



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Caracterización de la convección atmosférica nocturna en el Magdalena Medio

Characterization of nocturnal atmospheric convection over the Middle Magdalena Valley

Christian Alexander Bohórquez Portilla

Maestría en Ciencias - Meteorología
Departamento de Geociencias
Universidad Nacional de Colombia
Bogotá, D.C., Colombia
Agosto de 2023

Caracterización de la convección atmosférica nocturna en el Magdalena Medio

Characterization of nocturnal atmospheric convection over the Middle Magdalena Valley

Christian Alexander Bohórquez Portilla

Tesis de grado presentado como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Meteorología

Director:
Ph.D. Daniel Hernández Deckers

Grupo de Investigación de Ciencias Atmosféricas

Maestría en Ciencias - Meteorología
Departamento de Geociencias
Universidad Nacional de Colombia
Bogotá, D.C., Colombia
Agosto de 2023

“Insistir, Persistir, Resistir y nunca Desistir.” Anónimo

A mis padres y esposa, director de tesis, compañeros de maestría y amigos más cercanos, quienes siempre me impulsaron a seguir adelante con este sueño.

Agradecimientos

Quiero agradecer a mi Dios por cada una de las oportunidades presentes a diario para continuar cumpliendo sueños a lo largo de mi vida. A mi querida esposa que todos los días con su amor y paciencia, me impulsó a seguir adelante y no rendirme aún en las situaciones más difíciles. A mis padres y hermano que siempre estuvieron presentes y dispuestos apoyarme en mi formación académica. A el Ph.D. Daniel Hernández Deckers quien siempre mostró interés en mi investigación, estoy muy agradecido por su tiempo y sobre todo su paciencia para guiarme ante cualquier duda y así poder culminar esta investigación. A mi gran amigo y hermano Germán Darío Buitrago Salazar quien impulsó mi trabajo de investigación acompañándome a resolver dudas en el camino, siempre recordaré sus palabras de motivación para alcanzar la meta. También, quiero agradecer a mis compañeros de maestría por su amistad y compartir tanto conocimiento conmigo. Finalmente, quiero dar un agradecimiento muy especial al grupo GeoRED del Servicio Geológico Colombiano, por los datos de PWV de la estación GPS de Palanquero.

Estoy eternamente agradecido y solo deseo mil bendiciones para todos.

Resumen

Esta investigación estudia el comportamiento de la convección atmosférica profunda nocturna en el Magdalena Medio entre los años 2011 y 2017 con el fin de comprender las principales condiciones atmosféricas asociadas a dichos eventos. Se toma información de dos estaciones automáticas del IDEAM (Palanquero en el extremo sur, y Vizcaína más al norte, en cercanías a Barrancabermeja), e información de vapor de agua precipitable (PWV) de una estación GPS del Servicio Geológico Colombiano en Palanquero. De 1947 eventos de convección profunda en la región, 1421 (el 72,98 %) ocurren entre las 20:00 y las 07:00 hora local (eventos nocturnos), y 526 en el resto del día (eventos diurnos). La distribución mensual de los eventos muestra que la ocurrencia de los mismos coincide con las temporadas de lluvia en la región (comportamiento bimodal), lo cual confirma la estrecha relación entre precipitación y convección nocturna en esta región ecuatorial. La distribución espacial muestra que los eventos nocturnos se distribuyen a lo largo de todo el valle, encontrando más eventos en el extremo suroeste del valle cerca de Palanquero.

Para investigar el comportamiento de las variables meteorológicas asociado a la ocurrencia de eventos convectivos nocturnos, se construyen compuestos de las mismas a partir de promedios de sus anomalías. Es decir, se seleccionan los eventos más cercanos a las estaciones automáticas, y se compara el comportamiento de cada variable asociado a la ocurrencia de estos eventos, con su comportamiento promedio. A partir de los resultados de estos compuestos, se plantea la siguiente hipótesis acerca del mecanismo generador de eventos convectivos para la zona de Palanquero: primero, la circulación predominante proveniente del norte; esto, junto con la geometría del valle facilita la convergencia, especialmente al extremo sur donde el valle se va elevando y cerrando. Sin embargo, esto no es suficiente ya que esta circulación no siempre ocasiona eventos convectivos. La información de PWV en Palanquero indica que en los días con eventos convectivos se presentan anomalías positivas al menos 12 horas antes de los eventos. Adicionalmente, desde 8 horas antes, el PWV presenta un aumento leve, que se intensifica 4 horas antes del evento, y alcanza un máximo 1 hora antes del mismo. A partir de ese momento decae rápidamente, pero manteniéndose por encima del promedio hasta al menos 12 horas después. Esto sugiere que hay un mayor contenido de humedad no solo localmente, sino probablemente a nivel regional. Este podría ser el factor determinante para la convección profunda, ya que en horas de la noche el vapor de agua adicional puede generar un calentamiento por efecto radiativo de onda larga, que sería más pronunciado en el valle que en sus laderas. Este calentamiento anómalo, se observa desde 5 horas antes del evento; al ser este calentamiento menor en las laderas, esto intensificaría la interacción valle-montaña en horas de la noche. Para Palanquero, que está más cerca a las laderas de la cordillera Oriental, se evidencia una componente de viento anómala del noreste que se observa desde unas 4 horas antes de los eventos convectivos, que a su vez intensifica la convergencia en esta zona. De manera que la convergencia natural del valle por su geometría y circulación

predominante, sumada a anomalías positivas de PWV, desencadenan una serie de procesos radiativos, dinámicos y termodinámicos locales que resultan en un evento de convección profunda nocturna en la zona de Palanquero. Para la zona de Vizcaína no es posible construir un modelo conceptual tan detallado que explique los eventos que se presentan allí, pero posiblemente actúen procesos similares a los de Palanquero. Se requiere mayor información, en particular el comportamiento del PWV en este punto de la región.

Palabras clave: Convección Atmosférica, vapor de agua precipitable (PWV), viento, convergencia, compuestos.

Abstract

This research studies the behavior of nocturnal deep atmospheric convection in the middle Magdalena River valley between 2011 and 2017, in order to understand the main atmospheric conditions associated with these events. Two automatic weather stations from IDEAM are used (Palanquero in the extreme south, and Vizcaína further north, near Barrancabermeja), as well as precipitable water vapor (PWV) data from a GPS station of the Colombian Geological Service in Palanquero. Of 1,947 deep convective events in the region, 1,421 (72.98 %) occur between 8:00 p.m. and 7:00 a.m. local time (nighttime events), and 526 during the rest of the day (daytime events). The monthly distribution of the events shows that their occurrence coincides with the rainy seasons in the region (bimodal behavior), which confirms the close relationship between precipitation and nocturnal convection in this equatorial region. The spatial distribution shows that nocturnal events are distributed throughout the entire valley, finding more events in the southwestern end of the valley near Palanquero.

To investigate the behavior of the meteorological variables associated with the occurrence of nocturnal convective events, composites are constructed from the averages of their anomalies. That is, the events closest to the automatic stations are selected, and the behavior of each variable associated with the occurrence of these events is compared with their average behavior. Based on the results of these composites, the following hypothesis is proposed about the mechanism that generates convective events for the Palanquero area: first, the predominant circulation comes from the north; this, together with the geometry of the valley facilitates convergence, especially at the southern end where the valley rises and closes itself. However, this is not enough since this circulation does not always cause convective events. GPS data from Palanquero indicates that on days with convective events, positive anomalies of PWV occur at least 12 hours before the events. Additionally, PWV shows a slight increase 8 hours prior to the event, which intensifies in the last 4 hours before the event, and reaches a maximum 1 hour before it. From that moment on, it declines rapidly, but remains above average until at least 12 hours later. This suggests that there is a higher

moisture content not only locally, but probably regionally. This could be the determining factor for deep convection, since at night the additional water vapor can generate heating due to the long-wave radiative effect, which would be more pronounced in the valley than on its slopes. This anomalous heating is observed from 5 hours before the event; the smaller warming effect along the slopes of the valley may intensify the mountain-valley interaction at night. For Palanquero, which is closer to the slopes of the Eastern Cordillera, there is evidence of an anomalous wind component from the northeast that is observed from close to 4 hours before the convective events, which in turn intensifies convergence in this area. Thus, the natural convergence of the valley due to its geometry and predominant circulation, together with positive PWV anomalies, trigger a series of local radiative, dynamic, and thermodynamic processes that result in a nocturnal deep convection event in the Palanquero area. For the Vizcaína area, it is not possible to build such a detailed conceptual model that explains the events that occur there, but processes similar to those of Palanquero may be responsible. More information is required to verify this, particularly the behavior of the PWV at this location.

Keywords: Atmospheric convection, precipitable water vapor (PWV), wind, convergence, compounds.

Contenido

Agradecimientos	vii
Resumen	ix
Lista de Figuras	xv
Lista de Tablas	xxi
1. Introducción	1
2. Marco de referencia	4
2.1. Antecedentes	4
2.2. Marco teórico	9
2.2.1. Convección atmosférica	9
2.2.2. Estaciones GPS y vapor de agua	17
2.3. Marco geográfico	20
3. Información y procesamiento	22
3.1. Imágenes satelitales	22
3.2. Estaciones automáticas y estación GPS	24
4. Resultados	30
4.1. Distribución temporal y espacial de los eventos de convección atmosférica en el Magdalena Medio.	30
4.2. Climatología en la región de acuerdo a información en estaciones automáticas y GPS.	35
4.3. Anomalías presentadas durante los eventos.	46
4.4. Eventos coincidentes en Palanquero y Vizcaína	58
5. Conclusiones y recomendaciones	64
5.1. Conclusiones	64
5.2. Recomendaciones	68
Anexos	69

A. Apéndice A:	
Información de los datos obtenidos para cada una de las estaciones utilizadas.	71
B. Apéndice B:	
Distribución por horas del día, meses y años de los datos faltantes y eliminados de las dos estaciones del IDEAM.	73
C. Apéndice C:	
Imágenes satelitales infrarrojas y mapas sinópticos para los días con eventos coincidentes en ambas estaciones.	79
Bibliografía.	101

Lista de Figuras

2-1.	Diagrama Skew-T para Leticia; Amazonas del día 03 de enero 2023 a las 12z, indicando los índices termodinámicos CAPE (azul) y CIN (violeta). Información tomada de La Universidad Wyoming y procesada en python.	18
2-2.	Mapa topográfico de Colombia con el Magdalena Medio delimitada por una isolínea a una elevación de 500 metros entre las latitudes de 5° N y 8° N, donde se ubica con un triángulo negro la base aérea de Puerto salgar; Cundinamarca.	21
3-1.	Mapa topográfico del Magdalena Medio en Colombia, con una rejilla de 14x26 que contiene una isolínea de elevación de 500 metros (color rojo) entre las latitudes de 5°N y 8,4°N. Las “x” corresponden a las celdas de rejilla que conforman el área de interés.	23
3-2.	Mapa del Valle del Magdalena Medio y ubicación de las estaciones utilizadas.	25
4-1.	Número total de eventos anuales de convección atmosférica profunda en el Magdalena Medio identificados entre 2011 y 2017.	30
4-2.	Número total de eventos mensuales de convección atmosférica profunda en el Magdalena Medio para el período 2011-2017.	31
4-3.	Número total de eventos por hora de convección atmosférica profunda en el Magdalena Medio para el período 2011-2017.	32
4-4.	Número total de eventos mensuales de los eventos de convección profunda en el valle del Magdalena Medio por bloques de tiempo nocturno (arriba) y diurno (abajo) para 2011-2017.	33
4-5.	Distribución espacial promedio de la ocurrencia de los eventos de convección atmosférica profunda en el Magdalena Medio para el período 2011-2017. . . .	34
4-6.	Distribución espacial promedio de los eventos de convección atmosférica profunda en el valle del Magdalena Medio por bloques de tiempo nocturno (izquierda) y diurno (derecha) para 2011-2017.	35
4-7.	Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Temperatura para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017.	36
4-8.	Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Humedad Relativa para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017.	37

4-9. Comportamiento mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Precipitación para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017. El área sombreada para las gráficas mensuales corresponde a los percentiles 20 y 80, para las gráficas horarias se utilizan los percentiles 5 y 95.	38
4-10. Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Presión atmosférica para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017.	39
4-11. Comportamiento promedio mensual (derecha) y horario (izquierda) del vapor de agua precipitable para la estación GPS de Palanquero, analizado en el periodo 2011-2017.	40
4-12. Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Humedad Específica para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017.	41
4-13. Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la rapidez del viento para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017. El área sombreada corresponde a los percentiles 25 y 75.	42
4-14. Comportamiento promedio del viento a partir de rosas de viento para las estaciones Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) analizadas en el periodo 2011-2017. Se utilizan datos 10-minutales y los colores representan la rapidez del viento en m/s. Los valores dentro de las rosas de viento corresponden al porcentaje de ocurrencia de la dirección del viento.	43
4-15. Comportamiento del viento a partir de rosas de viento en el periodo 2011-2017, dividido en bloque diurno y nocturno para la estación de Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo). Se utilizan datos 10-minutales y los colores representan la rapidez del viento en m/s. Los valores dentro de las rosas de viento corresponden al porcentaje de ocurrencia de la dirección del viento.	44
4-16. Comportamiento horario del viento para el bloque nocturno de Palanquero a partir de rosas de viento en el periodo 2011-2017. Se utilizan datos 10-minutales y los colores representan la rapidez del viento en m/s. Los valores dentro de las rosas de viento corresponden al porcentaje de ocurrencia de la dirección del viento.	45
4-17. Comportamiento horario del viento para el bloque nocturno de Vizcaína a partir de rosas de viento en el periodo 2011-2017. Se utilizan datos 10-minutales y los colores representan la rapidez del viento en m/s. valores dentro de las rosas de viento corresponden al porcentaje de ocurrencia de la dirección del viento.	46

