

COMPLEJO CONVECTIVO A MESOESCALA CASO: PERU 14 DE NOVIEMBRE DEL 2003

Ing. Nelson Quispe Gutiérrez
nquispe@senamhi.gob.pe

Ing. Grinia Avalos Roldán
gavalos@senamhi.gob.pe

Msc. Jerónimo García Villanueva
jgarcia@lamolina.edu.pe

RESUMEN

El presente estudio tiene como objetivo describir y analizar la formación de un Complejo Convectivo de Mesoescala (CCM) en el Perú, usando las salidas del modelo regional Eta/SENAMHI. Para la formación de éste CCM se presentó una vaguada de onda corta del este en niveles medios y la Corriente en Chorro de bajos Niveles del Sur (SJ; siglas en ingles) que fue incentivado por la incursión de una Alta migratoria en continente generando vientos con escasa humedad desde las Pampas de Argentinas, desplazándose por las zonas bajas de Paraguay, selva de Bolivia e incursionando por la selva sur del Perú, que al encontrarse con las masas de aire cálido y húmedo procedentes de la Hoya Amazónica originó convergencia en bajos niveles dando lugar a la formación de nubosidad de gran desarrollo vertical en la selva Sur.

ABSTRACT

It was performed a study in order to analyse and describe a Meso-scale Convective Complex (CCM) development in Peruvian country; for that purpose was used the outputs of the regional Eta/SENAMHI model. The results show the CCM development it was associated with a Eastern short- wave trough system in mean levels and the low Levels Jet stream (SJ) of the South. Where the SJ, associated with low humidity from low Lands of Argentina, was stimulated by a migratory high pressure incursion in continent and moved along low zones of Paraguay, Bolivian Jungle and going to through of the Peruvian South Jungle; which to encounter with the warm and humid air masses coming from the Amazonian Basin, generated low levels convergence giving rise to the formation of great vertical development clouds in the South jungle.

I.- Introducción

Un CCM, es una formación de nubosidad de gran extensión horizontal y desarrollo vertical que cumple ciertas características definidas por Madox (1980), estas formaciones convectivas generan precipitaciones acumuladas de gran magnitud y es una de las responsables del aporte de lluvias en el Perú. Los casos más frecuentes de formación de CCM se presentan sobre Paraguay, Norte de Argentina, Uruguay y sur de Brasil; que son propiciados por el desplazamiento de la Corriente en Chorro en bajos niveles (LLJ; siglas en ingles), quien desde la región tropical desplaza aire húmedo y cálido hacia la región subtropical generando mayor baroclinicidad sobre las regiones mencionadas. Mientras que la Corriente en Chorro de Bajos niveles del sur (SJ; siglas en ingles), desplaza aire frío y seco confinando la humedad hacia el norte y generando formaciones convectivas de gran desarrollo vertical.

Por lo expuesto, en este estudio se plantea como objetivos:

- a).- Identificar el CCM.
- b).- Determinar los mecanismos físicos asociados a la formación de un CCM en el territorio peruano.
- c).- Plantear un modelo conceptual de formación del CCM sobre Perú.

II.- REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 Teoría cuasigeostrófica

Para comprender los procesos básicos que rigen la dinámica de la atmósfera se realizan aproximaciones y suposiciones básicas. Estos artificios permiten obtener expresiones físico-matemáticas que son más fáciles de comprender, simulan e indican cuáles son los mecanismos que controlan a los fenómenos atmosféricos a gran escala o escala sinóptica (Medina, 1984).

2.1.1 Vorticidad

Medina (1984), define la vorticidad, como una magnitud ligada a las partículas de aire de su propio movimiento; es, por tanto, una propiedad másica que se propagará de unas capas a otras por simple mezcla turbulenta. Tendrá por ello, una especial facilidad para propagarse de arriba hacia abajo y viceversa, lo cual tiene una notable importancia en la formación de la ciclogénesis.

Holton (1979), la define en forma más resumida como un campo vectorial que proporciona una medida microscópica (Valores del orden de $10^{-5} \cdot S^{-1}$) de la rotación en cualquier punto del fluido, o simplemente el rotacional de la velocidad; mientras que, Kurz (1998), define la vorticidad relativa como la rotación alrededor del eje vertical relativo a la tierra y es definido por la componente vertical del rotor del vector viento de las tres dimensiones.

Holton (1979), define la ecuación de la vorticidad:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla (\zeta + f) + (\zeta + f) \frac{\partial w}{\partial p} \quad \dots\dots\dots \text{Ecu. (1)}$$

Donde el primer miembro del lado derecho de la ecuación, es la advección de vorticidad absoluta y el segundo miembro es la vorticidad causada por la divergencia horizontal.

- ζ : Vorticidad relativa
- w : Es la variación individual de la presión
- ∇ : Operador nabla
- f : Parámetro de coriolis
- t : Tiempo
- $\mathbf{V}_h = u\vec{i} + v\vec{j}$: Viento horizontal

2.1.2 Divergencia

La divergencia horizontal es una medida de salida de masa en un plano horizontal, escrita comúnmente como:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \nabla_H \cdot \mathbf{V} \dots\dots\dots \text{Ecu. (2)}$$

Donde:

- u y v : Son los componentes horizontales del campo de vectores.
- ∇_H : Operador nabla (bidimensional)
- \mathbf{V} : Campo vectorial del viento

La divergencia horizontal del campo de velocidad es relativo al movimiento vertical y variación de presión local a través de la ecuación de continuidad.

2.2 Inestabilidad atmosférica

Para la identificación de las condiciones de inestabilidad se recurre a índices empíricos como es el índice de tormentas de Whiting (índice K).

El Índice K es una ecuación matemática empírica que indica inestabilidad. Esta combina numéricamente, el gradiente térmico vertical, el contenido de humedad de la capa de atmósfera de bajos niveles.

$$K = (T850 - T500) + Td850 - (T700 - Td700) \dots\dots\dots \text{Ecu. (3)}$$

Los resultados obtenidos son analizados sobre la base de la siguiente tabla obtenida por Whiting.

Valor de K Probabilidad de tormentas

- K < 20 Ninguna
- 20 ≤ K < 25 Tormentas aisladas
- 25 ≤ K < 30 Tormentas ampliamente dispersas
- 30 ≤ K < 35 Tormentas dispersas
- 35 ≤ K Numerosas tormentas

2.3 Jet streak

Uccellini (1987), hace referencia de una porción dentro del JS, donde los vientos a lo largo del flujo central son más fuertes que en otras áreas a lo largo del JS, estas son conocidos como Jet streak. Las regiones de entrada y salida del **jet streak** (ver figura 1) son muy importantes en términos de movimiento vertical, sistemas de presión en superficie y precipitación organizada. Las regiones de salida son donde las parcelas de aire salen fuera del jet streak y desaceleran corriente abajo del Jet central. Las regiones de entrada son por donde las parcelas de aire entran al Jet streak y aceleran corriente arriba del Jet Central.



Figura 1: Regiones de entrada y salida del Jet streak (modelo conceptual: Uccellini, 1987)

2.4 Antecedentes

Según el criterio de Bonner (1968), con respecto al LLJ, impuso una condición a la intensidad del viento y otra a la cortante vertical del mismo, especificando que el viento debe presentar velocidades de por lo menos 12 m/s en los primeros 1.5 Km. y disminuir en la vertical desde el máximo por lo menos 6 m/s hasta el mínimo más cercano al máximo o bien hasta 3 Km. si este mínimo se encuentra por encima de este nivel.

