



Evaluación del Modelo Eta/SENAMHI en la previsión de la precipitación durante los periodos lluviosos 2002 y 2003.

Evaluation of the ETA/SENAMHI model in the forecasting of rainfall during rainy seasons 2002 and 2003.

GRINIA J. AVALOS ROLDÁN¹

¹ Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, SENAMHI, Casilla 11 1308, Lima 11, Perú.

gavalos@senamhi.gob.pe

Resumen

En este trabajo se evalúa el desempeño del modelo regional Eta/SENAMHI en el pronóstico de la precipitación durante los meses de verano (enero – marzo) de los años 2002 y 2003, sobre las regiones de Costa, Sierra y Selva del Perú. El desempeño del modelo fue evaluado a través del análisis del Coeficiente de Correlación de Pearson entre la precipitación observada y la precipitación pronosticada entre las 12-36-h de pronóstico, con la finalidad de evitar el problema del spin-up que se presenta en las primeras 12 horas de previsión. Adicionalmente se hizo una prueba de significancia de los coeficientes de correlación encontrados usando la *prueba t*; para finalmente estimar el bias. Para la evaluación del modelo se utilizó información de 195 estaciones meteorológicas provenientes de la Red Observacional del SENAMHI distribuidas a nivel nacional. Los resultados a nivel nacional indican que el modelo logró simular regímenes diferentes de la precipitación asociados al ENOS; es decir, el verano 2002 (Niña débil) fue particularmente más lluvioso que el verano 2003 (Niño débil), hecho que fue bien simulado por el modelo. En el análisis a nivel de regiones, el desempeño del modelo resultó ser mejor en Sierra y Selva, mientras que en la región costera, al igual que otros modelos regionales, el modelo Eta presentó limitaciones en la simulación de la precipitación que es principalmente estratiforme, observándose una sistemática sobrestimación de la precipitación diaria, no obstante, durante el verano 2003, el desempeño del modelo sobre áreas costeras fue mejor con un coeficiente de correlación hasta de 0.59 en el mes de febrero, debido a la predominancia de precipitación convectiva en la costa norte. En la Selva central oriental el modelo sobrestima, mientras que en la Selva norte tiende a subestimar la precipitación. Sobre la región Sierra el modelo presentó un mejor desempeño con correlaciones por encima de 0.5 en promedio en ambos periodos lluviosos.

Palabras claves: Modelo Eta, precipitación, previsión, validación, Perú.

Abstract

In the present paper we evaluate the performance of the regional ETA/SENAMHI model for rainfall forecasting during the summer months (January to March) of the years 2002 and 2003 over the Coast, Mountain, and Jungle regions of Peru. The performance of the model was evaluated using Pearson's Correlation Coefficient analysis for the 12-36 hrs forecast in order to avoid the spin-up problem that occurs in the first 12 hrs forecast. Additionally, the significance of the calculated correlation coefficients was tested using the *t*-test, finally we estimated the bias. To evaluate the model, information from 195 meteorological stations coming from the Observational Network of SENAMHI, distributed at the national level, was used. The results at a national level indicate that the model simulates well the inter-annual rainfall variability associated with ENSO. That is, for the summer of 2002 (weak La Niña), it was rainier than the summer of 2003 (weak El Niño), a fact that was simulated well by the model. The analysis made at a regional level showed that the performance of the model turned out to be better for the Mountain and Jungle regions, while for the Coastal region the model systematically overestimates daily rainfall. During the summer of 2002, the performance of the model over the coastal areas was deficient (correlations close to zero), while in the summer of 2003, the correlation showed higher values; they even reached 0.59 in the month of February. For the central eastern part of the Jungle, the model overestimates, while for the northern Jungle, it tends to underestimate rainfall. Over the Mountain region, the model shows a better performance, with correlation above 0.5 on average in both rainy periods.

Keywords: Eta Model, precipitation, forecast, validation, Peru.

INTRODUCCION

La necesidad de planificar las actividades humanas en función del factor clima, requiere de la implementación de procesos de predicción del tiempo y clima operacionales, siendo para ello una herramienta clave el uso de los modelos numéricos, que son abstracciones numéricas que permitan simular a través de aproximaciones, los procesos e interacciones físico-dinámicos del clima en diferentes escalas temporales. Desde la década de los ochenta, los modelos de predicción numérica del tiempo PNT, han ido evolucionando en complejidad y su desempeño cada vez es mejor; sin embargo, la mejora de los modelos numéricos en los últimos años no ha sido homogénea, pues las previsiones presentan incertidumbres, que pueden deberse a las condiciones iniciales, resolución del modelo, parametrización deficiente de los procesos físicos o a variables límite como la orografía, condiciones de superficie (albedo, vegetación, etc.) y condiciones de contorno en modelos de área limitada (García-Moya, 2004). En algunos eventos los pronósticos de la precipitación fallan, entre otras cosas, debido a una inadecuada representación de la intensidad y evolución de los sistemas del tiempo y a un deficiente esquema de convección; sin embargo, en otros eventos, el modelo logra simular muy bien los episodios de precipitación, logrando capturar correctamente aspectos importantes de los sistemas atmosféricos (Chou & Justí Da Silva, 1999). En consecuencia, la verificación constante de la calidad de las predicciones de cualquier modelo numérico del tiempo, es una necesidad en cualquier unidad de investigación, no sólo porque es un medio de evaluación del funcionamiento del modelo, sino porque permite realizar mejoras concretas y obtener todas las ventajas posibles de las predicciones. Berbery et al. (1996), al evaluar los resultados del modelo regional Eta del NCEP sobre Sudamérica, encontraron que estos resultados eran consistentes con lo observado, incluso, ellos encontraron que el modelo reproducía satisfactoriamente características importantes del ciclo diario del Low-Level Jet (LLJ). Chou & Justí da Silva (1999) en su evaluación

objetiva del pronóstico de la precipitación del Eta/CPTEC encontraron que los "scores" sobre Sudamérica decrecían sustancialmente durante eventos de lluvias severas. Asimismo, encontraron, que lluvias de ligera a moderada intensidad eran sobrestimadas y las de fuerte intensidad eran subestimadas por el modelo. Avalos (2005), en la validación de la precipitación del modelo Eta sobre Perú, encontró que en la región amazónica, mayores correlaciones se daban durante la época de estiaje.

La validación de un modelo de predicción numérica es un proceso que permite determinar la calidad del modelo a través de la verificación de las predicciones (Wilks, 1995), la que se lleva a cabo por comparación con campos observados, siendo la única forma de verificar objetivamente la calidad de las predicciones. Para complementar, Murphy & Winkler (1987), definen la verificación de los pronósticos de un modelo, como el proceso que involucra medir las relaciones que existen entre el pronóstico y la correspondiente observación, por lo tanto cualquier método de evaluación o verificación, necesariamente conlleva a investigar las propiedades conjuntas del par pronóstico-observación.

El objetivo del presente trabajo es evaluar las simulaciones de precipitación del modelo Eta/SENAMHI durante los periodos lluviosos correspondientes al verano 2002 y verano 2003, ambos periodos enmarcados en patrones sinópticos diferentes (Niña débil 2002 y Niño débil 2003, respectivamente, según la NOAA), con la finalidad de conocer la habilidad y limitaciones del modelo.

El modelo Eta

El modelo Eta, es un modelo hidrostático de área limitada, cuya característica más destacada es el empleo de la coordenada vertical "Eta" (η) que es una generalización de la coordenada sigma (Mesinger, 1984). El uso de esta coordenada permite reducir los errores en los cálculos de la fuerza de gradiente de presión, advección y difusión horizontal sobre topografías irregulares y de gran pendiente como la Cordillera de los Andes ya que sus superficies cuasi-horizontales así lo avalan.

Como todos los modelos de predicción numérica del tiempo, el modelo Eta incorpora dentro de su

parte física parametrizaciones de algunos procesos físicos evaluados en otras latitudes que han sido discutidos en algunos artículos (Tabla 1). La precipitación de gran escala es representada en forma explícita (Zhao et al., 1991) y respecto a la parametrización de la precipitación convectiva, el modelo usa el esquema de Betts - Miller (Betts, 1986; Betts y Miller, 1986), modificado por Janjic (1994). Este esquema está basado en la representación directa de los estados de cuasi-equilibrio establecidos por la convección, es decir, trata de ajustar los perfiles de temperatura y humedad a unos perfiles que se asemejan lo más posible a los perfiles observados en ambientes convectivos (perfil de referencia) en tres niveles: la base, el nivel de congelamiento y el tope de la nube convectiva. Cuando el esquema prevé que en un punto de la grilla hay convección, ajusta el perfil de la columna de ese punto grilla al perfil de referencia. Este esquema no incluye ni parametrización de la microfísica de nubes, ni de la condensación explícitamente resuelta por el modelo. Sin embargo, presenta muy buenos resultados en términos de cantidad de precipitación, aunque los perfiles verticales previstos no se ajustan bien a los observados (sobre todo porque los

perfiles del ajuste se dedujeron de campañas de observación en los trópicos). El Centro de Predicción Numérica – CPN del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología SENAMHI, viene corriendo el modelo Eta en forma operacional desde julio del año 2000 (considerando el esquema de convección Betts-Miller hasta el 2006, y con el esquema Kain-Fritsch, a partir del 2007). Las condiciones iniciales y de borde fueron tomados de la corrida de las 0000 UTC del Modelo Global de Aviación (AVN) del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) de los Estados Unidos con intervalos de 6 horas. Las previsiones del modelo se extienden hasta las 72 horas y cubren todo el territorio peruano (Fig. 1) con un tiempo de integración de 6 horas, y son proporcionadas una vez al día con 48 Km de resolución horizontal y 38 niveles en la vertical de los cuales 17 se encuentran por debajo de los 700 hPa sobre áreas con baja topografía. Esta resolución es buena en niveles por debajo de esa superficie isobárica pero puede ser demasiado gruesa sobre áreas de gran pendiente, donde los niveles verticales que están por encima de los 35 hPa pueden no resolver apropiadamente la interacción entre los procesos superficiales y atmosféricos en esa área (Berbery & Collini, 2000).