4-18.Puntos de rejilla (delimitadas en rojo) para la selección de los eventos de convección atmosférica profunda más cercanos a las estaciones del IDEAM y estación GPS.	47
4-19.Distribución total horaria de los eventos seleccionados en Palanquero (derecha) y Vizcaína (izquierda) entre 2011-2017.	48
4-20.Comportamiento de las anomalías de temperatura desde 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).	50
4-21.Comportamiento de las anomalías de Humedad relativa desde 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).	51
4-22.Comportamiento de las anomalías de Humedad específica desde 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).	52
4-23.Comportamiento de las anomalías de la presión atmosférica 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).	53
4-24.Comportamiento de anomalías del vapor de agua precipitable 8 horas antes hasta 8 horas después, de los eventos identificados para la estación de Palanquero.	54
4-25.Comportamiento promedio de la precipitación 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).	55
4-26.Comportamiento promedio de anomalías de la rapidez del viento 8 horas antes hasta 8 horas después, de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).	56
4-27.Rosas de viento para el comportamiento promedio 4 horas antes hasta 4 horas después, de los eventos identificados para la estación de Palanquero.	57
4-28.Rosas de viento para el comportamiento promedio 4 horas antes hasta 4 horas después, de los eventos identificados para la estación de Vizcaína.	58
4-29.Condiciones Sinópticas el día 07 de junio del 2011 a las 06UTC.	60
4-30.Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 2 de la Tabla 4-2 (del 06-06-11 20:45 al 06-06-11 23:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 06/06/2011 y en Vizcaína a las 05:15 del 07/06/2011. .	61
4-31.Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 2 de la Tabla 4-2 (del 06-06-11 23:45 al 07-06-11 02:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 06/06/2011 y en Vizcaína a las 05:15 del 07/06/2011. .	62
4-32.Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 2 de la Tabla 4-2 (del 06-06-11 02:45 al 07-06-11 05:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 06/06/2011 y en Vizcaína a las 05:15 del 07/06/2011. .	63

B-1. Distribución por horas del día, meses y años de los datos de temperatura para Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) en el periodo 2011-2017.	74
B-2. Distribución por horas del día, meses y años de los datos de humedad relativa para Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) en el periodo 2011-2017.	75
B-3. Distribución por horas del día, meses y años de los datos de presión para Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) en el periodo 2011-2017.	76
B-4. Distribución por horas del día, meses y años de los datos de precipitación para Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) en el periodo 2011-2017.	77
B-5. Distribución por horas del día, meses y años de los datos de viento para Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) en el periodo 2011-2017.	78
C-1. Condiciones Sinópticas el día 24 de abril del 2011 a las 06UTC.	79
C-2. Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 1 de la Tabla 4-2 (del 23-04-11 18:45 al 23-04-11 21:15). El evento ocurre en Palanquero a las 02:45 del 24/04/2011 y en Vizcaína a las 20:15 del 24/04/2011.	80
C-3. Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 1 de la Tabla 4-2 (del 23-04-11 21:45 al 24-04-11 01:45). El evento ocurre en Palanquero a las 02:45 del 24/04/2011 y en Vizcaína a las 20:15 del 24/04/2011. Para este caso, no hay imágenes disponibles entre las 23:15 y las 01:15.	81
C-4. Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 1 de la Tabla 4-2 (del 24-04-11 02:15 al 24-04-11 04:45). El evento ocurre en Palanquero a las 02:45 del 24/04/2011 y en Vizcaína a las 20:15 del 24/04/2011.	82
C-5. Condiciones Sinópticas el día 05 de diciembre del 2011 a las 00UTC.	83
C-6. Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 3 de la Tabla 4-2 (del 04-12-11 20:45 al 04-12-11 23:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 04/12/2011 y en Vizcaína a las 04:45 del 05/12/2011.	84
C-7. Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 3 de la Tabla 4-2 (del 04-12-11 23:45 al 05-12-11 02:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 04/12/2011 y en Vizcaína a las 04:45 del 05/12/2011.	85
C-8. Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 3 de la Tabla 4-2 (del 05-12-11 02:45 al 05-12-11 05:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 04/12/2011 y en Vizcaína a las 04:45 del 05/12/2011.	86
C-9. Condiciones Sinópticas el día 21 de abril del 2012 a las 00UTC.	87
C-10 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 4 de la Tabla 4-2 (del 20-04-12 20:45 al 20-04-12 23:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 20/04/2012 y en Vizcaína a las 04:45 del 21/04/2012.	88
C-11 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 4 de la Tabla 4-2 (del 20-04-12 23:45 al 21-04-12 02:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 20/04/2012 y en Vizcaína a las 04:45 del 21/04/2012.	89

C-12 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 4 de la Tabla 4-2 (del 21-04-12 02:45 al 21-04-12 05:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 20/04/2012 y en Vizcaína a las 04:45 del 21/04/2012. .	90
C-13 Condiciones Sinópticas el día 18 de marzo del 2014 a las 06UTC.	91
C-14 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 5 de la Tabla 4-2 (del 17-03-14 22:15 al 18-03-14 00:45). El evento ocurre en Palanquero a las 01:15 del 18/03/2014 y en Vizcaína a las 02:45 del 18/03/2014. .	92
C-15 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 5 de la Tabla 4-2 (del 18-03-14 01:15 al 18-03-14 03:45). El evento ocurre en Palanquero a las 01:15 del 18/03/2014 y en Vizcaína a las 02:45 del 18/03/2014. .	93
C-16 Condiciones Sinópticas el día 08 de octubre del 2014 a las 06UTC.	94
C-17 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 6 de la Tabla 4-2 (del 07-10-14 20:15 al 07-10-14 22:45). El evento ocurre en Palanquero a las 23:15 del 07/10/2014 y en Vizcaína a las 23:45 del 07/10/2014. .	95
C-18 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 6 de la Tabla 4-2 (del 07-10-14 23:15 al 08-10-14 01:45). El evento ocurre en Palanquero a las 23:15 del 07/10/2014 y en Vizcaína a las 23:45 del 07/10/2014. .	96
C-19 Condiciones Sinópticas el día 05 de diciembre del 2016 a las 06UTC.	97
C-20 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 7 de la Tabla 4-2 (del 04-12-16 20:45 al 04-12-16 23:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:45 del 04/12/2016 y en Vizcaína a las 03:15 del 05/12/2016. .	98
C-21 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 7 de la Tabla 4-2 (del 04-12-16 23:45 al 05-12-16 02:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:45 del 04/12/2016 y en Vizcaína a las 03:15 del 05/12/2016. .	99
C-22 Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 7 de la Tabla 4-2 (del 05-12-16 02:45 al 05-12-16 05:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:45 del 04/12/2016 y en Vizcaína a las 03:15 del 05/12/2016. .	100

Lista de Tablas

3-1. Estaciones automáticas del IDEAM en el valle del Magdalena Medio.	27
3-2. Disponibilidad de datos en las estaciones automáticas del IDEAM en el Magdalena Medio.	28
3-3. Relación de datos válidos para cada una de las variables meteorológicas obtenidas en Palanquero y Vizcaína para el periodo 2011-2017. Los porcentajes corresponden a la relación de datos según la descripción versus los datos totales.	29
4-1. Número de eventos identificados con datos disponibles para cada una de las variables meteorológicas, para el bloque de tiempo de 20:00 a 06:59, en el periodo 2011-2017.	48
4-2. Lista de casos coincidentes en las estaciones de Palanquero y Vizcaína la misma noche en el valle del Magdalena Medio.	59
A-1. Límites del test de rango fijo para cada variable.	71
A-2. Valor máximo, mínimo y promedio para cada una de las variables meteorológicas de las estaciones de Palanquero y Vizcaína antes de los tests realizados.	72

1. Introducción

En general, la convección es el proceso de transferencia de calor asociado al movimiento interno de un fluido. En la atmósfera se utiliza el término “convección” cuando se trata de un transporte en la dirección vertical. Estos movimientos verticales están asociados a la inestabilidad atmosférica, que puede ser ocasionada, entre otros, por el calentamiento de la superficie o el enfriamiento de los niveles más altos de la troposfera. Dichos movimientos están directamente relacionados con la generación de nubes y por consiguiente con la precipitación. Por lo tanto, la convección atmosférica es un proceso muy importante para el sistema climático terrestre, ya que juega un papel crucial en el transporte vertical de energía y masa a lo largo de toda la troposfera, y además es determinante para la precipitación, en particular en las zonas tropicales (e.g., Hernández-Deckers, 2022)

La convección atmosférica incluye procesos que ocurren en diferentes escalas, que van desde la escala microscópica (proceso de formación de gotas y cristales de hielo), hasta los procesos de organización de la convección en escalas de cientos o miles de kilómetros, como por ejemplo los sistemas convectivos de mesoescala (e.g., Zipser *et al.*, 2006; Zuluaga y Houze, 2014), o la oscilación Madden-Julian (Madden y Julian, 1972). Esto indica que para el estudio de la convección atmosférica se debe tener en cuenta un amplio rango de escalas, pero específicamente al entrar a los procesos físicos involucrados en escalas pequeñas, no se pueden simular directamente en los modelos debido a la limitación en la resolución. Por ende es necesario parametrizar los diferentes procesos físicos de la convección en dichos modelos.

La problemática del calentamiento global actual, ocasionado por el incremento de concentraciones de gases de efecto invernadero debido a actividades humanas, sirve como ejemplo para ilustrar la relevancia de los modelos de simulación del clima. Para entender dicho problema es necesario comprender el comportamiento del sistema climático terrestre, para lo cual se han desarrollado diferentes modelos climáticos, los cuales deben representar los procesos más relevantes en la atmósfera. Como se indica anteriormente, debido al límite impuesto por la resolución finita de los modelos, es necesario desarrollar algunas parametrizaciones, que permitan representar el efecto de aquellos procesos que no se pueden simular directamente.

A lo largo de los años, se han realizado diferentes y complejas parametrizaciones de los diferentes procesos atmosféricos, con el fin de que éstos se representen correctamente en los modelos. Por ejemplo, Arakawa (2004) habla de la necesidad de implementar y mejorar las

parametrizaciones de los procesos convectivos. Sin embargo, indica que aún se identifican defectos en las parametrizaciones de convección, por lo cual es necesario dedicar esfuerzos a mejorarlas a través de distintas estrategias. Más adelante Mapes y Neale (2011), efectuaron tratamientos a parametrizaciones de cúmulos existentes. Sin embargo, acotan que los parámetros utilizados son difíciles de abordar mediante la observación, manifestando nuevamente la dificultad y las falencias con las parametrizaciones en los procesos convectivos.

Una de las formas en que se pueden mejorar las parametrizaciones, es observando ciertos aspectos o procesos físicos de la convección para mejorar su comprensión. Este aprendizaje puede ser luego utilizado para mejorar los modelos conceptuales en los cuales se basan las parametrizaciones. El presente trabajo busca justamente estudiar, a partir de observaciones, el desarrollo de eventos de convección profunda nocturna en una zona continental, un aspecto de la convección cuya comprensión es aún limitada debido a las pocas investigaciones que se han realizado a la fecha sobre este tema. Se espera entonces que los resultados de esta investigación puedan ser útiles a futuro para mejorar las parametrizaciones de la convección en los modelos de simulación del tiempo y el clima.

En zonas continentales tropicales, la convección atmosférica profunda tiende a ocurrir en horas de la tarde debido al calentamiento que se da en la superficie terrestre durante el día. Por otra parte, la convección atmosférica profunda nocturna es común en zonas oceánicas, y solo en algunos lugares continentales muy específicos. Por ejemplo, Mapes *et al.* (2003), muestran que uno de los lugares continentales donde se presenta la convección nocturna con mucha frecuencia, es el valle del Magdalena Medio en Colombia; así mismo, Hernández-Deckers (2022) muestra, a partir de imágenes satelitales infrarrojas, que en el valle del Magdalena Medio predomina la convección nocturna. Sin embargo, no se conoce aún en detalle el origen ni los mecanismos responsables de esta convección nocturna.

Además de la importancia en términos fundamentales de la comprensión de estos procesos para las ciencias atmosféricas en general, estudiar este tipo de convección nocturna es de gran importancia para la Fuerza Aérea Colombiana (FAC), por la afectación que podría tener los entrenamientos y operaciones que se realizan en la región, ya que una aeronave expuesta a este tipo de fenómeno sería un riesgo en cuanto a las políticas de seguridad operacional de la FAC. Adicionalmente, esta zona es importante para Colombia por su turismo, ganadería y especialmente la refinería de petróleo principalmente ubicada en Barrancabermeja.

Lo anterior da la motivación para realizar un análisis y desarrollar esta investigación, que busca comprender los mecanismos responsables de la ocurrencia de la convección nocturna en el valle del Magdalena. Por ende, se pretende efectuar un análisis observacional de las diferentes variables, antes, durante y después de la ocurrencia de eventos nocturnos de convección atmosférica profunda en esta zona de Colombia.

