 b). Considerando todo el dominio de integración de las Figuras 4.9 a y b), podemos observar que, las regiones donde las componentes zonal y meridional del flujo de humedad maximizan simultáneamente, corresponden a la fracción boliviana del LLJ y a parte de la ZCAS costera.

Los Andes y la meseta Boliviana por un lado y las serranías de Brasil por otro lado, favorecen el establecimiento de un canal de flujo del norte en capas bajas el cual

aporta aire húmedo y caliente al Sur de Brasil, Paraguay, Uruguay y a la Argentina subtropical. Las simulaciones realizadas por Gandú y Geisler (1991) con una modelo ideal de área limitada describen una circulación ciclónica de verano en la baja troposfera en la cercanía de los Andes incluyendo el LLJ desde el noroeste al este de los Andes. Byerle y Paegle (2002) proponen la interacción del viento zonal de gran escala con el efecto de bloqueo de la orografía como otro elemento para explicar el ciclo estacional y la variabilidad interanual observada del LLJ. También Nogués-Paegle et al. (1998) mediante la aplicación de un modelo global no lineal con orografía realista y forzantes de flujo zonal observado sugieren que el flujo de calor sensible acentúa circulaciones forzadas mecánicamente tanto sobre Sudamérica como Norteamérica.

En la figura 4.10 b) se muestra la sección transversal de la simulación control ensemble, sobre la transecta indicada en la figura 4.10 a) del flujo de humedad. Se observa que el máximo del flujo de convergencia de alrededor de 70 g kg^{-1} m s^{-1} en dirección Norte - Sur, se alcanza alrededor de los 800 hPa. En los niveles bajos y sobre el Océano Atlántico el flujo tiende a moverse en la dirección opuesta siguiendo la circulación predominante del anticiclón subtropical del Atlántico.

4.4.3 La convergencia del flujo de humedad integrado en la vertical

Vamos a analizar los mapas de la Convergencia del Flujo de Humedad (CFH), de la simulación control ensemble (Figura 4.8 b). La convención utilizada de ahora en adelante, es que la convergencia es positiva y la divergencia es negativa, consistente con los estudios hidrometeorológicos del ciclo del agua, aunque opuesto a lo utilizado en dinámica.

Se observan valores máximos de Convergencia en la costa noroeste de Sudamérica sobre el Pacífico, especialmente en las costas de Ecuador y Colombia. También encontramos valores máximos en la Zona de la Convergencia Intertropical y corriente abajo del SALLJ sobre el centro y el sud de Brasil donde se encuentra un valor máximo de precipitación y en la fracción costera de la ZCAS (Carvalho et. al., 2004) y al este de la Cordillera de los Andes en todo su trayecto hasta Bolivia. La CFH muestra una distorsión cerca de las montañas, típica de todos los modelos y sus dificultades en resolver la circulación en las cercanías de los Andes (Nogués Paegle et al., 2006). El norte de Brasil muestra divergencia, consistentemente con la ausencia de precipitación.

También se observan importantes valores de CFH en la costa del Sur de Chile, aunque el origen de la humedad es diferente, pues esta región se caracteriza por el pasaje continuo de sistemas ciclónicos provenientes del Pacifico. Contrariamente, la mayor parte de la costa del Perú caracterizada por la divergencia de humedad se presenta seca así como casi toda la costa chilena.

4.4.4 Movimientos verticales

En la Figura 4.11 se presenta la velocidad vertical media de la simulación control ensemble, en 500 hPa, en la cual se observa que uno de los valores máximos de ascenso se produce sobre la zona del monzón. La reducción (aumento) en la intensidad de los movimientos ascendentes sobre la región del monzón conlleva un incremento (disminución) del movimiento descendente sobre las áreas circundantes, particularmente sobre la Cuenca del Plata.

4.5 Algunas conclusiones parciales

Los resultados del modelo Eta en la región de interés, muestran que el mes de octubre se caracteriza por la correspondencia entre las zonas donde la precipitación media y la convergencia de flujo de humedad integrada en la vertical media alcanzan su máximo, esto se puede apreciar particularmente en la zona de establecimiento del monzón americano, en el sector oriental y de salida del jet de capas bajas, el centro de la Argentina, y la región Mesopotámica. Especialmente se observa un máximo local coincidente alrededor de los 15° S, 70° W asociado al inicio del máximo de flujo de humedad y en la región donde maximizan tanto la componente meridional como la zonal de la convergencia de flujo de humedad. También allí se observan en forma simultánea, máxima amplitud de flujo de calor latente, de radiación neta y de inestabilidad convectiva.

El capitulo 4 demuestra que el modelo Eta representa satisfactoriamente las componentes climáticas y procesos asociados del mes de octubre.

Figuras y Tablas del Capitulo 4

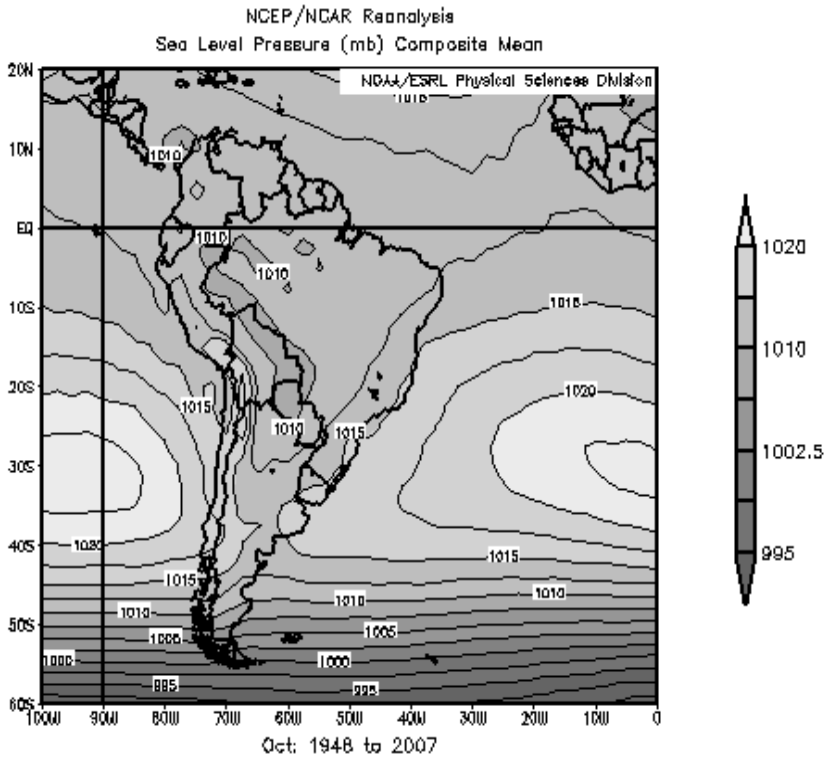


Figura 4.1: ***Media mensual de la presión a nivel de la mar de octubre calculada a partir de los reanálisis del NCAR/NCEP (1948-2007). La unidad es hPa.***

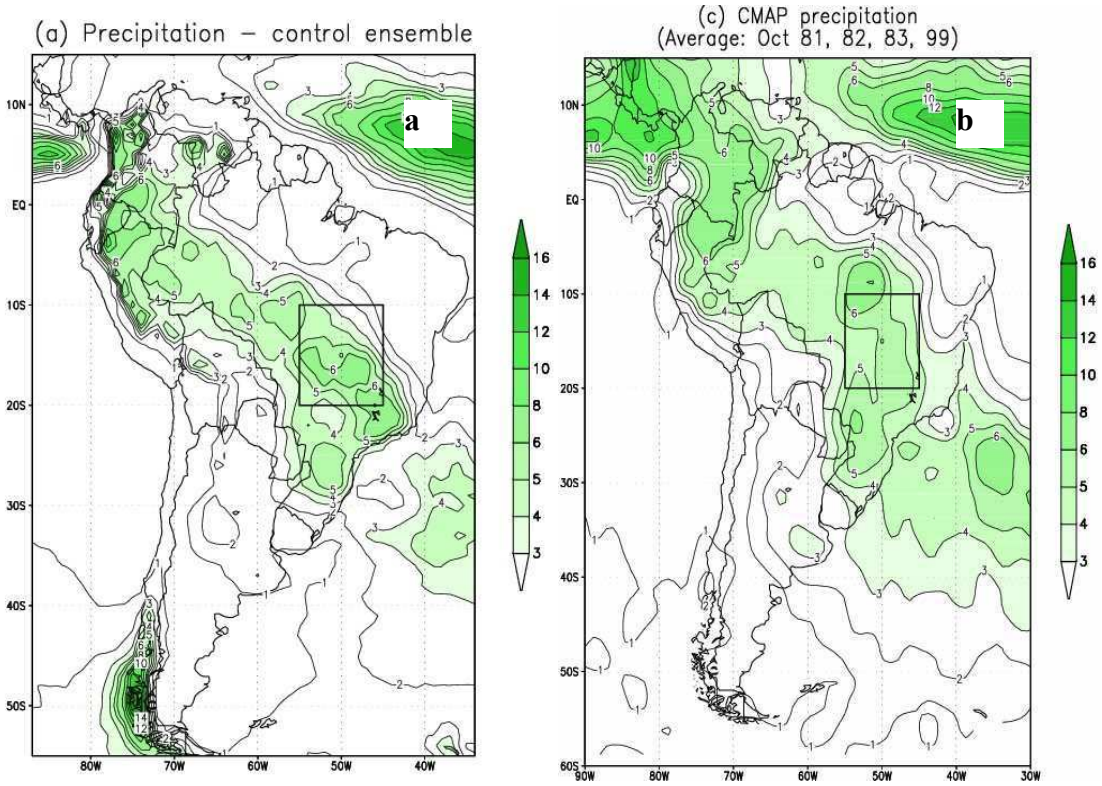


Figura 4.2: Precipitación media de octubre a) simulación control ensemble del modelo Eta; b) Climatología de Xie y Arkin. La unidad es mm día^{-1}. El rectángulo representa la región del monzón. Extraída de Collini et al., (2008)

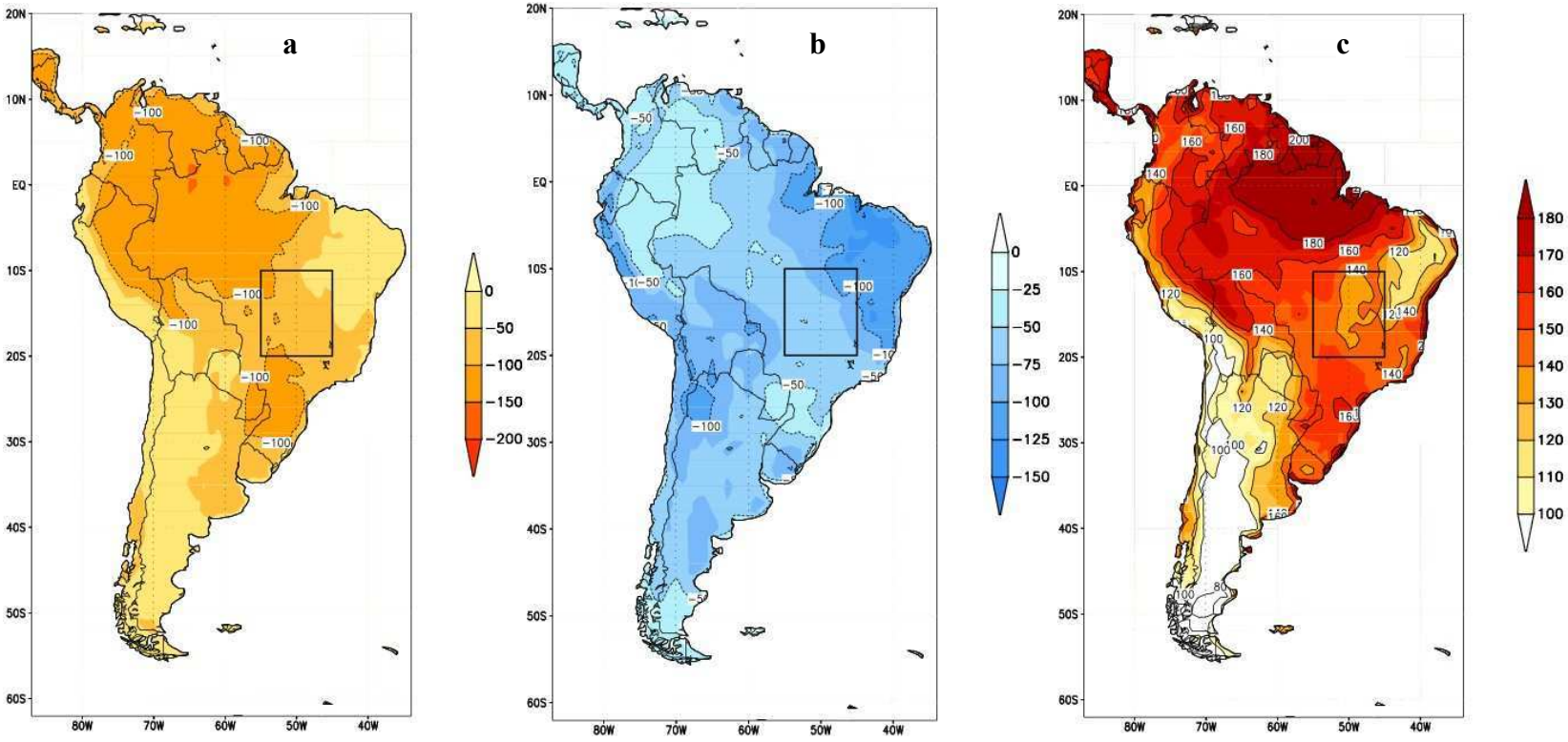


Figura 4.3: ***Campos medios de octubre de la simulación control ensemble del modelo Eta a) flujo de calor latente; b) flujo de calor sensible; c) radiación neta. Las unidades son W m^{-2} .***

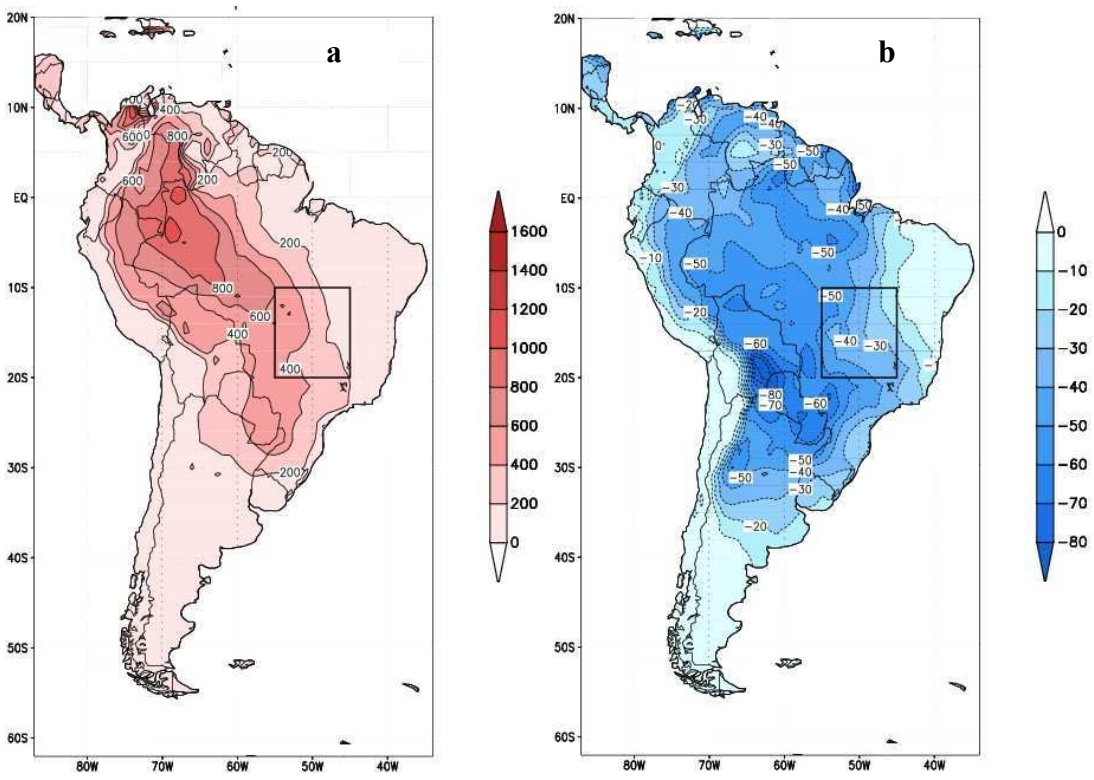


Figura 4.4: ***Campos medios de octubre de la simulación control ensemble con el modelo Eta a) CAPE; b) CIN. Las unidades son J kg^{-1} .***

Código	Tipo de vegetación
1	Árboles de hojas anchas y siempre verdes (selva tropical)
2	Árboles de hojas anchas y caducas
3	Árboles de hojas anchas y tipo agujas (selva mezcla)
4	Árboles de hojas tipo agujas y siempre verde
5	Árboles de hojas tipo agujas y caducas (alerce)
6	Árboles de hojas anchas y cubierta vegetal del suelo
7	Cubierta vegetal perenne del suelo
8	Arbustos de hoja ancha con cubierta vegetal perenne del suelo
9	Arbustos de hoja ancha y suelo desnudo
10	Árboles enanos y arbustos con cubierta del suelo (tundra)
11	Suelo desnudo
12	Cultivos (los mismos parámetros que para el tipo 7)
13	Glacial (los mismos parámetros que para el tipo 11)

Tabla 4.1

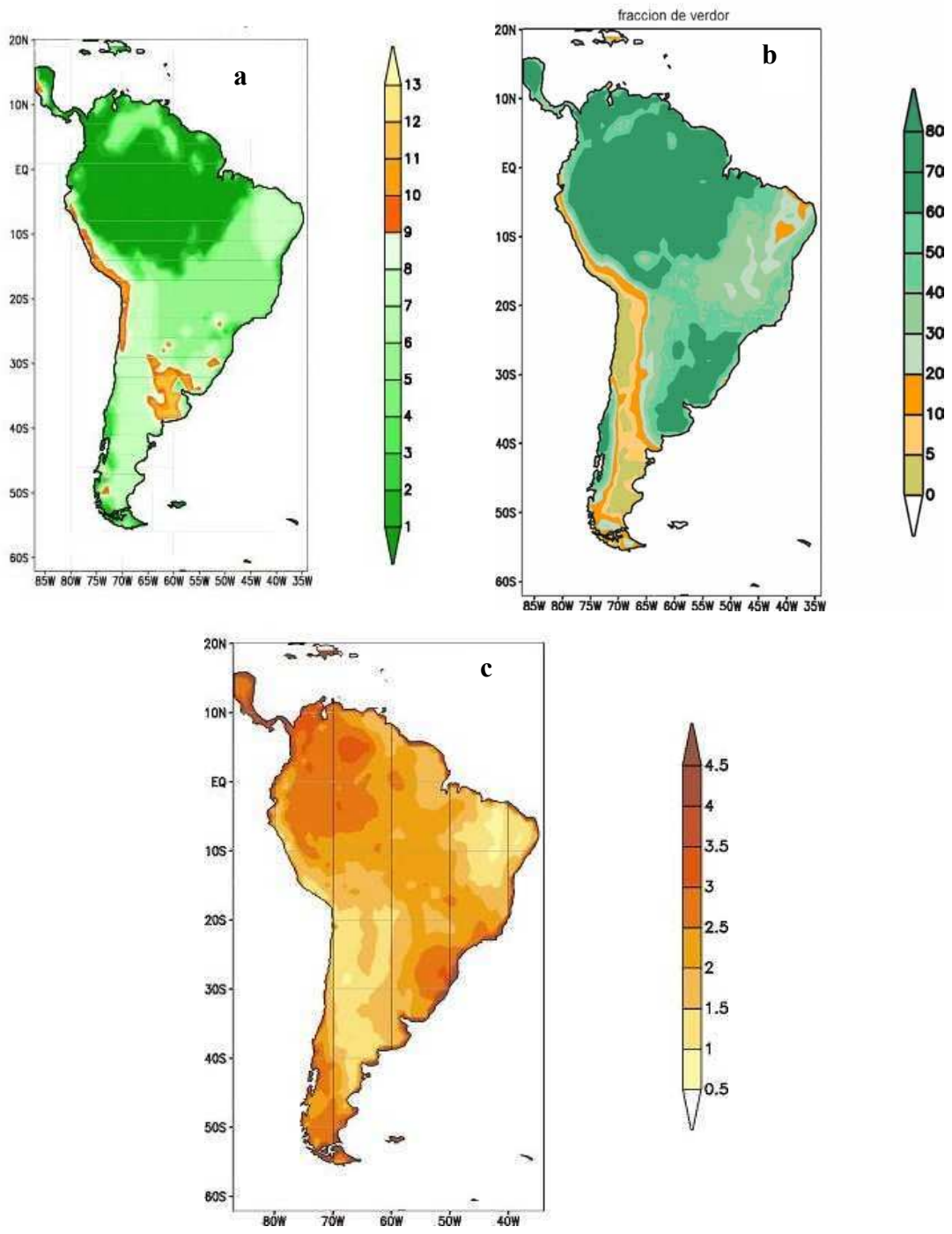


Figura 4.5: ***Campos iniciales para el mes de octubre del modelo Eta a) tipos de vegetación, b) fracción de verdor, c) humedad de la capa superior del suelo. Las unidades son a) código según Tabla 4.1, b) en porcentaje y c) dm.***

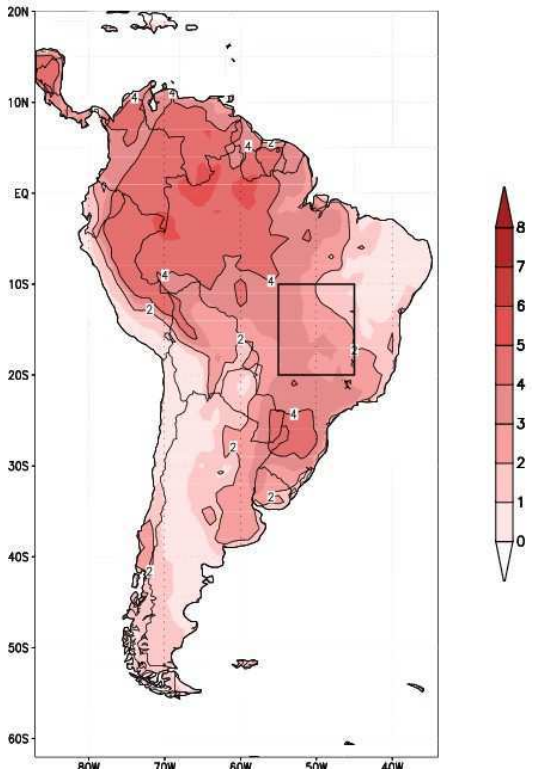


Figura 4.6: ***Campos medios de octubre de evaporación, a partir del flujo de calor latente de la*** *simulación* ***control ensemble con el modelo Eta . La unidad es W m^{-2}.***

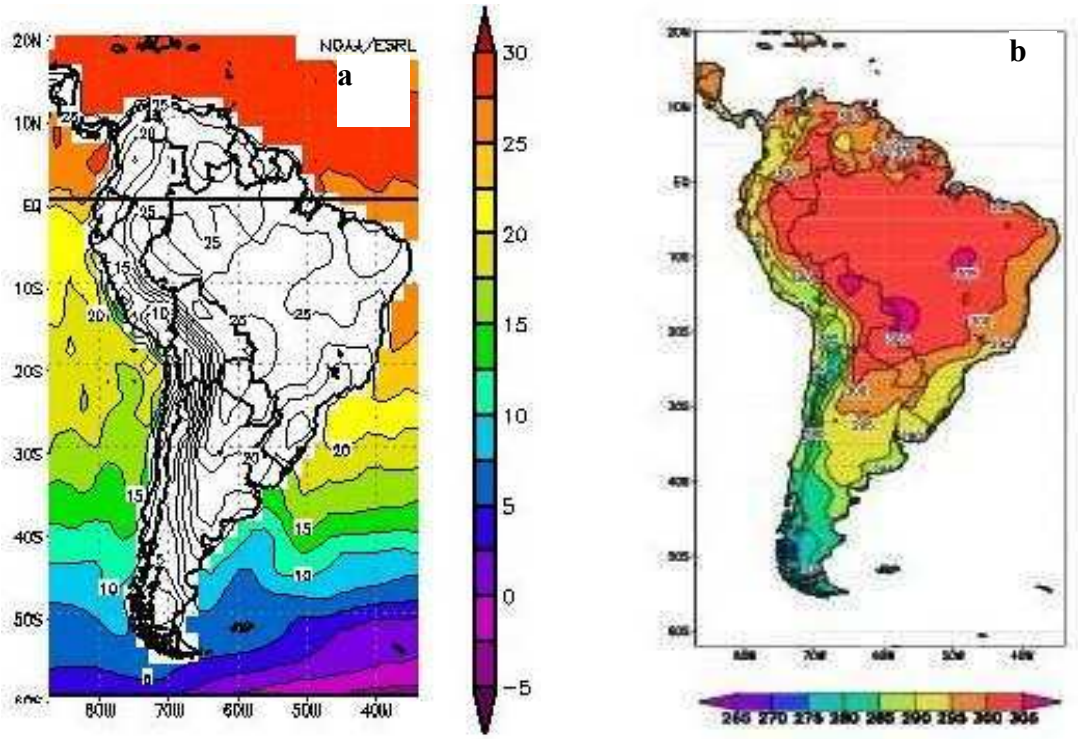


Figura 4.7: ***Campos medios para el mes de octubre de 1981,1982,1983, y 1999 a) temperatura de la superficie del mar de los reanálisis NCAR/NCEP, unidades en ° C (extraída del www.cdc.noaa.gov) ; b) temperatura de superficie del continente de la*** *simulación* ***control ensemble con el modelo Eta . Las unidades son °K.***

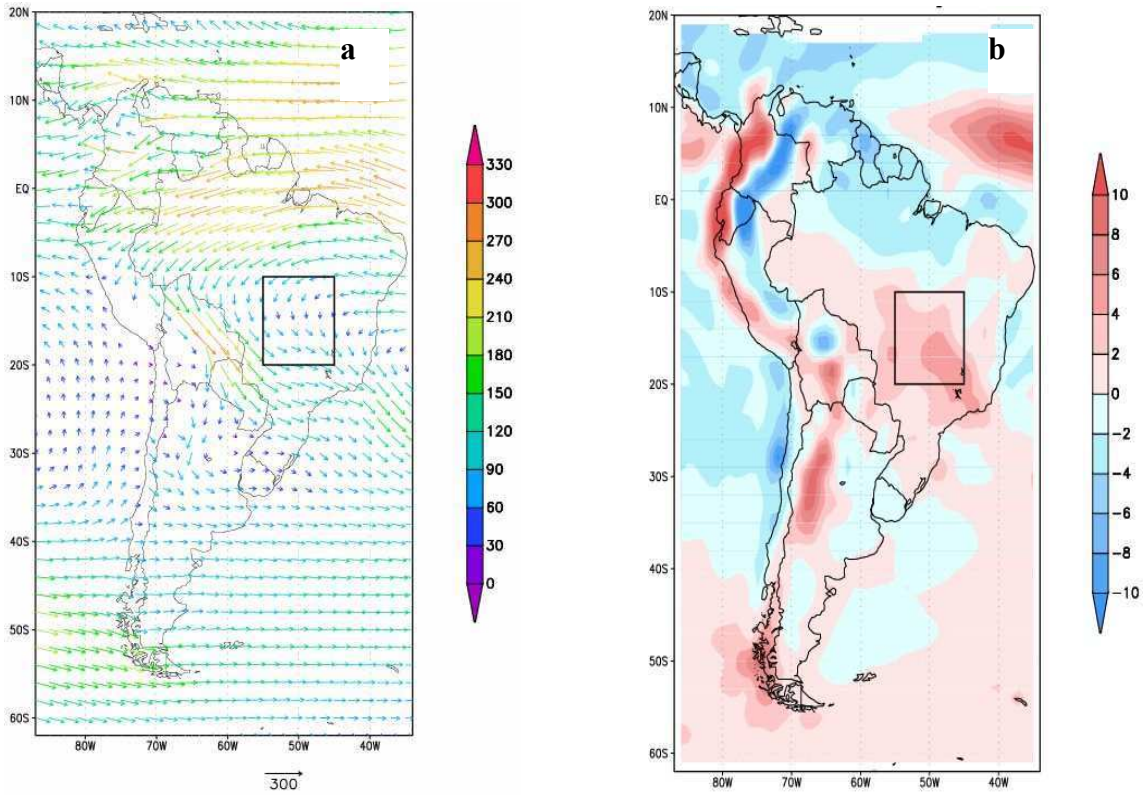


Figura 4.8: ***Campos medios de octubre de la simulación control ensemble con el modelo Eta a) flujo de humedad integrado en la vertical; b) su convergencia. Las unidades son a) kg (m s)$^{-1}$ y b) mm día^{-1}.***

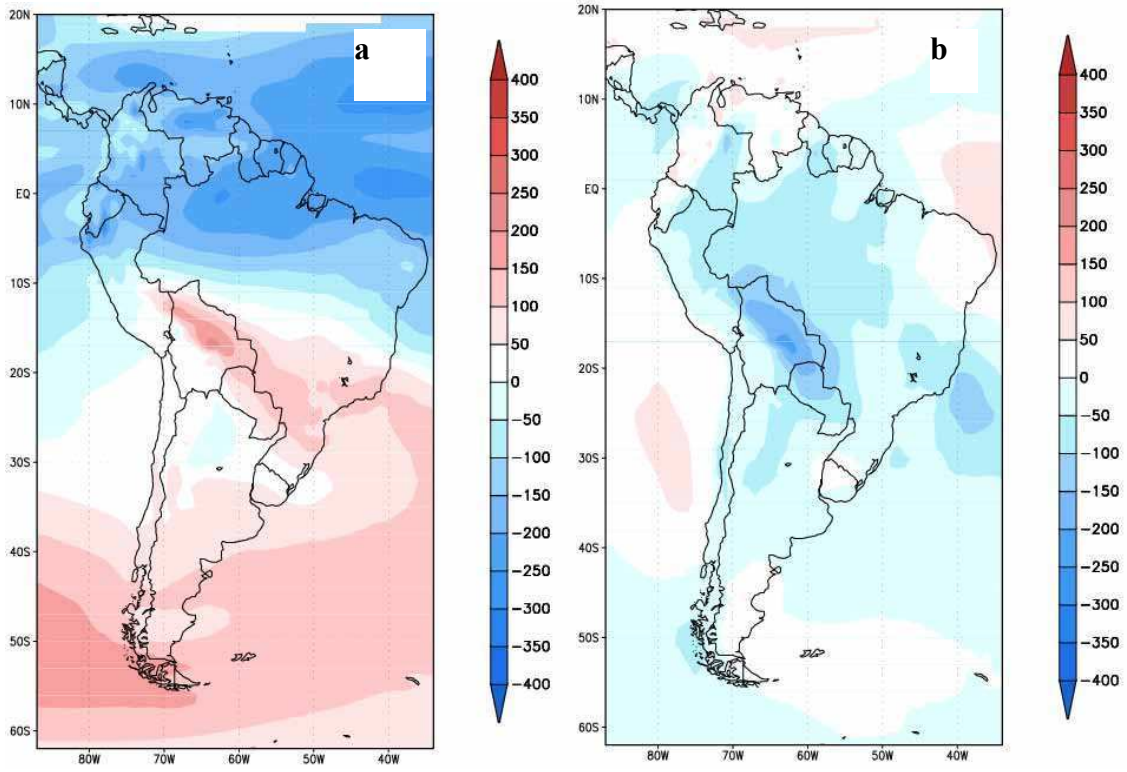


Figura 4.9*: Campos medios de octubre de las componentes del flujo de humedad integrado en la vertical de la simulación control ensemble con el modelo Eta a) zonal; b) meridional. La unidad es mm día*$^{-1}$.

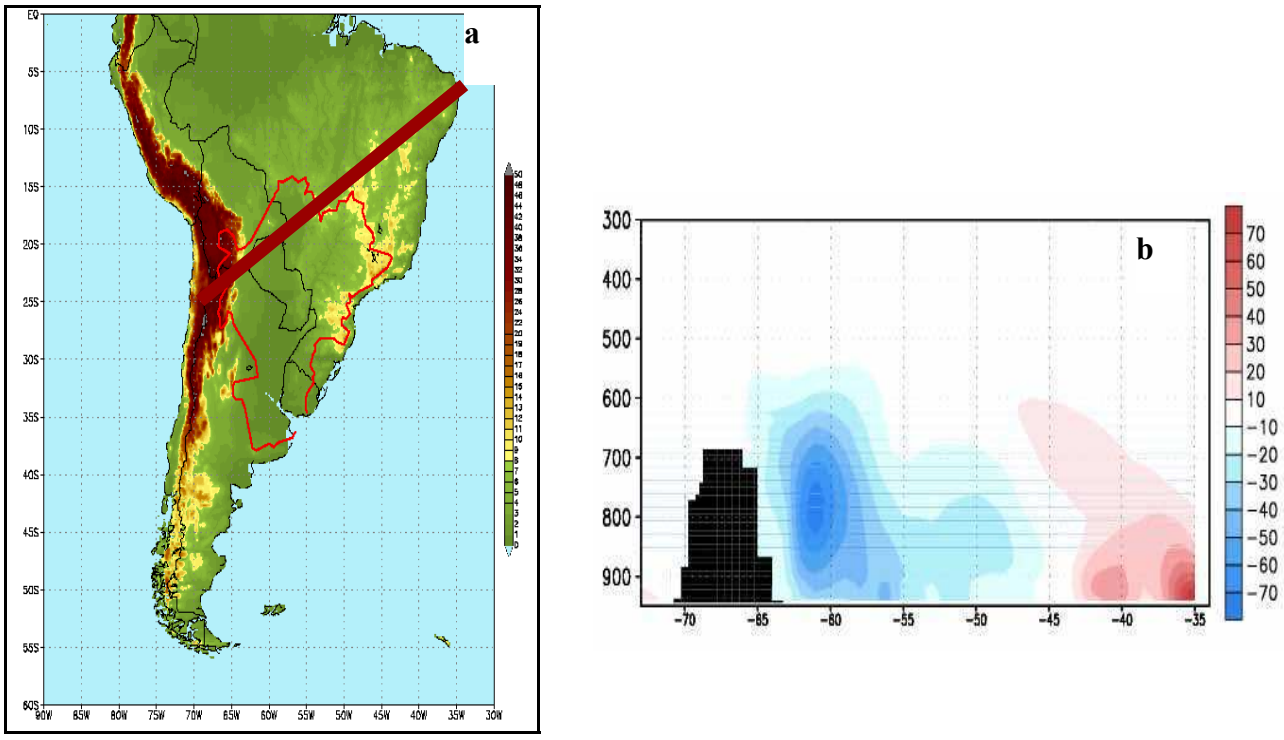


Figura 4.10: ***a) transecta entre (25º S, 73º W) y (5º S , 34º W) que atraviesa el núcleo del jet de capas bajas (LLJ), sobre la cual se calcula la sección transversal de los flujos de humedad; b) sección transversal del flujo de humedad de la simulación control ensemble con el modelo Eta . La unidad es*** $g\ kg^{-1}\ m\ s^{-1}$.

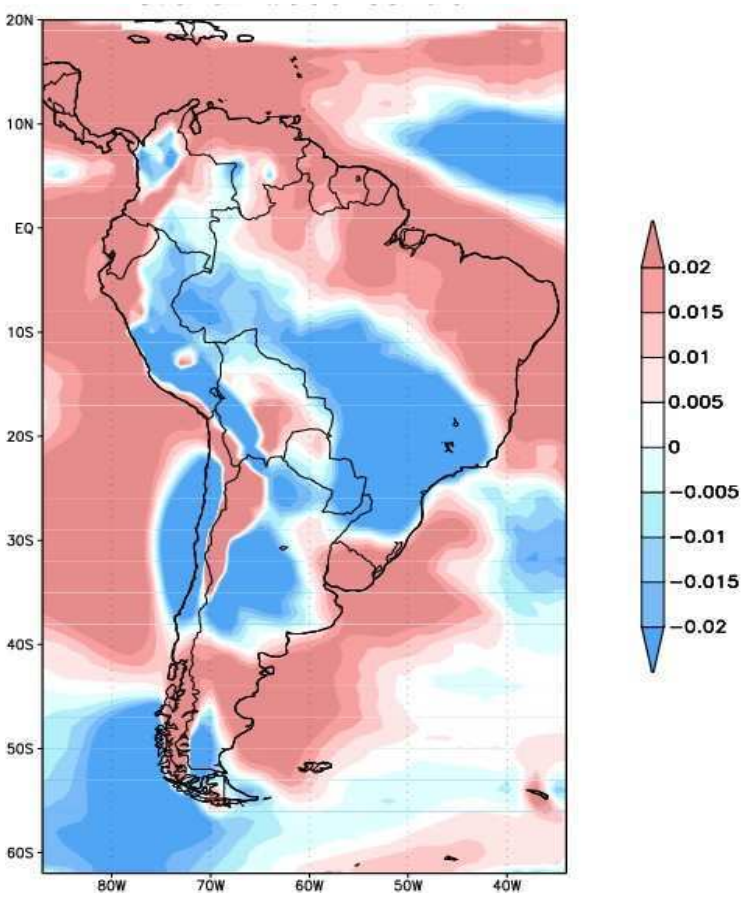


Figura 4.11*: Campo medio de velocidad vertical (-ω) en 500 hPa de la simulación control ensemble con el modelo Eta. La convención de signos es tal que movimientos de ascenso son < 0 y los de descenso son > 0. La unidad es m* s^{-1}.

CAPITULO 5

LOS EFECTOS DE LA HUMEDAD DEL SUELO

5.1 Introducción

Los cambios en el uso de la tierra son una constante en todo el planeta y en especial en Sudamérica, y pueden, llegado el caso, modificar el régimen de precipitación amenazando la selva tropical y la agricultura de las regiones circundantes. Distintos estudios han mostrado que la remoción de la selva tropical reduce la interposición de la canopia, incrementa el escurrimiento y la exposición de la superficie del suelo a la radiación solar (Salati y Vose, 1984; Dickinson y Henderson-Sellers, 1988; Nobre et al., 1991; Hodnett et al., 1996; Souza et al., 1996; Werth y Avissar, 2002). La pérdida de las raíces profundas de la selva tropical (Dawson, 1993; Nepstad et al., 1994) aislaría la superficie del suelo de la humedad de la capa más profunda del mismo. Todos estos cambios en el ecosistema, tienden a acelerar la merma de humedad del suelo inmediatamente después de los eventos lluviosos, reduciendo la humedad de la superficie y el flujo de calor latente (Nobre et al., 1996).

Mientras que la componente advectiva del forzante de precipitación ha sido bastante estudiada (por. ej. durante SALLJEX, South American Low Level Jet Experiment), los efectos locales de condiciones del suelo son prácticamente desconocidos. Estudios observacionales (Betts y Ball, 1994; Findell y Eltahir, 1997; Eltahir 1998) y con modelos de clima regional (RCMs; por ej. Seth y Giorgi 1998; Schär et al. 1999; Bosilovich y Sun 1999; Pal y Eltahir 2001) señalan una realimentación positiva entre humedad del suelo y la precipitación en las épocas de mayor actividad convectiva en latitudes medias. Pal y Eltahir (2003), han demostrado con distintas experiencias, la importancia de inicializar los modelos climáticos con un campo de humedad del suelo lo mas ajustado posible a las observaciones, ya que de lo contrario, se corre el riesgo de obtener una inadecuada representación de los procesos dinámicos de gran escala, y consecuentemente errores severos en los campos de las variables hidrológicas.

La pérdida de energía de la superficie esta particionada entre flujos de calor sensible y latente y con una menor contribución del flujo de calor del terreno (Berbery et al., 2003), distintos autores han estudiado el papel de la humedad del suelo en el clima, por ejemplo Trenberth y Guillemot (1996), quienes han sugerido que la humedad del suelo influye en el aumento de la persistencia de eventos extremos de precipitación. De acuerdo a Betts et al., (1996) las variaciones de la humedad del suelo sobre tierra, producen en la temperatura potencial de la CPL cambios comparables a los producidos por cambios de varios grados de la temperatura del mar, y en la escala continental, valores altos de humedad del suelo y de evaporación sobre tierra conducirían a máximos

relativos de la temperatura potencial durante la tarde sobre los océanos adyacentes y podrían desplazar los centros de precipitación sobre los continentes.

En este capitulo se analiza el rol que desempeña la humedad del suelo en la variación de la precipitación en la región del monzón sudamericano. Se realizaron simulaciones mensuales, con el modelo Eta, utilizando diferentes condiciones iniciales de humedad del suelo, para diagnosticar los correspondientes mecanismos de interacción. Se eligió el mes de octubre para realizar los experimentos, por ser el mes durante el cual se establece el monzón en Sudamérica, y se seleccionaron años representativos de los distintos estados ENSO de la atmósfera, según lo explicado en el Capítulo 4. El modelo se inicializa con los reanálisis de NCEP/ NCAR, los cuales también se utilizan como condiciones de borde laterales. Los experimentos de sensibilidad de la atmósfera a la humedad del suelo, se describen en la Sección 2 del Capítulo 2 de esta tesis.

Todas las simulaciones mensuales se inicializan con los campos de superficie del primer día del mes, incluidos los de la humedad del suelo, sea el original o los modificados. Estudios muestran que el spin-up de humedad del suelo es bastante largo y se debería procesar por más tiempo para llegar al equilibrio, ya que la respuesta de la atmósfera a los cambios en la humedad del suelo está relacionada con el tiempo de integración. En este caso nos concentramos en las primeras etapas del monzón y no todo el ciclo de vida del mismo.

Por otro lado, cabe señalar que no constituye parte de la investigación el estudio de los lags, ya que para ello se requiere un diseño diferente de los experimentos.

5.2 Campos de anomalías de las variables

5.2.1 Variables de Superficie

La humedad del suelo es responsable de modular las interacciones entre la superficie y la atmósfera en escalas continentales y en rangos que se extienden desde lo diario a lo estacional. (Viterbo, 2001). La persistencia de la humedad del suelo tiene una permanencia superior a la de la precipitación, la mayor persistencia ocurre cuando se producen menor evaporación y precipitación. Esa mayor persistencia implica un mayor potencial para realimentar los futuros procesos de precipitación.