Velasco y Fritsch (1987) y Guedes (1985), observaron las características principales de la presencia de un Jet o Chorro en bajos niveles (850 hPa) proveniente del norte, el cual proporciona intensa advección de aire cálido y húmedo. El borde sur de este Jet suele coincidir con la posición del CCM denotando fuerte convergencia de humedad. Por otro lado Marengo J. (2001), menciona que el flujo de vapor de agua con un dominante componente norte, se origina en una deflexión y canalización de los vientos alisios del noreste por la presencia de los andes. Inmerso en esta corriente existen evidencias de un máximo en la velocidad del viento en un perfil tipo Jet en la troposfera baja (LLJ) a lo largo de las estribaciones orientales de los andes. Así también Marengo, encontró que tanto los episodios LLJ como los SJ muestran:

- Vientos mas fuertes a las 11:00 UTC en la vertiente oriental de los Andes de Bolivia asociados al LLJ
- El máximo del LLJ se ubica entre 1600 a 2000 m sobre superficie, más elevada que su contraparte sobre norte América.
- El SJ presenta su máximo a la misma hora que el LLJ, si bien los vientos del sur pueden ser más intensos que las del norte.
- El núcleo del SJ es menos profundo (aprox. 1200 m) que el del LLJ.

Cotton y Anthes (1989), mencionan la situación a gran escala que incluye la existencia de inestabilidad condicional y una vaguada de onda corta en niveles medios, que persiste por un

tiempo suficiente para que los cumulonimbos iniciales se transformen en sistemas de mesoescala de mayor organización interna.

Diferentes investigaciones muestran que al sureste de Sudamérica presenta la mayor frecuencia de formaciones de CCM, con características sinópticas definidas como lo mencionan Virgi (1981), Velasco y Fritsch (1987), Cotton y Anthes (1989), Figueiredo y Scolar (1996), Douglas et al. (1998), Marengo J. (2001), Marengo y Soares (2001), entre otros; mientras que, sobre el Perú presenta menor frecuencia de formaciones de CCMs, siendo la parte baja de la vertiente oriental (Selva Alta) de la cordillera de los Andes del Perú donde se presentan las mayores precipitaciones totales, con registros que superan los 2000 mm anuales, siendo la región amazónica que presenta el 80 por ciento de las precipitaciones del tipo convectivo.

III.- MATERIALES Y METODOS

3.1 MATERIAL

Para el estudio se ha utilizado datos de las salidas (análisis y pronóstico) del modelo regional Eta/SENAMHI, que corre operativamente el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). Este es un modelo hidrostático de área limitada (ver figura 2) que emplea la coordenada vertical ‘Eta’ (η) que es una generalización de la coordenada sigma (Mesinger, 1984 citado por Avalos, 2005).

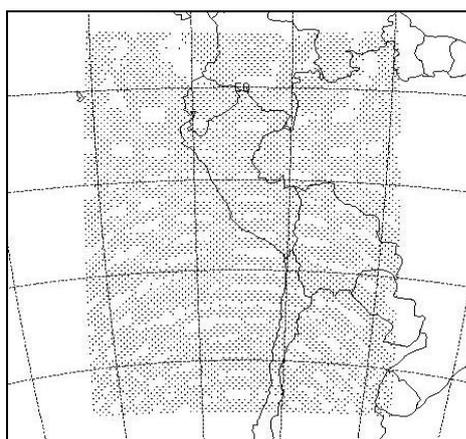


Figura 2: Dominio y resolución de la grilla del modelo regional Eta/SENAMHI (dominio Perú).

Las condiciones iniciales y de borde son tomados de la corrida de las 0000 UTC del modelo global GFS (ex AVN) del National Center for Environmental Prediction (NCEP). Los análisis y pronósticos son realizadas una vez al día con 48 Km de resolución horizontal, 10 niveles en la vertical (1000, 950, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 200 y 100 hPa) y una variación temporal de 13 tiempos (72 horas de pronóstico).

Para la realización del estudio se tomó información del 14 de noviembre del 2003 del análisis y pronóstico de 6 horas de intervalo del modelo regional **Eta/SENAMHI**.

Otros tipos de datos utilizados fueron las imágenes infrarrojas de satélite GOES 12 y la precipitación estimada por satélite del Tropical Rainfall Measuring Mission - NASA (TRMM/NASA).

3.2 METODOS

3.2.1 Identificación del complejo convectivo de mesoescala

El método consistió en la identificación del complejo convectivo de mesoescala sobre el Perú y para ello se utilizó el método impuesto por Maddox (1980), que definió los llamados CCM como aquellos sistemas convectivos que cumplían ciertas condiciones tomando como referencia el tamaño de las áreas del tope de la nubosidad con las isothermas de -32°C (área A) y -52°C (área B) en las imágenes infrarrojas de satélite:

Tamaño: Las áreas A y B deben de cubrir, al menos, más de 100,000 Km² y 50,000 Km², respectivamente.

Inicio: En el primer momento que satisfagan las condiciones de las isothermas de -32°C (área A) y -52°C (área B).

Duración: Las condiciones de las áreas de A y B deben de cumplirse al menos 6 horas.

Máxima Extensión: cuando el área A (-32°C) alcanza su máxima extensión.

Forma: elíptica con excentricidad ≥ 0.7 en el momento de máxima extensión. Para ello se ajusta el área A del CCM a un objeto de forma elíptica de forma conveniente con sus semiejes oportunos.

Disipación: en el primer momento que no se satisfacen las condiciones A y B.

A = área bajo la isoterma -32°C

B = área bajo la isoterma -52°C

3.2.2. Determinación de los mecanismos físicos y procesos termodinámicos asociados a la formación de un CCM en el territorio peruano

Una vez determinado el CCM se procedió hacer un análisis espacial y temporal de los sistemas y procesos asociados a él. Se dio énfasis en determinar su relación con los sistemas de altas presiones migratorias, vaguadas, Jet Stream (JS), Jet de bajos niveles del Sur (SJ), Corriente en Chorro en bajos niveles (LLJ); y procesos de divergencia, vorticidad relativa y procesos termodinámicos; y para su fundamentación física se hicieron uso de ecuaciones cuasigeostóficas y ecuación empírica del Índice K (Índice-Whiting).

3.2.3. Planteamiento de un modelo conceptual de formación del CCM sobre Perú

Sobre la base de los resultados y análisis de los objetivos anteriores se planteó el modelo conceptual de formación del CCM sobre el territorio peruano.