El análisis a desarrollar, va desde el año 2011 hasta el 2017, periodo que corresponde al tiempo de funcionalidad del satélite geoestacionario GOES - 13, el cual captura imágenes en diferentes longitudes de onda. En este estudio las imágenes infrarrojas se usan para identificar los eventos convectivos siguiendo la metodología propuesta por Hernández-Deckers (2022). Una vez identificados los eventos, se utiliza la información obtenida de las estaciones meteorológicas automáticas (EMAS) del IDEAM y la información de vapor de agua de una estación GPS del Servicio Geológico Colombiano, con el fin de estudiar los eventos de convección.

Es así como esta tesis pretende aportar nuevo conocimiento acerca de la formación de eventos convectivos en el valle medio del Magdalena, y de esta forma mejorar la comprensión de los procesos responsables de la convección atmosférica profunda nocturna en una zona continental ecuatorial. Esto necesariamente contribuirá a mejorar la comprensión de la convección en general, y los resultados por lo tanto podrán servir para mejorar las parametrizaciones de la convección en los modelos globales.

2. Marco de referencia

2.1. Antecedentes

La investigación en convección atmosférica es un campo muy activo desde hace varias décadas, en el cual la región del norte de sudamérica ha sido de especial interés, ya que registra máximos significativos de precipitación convectiva. Por ejemplo, en el pacífico colombiano se registran precipitaciones anuales entre 8000 y 13000 mm (e.g., Murphy 1939; Poveda y Mesa 2000), lo cual ha convertido a ésta en una zona relevante para el estudio de los procesos que generan convección, a partir de diferentes metodologías.

Por medio de datos de reanálisis, Poveda y Mesa (2000) muestran cómo la interacción océano-tierra-atmósfera sobre el pacífico tropical, junto al chorro de bajo nivel del Chocó, potencian la generación de precipitación convectiva en la región norte de sudamérica, específicamente a lo largo del pacífico colombiano. Para ellos, la convección se desarrolla a partir del comportamiento de la humedad a bajos niveles, combinada con vientos alisios, bajas presiones superficiales y el ascenso orográfico.

Por otro lado, y analizando también procesos convectivos sobre la región norte de sudamérica, Montoya y Eslava (2000) estudian las condiciones a gran escala y a escala local que favorecen el desarrollo de la actividad convectiva en la Sabana de Bogotá. Así mismo, analizan el efecto orográfico de la región, ya que éste podría ocasionar el ascenso de masas de aire cálidas y húmedas a la sabana de Bogotá provenientes del valle del Magdalena. Esto sugiere que las tormentas no son un fenómeno netamente local, sino que se forman por la interacción de características locales, regionales y las condiciones en el flujo a gran escala.

Siguiendo con análisis sobre el pacífico colombiano y sus alrededores, Mapes *et al.* (2003a) documentan la climatología general del noroccidente de América del sur utilizando el modelo de mesoescala MM5 y observaciones locales. Luego, Warner *et al.* (2003) realizan una simulación para representar y comprender mejor la dinámica atmosférica de esta región y compararla con las observaciones. Finalmente Mapes *et al.* (2003b) analizan e interpretan la información obtenida a partir de la descripción de los procesos físicos detrás de la convección y estudian el ciclo de lluvia a lo largo del día en la región de estudio. Allí describen cómo se presenta la lluvia nocturna al occidente de la costa pacífica colombiana, que tiende a propagarse lejos de la masa continental durante la noche y la mañana. Así mismo, Mapes *et al.*

(2003b) resaltan los picos de precipitación nocturna en el valle del Magdalena, comentando la importancia de la topografía de esta región en particular, como una de las posibles razones de ese fenómeno. No obstante, los autores no detallan o analizan las condiciones específicas responsables de la convección nocturna en el valle del Magdalena.

Otra investigación relevante sobre convección atmosférica en la región del norte de Sur América es la de Zuluaga y Poveda (2004), quienes utilizan información del satélite del proyecto misión para la medición de lluvias tropicales (TRMM) con el propósito de llevar a cabo un diagnóstico a los sistemas convectivos de mesoescala sobre Colombia y el océano pacífico oriental entre 1998 y 2002. Como resultados en el análisis de estos años, identifican un número bastante significativo de eventos de tormenta, donde los eventos con sistemas convectivos de mesoescala representan el 10 % total de eventos, pero aportan el 70 % del volumen total de lluvia, lo que muestra la importancia de estos sistemas en cuanto a la precipitación en el trópico americano, confirmando de esta manera la información obtenida por otros autores como Murphy 1939, Montoya y Eslava 2000, y Mapes *et al.* (2003b). Adicionalmente, se menciona la generación de sistemas convectivos motivado por procesos a gran escala como la oscilación del sur y el fuerte ciclo anual de eventos asociados a la migración meridional de la zona de convergencia intertropical y a la dinámica del chorro de Chocó sobre la región de estudio, coincidiendo esto último con la interpretación de Poveda y Mesa (2000).

La investigación de Zuluaga y Poveda (2004), aporta métodos de observación y análisis de variables meteorológicas en diferentes zonas de Colombia para un análisis de convección. Adicionalmente, se encuentran diferencias en la intensidad promedio de eventos convectivos sobre el océano y sobre el continente, donde se identifican mayores intensidades en los meses de marzo a septiembre, y menores valores entre noviembre y enero sobre el continente, mientras que sobre el océano las diferencias no son tan marcadas a lo largo del año. Lo anterior permite identificar diferencias claras entre lo que ocurre sobre el océano y sobre tierra.

Al igual que Zuluaga y Poveda (2004), Rickenbach (2004) utiliza información del TRMM para hablar sobre sistemas de nubosidad nocturnos y la variación de nubes y precipitación en la Amazonía, complementando su investigación con información satelital del GOES-8, información radar e información de radiosondeos en los meses de enero y febrero de 1999. Encuentra en su investigación un máximo de eventos de convección profunda después de la medianoche, los cuales tienen a debilitar y retrasar el inicio de eventos convectivos en la tarde siguiente. Rickenbach (2004) encuentra que la mayor importancia de los eventos de llovizna nocturna puede ser el efecto potencial sobre el balance de radiación diurna por las extensas nubes nocturnas de nivel medio. Por lo cual, centra su investigación en los ciclos de vida completos de las líneas de turbonada costeras que se propagan hacia el oeste.

Por otro lado, Sato y Kimura (2005) también hablan de las diferencias entre el ciclo diurno

y nocturno de los eventos convectivos y mencionan la importancia del vapor de agua precipitable (PWV) como índice de inestabilidad convectiva. Sato y Kimura (2005) realizan un análisis para verificar la importancia del PWV en la generación de lluvia convectiva nocturna en Japón, estas verificaciones se realizaron mediante simulaciones en modelos numéricos, algunas observaciones con datos radar y datos GPS. Además, obtienen diferencias significativas entre el ciclo diurno y nocturno en las zonas montañosas y zonas llanas de la región. Por ejemplo, mencionan un aumento considerable en la humedad específica en las zonas montañosas que posteriormente es desplazada por el viento hacia el llano, lo cual provoca un aumento de la temperatura potencial lo cual vuelve más inestable esa zona durante las noches.

Zipser *et al.* (2006) realizan una investigación sobre las tormentas más intensas del planeta. Como resultado logran identificar las tormentas eléctricas extremadamente intensas mediante una combinación de instrumentos del satélite TRMM. Con estos recursos, logran identificar que el ciclo diurno de tormentas intensas presenta su máximo por la tarde sobre tierra y un amplio máximo nocturno sobre los océanos, lo cual no es un resultado inesperado. Dentro de su investigación se puede observar que Colombia presenta una gran cantidad de eventos convectivos lo cual incita a analizar las condiciones en esta región y confirma la importancia de las investigaciones analizadas hasta ese momento.

Otra investigación que usa los datos del TRMM es la realizada por Zuluaga y Houze (2014), quienes centran su atención en documentar la ubicación y ciclo de las tormentas convectivas extremas que ocurren en zonas específicas de latitudes bajas. Los autores muestran tres tipos de estructuras convectivas estratiformes que representan a los eventos convectivos extremos: núcleos convectivos profundos (DCC), núcleos convectivos anchos (WCC) y regiones estratiformes anchas (BSR). Estos tipos de estructuras son explicadas una a una con sus respectivas diferencias y características y son atribuidas principalmente por la orografía de cada una de las regiones. Nuevamente se resaltan los procesos convectivos encontrados sobre Colombia, ésto coincidiendo con información obtenida por Zuluaga y Poveda (2004) y Zipser *et al.* (2006).

Aragón (2015), por otra parte, centra su estudio en las condiciones meteorológicas bajo las cuales se presentan los sistemas convectivos en el Aeropuerto Internacional El Dorado (SK-BO) de Bogotá, Colombia. Esto con el fin de contribuir al mejoramiento de la seguridad aérea y la toma de decisiones en el control de tránsito aéreo del aeródromo más importante de Colombia. Ella, a través de la información de los reportes METAR y SPECI, e información de imágenes satelitales en el período comprendido entre 1 julio de 2011 al 30 de junio de 2014, establece las características meteorológicas generales bajo las cuales se presentan sistemas convectivos sobre SKBO. Con este análisis logra confirmar patrones de circulación local propios de los eventos convectivos, como el cambio de dirección del viento,

el cual permite la advección de humedad que generan vigorosos sistemas convectivos sobre SKBO. Aunque esta investigación no abarca la zona del Magdalena Medio ni específicamente eventos de convección nocturna, sí constituye un ejemplo de un estudio que busca mejorar la comprensión de eventos de convección motivados en gran medida por la seguridad aérea, además de confirmar la información obtenida en su momento por Montoya y Eslava (2000).

También es necesario analizar las condiciones orográficas que impulsan la convección atmosférica como lo hace Kirshbaum *et al.* (2018), quienes investigan la convección orográfica húmeda la cual se desarrolla cuando y donde la inestabilidad coincide con un ascenso inducido por el terreno, dicho ascenso puede deberse a fuerzas mecánicas y/o térmicas. En esta investigación se menciona que los ascensos orográficos se pueden deber a la baroclinicidad local inducida por la insolación y el enfriamiento radiativo nocturno, ese forzamiento térmico impulsa circulaciones verticales y precipitación convectiva impulsada por flujos hacia arriba de la montaña durante el día y flujos hacia abajo en la noche. Kirshbaum *et al.* (2018) mencionan en su investigación la necesidad de entender cuándo la convección es forzada mecánica o térmicamente y explica de manera detallada algunos conceptos o mecanismos que activan la convección, como lo son los flujos catabáticos.

Gómez (2019), investiga la influencia de la orografía para la generación de convección atmosférica en el valle del Magdalena Medio. Su investigación la apoya con datos de la misión Global Precipitation Measurement (GPM), información ERA-Interim y datos de un radar meteorológico en tierra, donde identifica fuertes ciclos de precipitación diurna cerca a las cordilleras que limitan al valle. Gómez (2019), utiliza simulaciones de alta resolución del modelo WRF, simulando un periodo de dos semanas con y sin lluvia. Dentro de su investigación (Gómez, 2019), específicamente en la figura 2.8 se observa la tasa promedio de lluvias por bloques de tiempo obtenidos por GPM. Allí observamos que para el valle del Magdalena Medio la tasa de precipitación más importante se encuentra entre las 21:00 y las 03:00 hora local, lo anterior motivado por la convección atmosférica de la región, confirmando la información obtenida por Mapes *et al.* (2003b). Además, identifica una serie de eventos convectivos significativos entre 5°N y 7°N sobre la falta de la cordillera central, donde Gómez (2019) indica que este fenómeno se ve motivado por las características del terreno. Por tal motivo, en la sección 4 de su tesis, Gómez (2019) realiza simulaciones con tres modificaciones en la topografía, para verificar el comportamiento de los sistemas convectivos. Al finalizar dichas simulaciones obtiene cambios significativos en la formación de eventos convectivos, en el comportamiento de vientos y humedad dentro del valle.

Casallas (2020), por su parte, analiza las características de eventos de convección atmosférica profunda en la sabana de Bogotá a partir de imágenes infrarrojas del GOES-13 en horas de la tarde durante las temporadas de lluvias correspondientes. En su investigación, el autor identifica eventos que son comparados con datos in-situ de precipitación, temperatura, pre-

sión atmosférica y vientos, para después determinar las características dinámicas asociadas a la convección. Casallas (2020) menciona que las variables más importantes en la formación de eventos convectivos son el vapor de agua, rapidez del viento y la temperatura. Dichas variables son analizadas antes, durante y después de la ocurrencia de un evento. Los resultados de los análisis, le permiten al autor concluir que la rapidez del viento presenta valores más bajos de lo normal en la mañana, y un incremento rápido después de las 12h en días convectivos. En cuanto a la temperatura, en superficie alcanza valores más altos, pero así mismo disminuye rápidamente a valores más bajos del promedio cuando hay un evento convectivo. Estos comportamientos, junto al comportamiento del vapor de agua precipitable (PWV) podrían contribuir a un futuro desarrollo de alertas tempranas de eventos de convección intensa en esta región. Un elemento importante de este estudio es su análisis acerca de la ocurrencia de vientos del Oeste asociados a los eventos convectivos. Estudios previos, como el de Montoya y Eslava (2000), o el de Aragón (2015), sugerían que los vientos del Oeste son un indicador muy claro que precede a los eventos convectivos en la Sabana de Bogotá. Sin embargo, Casallas (2020) y Casallas *et al.* (2021) muestran que aunque estos vientos están presentes en la mayoría de los eventos convectivos, también lo están en prácticamente todas las tardes, con o sin eventos de convección. Por lo tanto, aunque estos vientos facilitan la convergencia necesaria para los eventos convectivos, no son un buen predictor de los mismos. Lo interesante en la investigación de Casallas (2020) y Casallas *et al.* (2021) para la investigación en curso, es la forma como se utilizan los datos satelitales, la información de las estaciones meteorológicas automáticas y las estaciones GPS.

