

ESTUDIO METEOROLOGICO DE LAS INUNDACIONES DE DICIEMBRE DE 1970 EN COSTA RICA

HECTOR GRANDOSO*
(Received Feb. 11, 1980)

RESUMEN

Se analiza la situación meteorológica del 3 y 4 de diciembre de 1970, que produjo grandes lluvias e inundaciones en la Vertiente del Caribe de Costa Rica. Las cartas de la troposfera inferior no muestran ningún sistema sinóptico significativo, pero se destaca la presencia de un disturbio de importancia desde el nivel de 500 mb para arriba. Se trata de una vaguada en los Oestes de latitudes medias que se profundiza y se extiende en las latitudes tropicales hasta Costa Rica. En los trópicos la vaguada de altura toma una orientación NE-SW y da lugar a una línea de cortante o una baja segregada.

El sistema orográfico de Costa Rica actúa como generador de lluvias abundantes al producirse un flujo anómalo del NE en la troposfera superior y al aumentar el espesor de la capa potencialmente inestable por encima de sus valores normales. Por otra parte, las montañas bloquean el flujo en la capa superficial a barlovento, dando lugar a una corriente de retorno del Oeste, contrario al flujo sinóptico del NE.

Las precipitaciones máximas —del orden de 350 mm en un día, de 700 mm en dos días y de 800 mm en tres días— son del tipo continuo moderado y no convectivo. Se propone un mecanismo de liberación gradual de la inestabilidad potencial por el ascenso orográfico. Se destaca que precipitaciones de esta magnitud son mayores que las producidas por cualquier otro disturbio sinóptico, incluyendo los huracanes, en América Central.

* *Universidad de Costa Rica, asesor del Instituto Meteorológico Nacional.*

ABSTRACT

The meteorological situation of 3 and 4 december 1970 produced heavy rains and floods in the Caribbean side of the mountains of Costa Rica. No significant synoptic systems is observed in the lower troposphere. In the higher troposphere from 500 mb upward, however, an upper trough in the middle latitude westerlies deepens and intrudes in the tropics reaching the latitude of Costa Rica. This upper trough takes an orientation NE-SW in the tropics and results in the formation of a shear line or a cut low.

The orographic system of Costa Rica is the agent of the heavy orographic rains when an anomalous flow from the NE in the upper troposphere extends upward the normal NE winds in the lower troposphere, and the ascending motion associated with the upper low, increases the thickness of the layer with hydrostatic potential instability.

The mountains produce the blocking of the windward low level flow due to the increased stability of the surface layer during the day, associated with the persistent overcast and precipitation. As a result, the Froude number maintains its low value during the day. The blocking appears as a return current from the west in the first few hundred meters.

The maximum precipitation is of the order of 350 mm in one day, 700 mm in two days, and 800 mm in three days. These amounts of rainfall are of the same magnitudes as those produced by hurricanes in one day in Central America, and larger for two and three days.

The rainfall is characteristically of the continuous and moderate type, but not convective. A mechanism for the gradual liberation of the potential instability due to the initial conditional instability is proposed.

The spatial distribution of precipitation shows two regions of maximum: one at the intermediate highs of the slopes exposed directly to the maritime flow, and the other in the plains to the east of the mountains and close to the sea shore. The first is interpreted as a direct orographic effect, and the second as a result of the convergence to the east of the mountains between the return current of the blocking and the synoptic flow from the NE. Others characteristics of the spatial distribution of precipitation reflect the strong influence of topography: regions with orographic barriers in the direction of the flow have considerable less precipitation, regions with low passes between mountains and exposed directly to the maritime flow have more rain on the lee slopes.

INTRODUCCION

El hecho de que diciembre sea el mes de mayor precipitación del año en zona costera del Mar Caribe y en las pendientes orientales del sistema orográfico principal de Costa Rica, es un fenómeno climático que requiere una explicación. Con algunas frecuencias se producen lluvias de gran magnitud que causan inundaciones en esta región en la época invernal.

En este trabajo se presenta el análisis de una situación que produjo lluvias excesivas e inundaciones en la Vertiente del Caribe de Costa Rica. Se analizan las cartas de superficie y de altura y se presenta la distribución de la precipitación en relación con la topografía del país. La interacción entre la situación sinóptica y la orografía local es objeto de particular atención, en lo que se refiere al flujo y a la precipitación. Se estudian los efectos de la estabilidad hidrostática sobre la manera en que se realiza esta interacción y se analizan algunas circulaciones de meso-escala que se desarrollan en la zona y sus efectos sobre la distribución de la precipitación.