IV.- RESULTADO Y DISCUSIÓN

4.1 Identificación del CCM

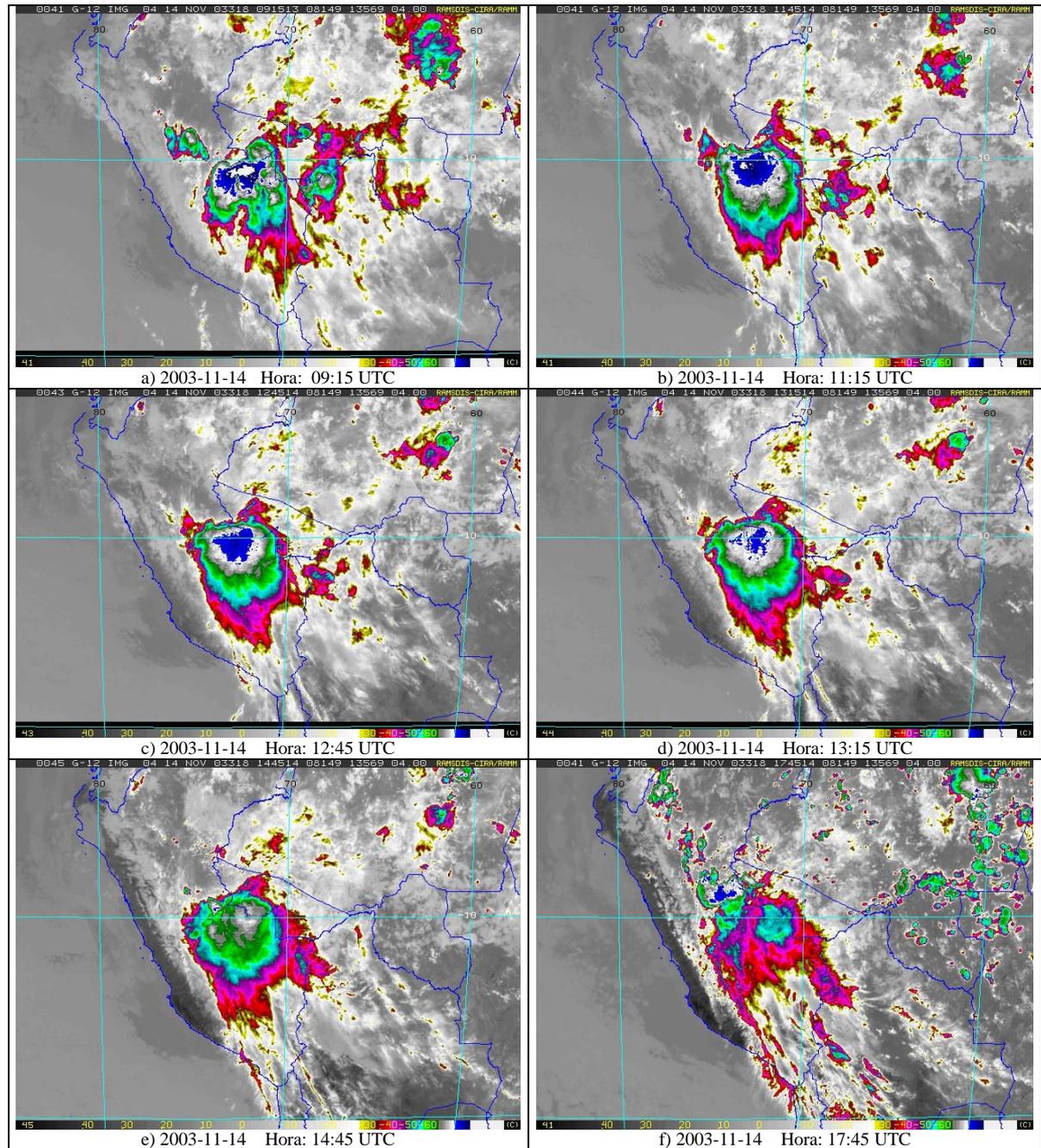


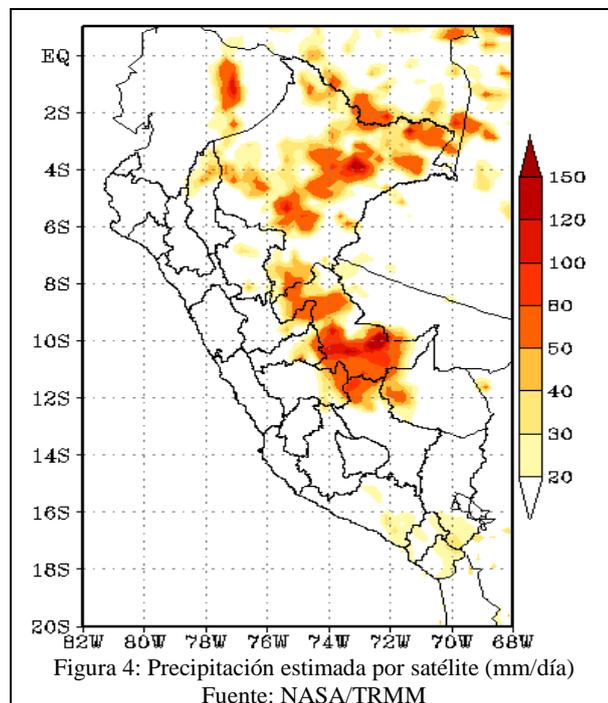
Figura 3: Imágenes en el canal infrarrojo de satélite GOES_12 correspondiente al día 14-11-2003, en diferentes horas UTC¹
Fuente: Regional Advanced Meteorological Satellite Demonstration and Interpretation System (RAMSDIS).
<http://www.cira.colostate.edu/cira/RAMM//rmsdsol/rmtc.html>

La figura 3, muestra el desarrollo de un núcleo convectivo, según las condiciones de Maddox (1980), esta formación en la selva sur y central presentó su máximo desarrollo a las 1115 Z, continuando hasta las 1445 Z, para luego a las 1745 Z disiparse lentamente. La formación fue desarrollándose desde las primeras horas del 14 de noviembre, prevaleciendo las 12 horas siguientes hasta su disipación, además denota flujos intensos del noroeste en atmósfera superior, identificado en la imagen de satélite con nubosidad dirigido hacia el sureste.

¹ Tiempo Universal Coordinado – UTC (por sus siglas en inglés)

En la imagen infrarroja de realce se aprecia la variación de colores que nos representan la temperatura que presenta el tope de la nubosidad menores a -60°C (color azul) en el momento de máxima convección, para las horas siguientes, está se disipa descargando en precipitación intensa sobre el sur de Ucayali.

La formación convectiva en la selva peruana generó precipitación organizada de gran intensidad (reporte verbal del servicio meteorológico) el cual no fue registrado por falta de puntos de toma de información meteorológica en lugares del evento. La figura 4, presenta la estimación de precipitación (NASA/TRMM) en la cual es evidente formarse una idea del acumulado de precipitación en la zona de ocurrencia del CCM, donde presenta un núcleo con acumulado máximo mayor a 120 mm, sobre el sur de Ucayali región de máxima formación del CCM; mientras que hacia el norte del núcleo principal presenta menores acumulados de precipitación.