Una de las investigaciones más recientes que abarca el tema de convección sobre Colombia es la de Mejía *et al.* (2021), quienes mencionan que el extremo este del Océano Pacífico ecuatorial y el oeste de Colombia, albergan una amplia área marítima donde se registran los puntos más lluviosos de la tierra. Allí se encuentra un máximo de precipitación oceánica y continental con un fuerte pico de precipitación temprano en la mañana, y una alta densidad de sistemas convectivos de mesoescala. Mejía *et al.* (2021) examinan de manera observacional los factores que impulsan de manera dinámica y termodinámica la activación y duración de los eventos convectivos en la región, en los meses de agosto y septiembre del 2019. Para dicho análisis utilizan información de reanálisis de ERA 5, concluyendo que hay una precipitación pronunciada durante la noche y temprano en la mañana. Dicha distribución está asociada principalmente a sistemas convectivos de mesoescala recurrentes y de larga duración.

Finalmente, Hernández-Deckers (2022) brinda una pauta importante para la presente investigación. A partir de 7 años de imágenes satelitales infrarrojas del GOES-13, Hernández-Deckers (2022) describe la distribución espacial y temporal de los eventos de convección en la región Noroccidental de Sur América. Allí se observa claramente cómo la convección del valle del Magdalena ocurre principalmente en horas de la noche, y que además está convección puede tener fuertes similitudes con la convección nocturna que ocurre en el lago de

Maracaibo. A partir de la información obtenida, menciona la importancia de analizar a fondo las condiciones que generan convección en el valle del Magdalena Medio, ya que aunque se sabe que allí la convección es predominantemente nocturna, no se conocen a fondo los mecanismos que la generan. Lo anterior motiva el análisis de las condiciones que pueden impulsar al desarrollo convectivo nocturno dentro del Magdalena Medio.

2.2. Marco teórico

2.2.1. Convección atmosférica

La convección es uno de los tres mecanismos de transferencia de calor en la naturaleza; los otros dos mecanismos son la radiación y la conducción. A pesar de que la turbulencia funciona como un mecanismo de transferencia de calor, cuando hablamos de esa transferencia por el movimiento de un fluido, la turbulencia funciona igual que la convección. Para el caso de una atmósfera planetaria, se utiliza el término de convección cuando este movimiento del fluido ocurre en la vertical, y por lo tanto resulta de la inestabilidad atmosférica.

La convección atmosférica se clasifica en: convección seca que ocurre en la capa límite atmosférica, y está relacionado con el gradiente adiabático seco, parcela de aire seca, humedad relativa menor al 100 %. Y la convección húmeda que resulta del cambio de fase del agua cuando tenemos esos desplazamientos ascendentes y descendentes, por lo cual se presenta una liberación de calor latente. Este último tipo de convección se puede dividir en tres clases (somera, intermedio y profunda), y esta relacionado a la altura a la que puede llegar la formación de nubes. En terminos de precipitaciones intensas, la convección atmosférica profunda se extiende desde cerca de la superficie y generalmente se detiene en la tropopausa alrededor de los 200 hPa.

Como se mencionó anteriormente, la convección resulta de la inestabilidad atmosférica y para definir la estabilidad atmosférica, debemos tener en cuenta que la atmósfera está bajo la acción de la gravedad, pero también actúa la fuerza del gradiente de presión. En general, se dice que la atmósfera está en balance hidrostático cuando estas dos fuerzas se equilibran mutuamente $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$, donde p corresponde a la presión, g la gravedad, z la posición vertical y ρ la densidad del aire. Cuando ocurre este equilibrio, no se presentan aceleraciones ascendentes ni descendentes.

La ecuación de la conservación de la energía resulta de la primera ley de la termodinámica y es un buen inicio para entender la dinámica de la atmósfera y el concepto de estabilidad atmosférica, que resulta fácil de ilustrar a través del método de la parcela, método que simula el desplazamiento vertical en la atmósfera de una parcela o burbuja de aire que asciende

adiabáticamente y sin mezclarse con su entorno. Luego se compara la temperatura de la parcela con la del ambiente. Ese análisis es muy útil para entender la estabilidad atmosférica pero sigue siendo un concepto idealizado para todo lo que realmente pasa en la atmósfera. Inicialmente tenemos que:

$$c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} = j, \quad (2-1)$$

Donde c_v corresponde al calor específico a volumen constante del aire seco, T es la temperatura, α el volumen específico, y j corresponde a la razón de calentamiento por unidad de masa. Sin embargo, se requiere una relación entre la temperatura y la presión, por lo cual se utiliza la ecuación de estado $p\alpha = RT$, donde R es la constante de los gases para el aire seco, así como también la relación $c_p = c_v + R$, donde c_p corresponde al calor específico a presión constante, para obtener la expresión:

$$c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dp}{dt} = j, \quad (2-2)$$

Esta expresión representa otra forma de la ley de conservación de la energía termodinámica. Si dividimos esta última expresión por la temperatura y empleamos nuevamente la ecuación de estado $\frac{\alpha}{T} = \frac{R}{p}$, obtenemos:

$$c_p \frac{d \ln T}{dt} - R \frac{d \ln p}{dt} = \frac{j}{T}, \quad (2-3)$$

Un proceso adiabático consiste en un proceso termodinámico en el cual el sistema no intercambia calor con su entorno. Si se supone un proceso adiabático, para la ecuación de conservación tenemos que $j=0$:

$$c_p \frac{d \ln T}{dt} - R \frac{d \ln p}{dt} = 0, \quad (2-4)$$

$$\frac{d}{dt}(c_p \ln T - R \ln p) = 0, \quad (2-5)$$

y al integrar la ecuación entre una presión p y una temperatura T hasta otra presión p_s y otra temperatura θ , obtenemos:

$$\int_T^\theta c_p \ln T dT - \int_p^{p_s} R \ln p dp = 0, \quad (2-6)$$

$$c_p(\ln \theta - \ln T) - R(\ln p_s - \ln p) = 0, \quad (2-7)$$

$$c_p \ln \frac{\theta}{T} - R \ln \frac{p_s}{p} = 0. \quad (2-8)$$

Despejando θ se obtiene:

$$\theta = T \left(\frac{p_s}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (2-9)$$

Esta expresión corresponde a la temperatura potencial, la cual describe la temperatura que tendría la parcela si se expande o comprime adiabáticamente hasta una presión de referencia p_s que por lo general se toma como 1000 hPa, presión atmosférica muy cercana al promedio a nivel del mar.

Por lo tanto, se puede demostrar que la temperatura potencial se conserva a lo largo de un proceso adiabático si primero tomamos el logaritmo natural a ambos lados en la ecuación 2-9:

$$\ln \theta = \ln \left[T \left(\frac{p_s}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \right] \quad (2-10)$$

$$\ln \theta = \ln T + \ln \left(\frac{p_s}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (2-11)$$

$$\ln \theta = \ln T + \frac{R}{c_p} \ln \left(\frac{p_s}{p} \right) \quad (2-12)$$

$$\ln\theta = \ln T + \frac{R}{c_p} \ln p_s - \frac{R}{c_p} \ln p \quad (2-13)$$

Ahora, al derivar respecto al tiempo a ambos lados y multiplicamos por C_p , teniendo en cuenta la ecuación 2-3, se obtiene:

$$c_p \frac{d \ln \theta}{dt} = c_p \frac{d \ln T}{dt} - R \frac{d \ln p}{dt} = \frac{j}{T} \quad (2-14)$$

y como se mencionó anteriormente $j=0$, entonces:

$$\frac{d \ln \theta}{dt} = \frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = 0 \quad (2-15)$$

por lo tanto $\frac{d\theta}{dt} = 0$, es decir, θ se conserva.

Al derivar la ecuación de temperatura potencial (ecuación 2-9) respecto a z , obtenemos:

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} \left(\frac{p_s}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}} + T \frac{d}{dz} \left(\frac{p_s}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}}, \quad (2-16)$$

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta}{T} \frac{dT}{dz} - \frac{\theta}{T} \left(\frac{T}{p}\right) \frac{R}{c_p} \frac{dp}{dz}, \quad (2-17)$$

por lo tanto:

$$\frac{d\theta}{dz} \frac{T}{\theta} = \frac{dT}{dz} - \frac{T}{p} \frac{R}{c_p} \frac{dp}{dz}, \quad (2-18)$$

Si nuevamente utilizamos la ecuación de balance hidrostático y la ecuación de estado, obtenemos:

$$\frac{d\theta}{dz} \frac{T}{\theta} = \frac{dT}{dz} + \frac{\alpha}{c_p} \rho g \quad (2-19)$$

Si se tiene en cuenta que $\alpha = \frac{RT}{p}$ y $\rho = \frac{p}{RT}$, se obtiene:

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p}, \quad (2-20)$$

Como la temperatura potencial se conserva en un proceso adiabático, suponemos que $\frac{d\theta}{dz} = 0$, obtenemos:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}. \quad (2-21)$$

Se denota el gradiente vertical de la temperatura del aire como:

$$\Gamma = -\frac{dT}{dz} \quad (2-22)$$

Y finalmente el gradiente que resulta de ese ascenso o descenso adiabático donde se considera aire seco como el gradiente adiabático seco (Γ_d):

$$\Gamma_d = \frac{g}{c_p}. \quad (2-23)$$

El grado de estabilidad de la atmósfera lo determina la estructura vertical de temperatura, relacionado con la estructura vertical de densidad, lo cual regula los movimientos verticales a través de la fuerza de flotación. Se define un $p_0(z)$ con un $\rho_0(z)$ que corresponden a la presión y densidad del entorno en el que se encuentra la parcela, donde se asume que el proceso es adiabático y decimos que el entorno de la parcela se encuentra en equilibrio hidrostático, podríamos escribir:

$$\frac{dp_0}{dz} = -\rho_0 g. \quad (2-24)$$

Tenemos un $p(z)$ y $\rho(z)$ que corresponden a la presión y densidad de la parcela, y ésta puede estar acelerada, por lo cual tenemos la ecuación de movimiento:

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz}. \quad (2-25)$$

Donde w corresponde a la velocidad vertical. No se tiene en cuenta la fuerza de Coriolis ni la fuerza de fricción, términos que no son relevantes para el ascenso de una parcela de aire.

Por otro lado, se puede decir que la presión de la parcela y la del entorno se equilibran, pero no ocurre lo mismo con la densidad ya que se hace la suposición de que la parcela no se mezcla con su entorno. Si suponemos que el proceso es adiabático y el sistema se encuentra en equilibrio hidrostático, tenemos que:

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} (-\rho_0 g), \quad (2-26)$$

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{\rho_0}{\rho} - 1 \right), \quad (2-27)$$

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{\rho_0 - \rho}{\rho} \right). \quad (2-28)$$

Si la densidad de la parcela es mayor que la de su entorno, la fuerza neta sobre la parcela sería negativa haciéndola descender. Si por el contrario, la densidad es menor, la parcela se vería acelerada hacia arriba. De esta manera obtenemos la fuerza de flotación por unidad de masa. Ahora podemos utilizar la ecuación de estado para obtener la fuerza de flotación en terminos de Temperatura, donde se define un T y ρ que corresponden a la temperatura y densidad de la parcela y un T_0 con un ρ_0 que corresponden a la temperatura y densidad del entorno en el que se encuentra la parcela y obtenemos:

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{T - T_0}{T_0} \right). \quad (2-29)$$

Finalmente a partir de la temperatura potencial también podemos llegar a la fuerza de flotación, donde θ_0 es la temperatura potencial del entorno y θ la de la parcela.

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{\theta - \theta_0}{\theta_0} \right). \quad (2-30)$$

El método de la parcela analiza lo que ocurriría en la atmósfera ante perturbaciones, como cambios de temperatura y presión. Si luego de dicha perturbación las condiciones de la parcela regresan a su estado original, se determina entonces que el sistema es estable. Pero si la perturbación se amplifica y es llevada a otro estado, entonces se dice que es inestable (Velasteguí *et al.*, 2018).

Para determinar si hay estabilidad o inestabilidad en la atmósfera se realizan ascensos o descensos de una parcela, con lo cual se compara las condiciones de la parcela con el medio circundante. Por ejemplo, si al ascender la temperatura de la parcela es menor que la temperatura de su entorno, la fuerza de flotación la empuja de regreso a su posición inicial, ya que esta fuerza va en contra de la perturbación, entonces se dice que la atmósfera es estable. Si por el contrario, la temperatura de la parcela es mayor que la temperatura del entorno, la fuerza de flotación la va seguir impulsando hacia arriba alejándose de su posición inicial, por lo cual se considera una atmósfera inestable.