Tabla 1. Principales características del modelo Eta/SENAMHI

		<i>Referencias</i>
Resolución	48 Km, 38 niveles	
Dominio	5°N - 35°S; 88°W - 63°W	
Centro de la grilla	15°S; 75W	
Número de puntos de grilla	4131	
DT (seg)	120 seg	
Tiempo de CPU (Hrs)	01: 00 hora	
Plazo de previsión	72 Horas	
Tipo de grilla	Semi escalonada - Arakawa tipo E	Arakawa y Lamb, 1977
Coordenada vertical	Eta	Mesinger F., 1984
Parametrización de la Convección	Betts - Miller	Betts y Miller, 1986
Parametrización de la Capa Límite	Mellor - Yamada 2.5	Mellor G., Yamada T., 1974
Parametrización de la Radiación	GFDL	Lacis y Hasen 1974, Felds y Schwarzkopf 1975
Condiciones iniciales y de contorno	NCEP	

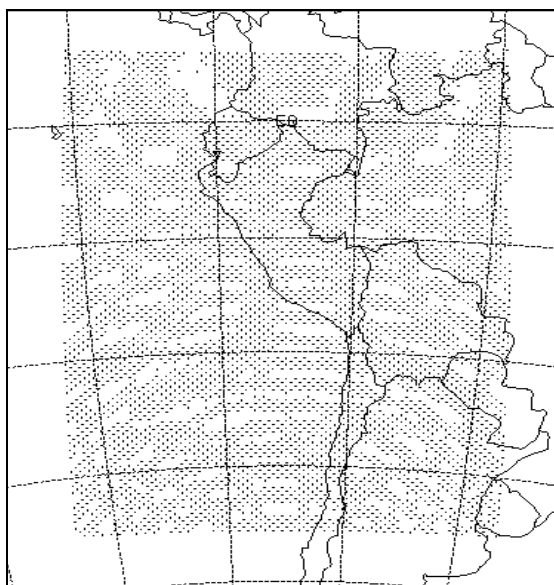


Fig. 1. Domino y resolución de la grilla del modelo Eta/SENAMHI.

AREA DE ESTUDIO Y METODOLOGIA

Información observada y del modelo

La evaluación del pronóstico de la precipitación del modelo Eta/SENAMHI en la Costa, Sierra y Selva del Perú, fue realizada durante el verano del hemisferio Sur, correspondiente a los meses de enero, febrero y marzo de los años 2002 y 2003 (EFM2002 y EFM2003), época en que se incrementan las lluvias en todo el país. Se utilizó información pluviométrica diaria y mensual de 195 estaciones meteorológicas pertenecientes a la Red Observacional del SENAMHI cuya distribución puede observarse en la Figura 2. La precipitación diaria observada fue interpolada en una grilla de 48 Km. (grilla del modelo) usando el método del análisis objetivo de Cressman, (Cressman G., 1959, citado por Avalos, 2005), el cual crea patrones ordenados a partir de condiciones distribuidas aleatoriamente. Este esquema esta basado en un radio de influencia para modificar los valores de puntos de grilla alrededor de cada observación. Así, se generan grillas de datos observados con resolución espacial similar a la del modelo resultando ser más práctico al momento de comparar pronósticos y observaciones.

La precipitación observada mensual fue calculada de la información diaria y las unidades utilizadas son: mm día^{-1} y mm mes^{-1} .

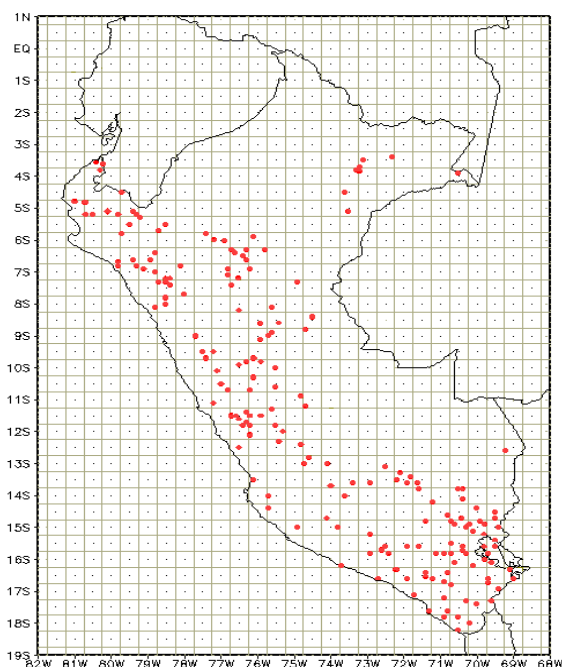


Fig. 2. Distribución de Estaciones Meteorológicas para la evaluación del modelo Eta/SENAMHI.

Metodología

El desempeño del modelo en el pronóstico de la precipitación fue evaluado a través del análisis del *Coficiente de Correlación de Pearson* entre las series temporales observadas y pronosticadas (Wilks, 1995), siguiendo la metodología que Berbery & Collini (2000) y Berbery & Rasmusson

(1999), utilizaron para validar la precipitación pronosticada por el modelo Eta en las cuencas de los ríos La Plata y Mississippi respectivamente.

El coeficiente de correlación es definido como:

$$r = \frac{1/n * \sum (x_i - x_m) * (y_i - y_m)}{((1/n * \sum (x_i - x_m)^2) * (1/n * \sum (y_i - y_m)^2))^{1/2}} \quad (1)$$

En donde:

X_i: precipitación observada diaria

Y_i: precipitación pronosticada diaria entre las 12 36h

X_m, Y_m: Media de la precip. observada y pronosticada

n: tamaño de la muestra

Teniendo en cuenta que el valor de r tiende a estar influenciado por el tamaño de la muestra, el siguiente paso fue probar que tan significativas eran las correlaciones. Para realizar el contraste:

$$H_0: r = 0$$

$$H_1: r \neq 0$$

se construyó el siguiente estadístico de contraste:

$$t = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (2)$$

que sigue una distribución t-Student con n – 2 grados de libertad.

Donde:

t : t calculado

n : tamaño de la muestra

r : coeficiente de correlación de Pearson

r² : coeficiente de determinación

H₀ : Hipótesis nula

H₁ : Hipótesis alterna

El valor del t tabular, bajo la distribución t(n-2,α/2) de dos colas, con n – 2 grados de libertad y α = 0.05, se calculó con ayuda de la tabla estadística.

La validación del modelo se realizó en dos escalas de análisis. En la validación a nivel nacional, se compararon punto a punto las precipitaciones mensuales observadas en 195 estaciones meteorológicas con los acumulados mensuales previstos por el modelo Eta. Los campos mensuales pronosticados fueron calculados a partir de la

precipitación diaria pronosticada, la que a su vez fue calculada sumando las precipitaciones pronosticadas por el modelo entre las 18-36 horas de previsión, (7am a 7am hora local), para evitar el problema del *spin-up* que se presenta en las primeras 12 horas de pronósticos debido al ajuste de las condiciones iniciales y de la física del modelo (Palmeira et. al., 2003).