4.2 Determinación de los mecanismos físicos y procesos termodinámicos asociados a la formación de un CCM en el territorio peruano

4.2.1 Análisis de niveles medios y altos de tropósfera

Según Uccellini y Johnson (1979), la parte izquierda de la zona entrante del Jet Stream (JS) es la zona divergente aplicable en flujos laminares y en especial sobre latitudes medias, sin embargo en latitudes tropicales estas afirmaciones no son aplicables a menos que las intensidades de viento sean de velocidades considerablemente altas, el cual fue observado en experiencia de pronóstico por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI). La figura 5, presenta el JS desplazándose con dirección sureste desde el extremo del Pacífico oriental cruzando la cordillera de los Andes por el norte de Chile con intensidades que llegan hasta los 100 nudos, asimismo en la secuencia se observa amplificación y el ligero desplazamiento del sistema hacia el norte cruzando paralelamente por la costa central y sur del Perú. La Figura 5(a) y 5(b) presentan núcleos de divergencia que se encuentran al noreste de la

zona entrante del JS, en las siguientes horas el JS se amplifica hacia el norte abarcando al extremo sur del Perú, donde la divergencia en la zona entrante del Jet tiene valores hasta de $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ($10^{-5} \text{ s}^{-1} = \text{UD}$) sobre Madre de Dios (selva sur del Perú), en la figura 5(d), la divergencia se incrementa ligeramente a 3.5UD sobre el noroeste de Madre de Dios. Estos núcleos de divergencia están asociados a las afirmaciones de Uccellini y Johnson confirmando salida de masa en niveles altos lo cual se corrobora con la imagen de satélite donde presenta una fuerte actividad convectiva. Así también se observa el flujo intenso y persistente del norte en niveles de alta troposfera (200 hPa), estas inhibirán la duración de vida del CCM, como lo presenta la imagen de satélite con nubosidad a lo largo del sureste del núcleo principal.

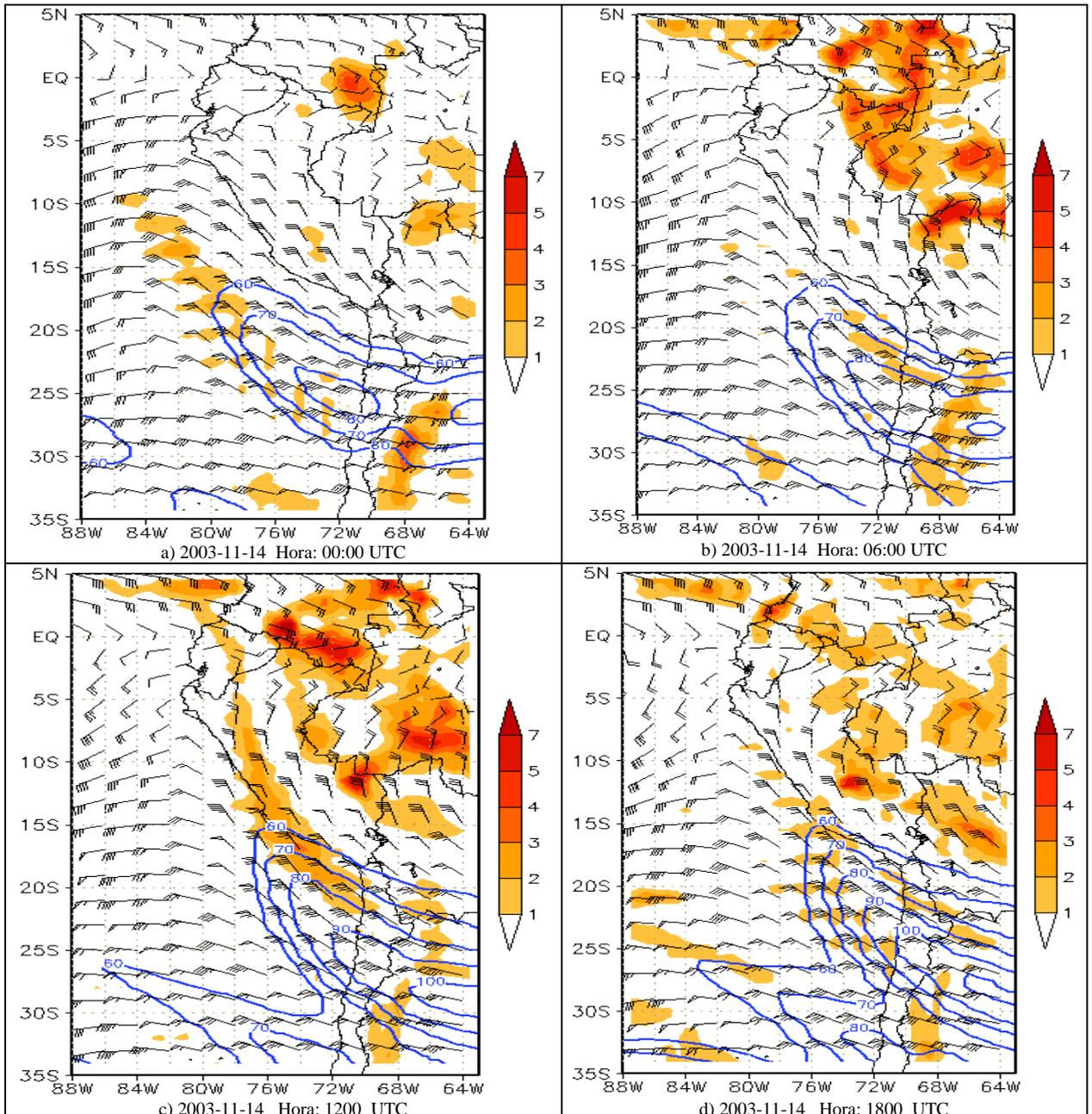


Figura 5: Corriente en Chorro (Isotacas mayor a 60 nudos) en líneas azules, campo de viento (Kt) en barbilla y divergencia (10^{-5} s^{-1}) en matiz de colores en el nivel de 250 Hpa.

Por otro lado, una característica importante del entorno sinóptico del desarrollo de un CCM, es una vaguada de onda corta en niveles medios según Cotton y Anthes (1989). Esta perturbación en niveles medios es una forzante o disparador que desencadena la formación convectiva.

En la figura 6, la vorticidad relativa negativa se extiende desde la selva sur hasta la región norte, ésta nos representa evidencia de una vaguada de onda corta ciclónica, quien es precursora de la forzante de inestabilidad en la atmósfera; mientras que, sobre el sur del Perú presenta una circulación anticiclónica (ver circulación de vientos) el cual nos aportará mayor confinamiento de humedad e inestabilidad al sur de Ucayali.