Todo el análisis de estabilidad hasta este punto, se realiza en términos del aire seco y no se tiene en cuenta la humedad. Lo que quiere decir, que se puede tener convección con aire seco generando corrientes ascendentes y descendentes sin precipitación o formación de nubes. Lo anterior es relevante para esta investigación ya que no se puede visualizar convección seca en imágenes satelitales.

Ahora, el vapor de agua modifica levemente el gradiente adiabático seco y hace que la temperatura disminuya menos con la altura. Es decir, se obtuvo la disminución de temperatura para la parcela cuando hablamos de aire seco. Si ahora se contempla el vapor de agua, en algún momento el mismo se satura (llegando al 100 % de humedad relativa) por lo cual va a empezar a condensar. Cuando el vapor de agua se condensa, se libera calor latente por lo cual la parcela de aire saturada se enfría menos a medida que asciende. La reducción del gradiente de temperatura depende de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, es decir, a mayor cantidad de vapor de agua mayor sería la reducción en el gradiente adiabático seco. Por lo cual, una parcela con vapor de agua tendría mayor fuerza de flotación lo que hace que ascienda más rápido por la energía recibida por el calor latente.

Para describir este proceso es necesario definir la temperatura potencial equivalente θ_e . Ésta corresponde a la temperatura potencial de una mezcla de aire húmedo si se condensa todo el contenido de vapor de agua, para luego ser llevada adiabáticamente a una presión de 1000 hPa. La razón de calentamiento debido a la liberación de calor latente debido a cambio en la razón de mezcla (q_s) sería:

$$j = -L_c \frac{Dq_s}{Dt}, \quad (2-31)$$

Donde L_c corresponde al calor latente de condensación del agua. Si reemplazamos j por la ecuación 2-14, y tenemos en cuenta que para una parcela saturada q_s varía mucho más que

L_c y que T , se toman estas variables como constantes y se puede aproximar, así:

$$d(\ln\theta) \approx -\frac{L_c q_s}{c_p T} dq_s, \quad (2-32)$$

Si ahora se integra esta expresión con respecto a la temperatura potencial θ y la temperatura potencial equivalente θ_e , se llega a:

$$\theta_e \approx \theta_e \frac{L_c q_s}{c_p T}. \quad (2-33)$$

Si se analiza una parcela de aire húmedo cambiando la temperatura por la temperatura de su nivel de condensación por ascenso. Utilizando estas consideraciones en la ecuación de conservación de energía, se halla el gradiente adiabático húmedo que corresponde el gradiente vertical de temperatura que describe una parcela de aire saturado al ascender. Este gradiente se puede aproximar por:

$$\Gamma_s \approx \Gamma_d \frac{1}{1 + \frac{L_c}{c_p} \left(\frac{dq_s}{dT} \right)_p} \quad (2-34)$$

Para una parcela que asciende saturada en la atmósfera, en este caso no se conserva la temperatura potencial debido a la liberación de calor latente y no sería estrictamente un proceso adiabático. Sin embargo, en este caso sí se conserva la temperatura potencial equivalente, por lo tanto un análisis de estabilidad para aire seco es válido si se cambia θ por θ_e .

Para finalizar el tema de estabilidad atmosférica, es necesario describir los índices termodinámicos. Estos, no son utilizados en la investigación, pero debido a su relevancia conceptual cuando hablamos de estabilidad, se hace un pequeño resumen de los mismos. Los índices son los encargados de estimar el potencial para que ocurra un desarrollo convectivo basándose en diferentes métodos o cálculos, en función de la columna atmosférica. Existen varios índices para medir la estabilidad, sin embargo, los más usados son el índice CAPE y CIN.

Por una lado, el índice de Energía Potencial Disponible de Convección (CAPE) corresponde a la cantidad de trabajo que realiza una parcela para elevarse libremente. En la Figura 2-1, se observa el CAPE y corresponde a esa área entre la temperatura de la parcela y la temperatura del entorno. El índice CAPE, se obtiene:

$$CAPE = g * \int_{LFC}^{LNB} \left[T_p(z) - \frac{T_e(z)}{T_p(z)} \right], \quad (2-35)$$

donde g es la gravedad, LFC el nivel de convección libre, LNB el nivel de equilibrio, $T_e(z)$ es el perfil vertical de temperatura del ambiente y $T_p(z)$ Es el perfil vertical de una masa de aire que asciende adiabáticamente.

Por otro lado, el índice de inhibición convectiva (CIN) también es importante para definir la estabilidad en la atmósfera ya que analiza la energía que necesita una masa de aire para superar la barrera del nivel de convección libre (LFC) y poder ascender. El índice CIN se obtiene, así:

$$CIN = - \int_{P_i}^{P_f} R_d * (T_p - T_e) * d \ln(P), \quad (2-36)$$

donde P_f corresponde a la presión del LFC, P_i es la presión de la posición original de la masa de aire, R_d constante de gases para aire seco, T_p es la temperatura de la parcela y T_e corresponde a la temperatura del aire. Valores altos en el índice CAPE determina mucha inestabilidad en la atmósfera, valores muy altos en el índice CIN indican bajas probabilidades de tormentas.

2.2.2. Estaciones GPS y vapor de agua

Inicialmente el Sistema de Posicionamiento Global (GPS), tiene como objetivo determinar las coordenadas espaciales de puntos respecto a una referencia mundial (Cioce *et al.*, 2011). Este sistema es también una buena técnica para la resolución de problemas geodésicos y de esta manera tener control en cuanto a la medición de los pequeños desplazamientos que presenta la corteza terrestre a lo largo del tiempo. La confiabilidad de los datos existentes está sujeta a la precisión con que se pueda determinar la distancia entre un satélite que emite una señal y la estación en tierra la cual funciona como receptor (Bevis *et al.*, 1994).

Como mencionan Cioce *et al.* (2011), los productos GPS también se destacan en las ciencias atmosféricas, ya que a partir de la transmisión de datos satelitales se adquiere información de la atmósfera. Se han desarrollado varias técnicas para medir el vapor de agua en la atmósfera, sin duda alguna los más populares son los radiosondeos que consisten en un globo que se mueve por la atmósfera con sensores que miden temperatura, humedad y presión atmosférica y, el radiómetro que mide la radiación de microondas producida por el vapor de agua desde tierra. La información de los radiómetros debe ser procesada por medio de algunos algoritmos que deben ser modificados según la ubicación donde se tomen los datos (Bevis *et al.*, 1992). Ambos elementos terminan siendo insuficientes por la resolución espacial y temporal ante la alta variabilidad del vapor de agua. Por su parte una estación GPS proporciona me-

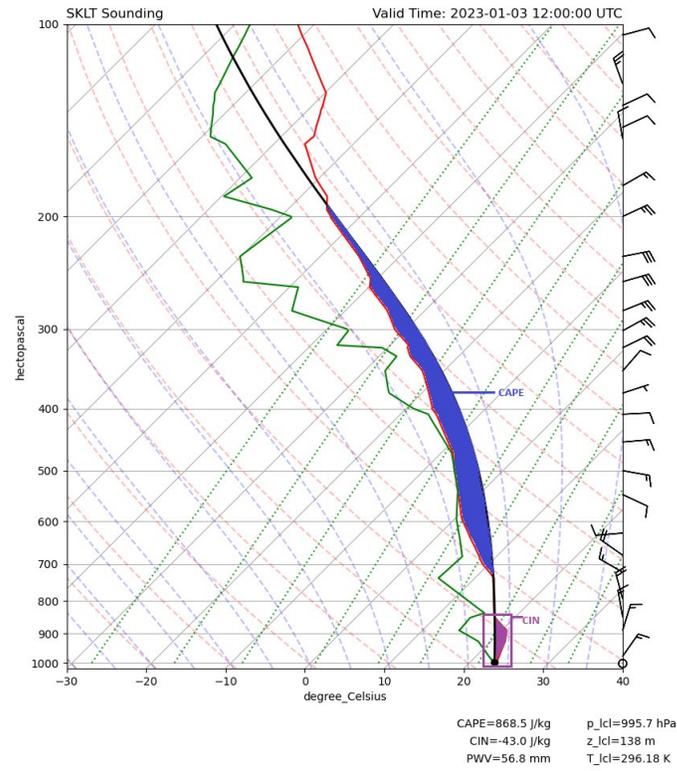


Figura 2-1.: Diagrama Skew-T para Leticia; Amazonas del día 03 de enero 2023 a las 12z, indicando los índices termodinámicos CAPE (azul) y CIN (violeta). Información tomada de La Universidad Wyoming y procesada en python.

por resolución temporal ofreciendo mediciones frecuentes y con la misma precisión que otros métodos de análisis.

En la década de los ochenta se diseñaron métodos que permiten estimar el retraso ocasionado por la cantidad de vapor de agua en la columna atmosférica. Es así, como esta metodología permite tener una altísima resolución temporal en pocos minutos ya que su funcionamiento es ininterrumpido y funciona bajo cualquier condición meteorológica, por lo cual resulta muy útil, para estudiar procesos de convección atmosférica, que por lo general ocurren en pocas horas (e.g., Bevis *et al.*, 1992; Bevis *et al.*, 1994; Cioce *et al.*, 2011). La idea de tener datos en tiempo real, ayuda sin duda alguna para tener información útil, lo cual beneficia a la generación de modelos de predicción del tiempo.

El sistema GPS se basa en el tiempo que tarda una señal en llegar desde un satélite a un receptor en tierra. Sin embargo, debido a la composición no homogénea de la atmósfera dicha señal presenta un retraso por distintas variables. Hay dos tipos de retrasos: el primero debido

a los iones que interactúan con las ondas electromagnéticas y otro por la mezcla de gases secos y vapor de agua, este último siendo el más relevante en meteorología ya que ocurre principalmente en la troposfera.

Se realiza un cálculo de estos retrasos presentes en la troposfera con el fin de calcular la columna de vapor de agua o vapor de agua precipitable (PWV). El retraso en la troposfera se divide en dos componentes: una hidrostática y otra húmeda, de allí se calcula el retraso total troposférico (ZTD) el cual se define como la suma de los retrasos ya mencionados. Todo ese cálculo es posible a partir de las diferentes señales suministradas por distintos satélites los cuales se encuentran en distintas posiciones (distancia y ángulos) con respecto al receptor. El Retraso Cenital Hidrostático (ZHD) representa específicamente el retraso adicional que experimenta la señal del satélite al pasar a través de la columna de vapor de agua en la atmósfera desde el espacio hasta el receptor en la tierra, considerando las propiedades hidrostáticas de la columna de aire. En otras palabras, el vapor de agua presente en la atmósfera actúa como un medio que ralentiza ligeramente la señal satelital debido a su densidad y características físicas y se calcula, así:

$$ZHD = (2,2768 \pm 0,0024)p_s/f(\lambda, h), \quad (2-37)$$

Donde p_s corresponde a la presión atmosférica en superficie y la función $f(\lambda, h)$ describe la variación de aceleración de la gravedad en función de la latitud en radianes y la altura en kilómetros respectivamente, representada así:

$$f(\lambda, h) = (1 - 0,00266\cos 2\lambda - 0,00028h), \quad (2-38)$$

Por otro lado el Retraso Cenital Húmedo (ZWD), se obtiene de la diferencia entre el retraso total y el retraso hidrostático, (las unidades de los retrasos están en kilómetros):

$$ZWD = ZTD - ZHD \quad (2-39)$$

Una vez se tiene el retraso húmedo, se calcula el vapor de agua precipitable a partir de la relación empírica:

$$PWV = \frac{10^6}{(k_3 T_m + k_2') R_v} ZWD, \quad (2-40)$$

Donde R_v es la constante específica de los gases para el vapor de agua y equivale a 461.5 J/KgK, $k_3=373900$ y $k_2'=22.1$ corresponden a constantes empíricas y T_m es la temperatura

media de la columna atmosférica. Esta temperatura se aproxima a partir de la ecuación:

$$T_m = 70,2 + 0,72T_s \quad (2-41)$$

Donde T_s corresponde a la temperatura del aire en superficie. Por lo anterior, se puede tener un estimado de la columna de vapor de agua, si se conoce la presión atmosférica y la temperatura del aire.

2.3. Marco geográfico

La región del Magdalena Medio corresponde al valle interandino del río Magdalena desde los rápidos circundantes en la ciudad de Honda en el departamento del Tolima hasta la entrada del río a las llanuras costeras del mar Caribe y mide aproximadamente 34.610 Km² (equivalente al 3% del área nacional). En la región se presentan dos zonas de vida representadas en: 1) Bosque seco tropical, en la franja norte, en ambos lados del río Magdalena y en áreas pequeñas cercanas a Bucaramanga, con temperatura promedio de 24 °C y 2) Bosque húmedo tropical, que abarca aproximadamente el 80% de la región, con una temperatura media anual de 28 °C y un promedio anual de lluvias de 2.687 mm en esta zona, Picón y Ardila (2013). A continuación, En la Figura **2-2**, se puede observar el área de estudio delimitada.

Es evidente que la región de estudio se encuentra en un valle entre las cordilleras Central y Oriental, y adicionalmente, se observa en la imagen la importancia del río Magdalena que atraviesa a la región.