Como se trata del análisis de un caso particular, las generalizaciones que se presentan tienen carácter provisorio. Se tiene la intención de estudiar otras situaciones invernales que provocan lluvias abundantes en la región con el objeto de dar mayor fundamento a las implicaciones de tipo climatológico. Estos estudios tienen una importancia relevante para el pronóstico de la precipitación y otros fenómenos.

El régimen de las precipitaciones en Costa Rica

El régimen de la precipitación en Costa Rica presenta dos tipos bien definidos que se designarán como régimen de la Vertiente del Pacífico y régimen de la Vertiente del Caribe. Ambos están caracterizados por una distribución distinta de la estación lluviosa, así como de las horas en que ocurre usualmente la precipitación. No se consideran algunas características regionales, como las altas cumbres y valles intermontanos.

La vertiente del Pacífico comprende las regiones desde la Costa del Pacífico hasta las cimas del sistema orográfico que divide en dos al país: las Cordilleras de Guanacaste, Central y de Talamanca. Dentro de esta región se incluye el Valle Central. La Vertiente del Caribe comprende

las regiones desde la costa del Caribe hasta las cimas del sistema orográfico mencionado.

En la Vertiente del Pacífico hay una época lluviosa y un época seca bien definidas. La época lluviosa se extiende de mayo a noviembre, con una disminución relativa de la cantidad de lluvia de los meses de julio y agosto que se conoce con el nombre de "veranillo". En la parte central y norte de esta región el período seco se extiende desde diciembre a abril y el mes más lluvioso suele ser septiembre. En la parte sur, diciembre y abril son meses de transición y el mes más lluvioso suele ser octubre. En toda esta región las lluvias ocurren predominantemente durante la tarde y primeras horas de la noche.

La Vertiente del Caribe puede dividirse en dos subregiones: una comprende la zona de la costa y sus cercanías y otra comprende el resto de la zona, incluyendo las montañas. En esta región no puede decirse que haya una estación seca propiamente dicha, pues las lluvias se mantienen entre unos 100 y 200 mm en los meses más secos. En la zona costera se pueden definir dos períodos relativamente secos, uno cubre los meses de febrero a abril y otro los meses de septiembre y octubre. El mes más lluvioso es diciembre. En esta región la lluvia no presenta una variación diurna bien definida, aunque llueve más durante las horas de la noche y la mañana.

En la zona montañosa de la Vertiente del Caribe, sólo se produce un mínimo relativo de la precipitación en los meses de marzo y abril y el resto del año es lluvioso. Lo mismo que la zona costera, el mes más lluvioso es diciembre. En esta zona la distribución horaria de la precipitación presenta un máximo en la tarde y las primeras horas de la noche durante el período de mayo a noviembre; el resto del año, de diciembre a abril, las lluvias están distribuidas en las 24 horas del día, aunque los máximos se producen durante la noche.

El régimen de la Vertiente del Pacífico —con una estación lluviosa en la mitad estival del año y una estación seca en la mitad invernal— representa una condición normal en los trópicos no montañosos o a sotavento de montañas, con lluvias estivales como productos de la actividad convectiva intensificada y los distintos disturbios de esta época: ondas, ciclones tropicales, huracanes, etc.

En las islas y las zonas costeras del Mar Caribe, la estación lluviosa se

extiende hasta diciembre y, en muchos casos, noviembre es el mes de mayor precipitación. Esta extensión de la estación de lluvias se atribuye a la penetración de los empujes polares del continente de Norte América en los trópicos. La progresiva estabilización de la atmósfera tropical durante la época invernal hace del mes de noviembre, al principio de esta época, el mes más favorable para la producción de lluvias con las incursiones frontales.

Por otra parte, sobre las zonas costeras del Mar Caribe y sobre las montañas de la Vertiente del Caribe, en Costa Rica, el mes de diciembre se presenta climatológicamente como el mes de mayor precipitación del año, aunque noviembre es también un mes de lluvias abundantes.