El análisis comienza con el efecto de las modificaciones en la humedad del suelo sobre las variables de superficie. La comparación entre los mapas de las variables de la simulación control ensemble y de las anomalías muestra que el impacto de la reducción de humedad del suelo afecta a todas la variables y la discusión del mismo se va a enfocar en particular sobre *la precipitación, los flujos de calor sensible y latente, índice Bowen, evaporación, escurrimiento, CAPE, CIN y balance de radiación (ver Apéndice).* Se van a explicar los resultados, en su mayoría, sobre continente. La región denominada dominio del monzón es el cuadrado comprendido entre
(10° S, 55° W) y (20° S, 45° W).

Precipitación

En lo que sigue, se analiza la sensibilidad de la precipitación a los cambios de la humedad del suelo, utilizando las simulaciones control ensemble y con ± 15 %, ±30% y ±45% de anomalías de humedad del suelo.

La reducción de humedad del suelo trae aparejada una reducción de precipitación (Fig. 5.1 a) en la zona de influencia de la Convergencia del Atlántico Sudoccidental. Se observa en el mapa de las anomalías negativas una clara delimitación entre las regiones negativas y las positivas, donde el mayor impacto de la reducción de la humedad del suelo, se percibe en la región amazónica donde se desarrolla el ciclo del monzón. Por el contrario, el mapa de las anomalías positivas muestra una distribución no homogénea, con zonas en la que aumenta y otras en la que disminuye la precipitación, especialmente en el dominio del monzón.

Cuando aumenta la humedad del suelo, en la figura 5.1 c) se ve una región bien delimitada donde aumenta la precipitación en el noroeste de Sudamérica y el noreste de Argentina.

En ciertas regiones, en cambio, se observa una disminución de la precipitación tanto para el caso de reducción como para el caso de aumento de humedad del suelo. En el caso de mayor humedad del suelo, la precipitación disminuye en una región en los

alrededores de la frontera de Brasil con Bolivia y Paraguay y una más extensa en el noreste del Perú (allí se encuentra Iquitos donde llueve prácticamente todo el año) y en las pendientes del este de la Cordillera que se extienden hacia el Amazonas**.** La disminución de la precipitación en respuesta al aumento de humedad del suelo tal como ocurre en algunas regiones, es probable que se origine en la conjunción entre la componente dinámica y los cambios en la humedad del suelo.

Si la reducción de la humedad del suelo hace que ésta sea inferior a la capacidad del campo (www.meted.ucar.edu/nwp/pcu2_es/etsoil3.htm), entonces puede provocar el estrés de la vegetación (ver Apéndice) en la selva tropical incluida en la región que se extiende entre 0°S-15°S y 75°W-55°W. Esto llevaría a una reducción de la evaporación de superficie, un nivel de condensación por ascenso (NCA) más elevado, y a una probable reducción de la precipitación convectiva.

En el dominio del monzón los resultados indican que, reduciendo la humedad del suelo hay un cambio efectivo en el estado del suelo, que produce una disminución de la precipitación en todo el dominio. En cambio si agregamos agua al suelo, los procesos de precipitación pueden o no ser afectados, tal como se puede apreciar de la existencia de zonas con mayor o menor precipitación.

Flujo de calor Sensible

En lo que sigue y en concordancia con lo explicado en la sección 3.1.3 f) del Capitulo 3, los flujos de calor sensible y latente resultantes del modelo desde la superficie a la atmósfera se consideran negativos (<0).

La variación del flujo de calor sensible debido a la reducción de la humedad del suelo tal como se muestra en la figura 5.2 a), es más notable que la que produce el aumento de la misma (Fig 5.2 c). En la figura 5.2 a) se observa que el mayor aumento del flujo de calor sensible se produce en las regiones de tropicales de Brasil, Colombia y Venezuela y en la región inferior de la Cuenca del Plata incluidas ambas márgenes del Río de la Plata, mientras que en el nordeste brasileño se aprecia un impacto de signo contrario. Tenemos entonces dos escenarios diferentes, en la selva tropical donde se inicia el ciclo del monzón y en las zonas fértiles de la Cuenca se presenta una anomalía negativa, mientras que en la región seca del nordeste brasileño se produce una anomalía positiva del flujo de calor sensible. En el primer escenario que presenta grandes superficies con variada vegetación, hay mecanismos fisiológicos que controlan la transpiración y que se ven afectados por la reducción en la humedad del suelo (Viterbo 2001) ya que al disminuir ésta disminuye la humedad de la superficie. Viterbo (2001) y Gash y Nobre (1997) han mostrado que el flujo de calor sensible puede aumentar un 100% sobre una región desmontada comparada con la forestada lindante. En el segundo ambiente la disminución del flujo de calor sensible puede ser una respuesta a la merma de la evaporación debido a la disminución de la humedad del suelo ya que en esta región casi desértica de suelo desnudo, el agua accesible a la evaporación se limita a la

capa superior del suelo. Además hay que considerar como otro factor posible, el cambio de gradiente de temperatura de superficie continente-océano provocado por los cambios en los flujos de calor de superficie. Otro de los posibles motivos sería las diferencias entre las circulaciones locales ya que la advección horizontal de las circulaciones locales provoca diferencias entre la estimación acumulada en la columna atmosférica del calor sensible y el flujo de calor medio en superficie (Kimura & Kuwagata, 1995).

En el caso de aumento de humedad del suelo, se observa una generalizada disminución del flujo de calor sensible (Fig. 5.2 c), que si bien no presenta valores notables, se produce tanto en las regiones desérticas como en las fértiles. En la figura 5.1 c) se observa que, en el norte de Brasil, en la fracción costera de la SACZ y en las provincias argentinas de la Cuenca del Plata se produce un aumento de precipitación no muy significativo. En estas regiones el aumento de humedad del suelo provoca un aumento del flujo de calor latente (Fig. 5.3 c) y una disminución del flujo de calor sensible (Fig. 5.2 c) que resultan en un incremento de la fracción de evaporación (no se muestra) y en un aumento de radiación neta (Fig. 5.4 c), produciéndose el nivel de condensación por ascenso (NCA) en niveles mas bajos de la atmósfera (no se muestra).

Flujo de calor Latente

La configuración resultante del experimento con la reducción de humedad del suelo, muestra una notable disminución en el flujo de calor latente del octubre medio en la selva amazónica. Li y Fu (2004) han mostrado que durante la estación seca y la transición de estación seca a húmeda, el flujo de calor latente de la superficie continental es una fuente de humedad de la atmósfera más importante que el transporte de humedad de gran escala, con lo cual estos valores menores de flujo de calor latente inducirían menor humedad en la troposfera baja en dicha región. Del mismo modo, tal fenómeno se produciría en las otras regiones donde se registra una disminución del flujo de calor latente, como son las regiones central y sur de la Cuenca del Plata, parte de la costa este del Brasil y el norte de Sudamérica.

Dada la relación entre la liberación del flujo de calor latente proveniente de la convección en el Amazonas (Capitulo 4) y la circulación de verano en Sudamérica, una reducción en la humedad del suelo produce una disminución del flujo de calor latente en la región amazónica. Entonces, ya que el flujo de calor latente liberado por la convección en el Amazonas es necesario para que el desarrollo del Alta Boliviana alcance los valores observados (Li y Fu, 2004, Lenters y Cook, 1997; Figueroa el al., 1995; Schwerdtfeger, 1961), una merma del flujo de calor latente reduciría el desarrollo de la misma y provocaría un consiguiente retraso en la transición a la circulación monzónica de verano en Sudamérica (no se muestra).

Comparando entre si los campos de flujo de calor sensible y latente, se aprecia que cuando uno aumenta el otro disminuye y recíprocamente por efectos de la reducción/ aumento de la humedad del suelo respectivamente**.**

Radiación Neta

Los cambios en el contenido de humedad del suelo, afectan el balance de radiación en superficie. Asociando los mapas de la Figura 5.4 c) con los de las Figuras 5.2 c), 5.3 c), y 5. 8 c), vemos que el aumento de la humedad del suelo se asocia con un aumento de la radiación neta en la superficie, el flujo de calor sensible disminuye mientras el flujo de calor latente aumenta resultando en un aumento de la evaporación, mientras que la situación inversa se produce para el caso de la reducción de humedad del suelo. Cuando la evaporación aumenta, la temperatura al ras de superficie disminuye, y en general aumentan la humedad y la cobertura nubosa lo que afectan el balance radiativo.

En concordancia con lo descrito por Berbery et al., 2003 para Norte América, se observa que debido al aumento de humedad del suelo se produce un aumento de la radiación neta de onda larga saliente ($OL_{neta} = OL\downarrow - OL\uparrow$) . La figura 5.5 a) muestra un aumento de la radiación neta de onda larga saliente parcialmente compensada por la disminución de la radiación neta de onda corta entrante ($OC_{neta} = OC\downarrow - OC\uparrow$) en el dominio del monzón (Fig. 5.5 b). Siendo la radiación neta $R_{neta}= OC_{neta} + OL_{neta}$, el efecto neto es un leve aumento de la radiación neta en la superficie (Fig. 5.4 c) en la región.

El índice BOWEN

La humedad del suelo domina la partición entre los flujos de calor sensible y calor latente que se traduce en el índice Bowen, cociente entre los flujos de calor sensible y latente. Este índice, cuando presenta valores altos sobre tierra indica una relativa dificultad en la accesibilidad del agua en superficie**.** Sobre superficies con vegetación, la habilidad en el acceso al agua se relaciona con mecanismos fisiológicos que controlan la transpiración, mientras que en el caso de suelo desierto, el agua accesible a la evaporación se limita a la capa superior del suelo.

El índice Bowen de la simulación control ensemble (Fig. 5.6 b), como resultante de gradientes opuestos ya que cuando aumenta el calor sensible disminuye el flujo de calor latente y viceversa, presenta valores bajos en las regiones de frondosa vegetación del Amazonas y las fértiles de la Cuenca del Plata (en el orden de 0.25) y valores altos en las zonas de escasa vegetación o desérticas (más de 1.75). Comparando con el campo del flujo de calor latente de la simulación control ensemble (Fig 5.3 b), observamos que

los valores de Bowen inferiores a 1, se corresponden con los mayores valores de flujo de calor latente, demostrando la predominancia del flujo de calor latente en estas regiones.

Las figuras 5.6 a) y 5.6 b) muestran las anomalías en el índice Bowen, como consecuencia de la reducción y aumento de la humedad del suelo respectivamente. Podemos observar anomalías positivas del índice cuando se reduce la humedad del suelo, y negativas para el aumento de la misma, mostrando un impacto de valores comparables.

En el caso de la reducción de la humedad del suelo (Fig. 5.6 a), en el dominio del monzón y zonas aledañas se presenta un escenario donde la anomalía del índice Bowen está cercana a cero, tal como sucede en el Amazonas, sugiriendo que en esta región la disminución del flujo de calor latente provocada por la reducción de la humedad del suelo tiene un valor superior al aumento del flujo de calor sensible (Figuras 5.2 a y 5.3 a), también allí se puede observar una importante disminución en la precipitación según la Figura 5.1 a). En la misma figura se observa un fuerte aumento del índice Bowen sobre el nordeste brasilero, gran parte de la costa de Chile y Perú, la región del Noroeste Argentino (NOA) y gran parte de la Patagonia, cuyo clima seco se acentúa por la reducción de humedad del suelo. Asimismo, se observan valores muy altos en la parte sur de la Cuenca del Plata, probablemente respondiendo a otros mecanismos, como la fuerte disminución en flujo de calor latente que muestra la figura 5.3 a), comparado con el aumento del flujo de calor sensible (Fig. 5.2 a).

El aumento de humedad del suelo (Fig 5.6 c) produce una fuerte disminución del índice Bowen localizándose mayormente en zonas de áridas o semiáridas, como en el nordeste brasilero, la costa del norte de Chile, la costa del Perú, la región del Noroeste Argentino (NOA) y gran parte de la Patagonia. Entonces, en estos casos el aumento de la humedad en la capa superior del suelo implicaría una ventaja en la obtención del agua en superficie ya que el índice Bowen disminuye.

Evaporación

Betts et al. (1996), así como otros autores, han concluido que la humedad del suelo es un factor determinante de la evaporación de superficie, del flujo de calor latente, de la capacidad térmica del suelo y tiene un papel fundamental en la estratificación y los movimientos de ascenso de la capa límite planetaria. El modelo de superficie (Ek et al., 2003) calcula la evaporación como parte de los cálculos del balance de energía y agua (ver Apéndice) en superficie, utilizando parametrizaciones complejas que incluyen numerosas variables de estado y parámetros, y aún cuando todo el resto de las variables permanezcan iguales, la evaporación, intuitivamente, debiera, o bien incrementarse monótonamente con la humedad del suelo o, a lo sumo ser insensible a ella. Esta afirmación se basa en estudios de Koster et al. (2004) sobre la respuesta de la precipitación a las anomalías de humedad del suelo, y de Koster y Suarez (2001) con modelos climáticos para estudiar la memoria del suelo. Estos autores establecen una relación entre pares de valores de eficiencia de la evaporación (la razón entre la

evaporación y la radiación neta) y valores de humedad del suelo en cada celda de un retículo. Ellos concluyen a partir de la pendiente que ajusta la curva que, para que una anomalía de humedad del suelo inicial afecte una medida de la precipitación futura, la pendiente no debe ser muy empinada, porque entonces la memoria de la humedad del suelo sería muy baja; mientras que tampoco la pendiente puede ser muy suave, pues en este caso la evaporación (y la precipitación) no seria sensible a la anomalía de humedad del suelo.

Durante el mes de octubre, la evaporación controla la cantidad de agua contenida en el suelo, la cual se evaporará en parte durante el verano siguiente; por otro lado, el exceso sistemático de evaporación durante la primavera podría significar un verano seco y cálido en la troposfera baja. En la figura 5.7 b) se observan valores considerables de la evaporación media de octubre en las regiones tropicales y fértiles de Sudamérica con valores máximos sobre las estribaciones orientales de los Andes, continuando con la selva tropical y llegando a la mesopotamia argentina y el sur de Brasil. En las figuras 5.7 a) y c) se muestran los impactos de la reducción y aumento de la humedad del suelo respectivamente, siendo de magnitud similar y se observa que, en regiones donde se produce reducción de evaporación por reducción de humedad del suelo (Fig 5.7 a), encontramos aumento de evaporación por aumento de la misma (Fig 5.7 c).

Comparando los campos de la simulación control ensemble de la evaporación (Figura 5.7 b), con los del índice Bowen (Figura 5.6 a), se observa que cuando aumenta el índice Bowen, disminuye la evaporación y viceversa. Asimismo comparando las anomalías por reducción de humedad entre los campos de evaporación (Figura 5.7 a), y Bowen (Figura 5.6 a) observamos que, a menor evaporación (menor calor latente), corresponde mayor índice Bowen.

Escurrimiento

La precipitación y su infiltración afectan los múltiples procesos que tienen lugar en las capas sub-superficiales, tales como escurrimiento y drenaje, los cuales afectan a su vez la evaporación y consecuentemente el índice Bowen y la estructura de la capa límite (Beljaars et al., 1996; Betts et al., 1996; Eltahir, 1998; entre otros). Cuando el suelo pierde la capacidad de absorber la precipitación, comienza el escurrimiento de la misma, siendo el estado del suelo el que controla la infiltración (Viterbo, 2001).

El escurrimiento en los modelos es el resultado de parametrizaciones, y dado que no existen observaciones de escurrimiento en puntos de retículo, no es posible una verificación. Los resultados de la simulación control ensemble de la figura 5.8 b), muestran valores altos sobre la provincia de Misiones, extendiéndose hacia el este sobre Brasil sobre la cuenca del Paraná Medio. Estos extremos se pueden asociar a varios factores; en esta región se produce un relativamente rápido escurrimiento por sus pendientes empinadas (Berbery y Barros, 2002), además presenta uno de sus máximos anuales de precipitación durante los meses de septiembre y octubre.

En los mapas de anomalías se observa una similar distribución espacial en el escurrimiento, del impacto tanto de la reducción (Fig. 5.8 a), como del aumento (Fig. 5.8 b), de humedad del suelo. Asimismo, la reducción de la humedad del suelo provoca mayor capacidad de infiltración de la precipitación y consecuentemente menor escurrimiento, mientras que el aumento de humedad del suelo produce el efecto contrario. Cuando la superficie alcanza rápidamente grandes valores de humedad del suelo, llega a la saturación y entonces la infiltración es menor y mayor el escurrimiento.

CAPE

La variable energía potencial de convección disponible (CAPE) representa la que es la cantidad de energía disponible a una parcela de aire para que ascienda una vez que ésta alcanzó el nivel de libre convección, valores considerables de CAPE indican que la atmósfera es más inestable. Esto se puede apreciar en el ensemble que representa al octubre medio (Figura 5.9 b), donde la inestabilidad se observa sobre la región de la selva amazónica, las estribaciones orientales de la cordillera de los Andes en el camino del LLJ y su salida en el noreste de Argentina y sur del Brasil.

Estudiando el impacto de los cambios en el estado del suelo, los resultados muestran que CAPE como forzante termodinámico que facilita la convección y la precipitación, se ve influenciado tanto por la disminución de la humedad del suelo (Figura 5.9 a) como por su aumento (Figura 5.9 c). La anomalía negativa máxima se produce en la región amazónica, llegando en parte a la región del monzón, coincidente con la mayor anomalía negativa de precipitación (Figura 5.1 a), acompañando el aumento de flujo de calor sensible (Figura 5.2 a), la disminución de flujo de calor latente (Figura 5.3 a) y al aumento de CIN (Figura 5.10 a).

La articulación entre los valores de CIN y CAPE se corresponde con otra entre los flujos de calor e influye en la cantidad de precipitación; valores altos de CIN y un bajo CAPE debilita la precipitación, por otro lado, valores elevados de flujo de calor latente y débiles de CIN están asociados a un aumento de la precipitación.

CIN

Siendo CIN la cantidad de energía disponible para que una parcela de aire se eleve hasta el nivel de libre convección, grandes valores de CIN implican gran resistencia al desarrollo de la convección y entonces vamos a encontrar tal como se ve en el ensemble control del octubre medio (Figura 5.10 b), donde se presentan altos valores de CAPE (Figura 5.9 b) se observan bajos de CIN. El efecto de la reducción de humedad en el suelo produce anomalías negativas o aumento de CIN (Figura 5.10 a) en las estribaciones orientales de la Cordillera de los Andes, que acompaña el recorrido del LLJ y finalmente se expande sobre parte de la región del monzón, el sur y sureste de Brasil en su salida al Océano Atlántico. En la parte noroeste del continente se presenta

simultáneamente con el aumento del flujo de calor latente (Figura 5.3 a), el aumento de los flujos de superficie, especialmente el flujo de calor latente reduce el CIN e incrementa el ascenso y la energía potencial equivalente de la troposfera baja (Li y Fu ,2004). Comparando con la Figura 5.1 a), se observa que la región de mayor disminución de la precipitación se desarrolla en una diagonal que corresponde en gran parte con la frontera entre las anomalías negativas y las positivas de esta variable.

La distribución espacial de la respuesta de esta variable al aumento de humedad del suelo (Figura 5.10 c) es casi complementaria a la de la disminución de la misma y muestra valores comparables, siendo CIN y el escurrimiento las únicas de las estudiadas hasta ahora, que acusan un impacto de magnitud y distribución comparable aunque de signo opuesto, sea que se incremente o reduzca la humedad del suelo.

Concentrándonos en el dominio del monzón, se observa que con la reducción de humedad del suelo, CIN hacia el nordeste brasilero aumenta y en otras disminuye, contrariamente a lo que sucede con CAPE que disminuye sobre toda la región. Al mismo tiempo se produce una reducción de la radiación neta (Figura 5.5 a), un aumento del flujo de calor sensible (Figura 5.2 a), una merma del flujo de calor latente (Figura 5.3 a) y finalmente una homogénea disminución de la precipitación (Figura 5.1 a).

Por otro lado en el caso de aumento de humedad del suelo, se observa un mayor impacto en los valores de CIN que en los valores de CAPE, ya que mientras que el incremento de CAPE es escaso (entre 0 y 100 J kg^{-1}), el aumento de CIN en algunas zonas alcanza los 15 J kg^{-1}; al mismo tiempo que se produce un aumento de la radiación neta (Figura 5.5 c), una disminución del flujo de calor sensible (Figura 5.2 c), y un aumento del flujo de calor latente (Figura 5.3 c), sin embargo no se puede afirmar algo concreto con respecto a la precipitación ya que se observan zonas dispersas de aumento y disminución de la misma cubriendo la región analizada (Figura 5.1 c).

Las razones por las cuales se da más énfasis a los experimentos con reducción de humedad del suelo se pueden deducir de la figura 5.11 En esta figura se presenta la precipitación promedio sobre el área del dominio del monzón, de los experimentos de cada año individualmente. La reducción de humedad del suelo produce una disminución de precipitación casi lineal, mientras que el aumento de la misma no produce un efecto significativo y no depende de la magnitud de la anomalía de la humedad del suelo.

5.2.2 Las series temporales de flujo de calor latente, flujo de calor sensible, CAPE, CIN, Bowen

Estudios recientes (Li y Fu, 2004; Fu y Li , 2004) muestran que el flujo de calor latente de superficie es una fuente crítica de humedad y en algunos casos, como durante las estaciones secas y etapas iniciales de la estación de transición resulta más significativo que el transporte de humedad de gran escala.

En este caso estudiaremos la evolución de los flujo de calor sensible y latente, CAPE y CIN para el ensemble que nos ocupa y la región comprendida entre las latitudes -22.5° S y -15° S y las longitudes -55° O y -42.5° O, analizando además las anomalías por reducción de humedad para el caso de flujo de calor sensible y latente. Esta región representa aproximadamente la ubicación del centro de precipitación del monzón. En las Figuras 5.12, 5.13, 5.14 y 5.15 se ha filtrado la variabilidad diurna para resaltar los cambios de menor frecuencia. Comparando la Figura 5.12 a) con la 5.12 b), la evolución de las variables nos dice que un aumento de la magnitud del flujo de calor latente se corresponde con un aumento de CAPE, mientras que el valor de CIN oscila durante todo el mes con valores en un rango diferente. En las Figuras 5.14 a) y b) se observará con más detalle que los máximos relativos de CAPE se corresponden con mínimos relativos o valores cercanos al mínimo de CIN.

Comparando el flujo de calor sensible y el latente (Figuras 5.13 a y b) de la simulación control ensemble y el de las simulaciones donde se modifica la condición de borde inferior vemos la reducción de la humedad del suelo provoca un aumento del flujo de calor sensible y una disminución concomitante del flujo de calor latente. Betts et al. (1996), concluyen que, condiciones anómalas de disminución de la humedad del suelo se asocian con aumento de la temperatura del mismo y una reducción de la humedad en superficie y sus alrededores por medio del aumento del flujo de calor sensible y reducción del flujo de calor latente cuyo efecto es el aumento de la profundidad de la capa límite planetaria y sus movimientos de ascenso.

Los cambios en las condiciones de superficie y en la estructura de la capa límite van a afectar la estabilidad de la atmósfera. El desarrollo de la nubosidad convectiva y la precipitación se relacionan con CAPE, que es la cantidad de energía disponible para que una parcela de aire ascienda una vez que ésta alcanzó el nivel de libre convección. Si CAPE es grande, la atmósfera será mas inestable. No obstante la convección también depende de CIN, valores grandes de CIN implican gran resistencia al desarrollo convectivo. Entonces, las condiciones más favorables para la convección y la precipitación se identifican por grandes valores de CAPE y pequeños de CIN.

En la Figura 5.14 a), se observa que el ensemble que corresponde a la humedad del suelo reducida con una capa límite más seca y caliente, reduce CAPE prácticamente durante todo casi el mes, con un tendencia de diferencias crecientes, cercanas al 50 % hacia fines de mes. [Silva y Berbery (2006), no encontraron una importante relación entre la precipitación del monzón y CAPE, pero los composites que ellos muestran para

el verano austral corresponden a la época del año en la cual el monzón ya se instauró y el suelo se encuentra demasiado húmedo como para afectar la capa límite]. Los valores de CAPE son relativamente bajos debido a la remoción del ciclo diurno y a que el promedio se realiza en una región bastante grande.

Las series temporales de CIN de la simulación control ensemble de la Figura 5.14 b) están en el rango de (-30)-(-45) J/kg . Las del ensemble de reducción de humedad del suelo muestran una diferencia de alrededor de un 30% más intenso a lo largo de todo el mes.

La suma de los flujos de calor latente y sensible constituye una fuente para incrementar la temperatura potencial equivalente (θ_e) (Betts y Ball, 1998). Según Viterbo (2001), el arrastre del aire con baja θ_e desde por encima de la capa límite planetaria (CLP), sumado a la profundización de la CLP provoca una restricción en el ascenso de la θ_e en la CLP, y entonces realimenta la convección chata como la profunda. La CLP diurna sobre tierra tiene un origen prácticamente térmico, y está relacionada al flujo de calor de superficie, el cual sobre tierra esta virtualmente dominado por el flujo de calor sensible. Por lo tanto si el índice Bowen es grande, aunque el flujo θ_e de superficie permanezca sin cambios, un mayor flujo de calor sensible produce una CPL más profunda y se reduce el ascenso diario de θ_e. En el caso de suelos húmedos, el CS se reduce y entonces la CLP se profundiza más lentamente. Li y Fu (2004) mostraron que un incremento en el índice Bowen durante la estación seca precedente a la estación lluviosa, retarda las transiciones en la circulación de gran escala típica del primer estadio del monzón

Las series temporales del índice Bowen (Figura 5.15 a) y la Fracción de evaporación (Figura 5.15 b) muestran que ambas se oponen coherentemente, tanto en el caso de la simulación control ensemble como en el caso de la reducción de humedad del suelo. Se observa un aumento generalizado durante todo el mes del índice Bowen, mientras que se produce una disminución generalizada de la Fracción de evaporación, aunque hacia los 2/3 del periodo, los valores control de ambas variables se aproximan a los valores del experimento con humedad del suelo reducida, para separarse después.

Entonces podemos concluir que, la disminución de la humedad del suelo favorece la disminución del flujo de calor latente y el aumento del sensible, lo que resulta en una menor fracción de evaporación y un mayor índice Bowen, sumando a esto un NCA más elevado, se produce una atmósfera más estable con menor precipitación.

5.3 Caracterización de las Anomalías en la estructura vertical del octubre medio

5.3.1 Perfiles verticales

Distintos autores han mostrado que la relación entre el estado de la superficie y las componentes atmosféricas del ciclo hidrológico involucran la capa límite y la dependencia de la humedad del suelo de variables como la temperatura potencial equivalente y la humedad específica. Los flujos de calor latente y sensible son condiciones de borde inferior para las ecuaciones de entalpía y humedad en la atmósfera. Los esquemas de cálculo empleados en los modelos para estudiar la superficie del suelo son, en gran medida, responsables de la calidad de los parámetros meteorológicos como la temperatura, temperatura de rocío, nubosidad baja entre otros. Para analizar el alcance de los cambios en el estado del suelo, en nuestro caso la humedad del mismo, en los distintos niveles de la atmósfera, se hizo el promedio sobre misma región donde se calcularon las series temporales de la sección anterior, dentro de la cual se encuentra el máximo de precipitación media para el mes de octubre (Figura 5.1 b), y se analizaron los perfiles de temperatura y temperatura de rocío. Elthair y Pal (1996) mostraron que la convección en el Amazonas está ligada a la temperatura de rocío de superficie, de acuerdo con Williams (1991), quien a escala global mostró que la temperatura de rocío generalmente determina la cantidad de CAPE, ya que cambios de temperatura en altura son pequeños. El aumento de temperatura de rocío responde a aumentos de la temperatura de superficie y de la humedad de superficie (Fu et al., 1999).

Analizando la estructura termodinámica para todos los niveles en la Figura 5.16 a) y ampliado hasta 600 hPa en la *5.16 b)*, vemos que la influencia de la variación en la humedad llega hasta alrededor de los 600 hPa., en particular para la reducción de la humedad del suelo. En el caso de reducción de humedad del suelo (en azul en el gráfico) los menores valores del flujo de calor latente del experimento determinan menor cantidad de agua en la capa límite, y al mismo tiempo el mayor flujo de calor sensible provoca mayores temperaturas, particularmente por debajo de los 650-700 hPa. En este caso el rango de variación en la superficie es de alrededor de 2º de aumento en el caso de la temperatura y 3º de disminución para la temperatura de rocío, diferencia que se va reduciendo a medida que ascendemos hacia los 750 hPa. Por el contrario, el aumento de la humedad del suelo (en rojo en el gráfico) produce cambios de escasa magnitud.

En esta región, observando los perfiles verticales, el efecto del secamiento llega hasta prácticamente los 600 hPa; esto puede ocurrir en zonas donde el tipo de vegetación o su distribución no alcance a enmascarar la variación de la humedad del suelo. En regiones donde los procesos fisiológicos según los tipos de vegetación, contrarresten el aumento o disminución de la humedad del suelo, los perfiles verticales mostrarían la combinación tanto del impacto del tipo de vegetación como de los procesos derivados de las modificaciones en la humedad del suelo.

5.3.2 El flujo de Humedad y su convergencia

El campo de flujo de humedad integrado para todos los niveles del modelo, (Figura 5.17 b) de la simulación control ensemble (ver análisis completo en el Capitulo 4) muestra el trayecto del flujo de humedad desde el Atlántico Norte con el aporte de humedad del Mar Caribe y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) con su aporte de los vientos alisios, penetrando por la el noreste de Sudamérica, modulada por los Andes en su trayecto hacia el sur con valores alrededor de los 300 kg $(ms)^{-1}$, coincidentes con lo encontrado por otros autores (Marques et al., 1979a; Nogués -Paegle y Mo, 1997; Berbery y Collini, 2000). Su intensidad se mantiene merced al aporte del Amazonas para luego reducir su potencia sobre el norte de Bolivia y finalmente mostrar otro máximo en el núcleo del LLJ y en áreas como la ZCAS, donde se produce para este caso la salida del LLJ.

La reducción de humedad del suelo provoca cambios en la configuración del flujo de humedad, los que se ven representados en las anomalías de la figura 5.17 a). En esta figura se observa la dirección hacía el noroeste de las anomalías, lo que provoca una fuerte disminución del flujo de humedad que también se observa en el dominio del monzón. Comparando con la figura 5.1 a), se observa que la región corresponde con de reducción de la precipitación. Consecuentemente, la región presenta una anomalía negativa de convergencia de flujo de humedad (Fig. 5. 18 a), lo que resulta en una reducción de convergencia de flujo de humedad en el dominio del monzón. Por otro lado tanto en el norte como en el sur presentan anomalías positivas. La reducción de la convergencia del flujo de humedad sobre el dominio del monzón, y el incremento en el sur, presenta una estructura tipo dipolo que se asemeja a una fase del patrón dipolar que discutieron Nogues-Paegle y Mo (1997) y Herdies et al. (2002). Una de los motivos es que los experimentos reduciendo la humedad del suelo puedan resultar en la excitación del modo dipolar.

En el caso del aumento de humedad del suelo (Figura 5.17 c), las anomalías del flujo de humedad presentan valores pequeños en el centro del Brasil, el oeste del Ecuador y Colombia, reafirmando que la reducción de humedad del suelo es mucho más impactante que el aumento de la misma.

A lo expuesto en el párrafo anterior podemos agregar que, observando las anomalías ensemble resultantes de los cambios en la humedad del suelo, se puede reafirmar el hecho del mayor impacto provocado por la reducción de la humedad del suelo en todos los niveles de la atmósfera como surge de la comparación entre las Figuras 5.18 a) y 5.18 c). En el caso de reducción de humedad, al mismo tiempo que en la región del monzón, observamos una disminución de la convergencia en la fracción costera y oceánica de la ZCAS y un aumento en la región mesopotámica argentina, Uruguay y Sur del Brasil. A su vez se observan fuertes anomalías positivas en el noroeste y norte de Sudamérica, alcanzando también el noreste brasilero,

En el interior de Colombia (Fig 5.18 a) y c) se observa un aumento de la convergencia de humedad sea para la reducción o para el aumento de la humedad del

suelo, ya que la precipitación en esta región esta probablemente asociada a otros mecanismos (Prohaska, 1976). En estas regiones donde hay zonas donde prácticamente llueve todos los días, el exceso de precipitación puede actuar enfriando la superficie, al mismo tiempo que aumenta la humedad relativa la atmósfera se hace más inestable y se reduce la profundidad de la capa límite planetaria.

Cuando aumenta la humedad del suelo (Fig 5.18 c) en la región colombiana, se produce un aumento de convergencia de humedad, mientras que al sur de la misma, se origina una disminución de la misma, de la precipitación (Fig 5.1 c) y como se verá en la figura 5. 21 c) del agua precipitable. Una posible explicación es que dicha región hay movimientos fuertes de ascenso, que deben ser compensados dinámicamente sea por movimientos descendentes o por reducción de los movimientos ascendentes en otros lugares circundantes. Estos movimientos contrarrestarían los efectos del aumento de humedad del suelo, lo que se traduciría en una anomalía negativa de la precipitación, de la convergencia de humedad y del agua precipitable, tal como ocurre al sur de Colombia.

5.3.3 La circulación en Capas Bajas

En un intento de profundizar en el análisis de los mecanismos que se ponen en marcha en el transcurso de estos experimentos, y de esta manera evaluar el impacto de las variaciones en la humedad del suelo en los diferentes niveles de la atmósfera se estudió las consecuencias en la circulación en los niveles bajos. Numerosos estudios se han realizado sobre la precipitación en la Sudamérica subtropical y campos dinámicos relacionados como el jet de capas bajas y los transportes de humedad, se ha comprobado que una de las principales fuentes de humedad en la región es el SALLJ (Virji 1981; Nogués-Paegle y Mo, 1997; Paegle J, 1998; Berbery y Collini 2000; Marengo et al., 2002; Byerle y Paegle, 2002), que es similar a la que afecta las Grandes Praderas en los Estados Unidos de América (Berbery et al.,1996), aunque se diferencia principalmente en que lo podemos encontrar todo el año en Suramérica (Berbery and Barros, 2002) mientras que en Norteamérica sólo aparece en la estación cálida.

El análisis de la estructura del SALLJ, aunque no es la única fuente de humedad, permite explicar los cambios en el flujo de humedad y su convergencia en el dominio del monzón. A continuación se explicará como los cambios en la humedad del suelo producen cambios en la estructura vertical del viento y del contenido de humedad en la atmósfera. En las figuras 5.19 a) y b) se muestra la sección transversal de la simulación control ensemble, sobre la transecta indicada en el Capitulo 4 del viento y del flujo de humedad respectivamente. En la figura 5.19 a) se observa que el SALLJ se encuentra entre los 900 y 600 hPa, con un máximo alrededor de los 700 hPa., (los valores negativos indican una componente Norte-Sur). En al figura 5.19 b) tal como se explicó en el Capitulo 4, se observa que el máximo del flujo de humedad de alrededor de 70 g kg^{-1} m s^{-1} en dirección Norte - Sur, se alcanza alrededor de los 800 hPa.

En el caso de reducción de humedad del suelo se producen cambios en el SALLJ, las anomalías del viento muestran un aumento de la componente Norte-Sur en niveles altos (anomalías negativas en 600-500 hPa, mientras que el viento disminuye cerca de la superficie. La interpretación de esta figura es que el SALLJ es más potente y elevado, lo que implicaría una capa límite más alta y seca. El jet de capas bajas y su oscilación diurna se incrementa por condiciones secas de superficie en la vecindad del núcleo del jet (Paegle et. al., 1996; Cook 1994).

En el caso del flujo de humedad, debido a la estratificación de la humedad específica y a la reducción del contenido de humedad en la atmósfera, el flujo Norte-Sur se reduce por debajo de 750 hPa ya que se observan anomalías positivas, mientras que en los niveles altos sobre el flanco de los Andes, se produce un aumento de flujo de humedad (anomalías negativas) centrado en los 650 hPa, que no seria suficiente para compensar la disminución del transporte de humedad en los niveles bajos.

Analizando las anomalías provocadas por la reducción y el aumento de la humedad del suelo (Figuras 5.20 a y b), vemos que es mucho más fuerte el efecto de la disminución de humedad del suelo**.**

5.3.4 El agua precipitable

-

Una de las variables modeladas que revelan los procesos a lo largo de la columna atmosférica es la cantidad de agua precipitable. El mapa de la simulación control ensemble (Figura 5.21 b) permite apreciar la progresión desde las zonas secas del oeste del continente empezando por la costa del Pacifico hasta los máximos de contenido de agua en las regiones del Amazonas y el camino del LLJ, disminuyendo por ultimo en el nordeste del Brasil. Cuando se produce una disminución de la humedad del suelo generalizada está acompañada de una escasez del agua precipitable generalizada con valores extremos donde la reducción de la precipitación es intensa como se deduce de la comparación entre las Figuras 5.1 a) y 5.21 a). En el caso de aumento de la humedad del suelo, se produce un aumento de esta variable en el norte de Brasil y en la

Cuenca del Plata, mientras que en la zona ecuatorial se aplica la discusión de la sección 5.3.2.

5.4 Algunas conclusiones parciales.

En este capítulo se han investigado los mecanismos que vinculan los cambios en la humedad del suelo con la precipitación durante el primer estadio del monzón sudamericano. Las simulaciones mensuales se realizaron para distintos meses de octubre (El Niño, La Niña, año neutro), para asegurar que los resultados no dependan de un año en particular. El análisis de las simulaciones individuales, indica que los efectos de superficie y los forzantes dinámicos actúan en la región del monzón, independientemente de las condiciones de gran escala (El Niño, La Niña, año neutro). La elección del mes de octubre se debió a que se puede asimilar a la primavera temprana, cuando se ha observado que las condiciones de superficie sobre la región del monzón favorecen las interacciones tierra-atmósfera.

Los resultados obtenidos, muestran una mayor sensibilidad a la reducción de humedad que al incremento de la misma, lo que permite afirmar que los cambios que se producen en la precipitación por la disminución de la humedad del suelo son importantes, mientras que el incremento de precipitación debido al aumento de la humedad del suelo, es escaso, debido probablemente, a que el suelo se halla muy cerca de la saturación, y la evapotranspiración no se modifica substancialmente. La reducción de humedad del suelo produce una fuerte disminución de la precipitación sobre una franja diagonal noroeste-sudeste sobre el centro del Brasil, y en particular sobre el dominio del monzón.

La importancia de la interacción y realimentación entre la humedad del suelo y los flujos de superficie, se hizo evidente a partir de estas simulaciones de numéricas que investigan la sensibilidad de la precipitación a una de las componentes del estado del suelo, en este caso a la humedad del suelo La reducción de humedad trae aparejado un aumento del flujo de calor sensible, una disminución del flujo de calor latente (y de la evapotranspiración) y un aumento del índice Bowen. Por el contrario, el incremento de la humedad del suelo genera un nivel de ascenso de condensación (NCA) más bajo, un aumento de la temperatura potencial equivalente, mayor nubosidad y mayor posibilidad

de ocurrencia de precipitación. A mayor humedad del suelo le corresponde mayor flujo de calor latente, menor flujo de calor sensible, mayor fracción de evaporación y menor índice Bowen como se ha demostrado en el transcurso de este capítulo.

El vínculo entre los estados de la superficie y el ciclo atmosférico-hidrológico, incluye a las variables de la capa límite planetaria. Los cambios en la humedad del suelo provocan transformaciones en la estructura de la capa límite y su estabilidad termodinámica. En el caso de reducción de humedad, el aumento de flujo de calor sensible favorece la mezcla y provoca un mayor espesor de la capa límite, mientras que la disminución del flujo de calor latente la hace más seca. A medida que el suelo se seca se produce una profundización de la capa límite planetaria y un LLJ más elevado, lo cual influencia la convergencia del flujo de humedad en las áreas donde se produce precipitación. De acuerdo a las simulaciones, hipotéticamente el efecto local de las anomalías de humedad del suelo se traduce en cambios regionales, ya que los cambios en la capa límite provocan la modificación del transporte regional de humedad, una capa límite más profunda produce un LLJ más fuerte y elevado. Entonces se produce una reducción de la humedad en toda la columna atmosférica y en el transporte de humedad por el LLJ, acarreando como consecuencia la reducción de la precipitación corriente abajo y en particular en el dominio del monzón sudamericano.