En la validación a nivel regional, se procedió a correlacionar la precipitación diaria pronosticada por el modelo Eta entre las 18 - 36 horas de previsión, con la precipitación diaria observada en 19 estaciones de Costa, 55 estaciones de Sierra y 29 estaciones de Selva, donde la precipitación diaria observada viene a ser la precipitación de todas las estaciones de la región sumada en un día y dividida entre el número total de estaciones; en tal sentido, un punto en el diagrama de dispersión, representa la precipitación diaria promedio en todas las estaciones de la Costa, Sierra y Selva

Finalmente, se calculó el Bias para determinar el error sistemático de los datos mensuales y diarios del modelo frente a las observaciones (Nutter y Manobianco, 1998).

$$\text{Bias} = 1/N \sum_{i=1}^N (P_{\text{mod}} - P_{\text{obs}}) \quad (3)$$

Donde:

P_{mod} = precipitación pronosticada por el modelo

P_{obs} = precipitación observada

N = número de observaciones

RESULTADOS

Precipitación estival a nivel nacional

EFM 2002

La Figura 3 muestra la distribución espacial de la precipitación mensual observada y pronosticada por el modelo durante el verano del 2002. Este periodo corresponde a la estación de mayor humedad y calentamiento, cuando el Monzón de Sudamérica está más activo sobre continente, especialmente en el lado este y norte de la Cuenca Amazónica y los vientos alisios son bloqueados y desviados por los Andes (Burgoa, 2007; Road et. al., 2003). Estas características se presentan también durante episodios La Niña, cuando el norte de Brasil tiende a estar anómalamente húmedo debido a la desintensificación del Jet de Niveles Bajos (Low

Level Jet - LLJ), el cual advecta menor cantidad de humedad desde la amazonía hacia la cuenca del Río de La Plata (Road et. al., 2003). Durante esta estación, la ZCIT se encuentra en su posición más austral y es la responsable de fuertes precipitaciones sobre áreas costeras del extremo norte y noreste de Sudamérica, afectando inevitablemente la selva norte de Perú lo cual puede corroborarse en los meses de febrero (Fig. 3c) y marzo (Fig. 3e) en donde se observaron valores acumulados de hasta 470 mm mes^{-1} ; sin embargo, el modelo no logra simular tal comportamiento, por el contrario tiende a subestimar la precipitación (Figs. 3d y 3f) pronosticando acumulados que bordean los 300 mm mes^{-1} . El núcleo de máxima precipitación que se observa en la Selva central (10°S y 75°W) en el mes de febrero (Fig. 3c), fue simulado por el modelo aunque con una ligera variación en su ubicación que se prolonga a lo largo de toda la vertiente oriental de la Cordillera (Fig. 3d), produciendo y sobrestimando lluvias que Garreaud & Seluchi (2002) califican como “falsa alarma” del modelo. Asimismo, el núcleo de máxima que se observa en las inmediaciones de San Gabán y Tambopata (Selva sur: 13°S y 70°W), en términos espaciales fue simulado por el modelo, no obstante una variación ligera en su ubicación.

Durante el mes de enero, en la Costa norte puede evidenciarse una notoria diferencia. Según lo observado (Fig. 3a) se registraron lluvias por debajo de los 60 mm mes^{-1} ; sin embargo el modelo muestra un exceso de precipitación con valores entre 60 y 180 mm mes^{-1} (Fig. 3b). Un comportamiento similar se observa en los siguientes meses de febrero y marzo (Figs. 3 c,d y 3 e,f), en donde el modelo prevé lluvias de hasta 480 mm mes^{-1} , cuando en realidad las estaciones reportaron precipitaciones entre 240 y menores a 60 mm mes^{-1} . Es preciso señalar, que la

costa norte del Perú se encuentra muy cerca a las fronteras lateral izquierda y superior del dominio, las que pueden generar ruido (ondas cortas) por efecto de borde, que producen falsa precipitación. Además, hay que considerar que la interpolación (análisis objetivo de Cressman), es sensible al radio de influencia que subjetivamente se le determine, y puede no representar exactamente los campos de precipitación, por lo que los diagramas de dispersión de la figura 5 ayudan a complementar el análisis.

Otra diferencia importante es la que se observa al norte del lago Titicaca (región del Altiplano); mientras que lo observado da cuenta de precipitaciones entre 60 y 180 mm mes^{-1} (ver Figs. 3a, 3c y 3e), el modelo pronostica precipitaciones por debajo de 60 mm mes^{-1} . Diferencias importantes también se observaron en el departamento de Amazonas, (Selva norte; 4° - 5°S y 77° - 79°W), en donde las observaciones dan cuenta de acumulados entre 60 y 180 mm mes^{-1} , mientras que el modelo previó precipitaciones entre 340 y 480 mm mes^{-1} .

EFM 2003

A diferencia del verano anterior, el verano del 2003 se caracterizó por la disminución de las precipitaciones en la amazonía peruana debido al fortalecimiento del Anticiclón o Cuña Anticiclónica del Atlántico Sur y del LLJ, disminuyendo la advección de humedad hacia la amazonía peruana e incrementándose hacia la Cuenca del Río de la Plata (Avalos, 2005). Este hecho se evidencia al comparar los acumulados mensuales del periodo lluvioso 2003 con los acumulados mensuales del verano 2002, tendiendo el bias a ser mas seco durante el verano 2003 ($< 1 \text{ mm día}^{-1}$), particularmente en la región sur de la Sierra.

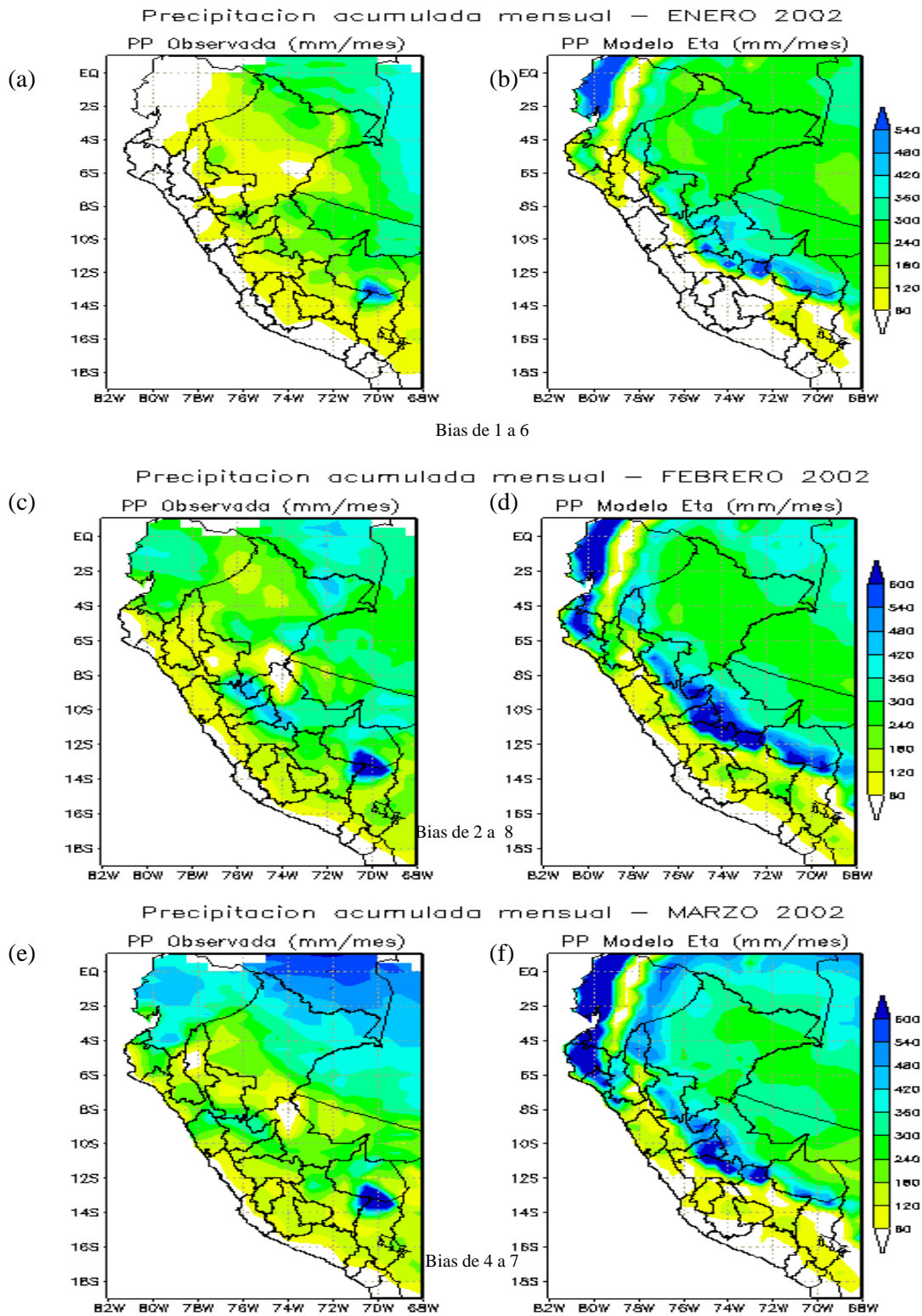


Fig.3. Campo de precipitación mensual observada (a,c,e) y pronosticada (b,d,f) durante el periodo lluvioso EFM 2002. Rango del bias de precipitación mensual (mm día^{-1}) promediado en diferentes sectores (ver bias por sectores en apéndice 3).