Estos máximos invernales en el mes de diciembre tienen la particularidad de que no se deben a que este mes tenga el máximo de lluvia en la mayoría de los años. Sólo alrededor de un tercio de los años presentan el máximo de precipitación en diciembre, pero estos casos se deben a dos o tres días consecutivos con lluvias muy abundantes, esto es, el máximo del mes se debe a una o dos situaciones sinópticas anómalas, con muy baja frecuencia de ocurrencia. De aquí la importancia del análisis de casos aplicados a estas situaciones.

La relevancia de estas situaciones invernales en la producción de lluvias e inundaciones extremas se pone de manifiesto en las figuras 1 y 2, según Grandoso (1976). En ellas se presentan las cantidades de lluvia acumulada en uno o cuatro días en Costa Rica y el Istmo Centroamericano para varios huracanes, incluyendo el Fifí, que provocó tantos desastres en Honduras, y se las compara con las producidas por situaciones invernales del mes de diciembre. Se observa que estos disturbios invernales producen considerablemente más precipitación en la Vertiente del Caribe de Costa Rica que los disturbios de verano, incluyendo los huracanes, en la región centroamericana.

Las inundaciones del 3 y 4 de diciembre de 1970

El Instituto Costarricense de Electricidad, en su Boletín Hidrográfico N° 8, describe la situación del 3 y 4 de diciembre de 1970 de la siguiente manera: "En la primera semana del mes de diciembre de 1970 nuevamente como producto de los fuertes temporales, se inundó el Valle de

la Estrella en la cual los ríos principales se desbordaron, cubriendo el agua unas 22 haciendas del Valle. Las poblaciones de Estrada y Matina fueron completamente inundadas, quedando incomunicada la Provincia de Limón. En la zona del río Sixaola (extremo sudeste del país) la inundación fue total desde Field a Sixaola. También se vieron afectadas diversas zonas de Siquirres, Cartago y Puerto Viejo de Sarapiquí". (Ver figura N° 12 para localizar los lugares mencionados).

La Tabla 1 presenta los caudales medidos diarios del 1 al 7 de diciembre en varias estaciones fluviográficas de la Vertiente del Atlántico. Angostura es la estación que representa la parte elevada de la cuenca del río Reventazón (1367 km²), Dos Montañas lo mismo para el río Pacuare (650 km²), Puerto Viejo lo mismo para el Sarapiquí (817 km²). Distancias cortas y pendientes fuertes dan tiempos de concentración de pocas horas en las tres estaciones. Los caudales empiezan a aumentar el día 3 de diciembre y alcanzan su valor máximo el día 4. Angostura y Pacuare, ambas en la misma región topográfica, presentan caudales máximos que son unas diez veces mayores que el día 2. En los 27 años de registro de Angostura hasta el año 1978, el caudal instantáneo producido por esta situación sólo ha sido superado una vez en abril de 1970 y en dos estaciones fluviográficas corriente arriba de Angostura, con 20 y 22 años de registro, esta situación produjo el máximo caudal instantáneo.

Situación sinóptica de superficie

Las cartas de superficie de los días en que se produjeron lluvias intensas, no presentan ningún sistema sinóptico significativo, ya sea tropical o proveniente de latitudes medias. La figura N° 3 muestra la ubicación de los sistemas frontales del día 1 al 5 de diciembre de 1970; no se observa ninguna incursión frontal en los trópicos por debajo de los 20 grados norte. En la figura N° 4 se presenta el mapa de superficie del 4 de diciembre a las 1200 TMG; la vaguada ecuatorial está ubicada entre 5 y 10 grados norte y cruza Panamá sobre el Istmo Centroamericano. En este mapa se han bosquejado los sistemas nubosos en los trópicos, en las áreas de interés, según las fotos de satélite a las 1500 TMG; la nubosidad asociada con la confluencia tropical en el Pacífico se halla a los 5 grados norte. Una extensa banda de nubes orientada NE-SW cubre Cos-

ta Rica y parte de Panamá y se extiende en dirección NE, sin relación aparente con singularidades en el campo de superficie.

Situación sinóptica de altura

En la troposfera inferior tampoco se observa la ocurrencia de sistemas sinópticos significativos. En la figura N° 5 se presentan las cartas de líneas de corriente de 850 mb de los días 4 y 5 de diciembre a las 00 TMG. Se observa una circulación anticiclónica extensa centrada en el sur de U.S.A. y una débil onda en los Estes en el Caribe Central; una zona de confluencia, apenas definida por la red aerológica, aparece sobre el Caribe Occidental el día 4 y se extiende hacia el este el día 5. Una vaguada en los Oestes que se hallaba en el sureste de U.S.A. el día 4, se encuentra sobre el Atlántico el día 5. Las cartas de 700 mb, que no se presentan, muestran configuraciones similares.