En Puerto Salgar, Cundinamarca se encuentra ubicado el Comando Aéreo de Combate No 1 de la Fuerza Aérea Colombiana. Esta es una de las unidades más importantes para la realización de las operaciones aéreas para la defensa de la soberanía y fines del estado.

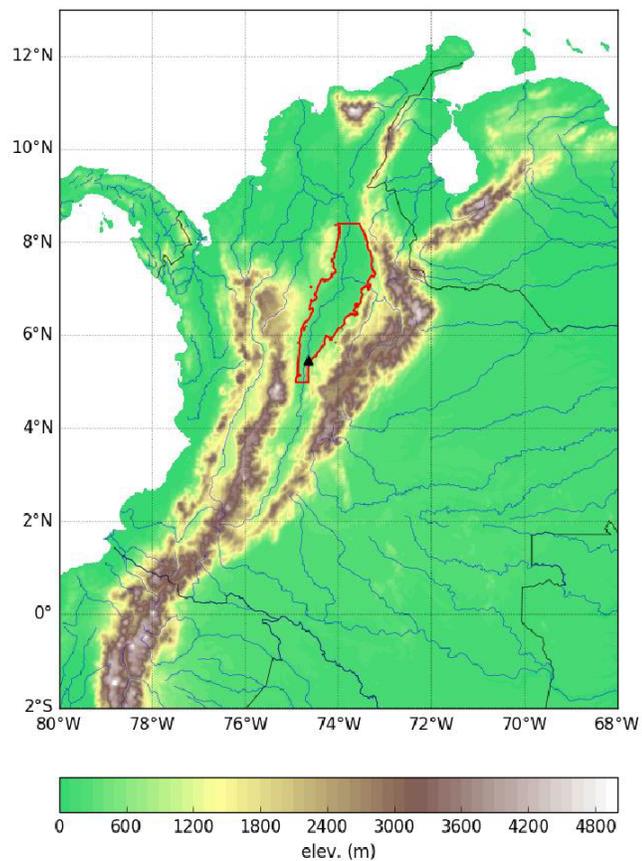


Figura 2-2.: Mapa topográfico de Colombia con el Magdalena Medio delimitada por una isolínea a una elevación de 500 metros entre las latitudes de 5° N y 8° N, donde se ubica con un triángulo negro la base aérea de Puerto salgar; Cundinamarca.

3. Información y procesamiento

En esta sección se explica el origen de la información utilizada y su respectivo procesamiento para el análisis de cada uno de los eventos de convección y de las variables meteorológicas, y así, la obtención de los resultados que serán expuestos en la siguiente sección. La información de las estaciones automáticas se obtuvo de la base de datos abierta del IDEAM, los datos de PWV se obtuvieron del grupo GeoRED del Servicio Geológico Colombiano, y para el procesamiento se diseñó un código en Python que está disponible en un repositorio de github (Bohórquez, 2022).

3.1. Imágenes satelitales

La identificación de eventos de convección a partir de imágenes satelitales infrarrojas del satélite GOES-13 se hace de acuerdo a la metodología descrita por Hernandez-Deckers (2022). El procesamiento realizado para la identificación de los eventos no hace parte de este trabajo. Sin embargo a continuación, se presenta un resumen de este procesamiento.

Para iniciar, se utilizan las imágenes infrarrojas del satélite GOES 13 (Banda 4, $10.7 \mu\text{m}$) para el período 2011 y 2017 (período operacional del satélite), con una resolución temporal de 30 minutos y una resolución espacial de $4 \times 4 \text{ Km}$. Esta información es tomada de http://www.class.noaa.gov/saa/products/search?datatype_family=GVAR_IMG, quienes se encargan de la adecuada verificación y procesamiento de la información (NOAA OSPO, 1994). Adicionalmente, la NOAA recomienda algunos procedimientos para el adecuado procesamiento de los datos, tal como lo describe Hernandez-Deckers (2022). Este satélite tiene una ubicación ideal para esta investigación ya que se encuentra localizado sobre el ecuador y el meridiano $75,2 \text{ W}$. Para la región del Magdalena Medio se define una rejilla de 14×26 que cubre la totalidad de esta región, como se muestra en la Figura **3-1**. El espaciamiento resultante es de $15,91 \times 15,93 \text{ km}$. El primer paso consiste en obtener, para cada imagen, la temperatura de brillo promedio para cada uno de los puntos de la rejilla, nuevamente este procesamiento se realiza con base a la información suministrada por la NOAA en la página anteriormente descrita. Se considera un posible evento convectivo cuando se encuentra una región con temperatura de brillo por debajo de 235 K , y al menos un punto de rejilla con temperatura de brillo por debajo de 210 K . Para garantizar que se trata de un evento convectivo, debe ocurrir también una rápida disminución de la temperatura de brillo, lo que

nos indica fuertes corrientes ascendentes asociadas a un rápido ascenso del tope de la nube. Esto se verifica considerando únicamente los casos en los cuales se observe una caída de al menos 50 K en 2 horas en una ventana de tiempo de 3 horas antes y después del instante de menor temperatura de brillo para cada evento. Para este estudio, se utiliza la localización del punto de grilla con menor temperatura de brillo para cada evento, y el instante de tiempo correspondiente en que se presenta.

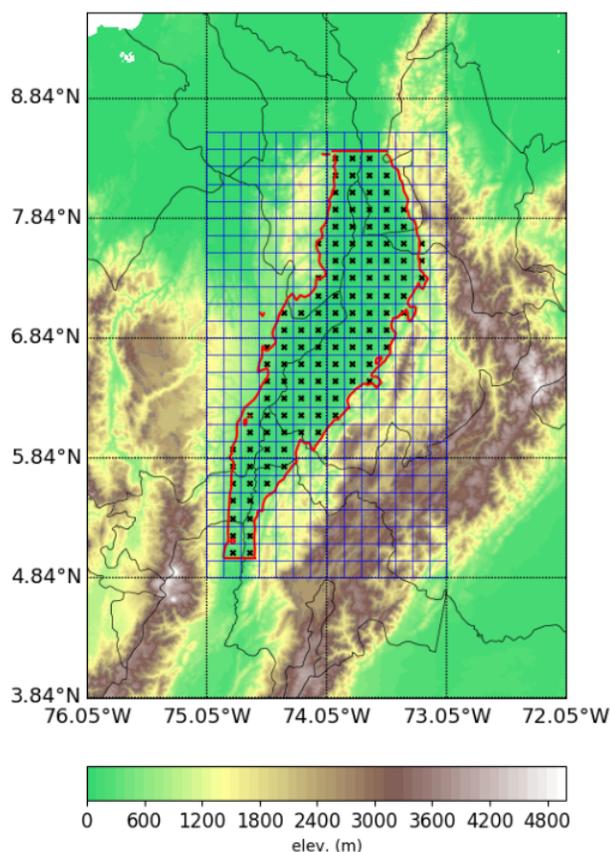


Figura 3-1.: Mapa topográfico del Magdalena Medio en Colombia, con una rejilla de 14x26 que contiene una isolínea de elevación de 500 metros (color rojo) entre las latitudes de 5°N y 8,4°N. Las “x” corresponden a las celdas de rejilla que conforman el área de interés.

3.2. Estaciones automáticas y estación GPS

Se usan los datos horarios de temperatura¹, presión atmosférica², humedad relativa³ y los datos 10-minutales de precipitación⁴, dirección⁵ e intensidad⁶ del viento. Dicha información está abierta al público y es tomada para el periodo 2011-2017. Adicionalmente se usan los datos de vapor de agua de la estación GPS, dichos datos se calculan de acuerdo a la explicación dada anteriormente en la sección 2.2.2.

Como se mencionó anteriormente, la información de las estaciones automáticas del IDEAM es tomada de una base de datos abiertos, donde se almacena de manera individual cada una de las variables meteorológicas de todas las estaciones del país. Por tal motivo es necesario realizar un preprocesamiento de la información, con el fin de adquirir solo los datos de las estaciones del valle del Magdalena Medio. En la Tabla **3-1**, se enumeran las estaciones automáticas localizadas en el valle del Magdalena Medio.

Adicionalmente, se verifica la disponibilidad de datos de cada una de las variables meteorológicas en las estaciones localizadas en el valle para el periodo 2011-2017, como se observa en la Tabla **3-2**.

Las estaciones del IDEAM y la estación GPS se encuentran localizadas como se observa en la Figura **3-2**. Sin embargo, tan solo dos estaciones cuentan con información suficiente para realizar un análisis de las variables.

- Estación automáticas en Puerto Salgar de ahora en adelante denominado “Palanquero” (coordenadas 5.4928 N -74.658 W) ubicada a 177 metros sobre el nivel del mar y Vizcaína (coordenadas 6.9829 N -73.7048 W) ubicada a 75 metros sobre el nivel del mar.
- Estación GPS en Palanquero (coordenadas 5.4674 N -74.657 W).

¹<https://www.datos.gov.co/Ambiente-y-Desarrollo-Sostenible/Temperatura/xq6k-pr9h>

²<https://www.datos.gov.co/Ambiente-y-Desarrollo-Sostenible/Presi-n-Atmosf-rica/62tk-nxj5>

³<https://www.datos.gov.co/Ambiente-y-Desarrollo-Sostenible/Humedad-del-Aire-2-metros/next-mhny>

⁴<https://www.datos.gov.co/Ambiente-y-Desarrollo-Sostenible/Precipitaciones/ksew-j3zj>

⁵<https://www.datos.gov.co/Ambiente-y-Desarrollo-Sostenible/Direcci-n-Viento/kiw7-v9ta>

⁶<https://www.datos.gov.co/Ambiente-y-Desarrollo-Sostenible/Velocidad-Viento/sgfv-3yp8>

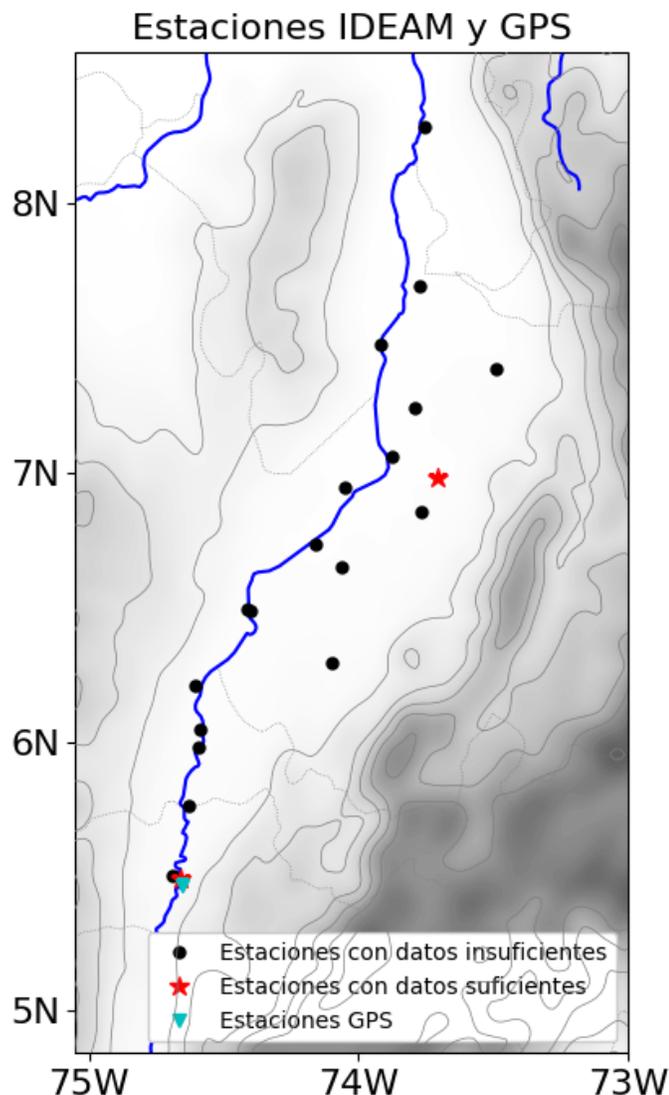


Figura 3-2.: Mapa del Valle del Magdalena Medio y ubicación de las estaciones utilizadas.

Para cada serie de datos se sigue la recomendación de Estévez (2008), quien realiza una serie de pruebas a las variables meteorológicas con el fin de reducir al máximo los datos atípicos. Estas pruebas corresponden a una cadena de tests denominadas: test de rango fijo, test de consistencia interna, test de consistencia temporal y test de persistencia. El primero consiste en definir un valor máximo y un valor mínimo para la serie de datos (Tabla A-1). La prueba de consistencia interna consiste en verificar la coherencia de los datos con relación a los máximos, mínimos y promedios (Tabla A-2). La prueba de consistencia temporal, verifica la diferencia en el cambio horario o semi horario de cada uno de los valores y finalmente el test de persistencia hace un barrido de los registros para de esta manera verificar que los datos no sean iguales durante cierto periodo de tiempo determinado para cada una de las variables. Los valores que se encuentran por fuera de estos rangos o no cumplen con las pruebas se

consideran valores atípicos y por ende son descartados. Se aclara que para la temperatura, humedad relativa y viento se toman todos los tests propuestos por Estévez (2008), para el caso de la precipitación se utiliza el test de rango fijo y el test de consistencia interna, y finalmente para la presión atmosférica se usa el test de rango fijo.