Figuras y tablas del Capitulo 5

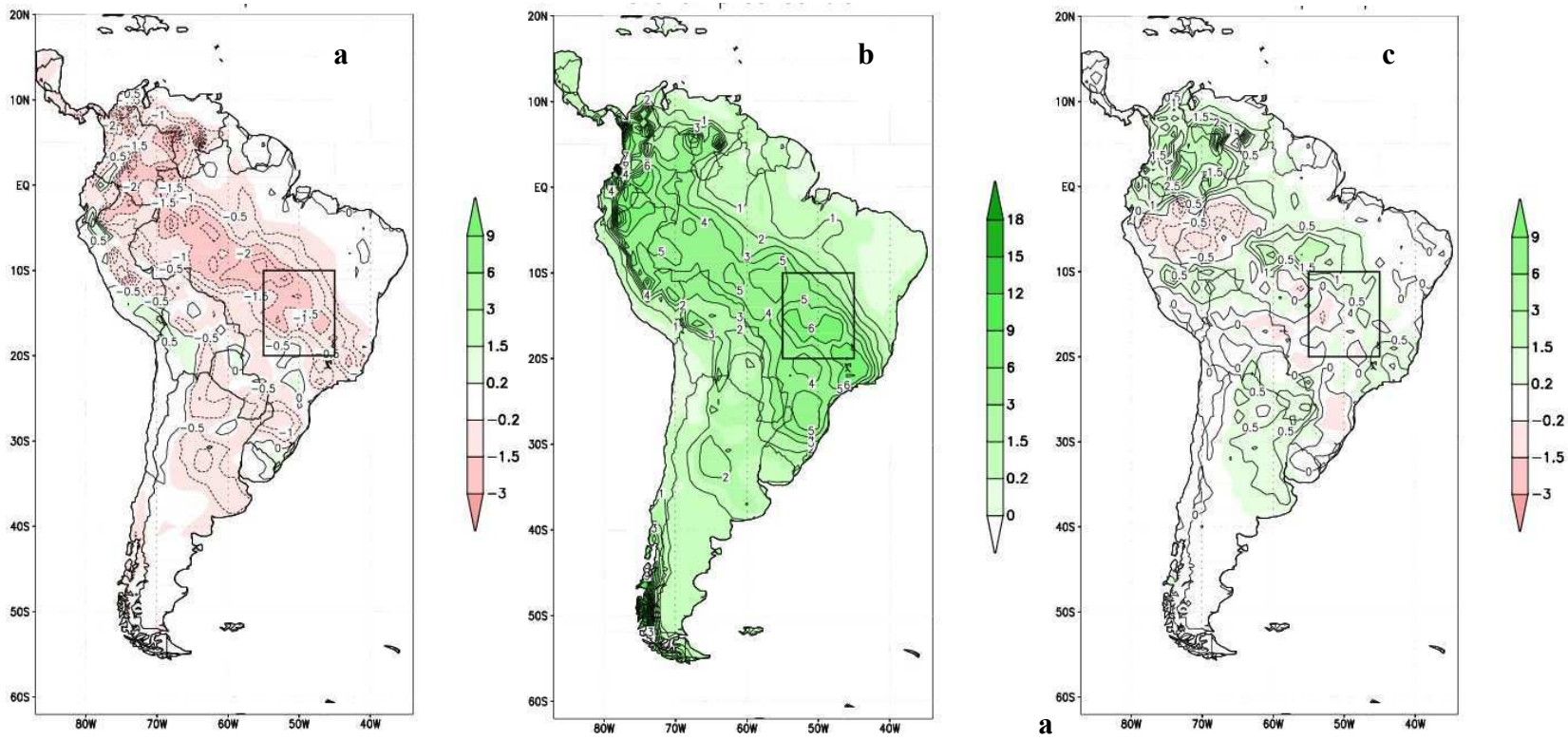


Figura 5.1: ***Ensemble de precipitación para octubre medio; a) anomalía por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble , c) anomalía por aumento de humedad del suelo. Las unidades son mm día^{-1}.***

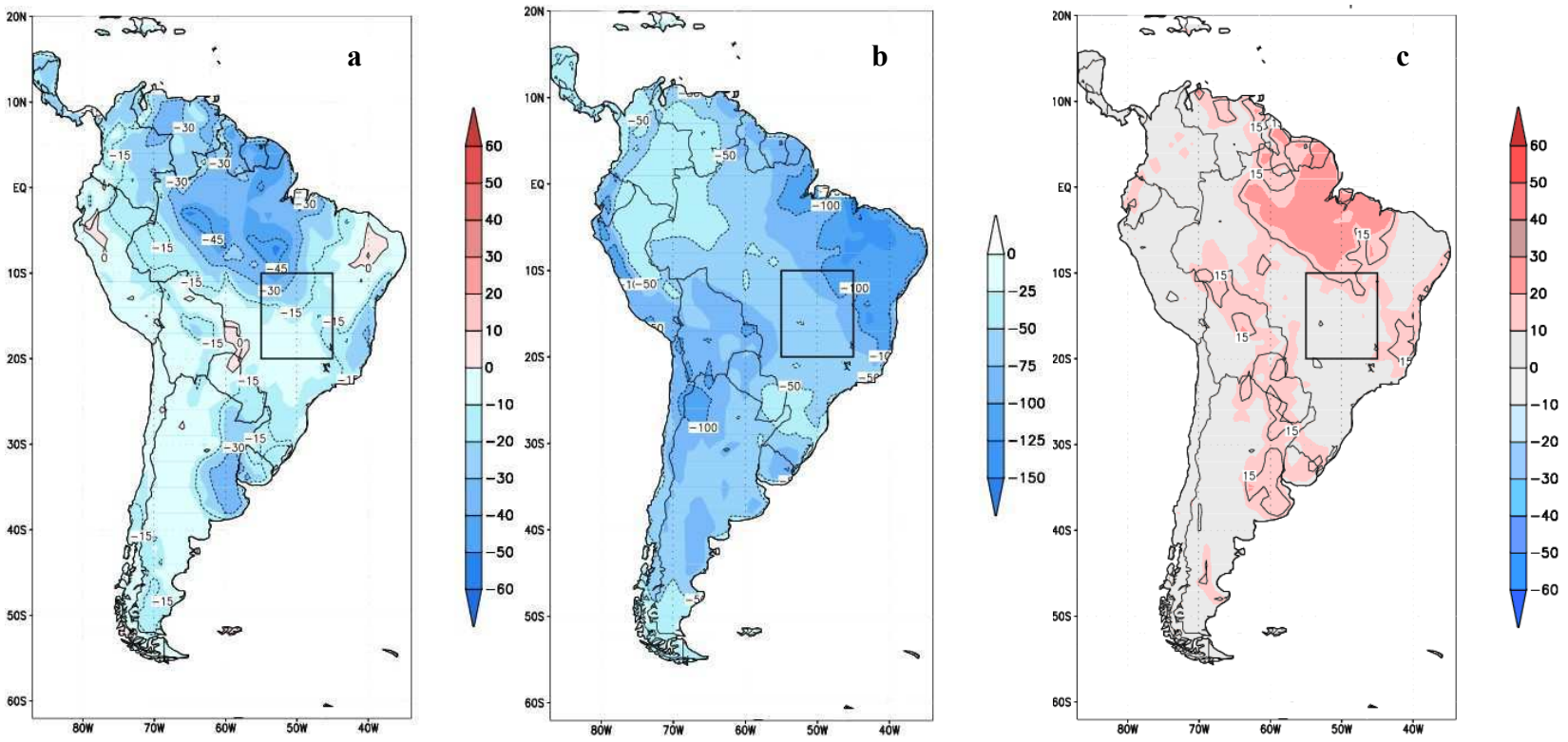


Figura 5.2: ***Ensemble de flujo de flujo de calor sensible para octubre medio; a) anomalía por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble , c) anomalía por aumento de humedad del suelo. Las unidades son W m^{-2}.***

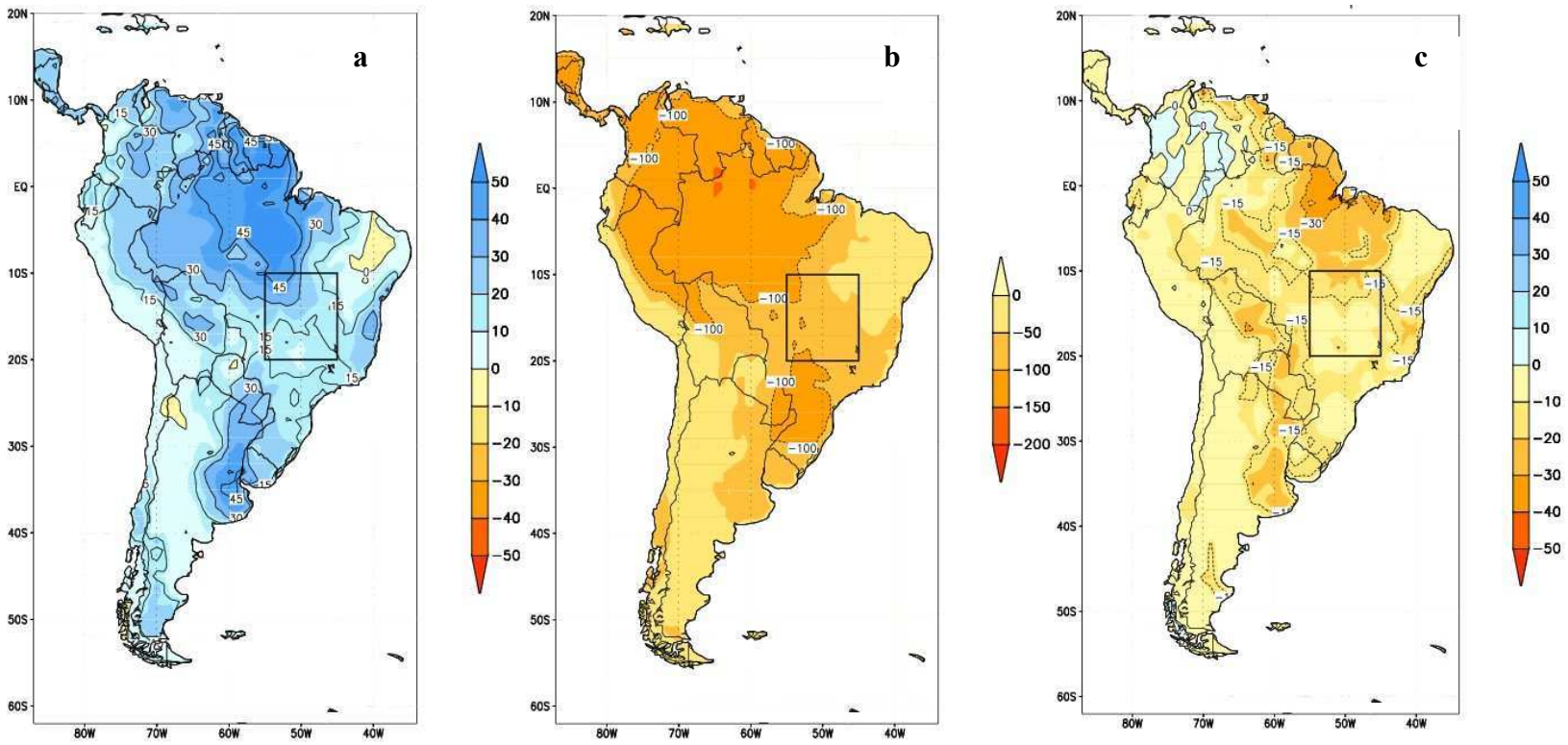


Figura 5.3: ***Ensemble de flujo de calor latente para octubre medio; a) anomalía por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble , c) anomalía por aumento de humedad del suelo. Las unidades son W m^{-2}.***

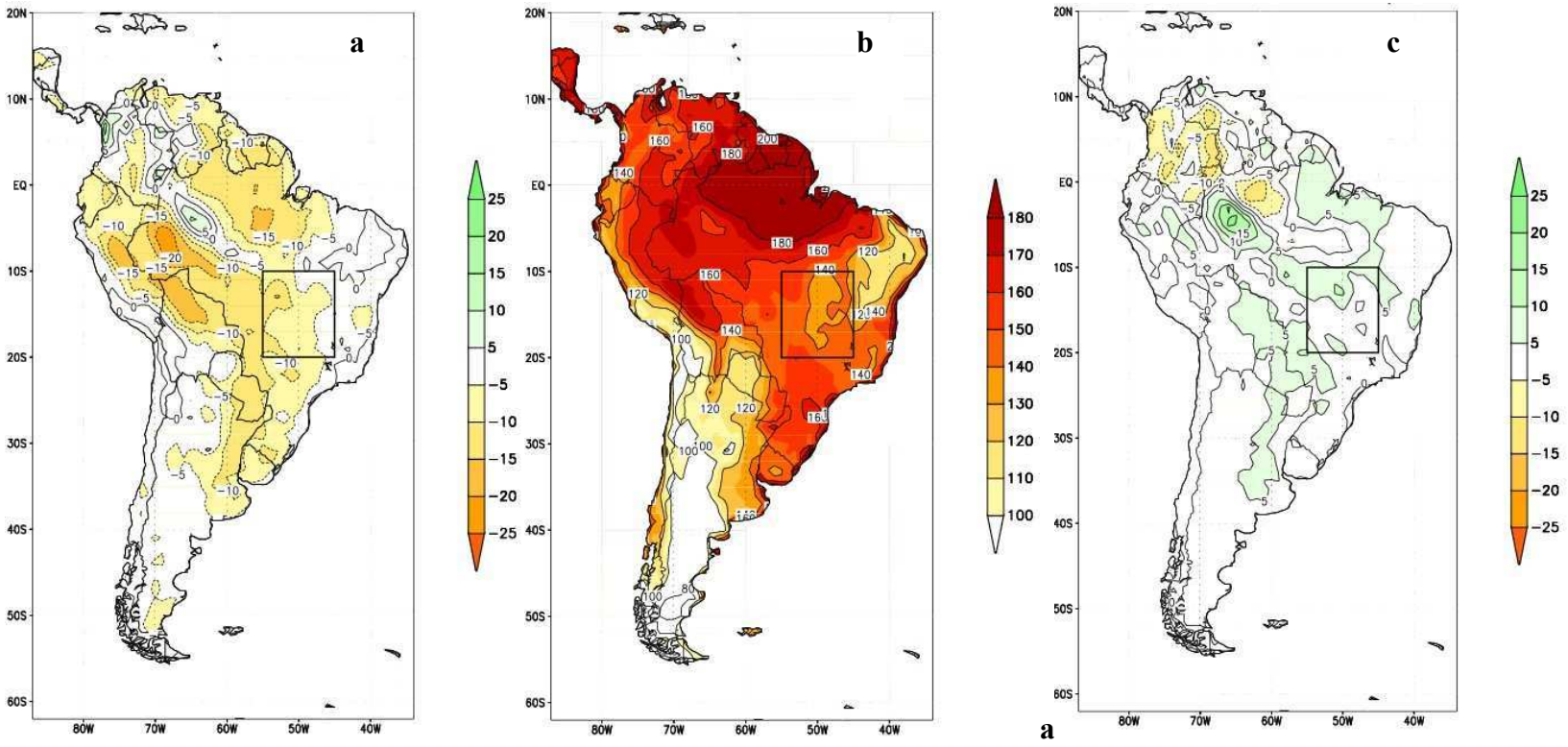


Figura 5.4: ***Ensemble de radiación neta para octubre medio; a) anomalía por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble, c) anomalía por aumento de humedad del suelo. Las unidades son W m^{-2}.***

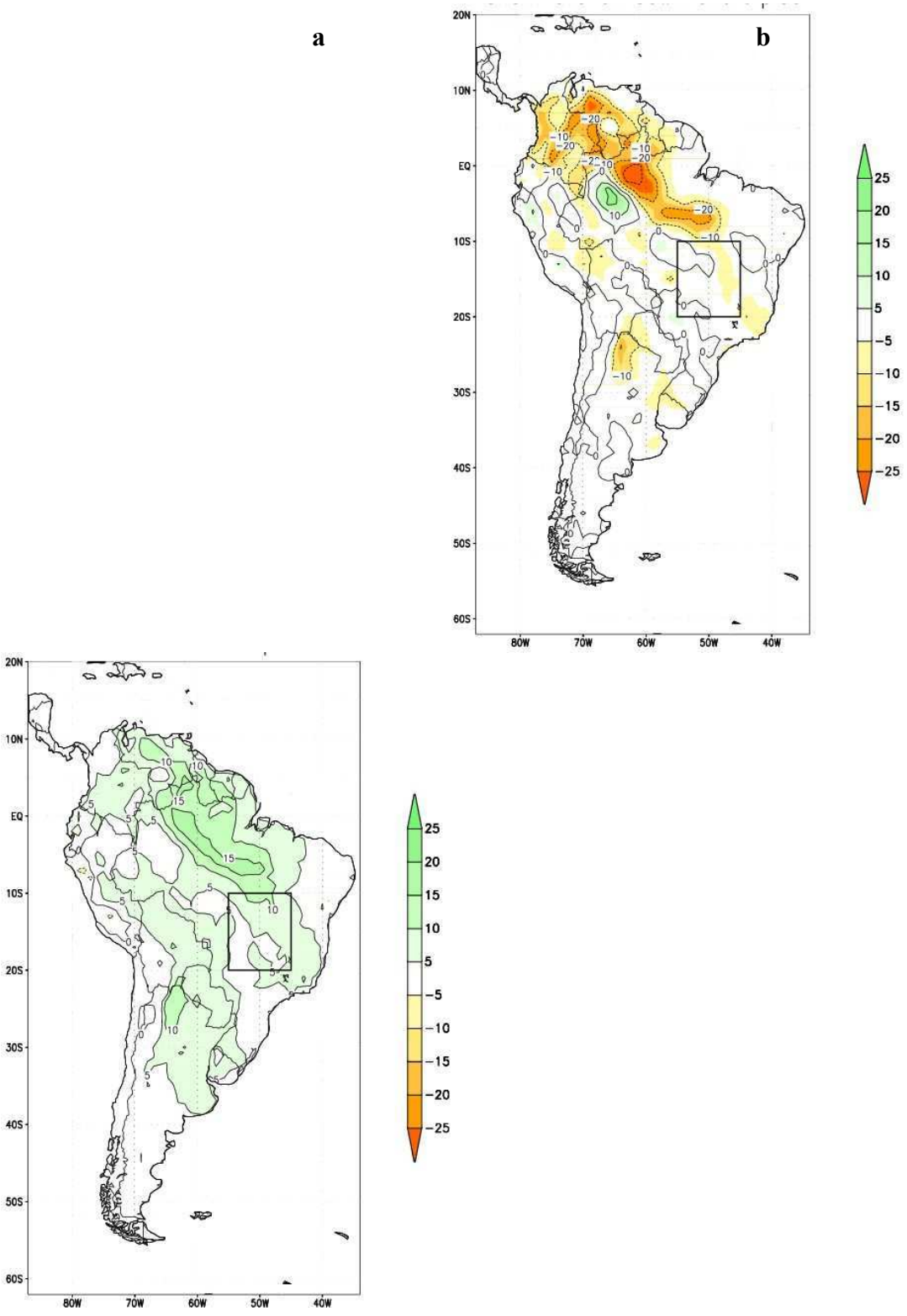


Figura 5.5: ***Ensemble de anomalías para octubre medio por aumento de humedad del suelo de a) radiación saliente de onda larga; b) radiación entrante de onda corta. Las unidades son W m^{-2}.***

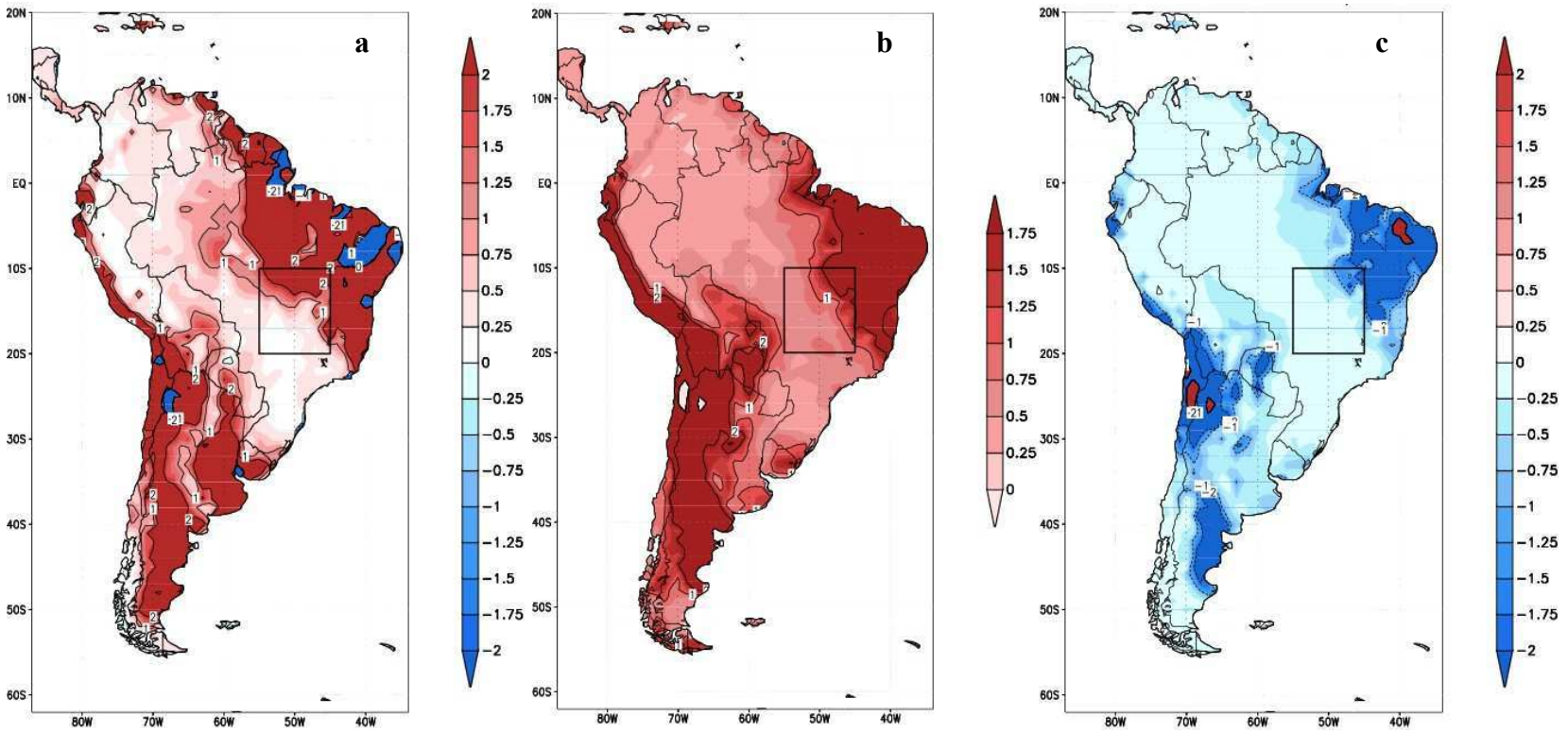


Figura 5.6: ***Ensemble de índice Bowen para octubre medio; a) anomalía del índice por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble , c) anomalía del índice por aumento de humedad del suelo.***

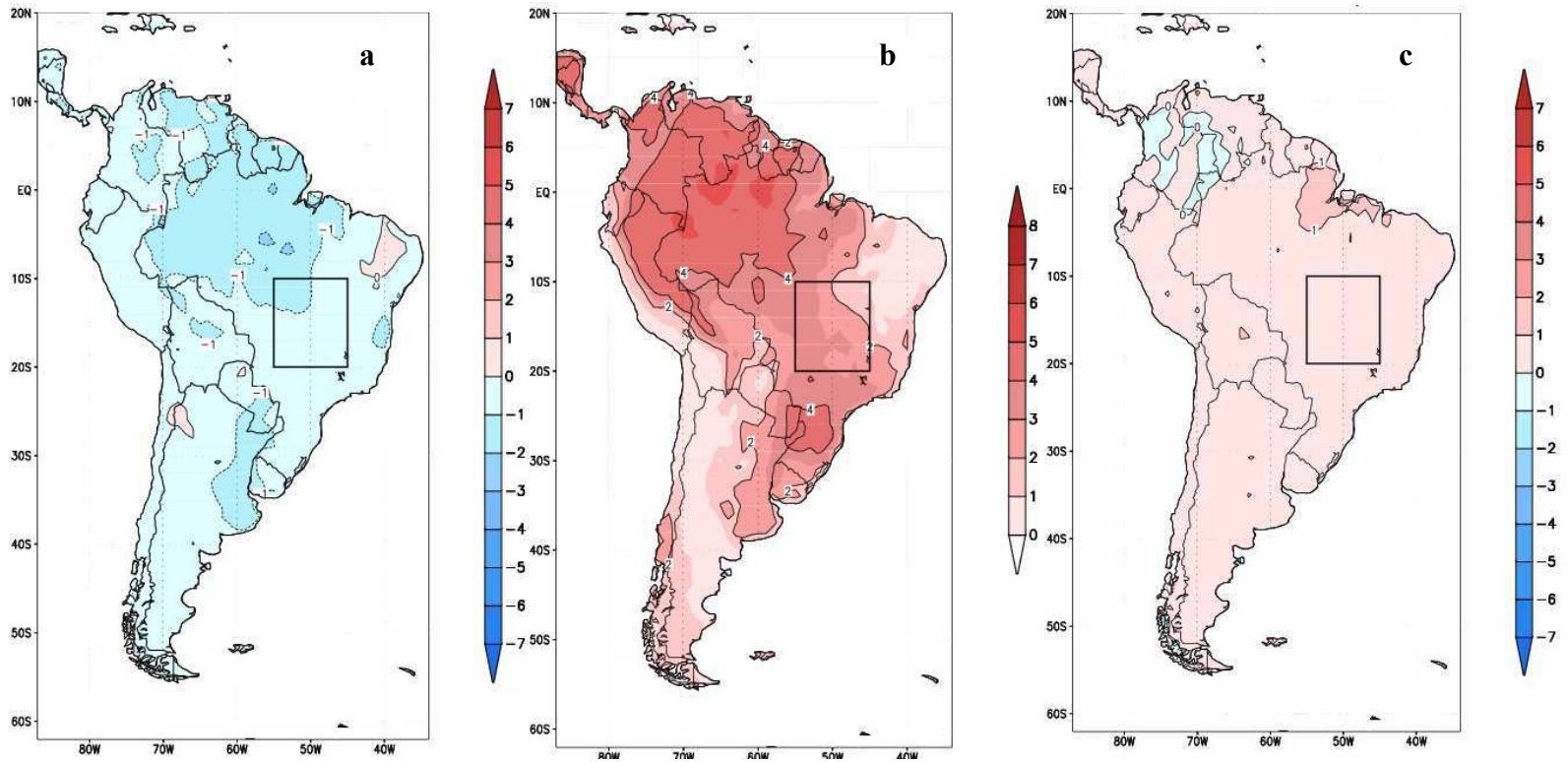


Figura 5.7: ***Ensemble de evaporación calculada para octubre medio; a) anomalía por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble , c) anomalía por aumento de humedad del suelo. Las unidades son W m^{-2}.***

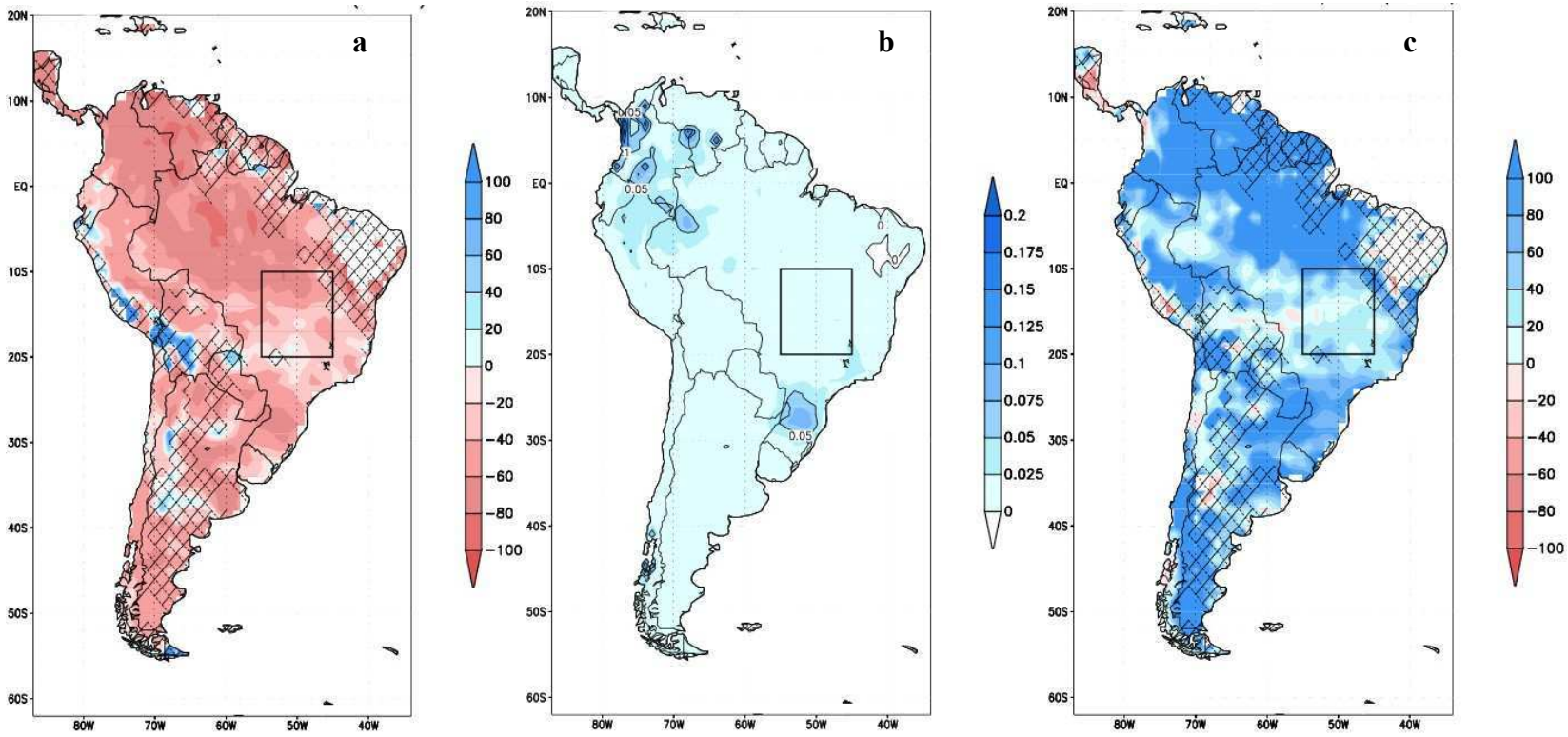


Figura 5.8: ***Ensemble de escurrimiento para octubre medio; a) anomalía por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble, c) anomalía por aumento de humedad del suelo. Las unidades son mm día*** $^{-1}$.

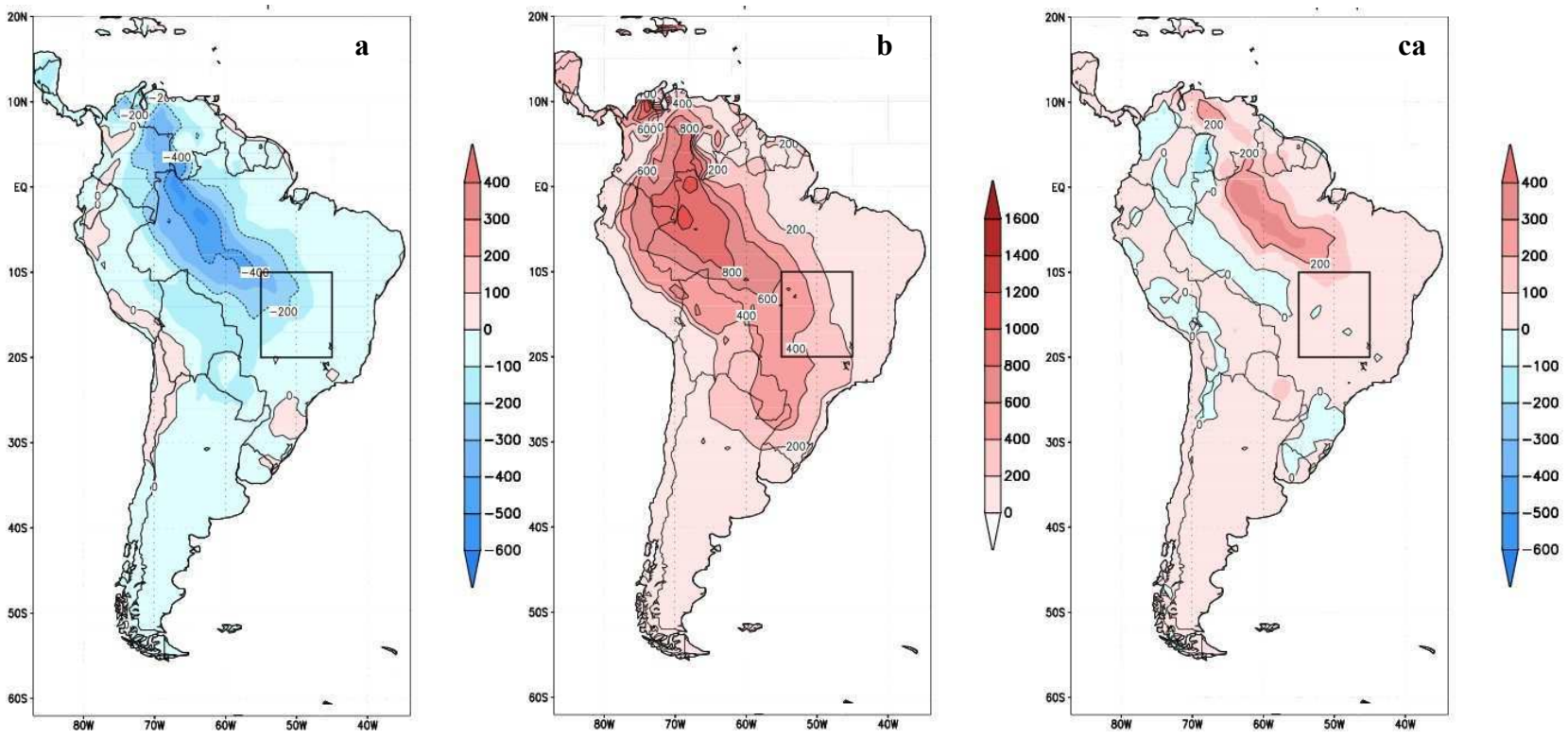


Figura 5.9: ***Ensemble de CAPE para octubre medio; a) anomalía por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble, c) anomalía por aumento de humedad del suelo. Las unidades son J kg^{-1}.***

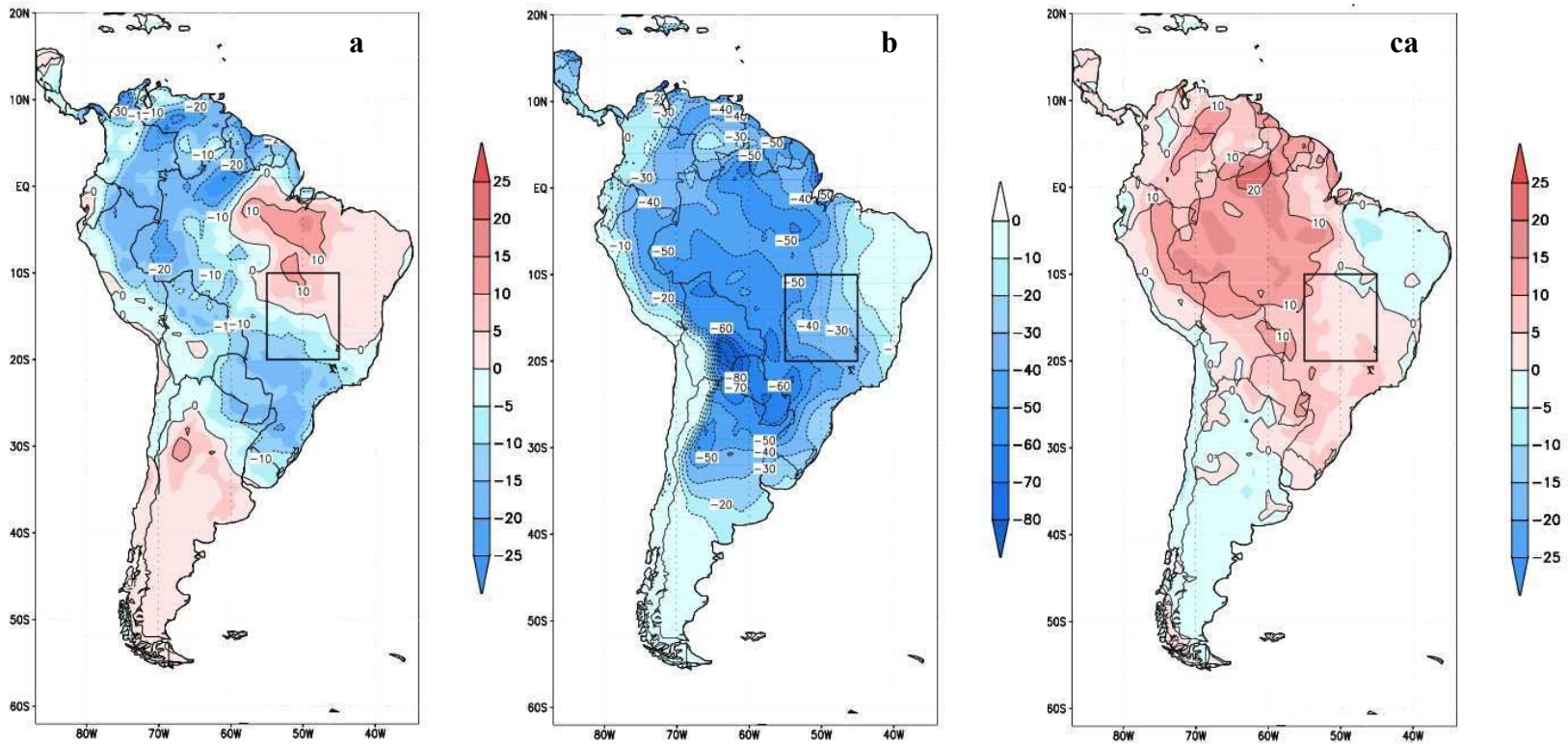


Figura 5.10: ***Ensemble de CIN para octubre medio; a) anomalía por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble, c) anomalía por aumento de humedad del suelo. Las unidades son J kg^{-1}.***

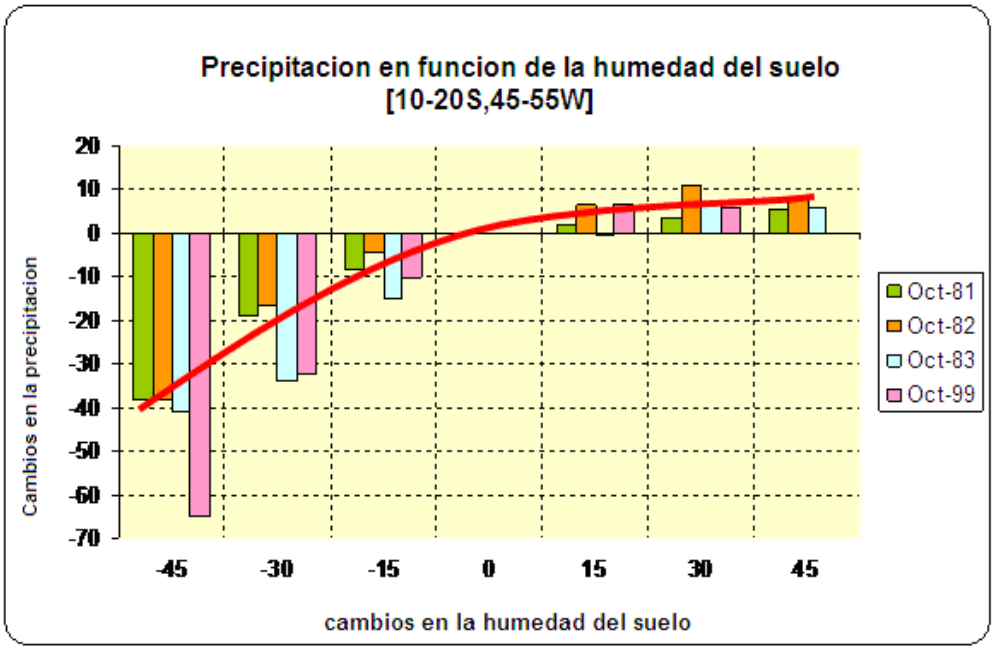


Figura 5.11*: Promedios sobre el dominio del monzón de los cambios en la precipitación mensual (%), para las simulaciones individuales que integran el ensemble en función de los cambios iniciales en la humedad del suelo (%) .*

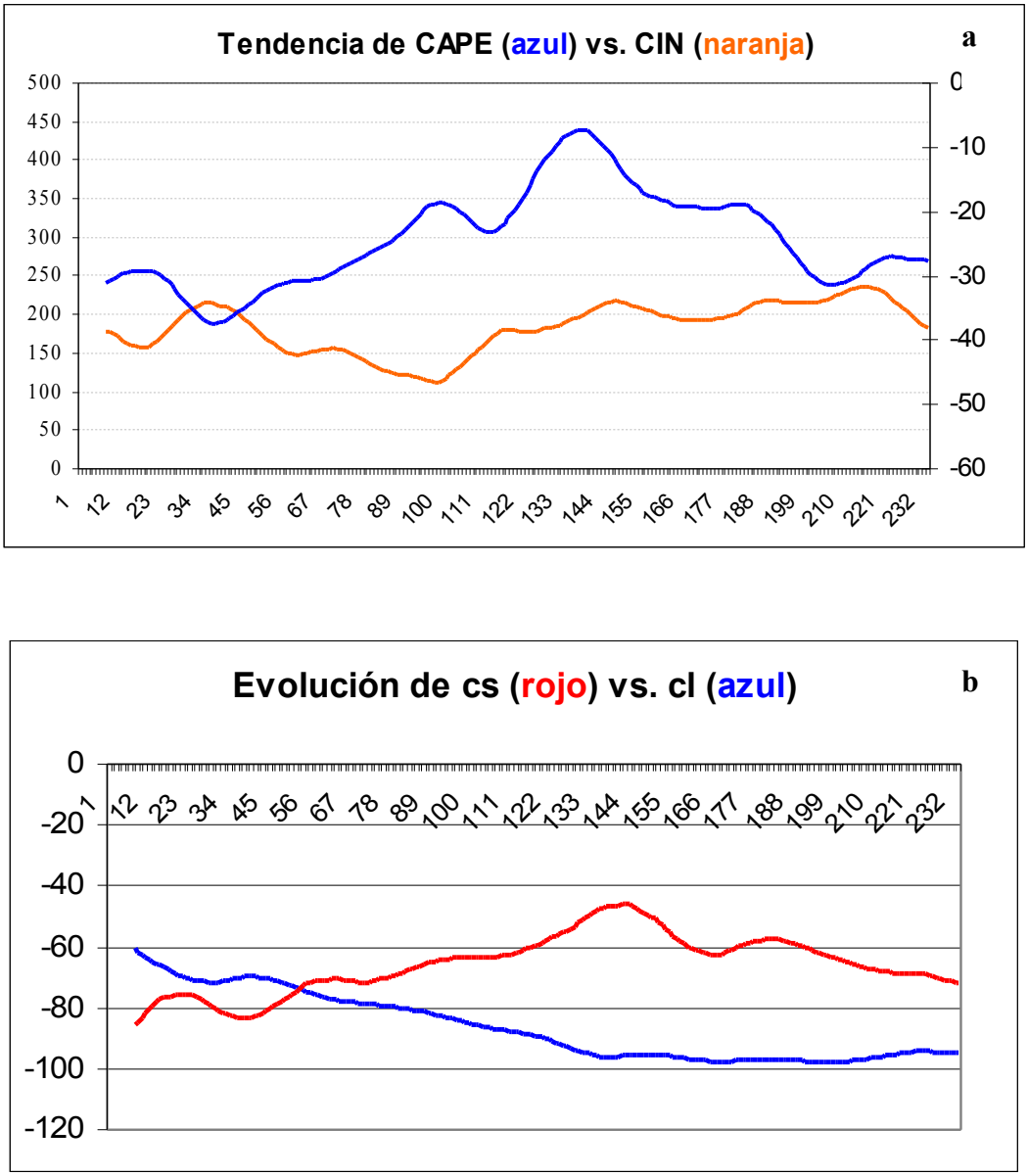


Figura 5.12: ***Evolución para el octubre medio de a) Energía de Inhibición Convectiva (CIN) versus Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE), b) Flujo de calor latente (cl) versus flujo de calor sensible (cs). Las unidades son a) J kg^{-1} b) W m^{-2}. El eje horizontal indica las horas de pronóstico.***