Las cartas de líneas de corriente de 500 mb, muestran el desarrollo de una interesante situación sobre el sur del Caribe, que se puede apreciar en los mapas del 1 al 5 de diciembre a las 00 TMG de la figura N° 6. Una vaguada en los Oestes, ubicada sobre el Atlántico, se extiende hacia el Caribe en una dirección NE-SW en la forma de líneas de cortante (shear line) o de vórtices ciclónicos segregados. Desgraciadamente la última fase de esta evolución ocurre en los límites de la red aerológica y solamente el viento de Panamá indica una circulación ciclónica sobre el sur del Istmo Centroamericano.

La troposfera superior está representada por los mapas de líneas de corriente de 300 mb del 3 al 5 de diciembre a las 00 TMG de la figura N° 7. El día 3, la vaguada en los Oestes del Atlántico ha penetrado en los trópicos conservando la característica de vaguada o de línea de cortante sobre el sur de México y Guatemala. El día 4 se puede analizar, a pesar de encontrarse en los límites de la red aerológica, como una línea de cortante sobre Panamá. El día 5, la vaguada tiene una orientación NE-SW sobre el Caribe y se puede apreciar una circulación ciclónica segregada sobre Panamá y Costa Rica.

Este proceso es similar al de las bajas segregadas ("cut off low") de Palmén (1951), pero la segregación del vórtice ciclónico se realiza en los trópicos en vez de hacerlo en las latitudes medias. En este caso la segre-

gación ocurre a latitudes más bajas que los llamados ciclones subtropicales de Simpson (1952) o Ramage (1962), formados en un proceso similar al descrito por Palmen, y su mayor intensidad ocurre entre 500 y 300 mb; el sistema es algo más frío que el entorno en 400 mb, pero los gradientes térmicos son prácticamente nulos en 300 mb.

En la figura N° 8 se presenta un corte vertical temporal del viento en la isla San Andrés (12,8° N y 84,7° W), a unos 350 km al noreste de la costa caribeña de Costa Rica; esta estación aerológica es la más representativa del viento en la escala sinóptica sobre Costa Rica. En la figura se ha indicado con una flecha la dirección del viento sobre Costa Rica, obtenida de los análisis.

Climatológicamente, el viento resultante es del Oeste en la troposfera superior (por encima del nivel de los 400 mb) en el período de noviembre a mayo sobre San Andrés; durante este período los Oestes de latitudes medias se extienden hasta el ecuador en la troposfera superior. En la troposfera inferior durante este período, y en toda la troposfera de junio a octubre, los vientos son del Este.

Se observa en la figura N° 8 que el día 2 a las 00 TMC los Oestes en altura ocupan la troposfera superior hasta el nivel de los 500 mb. De allí en adelante, la capa de los Estes aumenta rápidamente de espesor y hacia el final del día 3 dominan la troposfera hasta los 200 mb.

Análisis de la estabilidad potencial

En la figura N° 9, se presenta un corte vertical de la temperatura potencial equivalente, Θ_E , en San Andrés, basados en los dos radiosondeos por día de esta estación. La temperatura potencial equivalente está dada por

$$\Theta_E = \Theta \exp\left(\frac{Lm}{c_p T}\right)$$

donde la temperatura potencial, Θ , es
$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p}\right)^{0.288}$$

En estas expresiones p es la presión, T es la temperatura, L es el calor

latente de condensación del valor de agua, m es la relación de mezcla del aire y c_p es el calor específico del aire a presión constante. En la construcción de la figura se usaron todos los niveles del radiosondeo, incluyendo los puntos significativos. Las líneas de trazo indican los niveles en que ocurre un mínimo relativo en cada sondeo.

El gradiente vertical de la temperatura potencial equivalente representa la llamada estabilidad potencial, correspondiendo inestabilidad para valores de Θ_E que disminuye con la altura. La estabilidad potencial es pertinente para procesos que producen movimientos verticales que afectan capas enteras de la atmósfera; en este caso nos interesa el ascenso provocado por la orografía y sus efectos sobre la inestabilización hidrostática de las masas de aire sometidas a este ascenso.