La máxima precipitación que se observa en la vertiente oriental de los Andes (Selva centro y sur) en los meses de enero y marzo (Figs. 4a y 4e), en términos de distribución espacial fue simulado por el modelo (Figs. 4b y 4f), con bias húmedo de 8 mm día⁻¹. Es importante añadir que durante ambos periodos lluviosos, el mes de febrero se caracterizó por la deficiencia de lluvias. Las diferencias espaciales entre lo observado y lo pronosticado sobre la región Amazonas presentes en el verano anterior, nuevamente se evidencian en los meses de enero y marzo (Figs. 4a,b y 4e,f); asimismo, sobre la Costa norte de Perú en los meses de febrero y marzo (Figs. 4c,d y 4e,f). Al igual que en EFM 2002, el modelo tiende a sobrestimar la precipitación en el lado oriental de la Cordillera en casi un 100%, con montos por encima de los 600 mm mes⁻¹ cuando en realidad no excede los 360 mm mes⁻¹. Este error estaría asociado a la deficiencia del modelo en representar correctamente la convergencia de humedad en bajos niveles, previo al inicio de la convección (Dunn y Horel, 1994), proceso que se intensifica durante la estación de verano, cuando el flujo de aire cálido y húmedo procedente del Océano Atlántico y de la amazonía brasilera choca con la pendiente este de la Cordillera.

A diferencia del periodo anterior, los núcleos de máxima precipitación observados en febrero y marzo del 2002 sobre el noreste de Iquitos (Selva norte) no se dieron durante el presente periodo; y el modelo presentó un ligero exceso de lluvias sobre esta zona de aproximadamente 50%. Asimismo, en febrero y marzo el modelo pronosticó lluvias en el Altiplano menores a 60 mm (Figs. 4d y 4f), mientras que para el mes de enero se observa un mejor desempeño al sur del departamento de Puno, mas en el sector norte el modelo sigue dando valores deficitarios de aproximadamente 50% menos que lo observado (Fig. 4b). Entre los meses de febrero y marzo, se presentaron intensas precipitaciones en la Sierra sur del país, ocasionando inundaciones en algunas localidades de los departamentos de Puno y Cusco (Predes, 2003).

Los diagramas de dispersión para los periodos lluviosos 2002 y 2003 (Figs. 5a,b,c y 5d,e,f), muestran una nube de puntos con correlaciones que van desde 0.13 hasta 0.35 en el verano 2002, y de 0.33 a 0.41 en el verano 2003. El hecho que los puntos se aglutinen hacia el eje Y, indica una ligera tendencia hacia valores más altos de precipitación pronosticada, lo cual es consistente con las figuras

10 y 11 en donde el modelo tendió a sobrestimar la precipitación, principalmente en la vertiente oriental y costa norte del país. No obstante que las correlaciones fueron menores a 0.5 (ver tabla del anexo 1), éstas tuvieron un nivel de significancia de 95%, a excepción de los meses de febrero y marzo 2002 en donde las correlaciones fueron 0.16 y 0.13 respectivamente. Una mejor correlación entre el modelo y las observaciones se obtiene durante el invierno o periodo seco (no se muestra en este artículo) con correlaciones que van desde 0.45 hasta 0.72 en JJA 2002 y de 0.67 a 0.76 en JJA 2003, además de una menor dispersión de puntos (Avalos, 2005), lo cual es un indicativo que ante la predominancia de convección profunda (verano), el desempeño del modelo disminuye.

Precipitación estival a nivel de regiones

EFM 2002

Una verificación aún más exigente consiste en determinar si el modelo es capaz de simular no sólo el total de precipitación acumulada en un mes [donde días secos o de escasa precipitación pueden estar compensados con días de mucha precipitación] sino también el carácter episódico de la actividad convectiva, a través de una verificación de la precipitación diaria pronosticada.

En la marcha diaria de la precipitación durante el periodo lluvioso 2002, se observó que el modelo sobrestimó en demasía la precipitación sobre la costa (Figs. 6a, 6d y 6g). Así por ejemplo, el desempeño del modelo fue deficiente a partir de la segunda quincena de enero y febrero (Figs. 6a y 6d); no obstante el modelo logró simular correctamente el evento lluvioso ocurrido entre los días 3 y 4 de febrero. En el mes de marzo el modelo no guarda un comportamiento coherente con lo observado lo cual es consistente con la baja correlación encontrada durante este mes (Fig. 7g).

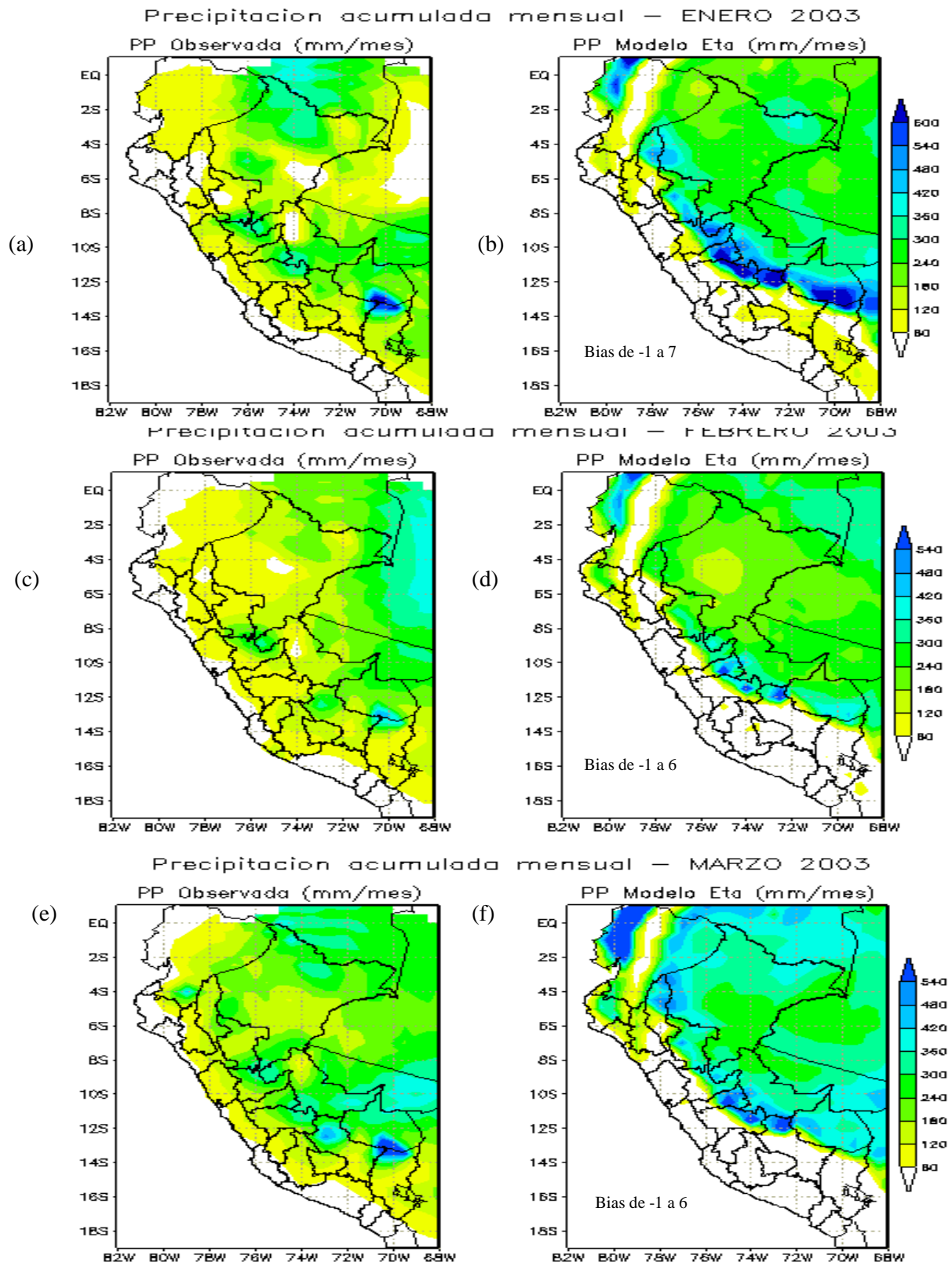


Fig.4. Campo de precipitación mensual observada (a,c,e) y pronosticada (b,d,f) durante el periodo lluvioso EFM 2003. Rango del bias de precipitación mensual (mm día^{-1}) promediado en diferentes sectores (ver bias por sectores en apéndice 3).