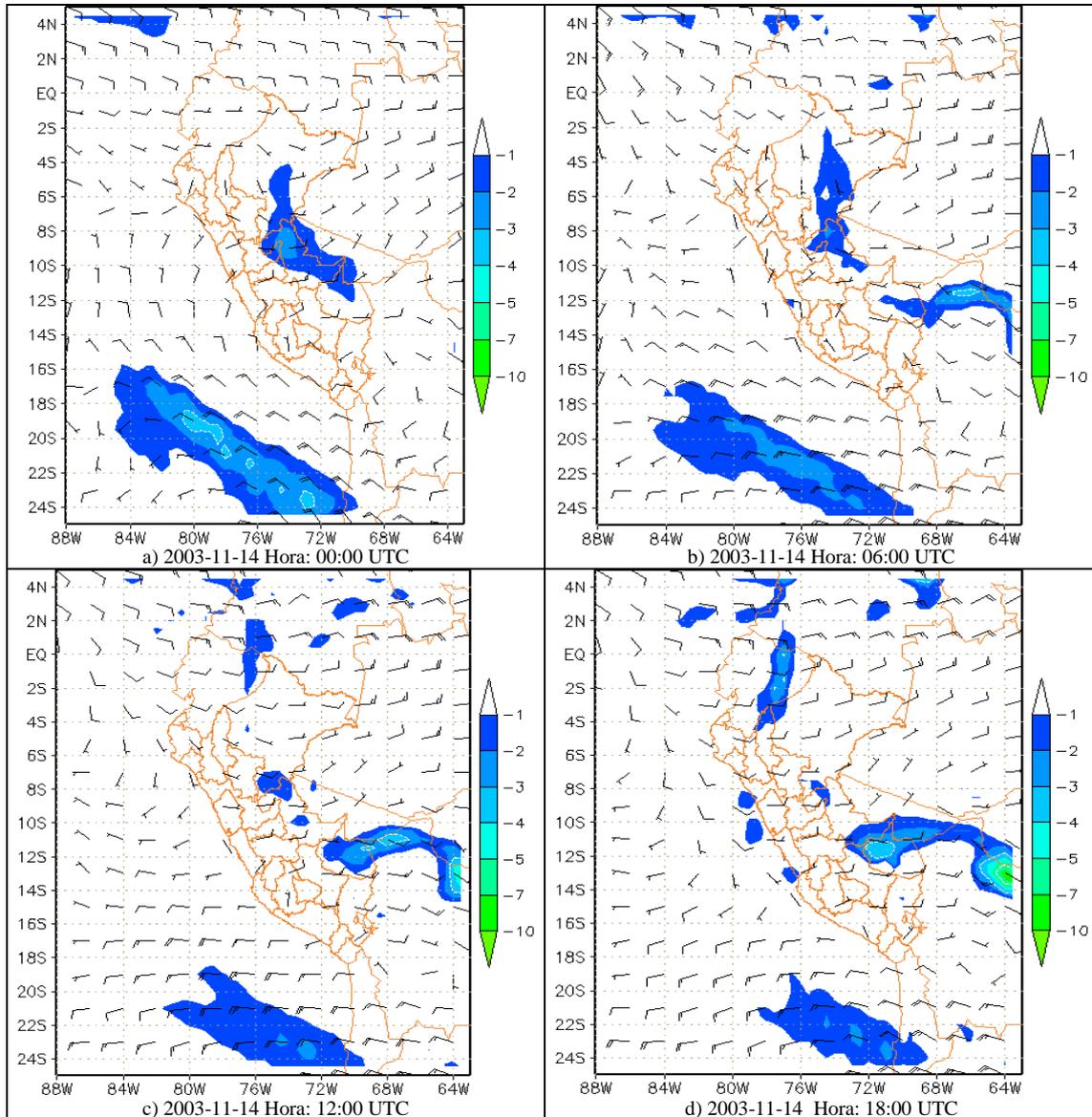


Figura 6: Vorticidad relativa (10^{-5}s^{-1}) en matiz de colores, campo de viento (Kt) en barbilla en el nivel de 500 hPa.

4.2.2 Análisis termodinámico y Jet de bajos niveles

Otra condición esencial para el desarrollo convectivo es la humedad, si presenta condiciones como son convergencia en niveles bajos, divergencia en niveles altos, inestabilidad condicional, algún disparador (Triger) como una vaguada o la orografía y escasa humedad, entonces únicamente tendremos alguna formación de menor importancia debido a la falta de está variable, es así que Velasco y Fritsch (1987) y Guedes (1985), observaron que las formaciones de CCM en el sudeste de Sudamérica es incentivado por el aire cálido y húmedo que es aportado desde la hoya amazónica desplazado gracias al LLJ; mientras que para la formación de un CCM sobre Perú la precursora fue un Jet de bajos niveles del Sur (SJ) con

características de aire frío y seco desplazándose a lo largo de la selva boliviana e ingresando por la selva sur de Perú, asimismo este SJ es la responsable del confinamiento de la humedad hacia el norte de esta, favoreciendo una de las condiciones indispensables para la formación del complejo convectivo (ver secuencia de la figura 7).

La figura 7(a), presenta al SJ (ver flechas negras) ingresando por la selva boliviana confinando la humedad (relación de mezcla) hacia el noroeste, con un núcleo mayor a 14 g/Kg, sobre la frontera de Bolivia. Para las horas siguientes el SJ, continuó desplazando a lo largo de la selva sur del Perú e incentivando la inestabilidad en la región. Es evidente el fuerte gradiente de humedad que genera el SJ (ver figura 7.a), desplazando masa seca y estable hacia el norte, donde se presenta una variación fuerte de isolinea de 27° C (índice K) al norte de Bolivia que varía a 38°C al sur de la selva peruana, producto del confinamiento de humedad. Para las próximas horas los altos valores de K, se homogenizan, indicando condiciones de probables tormentas dispersas en la selva sur y central.