Normalmente hay inestabilidad potencial en los trópicos; en la latitud de Costa Rica hay inestabilidad potencial desde la superficie hasta unos 700 mb en el invierno astronómico y hasta unos 600 mb en el verano. Los valores del 1° de diciembre a las 00 TMG y del 6 de diciembre a las 00 TMG en la figura corresponderían a la altura no perturbada de la cima de la capa de inestabilidad potencial para el mes de diciembre (alrededor de los 700 mb). Se observa que la cima de esta capa se va elevando a partir del 1° de diciembre a las 12 TMG y alcanza su máxima altura entre el día 3 a las 12 TMG y el día 5 a las 00 TMG (entre los 600 y 500 mb). Con excepción del 1° y el último sondeo, el campo de Θ_E , muestra una estructura estratificada en que capas inestables alternan con capas estables en la troposfera inferior.

La figura N° 10 está trazada usando los mismos valores de la figura N° 9 y muestra con claridad esta estratificación; las áreas sombreadas corresponden a capas con inestabilidad potencial. En la parte superior de la figura se muestra la cantidad de lluvia cada 6 horas en la Estación T-6, ubicada en la pendiente oriental de la cordillera, a una altura de 2075 m; esta estación se encuentra en la zona de lluvias máximas (unos 350 mm por día) en los días 3 y 4 de diciembre.

Por razones que se verán más adelante, se calculó también la llamada estabilidad condicional, que se refiere al gradiente térmico vertical en relación con el adiabático saturado. Hay inestabilidad condicional cuando el gradiente de temperatura es mayor que el adiabático saturado, o sea, cuando se cumple la siguiente condición:

$$\frac{\partial \Theta_E^*}{\partial z} < 0$$

En esta expresión, Θ_E^* es la temperatura potencial equivalente de saturación y está dada por

$$\Theta_E^* = \Theta \exp \left[\frac{L m_s(T)}{c_p T} \right]$$

donde m_s es la relación de mezcla de saturación a la temperatura T .

No se presenta ninguna figura de este análisis, pero el resultado es el siguiente:

La atmósfera sobre San Andrés los días 3 y 4 de diciembre es condicionalmente inestable en una capa que se extiende desde superficie hasta un nivel entre 700 y 600 mb.

Análisis de la precipitación

Las cantidades de lluvia caída en los días 3 y 4 de diciembre de 1970, los dos días de mayor precipitación, se presentan en la figura N° 11. En cada caso se indican con puntos las estaciones que estaban en operación, lo que permite apreciar la confiabilidad del análisis de isoyetas en cada región. La línea de trazos gruesos indica la separación entre las vertientes del Pacífico y del Caribe. Las lluvias corresponden al período de 24 horas que empieza a las 07 hora local del día de la fecha.

En los dos días se observa que las lluvias se produjeron en la Vertiente del Caribe o en la vecindad de la separación entre las dos vertientes; esto pone de manifiesto el carácter orográfico de la precipitación. Se observan cantidades que alcanzan localmente más de 350 mm, tanto el día 3 como el día 4 de diciembre.

La cuenca del río Reventazón, en la Vertiente del Caribe, es una de las zonas de mayor densidad de observaciones de lluvia en Costa Rica. Además, las lluvias fueron intensas y las inundaciones extendidas en esta cuenca y las vecinas. Por esta razón se ha elegido esta área para un análisis más detallado de la precipitación. En la figura N° 12 se muestra un mapa con la topografía y los nombres de ríos y lugares mencionados en el texto.

La figura N° 13 presenta las cantidades de lluvia correspondientes a los días 3 y 4 de diciembre en esta zona. El día 3 el máximo de precipitación registrado fue de 366 mm en la estación T-6 de la cuenca del Reventazón. Esta estación está expuesta directamente al flujo marítimo del NE y se encuentra a una altitud intermedia de la ladera oriental de la cordillera. Debe destacarse que este lugar tiene también la máxima precipitación anual en su valor normal en toda Costa Rica. El día 4 de diciembre hay dos máximos mayores de 300 mm: uno de 331 mm en la misma región anterior y otro de 356 mm en la zona costera.