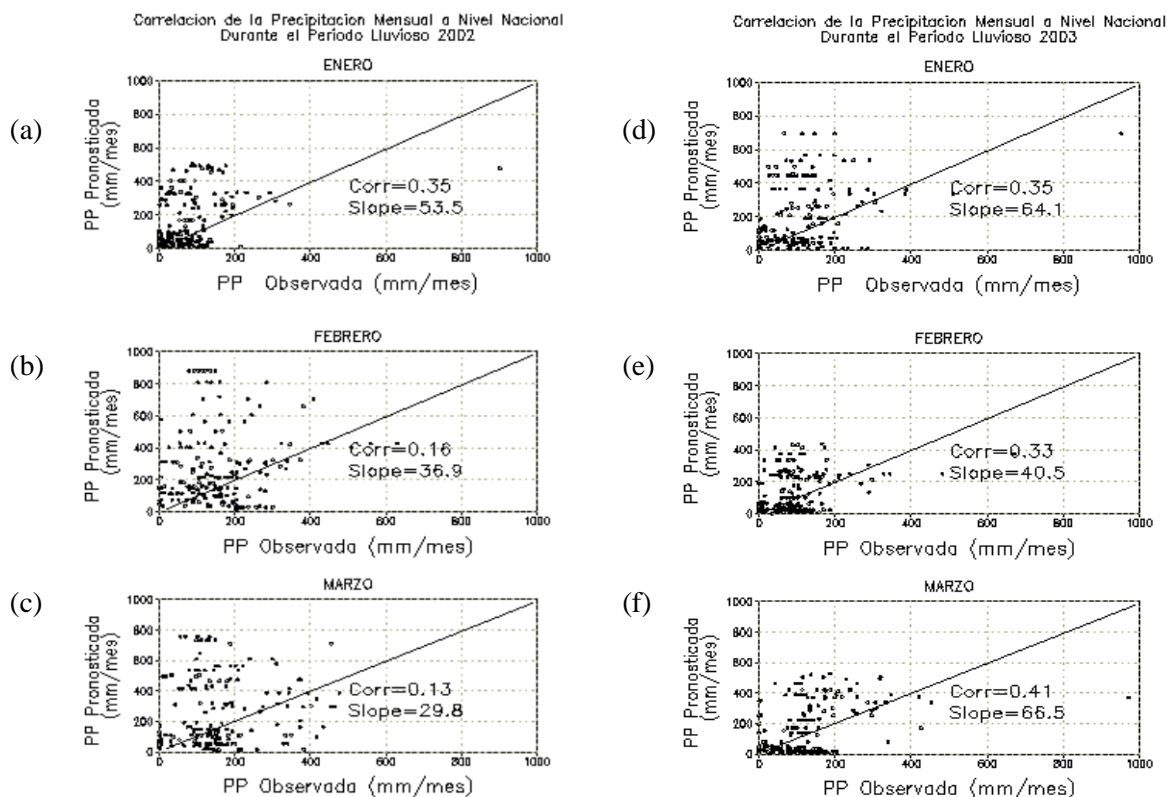


Fig. 5. Correlación entre la precipitación mensual observada y pronosticada por el modelo regional Eta durante dos periodos sinópticamente diferentes: verano 2002, Niña débil (izquierda) y verano 200, Niño débil (derecha).

En Sierra (Figs. 6b, 6e y 6h, el comportamiento diario de la precipitación pronosticada y la observada muestra una mayor correspondencia, en particular durante el mes de enero (Fig. 6b), mes en donde el modelo logra simular con éxito la tendencia de la variación diaria de la precipitación observada, aunque con magnitudes ligeramente diferentes. Al igual que en el análisis del campo mensual, el modelo presenta una tendencia a subestimar la precipitación en la Sierra, hecho que es más evidente en el mes de marzo (Fig. 6h). En la Selva (Figs. 6c, 6f y 6i), puede observarse que algunos episodios convectivos (picos) fueron captados con gran éxito por el modelo como los del 5 de enero (Fig. 6c), 3 de febrero (Fig. 6f) y 13 y 23 de marzo (Fig. 6i). Aunque las tendencias son buenas desde el punto de vista cualitativo; cuantitativamente el desempeño del modelo fue variable ya que debido al carácter convectivo de la precipitación sobre esta región, su promedio espacial puede en algunos casos estar dominado por valores altos en unos pocos puntos del retículo (Garreaud y Seluchi, 2002).

Durante EFM del 2002, puede observarse que la nube de puntos en la región Costa (Figs. 7a, 7d y 7g) tiende a aglutinarse hacia el eje Y; es decir, la precipitación pronosticada fue mucho mayor que la real y las correlaciones fueron 0.16 en marzo, 0.29 en enero y 0.45 en febrero, resultando ser significativa esta última. [Berbery y Collini en el 2000, evaluando el desempeño del modelo Eta del NCEP sobre Sudamérica, encontraron valores similares en las cercanías de la costa noreste de Brasil (correlación de 0.41) durante la primavera de 1997, con precipitaciones por encima de los 500 mm mes⁻¹, cuando en realidad las observaciones no excedían los 100 mm mes⁻¹]. Una de las causas atribuibles a la sobrestimación de la precipitación en zonas costeras, según Manikin et al. (1988), tiene que ver con el esquema de convección del modelo propuesto por Betts y Miller (1986). Este esquema usa dos perfiles de referencia, uno sobre mar y otro sobre continente (a temperatura y humedad ambiente) de modo que cuando la convección se inicia estos perfiles son activados. El problema surge cuando las masas de aire húmedo que son transportadas desde el mar hacia

continente, puedan ser asumidas como muy húmedas para una atmósfera supuestamente seca sobre continente, por lo tanto siendo inestables accionan la convección generándose fuertes precipitaciones. El mismo autor añade que una segunda causa podría ser que el modelo no tiene un control explícito de la capa de inversión que pueda inhibir la convección.

Mejores resultados se encontraron en la región Sierra (Figs. 7b, 7e y 7h), con correlaciones que van desde 0.40 en febrero hasta 0.77 en enero, indicando una menor dispersión en el mes de enero principalmente. [Recodar que una correlación elevada no implica causalidad, sólo evidencia una tendencia lineal entre las precipitaciones observada y pronosticada]. Contrariamente a lo observado en la Costa, se evidencia una ligera tendencia hacia menores valores

de la precipitación pronosticada, no obstante las correlaciones fueron significativas. Un análisis similar en la región Selva indica que la precipitación del modelo tiende a ser ligeramente mayor que lo observado con correlaciones que varían entre 0.4 y 0.58, presentándose una menor dispersión en el mes de febrero (Fig.7f). La menor cantidad de precipitación pronosticada en la Sierra en comparación de la Selva puede deberse a una excesiva fuente de calor latente sobre la parte central este de la amazonía, según Gandu y Silva Dias (1998), lo cual puede favorecer a un incremento de la subsidencia en el lado oeste (Costa y parte de la Sierra de Perú) o áreas vecinas inhibiendo la convección.

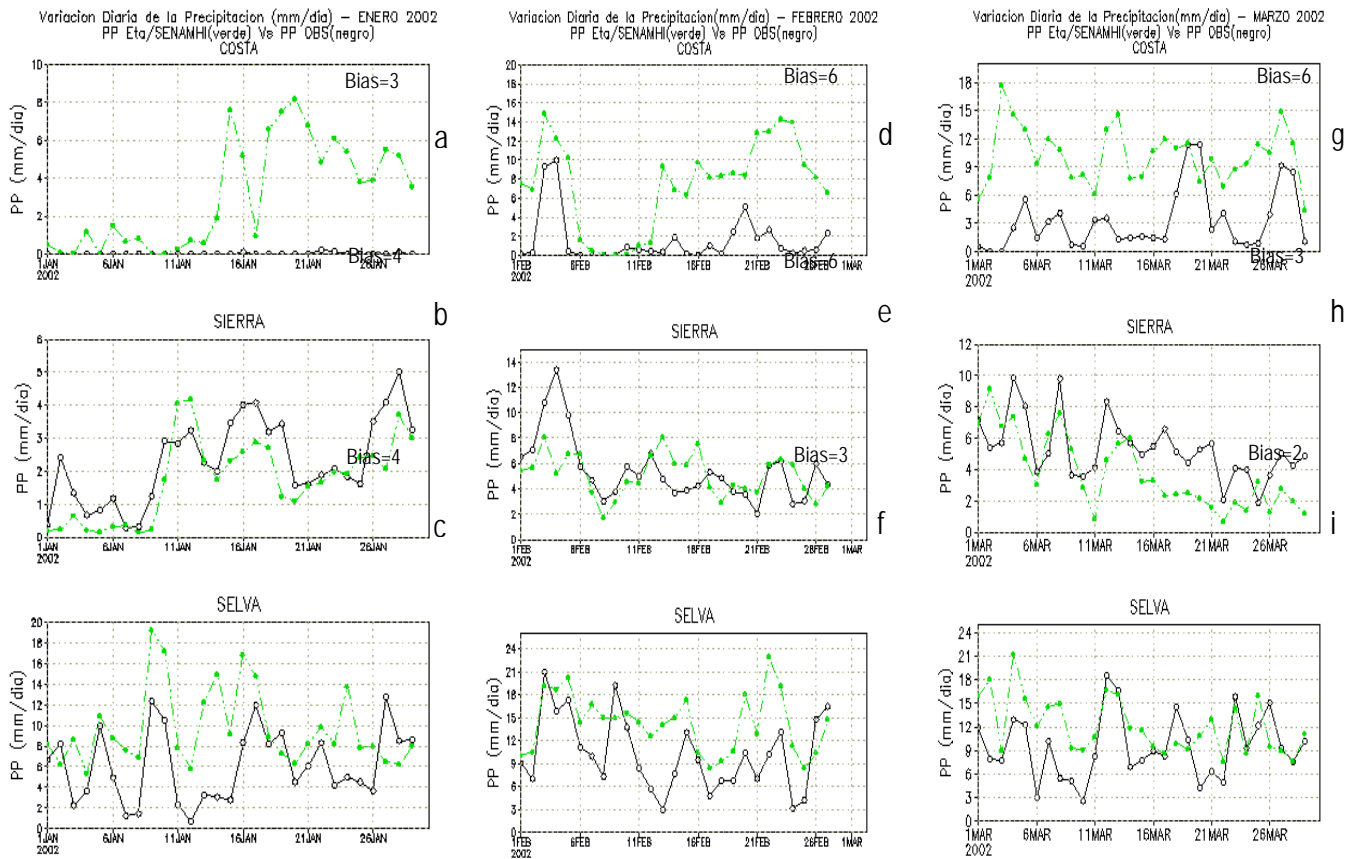


Fig. 6. Bias (mm dia^{-1}) y variación diaria de la precipitación observada (en negro) y la precipitación pronosticada por el modelo Eta (en verde), durante el periodo lluvioso EFM 2002. Costa (a,d,g), Sierra (b,e,h) y Selva (c,f,i).