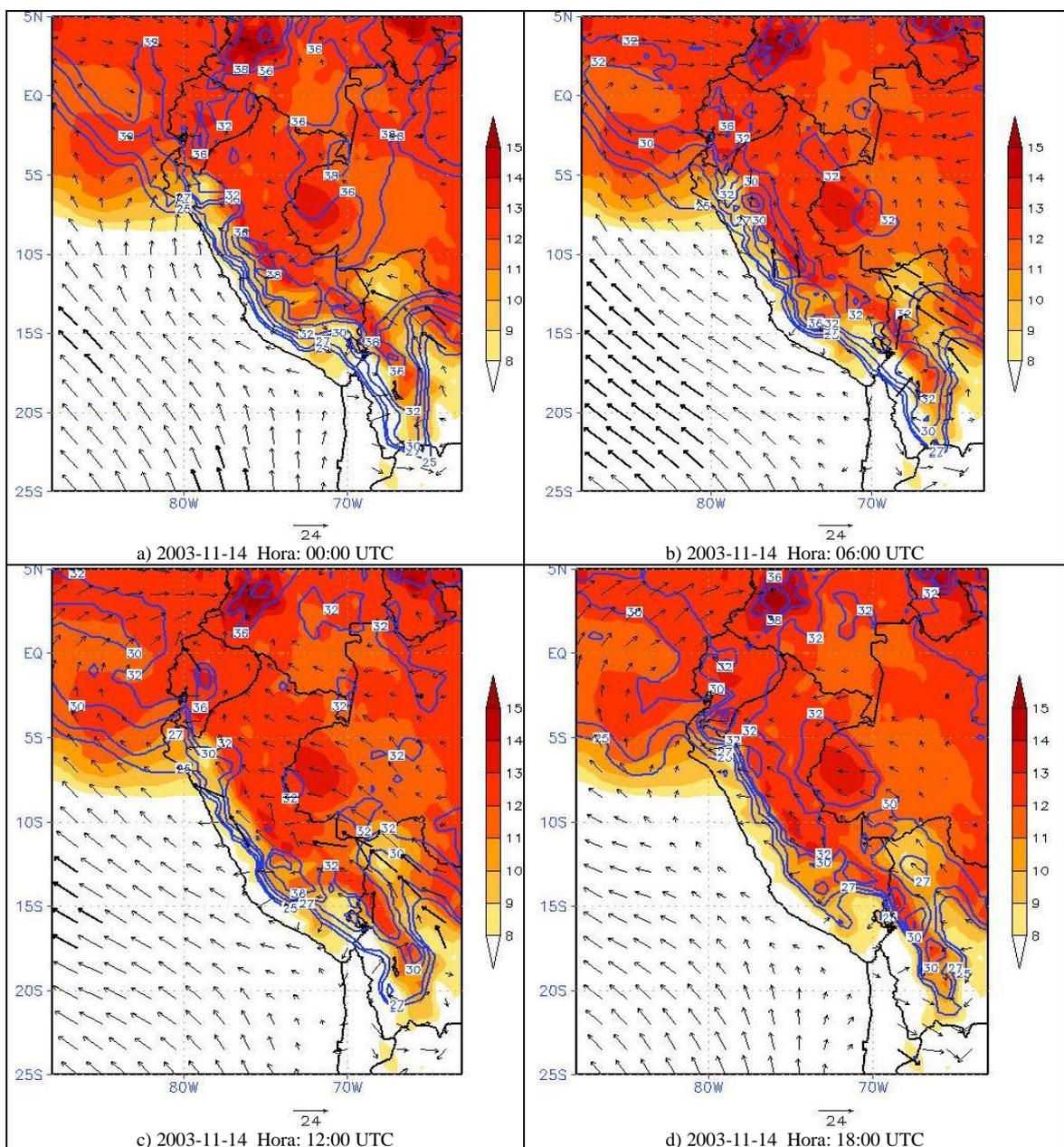


Figura 7: Relación de mezcla (g/Kg, en 850 hPa) en matiz de colores, Índice de tormentas K (°C) en líneas y viento (Kt) en vector en el nivel de 925 hPa.

Considerando los enunciados de Bonner (1968) y Marengo (2001), se encontró intensidades máximas del viento del sureste en bajos niveles entre las 06:00 a 12:00Z con 27 nudos de intensidad sobre latitud de 13°S, presentando su núcleo en nivel de 900 hPa (aproximadamente 1000m) y su mínimo valor más próximo de 12 nudos en los 700 hPa (aproximadamente 3000m) el cual cumple la condición de un SJ (ver figura 8). Esta condición se presentó al este de la Cordillera de los Andes entre los 66 a 68° W, confinando la humedad hacia el noreste del SJ.

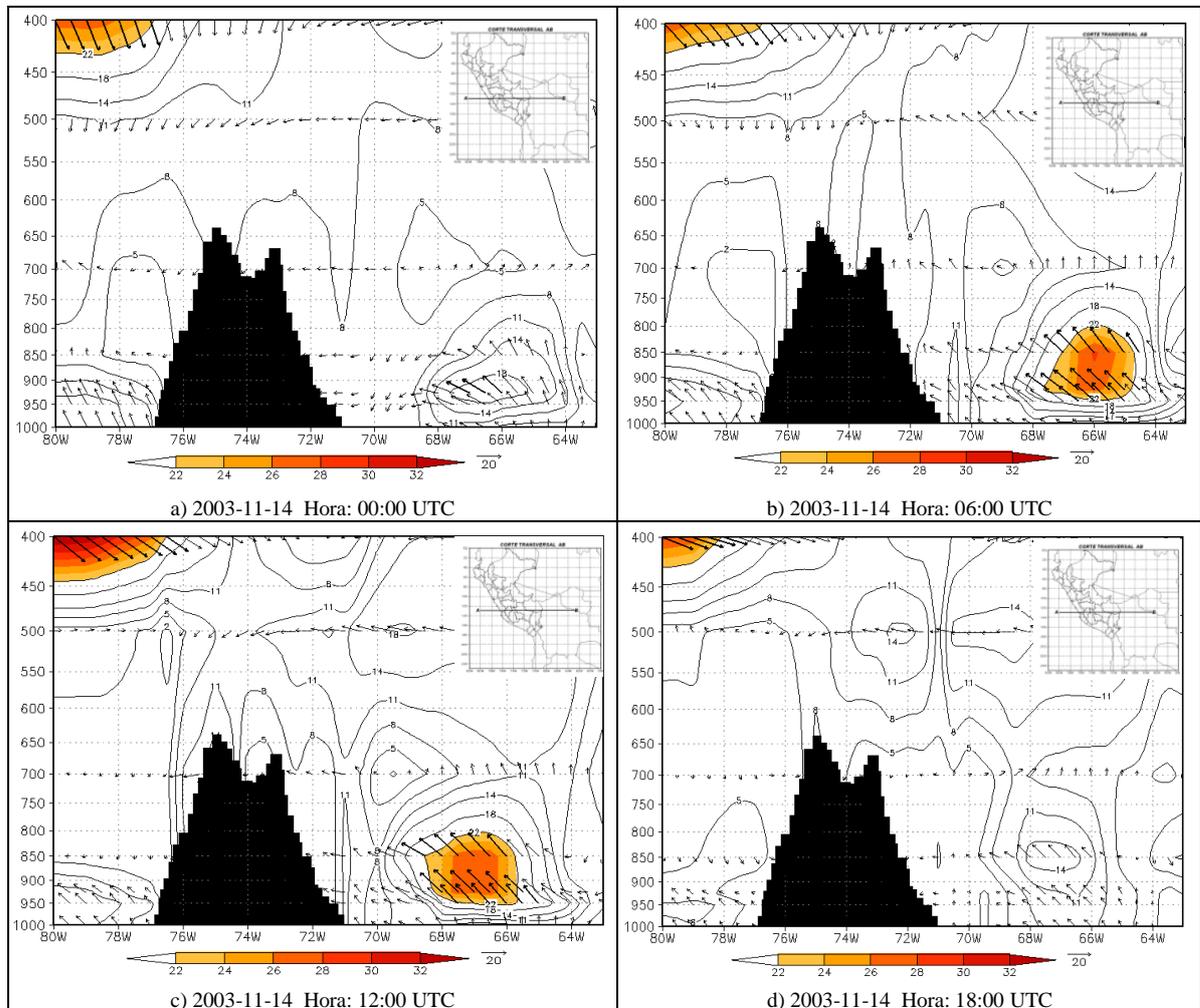


Figura 8: Corte de sección transversal 80° W a 63° W de longitud y de 13° S de latitud con escala logarítmica de 1000 hPa a 400 hPa. Isotacas (kt), SJ (isotacas mayor a 22 nudos en matiz de colores) y vector viento (Kt)

La humedad relativa es un parámetro meteorológico que representa el grado de saturación de la atmósfera, es así que el mínimo valor de saturación para obtener la formación de nubosidad es de 70%. La figura 9, muestra en forma general el comportamiento de la estructura vertical de la atmósfera, donde al este de la cordillera presenta valores altos de saturación que abarcan desde niveles bajos hasta los 200 hPa, también se observa al lado oeste de la cordillera valores que no alcanzan a 60% de saturación, zona del dominio del Anticiclón del Pacífico Sur (APS); mientras que la forzante omega, en la misma figura 9, muestra valores negativos hasta de 0.9 Pa/s, el cual indica movimientos verticales de ascenso.

Esta estructura vertical de tropósfera indica la fuerte convección profunda sobre la vertiente oriental de la región peruana (selva baja y alta), así también se puede notar la importancia de la orografía como un factor de forzante y barrera de confinamiento de humedad y la formación convección forzada.