Por otro lado en la Tabla **3-3**, se presenta la relación de los datos totales versus la serie de datos después de pasar por todos los tests, a las estaciones de Palanquero y Vizcaína (estaciones con datos suficientes para analizar). Para el periodo de tiempo establecido anteriormente, se deben tener 61.368 datos horarios (para temperatura, humedad y presión atmosférica) y 368.208 datos 10-minutales (para precipitación, dirección e intensidad del viento). Como se puede observar el rango de porcentajes con datos válidos está entre el 39.19 % y el 83.63 %.

Adicionalmente, se hace un análisis de la distribución por horas, meses y años de los datos faltantes en cada una de las estaciones. Encontrando que, en Vizcaína la mayoría de datos faltantes corresponden a los años 2011 y 2012 con porcentajes bajos para la mayoría de las variables. Por otro lado, mensualmente no hay un patrón de datos faltantes o nulos establecido en las dos estaciones y los porcentajes también son bajos. Finalmente, la distribución horaria muestra unos picos altos a primeras horas de la mañana y al finalizar la tarde para la mayoría de los casos. Sin embargo, esta información no tiene ningún tipo de implicación en las conclusiones de este trabajo. Toda esta información es agregada en el apéndice B.

La estación del servicio geológico Colombiana (SGC) suministró la información del retraso total en la columna atmosférica, la estación pertenece a GeoRED que es un proyecto de investigación y desarrollo basado en instrumentación, el cual inició en el año 2007. Este proyecto está orientado a incrementar el grado de conocimiento de la geodinámica en la esquina noroccidental de Suramérica. Al igual que la información de las estaciones meteorológicas automáticas, la información de la estación GPS fue tomada del 2011 al 2017. El vapor de agua precipitable (PWV) fue calculado a partir del retraso total de la estación.

De los 735.840 datos posibles de PWV en el periodo 2011-2017, se cuenta con disponibilidad de 479.215 datos correspondiente al 65.12 % de la información. A esta variable se le aplica un test de rango fijo donde se eliminan 123 datos, quedando con una disponibilidad de 479.092 equivalente al 65.10 %. Vale la pena aclarar que la información de las estaciones GPS tienen un tratamiento, igual al utilizado por Bevis *et al.* 1992 como se menciono anteriormente.

Código Estación	Nombre Estación	Altitud	Latitud	Longitud	Fecha Instalación	Fecha Suspensión
2304700047	DOÑA JUANA	210	5.5003	-74.6913	04-07-2018	N/A
23067040	PUERTO LIBRE	1784	5.7592	-74.6318	14-09-1974	N/A
2311700155	PUERTO BOYACA	147	5.9803	-74.5950	18-09-2018	N/A
2307000082	PUERTO NARE	138	6.0464	-74.5871	05-01-2018	N/A
23087230	PUERTO BELLO	1729	6.2120	-74.6071	14-06-1979	N/A
23097030	PUERTO BERRIO	111	6.4851	-74.4012	15-01-1936	N/A
2310000080	PUERTO BERRIO	133	6.4924	-74.4102	12-03-2013	N/A
23127060	SANTA ROSA	154	6.2919	-74.0983	14-04-1975	N/A
23127020	PUERTO ARAUJO	92	6.5256	-74.0858	15-10-1965	N/A
23125050	CARARE	168	6.6494	-74.0614	15-08-1974	N/A
23117030	EL TAGUAL	105	6.7331	-74.1598	19-08-2005	13-07-2018
2317000012	YONDO CAÑOBLANCO	87	6.9451	-74.0513	04-01-2018	N/A
2314700159	RIO LA COLORADA	125	6.8546	-73.7674	14-07-2017	N/A
23157030	BARRANCABERMEJA	75	7.0602	-73.8760	14-06-1936	N/A
24067020	PUENTE SOGAMOSO	90	7.2442	-73.7875	14-08-1992	N/A
23207040	SAN PABLO	62	7.4803	-73.9186	14-07-1977	N/A
2319500066	SABANA DE TORRES	144	7.3890	-73.4888	08-11-2017	N/A
2319700096	SAN JUAN DE CHORROS	55	7.6928	-73.7741	31-12-2017	N/A
23217080	GAMARRA	40	8.2843	-73.7534	12-12-2011	N/A
24055080	VIZCAÍNA	75	6.9829	-73.7048	24-10-2004	N/A
23035030	PALANQUERO	177	5.4928	-74.6580	02-11-2005	N/A

Tabla 3-1.: Estaciones automáticas del IDEAM en el valle del Magdalena Medio.

Código Estación	Nombre Estación	Temperatura	Humedad Relativa	presión atmosférica	Viento	Precipitación
2304700047	DOÑA JUANA	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
23067040	PUERTO LIBRE	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
2311700155	PUERTO BOYACA	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
2307000082	PUERTO NARE	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
23087230	PUERTO BELLO	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
23097030	PUERTO BERRIO	N/A	N/A	N/A	N/A	223.437 (6.48 %)
2310000080	PUERTO BERRIO	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
23127060	SANTA ROSA	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
23127020	PUERTO ARAUJO	N/A	N/A	N/A	N/A	323.611 (87.89 %)
23125050	CARARE	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
23117030	EL TAGUAL	N/A	N/A	N/A	N/A	174.165 (47.30 %)
2317000012	YONDO CAÑOBLANCO	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
2314700159	RIO LA COLORADA	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
23157030	BARRANCABERMEJA	N/A	N/A	N/A	N/A	273.049 (74.16 %)
24067020	PUENTE SOGAMOSO	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
23207040	SAN PABLO	N/A	N/A	N/A	N/A	53.263 (14.47 %)
2319500066	SABANA DE TORRES	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
2319700096	SAN JUAN DE CHORROS	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
23217080	GAMARRA	N/A	N/A	N/A	N/A	237.766 (64.57 %)
24055080	VIZCAÍNA	51.413 (83.77 %)	51.343 (83.66 %)	29.016 (47.28 %)	154.026 (41.83 %)	308.301 (83.72 %)
23035030	PALANQUERO	46.328 (75.49 %)	46.255 (75.37 %)	46.921 (76.43 %)	277.601 (75.40 %)	278.130 (74.77 %)

Tabla 3-2.: Disponibilidad de datos en las estaciones automáticas del IDEAM en el Magdalena Medio.

Variable	Estación	Registros iniciales	Datos eli- minados por tests	Datos To- tales para análisis
Temperatura Horaria	PALANQUERO	46.328 (75.49 %)	859 (1.39 %)	45.469 (74.09 %)
	VIZCAÍNA	51.413 (83.77 %)	1.544 (2.51 %)	49.869 (81.25 %)
Humedad Relativa Horaria	PALANQUERO	46.255 (75.37 %)	9.104 (14.82 %)	37.151 (60.53 %)
	VIZCAÍNA	51.343 (83.66 %)	89 (0.14 %)	51.254 (83.51 %)
Humedad Específica Horaria	PALANQUERO	N/A	N/A	37.232 (60.67 %)
	VIZCAÍNA	N/A	N/A	36.321 (59.18 %)
Presión Atmosférica Horaria	PALANQUERO	46.921 (76.43 %)	685 (1.11 %)	46.236 (75.31 %)
	VIZCAÍNA	29.016 (47.28 %)	69 (0.11 %)	28.947 (47.16 %)
Precipitación 10- minutales	PALANQUERO	278.130 (74.77 %)	32 (0.008 %)	278.105 (74.76 %)
	VIZCAÍNA	308.301 (83.72 %)	354 (0.095 %)	307.962 (83.63 %)
Dirección e inten- sidad del viento 10- minutales	PALANQUERO	277.601 (75.4 %)	35.612 (9.67 %)	241.989 (65.73 %)
	VIZCAÍNA	154.026 (41.83 %)	9727 (2.64 %)	144.299 (39.19 %)

Tabla 3-3.: Relación de datos válidos para cada una de las variables meteorológicas obtenidas en Palanquero y Vizcaína para el periodo 2011-2017. Los porcentajes corresponden a la relación de datos según la descripción versus los datos totales.

4. Resultados

En esta sección se analiza los eventos convectivos identificados en el Magdalena Medio, y las condiciones atmosféricas asociadas a éstos en las estaciones automáticas y GPS.

4.1. Distribución temporal y espacial de los eventos de convección atmosférica en el Magdalena Medio.

Inicialmente se identificaron 1947 eventos de convección atmosférica profunda en la región del Magdalena Medio en el periodo 2011-2017, mediante las imágenes satelitales de la banda 4 del GOES-13. Se encontró en el 2015 la menor cantidad de eventos con 238 y la mayor cantidad de eventos en el 2011 con 317, como se observa en la Figura 4-1. Lo anterior puede estar estrechamente relacionado con el fenómeno de La Niña registrado en los años 2010-2011, que ocasionó precipitaciones muy por encima del promedio en esta región, junto con eventos extremos de inundaciones (Vargas *et al.*, 2018).

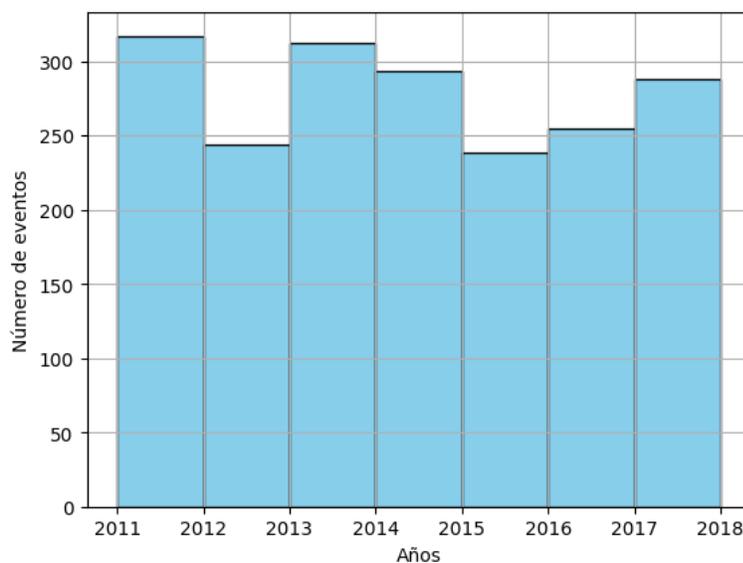


Figura 4-1.: Número total de eventos anuales de convección atmosférica profunda en el Magdalena Medio identificados entre 2011 y 2017.

En la mayoría de los meses hay más de 100 eventos, lo cual es significativo para la investigación ya que no se debe despreciar ningún mes del año. Además, se identifican los picos más altos en el mes de abril y noviembre (Figura 4-2), coincidiendo de esta manera con el comportamiento bimodal de lluvias de la región, confirmando que la actividad convectiva tiene una fuerte relación con las temporadas de lluvias.

Por otro lado, en la figura 4-3 se muestra la distribución horaria de los eventos. La mayoría de eventos para esta región se dan entre las 20:00 y las 07:00 hora local, registrando 1421 eventos en este bloque de tiempo (correspondiente al 72.98 % de los eventos totales) y 526 eventos en el resto del día. Esto confirma que la convección nocturna predomina en el valle del Magdalena Medio, tal como lo mencionan Mapes *et al.* (2003), Gómez (2019), Mejía *et al.* (2021) y Hernández-Deckers (2022).

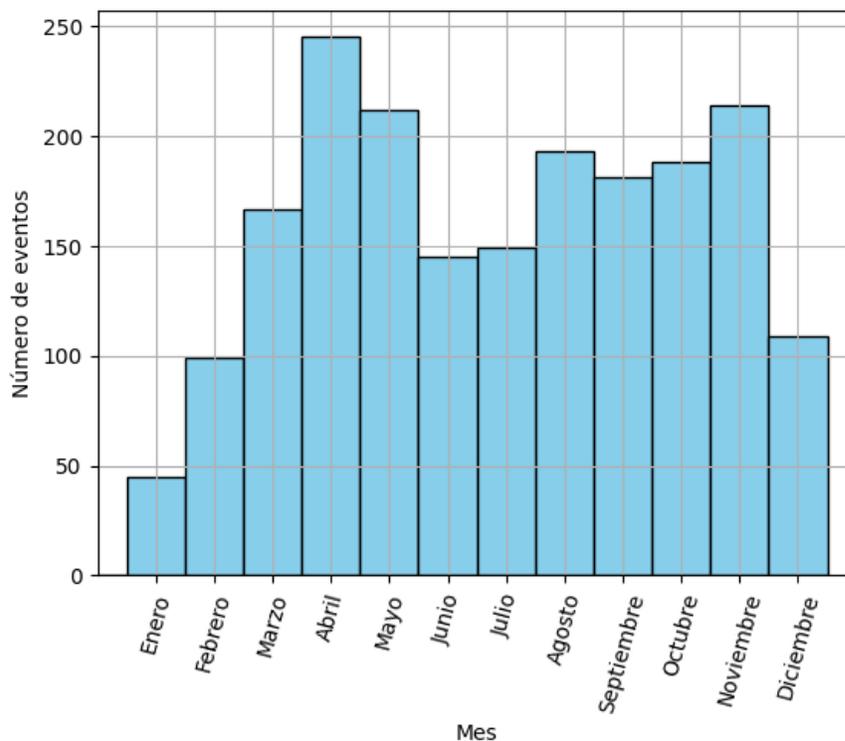


Figura 4-2.: Número total de eventos mensuales de convección atmosférica profunda en el Magdalena Medio para el período 2011-2017.