La configuración general de las isoyetas es más o menos la misma en los dos días: un máximo a alturas intermedias de las pendientes expuestas al flujo marítimo (que parece ser una distribución típica de las zonas tropicales) y un máximo cerca de la costa. Lamentablemente la red observacional en el extremo sureste del área es muy baja y no hay observaciones en las pendientes de las montañas. En este sector, un ramal transversal de la cordillera principal —la Fila de Matama— llega muy cerca de la costa, formando el límite septentrional del amplio Valle de la Estrella. Es probable que el máximo de lluvia en esta zona se encuentre a media altura sobre las laderas de la cordillera expuesta al flujo marítimo y que el máximo costero sea sólo una extensión. La Cordillera Central, uno de cuyos extremos aparece en la parte noroeste de la figura, produce también un máximo de precipitación en las laderas orientales, que no tienen barreras orográficas al flujo del NE, y una brusca disminución de la lluvia a sotavento. Aquí también la red observacional es pobre y no se puede determinar en qué parte de las laderas se produce el máximo.

Hay dos características en el campo de la precipitación que merecen destacarse. Una sobre la zona indicada con la letra A en la figura N° 13; se trata de un paso que tiene una altitud de unos 1200 m, entre el Volcán Irazú (3432 m) y el Volcán Barba (2906 m), conocido como el Paso de la Palma. Tanto el día 3 como el día 4 de diciembre se observa que esta zona es la única en que las lluvias intensas penetran a sotavento del obstáculo orográfico, en la pendiente occidental de la barrera montañosa que da al Valle Central. Esta zona está expuesta directamente al flujo marítimo del NE. Las lluvias de sotavento parecen deberse a un efecto de derrame (“spill over”) de la precipitación orográfica en la ladera

oriental, debido a la altitud relativamente baja del paso. A sotavento de los volcanes Barba e Irazú, con altitudes alrededor de los 3000 m el derrame orográfico alcanza solamente a una decenas de mililitros de lluvia. Debe destacarse que esta característica de la zona A, aparece también en los mapas de la precipitación media anual.

La otra zona de interés está indicada por la letra B en la figura N° 13. Esta zona se encuentra en la Vertiente del Caribe y constituye la terminación del Valle del Reventazón. En esta zona las precipitaciones fueron muy bajas (unos 50 mm) en relación con el resto del valle. Esta también es una característica que aparece en los mapas de la precipitación media anual y es, por lo tanto, una característica climatológica de la zona. Esta región se encuentra a sotavento de obstáculos orográficos para flujos del NE y, en menor medida, para cualquier flujo del sector E. El único aire de origen directamente marítimo que puede penetrar en esta zona, sin barreras orográficas intermedias, es el flujo en capas bajas, canalizado por la topografía, cuando el flujo es del E o NE. Esta parece ser la razón de las precipitaciones relativamente escasas en esta zona.

La magnitud de las precipitaciones de esta situación se pone de manifiesto en la figura N° 14 en que se presentan las lluvias acumuladas máximas hasta 3 días en el período 3-5 de diciembre de 1970. Se presentan estaciones de las planicies costeras y en las montañas de la Vertiente del Caribe. La estación T-6 de altura, alcanza a acumular 726 mm y la estación costera Vesta 841 mm en tres días.

Aunque no hemos realizado un estudio exhaustivo del problema, de las figuras 1 y 2, se pueden deducir las siguientes conclusiones provisionales: a) algunos huracanes producen en Centroamérica precipitaciones en un día de la misma magnitud que los sistemas invernales en Costa Rica (del orden de los 400 mm); b) estos sistemas invernales producen más precipitación que los huracanes, ya sea por efectos directos o indirectos, para períodos de tres días (del orden de los 800-900 mm). Esta última diferencia se debe, por lo tanto, a la mayor persistencia de los sistemas invernales.

Tipo de precipitación

El tipo de precipitación durante estos días puede apreciarse en la figura

N° 15, en que se presentan las cantidades de lluvia acumuladas cada 2 horas en cuatro estaciones de la Vertiente del Caribe: T-6 (2075 m), en las laderas de mayor precipitación de la Cordillera de Talamanca; Pacuare (800 m) a menor altura sobre la misma ladera; Asunción (130 m) al pie y hacia la costa de la Fila de Matama; Limón (3 m), directamente sobre la costa del mar. Las tres estaciones mediterráneas muestran una precipitación de tipo continuo durante todo el período; la estación de la costa muestra variaciones temporales, pero se puede clasificar también como continua.