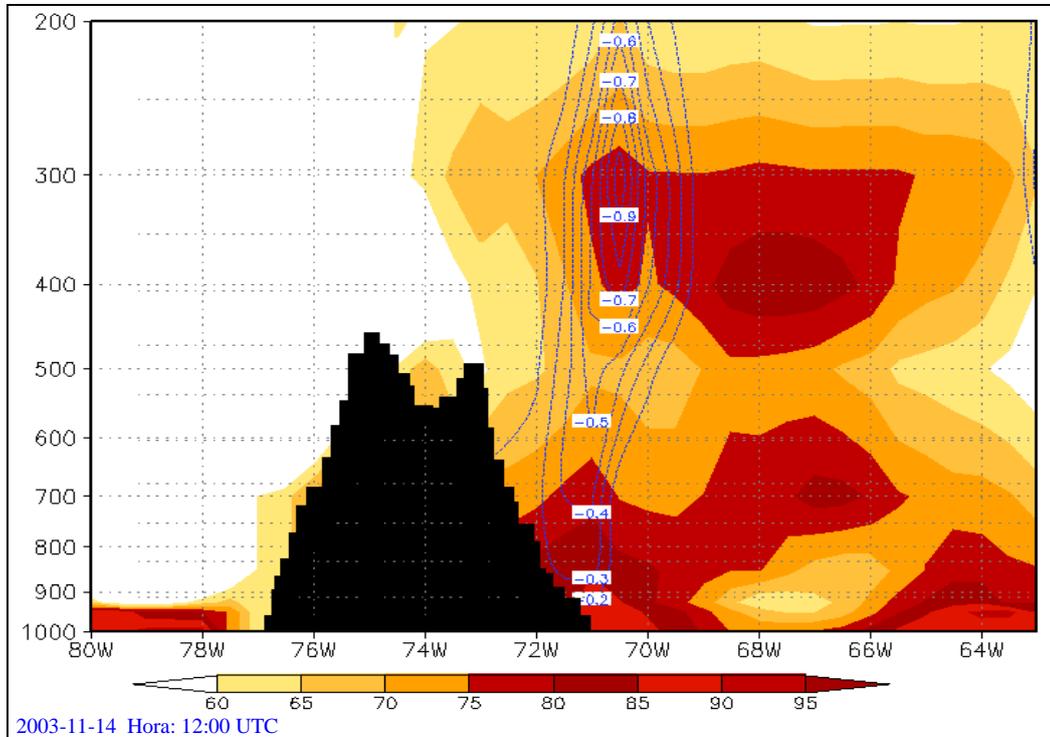


Figura 9: Corte de sección transversal 80° W a 63° W de longitud y de 12° S de latitud con escala logarítmica de 1000 hPa a 200 hPa, Húmedad Relativa mayores a 60 % en matiz de colores y Omega (Pa/s) en líneas discontinuas.

El estado de saturación de la columna atmosférica es evidenciado con el radiosondaje de Vilhena (ver figura 10.a), el cual presenta perfil de temperatura del aire y de rocío muy juntas en gran parte de la columna atmosférica, así mismo confirma el grado de inestabilidad con un $K= 32^{\circ} C$ y el viento de dirección sur, el cual fue observado por el modelo numérico Eta-Senamhi. Por otro lado, según la figura 10.b el análisis del recorrido del complejo convectivo muestra una trayectoria iniciado en el sur de Madre de Dios desplazándose lentamente hacia el oeste límite con Cuzco para luego recorrer hacia el noroeste hasta su extinción sobre el norte de Ucayali, así mismo es identificado el inicio del sistema convectivo a las 03:11 Z hasta su extinción las 19:45 Z.