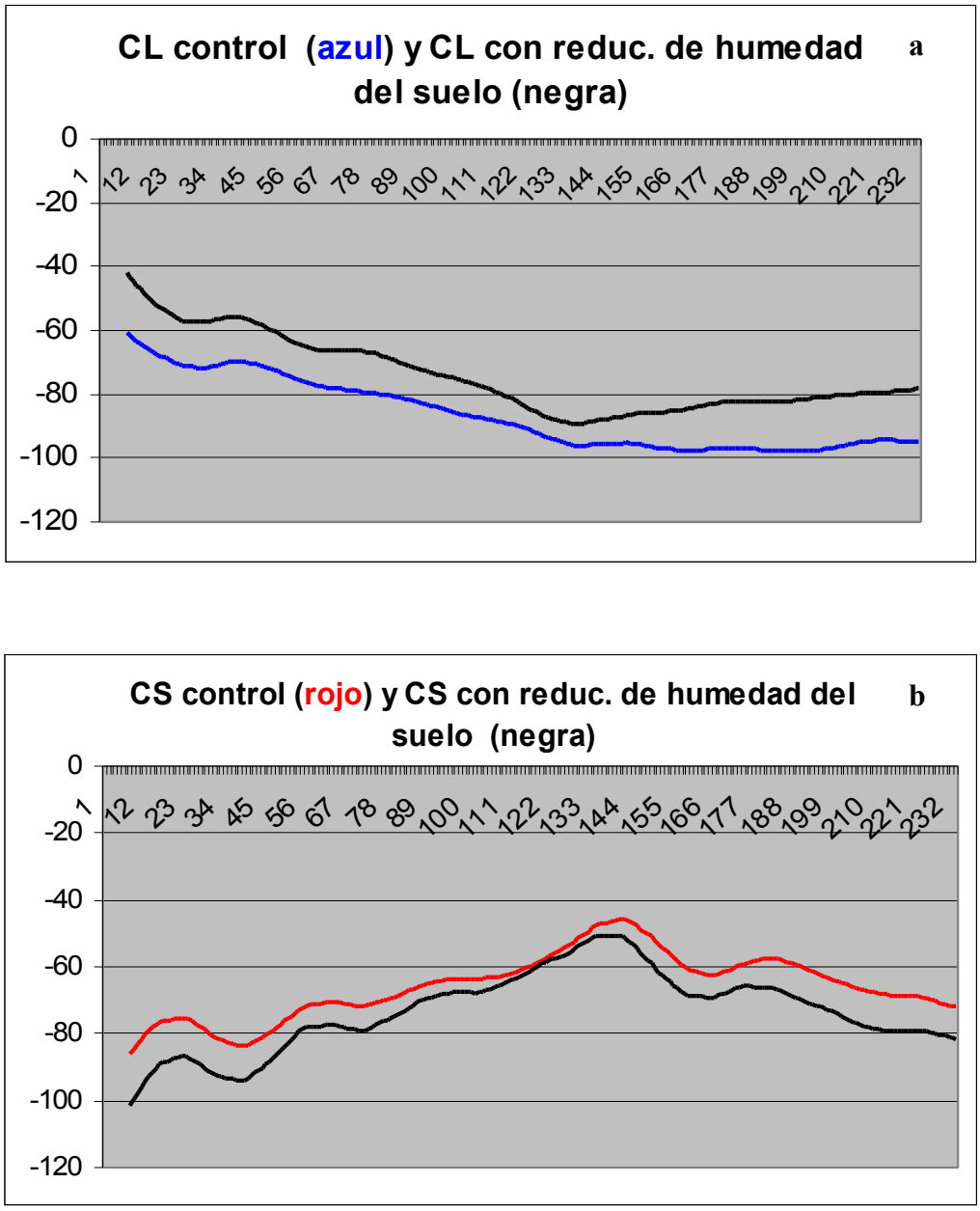


Figura 5.13: ***Evolución para el octubre medio de a) flujo de calor latente de la simulación control ensemble y con reducción de la humedad del suelo, b) flujo de calor sensible de la simulación control ensemble y con reducción de humedad del suelo. Las unidades son W m^{-2}. El eje horizontal indica las horas de pronóstico***

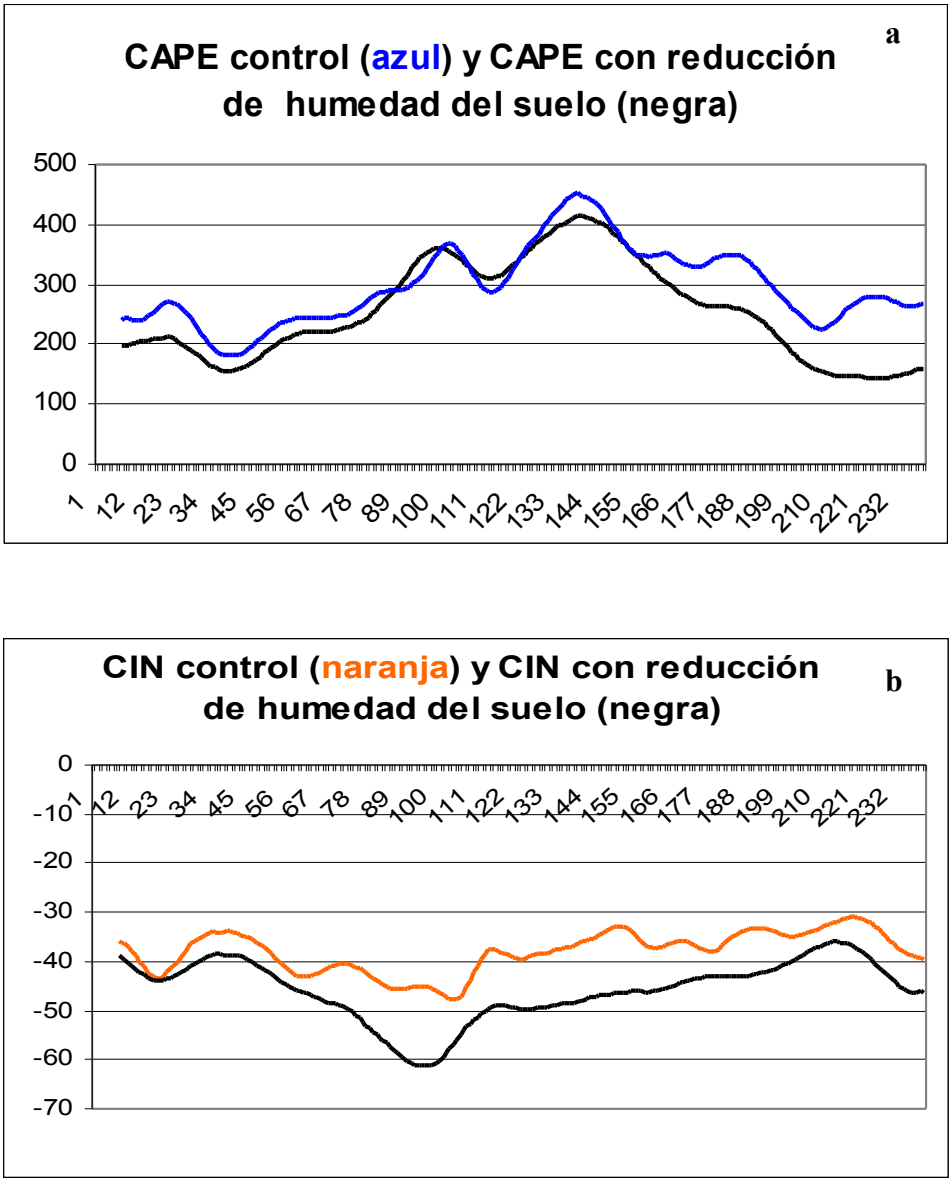


Figura 5.14: ***Evolución para el octubre medio de a) CAPE de la simulación control ensemble y con reducción de la humedad del suelo, b) CIN de la simulación control ensemble y con reducción de humedad del suelo. Las unidades son*** $J\,kg^{-1}$. ***El eje horizontal indica las horas de pronóstico.***

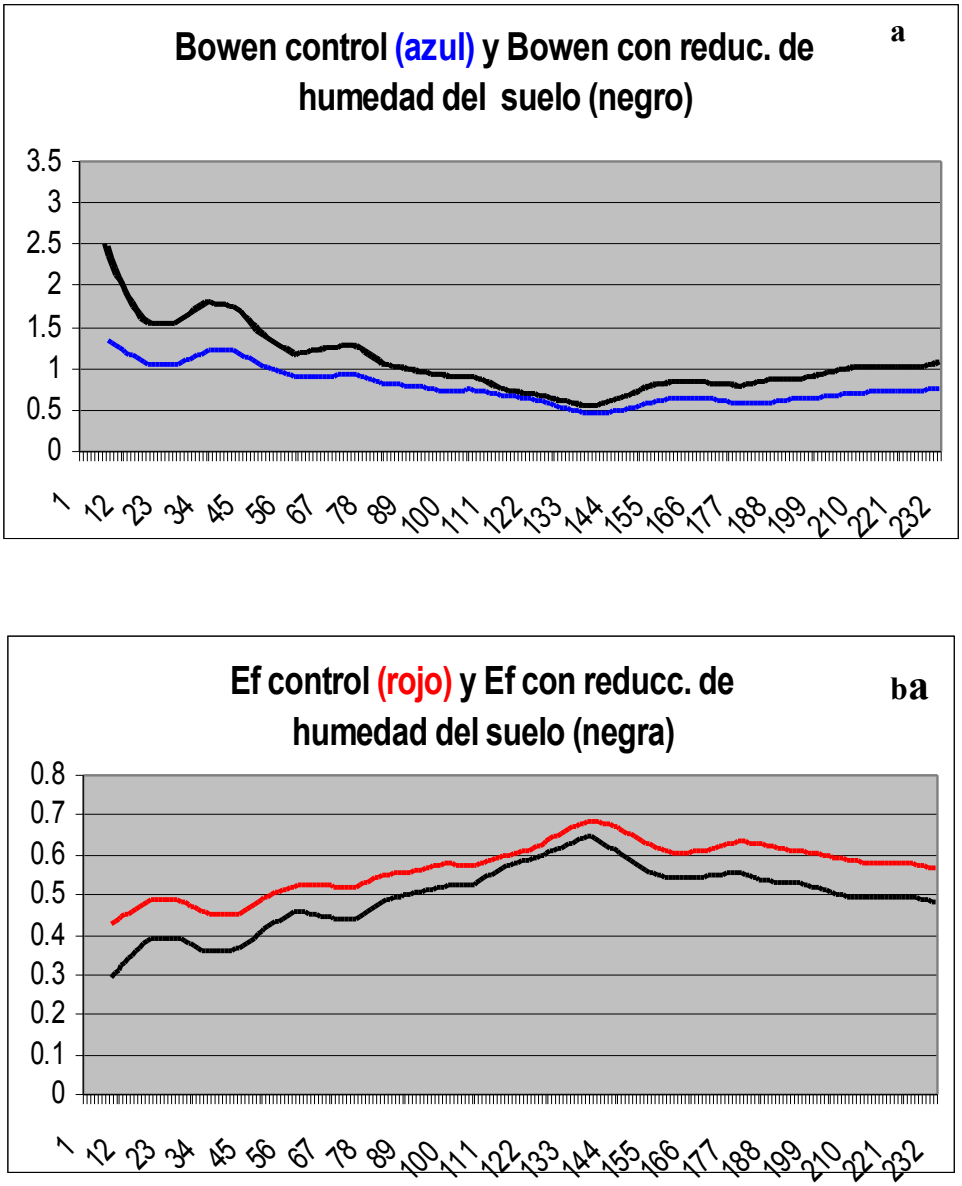


Figura 5.15: ***Evolución para el octubre medio de a) índice Bowen de la simulación control ensemble y con reducción de la humedad del suelo, b) Ef de la simulación control ensemble y con reducción de humedad del suelo***

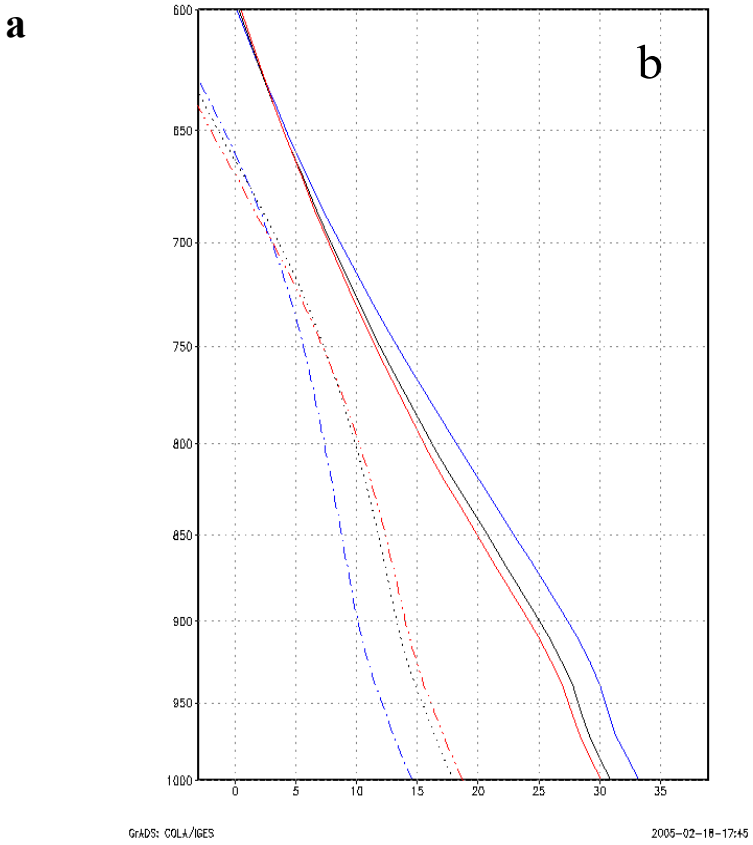


Figura 5.16: ***Perfiles verticales de temperatura (línea llena) y de temperatura de punto de rocío (línea discontinua) donde negro corresponde a la simulación control ensemble, azul al ensemble con reducción de humedad del suelo, rojo al ensemble con aumento de humedad del suelo; a) todos los niveles, b) lo mismo que a) pero ampliado hasta 600 hPa. Las unidades del eje vertical son hPa. Las unidades del eje horizontal son ° C.***

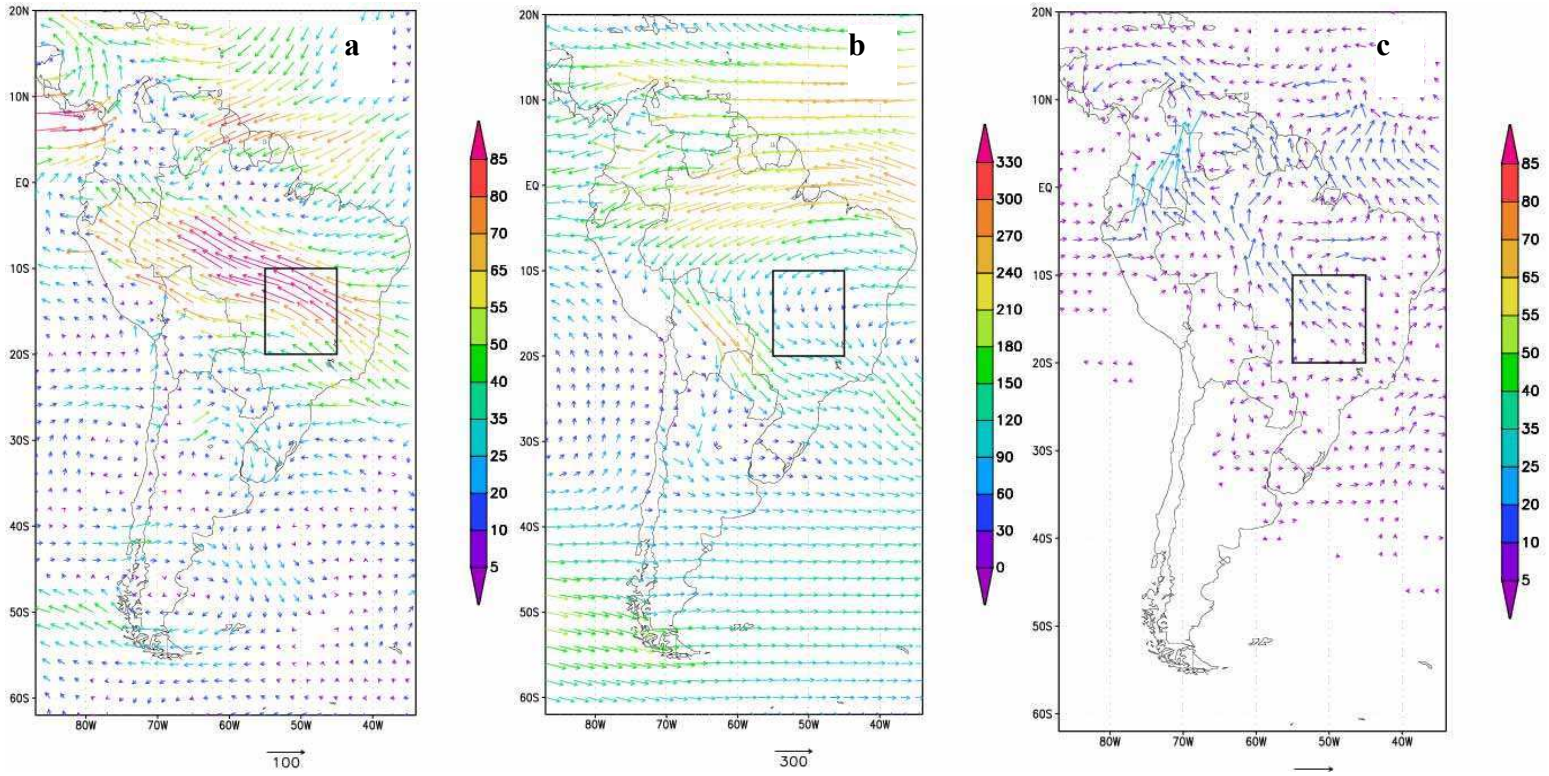


Figura 5.17: ***Ensemble del flujo de humedad integrado en la vertical para el octubre medio; a) con reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble, c) con aumento de humedad del suelo. Las unidades son kg m^{-1} s^{-1}.***

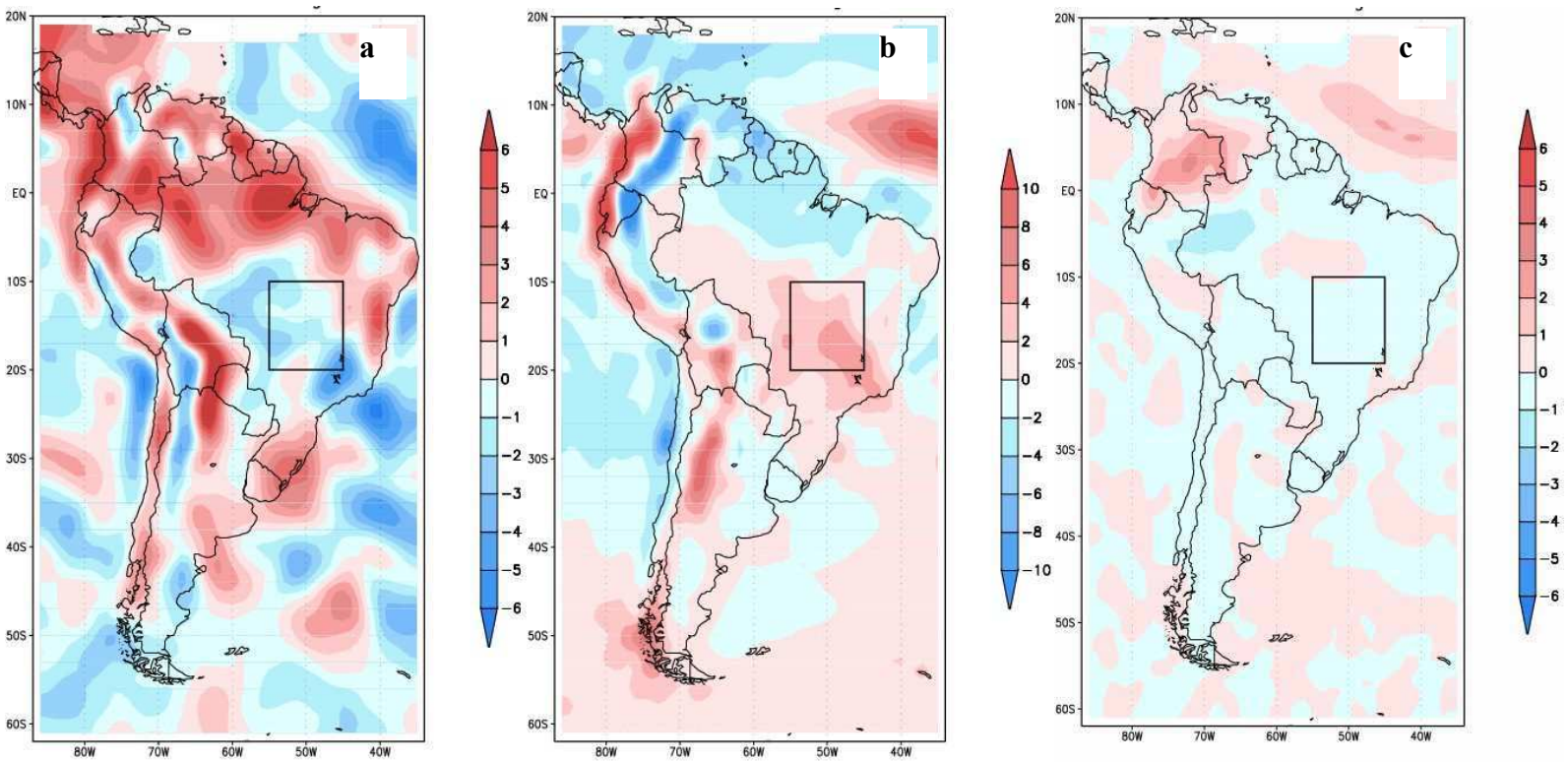


Figura 5.18: ***Ensemble de la convergencia del flujo de humedad integrado en la vertical para el octubre medio*; *a) con reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble , c) con aumento de humedad del suelo. Las unidades son mm día^{-1}.***

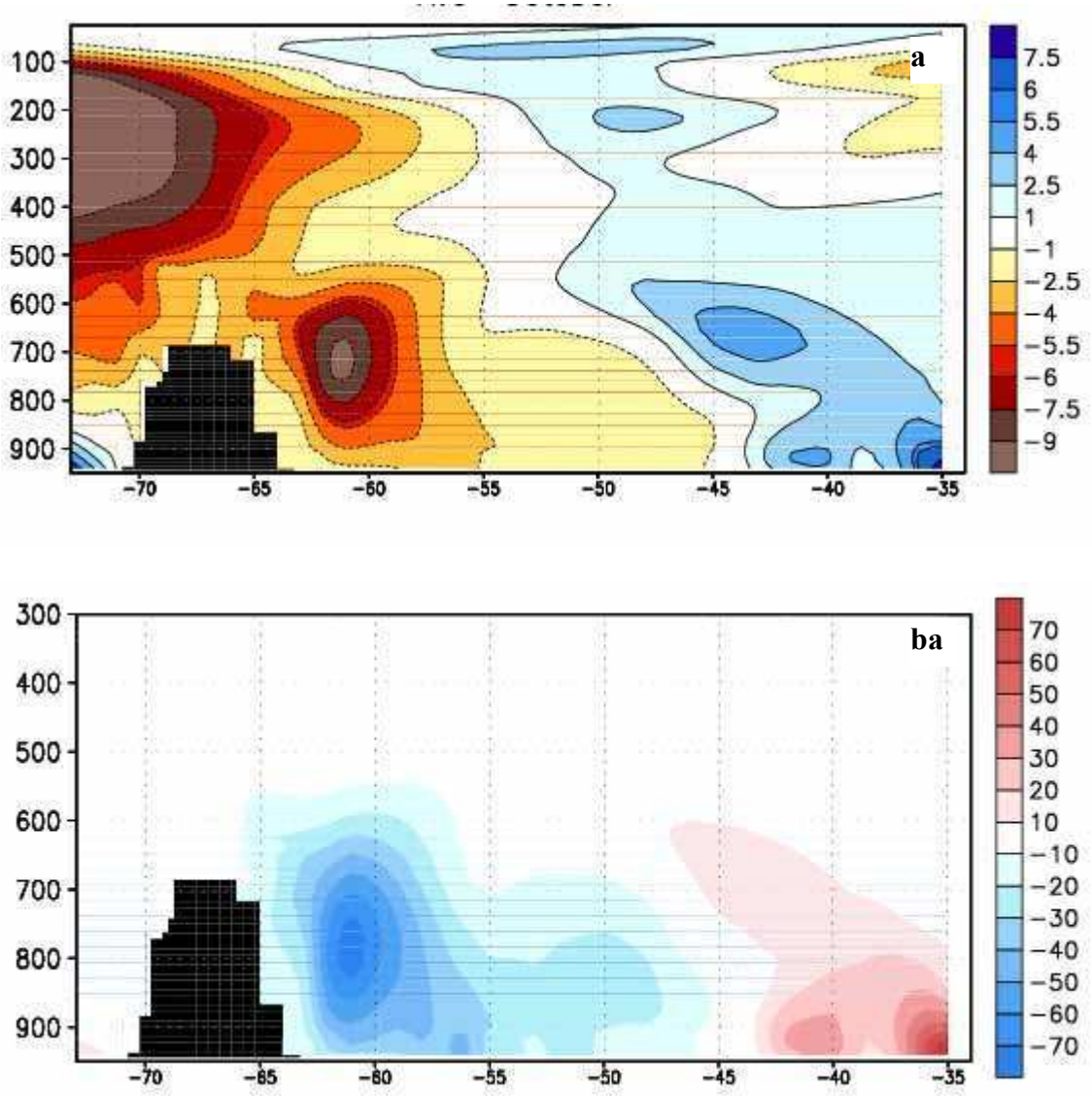


Figura 5.19: a) ***Sección transversal sobre la transecta entre (25º S, 73º W) y (5º S, 34º W) del viento*** **b)** ***del flujo de humedad del octubre medio. Las unidades son a) m*** s^{-1} ***b) g*** kg^{-1} ***m*** s^{-1}**.**

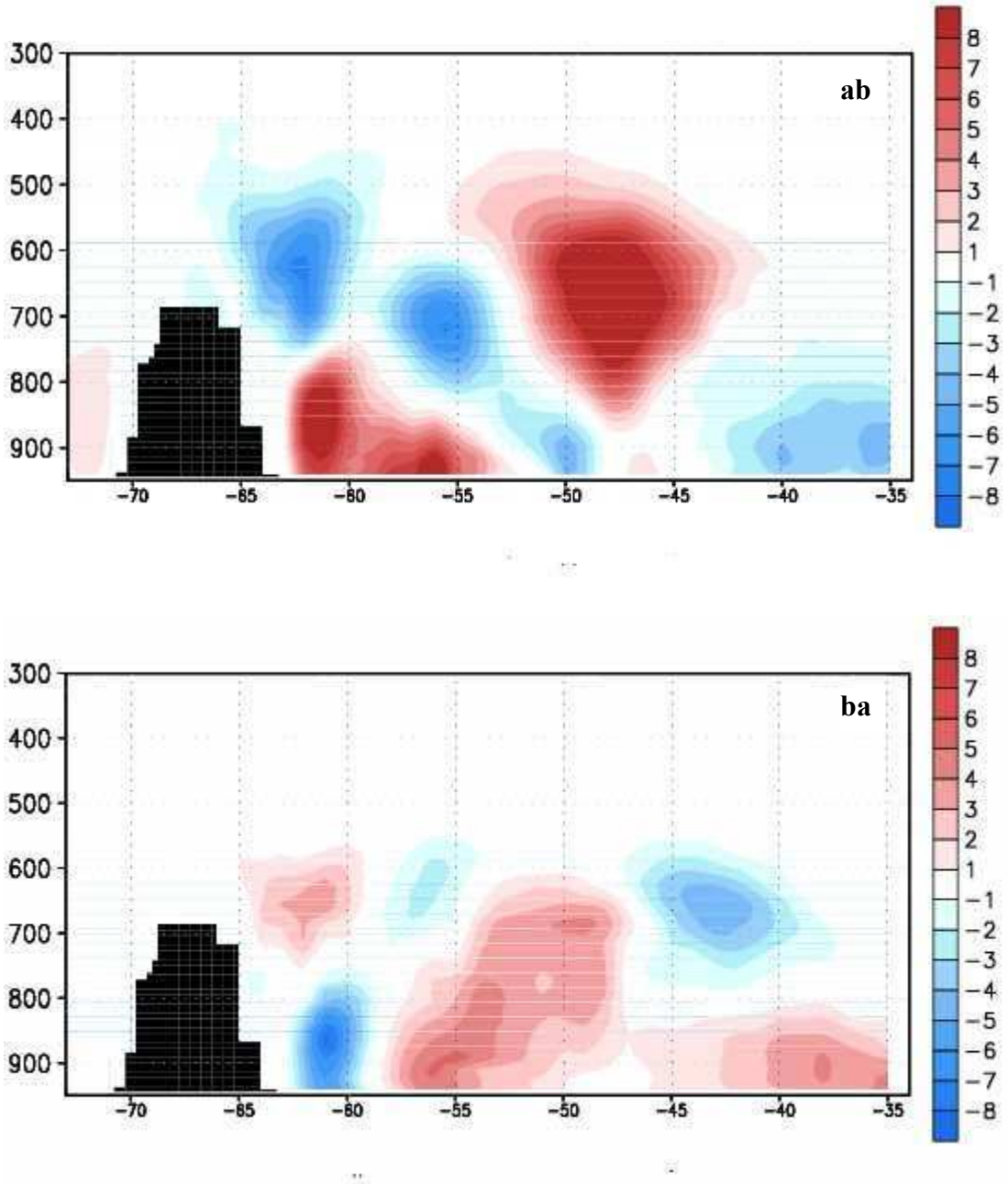


Figura 5.20: ***Sección transversal sobre la transecta entre (25º S, 73º W) y (5º S, 34ºW) de las anomalías del flujo de humedad del octubre medio para a) reducción de la humedad del suelo; b) aumento de la misma. Las unidades son g kg^{-1} m s^{-1}.***

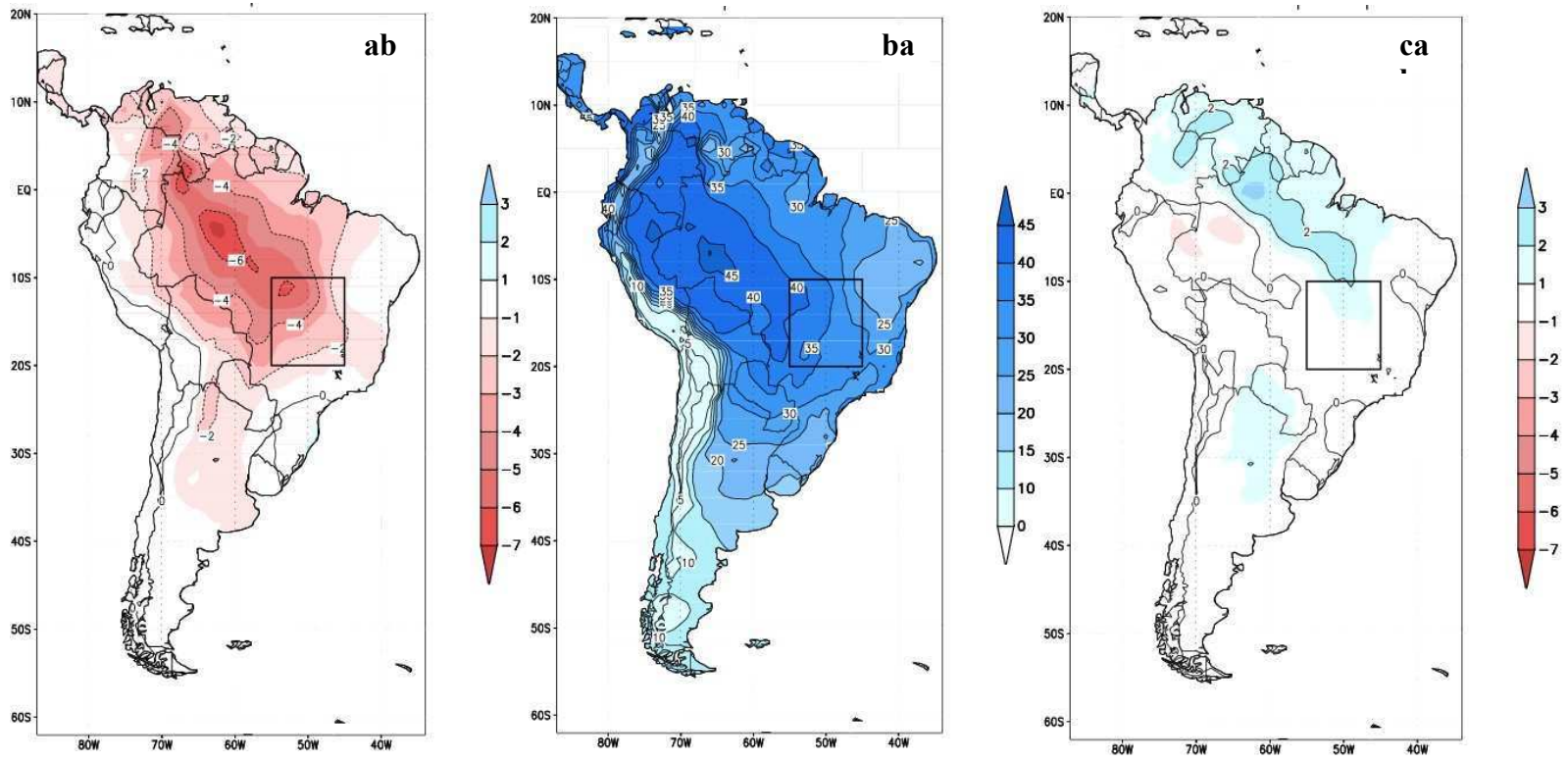


Figura 5.21: ***Ensemble de agua precipitable para octubre medio; a) anomalía por reducción de humedad del suelo, b) simulación control ensemble , c) anomalía por aumento de humedad del suelo. Las unidades son mm día^{-1}.***

CAPITULO 6

VARIACIONES DURANTE EL NIÑO 82-83

6.1 El ciclo de El Niño 82-83

Es sabido que durante la fase cálida del ciclo ENOS, se produce un incremento de precipitación sobre el NE argentino y un decrecimiento de la precipitación al norte. Estos efectos de gran escala pueden alterar el efecto local de superficie discutido en el Capitulo 5. En el presente capitulo, se analizará de que manera las distintas condiciones de gran escala pueden alterar las conclusiones previamente expuestas en el Capitulo 5.

El principal objetivo de este capítulo es investigar el comportamiento de los mecanismos de interacción entre la superficie y la atmósfera, en distintas etapas del episodio EN 82-83. Se realizaron simulaciones con el modelo Eta utilizando los Reanálisis del NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) como campo inicial y condiciones de borde. Los estudios de sensibilidad comprenden el mismo campo inicial pero incrementando y reduciendo los valores de humedad del suelo sobre todo el dominio según las expresiones de la sección 2.2.4 b) del Capitulo 2. Se seleccionaron meses representativos del EN 82-83 para el estudio y en particular los meses de la primavera, octubre y noviembre de 1982 y octubre del 1983, siendo que el establecimiento de la estación húmeda en Sudamérica ocurre durante la primavera austral antes del inicio del monzón sudamericano (Kousky, 1988; Marengo et al., 2001).

Existe un gran número de estudios que investigan la asociación entre las anomalías de precipitación y las fases extremas de la oscilación del Sur (OS), en la región del Sudeste de Sudamérica (SESA) que comprende el Sur de Brasil, Uruguay y el noreste de Argentina y este del Paraguay como parte de la Cuenca del Plata. Ropelewski y Halpert (1987, 1989) muestran que la lluvia tiende a ser mayor que el promedio desde noviembre a febrero durante los años Niño, Kiladis y Diaz (1989) confirman que en la SESA, los meses desde septiembre a noviembre son más lluviosos durante la fase cálida del ENSO que durante la fría. Estudios enfocados sobre áreas de menor extensión dentro de la Cuenca del Plata, muestran que no hay evidencia de señales de lluvia en la mitad del verano (Rao y Hada, 1990; Pisciottano et al., 1994; Grimm et al., 1998; Grimm et al., 2000), pero durante el verano tardío y el otoño, existe una gran correlación entre las SSTs de las regiones de El Niño 3 y 3.4 y la radiación saliente de onda larga (Outgoing longwave radiation, OLR) sobre el Paraná Medio y Alto (Camilloni y Barros, 2000)

Otros estudios más detallados sobre la respuesta de la lluvia a la fase cálida (EN) y fría (LN) del ciclo ENOS, encontraron que en el sur de Brasil durante la primavera austral, los promedios mensuales de precipitación correlacionan significativamente con el IOS (Índice de la Oscilación del Sur) (Rao y Hada, 1990) y la mayor precipitación

ocurre en noviembre de EN respondiendo al aumento del numero de CCMs (Velasco y Fritsch, 1987; Grimm et al., 1998). La mayoría de los autores coinciden en la apreciación de que durante la primavera austral se pueden comprobar las señales más fuertes de los fenómenos EN y LN.

La climatología de la precipitación en Sudamérica presenta regiones como el noreste de la Argentina que presenta máximos en otoño y primavera. El régimen de lluvias presenta considerables diferencias en la Sudamérica subtropical, en la Argentina occidental casi toda la lluvia ocurre durante el verano austral, con una muy pronunciada estación seca en el invierno. Hacia el este, la estación seca tiende a desaparecer, la amplitud anual de la precipitación disminuye y el régimen anual cambia a un máximo invernal en el este del Uruguay y en el área costera del sur de Brasil (Prohaska, 1976).

6.2 Las simulaciones control y anomalías de los meses seleccionados del EN 1982-1983

En esta sección, se mostrarán los gráficos de barras que indican los valores promedio, calculado sobre el área del dominio del monzón (SAMS) de la precipitación (Fig. 6.1), evaporación (Fig. 6.2) y convergencia de flujo de humedad (Fig. 6.3), respectivamente de la simulación control, la simulación con reducción y aumento de humedad del suelo. La barra verde indica el promedio de la variable de la simulación control, la amarilla, indica la anomalía promedio de la simulación con reducción de humedad del suelo y la azul la anomalía promedio de la simulación con aumento de humedad del suelo. Esto para cada uno de los meses estudiados: junio, octubre y noviembre de 1982, y enero, marzo, junio y octubre de 1983.

Las simulaciones tanto control como las de las anomalías se realizan para cada mes tomado individualmente. En la simulación control de cada mes, el modelo Eta se inicializa utilizando los REAN del primer día del mes tanto para superficie como para las variables tridimensionales, y se lo integra en forma mensual con las condiciones de borde provenientes de los REAN cada 6 horas. Las simulaciones de reducción de 30% (-30%) y aumento de 30% (+30%) de humedad del suelo para cada mes se realizan inicializando el modelo Eta con los REAN del primer día del mes con el campo de humedad del suelo modificado (-30% o +30%), manteniéndose el resto de las características de la simulación control. La configuración (retículo, niveles, salida de los resultados, etc.), del procesamiento del modelo Eta es similar a lo explicado para las simulaciones realizadas en los Capítulos 4 y 5.

6.2.1 La precipitación

La evolución interanual del promedio de la precipitación control, y de las anomalías por reducción/aumento de humedad del suelo durante EN 82-83, para los meses mencionados en el párrafo anterior, se presenta en la figura 6.1 para la región definida como SAMS o el dominio del monzón.

La precipitación control media (barra verde) en la figura 6.1 muestra que la región del SAMS se presenta prácticamente seca en junio del 82, con valores considerables de precipitación en octubre del 82, que se reducen en noviembre del 82, y aumentan en enero del 83, en parte porque el suelo mantiene la humedad de la lluvia de la primavera y en parte por la influencia oceánica, ya que en esta época del año ocurren eventos de precipitaciones severas debido a que la ZCAS esta activa sobre el centro de Brasil. Se observa una reducción de marzo a junio del 83 y finalmente aumenta en octubre del 83, pero con menores valores comparados con octubre del 82. Comparando junio del 83 con junio del 82 se observa un ligero aumento de la precipitación y de la evaporación hacia el fin del ciclo (Fig. 6.2).

Los meses del verano austral en Sudamérica se caracterizan por la presencia de dos regiones de convergencia bien definidas, una cerca del Ecuador y componente de la zona de convergencia intertropical y otra la ZACS que es una característica típica del verano austral y esta asociada a la circulación de gran escala e influenciada por el calentamiento local y la orografía y conectada a la oscilación intraestacional tropical (oscilación de Madden-Julian u oscilación de 30-60 dias) (Nogués-Paegle y Mo, 1997). Carvalho et al., (2004) concluyen que la variabilidad de la ZACS esta relacionada mutuamente con la del monzón sudamericano, sugiriendo que los mecanismos responsables de las variaciones en intensidad de la ZACS, determinan las características de gran escala de la variabilidad del monzón sudamericano.