En la figura N° 16, se presenta la secuencia horaria de las observaciones en Limón, para el período del 2 al 6 de diciembre, desde las 12 a las 24 TMG. Se observa que llueve continuamente desde alrededores del día 2, con variaciones en la intensidad. Sólo la observación del día 3 a las 15 TMG registra tormenta eléctrica; el resto de las observaciones registra especialmente nimbostratos y precipitación continua, con largos períodos de lluvia moderada.

Esto implicaría que el ascenso orográfico no alcanza a organizar movimientos convectivos, a pesar de que la atmósfera es potencialmente inestable desde la superficie hasta los 600 mb. No se trata en este caso, de que el ascenso no sea suficiente para desatar la inestabilidad potencial, pues el día 4, por ejemplo, es suficiente levantar la masa de aire menos de 2000 m para que la capa inestable se sature completamente y libere la inestabilidad en toda la capa.

Palmen y Newton (1969) distinguen entre inestabilidad convectiva ($\partial\theta_E / \partial z < 0$) e inestabilidad potencial cuando, además de la condición anterior, hay inestabilidad condicional ($\gamma > \gamma_s$), esto es, cuando el gradiente vertical de temperatura es mayor que el adiabático saturado. En el caso de inestabilidad potencial, la convección empezará tan pronto como se alcance la saturación en cualquier porción de una capa inestable. En el caso de inestabilidad convectiva, se necesitará un ascenso adicional para que el gradiente llegue a superar el adiabático saturado.

En el caso de la situación del 3 y 4 de diciembre se trata de lo que se ha designado como inestabilidad potencial: el gradiente vertical de temperatura es inicialmente mayor que el adiabático saturado. En este caso, la energía de la inestabilidad se empieza a liberar gradualmente, a medida que se satura cualquier porción de la capa inestable con el ascenso

orográfico. El resultado sería la formación de corrientes ascendentes hidrostáticas y la formación de lluvias moderadas, más o menos continuas y de larga duración. Además, el hecho de que durante todo el período estudiado la capa potencialmente inestable no fuera continua sino con capas estables intercaladas (ver figura N° 10), debe haber contribuido a la liberación gradual de la inestabilidad.

Kreitzberg y Perkey (1976 y 1977) han desarrollado un modelo numérico que trata de los mecanismos de interacción entre la mesoescala de la convección durante la liberación de la inestabilidad potencial en movimientos ascendentes, cuando inicialmente la atmósfera es condicionalmente inestable. La mesoescala es tratada con las ecuaciones primitivas hidrostáticas y la convección con un modelo no-hidrostático. Según este modelo numérico la convección domina el período inicial del proceso; las corrientes ascendentes hidrostáticas dominan la segunda fase y producen precipitación estratificada durante varias horas que es mayor que la producida durante la fase convectiva. Esta secuencia se observa en los datos de Limón (ver figura N° 15), en que se registran nubes cumuliformes y tormentas eléctricas sólo al principio del proceso.

Características del flujo en la capa superficial sobre Limón

En la figura N° 16, en que se presentó la secuencia horaria de Limón, ubicada a 3 m de altitud y pocos metros de la costa del mar, aparece una característica del viento que hay que destacar especialmente. El viento en Limón tiene una componente del Oeste durante casi todo el período del 2 al 6 de diciembre. Solamente durante 4 horas del día 3 el viento presenta una componente del Este. El viento sinóptico es del NE con unos 25 nudos durante todo el período (ver figura N° 8). Hay una sola observación, el día 3 a las 22 TMG, en que el viento en Limón correspondería a este viento sinóptico. Hay que tener en cuenta que las observaciones corresponden a las horas del día (de 06 a 18 hora local) por lo que la brisa de mar daría también una componente del Este. La existencia de estos vientos del W y SW en Limón implicaría un bloqueo de la circulación en niveles bajos por las montañas y la formación de un rotor con una corriente de retorno sobre la costa. Los vientos del N y NW serían períodos de transición, en los cuales no sería una corriente

de retorno sino una deflexión del flujo.