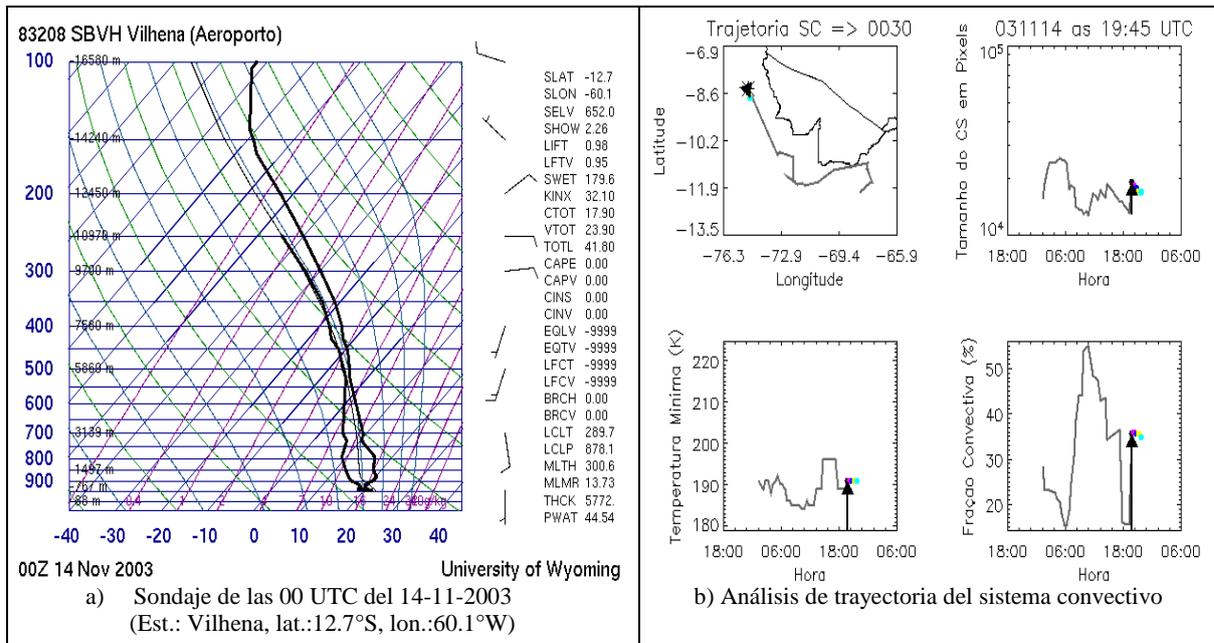


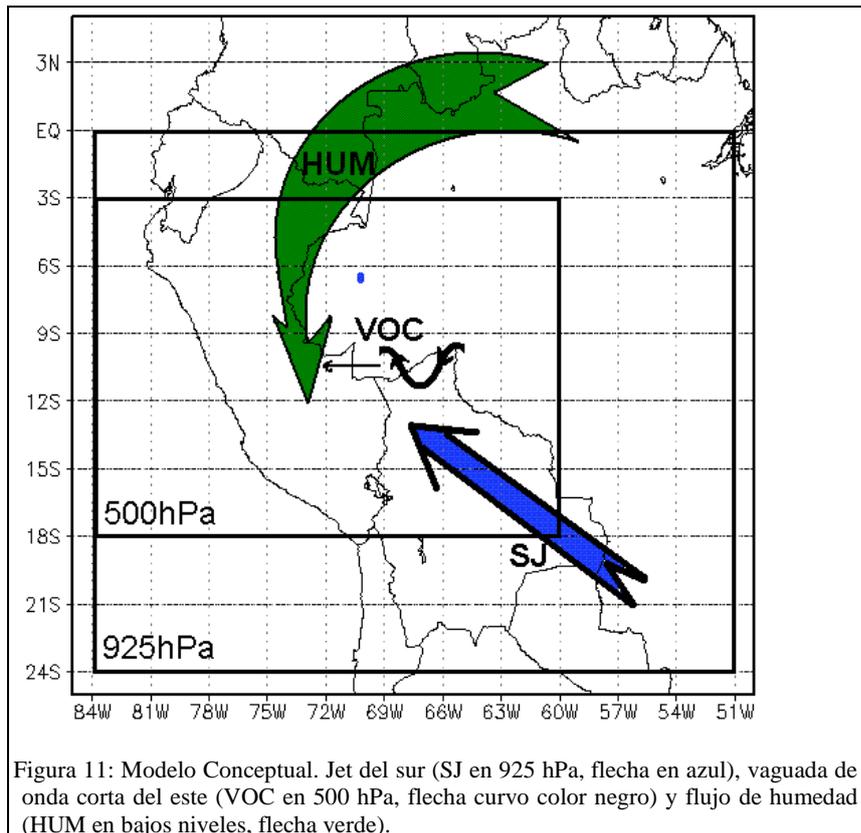
Figura 10: a) Sondaje de las 00Z del 14-11-2003 (Est.: Vilhena, lat.:12.7°S, lon.:60.1°W) y b) análisis del trayectoria del sistema convectivo

4.3 Planteamiento de un Modelo conceptual de formación del CCM sobre Perú.

La ocurrencia de CCM, sobre el Perú son de gran importancia por la gran cantidad de precipitación que se registra sobre todo en el oriente del Perú, esta formación atmosférica podrá ser anticipada con varios de días de antelación (hasta cinco días) conociendo su mecanismo de formación el cual fue explicado anteriormente, para ello se resume en el siguiente modelo conceptual:

- 1.- Flujo de humedad en bajos niveles proveniente de la Hoya Amazónica hacia la vertiente oriental del Perú.
- 2.- Presencia del Jet de bajos niveles del sur (SJ) sobre Bolivia ingresando hacia la selva peruana.
- 3.- Presencia de una vaguada de onda corta del este, cruzando la amazonia peruana.

Tres elementos fundamentales para interactuar en la formación del CCM. La presencia de humedad sobre la amazonia peruana que será confinada lentamente por el ingreso de aire seco del sur y propiciará convergencia de humedad en bajos niveles y que esta será acrecentado a mayor levantamiento de humedad hacia alta troposfera por el disparador (Trigger) que es la vaguada de onda corta (VOC), condición esencial para un mayor levantamiento de aire húmedo y su posterior formación del CCM (ver figura 11).



V.- CONCLUSIONES

Para la formación del CCM en el Perú se observó:

La presencia de un SJ, en el nivel de 900 hPa entre las 06:00 a 12:00Z con un núcleo máximo de 27 nudos entre los 66° W a 68° W y 13 ° S de latitud confinan humedad hacia el norte de su posición.

Se presentó una vaguada de onda corta en niveles medios (500 hPa) el cual actuó como un disparador sobre la región sur y centro de la selva peruana.

Se presentaron valores del índice de tormentas K de 33° C en el área de formación del CCM.

El grado de humedad (relación de mezcla) en la región del CCM fue mayor a 12g/kg en el nivel de 850 hPa.

La vertiente oriental de la cordillera jugó un rol importante como un disparador para la formación convectiva.

En niveles altos, la presencia de un Jet Stream, favoreció una mayor divergencia por su ubicación del área divergente en su lado entrante sobre el sur del Perú.

VI.- Referencia bibliográfica

Avalos, G., 2005: Validación del pronóstico de precipitación del modelo regional Eta/SENAMHI durante periodos secos y lluviosos. Tesis para optar el título de Ingeniero Meteorólogo. 98 pp., UNALM.

Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 61, 1374-1387.

Scolar, J. e J.C. Figueiredo, 1990: Análise das condições sinóticas associadas a formação de complexos convectivos de mesoescala. VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, *SBMET, Anais*, 2, 455-461

Uccellini, K. W. e D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682-703

Uccellini, and P. J. Kocin, 1987: Interaction of jet streak circulation during heavy snow events along the east coast of the United States. *Wea. Forecasting*, 2, 289-308.

Fernández, W y etl, 2001: Complejo Convectivo de Mesoescala que afectó la región central de América del Sur el 28 y 29 de enero de 2001. *Top. Meteor. Oceanog.* 8(2) 75-88, 2001

Bonner, W. D. 1968: Climatology of the low level jet, *Mon. Wea. Rev.*, 96, 833-849.

Cotton, W. R. e R. A. Anthes: Storm and cloud dynamics. Academic Press., 883 pp., 1989.

Douglas, M. W., M. Nicolini, And C. Saulo, 1999: The low-level jet at Santa Cruz, Bolivia During January-March 1998, pilot balloon observation and model comparisons, in Extended Abstracts of the 10th Symposium on Global Change Studies, 10-15 January 1999, Dallas, Texas, pp. 223-226.

Fernández, W y et. al., 2001: Complejo Convectivo de Mesoescala que afectó la región central de América del Sur el 28 y 29 de enero de 2001. *Top. Meteor. Oceanog.* 8(2) 75-88, 2001.

Figuereido, J. C. y J.Scolar, 1996: Estudo da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do sul. VII Congresso Latinoamericano e Ibérico de Meteorologia, Buenos Aires, Argentina, Setembro 1996, 165-166.

Guedes, R. L. 1985: Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul. Tese de Mestrado, IAG/USP, 89pp.

Holton, J.R., 1979: An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press, New York 423pp.

Kurz, M., 1998: Synoptic Meteorology, Second, completely. Deutscher wetterdienst, Revised edition. 200pp.

Maria Assunção Faus da Silva Dias: Complejos Convectivos de Mesoescala sobre região Sul do Brasil, Climanálise especial/comemoración de 10 años (CPTEC/INPE: www.cptec.inpe.br).

- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Ame. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1378.
- Marengo, J., Soares, W., 2001: Episodio de Jatos de baixos níveis durante 13 a 19 de abril de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*.
- Marengo, et. al, 2000: Identificación de casos de Jets en niveles bajos, del norte (SALLJ) y del sur (SJ) al este de los Andes durante el verano y otoño 1999, (CPTEC/INPE) .
- Medina, M., 1984: Teoría de la Predicción Meteorológica, Madrid, Instituto Nacional de Meteorología de España. 361pp.
- Mesinger, F., 1984: A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteor. Aeronautica*, 44, 195-202.
- Salinas R., 2001: Análisis de un Sistema Convectivo de Mesoescala que afectó el Paraguay el 3 de febrero de 2001. *Top. Meteor. Oceanog.* 8(2) 60-70, 2001.
- Velasco, I. e J.M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, 92, D8, 9591-9613.
- Virgi, H., 1981: A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 599-610.
- Whiting, R. M.; Bailey, R. E., 1957: Some Meteorological Relationships in The Prediction of Tornadoes. *Mon. Wea. Rev.* 85(5) 141-150.