La cuenca del Amazonas es una importante fuente de humedad y mientras que la lluvia de la cuenca oriental del Amazonas parece relacionada con la variabilidad del Pacifico durante la primavera austral (Liebmann y Marengo, 2001; Uvo et al., 1998), la lluvia en el Amazonas interior no esta relacionada con los océanos y puede ser más sensible a procesos locales. (Enfield, 1996; Fu et al., 2001).

Las anomalías de precipitación producidas por la reducción (barra amarilla) y aumento de humedad del suelo (barra azul) se muestran en el grafico de barras de la Figura 6.1 y se puede observar que tanto el signo del impacto como la magnitud del mismo varían mes a mes. Durante los meses de octubre del 82 y 83 se produce una considerable disminución de la precipitación acompañando la reducción de la humedad del suelo (mayor en el 82 que en el 83) y un aumento escaso de la precipitación en el caso del aumento de la humedad del suelo; la discusión del impacto de las condiciones de superficie para el mes de octubre se realizó en el Capitulo 5.

En la región del SAMS se observan resultados diferentes cuando disminuye la humedad del suelo, en noviembre del 82 y los meses del verano y verano tardío o comienzos del otoño hay aumento de precipitación, mientras que cuando la humedad del suelo aumenta se produce una disminución de precipitación en noviembre del 82 y enero del 83, no así en marzo del mismo año. Al mismo tiempo se produce una anomalía de signo contrario en el Amazonas oriental y en la SESA, según se reduzca o aumente la humedad del suelo, la presencia de este dipolo se va explicar detalladamente más adelante para el mes de enero del 83.

En noviembre del 82, enero y marzo del 83 los valores de la anomalía promedio de precipitación por reducción de humedad del suelo presentan valores superiores al promedio control, alcanzando su máximo en enero del 83. Aunque se reduzca la humedad del suelo, se produce un aumento de la precipitación en la región del SAMS y una fuerte disminución de la misma en la parte occidental de la cuenca del Amazonas (no se muestra). La precipitación excesiva ocurrida durante la primavera provoca un exceso del contenido de agua en el suelo. A pesar que enero del 83 se inicialice con una humedad del suelo reducida en un 30%, la respuesta en la SAMS es un aumento en la precipitación. Es probable que el porcentaje de reducción de humedad del suelo no sea suficiente para disminuir la humedad en las distintas capas del suelo. Además, otros factores climáticos intervienen en esta época del año en la región tales como la influencia

oceánica con una gran advección en capas bajas de aire cálido del océano que incrementa la precipitación (Barros et al. 2002), a la que se suma la gran actividad convectiva ya que la región es estudio se encuentra en mayormente incluida en la fracción costera de la ZCAS oceánica de acuerdo a la clasificación de Carvalho et al. (2004).

Por otro lado si nos referimos a los experimentos donde se aumenta la humedad del suelo, durante el mes de enero del 83 como el suelo está saturado, un incremento de la humedad del mismo, en principio, no produce efectos de mayor precipitación, fenómeno que también ocurre en noviembre del 82. La reducción de precipitación estaría relacionada con la presencia de un dipolo, tal como se mencionó en el caso de reducción de humedad del suelo, y que se analizará más adelante para enero del 83.

Mientras tanto, en la parte occidental de la cuenca del Amazonas, dentro de la cual varían los patrones del uso del suelo, las características climáticas y las condiciones ecológicas (Fu & Li, 2004) se presentan otras exigencias de agua del suelo, al reducir la humedad el suelo disminuye la precipitación tal como se muestra en la Figura 6.4 a), la que se describirá más adelante, sugiriendo que esta región es mucho más sensible a los efectos locales tal como lo indicaron Fu et al. (2001). Seth y Rojas (2003) han efectuado también experimentos de degradación de pasturas y humedad del suelo fija, observando que se induce una circulación anticiclónica de capas bajas con aumento de subsidencia y reducción de la convección**.**

Una de las características notables del mes de marzo del 83, cuando el verano está prácticamente concluyendo, y que lo muestra como una excepción al resto de los meses del ciclo es que la respuesta a las modificaciones en la humedad del suelo provoque mayor precipitación que la precipitación promedio del mes, sea que se reduzca o aumente la humedad del suelo. Como es de esperar el aumento de humedad del suelo produce un aumento de la precipitación, comparando con las figuras 6.2 y 6.3, el valor de la evaporación es similar a la evaporación control y la divergencia es menor a la divergencia control. En marzo persisten las condiciones de exceso del contenido de agua en el suelo, ya que a las condiciones del enero precedente se suma la acumulación producida como consecuencia de las lluvias de enero y febrero, la disminución de la humedad del suelo no es lo suficientemente fuerte para provocar una disminución de la precipitación, comparando con las figuras 6.2 y 6.3 se observa una menor evaporación que la evaporación control y una disminución notable de la divergencia, lo que podría causar el aumento de precipitación.

6.2.2 La evaporación

La evaporación es una variable modelo dependiente en gran medida de las parametrizaciones desarrolladas en el modelo, y no puede ser considerada como una variable observada, tal como ha sido comentado por Kalnay et al., (1996) para el caso de los reanálisis del NCAR-NCEP. Por otro lado, en los modelos globales, las estimaciones de la evaporación como residuo del balance de vapor de agua de la atmósfera, están sujetas a incertidumbre debido a las dificultades en la estimación de la

convergencia del flujo de humedad, ya que no pueden resolver adecuadamente el ciclo diurno de la precipitación y por consiguiente no representan adecuadamente los mecanismos físicos asociados (Betts et al, 1996), mientras que los modelos regionales presentan desarrollos y parametrizaciones más adecuadas para modelar los procesos físicos (Berbery et al., 1996).

La evaporación se mide solamente a través de estimaciones de flujos de calor latente realizados en torres de flujos. Solo existen unas pocas torres en Brasil, y en general no tienen registros continuos sino que son empleadas en experimentos de campo de duración limitada. Por lo tanto es necesario aclarar primero que no existen climatologías de evaporación que no sean derivadas de una u otra forma de balances hidrológicos estimados a partir de modelos, y como tales presentan diferencias entre si que impiden su uso como elemento de evaluación de otros modelos.

Se han efectuado comparaciones con la evaporación de los reanálisis globales de NCEP/NCAR, pero tal comparación no es de utilidad práctica. Según Klister et al. (2001), las variables tales como flujos de superficie entre otras son variables Clase C, lo que implica que *están totalmente determinadas por el modelo y sujetas a los forzantes en la asimilación de otro tipo de observaciones*. Estas variables deben ser usadas con cuidado, y comparadas en lo posible con estimaciones independientes de los modelos (que como dijimos, prácticamente no existen). Cuando estos mismos autores comparan tres reanálisis diferentes, los del NCAR-NCEP, el archivo COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), y el ERA 15 (ECMWF Reanalyses 15 años), encuentran que los tres reanálisis difieren entre ellos sobre continente.

Similares conclusiones han sido presentadas en muchos otros artículos. Arkin et al. (2008) comentan que, aunque los reanálisis globales son confiables en las variables poderosamente forzadas por las observaciones (como por ejemplo temperatura y vientos), son menos confiables en las muy dependientes del modelo como evaporación, precipitación y las relacionadas con la nubosidad. También aclaran que existen sesgos sustanciales en las componentes del ciclo hidrológico tales como precipitación, evaporación y nubosidad, que limitan la capacidad de los reanálisis actuales en la estimación de estas variables, tanto en el modelado climático como en las aplicaciones prácticas.

Como otra medida de la incertidumbre existente en estas estimaciones, Karam y Bras (2008), calculan la evapotranspiración (ET) para una subcuenca del Amazonas a partir de la ecuación del balance hidrológico utilizando observaciones y la comparan con la calculada a partir de tres reanálisis diferentes (NCAR-NCEP, NCEP-DOE y ERA 40), y concluyen que los valores de ET derivados del balance hidrológico calculado en base a la observaciones son significativamente menores que los calculados por los modelos de suelo acoplados a los modelos atmosféricos. En realidad, una comparación con el tipo de estimaciones que existen en la actualidad, puede conducir a interpretaciones incorrectas sobre la calidad de la evaporación estimada por un modelo como el que empleamos.

La evaporación controla la cantidad de agua contenida en el suelo durante la primavera, permitiendo su emisión durante el verano (ver Apéndice). En un modelo climático el exceso sistemático de evaporación durante la primavera significa un verano seco y cálido en la troposfera baja. También hay que considerar que las variaciones diurnas de la cantidad vapor de agua acumulado también dependen de la escala horizontal de la topografía. Durante la primavera, el verano y el otoño, la precipitación en las latitudes subtropicales debe provocar enfriamiento en la superficie debido a los procesos de evaporación y radiación (Barros et al., 2002)

La evolución interanual del promedio control de la evaporación (barra verde) se presenta en el gráfico de grafico de barras de la Figura 6.2 para la región definida como SAMS. La evaporación media de la simulación control utilizando el modelo Eta, muestra valores de alrededor de 2.5 mm/día para junio del 82, y va aumentando en octubre del 82 y noviembre de 82, llegando al promedio máximo de 5 mm/día durante enero y marzo del 83. Cabe señalar que aun cuando el promedio es de 5 mm/día hay zonas que llegan a valores de más de 7 mm/día (no se muestran); finalmente octubre del 83, ya finalizado el EN 82-83 se observa con menor evaporación que octubre del 82.

En al figura 6.2, las anomalías de evaporación por reducción de humedad del suelo (barras amarillas), muestran que la evaporación disminuye acompañando la reducción de la humedad del suelo para todos lo meses del ciclo, aunque cabe mencionar que en enero del 83 la diferencia entre la evaporación promedio control (barras verdes) y la resultante de los cambios en la humedad del suelo es mucho menor que para los otros meses del ciclo. En marzo del 83 la anomalía por reducción de humedad del suelo presenta un valor similar al control.

En el caso del aumento de humedad del suelo, comparando con la simulación control, la evaporación aumenta escasamente en enero y menos aún en marzo del 83, mientras que en los meses de primavera e invierno se produce un impacto de mayor magnitud

6.2.3 La convergencia del Flujo de Humedad

La evolución interanual del promedio de la convergencia del flujo de humedad integrado en la vertical (nuestra convención es convergencia >0, divergencia <0) sobre el dominio del monzón durante el EN 82-83 se presenta en el gráfico de grafico de barras de la Figura 6.3 para la SAMS.

El análisis de los resultados de la simulación control (no se muestra) indica que en noviembre del 82 y en mayor medida en marzo del 83 la convergencia sigue el flanco de la precordillera de los Andes y se extiende sobre la Mesopotamia argentina, el sur de Brasil, sudeste del Paraguay en la región de la SESA y sus alrededores. En general se produce una advección de humedad desde la zona de la Convergencia Intertropical hacia el Amazonas y desde allí hacia el noreste de Argentina, sur de Brasil y parte del Uruguay

canalizada por el LLJ, siendo esta última, la más importante fuente de vapor de agua atmosférico para la SESA (Nogués-Paegle y Mo, 1997).

Distintos estudios (Hastenrath y Heller, 1977; Ropelewski y Halpert, 1987,1989; Aceituno, 1988) han discutido el mecanismo por el cual la circulación de Walker se desplaza hacia el este durante El Niño debido a las anomalías cálidas de la temperatura del mar en el Océano Pacifico oriental y central que provoca subsidencia sobre el continente sudamericano tropical. La subsidencia inhibe la convección y previene la migración de la Zona de Convergencia Intertropical. Entonces las variaciones de lluvia se relacionan más a menudo con el vecino océano Atlántico cuando las anomalías de las temperaturas de la superficie del mar inhiben la migración hacia el sur durante el tardío verano austral (Moura y Shukla, 1981; Hastenrah y Heller, 1977; Wallace et al. 1998).

En la figura 6.3 los promedios sobre la SAMS muestran valores positivos (convergencia) del flujo de humedad en octubre del 82 y 83 y en enero del 83 y negativos (divergencia) del flujo de humedad en junio del 82, noviembre del 82, marzo del 83 y junio del 83. Cuando sobre la SAMS se produce convergencia de humedad, en la región de la SESA (solamente se analizará el mes de enero del 83) se produce divergencia y recíprocamente.

En la figura 6.3 se observa que, en los meses de octubre la convergencia se reduce cuando disminuye la humedad del suelo y viceversa. En cambio en el mes de enero tenemos la misma respuesta coherente con la de la precipitación donde la convergencia no parece demasiado afectada por la humedad del suelo. En este mes intervienen los elementos de la circulación de gran escala como la ZCAS, la cual durante el verano presenta alta variabilidad de la actividad convectiva (Liebmann et al., 1999; Zhou y Lau, 1998). Siguiendo las definiciones de Carvalho et al. (2004), la región estudiada se encuentra incluida mayormente en la fracción costera de la ZCAS oceánica, la cual presenta la máxima varianza subestacional. Según los mismos autores los eventos ENSO cálidos (como en nuestro caso EN 82-83) parecen favorecer la ocurrencia de la ZCAS oceánica. Asimismo Jones y Carvalho (2002) demostraron que durante el periodo diciembre-febrero las variaciones intraestacionales de los regímenes del viento en capas bajas sobre la Sudamérica tropical están relacionadas con las fases activas (se produce mayor precipitación en la SAMS) y los quiebres (la mayor precipitación se produce en una región al sudoeste de la SAMS) del sistema monzónico sudamericano (Berbery et al., 2006).

En la figura 6.3, la simulación control para el resto de los meses muestra divergencia siendo junio del 82 el mes que presenta los mayores valores. La reducción (aumento) de la divergencia se produce consistentemente con la reducción (aumento) de la humedad del suelo para los meses de junio (82 y 83) y noviembre del 82. En marzo del 83 hay menor divergencia tanto para aumento como para reducción en la humedad del suelo comparado con la divergencia del experimento control. Esto podría explicar porqué las anomalías de precipitación en la SAMS por reducción de humedad del suelo son mayores que la control (Fig. 6.1).

En base a lo descripto en los párrafos anteriores vamos a analizar enero del 83 (Fig. 6.1 y 6.3) cuando se produce mayor precipitación y convergencia por reducción de la humedad del suelo, e inversamente menor precipitación y convergencia por aumento de la humedad del suelo. En las figuras 6.1 y 6.3 las barras indican los promedios sobre la SAMS, en lo que sigue se discutirán los resultados encontrados comparando con otras regiones, para lo cual presentaremos los campos medios para enero del 83 de precipitación (Fig. 6.4), convergencia de flujo de humedad integrado en la vertical (Fig. 6.5) y velocidad vertical en 500 hPa (Fig. 6.6) de la simulación control y de las anomalías por reducción (-30%) y aumento (+30%) de humedad del suelo.

La precipitación media control (Fig. 6.4 b) presenta una configuración de los máximos de precipitación semejante a la Figura 1 **(**no se muestra**)** del articulo de Carvalho et al. 2004 para el verano austral (diciembre-febrero), pero con valores más altos, y en coherencia con la presencia de una ZCAS intensa tal como lo muestran los mismos autores. Estos autores y otros meteorólogos y pronosticadores experimentados tienden a definir a la ZCAS, basados en la observaciones de satélite, como zona de convergencia de Sudamérica en lugar de zona de convergencia del Atlántico Sur.

Analizando las anomalías por reducción (Fig. 6.4 a) y aumento (Fig. 6.4 c) de humedad en la SAMS, vemos que en la región del SAMS se produce mayor precipitación cuando se reduce la humedad del suelo, y al mismo tiempo disminuye la precipitación en la SESA, mientras que cuando aumenta la humedad del suelo sucede lo contrario, disminuye la precipitación en SAMS y aumenta en la SESA. De esta manera, se observa que los cambios en la humedad del suelo en enero del 83 excitan el modo bipolar entre la SAMS y la SESA, aunque de manera opuesta al Capitulo 5 para el ensemble de los octubres, ya que se produce mayor precipitación en la SAMS con menor humedad del suelo y es la SESA que responde disminuyendo la precipitación. Cuando aumenta la humedad del suelo se produce le efecto inverso, aumenta la precipitación en la SESA, disminuyendo en la SAMS. La interacción entre el estado del suelo y las características climáticas estacionales pueden ser la causa de estos resultados.

Siguiendo con el análisis de enero del 83 vamos a investigar los campos de convergencia del flujo de humedad integrado en la vertical control (Fig. 6.5 b) y sus anomalías por reducción (Fig. 6.5 a) y aumento (Fig. 6.5 c) de humedad del suelo. Se observa que la convergencia del flujo de humedad de la simulación control, presenta importantes valores sobre una extensa superficie en diagonal sobre el continente, en forma análoga a lo que ocurre con los campos medios de precipitación (Figura 6.4 b) y evaporación (no se muestra), desde parte del Amazonas occidental cubriendo además el sector continental y costero de la ZCAS. La zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) es una importante característica del verano austral en Sudamérica y se la define como una banda convectiva alongada que nace en la cuenca del Amazonas, se extiende hacia el sudeste de Brasil y se prolonga en el océano Atlántico subtropical sudeste (Kodama 1992, 1993; Satyamurti et al. 1998; Carvalho et al., 2002)

Analizando los experimentos con menor humedad del suelo (Fig. 6.5 a), se observa que aumenta la convergencia en la región de la SAMS y hacia el noroeste sobre

el Amazonas oriental y hacia el sur en parte de la SESA se produce una anomalía negativa de convergencia de flujo de humedad. Contrariamente, cuando aumenta la humedad del suelo (Fig. 6.5 c) se observa una reducción de la convergencia en la SAMS y anomalías positivas o aumento de la convergencia en parte de las dos regiones antes mencionadas.

El análisis se completa con el campo de velocidad vertical (-ω) en 500hPa, del experimento control (Fig. 6.6 b), con reducción (Fig. 6.6 a) y aumento de humedad del suelo (Fig. 6.6 c). En el caso de reducción de humedad del suelo (Fig. 6.6 a) se observa un aumento de los movimientos ascendentes en la SAMS coherentemente con el aumento de la convergencia que se observa en la figura 6.5 a), acompañado de movimientos descendentes en las zonas aledañas. En el caso de aumento de humedad del suelo, se observan fuertes anomalías positivas o reducción de los movimientos ascendente en la SAMS y anomalías negativas de menor intensidad en las regiones aledañas (que implican una reducción de los movimientos descendentes). Otra vez se produce un dipolo como el mencionado en párrafos anteriores.

6.3 Los procesos de superficie

Los flujos turbulentos de flujo de calor sensible (intercambio de calor por gradiente de temperatura) y latente (intercambio de calor por evaporación) son parte de los procesos complejos de la atmósfera, e integran el balance de energía de superficie. La modelación del tiempo es sensible a la humedad del suelo ya que afecta la evapotranspiración. La humedad del suelo afecta la temperatura a través de la evaporación que durante el día alcanza su máximo desarrollo, por lo cual la temperatura máxima diaria una de las variables más impactada por la humedad del suelo en (Huang et al., 1996).

Las alteraciones que se producen en el flujo de calor latente producen modificaciones en la energía de inhibición de la convección (CIN) y en la energía potencial de convección disponible (CAPE), proveyendo condiciones favorables o desfavorables para el incremento de la precipitación aun antes de que la circulación de gran escala haya cambiado tal como lo estudiaron Fu y Li (2004) para el caso del incremento de flujo de calor latente como detonante de la transición de la estación seca a la húmeda en el Sur del Amazonas.

En esta sección se analizaran las series temporales de la simulación control, y de las anomalías por el efecto de la reducción en la humedad del suelo durante los meses seleccionados del episodio EN 82-83 sobre el dominio de SAMS de CAPE, CIN, flujo de calor sensible y de calor latente, para investigar la respuesta de estas variables a los cambios en la humedad del suelo.

a) Las series temporales de CAPE y CIN

La comparación entre CAPE y CIN de la simulación control para los meses seleccionados del evento EN 1982-83 que se presentan en la Figuras 6.7 a) -g), nos muestra que existe una oscilación intramensual bastante fuerte en los meses de la primavera y el verano australes, siendo en los meses de enero del 83 (Figura 6.7 d) y marzo del 83 Figura 6.7 e) cuando se registran los valores más altos de CAPE (entre 400 y 800 J kg^{-1}?), en particular en enero del 83 se observan valores altos durante todo el mes. El aumento de flujo de calor latente o evapotranspiración, implica mayor humedad en la capa limite, se produce entonces un aumento del empuje y de la energía potencial disponible en la troposfera baja, lo que se relaciona con un aumento de CAPE que a su vez está relacionado con el aumento de nubes convectivas y de la precipitación. Es notable la diferencia entre los dos octubres, mientras los valores de CAPE para octubre del 82 (Figura 6.7 b) se presentan dentro de un rango (220,400) con máximos relativos, en octubre del 83 (Figura 6.7 g**)** presenta una oscilación muy fuerte con un pico que se transforma en una meseta durante la segunda mitad del mes para caer abruptamente hacia el final del mismo. Si nos referimos a los meses de junio tanto del 82 (Figura 6.7 a**)** como del 83 (Figura 6.7 f**)** observamos que, en determinados periodos de junio del 82 se presenta una oscilación complementaria entre CAPE y CIN (aumento de CAPE y disminución de CIN), mientras que para junio del 83, CAPE cae abruptamente y no

registra cambios importantes durante el mes. Es en los meses de primavera y verano cuando la oscilación de CAPE es más intensa y en estos meses se observa como, en general, se complementa con CIN; si aumenta CAPE disminuye CIN y viceversa.

Comparando la evolución de CAPE versus la del flujo de calor latente, vemos que los valores altos de CAPE que se producen durante la primavera y el verano se acompañan con similares aumentos del flujo de calor latente (Figuras 6.9 b-e) para reducirse durante el invierno. Esto va acompañado de una disminución de CIN y por consiguiente del inicio del aumento de la precipitación (Fu y Li , 2004).

b) Las series temporales de flujo de calor Sensible

Se observa en las Figuras 6.8 a)-g) la evolución del flujo de calor sensible de la simulación control y de la simulación para el caso de reducción de humedad del suelo, para la región de la SAMS. Existe una fuerte oscilación intramensual en los meses de octubre y noviembre de 1982 (Figuras 6.8 b) y c)), cuando se produce la fase extrema del fenómeno EN, que se presenta con valores muy altos, duplicando, tal como es de esperar, en valor absoluto los valores del mes de junio de 1982 (Figuras 6.8 a) en la etapa inicial del EN. Asimismo se observa que durante octubre del 82 (Figura 6.8 b) no hay diferencia notoria entre la simulación control y la efectuada reduciendo la humedad del suelo, lo que permite suponer que otros factores, incluido los forzantes remotos que alteran la circulación, prevalecen sobre las características del estado del suelo. En cambio en octubre del 83 (Figura 6.8 g), ya finalizado el episodio EN se vuelve a notar la diferencia entre ambas curvas denotando la influencia del estado del suelo en la producción del flujo de calor sensible.

En enero del 83 (Figura 6.8 d), la oscilación de los meses de primavera ha disminuido y se observa que la reducción de la humedad del suelo no produce ningún efecto en el flujo de calor sensible, ya que éste presenta un comportamiento opuesto al del resto de los meses. Estamos en pleno verano del hemisferio sur, la ZACS y la actividad convectiva en la cuenca del Amazonas producen los principales aportes de humedad a la SAMS mientras que durante el verano austral (diciembre-febrero) es cuando los regímenes de vientos en niveles bajos sobre la Sudamérica tropical se relacionan con las fases del SAMS (Jones y Carvalho, 2002). La variabilidad interanual en el periodo enero-marzo no aparece muy correlacionada con el EN aunque exhibe una fuerte correlación con las SSTs sobre el Atlántico sudoeste (Robertson y Mechoso, 2000).

c) Las series temporales de Flujo de calor Latente

Se observa en las Figuras 6.9 a)-g), la evolución del flujo de calor latente de la simulación control y de la simulación para el caso de reducción de humedad del suelo, para la región SAMS.

En los meses de octubre y noviembre del 82, cuando se produce la fase extrema del fenómeno EN, se notan valores muy altos. Asimismo, de manera similar a lo comentado en el caso del flujo de calor sensible (Figura 6.8 b), se observa que en octubre del 82 (Figura 6.9 b) las curvas de la simulación control y la efectuada con reducción de la humedad del suelo no presentan grandes diferencias; en cambio si observamos durante octubre del 83 la fuerte oscilación del flujo de calor latente (Figura 6.9 g) la reducción de humedad del suelo parece ser mas evidente. Podemos agregar para el caso de octubre del 83 que a partir de la tercera parte del mes se produce un aumento del flujo de calor latente y una disminución del flujo de calor sensible que sería consistente con la tabla 1 de Li y Fu (2004), que muestra que entre los días 23 y 27 de octubre de 1983 se produce el establecimiento de la estación húmeda en el sector sur del Amazonas.

En enero del 83 (Figura 6.9 d), el comportamiento del calor latente, tal como ocurre con el sensible (Figura 6.8 d), cuando se reduce la humedad del suelo es opuesto a lo que ocurre en los otros meses, lo que permite afirmar que prácticamente los cambios en la humedad del suelo no afectan en la misma medida la producción del flujo de calor latente (y del sensible), en parte debido a las características climáticas del verano austral que predominan durante el mes.

La circulación de verano sobre Sudamérica ha sido cualitativamente reproducida como respuesta a la convección transiente tropical (Silva Dias et al., 1983). Durante el verano en parte de la Cuenca del Plata, el transporte de humedad se origina en el Océano Atlántico y las temperaturas de la superficie del mar (SSTs) aparecen como otro forzante de la precipitación, Doyle y Barros (2002) han mostrado que las SSTs están fuertemente correlacionadas con la precipitación en el mes de enero sobre parte de la Cuenca. Barros et al., 2000 analizaron la importancia del desplazamiento meridional de la ZACS para la precipitación, observando que las anomalías cálidas (frías) de las SST sobre el Atlántico sudoeste (20°S - 40°S, oeste de 30°W) están acompañadas de un desplazamiento hacia el sur (norte) de la ZACS.

6.4 La estructura vertical

Distintos estudios han demostrado la relación existente entre la Corriente de Chorro en Capas Bajas (LLJ), el transporte de humedad y la precipitación en la Sudamérica subtropical. Durante el verano de 2002/2003 se llevo a cabo un experimento de campo el llamado South American Low-level Jet Field Experiment (SALLJEX) (Paegle et al., http://www.met.utah.edu/jnpaegle/research/ALLS.html), uno de cuyos objetivos principales fue la realización de observaciones para ayudar al conocimiento de las interrelaciones entre los fenómenos que nos ocupan. Además, tanto en Norteamérica como Sudamérica, los LLJ establece corredores que aportan humedad para la precipitación en los subtrópicos y latitudes medias de ambos continentes durante el verano, y en el caso del SALLJ durante todo el año. Sin embargo, la fuente de humedad es diferente, mientras que el Golfo de México es una fuente ilimitada de humedad para las Grandes Praderas de Norteamérica, en Sudamérica en cambio, los vientos del norte que acarrean la humedad hacia el sudeste de los Andes se originan sobre continente y su capacidad de transporte de humedad depende del balance hidrológico sobre la Sudamérica tropical (Nogués-Paegle y Mo, 1997). Las simulaciones con el modelo Eta sugieren que el LLJ sudamericano puede ser mucho mas fuerte que el de las Grandes Praderas de Norteamérica (Berbery y Collini, 2000) y a diferencia de éste, se observa durante todo el año aunque con diferencias en ubicación y fuerza dependiendo de la estación (Berbery y Barros 2002). Se ha mostrado que el Amazonas es la gran fuente de humedad que el LLJ transporta durante la primavera y alcanza su máximo en el verano, aunque durante el invierno el Atlántico Sur juega un papel importante en el aporte de humedad (Soares y Marengo, 2006).

En el capítulo 5 se demostró que los cambios en la humedad del suelo sobre Sudamérica afectan la precipitación monzónica a través de los flujos de calor sensible y latente y por consecuencia del índice de Bowen y también debido a los cambios en la estructura de la capa límite. Los resultados indican que hay mayor sensibilidad al desecamiento de la superficie que a la humidificación de la misma.

La evolución en intensidad y ubicación del centro del LLJ y la de sus anomalías correspondientes por reducción de la humedad del suelo, a lo largo de una transecta entre (25º S, 73º W) y (5º S , 34º W) para los meses de junio, octubre y noviembre de 1982, y para enero, marzo, junio y octubre de 1983 se observa en las Figuras 6.10 a)-n). En Sudamérica, a diferencia de Norteamérica donde solo se presenta durante el verano, el LLJ se observa durante todas las estaciones del año. El ciclo interanual nos muestra los cambios en la altura, intensidad y radio de influencia en superficie y en los distintos niveles de la atmósfera.

El máximo del SALLJ se presenta en junio del 82 (Fig. 6.10 a) alrededor de los 800 hPa., con valores que exceden los 12.5 ms^{-1} dentro de un núcleo de fuertes vientos que abarca entre los 850 y 700 hPa. En octubre del 82 (Fig. 6.10 c) el máximo de 12.5 ms^{-1} se alcanza entre 750 y 700 hPa, mientras que noviembre del 82 (Fig. 6.10 e) presenta una configuración parecida a la de junio con fuertes vientos entre los 850 y 700 hPa. En enero (Fig. 6.10 g) y marzo del 83 (Fig. 6.10 i) , los valores son más débiles

alcanzando los 7.5 ms^{-1} siendo la ubicación del máximo en marzo alrededor de los 750 hPa. El SALLJ se encuentra más elevado en junio del 83 (Fig. 6.10 k) comparado con junio del 82 con valores máximos mayores a 12.5 ms^{-1} centrados en 700 hPa. Cerrando el ciclo, octubre del 83 (Fig. 6.10 m) muestra una intensidad inferior a la de octubre del 82

Se puede observar que para octubre del 82, enero del 83 y octubre del 83, la influencia del SALLJ se extiende en la troposfera baja hasta superficie alcanzando alrededor de los 45° W, mientras que en los otros casos, en particular en el invierno, no llega a los 50° W.

Las anomalías de la figura 6.10, muestran que la variación en las condiciones de superficie impacta en la circulación de niveles bajos de una manera similar a la que se observó en el Capítulo 5 para los octubres de los diferentes años**.** Se modifica la estructura del SALLJ y se produce un aumento del viento hacia el sudeste en los niveles altos, mientras que disminuye el viento en los niveles bajos. Esto significa que el LLJ asciende tal como lo indican las anomalías positivas cerca de la superficie y negativas en los niveles altos (entre 700 y 500 hPa en la mayoría de los casos). Durante 1982, las anomalías del viento se extienden entre 750 hPa-500 hPa, con una inclinación hacia el noreste-sudeste del centro del LLJ. En octubre 82 presenta la ubicación más alta (500 hPa) y es en noviembre del 82 cuando se observa el valor máximo de anomalía negativa. Todo esto sugiere un SALLJ más alto y elevado consistente con una capa límite más seca y más profunda. Durante 1983, las anomalías de viento se ubican en niveles más bajos y en octubre del 83 no se observa anomalía positiva, lo cual indica que se produce un aumento de viento en toda la troposfera por debajo de los 500 hPa.

Como consecuencia de los cambios en la estructura del LLJ y la reducción en la disponibilidad de la humedad debido a la disminución de la evaporación también se reduce el transporte de la humedad por el LLJ. En la Figura 6.11 se presentan las secciones transversales del flujo de humedad calculado a lo largo de la misma transecta entre (25º S, 73º W) y (5º S , 34º W) para todos los meses del ciclo. El ciclo interanual nos muestra los cambios en la altura, intensidad y radio de influencia en superficie y en los distintos niveles de la atmósfera del canal de flujo de humedad en capas bajas.

La evolución en ubicación e intensidad del flujo de humedad muestra valores mayores a 80 Kg m s^{-1} durante noviembre del 82. La media de enero del 83 (Fig. 6.11 d), durante el verano austral, nos muestra que el máximo se ubica alrededor de los 950 hPa coherentemente con los resultados que muestran Berbery y Barros (2002), asimismo, y en concordancia con esos autores se observa tanto en junio del 82 (Fig. 6.11 a) como en junio del 83 (Fig. 6.11 f) un máximo del flujo hacia el sur alrededor de los 850 hPa. El mes de octubre del 82 (Fig. 6.11 b), `presenta valores de flujo de humedad mayores que 80 g kg^{-1} m s^{-1} comparado con octubre del 83 (Fig. 6.11 g), los que se encuentran entre 60 a 80 g kg^{-1} m s^{-1} , aunque la ubicación de los máximos es similar. Cabe señalar que tanto en octubre del 82 como enero del 83 (Fig. 6.11 d), pero no así octubre del 83, el flujo de humedad en la troposfera baja presenta una distribución más extendida y con valores mayores que en el resto de los meses.

En la Figura 6.12 se muestra la evolución de las anomalías de flujo de humedad durante el EN 1982-83 y el impacto de las variaciones de la superficie en la troposfera baja. El LLJ y su oscilación diurna se incrementan debido a la sequedad de la superficie en la vecindad del centro del LLJ (Paegle et al., 1996; Cook 1994). Los autores de estos artículos muestran que existe un efecto considerable hasta los 500 hPa, acompañado de un incremento de flujo hacia el sur y del centro del LLJ sobre las pendientes de los Andes, mientras que sobre la superficie y parte de la capa límite hay un flujo hacia el norte que reduce la contribución de la humedad. Durante junio del 82 (Fig. 6.12 a) el impacto de la reducción de humedad es más intenso y más extendido que durante junio de 1983 (Fig. 6.12 f). En enero de 1983 (Fig. 6.12 d) la fusión de las condiciones estacionales y las peculiaridades del EN puede explicar el flujo hacia el sur que prevalece por debajo de los 750 hPa.

En todos los meses de la figura 6.12, se observa una reducción del flujo de humedad hacia el sudeste, tal como se deduce de las anomalías positivas en los niveles bajos. Simultáneamente se produce un aumento de flujo de humedad en los niveles altos indicado por las anomalías negativas, aunque este aumento no seria suficiente para compensar la disminución en los niveles bajos del transporte de humedad. Cuando se reduce la humedad del suelo el LLJ se eleva, se seca la capa límite y su tope se ubica más alto.

En las figuras 6.13 y 6.14 se muestran para junio de 1982 y 1983 respectivamente los campos del promedio de la simulación control y de sus anomalías por reducción de la humedad del suelo, del Flujo de Humedad (panel inferior) y de la Convergencia de Flujo de Humedad (panel superior). Aunque bastante similares (lo que indica la bondad del modelo), vemos algunas diferencias que se observan en los experimentos con reducción de la humedad del suelo.

Fernández (2006) señala que durante junio y julio se produce un máximo de transporte del noroeste sobre el la región subtropical del noreste de Argentina. Aunque las implicaciones del LLJ de invierno no están muy claras, sabemos que la salida del jet está ubicada en una zona de mucha actividad de los transientes quienes adquieren grandes valores especialmente sobre la Cuenca del Plata (Berbery y Barros, 2002). Entonces el LLJ parece ser una fuente continua de humedad y flujo de calor por delante de las zonas frontales y ciclogénesis que producen la mayoría de la precipitación de invierno (Vera et al., 2002)

En junio del 82 de la simulación control (Fig. 6.13 c), hay un valor máximo de flujo en la región del núcleo del SALLJ que no se observa en junio del 83 (Fig. 6.14 c), donde los valores son menores. En junio del 82 se observa un flujo intenso en Bolivia y Paraguay, mientras que en junio del 83 aunque más leve se extiende hacia el sur de Brasil y el Océano Atlántico. Las anomalías por reducción de la humedad del suelo en ambos junios (Fig 6.13 d) y Fig. 6.14 d) son similares y muestran una importante disminución del flujo de humedad en ambos casos.

El mismo efecto se nota en la convergencia del flujo de humedad, los experimentos con menor humedad del suelo (Fig. 6.13 b) y Fig. 6.14 b) muestran que la convergencia del flujo de humedad disminuye notablemente en toda la región, quedando un máximo para ambos junios en Ecuador y los Andes orientales. Cuando en la SAMS la simulación control muestra divergencia (Fig. 6.13 a) y Fig. 6.14 a), la anomalía de la convergencia del flujo de humedad por reducción de humedad del suelo muestra convergencia (Fig. 6.13 b) y Fig. 6.14 b). Para junio del 82 y 83, el dipolo se presenta tanto en la simulación control como en la anomalía por reducción de humedad del suelo, divergencia en la SAMS y convergencia en la SESA en la control y lo opuesto en la anomalía.

6.5 Algunas conclusiones parciales

Con el fin de investigar el comportamiento de los mecanismos de interacción entre la superficie y la atmósfera durante las distintas etapas del episodio EN 82-83 se seleccionaron meses representativos del ciclo EN 82-83.

Los valores promedio de la precipitación para los meses seleccionados dentro del episodio EN 1982/1983 en la región del SAMS, muestran un paulatino incremento de la misma desde junio del 82, hasta alcanzar el máximo en enero del 83 y luego decae hacia junio del 83, para retomar valores medios estacionales en octubre del 83. Las anomalías de precipitación producidas por la reducción y aumento de humedad del suelo muestran que tanto el signo del impacto como la magnitud del mismo varían mes a mes. Durante los meses de octubre del 82 y 83 hay una relación directa entre los cambios en la humedad del suelo y la precipitación, tal como fue explicado en el Capitulo 5. El mes de marzo del 83, es una excepción pues, cuando disminuye la humedad del suelo se produce mayor precipitación que el promedio del mes de la simulación control, este aumento de precipitación se puede asociar a que los valores de la divergencia son menores que los de la divergencia de la simulación control, aun cuando la evaporación sea menor. En la SAMS, desde noviembre del 82 (diciembre del 82 no se muestra) se observa una respuesta de signo contrario a las modificaciones en la humedad del suelo, puesto que a la reducción en la humedad del suelo le corresponde un aumento de la precipitación y viceversa. Cuando aumenta la humedad del suelo, en el mes de noviembre del 82 se observa mayor divergencia (anomalía negativa) que la simulación control, mientras que en enero del 83 es la convergencia que se reduce comparada con la control.

Es en enero del 83 cuando este comportamiento es más notorio. Los campos analizados en las secciones precedentes muestran que hay un aumento de convergencia y de divergencia en la SAMS para el caso de reducción y aumento de humedad del suelo respectivamente. En el caso de reducción de humedad del suelo, el CAPE se presenta con valores muy altos distribuidos en todo el mes lo que representa mayor convección y precipitación y al mismo tiempo un aumento sostenido del calor latente. Es necesaria una capa profunda de inestabilidad para el desarrollo de una fuerte convección y la presencia de una circulación en la troposfera alta favorable para reforzar la convergencia en la troposfera baja.

Estamos en plena estación lluviosa, Li y Fu (2004) encontraron que el establecimiento del monzón en el sur del Amazonas (5°S -15°S; 45°W-75W°), ocurrió entre el 2 y 6 de diciembre del 82, cuando a los forzantes remotos se suma las características climáticas del verano austral y una ZCAS intensa. Autores tales como Nogués-Paegle y Mo, 1997; Kousky y Casarin, 1986; Barros et al., 2000b, entre otros demostraron que los períodos activos de la ZACS tienden a alternarse con períodos de precipitaciones severas en la SESA, modulados por la acción de elementos característicos de la circulación de gran escala, incluyendo la Corriente de Chorro en Capas Bajas de Sudamérica (SALLJ) (Zipser, 2005).

Las modificaciones en la humedad del suelo producen una excitación del dipolo entre la SAMS y la SESA, aunque de signo contrario a los resultados de los experimentos realizados en el Capitulo 5, ya que cuando se reduce la humedad del suelo aumenta la precipitación en la SAMS y disminuye en la SESA e inversamente. Estos resultados estarían relacionados con la ZACS, ya que durante el verano, la presencia de la ZACS modula la precipitación en la SESA, mientras que una fuerte ZACS reduce la precipitación en la SESA y aumenta en la SAMS, una débil ZACS produce el efecto inverso. Entonces, cuando se reduce la humedad del suelo se acentuaría la influencia de la ZACS sobre la región, mientras que cuando aumenta la humedad del suelo, esta influencia se reduciría provocando un comportamiento opuesto.

Se realizaron simulaciones con el modelo Eta que indican que tanto la ubicación y intensidad del LLJ, como la variabilidad de su transporte de humedad reflejan la influencia de las condiciones del borde inferior. La variación en las condiciones de superficie impacta en la circulación de niveles bajos, el LLJ asciende tal como lo indican las anomalías positivas cerca de la superficie y negativas en los niveles altos (~700 hPa). Durante 1982, las anomalías negativas llegan desde los 750 hPa alcanzando los 500 hPa, con una inclinación hacia el oeste del centro del LLJ y es en marzo de 1983 cuando se observa la máxima anomalía negativa coincidiendo con el máximo de intensidad de viento. Mientras tanto, durante el verano austral, las características del EN 82-83 y de la circulación general de Sudamérica, interactúan con las modificaciones impuestas a las condiciones de superficie.