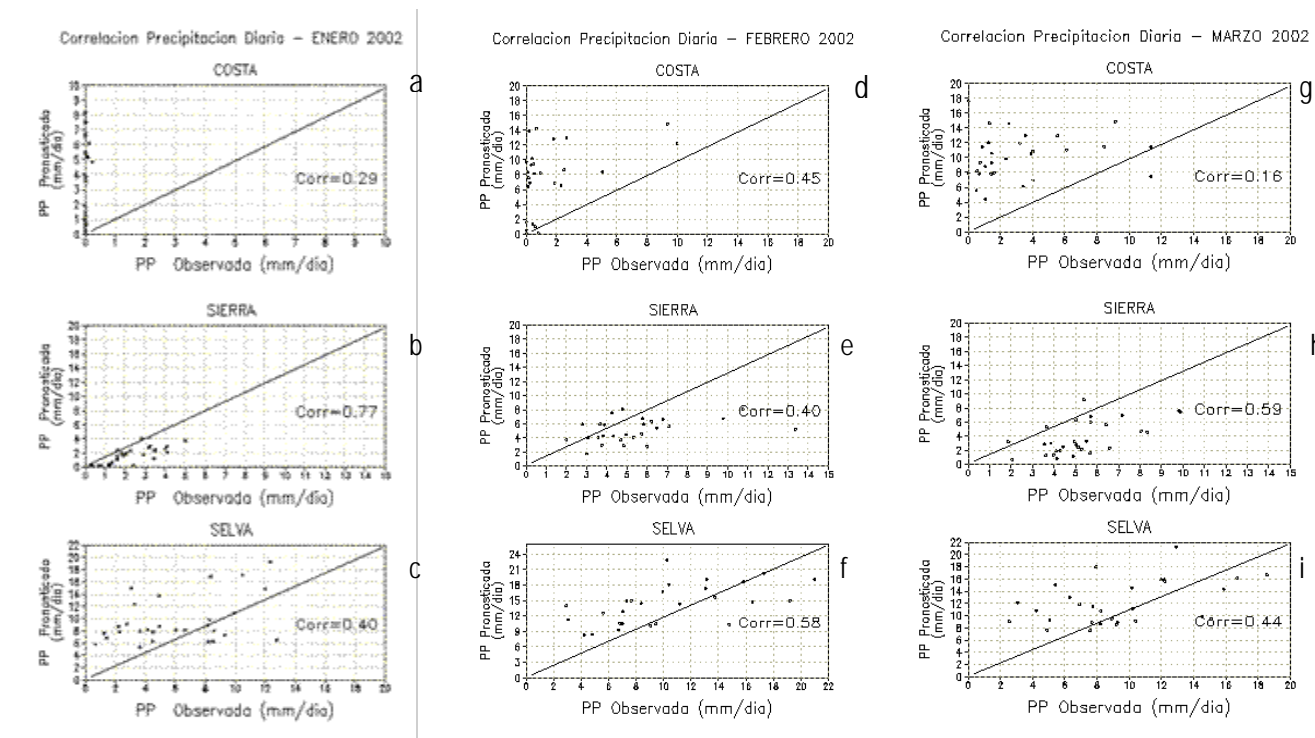


Fig.7. Correlaciones entre la precipitación observada y la precipitación pronosticada por el modelo Eta durante el periodo lluvioso EFM 2002. Costa (a,d,g), Sierra (b,e,h) y Selva (c,f,i).

EFM 2003

En el periodo lluvioso 2003, el modelo continuó sobrestimando lluvias en la región Costa (Figs. 8a, 8d y 8g), pero a diferencia de EFM 2002, las correlaciones fueron más altas (ver anexo de anexo 4), siendo el mes de febrero ($r=0.59$) el que presentó una menor dispersión de los datos (Fig. 9d). Las correlaciones resultaron ser significativas para los meses de enero y febrero, mas no para marzo ($r=0.27$). Siendo el verano la estación en donde se intensifican las lluvias convectivas en la costa norte; siendo febrero el mes en donde climatológicamente las lluvias logran su máxima intensidad, y conociendo que el modelo carece de una parametrización explícita de las nubes estratos, más no de las nubes convectivas, se entiende que el desempeño del modelo haya sido mejor durante el mes de febrero de ambos años.

En la Sierra, el modelo logra simular con mayor acierto algunos eventos lluviosos y no lluviosos, lo cual es consistente con correlaciones significativas que van de 0.45 a de 0.67 (ver tabla de anexo 2), sobretodo durante el mes de marzo (Figs.8h y 9h); aun así, mejores resultados se obtuvieron durante el verano anterior. Nuevamente el modelo subestima la

precipitación sobre esta región, hecho que es más marcado en los meses de febrero y marzo (Figs. 8e y 8h). Esto es consistente con los resultados de Dunn y Horel (1994), quienes observaron un comportamiento similar del modelo Eta sobre la zona montañosa de Arizona – USA; es decir, subestimación de precipitación en zonas de fuertes precipitaciones, que ellos atribuyeron a una inadecuada representación del incremento de humedad en los niveles más bajos, previo al inicio de la convección.

Finalmente, sobre la región amazónica (Figs. 8c, 8f y 8i), la precipitación prevista por el modelo reprodujo parcialmente la tendencia de la variación diaria de la precipitación observada, aunque con montos acumulados diferentes. En comparación al verano anterior las correlaciones fueron muy bajas (entre 0.12 y 0.5) resultando ser no significativas en febrero ($r=0.12$) y en marzo ($r=0.34$). Al igual que EFM 2002, los resultados de los diagramas de dispersión indican que la precipitación pronosticada fue mayor en Costa y Selva mas no así en la región Sierra.

EVALUACIÓN DEL MODELO ETA/SENAMHI

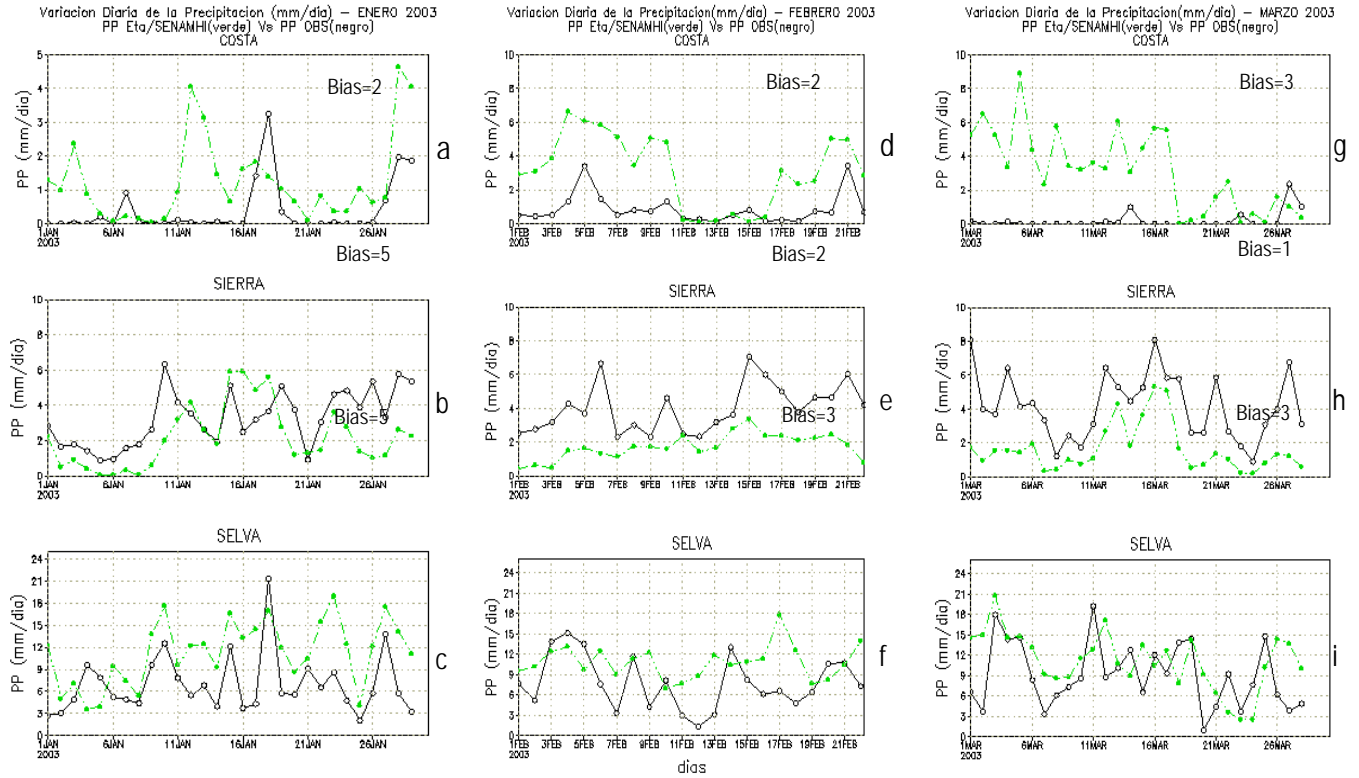


Fig. 8. Bias (mm día^{-1}) y variación diaria de la precipitación observada (en negro) y pronosticada por el modelo Eta (en verde), durante el periodo lluvioso EFM 2003. Costa (a,d,g), Sierra (b,e,h) y Selva (c,f,i).