En la secuencia horaria, las observaciones a las 12, 15, 18, 21 y 24 TMG están codificadas en el código SYNOP. Sin embargo, en las horas en que el observador especifica la dirección en que se mueven las nubes bajas, indicada con una flecha, la altura de estas nubes se indica en metros. (Por ejemplo, el día 3 a las 24 TMG, la altura de las nubes bajas es 600 m y su dirección de desplazamiento del NE al SW). El nivel más bajo en que el viento es del NE es 150 m (el día 4 a las 12 TMG) y el nivel más alto en que los vientos son del W es 180 m (día 6 a las 23 TMG). Por lo tanto, la corriente de retorno tendría un espesor de unas pocas centenas de metros, con cortos períodos en que desaparece del todo (p.e. el día 3 a las 22 TMG). Además, la circulación no se produciría en un plano vertical (p.e., la corriente de retorno sería del N en unos casos y del W en otros).

Con estos elementos se ha esquematizado en la figura 17 la forma que tendría esta circulación de los vientos en la capa superficial entre la montaña y la zona costera, suponiendo que esta corriente está contenida en un plano vertical en la dirección NE-SW. Esta circulación de mesoescala del W debe provocar una fuerte convergencia en el viento sinóptico del NE a poca distancia mar adentro. Es probable que a este fenómeno se deban las fuertes lluvias en la zona costera, allí donde la montaña se acerca más a la costa. Este efecto local se suma a la precipitación debida a los movimientos verticales asociados con el sistema sinóptico de gran escala.

A juzgar por las observaciones de que disponemos de la Isla San Andrés, este sistema sinóptico produjo lluvias discontinuas y de poca intensidad, aunque no disponemos de datos sobre la cantidad. Vale decir, que las grandes precipitaciones de la Vertiente del Caribe de Costa Rica, deben atribuirse a los efectos adicionales del ascenso orográfico en las montañas, la circulación de bloqueo en la capa superficial y la convergencia friccional en las zonas costeras.

Zárate (1977) presenta la distribución horario-mensual del viento en superficie de Limón, en base a tres años de observaciones con anemógrafos. Desde las 11 a las 19 (hora local) las direcciones predominantes son del NE y N; desde las 20 hasta las 10 horas, el viento es fuertemente predominante del W y SW con velocidades menores de 10 nudos. La

mayor estabilidad hidrostática durante las horas de la noche favorece el bloqueo del flujo por las montañas y la ocurrencia de vientos del sector oeste, en este caso reforzados por la brisa nocturna de tierra a mar, que también es del oeste. Durante el día la estabilidad es menor, disminuyendo la posibilidad de bloqueo, al mismo tiempo que la brisa diurna de mar a tierra es del Este. Por otra parte, la frecuencia de vientos con componentes del oeste aumenta en los meses de noviembre y diciembre; éstos son precisamente los dos meses en que la precipitación es mayor y por lo tanto, menor será el calentamiento diurno y mayor la estabilidad hidrostática.

Durante el período del 2 al 6 de diciembre de 1970, la estabilidad hidrostática de la capa superficial en Limón debe haberse mantenido por encima de la normal para el período diurno, debido a la persistente nubosidad que cubría por completo el cielo (las temperaturas oscilaron de las 12 a las 24 horas entre 22 y 24°C, comparadas con una temperatura máxima media de unos 28°C para el mes de diciembre). Esta sería la explicación de la permanencia del flujo del Oeste —con velocidades de hasta unos 15 nudos— durante el día.

Consideraciones sobre el fenómeno del bloqueo

La influencia de las montañas sobre el flujo ha sido tratada por numerosos investigadores. La atención de los estudiosos, sin embargo, se ha centrado sobre las condiciones a sotavento de los obstáculos orográficos y muy poco sobre los fenómenos que ocurren a barlovento. El bloqueo del flujo a barlovento de las montañas se produce en la forma de un estancamiento del flujo o de una corriente de retorno. Ocurre cuando la estratificación térmica es lo suficientemente estable como para que la energía cinética de las capas inferiores de la atmósfera no es suficiente para ascender sobre las pendientes.

El bloqueo aparece en la teoría del salto hidráulico cuando el obstáculo es alto y el número de Froude es pequeño. Benjamín (1970), mostró cualitativamente que el bloqueo de barlovento debe presentarse cuando ocurren ondas de sotavento; esta característica se observa en los análisis de Forchtgott (1949) (ver WMO, Tech, Note N° 34) que muestra bloqueo para el caso que define como "wave streaming" o flujo ondulatorio.