Figuras y tablas del Capitulo 6

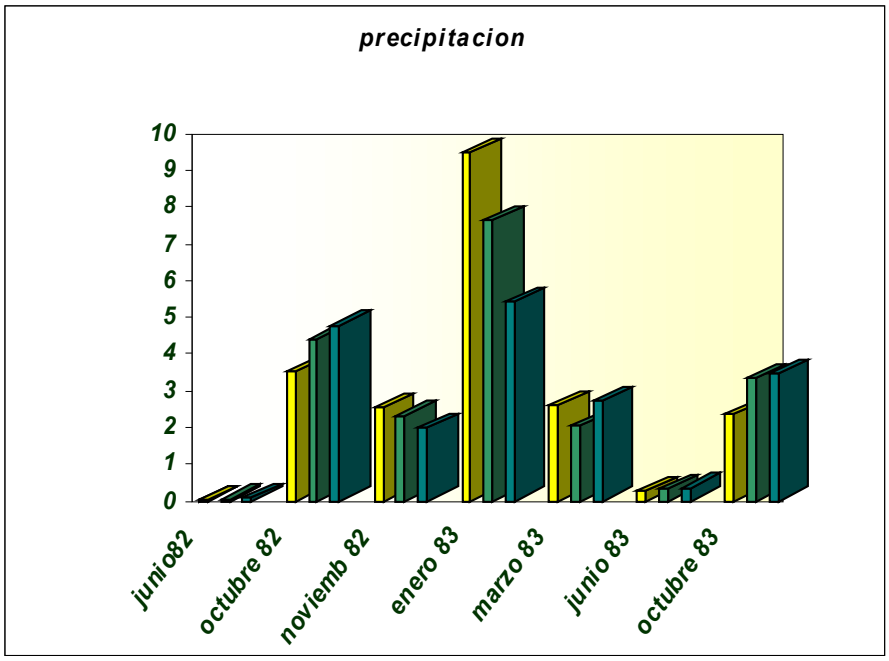


Figura 6.1 ***Gráfico de barras donde se muestra para cada mes seleccionado del EN 82-83 en la región del SAMS: el promedio de la precipitación control (verde), de la precipitación debida a la reducción de la humedad del suelo (amarillo) y de la precipitación debida al aumento de la humedad del suelo (azul). El eje vertical indica precipitación en mm día^{-1}.***

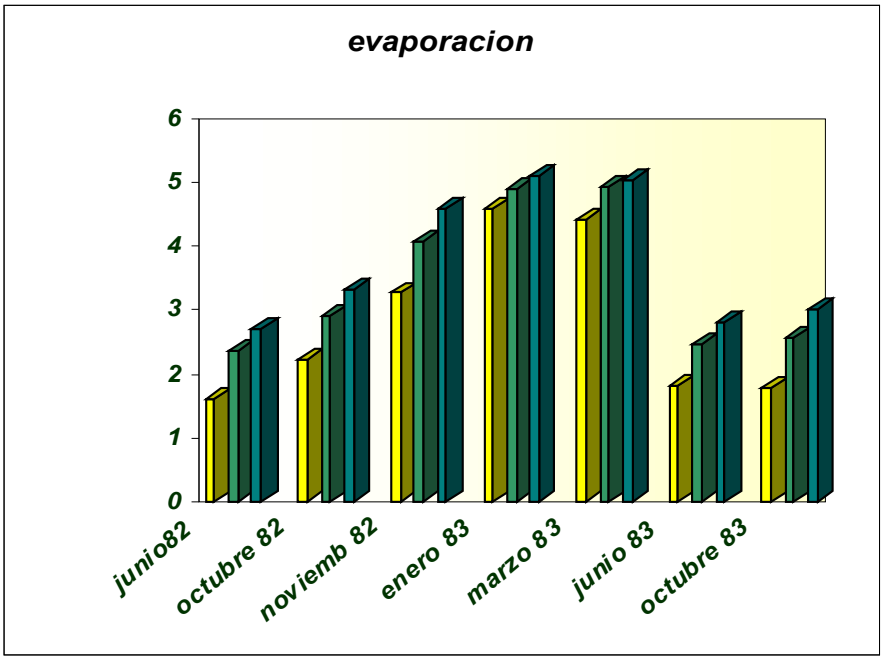


Figura 6.2 ***Grafico de barras donde se muestra para cada mes seleccionado del EN 82-83 en la región del SAMS: el promedio de la evaporación control (verde), de la evaporación debida a la reducción de la humedad del suelo (amarillo) y de la evaporación debida al aumento de la humedad del suelo (azul).El eje vertical indica evaporación en W*** m^{-2}

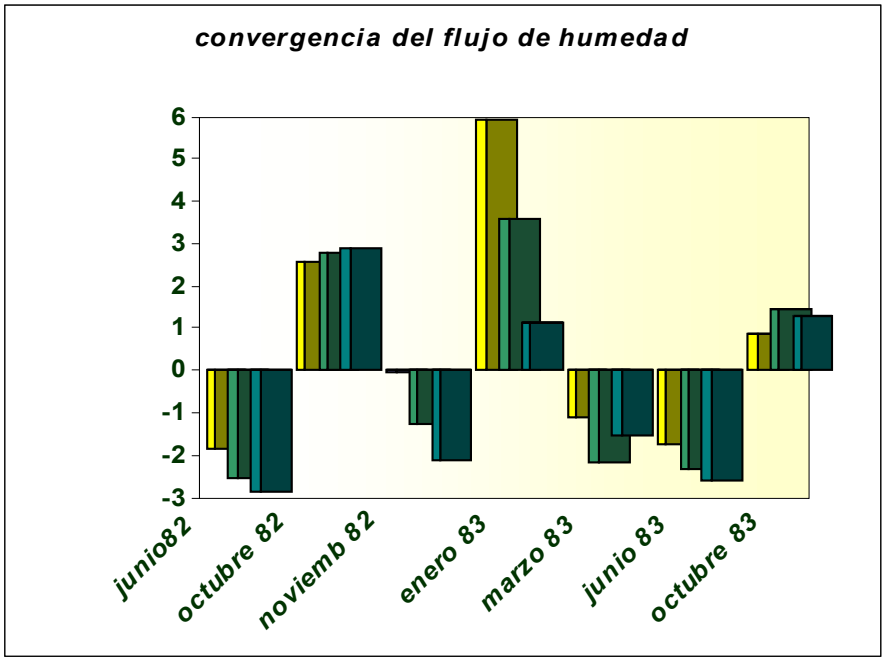


Figura 6.3 ***Grafico de barras donde se muestra para cada mes seleccionado del EN 82-83 en la región del SAMS: el promedio de la convergencia del flujo de humedad integrado en la vertical control (verde), de la convergencia debida a la reducción de la humedad del suelo (amarillo) y de la convergencia debida al aumento de la humedad del suelo (azul). El eje vertical indica convergencia del flujo de humedad integrado en la vertical en mm día^{-1}.***

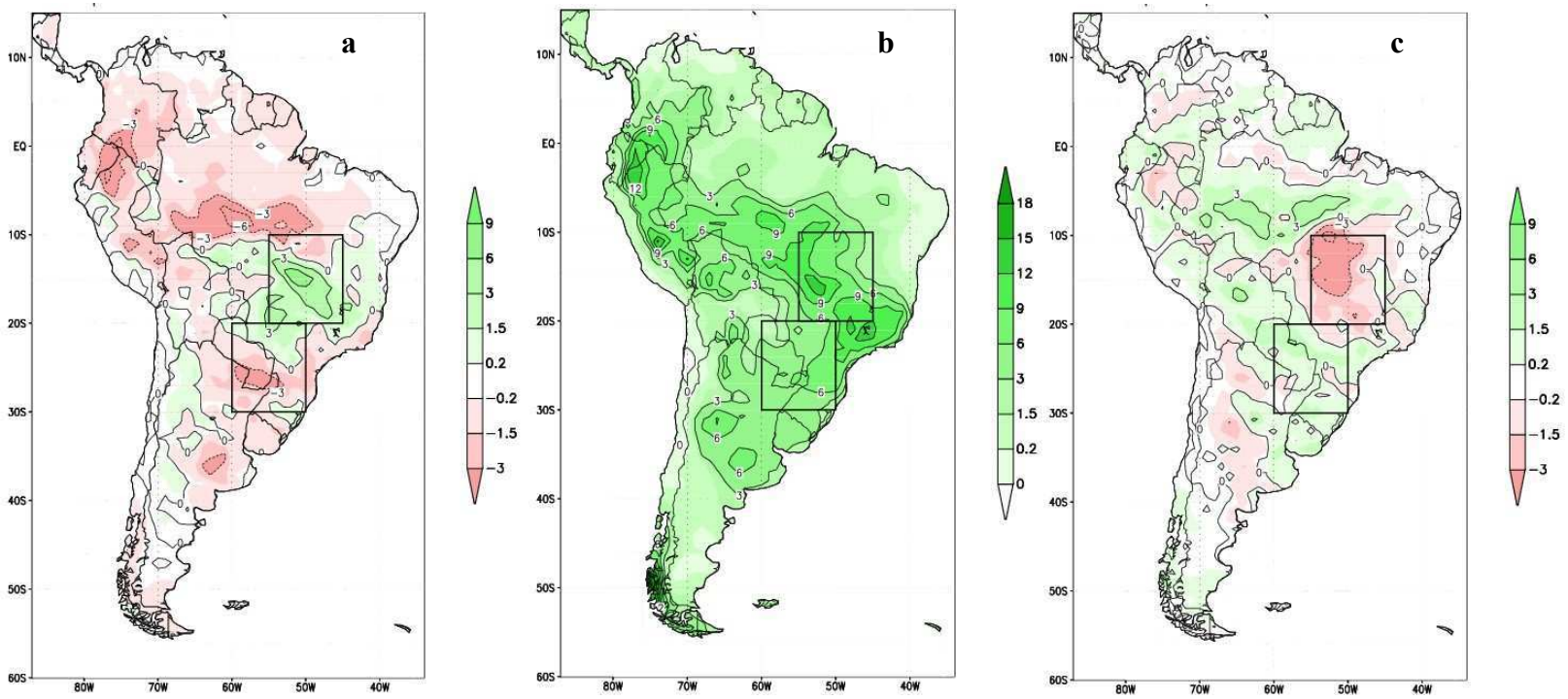


Figura 6.4 ***Precipitación para enero del 83 a) anomalía debido a la reducción de la humedad del suelo, b) promedio ,c) anomalía debido al aumento de la humedad del suelo. Unidades en mm día^{-1}***

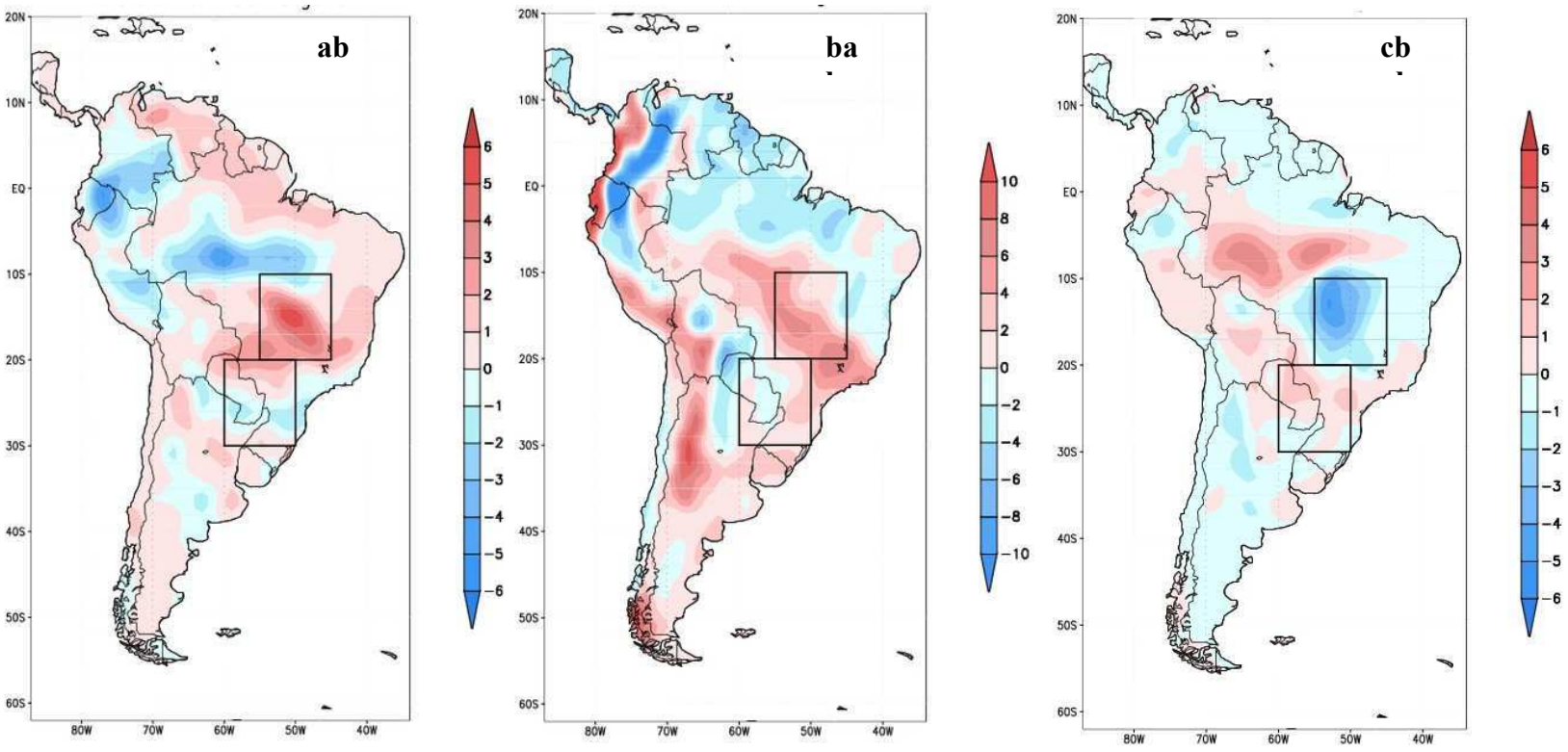


Figura 6.5 ***Convergencia del flujo de humedad integrado en la vertical para enero del 83 a) anomalía debido a la reducción de la humedad del suelo, b) promedio ,c) anomalía debido al aumento de la humedad del suelo. Unidades en mm día^{-1}***

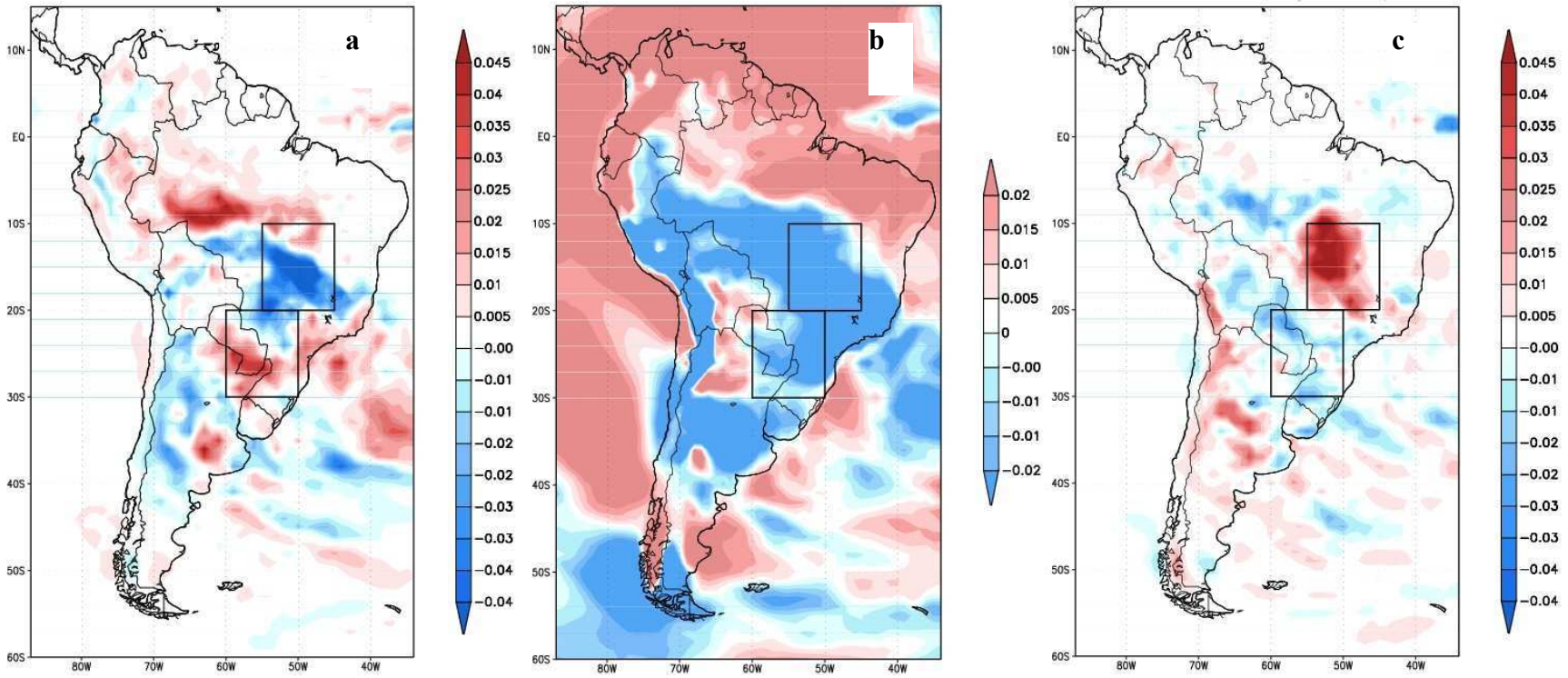
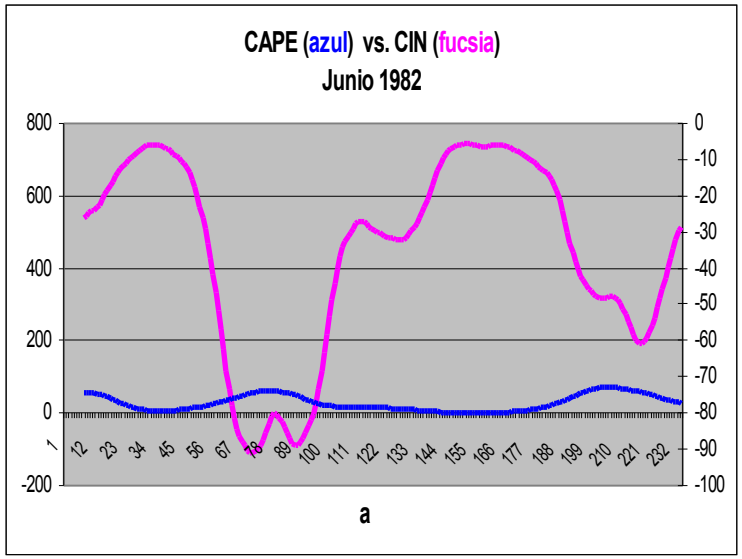
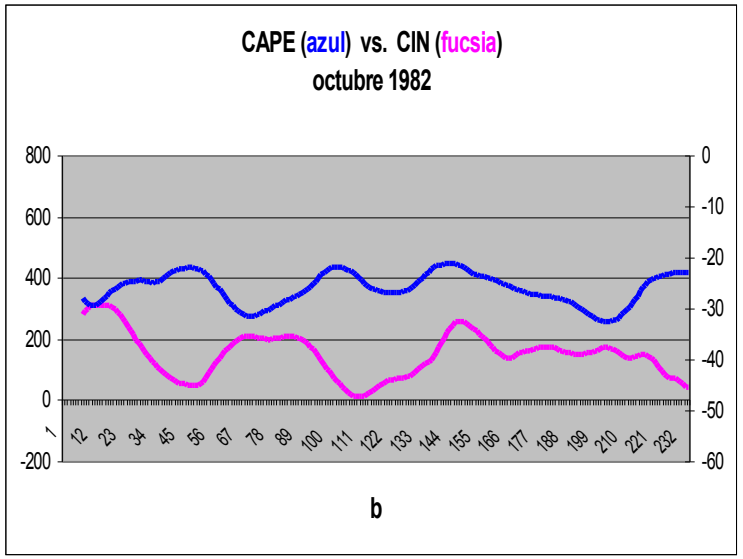
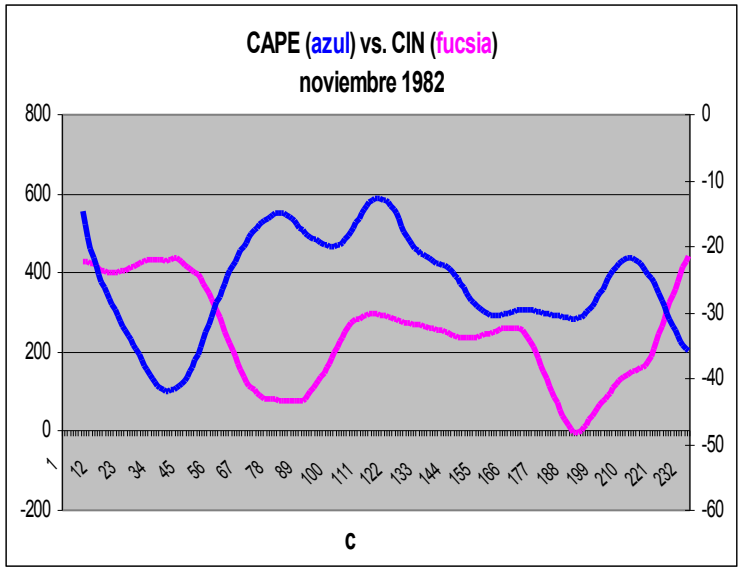
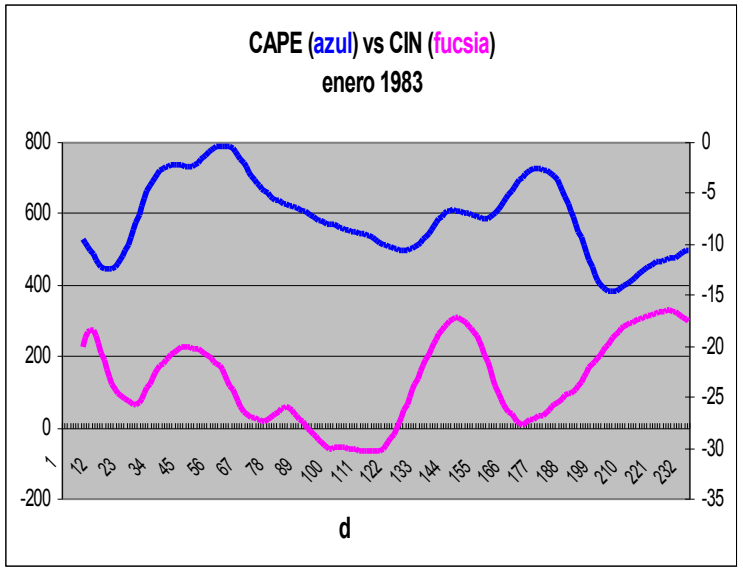


Figura 6.6 ***Velocidad vertical en 500 hPa para enero del 83 a) anomalía debido a la reducción de la humedad del suelo, b) promedio ,c) anomalía debido al aumento de la humedad del suelo. Unidades en*** ms^{-1}


CAPE (azul) vs. CIN (fucsia)
Junio 1982
800
600
400
200
0
-200
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
-80
-90
-100
1 12 23 34 45 56 67 78 89 100 111 122 133 144 155 166 177 188 199 210 221 232
a


CAPE (azul) vs. CIN (fucsia)
octubre 1982
800
600
400
200
0
-200
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
1 12 23 34 45 56 67 78 89 100 111 122 133 144 155 166 177 188 199 210 221 232
b


CAPE (azul) vs. CIN (fucsia)
noviembre 1982
800
600
400
200
0
-200
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
1 12 23 34 45 56 67 78 89 100 111 122 133 144 155 166 177 188 199 210 221 232
c


CAPE (azul) vs CIN (fucsia)
enero 1983
800
600
400
200
0
-200
0
-5
-10
-15
-20
-25
-30
-35
1 12 23 34 45 56 67 78 89 100 111 122 133 144 155 166 177 188 199 210 221 232
d

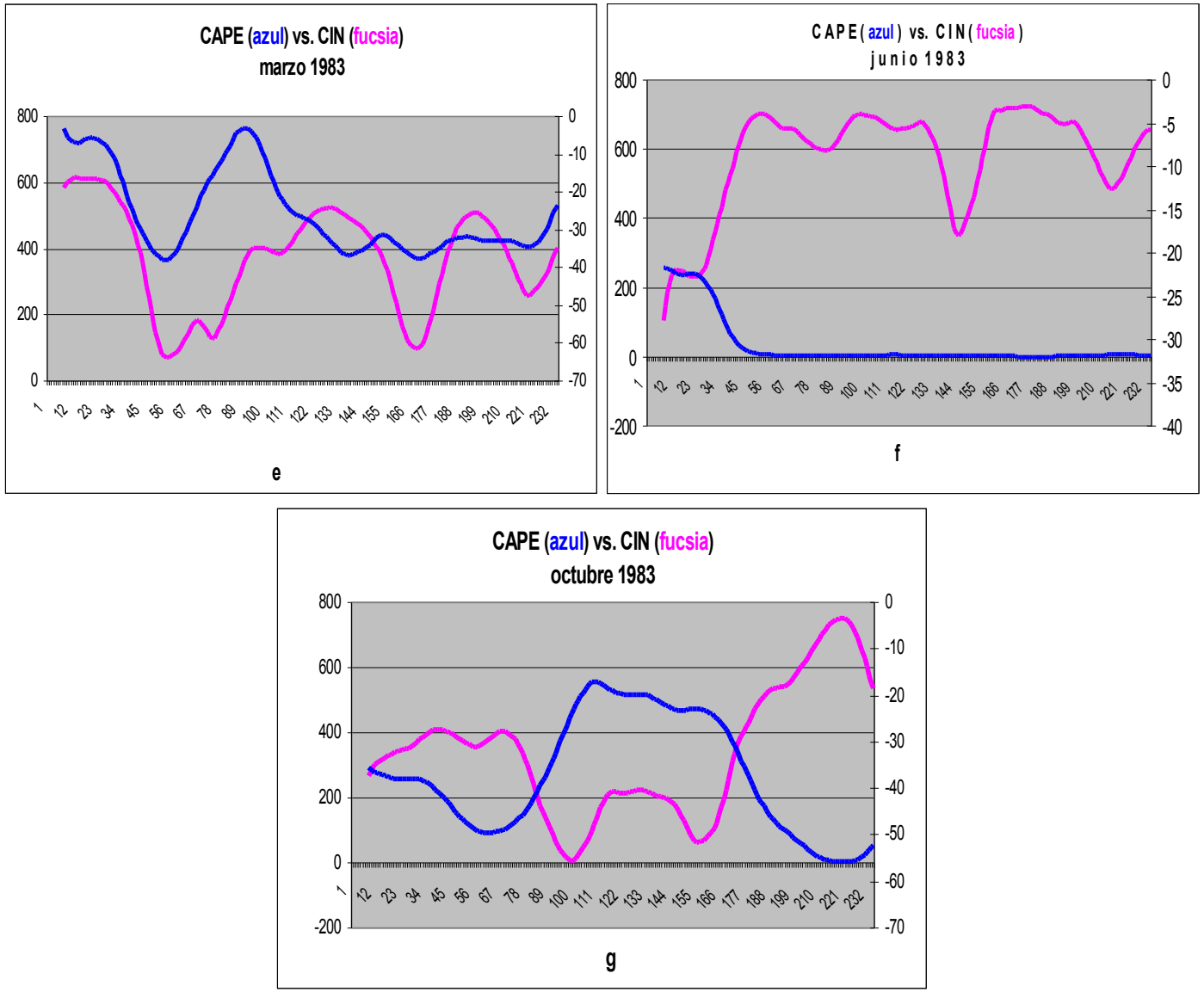


Figura 6.7: *CAPE y CIN para la región del SAMS durante a) junio del 82, b) octubre del 82, c) noviembre del 82, d) enero del 83, e) marzo del 83, f) junio del 83 , g) octubre del 83. Las unidades son J kg^{-1}.El eje horizontal indica las horas de pronóstico, considerando intervalos de 3 horas.*

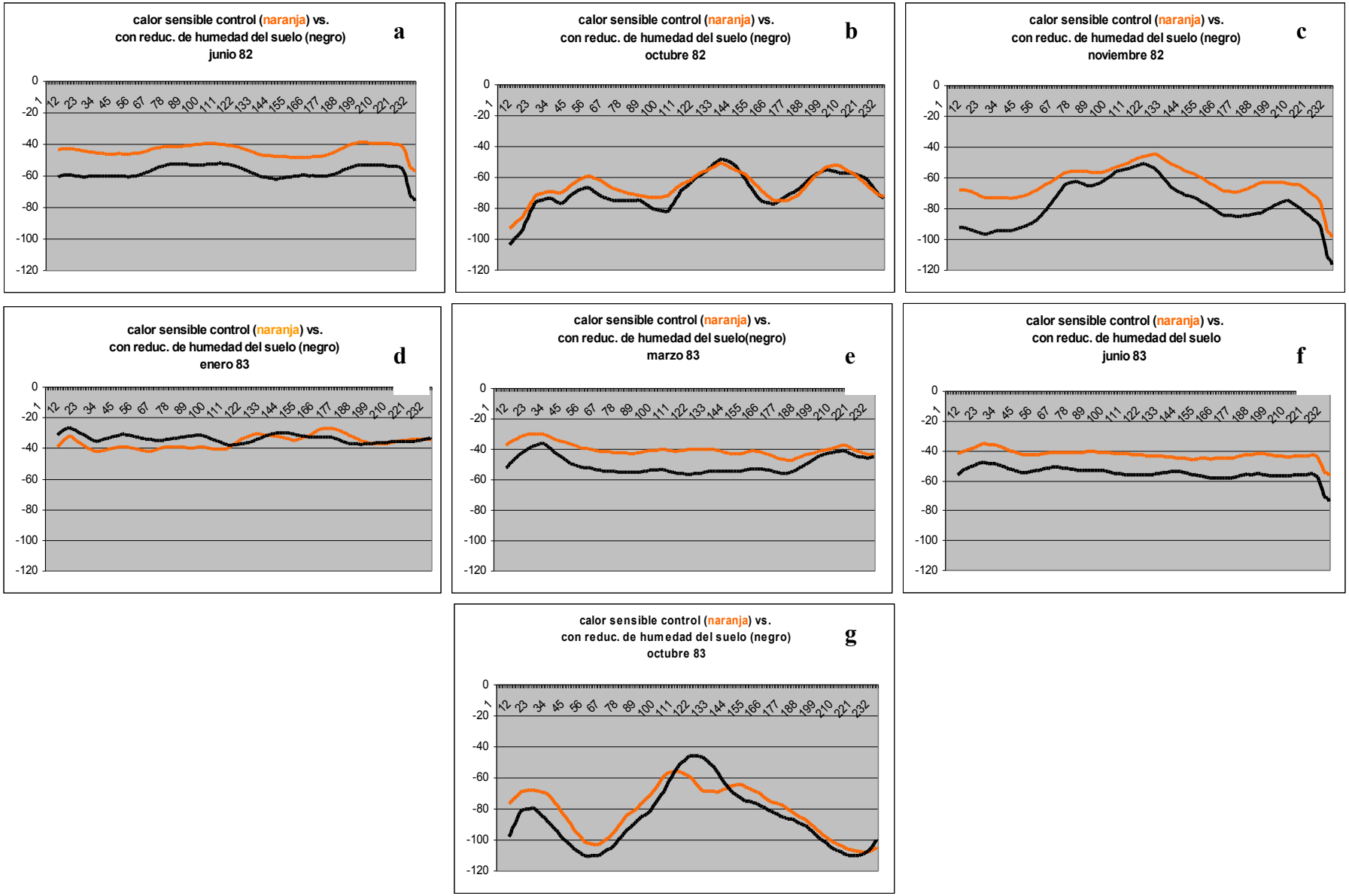


Figura 6.8 ***Flujo de calor sensible de la simulación control y con reducción de humedad del suelo para la región de la SAMS durante a) junio del 82,b) octubre del 82,c) noviembre del 82,d) enero del 83,e) marzo del 83,f) junio del 83 ,g) octubre del 83. Unidades son W m$^{-2.}$ El eje horizontal indica las horas de pronóstico, considerando intervalos de 3 horas***

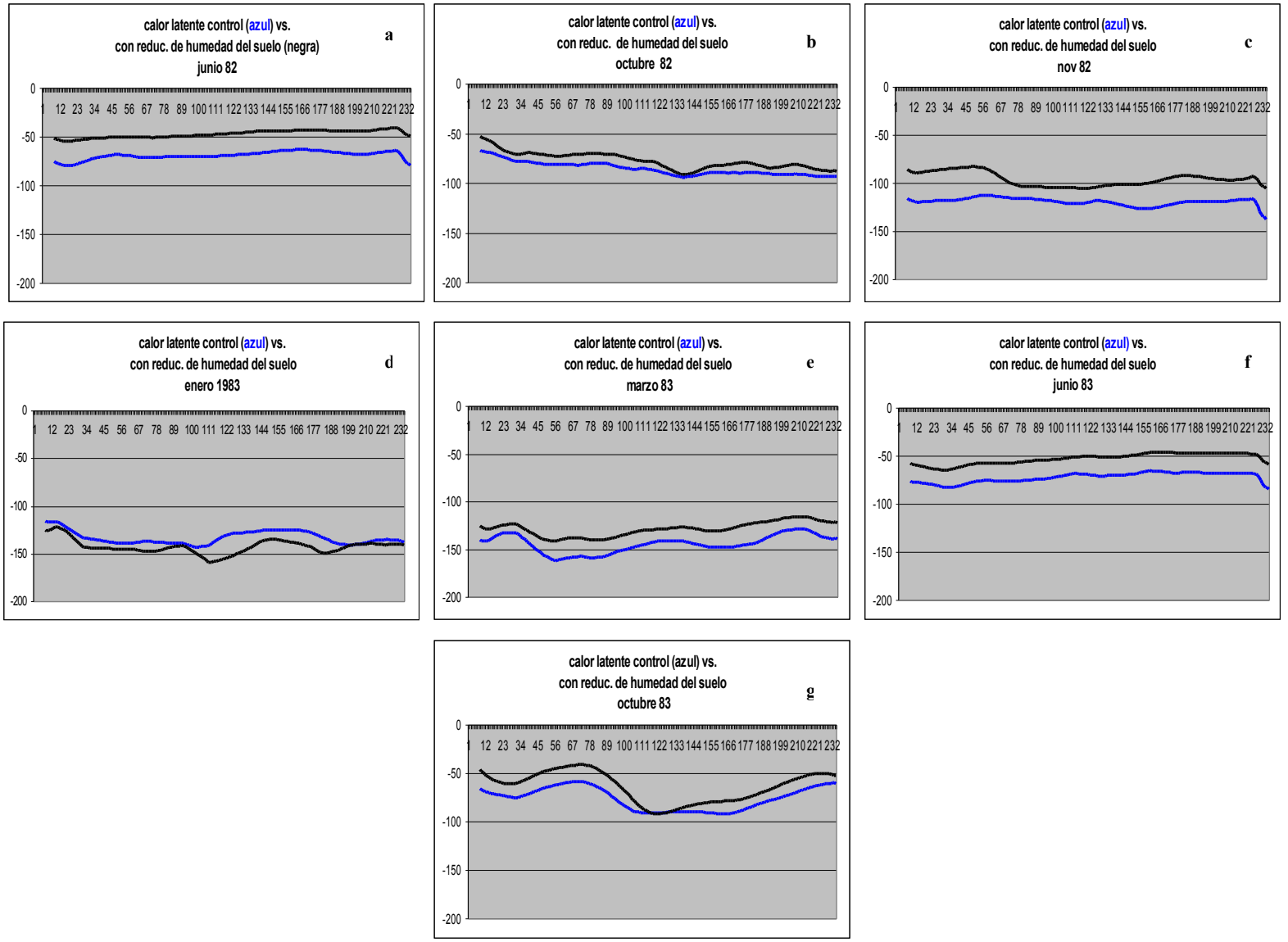
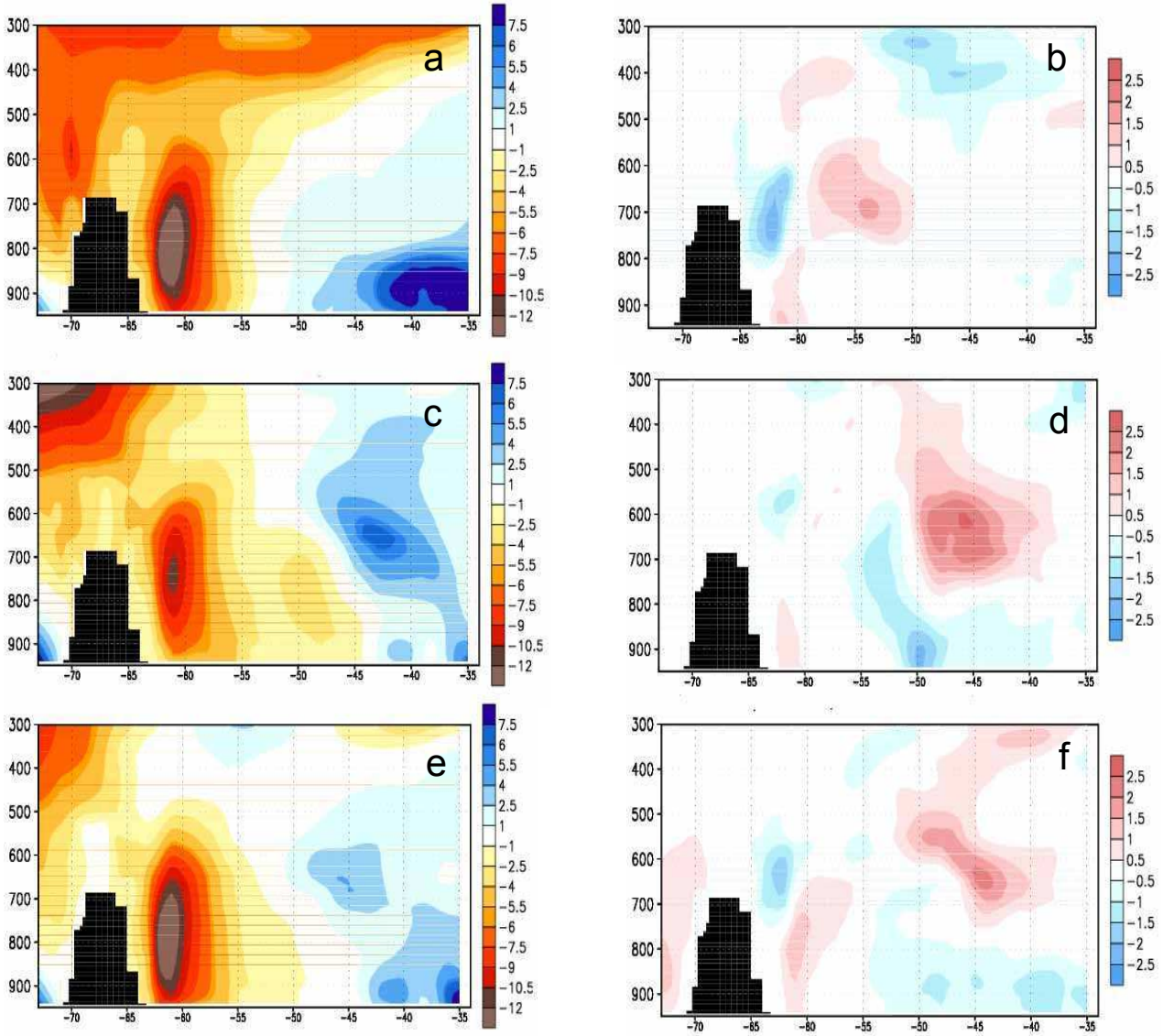
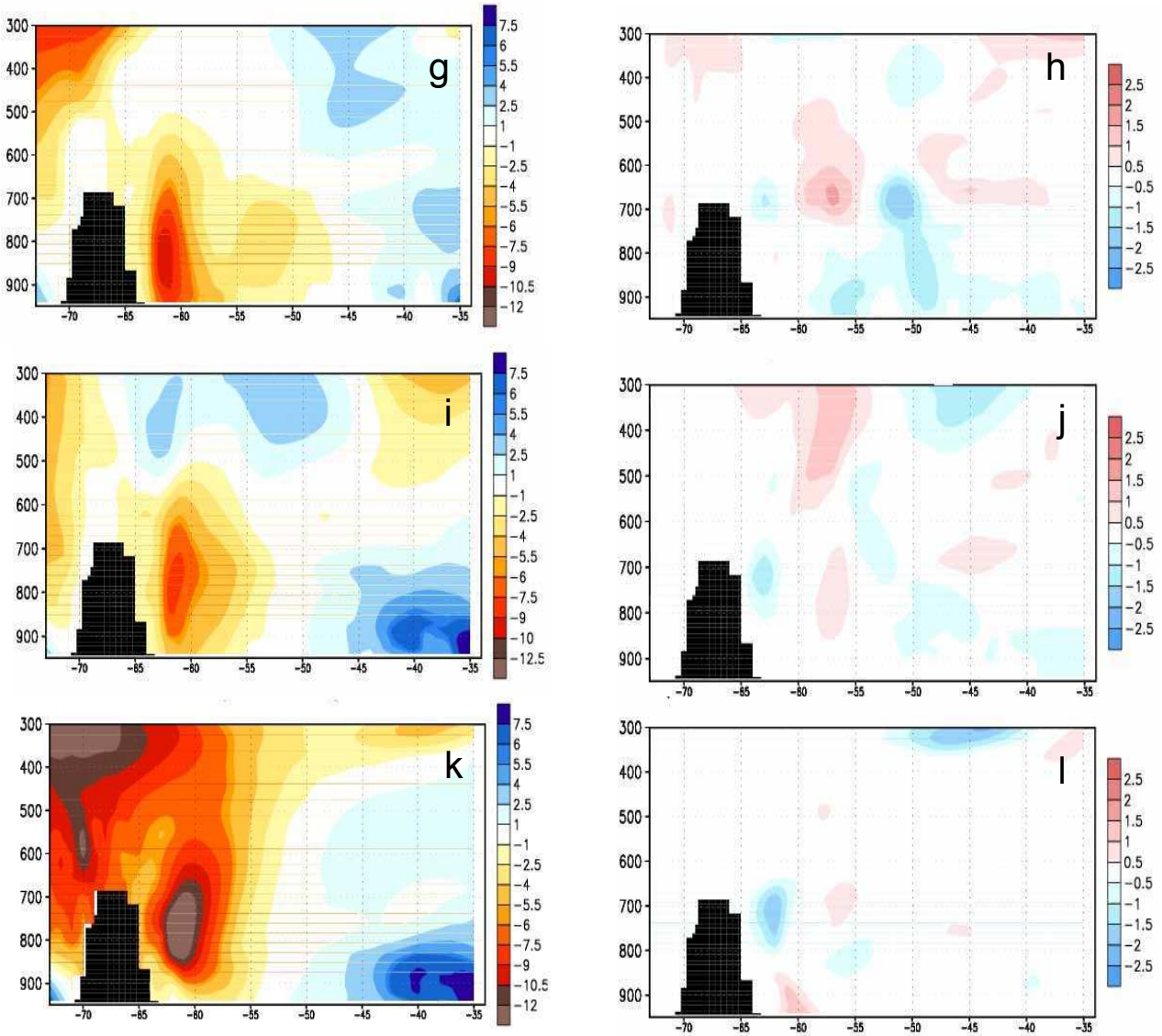