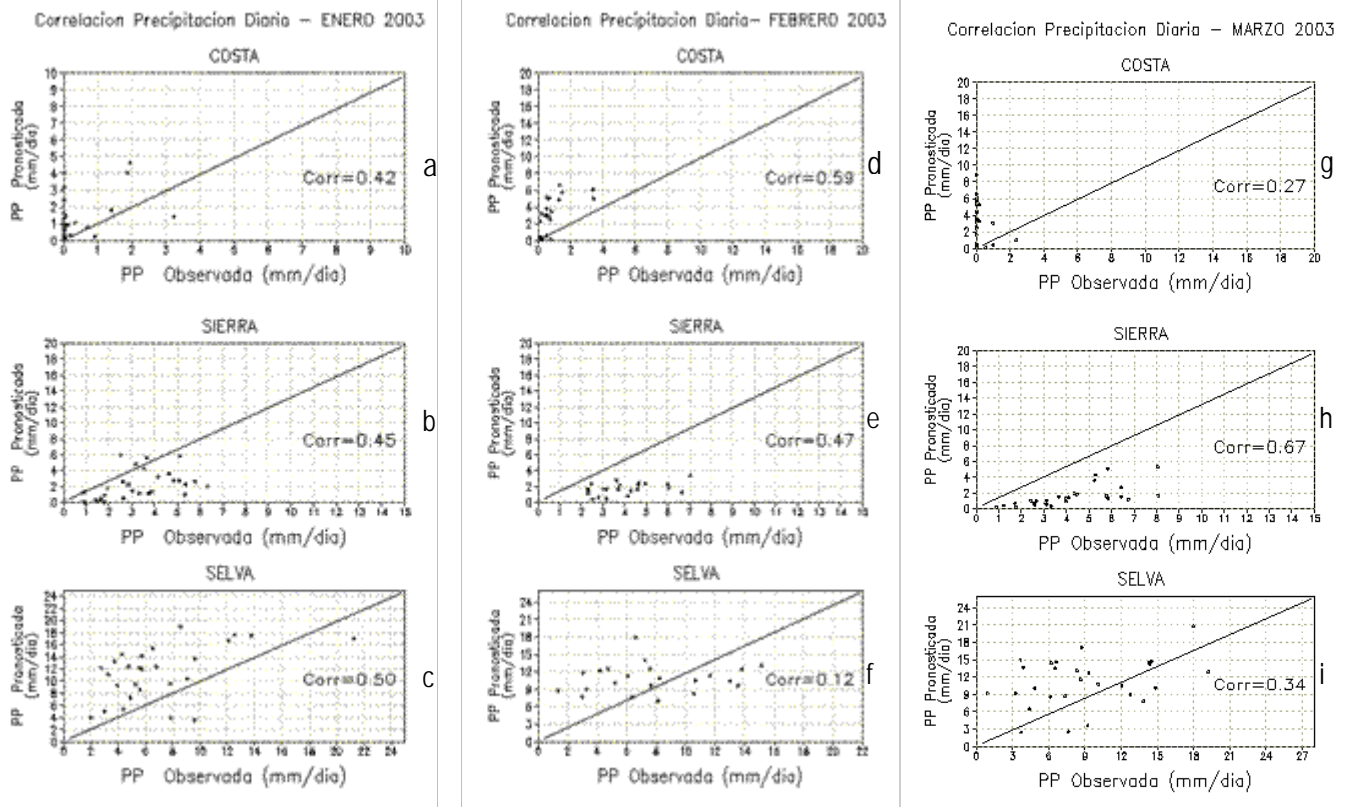


Fig.9. Correlaciones entre la precipitación observada y la precipitación pronosticada por el modelo Eta durante el periodo lluvioso EFM 2003. Costa (a,d,g), Sierra (b,e,h) y Selva (c,f,i).

CONCLUSIONES

El desempeño del modelo Eta/Senamhi en el pronóstico de la precipitación a corto plazo, es evaluado durante dos periodos lluviosos consecutivos, correspondientes a eventos débiles de La Niña 2002 y El Niño 2003, sobre un dominio centrado en el Perú, con una resolución espacial de 48 Km, a través del coeficiente de correlación y el Bias.

La primera y mas obvia conclusión es que el modelo logra representar de modo realista el patrón espacial de la precipitación asociado a condiciones sinópticamente diferentes, logrando simular el incremento de la precipitación observado durante el verano 2002 (Niña débil) y de deficiencia en el verano 2003 (Niño débil); lo cual sugiere que el modelo puede diferenciar cambios de los patrones de circulación a gran escala, a pesar que el patrón de precipitaciones real está influenciado fuertemente por la topografía.

A nivel diario, en la Sierra el modelo presentó un mayor bias del orden de $4,3 \text{ mm día}^{-1}$, siendo mayor en febrero del 2002 (6.0 mm día^{-1}), mientras que durante el periodo lluvioso 2003, el bias fue de 2.2 mm día^{-1} con un máximo de 4.5 mm día^{-1} durante enero; en Selva, el modelo presentó un bias de $3,3 \text{ mm día}^{-1}$ en el verano 2002 y 3.8 mm día^{-1} en el 2003, mientras que en la Costa el bias del verano 2002 fue de 5 mm día^{-1} y 2.5 mm día^{-1} en el verano 2003, con correlaciones promedio a nivel diario del orden de 0.3 y de 0.45, respectivamente. No obstante la sistemática sobrestimación, el modelo, logra simular la mayoría de los aspectos relevantes de la variación diaria de la precipitación en Sierra y Selva con una correlación significativa entre 0.4 y 0.8 en ambos veranos.

En la distribución espacial de la precipitación mensual pronosticada, el modelo fue capaz de simular el núcleo de máxima precipitación observada en la selva sur, aunque con una ligera variación en su ubicación, sin embargo, en selva central al este de los Andes, el modelo sobrestimó sistemáticamente la precipitación mensual con un bias de 8 mm día^{-1} , siendo mayor en febrero del 2002 y marzo del 2003, lo cual sugiere una inadecuada representación de la convergencia de humedad en bajos niveles a barlovento de los Andes, que podría traducirse en un error sistemático del modelo. En adición a esto, Seluchi & Chou (2000) manifiestan que el esquema de convección Betts-Miller es el responsable de los mayores errores sistemáticos en los perfiles de

temperatura y humedad en el modelo ya que este esquema tiende a generar un falso enfriamiento en el nivel medio de la tropósfera que conduce a un incremento irreal de la inestabilidad convectiva que contribuye a sobrestimar la precipitación. En los demás sectores de la Selva, el bias es 5 mm día^{-1} . En Sierra, el modelo presentó una ligera subestimación de la precipitación mensual con un bias de 1.0 mm día^{-1} , tendiendo a un bias más seco en el sector sur, principalmente durante el verano 2003

Tal como manifiestan Berbery & Collini (2000), la deficiencia común de otras versiones del modelo es la poca habilidad de simular condiciones relativamente secas (en términos de precipitación) en zonas costeras, lo cual es comprobable para nuestro caso. El modelo presentó una marcada sobrestimación de la precipitación mensual en la región Costa, (principalmente en costa norte), hecho que fue de mayor magnitud durante el verano 2002 (8 mm día^{-1}), mientras que para verano del 2003, la precipitación mensual pronosticada fue más realista en términos de distribución espacial y de cantidad, con una sobrestimación del 4 mm día^{-1} .

La deficiencia común de muchos modelos, es la inadecuada representación de características inherentes a los trópicos, particularmente en la región amazónica, hecho que P. L. Silva Dias, 2000 (comunicación personal) atribuye a una pobre representación de los procesos de superficie, incluyendo una inadecuada distribución de la humedad del suelo. En relación a lo anterior, hay que remarcar además, que debido a la limitada distribución de estaciones meteorológicas, particularmente en la región de la Selva del Perú, la interpolación de los datos observados en esta región puede generar áreas de precipitación no realista.