Figura 6.9 ***Flujo de calor latente de la simulación control y con reducción de humedad del suelo para la región de la SAMS durante a) junio del 82,b) octubre del 82,c) noviembre del 82,d) enero del 83,e) marzo del 83,f) junio del 83 ,g) octubre del 83. Unidades son W m^{-2} El eje horizontal indica las horas de pronóstico, considerando intervalos de 3 horas***


a
b
c
d
e
f
300
400
500
600
700
800
900
-70
-85
-80
-55
-50
-45
-40
-35
7.5
6
5.5
4
2.5
1
-1
-2.5
-4
-5.5
-6
-7.5
-9
-10.5
-12
2.5
2
1.5
1
0.5
-0.5
-1
-1.5
-2
-2.5


g
h
i
j
k
l
300
400
500
600
700
800
900
-70
-65
-60
-55
-50
-45
-40
-35
7.5
6
5.5
4
2.5
1
-1
-2.5
-4
-5.5
-6
-7.5
-9
-10.5
-12
-10
-12.5
2.5
2
1.5
1
0.5
-0.5
-1
-1.5
-2
-2.5

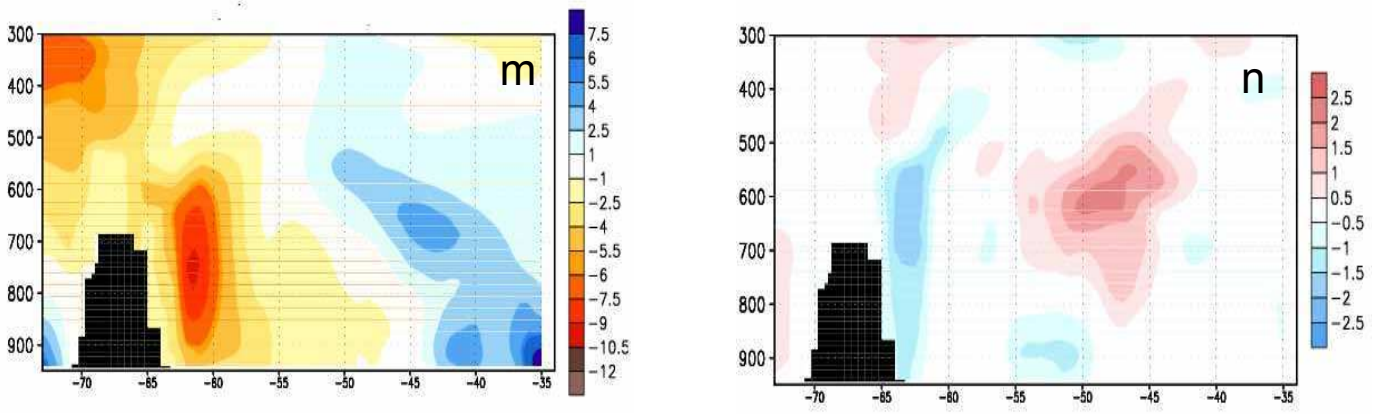
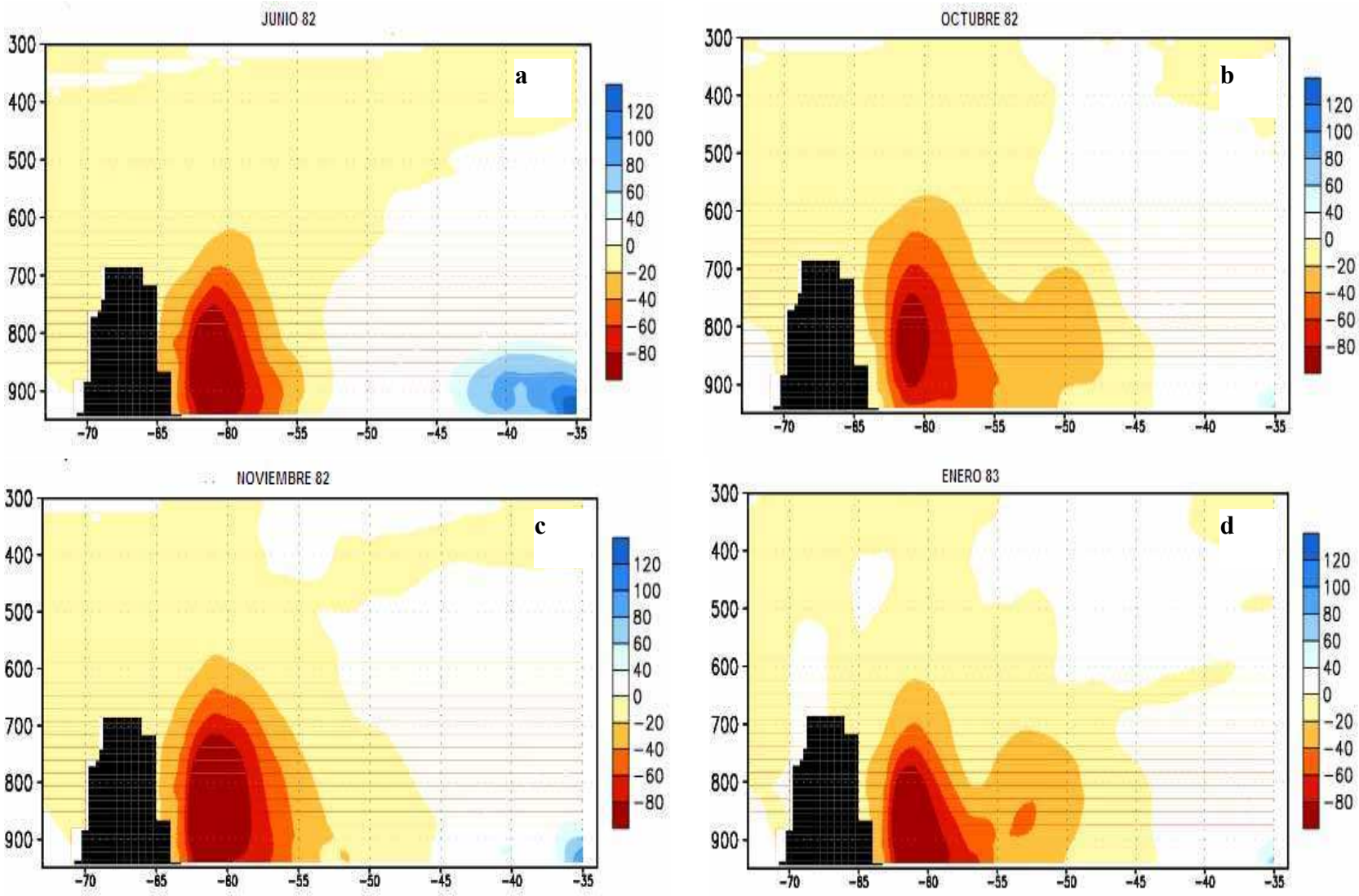


Figura 6.10 ***Columna de la izquierda: corte transversal del viento promedio para a) junio, c) octubre y e) noviembre 1982, g) enero, i) marzo, k) junio y m) octubre de 1983. Columna de la derecha: corte transversal de las anomalías por reducción de humedad del suelo b) junio, d) octubre y f) noviembre 1982, h) enero, j) marzo, l) junio y n) octubre de 1983 . Unidades en*** $m\ s^{-1}$.


JUNIO 82
a
OCTUBRE 82
b
NOVIEMBRE 82
c
ENERO 83
d
300
400
500
600
700
800
900
-70
-65
-60
-55
-50
-45
-40
-35
120
100
80
60
40
0
-20
-40
-60
-80

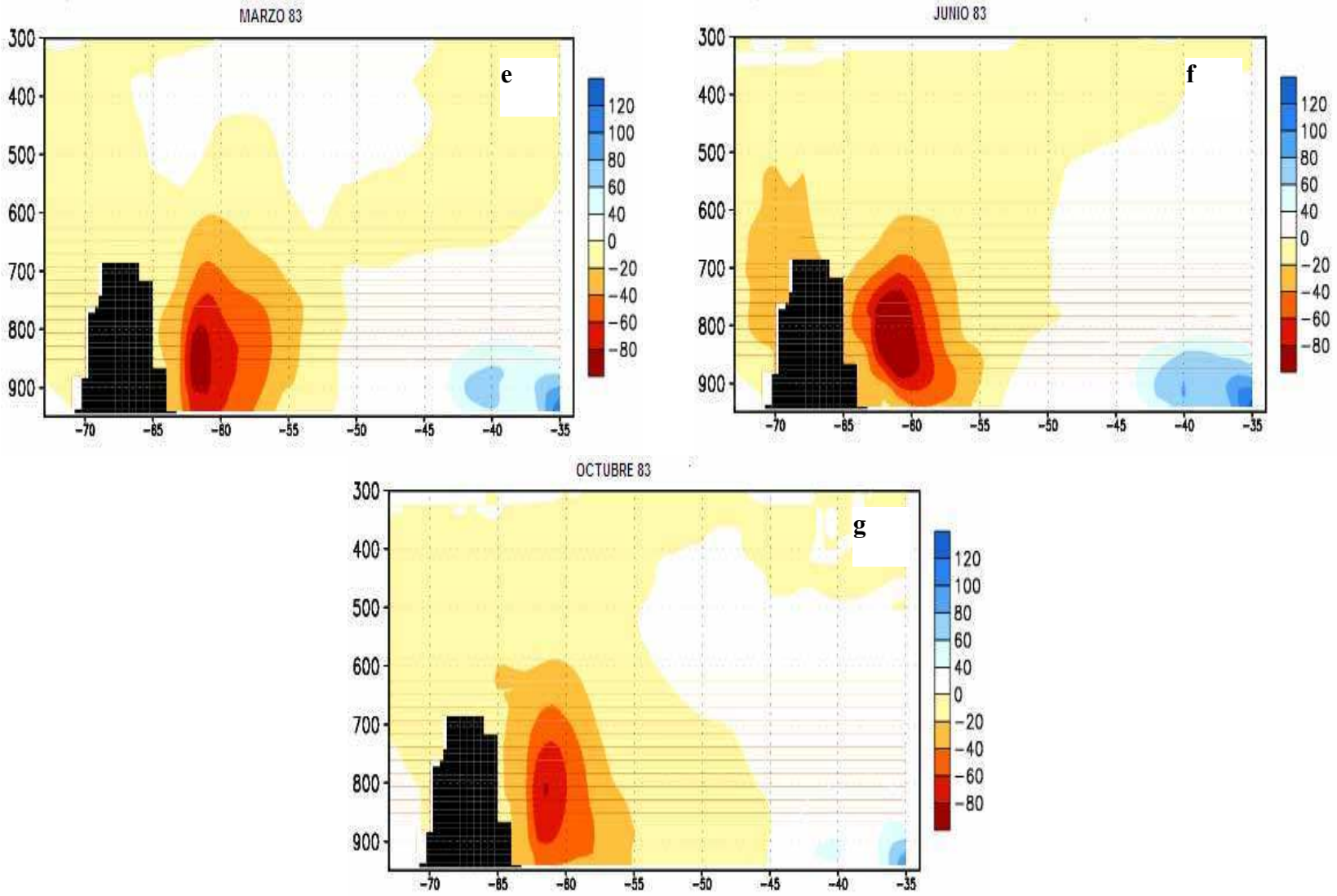
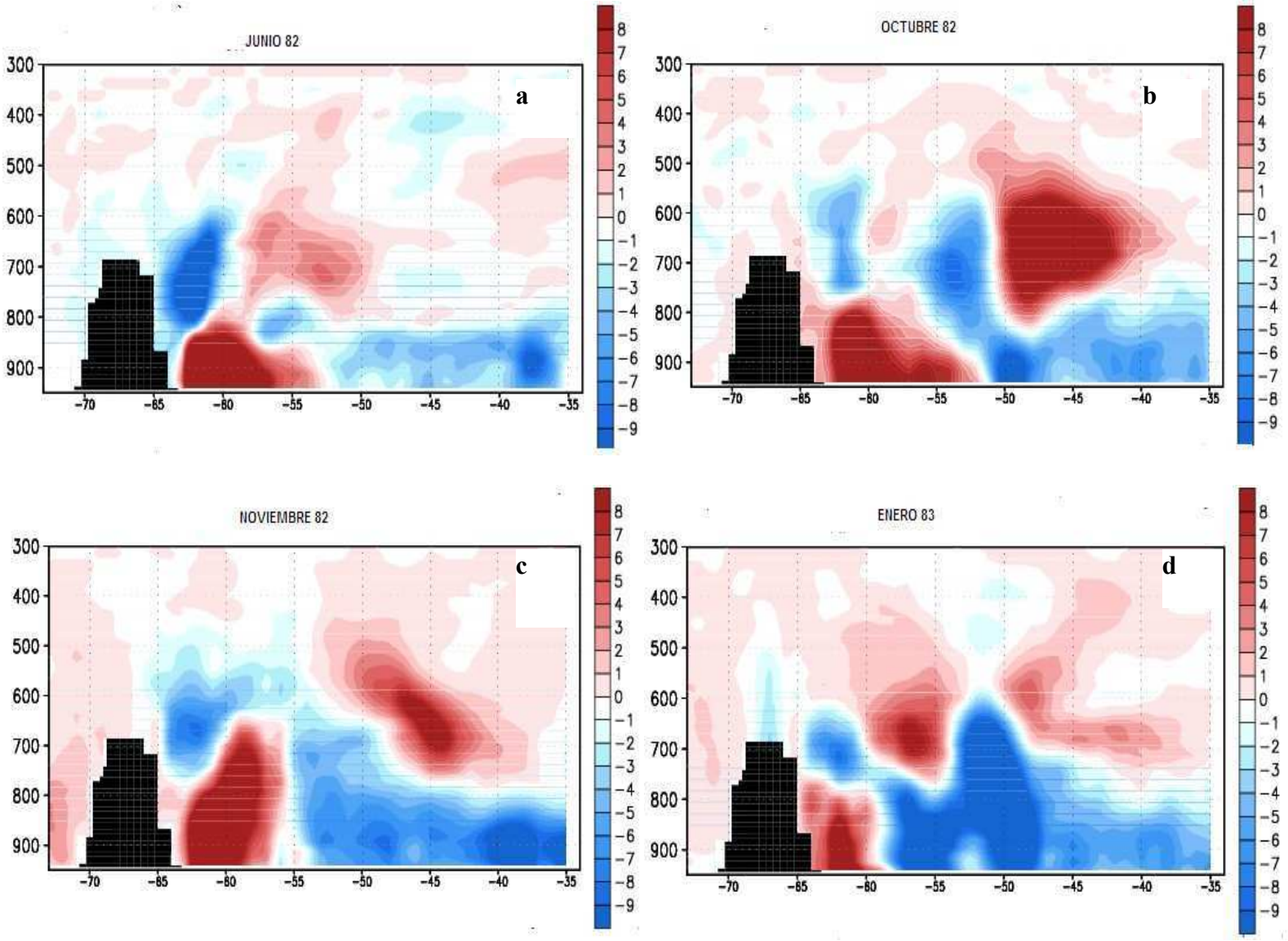


Figura 6.11 ***Corte transversal del promedio de flujo de humedad para a) junio del 82,b) octubre del 82,c) noviembre del 82,d) enero del 83,e) marzo del 83,f) junio del 83 ,g) octubre del 83. Unidades en g kg⁻¹ m s⁻¹.***


JUNIO 82
a
OCTUBRE 82
b
NOVIEMBRE 82
c
ENERO 83
d
300
400
500
600
700
800
900
-70
-65
-60
-55
-50
-45
-40
-35
8
7
6
5
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
-8
-9

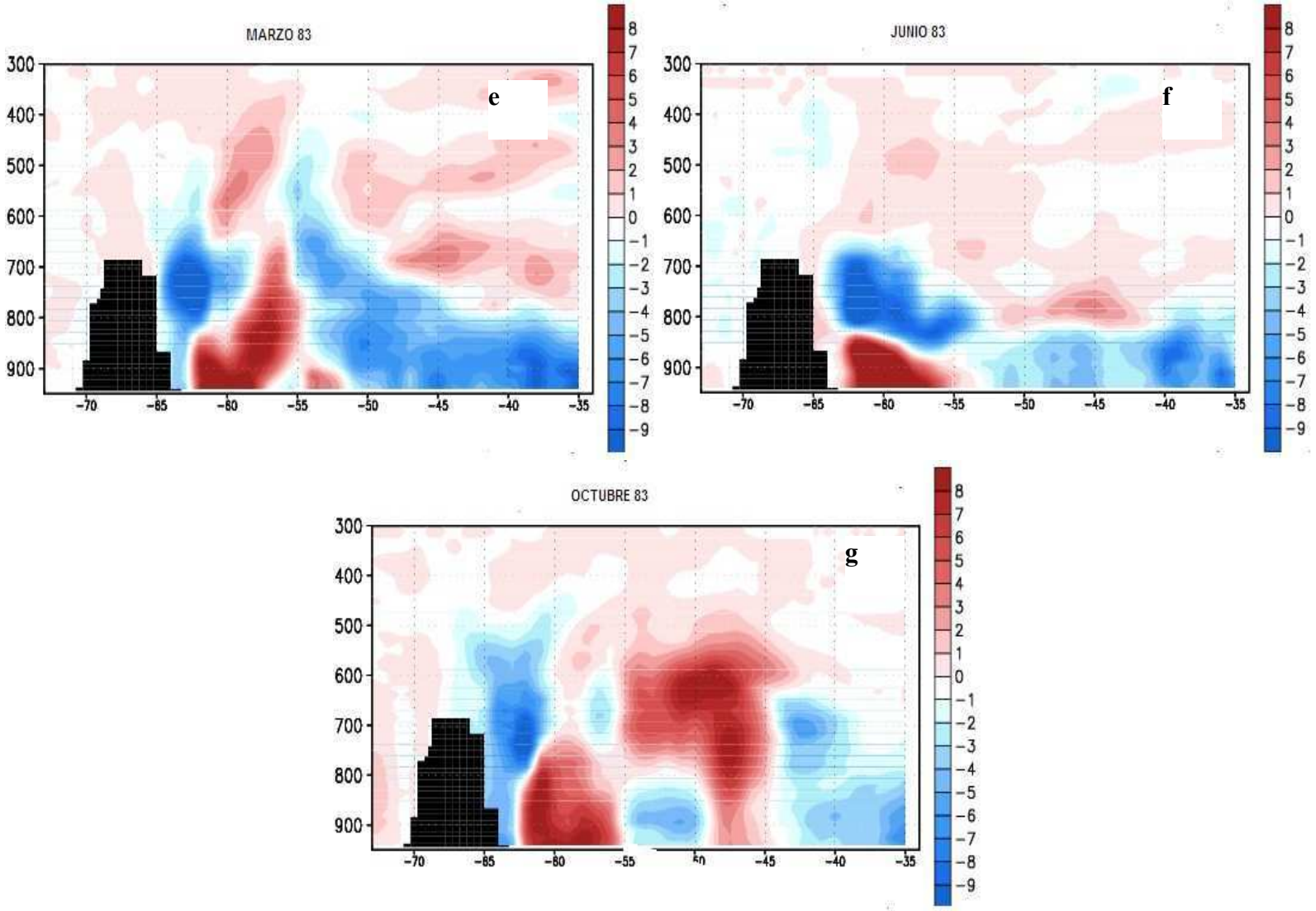


Figura 6.12 ***Corte transversal del promedio de anomalías de flujo de humedad debido a la reducción de humedad del suelo para a) junio del 82,b) octubre del 82,c) noviembre del 82,d) enero del 83,e) marzo del 83,f) junio del 83 ,g) octubre del 83. Unidades en g kg⁻¹ m s⁻***

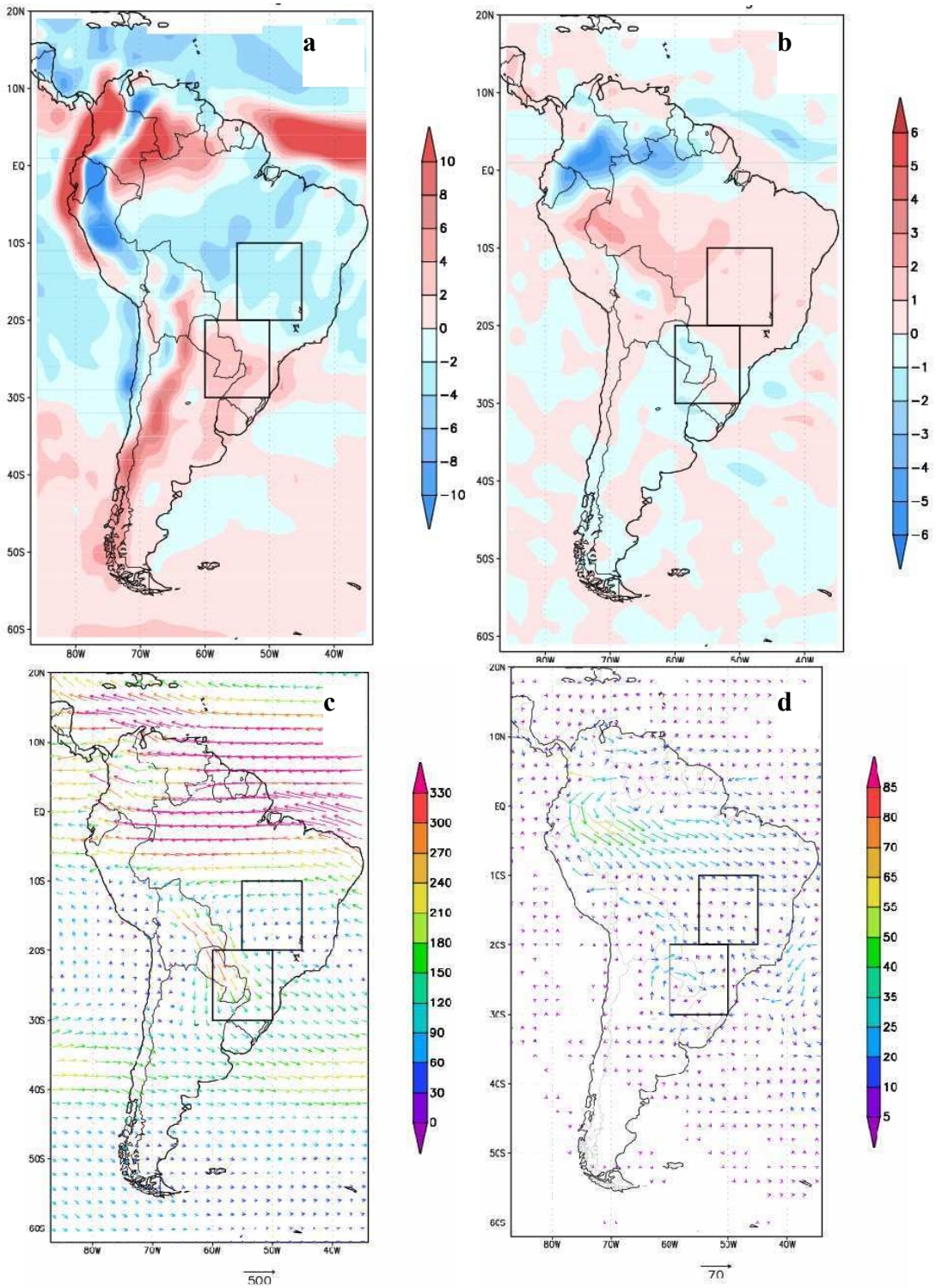

a
b
c
d
20N
10N
EQ
10S
20S
30S
40S
50S
60S
80W
70W
60W
50W
40W
10
8
6
4
2
0
−2
−4
−6
−8
−10
6
5
4
3
2
1
0
−1
−2
−3
−4
−5
−6
330
300
270
240
210
180
150
120
90
60
30
0
85
80
70
65
55
50
40
35
25
20
10
5
500
70

Figura 6.13 ***Panel sup.: Convergencia del Flujo de humedad integrado verticalmente para junio de 1982 control y con humedad del suelo reducida unidades en mm día*** $^{-1}$***. Panel inf.: Flujo de humedad integrado verticalmente para junio de 1982 control y con humedad del suelo reducida, unidades son kg (ms)*** $^{-1}$***.***

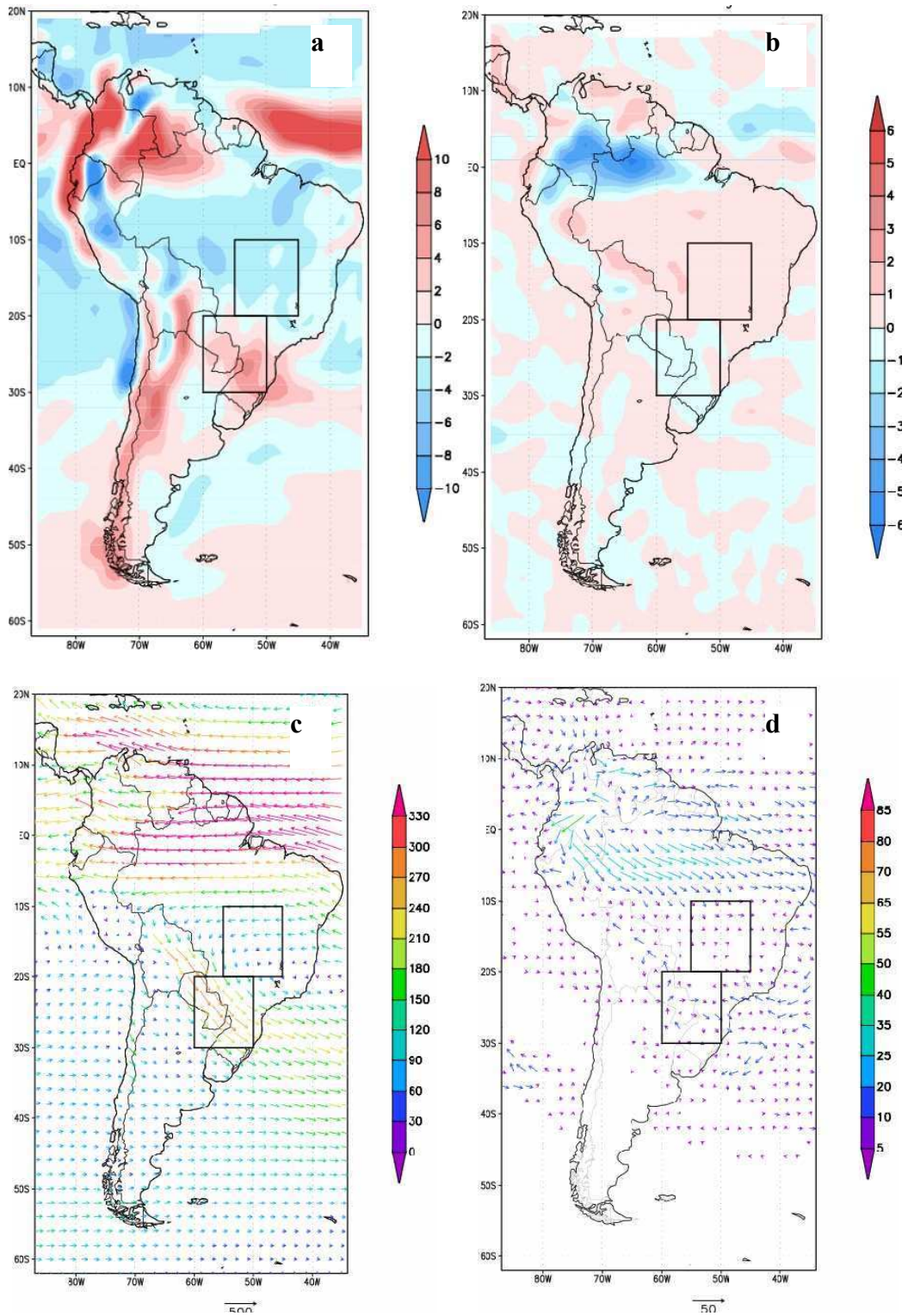


Figura 6.14 ***Panel sup.: Convergencia del Flujo de humedad integrado verticalmente para junio de 1983 control y con humedad del suelo reducida unidades en mm día $^{-1}$. Panel inf.: Flujo de humedad integrado verticalmente para junio de 1983 control y con humedad del suelo reducida, unidades son kg (ms) $^{-1}$.***

CAPITULO 7

CONCLUSIONES FINALES

-

Con el objeto de investigar el sistema monzónico de América del Sur, y los mecanismos de interacción suelo-atmósfera, entendiendo que la influencia del estado del suelo se puede apreciar en varias escalas temporales y espaciales, se ha utilizado el modelo regional Eta, para realizar experimentos de sensibilidad a las condiciones iniciales de superficie en el monzón de Sudamérica.

Se obtuvo la climatología media mensual de las variables principales tanto de superficie como en la estructura vertical de la atmósfera para meses seleccionados del episodio EN 1982-1983, el año 1981 (neutro) y el año 1999 (LN), según la clasificación del CDC (Climatic Data Center). Se eligieron variables de superficie y tridimensionales que explicarían mejor los mecanismos de intercambio. Dentro de las variables de superficie, se consideraron la precipitación, el flujo de calor latente, el flujo de calor sensible, el balance de radiación de onda corta y larga, la energía potencial convectiva disponible, la inhibición de convección, el escurrimiento y la evaporación. Dentro de las tridimensionales se empleó la convergencia del flujo de humedad y las componentes del mismo, agua precipitable y variables relacionadas.

En una primera etapa de la investigación se eligió el mes de octubre, para estudiar los mecanismos que vinculan los cambios en la humedad del suelo con la precipitación. La elección del mes de octubre se debió a que durante la primavera temprana las condiciones de superficie sobre la región del monzón favorecen las interacciones tierra-atmósfera.

Los resultados obtenidos muestran sobre la región del monzón una mayor sensibilidad a la reducción de humedad que al incremento de la misma, lo que permite afirmar que la magnitud de los cambios que se producen en la precipitación por la disminución de la humedad del suelo sigue casi una relación lineal. La reducción de humedad del suelo produce una fuerte disminución de la precipitación sobre una franja diagonal noroeste-sudeste en el centro del Brasil. Por el contrario, el incremento de precipitación debido al aumento de la humedad del suelo es escaso, probablemente debido a que el suelo se halla muy cerca de la saturación y la evapotranspiración no se modifica substancialmente.

Asimismo, las simulaciones numéricas del mes de octubre evidencian la importancia de la interacción y realimentación entre la humedad del suelo y los flujos de superficie. La reducción de humedad trae aparejado un aumento del flujo de calor sensible, una disminución del flujo de calor latente y un aumento del índice Bowen en superficie. Asimismo se producen modificaciones en el balance radiativo, probablemente por medio de los cambios en la cobertura nubosa, con lo cual la disminución en la humedad del suelo trae aparejada una merma del flujo neto de radiación.

La disminución en la humedad del suelo se asocia con un mayor valor del nivel de ascenso de condensación (NCA), una disminución de la temperatura potencial equivalente, menor nubosidad y menor potencial de precipitación. A menor humedad del suelo le corresponde menor flujo de calor latente, mayor flujo de calor sensible, menor fracción de evaporación y mayor índice Bowen. Se observa entonces, que una reducción en la humedad del suelo afecta, primero el flujo de calor sensible y el latente y, por consiguiente el índice Bowen.

El vínculo entre los estados de la superficie y el ciclo atmosférico-hidrológico incluye a las variables de la capa límite planetaria. Los cambios en la humedad del suelo provocan transformaciones en la estructura de la capa límite y su estabilidad termodinámica. En el caso de reducción de humedad, el aumento de flujo de calor sensible favorece la mezcla y provoca una mayor profundidad de la capa límite, a la vez que la disminución del flujo de calor latente la hace más seca. El efecto local de las anomalías de humedad del suelo se traduce en cambios regionales, ya que los cambios en la capa límite provocan la modificación del transporte regional de humedad, una capa límite más profunda produce un LLJ más intenso pero más elevado. Entonces, por un lado, se produce la reducción de humedad en toda la columna atmosférica debido a la menor evapotranspiración, y por el otro se reduce la convergencia del flujo de humedad por la reducción del transporte de humedad por el LLJ, resultando como consecuencia en una reducción de la precipitación en el dominio del monzón sudamericano.

Con el objeto de extender el análisis de los efectos de superficie, se propuso identificar el rol de las anomalías de la humedad del suelo, en las características estacionales y la variabilidad interanual de la componente atmosférica del ciclo hidrológico, sobre Sudamérica subtropical. En este caso se realizaron simulaciones para meses ilustrativos del episodio ENOS 1982-83**,** con el objetivo de investigar los mecanismos de realimentación entre la humedad del suelo y la precipitación sobre SAMS durante el ciclo ENOS 1982-83.

Estos experimentos muestran que, tanto la ubicación **(**altura del LLJ) e intensidad del LLJ, como las variaciones de su capacidad de transporte de la humedad reflejan la influencia de las condiciones del borde inferior. El mayor valor de la anomalía de la velocidad del viento por reducción de la humedad del suelo, se observa en el mes de marzo, coincidiendo con el máximo de intensidad de viento, mientras que durante el verano austral la interrelación entre las singularidades del EN y las características estacionales, predominan sobre el efecto posible de las modificaciones en las condiciones de superficie.

Las simulaciones durante el episodio EN 1982-83 muestran que la reducción de la humedad del suelo provoca, en casi todos los meses analizados del ciclo, un aumento del flujo de calor sensible y una disminución concomitante del flujo de calor latente en comparación a las simulaciones control. Podemos concluir que las condiciones anómalas de la humedad del suelo se asocian con aumento de la temperatura del mismo, y una reducción de la humedad en superficie y sus alrededores por medio del aumento del flujo de calor sensible y reducción del flujo de calor latente, cuyo efecto es el aumento de la profundidad de la capa límite planetaria y sus movimientos de ascenso. Los efectos de superficie modifican también el balance de radiación, probablemente debido a los cambios en la cobertura nubosa, entonces una reducción en la humedad del suelo produce una pérdida mayor de radiación de onda larga y una menor ganancia en la radiación de onda corta.

Los meses de enero y marzo del 83 constituyen dos excepciones a lo explicado en el párrafo anterior sobre los efectos de la reducción en la humedad del suelo. En el caso de enero de 1983, se observan valores de precipitación mayores que la media, mientras que el efecto inverso se produce para el caso de aumento de humedad del suelo. En esta época del año, la precipitación excesiva ocurrida durante la primavera, provoca un exceso del contenido de agua en el suelo que persiste aun cuando se imponga una disminución de la humedad en el mismo. Al mismo tiempo, y contrariamente a lo que sucede en el resto de los meses del ciclo, cuando se reduce la humedad del suelo se registra un aumento del flujo de calor latente y el flujo de calor sensible casi no se altera.

En enero del 83, los efectos dinámicos se imponen sobre los efectos de superficie. Esto se manifiesta a través de los movimientos verticales, con el aumento de los movimientos de ascenso sobre la SAMS, y el aumento de los movimientos de descenso sobre el Amazonas Occidental y parte de la SESA. Al mismo tiempo, que se produce un aumento de la convergencia del flujo de humedad en la SAMS, y de la divergencia en las regiones circundantes.

En caso de marzo del 83, la respuesta a la reducción de la humedad del suelo es la ocurrencia de mayor precipitación que la media, aunque, como en el resto de los meses del ciclo salvo enero del 83, el flujo de calor latente disminuye y el flujo de calor sensible aumenta. En el verano tardío se produce la saturación del suelo, resultante de las condiciones del enero precedente y del agua acumulada provocada por las lluvias del verano. A esto se añade el aumento de la convergencia del flujo de humedad (reducción de la divergencia), que se produce independientemente de las restricciones impuestas a la humedad del suelo.

Concluyendo, en líneas generales, cuando la humedad del suelo se reduce, aparecen dos mecanismos de reducción de la precipitación. Por un lado el efecto directo de la disminución local de la evapotranspiración y la reducción de la inestabilidad, y por otro lado la reducción regional de la convergencia del flujo de humedad debido a un LLJ más alto y menor contenido de humedad en las capas bajas de la atmósfera.

En el desarrollo de toda investigación las conclusiones plantean nuevos interrogantes a responder, en nuestro caso se planea el estudio del impacto de las modificaciones locales o regionales de la humedad del suelo, las implicancias del cambio en el uso del suelo, las eventuales comparaciones con observaciones cuando estuvieren disponibles, entre muchos otros temas a encarar en el futuro**.**

APENDICE

Definiciones

Capitulo 1:

La evaporación potencial (Ep) es la evaporación bajo condiciones de suministro de agua ilimitada y de libre evaporación .En los subtrópicos secos Ep es de 10-15 mm x día^{-1} (10 - 15) Kg. H_2O m2 x día^{-1} y en la zona ecuatorial es de 4-5 mm x día^{-1}.

La evaporación actual(Es) desde un suelo húmedo es generalmente menor que la evaporación potencial, ya que el agua que se pierde por evaporación casi nunca es reemplazada rápidamente por precipitación o mediante riego.

Evapotranspiración (ET) Es la transferencia de agua desde la vegetación y el suelo a la atmósfera, la que resulta de la suma de tres flujos: ET = Ei + Et + Es donde: Ei = Evaporación de la precipitación interceptada por la vegetación, Et= Transpiración o pérdida de agua por los estomas, y Es = Evaporación directa desde la superficie del suelo

Capitulo 3:

Ecuación de Balance de energía de superficie (Mitchell, 2004)

$Sd - \alpha Sd + Ld - Lu = H + LE + G$

Sd = insolación solar entrante.

$- \alpha Sd$ = insolación solar reflejada.

Ld = Radiación entrante de onda larga.

- Lu = Radiación saliente de onda larga.

G = Flujo de calor del terreno.

H = Flujo de calor sensible.

LE = Flujo de calor latente (evaporación).

Ecuación de balance de agua en superficie (Mitchell, 2004)

$$dS = P - R - E$$

dS cambio en la humedad del suelo

P Precipitación

R escurrimiento

E evaporación

(P-R) = infiltración

La evaporación está en función de la humedad del suelo, del tipo de vegetación, densidad y profundidad de la raíz, verdor, cobertura (en forma de fracción).

Ecuación de Richards

El flujo no saturado unidimensional del agua en el suelo está descrito por la clásica ecuación diferencial de transferencia de agua en medios porosos, también conocida como ecuación de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z}\right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$$

donde θ es el contenido de humedad volumétrico del suelo (L3.L-3), K es la conductividad hidráulica (L.T-1), D es la difusividad de la fase suelo-agua (L2.T-1) definida como K(dh/d.) donde h es la tensión del agua del suelo (L), y z y t son la distancia (positiva en sentido descendente) (L) y el tiempo (T), respectivamente. Las
condiciones límite necesarias para resolver la ecuación son:

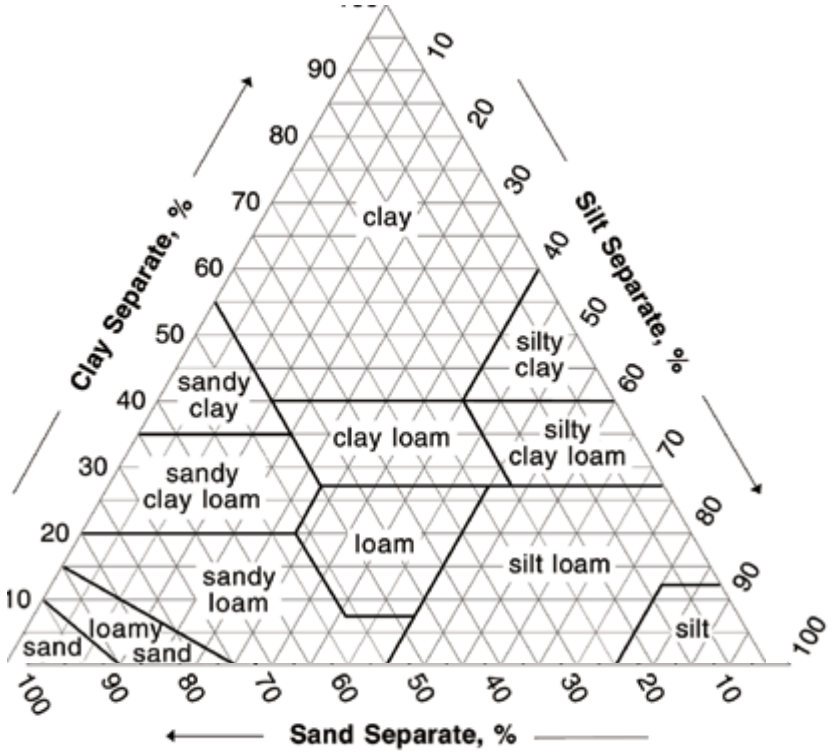
$\theta = \theta_0$ $t \leq 0$ y $z \geq 0$
$\theta = \theta s$ $z = 0$ y $t > 0$
$h = h_{surf}$ $z = 0$ y $t > 0$

donde θ_0 es el contenido de humedad inicial del suelo (L3.L-3) constante en profundidad, θs es el contenido de humedad volumétrico a saturación (L3.L-3) y hsurf es la tensión en la superficie del suelo (hsurf = 0) (L). La solución analítica de la ecuación de Richards exige además unas condiciones homogéneas de propiedades hidráulicas y un contenido inicial de humedad cero y una humedad final a saturación en todo el perfil del suelo (Moret et al., 2007).

Tabla con los tipos de suelo en español e inglés

Código	Tipo	Type	Textura	%. Cuarzo
1	Arena limosa	LOAMY SAND	Grueso	0.82
2	Limo Arcilloso con sedimentos	SILTY CLAY LOAM	Medio	0.10
3	Arcilla liviana	LIGHT CLAY	Fino	0.25
4	Limo arenoso	SANDY LOAM	Grueso-medio	0.60
5	Arcilla arenosa	SANDY CLAY	Grueso-fino	0.52
6	Limo arcilloso	CLAY LOAM	Medio-fino	0.35
7	Limo arcilloso arenoso	SANDY CLAY LOAM	Grueso-Medio-fino	0.60
8	Limo	LOAM	Orgánico	0.40
9	Arena Limosa	LOAMY SAND	Hielo marino y terrestre	No disponible, se usa 0.82

Descripción del triángulo de texturas



Capitulo 4:

Planalto: es un municipio brasileño del estado de Rio Grande do Sul. Se encuentra ubicado a una latitud de 27º19'44" Sur y una longitud de 53º03'31" Oeste, estando a una altura de 568 metros sobre el nivel del mar.

Capitulo 5:

Partición de la radiación solar entrante:

Reflejada al espacio (34%) = reflejada x nubes (25%) + dispersada por el aire (7%) + reflejada por la superficie de la tierra (2%)

Absorbida por la atmósfera (19%) = absorbida x el aire (17%) + absorbida x nubes (2%)

Absorbida por la superficie de la tierra (47%)

Estrés de la vegetación:

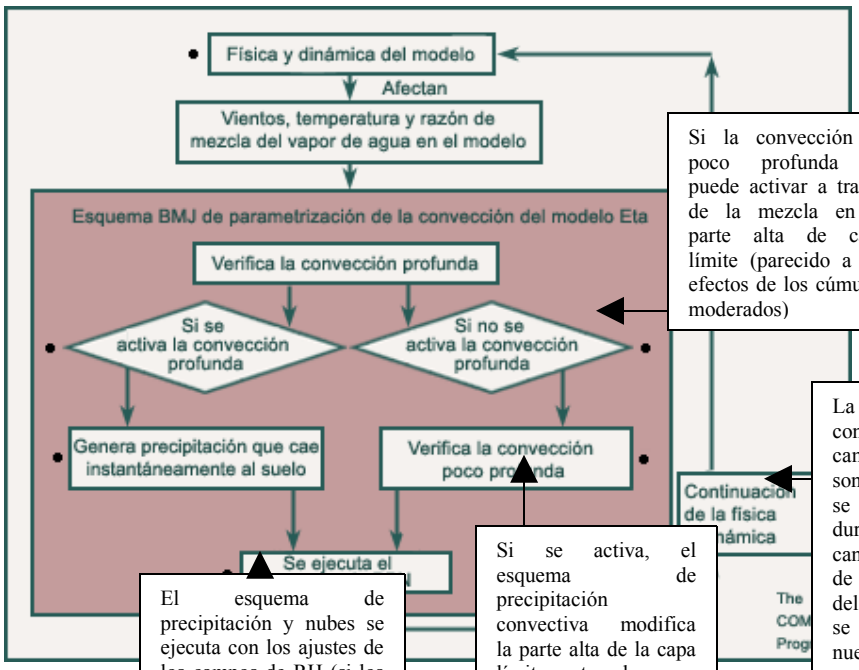
Una de las principales amenazas medioambientales que sufre la vegetación natural en es el proceso de estrés hídrico, variable relacionada con otras de carácter climatológico (temperatura, precipitaciones y evapotranspiración) y biológicos (comportamiento de la especie a lo largo del año, estrategias de defensa frente a situaciones extremas, adaptación de la especie al medio, etc.). Para este seguimiento se puede utilizar el Índice de Vegetación de diferencia normalizada **(**NDVI**),** que permite observar los cambios fenológicos de la vegetación a lo largo del año. Se obtiene a partir de las imágenes NOAA-AVHRR.

Capitulo 6:

La evaporación controla la cantidad de agua contenida en el suelo durante la primavera, permitiendo su emisión durante el verano:

El agua del suelo esta disponible en abundancia en la capa de la raíz, y su evolución o secamiento esta determinado por la evaporación. Cuando el suelo esta impregnado de agua la tasa de evaporación esta controlada por el contenido de humedad atmosférica en la capa cercana a superficie (Viterbo, 2001)

Diagrama de bloques del esquema Betts-Miller-Jancic



Se determinan los perfiles de referencia de temperatura y humedad y el sondeo del modelo se ajusta a esos perfiles de referencia, de manera que se pueden alcanzar esos perfiles si los ajustes se logran en una escala de tiempo convectiva (40-50 minutos).

No participa ninguna microfísica, no ocurre evaporación de la precipitación convectiva , y no se produce agua ninguna nube de agua convectiva. Las nubes convectivas son marcadas para ser usadas en el esquema de radiación

Si la convección es poco profunda se puede activar a través de la mezcla en la parte alta de capa límite (parecido a los efectos de los cúmulos moderados)

La precipitación convectiva y los cambios en el sondeo convectivo se mantienen durante una cierta cantidad de pasos de tiempo dinámico del modelo y luego se actualiza con el nuevo sondeo del modelo.

El esquema de precipitación y nubes se ejecuta con los ajustes de los campos de RH (si los hay) creados por el esquema convectivo.)

Si se activa, el esquema de precipitación convectiva modifica la parte alta de la capa límite, actuando como una extensión de la física del modelo en los procesos de mezcla de la capa límite.

Glosario

AFWA : Air Force Weather Agency; Agencia del tiempo de la Fuerza Aérea.

AFRL (ex AFGL): Air Force Research Laboratory; Laboratorio de Investigación de la Fuerza Aérea.

CDC: Climate Data Center

Hydrologic Research Lab. del National Weather Service (NWS) (actual Office of Hydrologic Dev OHD): Laboratorio de Investigación hidrológica, del Servicio Meteorológico Nacional (actual Oficina de Hidrología)

NOAH Land Surface Model (NOAH-LSM) : Modelo de superficie NOAH

National Centers for Environmental Prediction (NCEP): Centros Nacionales para la Predicción Ambiental

Oregon State University (OSU), Dept. of Atmospheric Sciences: Universidad el Estado de Oregon, Departamento de Ciencias de la Atmósfera.

REFERENCIAS:

Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Mon. Weather Rev*., 116, 505-524.

Alvalá, R. C. S., R.M.S.P. Vieira, V.C. Carvalho, and E. M. K. Mello, 2006: A vegetation map of the Northeast Brazil region for use in meteorological modeling. *Proc. Eighth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy,* AMS, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006. ISBN 85-17-00023-4, Publicación en CD ROM,.

Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. Methods in Computaional Physics, Vol. 17, Academic Press, 173-265.

Arkin P., R. Dole, S. Schubert, J. Carton, E. Kalnay, R. Koster (2008), "***Detection of Key Atmospheric*** Features in Reanalysis Data" wcrp.ipsl.jussieu.fr/Workshops/Reanalysis2008/Documents/V1-201_ea.pdf

Asai, T., 1965: A numerical study of air-mass transformation over the Japan Sea in winter. J. Meteor. Soc. Japan, 43, 1-15.

Atlas, R., Wolfson, N. and Terrry, J., 1993, The effect of SST and soil-moisture anomalies on GLA model simulatios of the 1998 US summer drought. *J. Climate*,**6**, 2034-2048.

Barlow, M., S. Nigam, and E. H. Berbery, 1998: Evolution of the North American monsoon system. *J. Climate*,**11**, 2238-2257.

Barros, V. R. , and G. E. Silvestri, 2002; The relation between Sea Surface Temperature at the Subtropical South-Central Pacific and Precipitation in Southeastern South America. *J. Climate,* **15**, 251-267.

_____*,* A. M. Grimm, and M. Doyle,2002: Relationship between temperature and circulation in Southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña events. *J. Meteor. Soc. Japan,* **80,** 21-22.

_____, M. Gonzalez, B. Liebmann, and I. Camilloni, 2000b: Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on the interannual summer rainfall variability in southern South America. *Theor. Appl. Climatol.,* **67***, 123-183.*

Beljaars, A. C. M., Viterbo, P., Miller, M. J. and Betts, A. K., 1996, The anomalous rainfall over the United States during July 1993: Sensitivity to land surface parameterization and soil-moisture anomalies. *Mon. Weather Rev*., **124**,362-383.

Berbery, E. H., E. A. Collini, V. Silva, M. Peña, D. L. Lettenmaier, V. Barros, M. Pyle, 2004: The water cycle of La Plata basin at regional scales. *GEWEX News*, **14**, N 1.

_____, Y. Luo, K. E.. Mitchell and A. K. Betts, 2003: Eta model estimated land surface processes and the hydrologic cycle of the Mississippi basin. *J. Geophys. Res.,* **108 (D22)**, 8852, doi:10.1029/2002JD003192.

_____, and V. Barros, 2002, The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. *J. Hydromet*. **3**, 630-645.

____, and E. A. Collini, 2000, Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern South America. *Mon. Wea. Rev*., 128, 1328-1346.

____, E. H., E. M. Rasmusson and K. Mitchell, 1996: Studies of North American continental scale hidrology using Eta model forecast products. J. Geophys. Res., 101, 7305-7319.

1Betts, A. K. , and P. Viterbo, 2005: Land-surface, boundary layer, and cloud-field coupling over the southwestern Amazon in ERA-40. *J. Geophys. Res.*, **110**, D14108, doi:10.1029/2004JD005702.

_____, and C. Jakob, 2002: Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. *J. Geophys. Res.*, **107**, D20, 8045, doi:10.1029/2001JD000427

____, J. D. Fuentes, M. Garstang, and J. H. Ball, 2002: Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rainy season. *J. Geophys. Res.*, **107**, D20, 8065, doi:10.1029/2001JD000356.

____, A. K., and J. H. Ball, 1998: FIFE surface climate and site-average dataset:1987-1989. J. Atmos. Sci , 55, 1091-1108.

____, F. Chen, K. E. Mitchell, and Z. Janjic, 1997: Assessment of the land surface and boundary layer models in two operational versions of the NCEP Eta model using FIFE data. Mon. Wea. Rev., 125, 2896-2.

_____, J. H. Ball, A. C. M. Beljaars, M. J. Miller, and P. Viterbo, 1996: The land surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. *J. Geophys. Res.*, **101**(D3), 7209–7226.

____, and Ball, J. H., 1994, Budget analysis of FIFE-1987 radiosonde data. *J. Geophys. Res*.,99,3655-3666.

____, and M. J. Miller, 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*., **112**, 693-710.

Black, T. L., 1994: The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. *Wea. Forecasting*, **9**, 265-278.

____, D.G. Deaven, and G.J. DiMego, 1993: The step-mountain eta-coordinate model: 80-km "early" version and objective verifications. NWS Technical Procedures Bulletin 412, NOAA/NWS, 31 pp. [Available from National Weather Service, Office of Meteorology, 1325 East-West Highway, Silver Spring, MD 20910]

____, 1988: The Step-Mountain Eta coordinate regional model: A documentation, Development Division, National Meteorological Center (NMC).

Bluestein, H. B., 1993: Synoptic–Dynamic Meteorology in Midlatitudes. *Vol. II,* Observations and Theory of Weather Systems, *Oxford University Press, 594 pp.*

Bosilovich, M. G. and Sun, W.-Y., 1999, Numerical simulation of the 1993 Midwestern flood: Land-atmosphere interactions. *J. Climate*, **12**, 1490-1505.

Brady, N. C., The Nature and Property of Soils, Macmillan Pub.

Bustamante, J., J. L. Gomes, and S.C. Chou, 2006: 5 – Year Eta model seasonal forecasts climatology over South America. *Proc. Eighth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy,* AMS, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006. ISBN 85-17-00023-4, Publicación en CD ROM.

Byerle L. A., and J. Paegle, 2002: Description of the seasonal cycle of Low Level Flows flanking the Andes and their interanual variability. Meteorológica, Vol. 27, Nº 1 y 2, 71-88.

Caffera M., 2003: Primeros avances sobre eventos de inundación en Uruguay y la circulación atmosférica en capas bajas. Meteorológica, Vol. 28, 97-108.

Camilloni, I., and V. Barros, 2000: The Paraná river response to El Niño 1982-83 and 1997-98 events. J. Hydromet. 1, 412-430.

Carvalho, L. M. V., C. Jones, and B. Liebmann, 2004: The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate*, **17**, 88-108.

_____, 2002: Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, **15**, 2377-2394.

Chen, F., Z. I. Janjic, and K. E. Mitchell, 1997: Impact of atmospheric surface layer parameterization in the new land-surface scheme of the NCEP Mesoscale Eta Numerical Model. Bound.-Layer Meteor., 85, 391-421.

Collini E. A., E. H. Berbery, V. R. Barros y M. E. Pyle, 2008: "How Does Soil Moisture Influence the Early Stages of the South American Monsoon?". *J. Climate* , **21,** 195-213.

Collini E. A., y E. H. Berbery, 2001: "Pronósticos de mesoescala para Sudamérica con énfasis en Argentina". *VIII Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET VIII), IX Congreso Latinoamericano é Ibérico de Meteorología (CLIMET IX), 7-11 de mayo de 2001.*

_____, and Eric Rogers, 1997:"Aplication of the Eta Model to the Southamerican Region". *Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography,* 7-11 de abril de 1997, Pretoria, South Africa.

_____, 1996: "El Modelo Eta en un entorno de estación de trabajo y su aplicación a la región sudamericana". *VII Congreso Argentino de Meteorología, VII Congreso Latinoamericano é Ibérico de Meteorología, 2 al 6 de septiembre de 1996, Buenos Aires, Argentina.*

Cook, K. H., 1994: Mechanisms by which surface drying perturbs tropical precipitation fields. *J. Climate*, **7,** 400-413.

____, F., K. E. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H.-L Pan , V. I. Koren, Q. -Y. Duan, M. Ek, and A. Betts, 1996: Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations, *J. Geophys. Research,* **101**, 7251-726.

Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp, and T. R. Ginn,1984: A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soil. Water Resources Res., 20, 682-690.

Cotton, W. R., and R. A. Anthes, 1989: *Storm and Cloud Dynamics.* Academic Press,

San Diego 883 pp.

Diaz, A. F., C. D. Studzinski, and C. R. Mechoso, 1998: Relationship between precipitations anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperatures in the Pacific and Atlantic Oceans. *J. Climate*, **11**, 251-271.

Dawson. T.E.,1993: Hydraulic lift and water use by plants: Implications for water balance, performance, and planttplant interactions. Oecologia 95: 565-574.

de Goncalves, L. G. G., W. J. Shuttleworth, S. C. Chou, Y. Xue, P. R. Houser, D. L. Toll, J. Marengo, and M. Rodell (2006), Impact of different initial soil moisture fields on Eta model weather forecasts for South America, *J. Geophys. Res.*, *111*, D17102, doi:10.1029/2005JD006309

Delworth, T. L., and S. Manabe, 1988: The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *J. Climate*, **1**, 523-547.

_____, 1989: The influence of soil wetness on near-surface atmospheric variability. *J. Climate*, **2**, 1447-1462.

Dickinson, R.E., and A. Henderson-Sellers, 1988: Modeling troppical land use: A study of GCM land-surface parameterrization. Quart J Roy Meteor Soc 114: 439-462

Dorman, J. L. and P. J. Sellers, 1989: A Global Climatology of Albedo, Roughness Length and Stomatal resistance for Atmospheric General Circulation Models as represented by the Simple Biosphere Model (SiB). *J. of Applied Met.* , **28**, 833-855.

Doyle, E. M., and V. R. Barros, 2002: Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *J. Climate*, **15**, 3394-3410.

Ek , M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003, Upgraded NOAH Land Surface Model , *J. Geophys. Research* , Vol. 108, Nº D22, 8851-8867.

Eltahir, E. A. B., 1998, A soil moisture-rainfall feedback mechanism: 1. Theory and observations. *Water Resour. Res*., **34**, 765-776.

Enfield, D. B., 1996: Relationship of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophys. Res. Lett.,* 23, 3305-08.

Falvey, M. and Garreaud, R., 2006: Characteristics of wet and dry periods over the South American Altiplano observed during the South American Low Level Jet Experiment

(SALLJEX). *Proc. Eighth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy,* AMS, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006. ISBN 85-17-00023-4. , Publicación en CD ROM, 1025-1028.

Fels, Stephen B. and M. D. Schwarzkopf, 1975: The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. J. Atmos. Sci., 32, 1475-1488.

Ferrier Brad , Y. Lin, D. Parrish, M. Pondeca, E. Rogers, G. Manikin, M. Ek, M. Hart, G. DiMego, K. Mitchell, and H.-Y. Chuang, 2003: Changes to the NCEP Meso Eta Analysis and Forecast System: Modified cloud microphysics, assimilation of GOES cloud-top pressure, assimilation of NEXRAD 88D radial wind velocity data. NWS Technical Procedures Bulletin (to be numbered), NOAA/NWS.

_____, November, 2001. Personal communication.

Figueroa, S. N. , P. Satyamurty, and P. L. Silva Dias, 1995: Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model. *J. Atmos. Sci*., **52**, 1573-1584.

_____, and C. Nobre, 1990: Precipitation distribution over central and western tropical South America, *Climanalise*, **5**, 36-44.

Findell, K. and Eltahir, E. A. B., 1997, An analysis of the relationship between spring soil moisture and summer rainfall, based on direct observations from Illinois. *Water Resour. Res*., **33**,725-735.

Fu, R. and W. H. Li, 2004: The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia. *Theor. Appl. Climatol*. **78**, 97-110.

_____, R. E. Dickinson, M. Chen,and H. Wang, 2001; How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal of precipitation in the equatorial Amazon? *J. Climate* **14,** 4003-4026.

_____, B. Zhu, and R. E. Dickinson, 1999: How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the Tropical Amazon? *J. Climate*, **12**, 1306-1321.

Galvez, J.M., R. K. Orozco, C. R. Reyes, and M. W. Douglas, 2006: Observed diurnal circulations and rainfall over the altiplano during the SALLJEX. *Proc. Eighth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy,* AMS, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006. ISBN 85-17-00023-4, Publicación en CD ROM, 745-752.

Gandu, A. W., and J. E. Geisler, 1991: A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. *J. Atmos. Science.*, **48**, 1822-1836.

Garreaud, R. D., 2000: Cold air incursions over subtropical and tropical South America: Mean structure and dynamics. *Mon. Wea. Rev.,* 122, 1141-1157.

Gash, J.H.C. and C. A. Nobre, 1997:Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. Bull Amer Meteor Soc 78:,823-830.

Georgelin, Marc, E. Richard, M. Petitdidier, and A. Druilhet, 1994: Impact of subgrid-scale orography parameterization on the simulation of orographic flows. Mon. Wea. Rev., 122, 1509-1522.

Gonzalez, M. H., and V. Barros, 1998: The relation between tropical convection in South America and the end of the dry period in subtropical Argentina. *Int. J. Climatol*., **18**, 1669-1685.

Gutman, G., and A. Ignatov, 1998: The derivation of the green vegetation fraction from NOAA AVHRR data for use in numerical weather prediction models. *Int. J. Remote Sens*., **19(8)**, 1533-1543.

Grimm, A, V. Barros and M. Doyle, 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate,* **13**, 35-58.

_____, A. M., S. E. T. Ferraz, and J. Gomes, 1998: Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate,* **11,** 2863-2880.

Hastenrath, S. and L. Heller; 1977: Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. Quart. . Roy. Meteor. Soc., 103, 77-92.

Herdies, D. L., V. E. Kousky, W. Ebisuzaki, and K. Mo, 2006: The impact of high-resolution SALLJEX data on global NCEP analyses., *Proc. Eighth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy,* AMS, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006. ISBN 85-17-00023-4, Publicación en CD ROM,1105-1110.

Hodnett, I.G., M. D. Oyama, J. Tomasella, A. de O. Marques Filho,1996: Comparisson of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In : Gash J.H.C. (2004), Nobre C.A., Roberts J.M., Victoria R.L. (eds) Amazonian deforestation and climate. Chichester: John Wiley & Sons. pp 57-77.

Insunza, J. I. y G. J. Berri, 1990: Campo de movimiento y transporte de humedad asociado a la baja troposfera en el norte argentino. Meteorológica, Vol. 17, Nº 1 y 2, 17-25.

Janjic, Z., 1994: The step-mountain Eta coordinate: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. Mon. Wea. Rev., 122, 927-945.

_____, 1990: The Step-Mountain Coordinate Physical Package. *Mon. Wea. Rev.,* **118**, 1429-1443

Harshvardhan, D.A. Randall, T. G. Corsetti, and D. A. Dazlich, 1989: Earth radiation budget and cloudiness simulations with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.,* **46,** 1922-1942.

Hong, Song-You, H.-M. Henry Juang, and Q. Zhao, 1998: Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.,* **126,** 2621-2639.

Huang, J., H. M. van den Dool, and K. Georgakakos, 1996: Analysis of model-calculated soil moisture over the US (1931-93) and application in long range temperature forecasts. *J. Climate*, **9**, 1350-1362.

Jones, C., and L. M. V. Carvalho, 2002: Active and break phases in the South American monsoon system. *J. Climate*, **15**, 905-914.

Kalnay E,. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc*., **77**, 437-471.

Karam H. N., and R. L. Bras, (2008), " Climatological Basin-Scale Amazonian Evapotranspiration estimated through a Water Budget Analysis", Journal of Hydrometeorology, Vol 9, pp 1048-1060

Kiladis, G. N., and H. F. Diaz, 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. J. Climate, 2, 1069-1090

Kimura, F., and T Kuwagata, 1995: Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed- layer model and a numerical model. *J. of Applied Met.*, **34**, 549-558

Kleeman, R., 1989: A modeling study of the effect of the Andes on the summer circulation of tropical South America. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3344-3362.

Klister R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M Chelliah, W. Ebisukazi, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne and M. Fiorino, 2001, .The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation., BAMS, Vol. 82, pp: 247-267.

Kodama, Y. M., 1992: Large-scale common features of the sub-tropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan,* **70**, 813-835.

_____, 1993: Large-scale common features of the sub-tropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulation for generating STCZs. *J. Meteor. Soc. Japan,* **71,** 581-610.

Koren, V., J. Schaake, K. Mitchell, Q. Y. Duan, F. Chen, J. M. Baker, 1999: A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. J. Geophys. Res., 104, 19569-19585.

Kousky, V., and D. P. Casarin, 1986: Rainfall anomalies in southern Brazil and related atmospheric circulation features. Extended Abstract, Proc. *Second Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography,* Wellington, New Zealand, AMS., 435-438.

_____, 1988: Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. Rev. Bras. Meteorol 3, 217-231.

Labraga, J. C., O. Frumento, and M. López, 2000: The atmospheric water vapor cycle in South America and the tropospheric circulation. *J. Climate*, **13**, 1899–1915.

Lacis, Andrew A. and James E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. J. Atmos. Sci., 31, 118-133.

Lenters, J. D., and K. H. Cook, 1997: On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. *J. Atmos. Sci.,* **54**, 656–678.

Li, W. H., and R. Fu, 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. *J. Climate*, **17**, 2637-2651.

Liebman, B., and J. A. Marengo, 2001; Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *J. Climate,* **14**, 4308-4318.

_____, G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, and J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, **12,** 1977-1991.

Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. Bound.-Layer Meteor., 17, 187-202.

Lunardini, V. J., 1981: Heat Transfer in Cold Climates, 731 pp., Van Nostrand Reinhold, New York.

Mahanama, S. P. P., and R. D., Koster, 2003: Intercomparison of soil moisture memory in two land surface models. *J. Hydrometeor*., **4**, 1134-46.

Marengo, J. A., W. R. Soares, C. Saulo, and M. Nicolini, 2004: Climatology of the Low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J. Climate*, **17**, 2261-2280.

_____, M. Douglas and P. Silva Dias, 2002: Towards an identification of the South American low-level east of the Andes during LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign of the summer 1999. *J Geophys. Research*.

_____ , B. Liebmann, V. Kousky, N. Filizola and I. Wainer, 2001: Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *J. Climate,* **14,** 833-852.

Mahrt, L., and M. Ek, 1984:The influence of atmospheric stability on potential evaporation, *J. Clim. Appl. Meteorol*., **23**, 222-234.

Marques, J. , J. M. dos Santos, and E. Salati, 1979a: O campo do fluxo d' agua atmosférico sobre a região Amazônica. *Acta Amazônica*, **9**, 701-713.

Mejía, J. F., and M. W. Douglas, 2006: Flow around the Andean elbow from WRF simulations and P-3 aircraft measurements during SALLJEX. *Proc. Eighth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy,* AMS, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006. ISBN 85-17-00023-4, Publicación en CD ROM, 795 –802.

Mesinger, F., 1997, Dynamics of limited-area models: Formulation and numerical methods. *Meteor. Atmos. Phys*., **63**, 3-14.

_____, T.L. Black, and M.E. Baldwin, 1997: Impact of resolution and of the Eta coordinate on skill of the Eta Model precipitation forecasts. Numerical Methods in Atmospheric and Oceanic Modeling, C. Lin, R. Laprise, and H. Ritchie, Eds., Canadian Meteorological and Oceanographic Society/NRC Research Press, 624 pp.

_____, R.L. Wobus, and M.E. Baldwin, 1996: Parameterization of form drag in the Eta Model at the National Centers for Environmental Prediction, Preprints, 11th Conf. on Numerical Weather Prediction, Norfolk, VA, Amer. Meteor. Soc., 324-326.

_____, and T.L. Black, 1992: On the impact on forecast accuracy of the step-mountain (eta) vs. sigma coordinate. Meteorol. Atmos. Phys., 50, 47-60.

_____, Z. I. Janjić, S. Ničković, D. Gavrilov, and D. G. Deaven, 1988: The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. *Mon. Wea. Rev.*,**116**, 1493-1518.

Milly, P.C.D., and K. A. Dunne, 1994: Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land. *J of Climate*, **7**, 506-526.

Min, W., and Schubert, 1997: The climate signal in regional moisture fluxes: A comparison of three global data assimilation products. *J. Climate*, **10,** 2623-2642.

Mitchell, K., "The Emergence of Land-Surface Modeling in Modern-Era NWP: The NCEP Experience and Collaborations", *NWP 50-Year Anniversary Symposium*
15-17 June 2004, NCEP, Silver Springs, Md., US.

Monkam D., 2002: Convective available potential energy (CAPE) in Northern Africa and tropical Atlantic and study of its connections with rainfall in Central and West Africa during Summer 1985., Atmospheric Research, Vol. 62, Issues 1-2, May 2002, pp. 125-147.

Moret D., Z. Saâdi , R. Haverkamp (2007) "Determinación de los parámetros hidráulicos del suelo a partir de la medida de la evolución temporal de la humedad a diferentes profundidades en condiciones homogeneas de perfil del suelo". Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VIII. J.V. Giráldez Cervera y F.J. Jiménez Hornero pp. 133-138.

Moura, A. D., and J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci*., 38,2653-2675.

Nachtergaele F., Harrij van Velthuizen, Luc Verelst and contributors, 2008,
Harmonized Soil Database Version 1.0, FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2008. Harmonized World Soil Database (version 1.0). FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.

Nepstad, D.C., C.R. Carvalho, E.A. Davidson, P.H. Jipp, P.A. Lefebvre, G.H. Negreiros, E.D. da Silva, T.A. Stone, S.E. Trumbore, S.Vieira ,1994: The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. Nature 372: 666-669

Nicolini, M., P. Salio, P. Borque, 2006. Thermodynamic and kinematic characterization of the low-level troposphere during SALLJEX in different large-scale environments. *Proc.*

Eighth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy, AMS, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006. ISBN 85-17-00023-4, Publicación en CD ROM, 1141-1148.

_____, A. C. Saulo, J. C. Torres, P. Salio, 2002a: Enhanced precipitation over Southeastern South America related to strong Low-Level Jet events during austral warm season. Meteorológica, Vol. 27, Nº 1 y 2, 59-69.

_____, Y. G. Skabar, A. G. Ulke, and A. C. Saulo, 2002b: RAMS model performance in simulating precipitation during strong Low Level Jet events over South America. Meteorológica, Vol. 27, Nº 1 y 2, 89-98.

_____, M., and A. C. Saulo, 2006: Eta characterization of the 1997-1998 warm season Chaco jet cases. Preprints of the *Sixth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy,AMS, Santiago de Chile, Chile, April 2000, 330-331.*

Nobre, C.A., Fisch G, Rocha HR, Lyra RFF, Rocha EP, Costa ACL, Ubarana VN (1996)

Observations of the atmoospheric boundary layer in Rondonia. In: Gash JHC, Nobre CA, Roberts JM, Victoria RL (eds) Amazonian deforestation and climate. Chichester: John Wiley & Sons, pp 413-424

_____, P.J .Sellers, and J. Shukla,1991: Amazon land use and regional climate change. *J Climate* **4:** 4,957-4,988

Nogués-Paegle, J., and K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279-291.

_____, K. C. Mo, and J. Paegle, 1998: Predictability of the NCEP-NCAR reanalysis model during austral summer. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3135-3152.

_____, and coauthors, 2002: Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon. *Meteorologica*, **27**, 3-32.

_____, E. H. Berbery, E. A. Collini, and C. Saulo, 2006: An evaluation of the Eta model during SALLJEX. *Proc. Eighth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy,* AMS, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006. ISBN 85-17-00023-4.

Oglesby, R. J. and Erickson III, D. J., 1989, Soil moisture and the persistence of North American drought as simulated by the NCAR Community Climate Model I, *J. Climate*,**2**, 1362-1380.

Paegle J., 1998: A comparative review of Sout American low level jets, Meteorológica, Vol. 23, 73-81.

1_____, K. C. Mo, and J. Nogués-Paegle, 1996: Dependence of simulated precipitation on surface evaporation during the 1993 United States summer floods. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 345-361.

Pal, J. S. and Eltahir, E. A. B., 2003, A feedback mechanism between soil-moisture distribution storm tracks., *Q. J. R. Meteorol. Soc*., **129**, 1-19.

_____, 2001, Pathways relating soil moisture conditions to future summer rainfall within a model of the land-atmosphere system. *J. of Climate*, **2**, 1362-1380.

Pan, H. L., and L. Mahrt, 1987: Interactions between soil hidrology and boundary layer development, *Boundary Layer Meteorology*, **38**, 185-202.

Paulson, C. A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor*., 9, 857-861.

Payne, R. E., 1972: Albedo of the sea surface. J. Atmos. Sci., 29, 959-970.

Penalba, O., and W. Vargas, 1993: Study of homogeneity of precipitation in a region in the province of Buenos Aires, Argentina. *Theor. Appl. Climatol*., 47, 223-229.

_____,1996: Climatology of monthly and annual rainfall in Buenos Aires, Argentina. *Meteorol. Appl*., 3, 275-282.

Peters-Lidard,C. D., E. Blackburn, X. Liang, and E. F. Wood, 1998: The effect of the soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1209-1224.

Pielke, R.A., G. A. Dalu, J. S. Snook, T. J. Lee and T. G. Kittel, 1991: Nonlinear influence of mesoscale land use on weather and climate, *J. Climate,* **4,** 1053-1069.

_____, 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press, 612 pp.

Pisciottano, G., A. Diaz, G. Cazes, and C. R. Mechoso, 1994: El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. *J. Climate*, 7, 1286-1302.

Pisnichenko, I.A., T.A. Tarasova, J.P.R. Fernandez, and J. Marengo, 2006: Validation of the ETA WS regional climate model driven by boundary conditions from the HADAM3H over South America, Proceedings of the 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICHSMO, AMS), 24-28 de abril de 2006, Foz de Iguazú, Brasil , Publicación en CD ROM, ISBN 85-17-00023-4, 595-598.

Prohaska, F. J., 1976: Climates of Central and South America. World Survey of Climatology. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam,

Ramsay, B. H., 1998; The interactive multi-sensor snow and ice mapping system, *Hydrol. Processes*, **12**, 1537-1546.

Rao, G. V., and K. Hada,1990: Characteristics of the rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theor. Appl. Climatol* **42**, 81-90.

_____, and S. Erdogan, 1989: The atmospheric heat source over the Bolivian Plateau for a mean January. *Boundary Layer Meteor*., **46**, 13-33.

Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1995: A high resolution global Sea Surface Temperature climatology. *J. Climate,* **8**, 1571-1583.

_____, 1994: Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate,* **7,** 929-948**.**

Rind, D., 1982, The influence of ground moisture conditions in North America on summer climate as modeled in the GISS GCM. *Mon Wea. Rev.* , **110**, 1487-1494.

Richards, L.A. (1931). "*Capillary conduction of liquids through porous mediums*". PhD Thesis. Cornell University.

Riemann-Campe Kathrin , K. Fraedrich, F. Lunkeit, 2008, "Global Climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 Reanalysis", **Atmospheric Research**, submitted

Roads, J., R. Lawford, E. Bainto, E. H. Berbery, and coauthors, 2003: GCIP Water and Energy Budget Synthesis (WEBS). J. Geophys. Res., 108, D16, 8609, doi:10.1029/2002JD002583.

Robertson, A. W ., and C. R. Mechoso. 2000: Interannual and interrdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. *Mon Wea. Rev*., **128**, 3117-3123.

Robinson, D. A. and G. Kukla, 1985: Maximum surface albedo of seasonally snow-covered lands in the Northern Hemisphere. *J. Climate Appl. Meteor*., 24, 402-411.

Robock, A., L. Luo, E. F. Wood, F. Wen, K. E. Mitchell, P. R. Houser, J. C. Schaake, D. Lohmann, B. Cosgrove, J. Sheffield, Q. Duan, R. W. Higgins, R. T. Pinker, J. D. Tarpley, J. Basara, and K. C. Crawford, 2003: Evaluation of the North American Land Data Assimilation System over the southern Great Plains during the warm season, *J. Geophys. Res*., 108, NO, D22, 8846, doi:10.1029/2002JD003245.

Rogers, E., T. Black, B. Ferrier, Y. Lin, D. Parrish, and G. DiMego, 2001: Changes to the NCEP Meso Eta Analysis and Forecast System: Increase in resolution, new cloud microphysics, modified precipitation assimilation, modified 3DVAR analysis. NWS Technical Procedures Bulletin 488, NOAA/NWS.

Ropelewski, C. H., and S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.

_____, and S. Halpert, 1989: Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2, 268-284.

Rozante, J. R. and I. F. de A. Cavalcanti, 2006: Eta model experiments during the SALLJEX. *Proc. Eighth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanogrphy,* AMS, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006. ISBN 85-17-00023-4, Publicación en CD ROM, 1963-1968.

Salati E, and P.B. Vose , 1984: Amazon Basin: A system in equilibrium. Science 225: 129-138

Salio, P., M. Nicolini, and E. J. Zipser, 2006: Differences between SALLJ and No SALLJ events and its impact on the development of mesoscale convective systems over subtropical South America. Proceedings of the 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICHSMO, AMS), 24-28 de abril de 2006, Foz de Iguazú, Brasil , Publicación en CD ROM, 1163 –1170.

_____, and C. Saulo, 2002: Chaco low level jet events characterization during the austral warm season by ERA reanalysis. VAMOS/CLIVAR/WRCP Conference on South American Low Level Jet. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia, 5-7 February. (http://www-cima.at.fcen.uba.ar/sallj/SALL Conference extabsA43.pdf).

Saulo, A. C., M. Nicolini, and S. C. Chou, 2000: Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. *Climate Dyn.,* **16,** 867–881

Satyamurty, P., C. A. Nobre, and P. L. Silva Dias, 1998, Meteorology of the Tropics Chapter 3C South America, Meteorology of the Southern Hemisphere, AMS Monographs,119-140

Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U. and Heise, E., 1999, The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *J. Climate*, **12**, 722-741.

Schaake, J. C., V. I. Koren, Q. –Y. Duan, K. E. Mitchell, and F. Chen, 1996: Simple water balance model for estimating runnof at different spatial and temporal scales, *J. Geophys. Res*.,**101**, 7461-7475.

Schwarzkopf, M. Daniel and S. B. Fels, 1985: Improvements to the algorithm for computing CO2 transmissivities and cooling rates. J. Geophys. Res., 90, 10541-10550.

_____ and S. B. Fels, 1991: The simplified exchange method revisited.- An accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes. *J. Geophys. Res*., **96**, 9075-9096.

Schwerdtfeger, W, 1961: Stromungs-und temperaturfeld der freie atmosphare l1ber den Anden. Meteor. Rundsch., 14, 1-6.

Seth, A., and M. Rojas,2003: Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part I: Reanalyses boundary forcing, *J. Climate*, 16, 2437–2453.

_____, . and Giorgi, F.,1998: The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *J. Climate*,**11**, 2698-2712.

Siedlecki Mariusz, 2008, " Selected instability indices un Europe", Theoretical and Applied Climatology, DOI 10.1007/s00704-008-0034-4

Silva, V. B. S., and E. H. Berbery, 2006: Intense rainfall events affecting the La Plata basin. *J. Hydrometeor.,* **7**, 769-787.

Silva Dias, P. L. J. P. Bonatti, and V. E. Kousky, 1987: Diurnally forced tropical circulation over South America. *Mon. Wea. Rev.* , **115**, 1465-1478.

_____, P. L., W. H. Schubert, and M. DeMaria, 1983: Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J. Atmos. Sci*., **40**, 2689-2707.

Slingo, J.M., 1987: The development and verification of a cloud prediction model for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **113,** 899-927.

Soares, W. R., Marengo, J., 2006: The importance of the Low-level Jet east of the Andes on moisture transport over South America. Proceedings of the 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICHSMO, AMS), 24-28 de abril de 2006, Foz de Iguazú, Brasil , Publicación en CD ROM, ISBN 85-17-00023-4, 1197-1202.

Souza, J.R.S., F.M.A. Pinheiro, R.L.C. Araujo, H.S. Pinheiro, and M.G .Hodnett ,1996: Temperature and moisture profiles in soil beneath forest and pasture areas in eastern Amazon. In: Gash JHC, Nobre CA, Roberts 1M, Victoria RL (eds) Amazonian deforestation and climate. Chichester: John Wiley & Sons, pp 57-77.

Staudenmaier, M.J., and J. Mittelstadt, 1997: Results of the Western Region evaluation of the Eta-10 model. NWS WR Tech. Attach. 97-18, 4 pp.

Stull, Roland B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic. Publishers, 666 pp.

Trenberth, K. E. and Guillemot, C. J. ,1996, Physical processes involved in the 1998 drought and 1993 floods in North America. *J. Climate,* 9, 1288-1298.

Ulke, G. y M. Nicolini, 2005: Estudio de un episodio de Corriente en Chorro en Capas Bajas durante SALLJEX. Anales IX Congreso Argentino de Meteorología, "Tiempo, Clima, Agua y Desarrollo sostenible", Buenos Aires, 3-7 de octubre de 2005. ISBN 987-22411-0-4.

Uvo, C. B., C. A. Repelli, S. E. Zebiak, and Y. Kushnir, 1998: The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. *J Climate*, 11, 551-562.

Vargas, W. M., J. Minetti, and A. Poblete, 1995:Statistical study of climatic jump in the regional zonal circulation over South America. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 1-8.

_____, 1997: Inhomogeneidades en series de temperatura del Noroeste Argentino. Meteorológica., Vol. 2, 1.

Velasco, I., and J. M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res*., 92, D8, 9591**-9613.**

Vera, C. S., P. K. Vigliarolo, and E. H. Berbery, 2002: Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 684-699.

Virji, H., 1981, A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Mon. Wea. Rev*., **109**, 599-610.

Viterbo, P. 2001, A review of parametrization schemes for land surface processes, Meteorological Training Course Lecture Series, ECMWF, Shinfield Park, Reading, England.

Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, and H. von Storch, 1998: On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *J. Geophys. Res*., **103**, 14241-14259.

Wang, H., and R. Fu, 2002: Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America. *J Climate*, **15**, 1591-1608.

Wang, M., and J. Paegle, 1996: Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux. *J. Geophys. Res*., **101**, D3, 7291-7303.

Warner, T. T., R. A. Peterson, and R. E. Treadon, 1997: A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc*., **78**, 2599-2617.

Werth, D. and R. Avissar, 2002: The local and global effects of Amazon deforestation. J Geophys Res 107(D20): 8087, DOI:10.1029/200lJD000717.

Wild, M., A. Ohmura, H. Gilgen, and E. Roeckner, 1995: Validation of General Circulation Model Radiative Fluxes using surface observations. *J Climate*, **8**,1309-1324.

Williams, E., 1991: Comments on "Thunderstorms above frontal SI faces in environments with positive CAPE. Part I: A climatology." *Mon. Wea. Rev*., **119**,2511-2513.

Winninghoff, F. J., 1968: On the adjustment toward a geostrophic balance in a simple primitive equation model with application to the problem of initialization and objective analysis. Ph. D. Thesis, Dept of Meteorology, UCLA.

Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc*., **78**, 2539-2558.

Xu, K.-M., and D. A. Randall, 1996: A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3084-3102.

Xue, Y., F. de Sales, W.-P. Li, C. R. Mechoso, C. A. Nobre, and H.-M. Juang, 2006: Role of land surface processes in South American Monsoon development. *J. Climate*, **19**, 741-762.

____, M. J. Fennessy, and P. J. Sellers, 1996: Impact of vegetation properties on U. S. summer weather prediction. *J. Geophys. Res.*, **101D**, 7419-7430.

Zhou, J., and K. M. Lau, 1998: Does a monsoon climate exist over South America? *J. Climate*, **11**, 1020-1040.

Zipser, E. 2005: Heavy rainfall events in the South American monsoon region. Newsletter of the VAMOS project. N° **2**, 17-19

Zobler, L. 1986. A World Soil File for Global Climate Modelling. NASA Technical Memorandum 87802. NASA Goddard Institute for Space Studies, New York, New York, U.S.A.

Referencias electrónicas

http://www.atmos.umd.edu/~berbery/etasam

http://edafologia.ugr.es/introeda/tema03/tema.htm

http://www.met.utah.edu/jnpaegle/research/ALLS.html

http://www.joss.ucar.edu/salljex

http://www.pedosphere.com/resources/bulkdensity/triangle_us.cfm).

http://create.ucsd.edu/terraclima/arena/kit_contents/ARENAhandoutweb.pdf

Notas Técnicas de NCEP/NOAA

The Community NOAH Land-Surface Model (LSM) User's Guide,
Public Release V. 2.2.

National Centers for Environmental Prediction, 2001: NCEP Office Note 424, New Global Orography Data Sets.

National Centers for Environmental Prediction, 2001: OMB: RTG_SST Analysis.

NOAA, cited 2001: Satellite Services Division Operational Products and Services.