Finalmente, muchos de los errores de los modelos se deben a la manera como éstos representan algunos procesos físicos (la convección por ejemplo). De otro lado, algunos fenómenos atmosféricos son mejores previstos que otros dependiendo de la estación del año, por lo tanto también existe una dependencia estacional de errores, asociados a la buena o mala representación de los sistemas del tiempo (Chou & Justí Da Silva, 1999). Los resultados obtenidos en el presente trabajo, difieren en dos veranos consecutivos, enmarcados en patrones de circulación diferentes debido a la señal de la fase positiva y negativa del ENOS 2002/03, considerado débil. En general, el modelo presentó un mejor desempeño en el verano 2002, excepto en la

región Costa que fue mejor en el verano 2003; posiblemente debido a que el modelo muestra cierta habilidad o deficiencia bajo diferentes características de la gran escala. Así por ejemplo, durante febrero 2002 (Fig. 7f) la correlación en la Selva fue de 0.58 mientras que en febrero 2003 (Fig. 9f) fue de tan solo 0.12; y es que durante el verano 2002, año considerado como Niña (débil) y que se caracteriza por ser más lluvioso que los años Niño en la amazonía peruana, las precipitaciones fueron más intensas y frecuentes en la Selva sur que el verano 2003, sobrepasando en algunos casos los 1800 mm mes⁻¹ (estación San Gabán, -13.8°S, -70.4°W y 820 m.), comprobando que la validación con el coeficiente de correlación está influenciado por valores puntuales.

Agradecimientos: A los revisores anónimos por sus importantes contribuciones y sugerencias, al Servicio Nacional de Meteorología – SENAMHI y a la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional Agraria La Molina.

REFERENCIAS

- Arakawa, A. & Lamb, V. R. (1977).** Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods, Comput. Phys.* 17, pp. 173-265.
- Avalos, R. G. (2005).** Validación del pronóstico de precipitación del modelo regional Eta durante periodos secos y lluviosos”. Tesis para optar el título de ingeniero meteorólogo – Fac. Ciencias, UNALM-Perú. 98 pp.
- Berberly, H. & Rasmusson, E. (1999).** Mississippi Moisture Budgets on Regional Scales. *Monthly Weather Review*, 127: pp. 2654–2673.
- Berberly, H. & Collini, E. (1999).** Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern South America. *Monthly Weather Review*, 128: pp. 1328–1346.
- Betts, A. K. (1986).** A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Meteor. Soc.*, 112, pp. 677-691.
- Betts, A. K. & Miller, M. J. (1986).** A new convective adjustment scheme. Part II: Single column test using GATE wave, BOMEX, and arctic air-masses data sets. *Meteor. Soc.*, 112, pp. 1306-1335.
- Burgoa, M. A. (2007).** Circulación atmosférica Bolivia boliviano durante La fase activa y pasiva Del Monzón Sudamericano. *Rev. Boliviana de Física* 13, 45-53.
- Chou, S. C. & Justí Da Silva, M. G. (1999).** Objective Evaluation of Eta Model Precipitation Forecasts Over South America, *Climanálise*, N° 4. Extraído de <http://www.cptec.inpe.br>
- Cressman, G. P. (1959).** An operational objective analysis system, *Monthly Weather Review*, 87, pp. 367-374.
- Dunn, L. & Horel, J. (1994).** Prediction of central Arizona convection. Part II: Further examination of the Eta model forecasts. *Wea. Forecasting*, 9, pp. 508-522.
- Fels, S. B. y Schwarzkopf, M. D. (1975).** The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. *J. Atmos. Sci.*, 32, 1475-1488.
- Gandu, A. W. & Silva Dias, P. L. (1998).** Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *J. Geophysic Res.*, 103 (D6), 6001-6015.
- García-Moya, Z. J. (2004).** Los modelos numéricos de predicción del tiempo. *Tethys*, 2:5.
- Garreaud, R. & Seluchi, M. (2002).** Pronóstico de la convección en el Altiplano Sudamericano: empleo del modelo regional Eta/CPTEC. *Meteorológica*, 26: pp. 25-38.
- Janjic, Z. I. (1994).** The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927-945.
- Lacis, A.A. & Hansen, J.E. (1974).** A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133
- Manikin, G., K. & Baldwin, E. (1988).** Convective scheme tests on the coastal precipitation bias in the NCEP Eta model. 12th Conference on Numerical Weather Prediction. Sociedad Americana de Meteorología, pp. 107-110.
- Mellor, G. L. & Yamada, T. (1974).** A hierarchy of turbulence closure model for planetary boundary layers. *Atmos. Sci.*, 36: pp. 1722-1735.
- Mesinger, F. (1984).** A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 44: pp. 195-202.
- Murphy, A.H. & Winkler, R.L. (1987).** A general framework for forecast verification. *Monthly Weather Review*, 115, 1330-1338.
- NOAA. Boletines durante 2002 y 2003.** http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/bulle/
- Nutter, P.A. & Monobianco, J. (1999).** Evaluation of the 29-km Eta Model. Part I: Objective Verification at Three Selected Stations. *Wea. Forecasting*, 14, 18–37.
- Palmeira, R. M. J., Tanajura, C. A. S. & Cárdenas, J. W. (2002).** Validacão do modelo Eta na previsão de tempo sobre o Sudeste durante o verão de 2001/2002. Extraído de <http://www.lncc.br>
- PREDES, (2003).** Proyecto de emergencia Puno, 2003. Extraído de www.predes.org.pe.
- Roads, J.; Chen, S.; Cocke, S.; Druyan, L.; Fulakeza, M.; LaRow, T.; Lonergan, P.; Qian, J.-H. & Zebiak, S. (2003).** IRI/ARC Regional models intercomparison over South America. *Geophysical Research Atmos.* 108: D14: pp. 4425 – 4436.

Seluchi, M. E. & Chou, S. C. (2000). Diagnosing systematic errors in the Eta Model forecasts over South America. Preprints, Sixth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago, Chile, *Amer. Meteor. Soc.*, 422–423.

Wilks, D. S. (1995). Statistical methods in the atmospheric sciences. Academic Press, San Diego, California, 1995. 465 pp.

Zhao, Q., F.H. Carr & Lesins, G.B. (1991). Improvement of precipitation forecasts by including cloud water and cloud ice into NMC's Eta model. Preprints, 9th Conference on Numerical Weather Prediction, Denver Colorado.

Apéndice 1

CORRELACIÓN LINEAL ENTRE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL OBSERVADA Y PRONOSTICADA A NIVEL NACIONAL, DURANTE EL VERANO 2002/2003

ANO	Periodo lluvioso		
	enero	febrero	marzo
2002	0.4	0.2	0.1
2003	0.4	0.3	0.4

$r \leq 0.1$

r de 0.2 - 0.3

r de 0.4 - 0.5

r de 0.6 - 0.7

$r \geq 0.8$

no hay relacion

relacion no significativa

relacion significativa

relacion significativa buena

relacion significativa alta



Apéndice 2

CORRELACIÓN LINEAL ENTRE LA PRECIPITACIÓN DIARIA OBSERVADA Y PRONOSTICADA EN COSTA, SIERRA Y SELVA, DURANTE EL VERANO 2002/2003

ANO	MES	COSTA	SIERRA	SELVA
2002	enero	0.3	0.8	0.4
	febrero	0.5	0.4	0.6
	marzo	0.2	0.6	0.4
2003	enero	0.4	0.5	0.5
	febrero	0.6	0.5	0.1
	marzo	0.3	0.7	0.3

$r \leq 0.1$

r de 0.2 - 0.3

r de 0.4 - 0.5

r de 0.6 - 0.7

$r \geq 0.8$

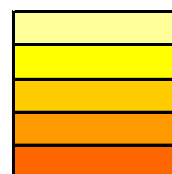
no hay relacion

relacion no significativa

relacion significativa

relacion significativa buena

relacion significativa alta



Apéndice 3

BIAS DE LA PRECIPITACION MENSUAL (mm día⁻¹) EN DIFERENTES SECTORES DEL PERU DURANTE EL VERANO DEL AÑO 2002

		<i>Costa</i>	<i>Sierra</i>	<i>Selva</i>
<i>Enero</i>	Norte	3	3	4
	Centro	4	4	6
	Sur	4	1	6
<i>Febrero</i>	Norte	6	5	4
	Centro	4	5	8
	Sur	4	2	8
<i>Marzo</i>	Norte	7	5	3
	Centro	5	2	7
	Sur	4	2	7

BIAS DE LA PRECIPITACION MENSUAL (mm día⁻¹) EN DIFERENTES SECTORES DEL PERU DURANTE EL VERANO DEL AÑO 2003

		<i>Costa</i>	<i>Sierra</i>	<i>Selva</i>
<i>Enero</i>	norte	2	4	5
	centro	2	-1	7
	sur	2	-1	7
<i>Febrero</i>	norte	2	1	4
	centro	2	-1	6
	sur	2	-1	4
<i>Marzo</i>	norte	3	2	4
	centro	2	-1	6
	sur	2	-2	5