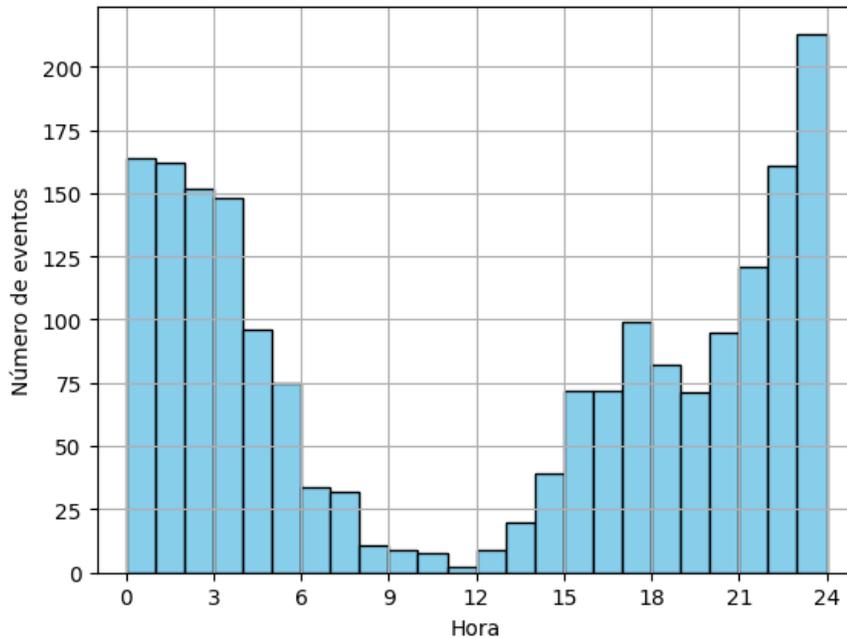


Figura 4-3.: Número total de eventos por hora de convección atmosférica profunda en el Magdalena Medio para el período 2011-2017.

De acuerdo con lo anterior, se considera dos bloques de tiempo diferentes: a) de 20:00 a 06:59, denominado “bloque nocturno”, y b) de 07:00 a 19:59, denominado “bloque diurno”. En la Figura 4-4 se observa la distribución mensual de los diferentes bloques. En el bloque de interés (nocturno), la mayoría de eventos ocurren en el mes de noviembre y abril, siguiendo nuevamente el comportamiento bimodal de la región. Por otro lado, en el bloque diurno se observa una distribución anual más equilibrada, con los valores más altos en marzo-abril, y los más bajos entre diciembre y febrero.

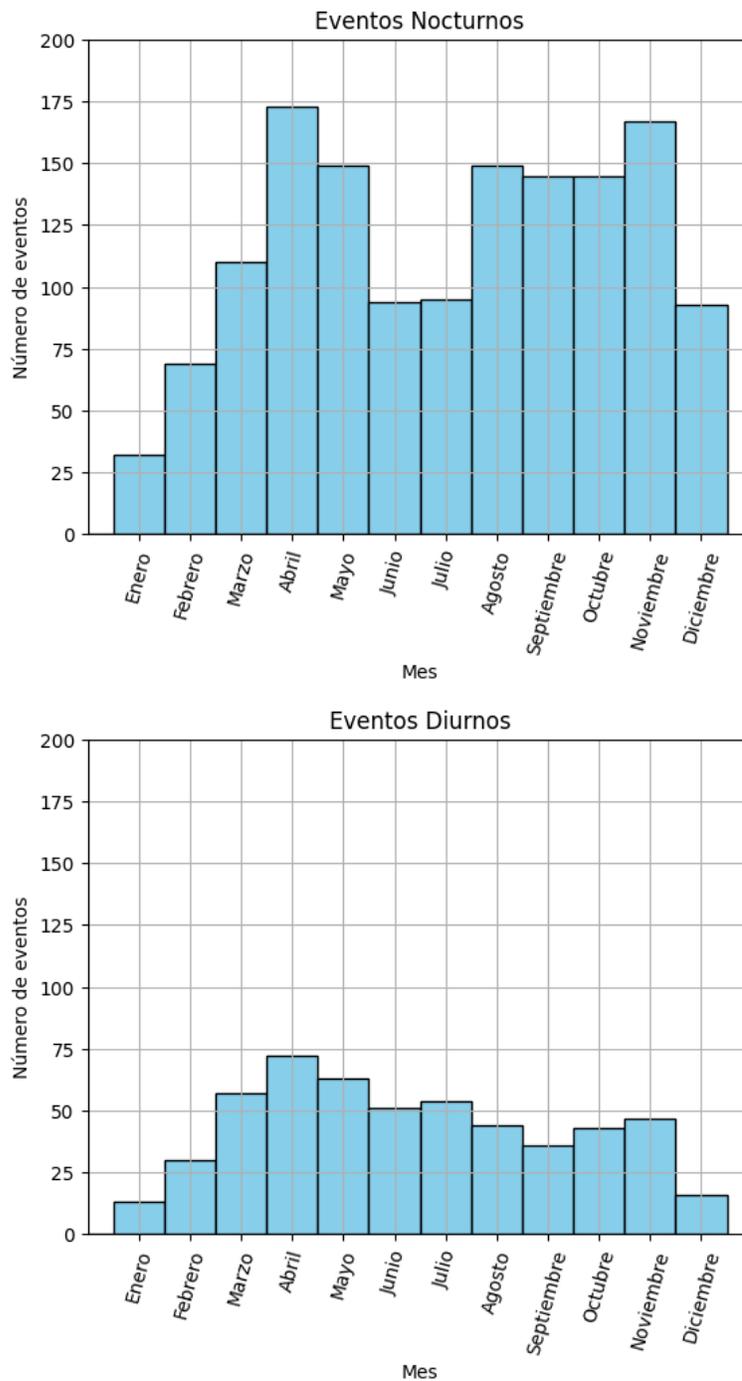


Figura 4-4.: Número total de eventos mensuales de los eventos de convección profunda en el valle del Magdalena Medio por bloques de tiempo nocturno (arriba) y diurno (abajo) para 2011-2017.

La distribución espacial de los eventos (Figura 4-5), revela una concentración de eventos hacia la falda de las cordilleras y otros más a lo largo del valle. Se encuentra una buena

cantidad de eventos sobre las faldas de la cordillera Central al suroccidente del valle del Magdalena Medio, lo cual puede estar relacionado con las condiciones orográficas de este punto en específico y con la cercanía entre las cordilleras, además coincidiendo con la información obtenida por Gómez (2019) con el radar meteorológico y la misión GPM. En la Figura 4-5, se hace referencia a la densidad de eventos al relacionar cada una de las celdas de rejilla (que representan áreas en kilómetros cuadrados) con los eventos identificados durante un período de 7 años.

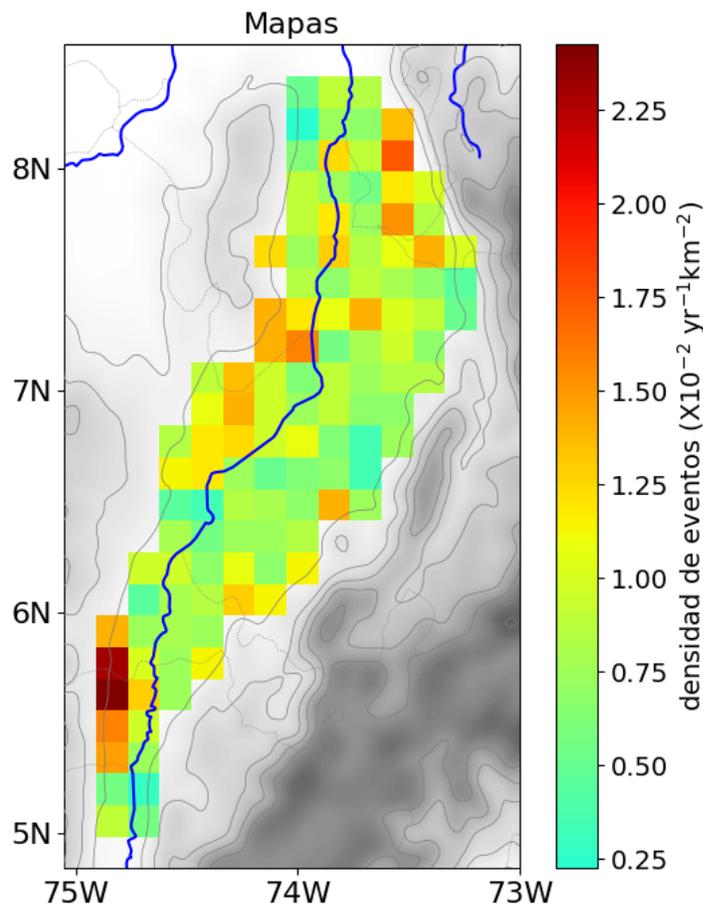


Figura 4-5.: Distribución espacial promedio de la ocurrencia de los eventos de convección atmosférica profunda en el Magdalena Medio para el período 2011-2017.

Como se observa en la Figura 4-6, en el bloque nocturno los eventos están distribuidos más homogéneamente a lo largo del valle del Magdalena Medio, a excepción de una única concentración de eventos en el extremo sur-occidental, mientras que en el bloque diurno los eventos predominan a lo largo de las faldas de ambas cordilleras, especialmente hacia el centro y norte del área de estudio. Allí es evidente la influencia de la orografía de la región para impulsar la convección atmosférica diurna.

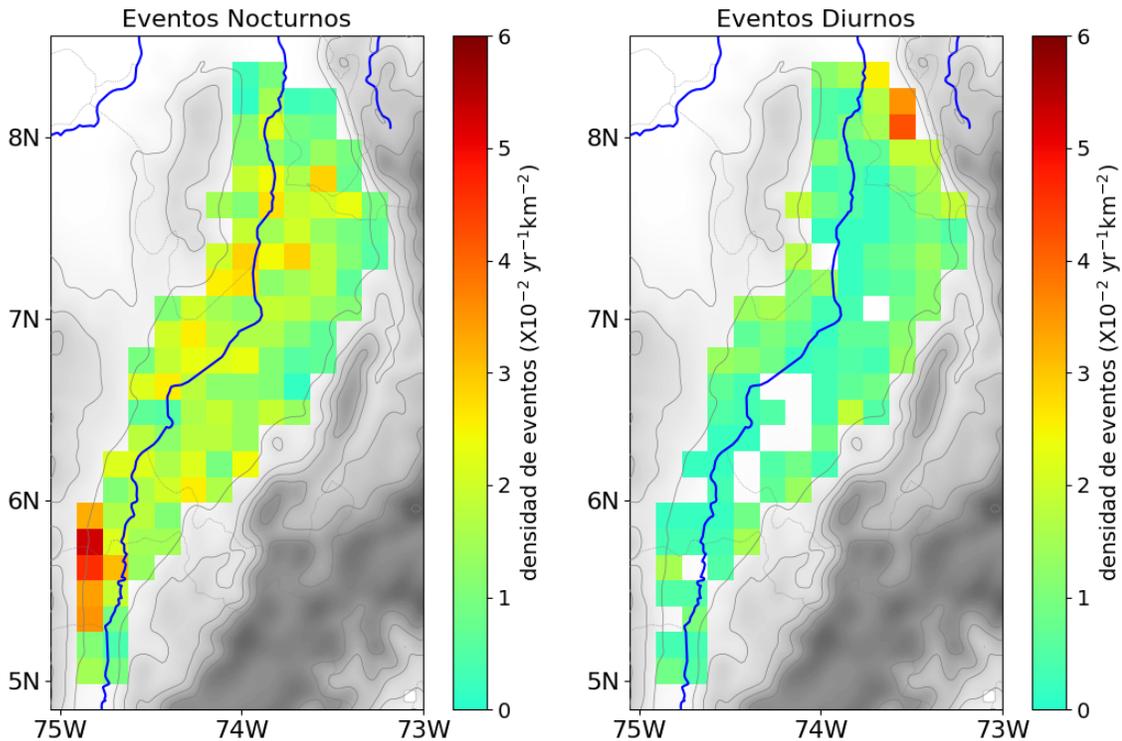


Figura 4-6.: Distribución espacial promedio de los eventos de convección atmosférica profunda en el valle del Magdalena Medio por bloques de tiempo nocturno (izquierda) y diurno (derecha) para 2011-2017.

4.2. Climatología en la región de acuerdo a información en estaciones automáticas y GPS.

Una vez se realiza el procesamiento de la información en las estaciones automáticas del IDEAM en Palanquero y Vizcaína, y la estación GPS en Palanquero, se obtiene el comportamiento promedio de cada una de las variables meteorológicas en estos puntos del valle del Magdalena Medio.

A continuación se describe el comportamiento típico de las diferentes variables meteorológicas en las dos estaciones:

En el caso de la temperatura (Figura 4-7), se observan promedios muy similares para las dos estaciones. La temperatura promedio mensual es de 27,5° C y 28,5°C aproximadamente, lo cual es un resultado esperado por la ubicación geográfica del Magdalena Medio. Tanto en Palanquero como en Vizcaína se observa la temperatura promedio mensual más baja en el

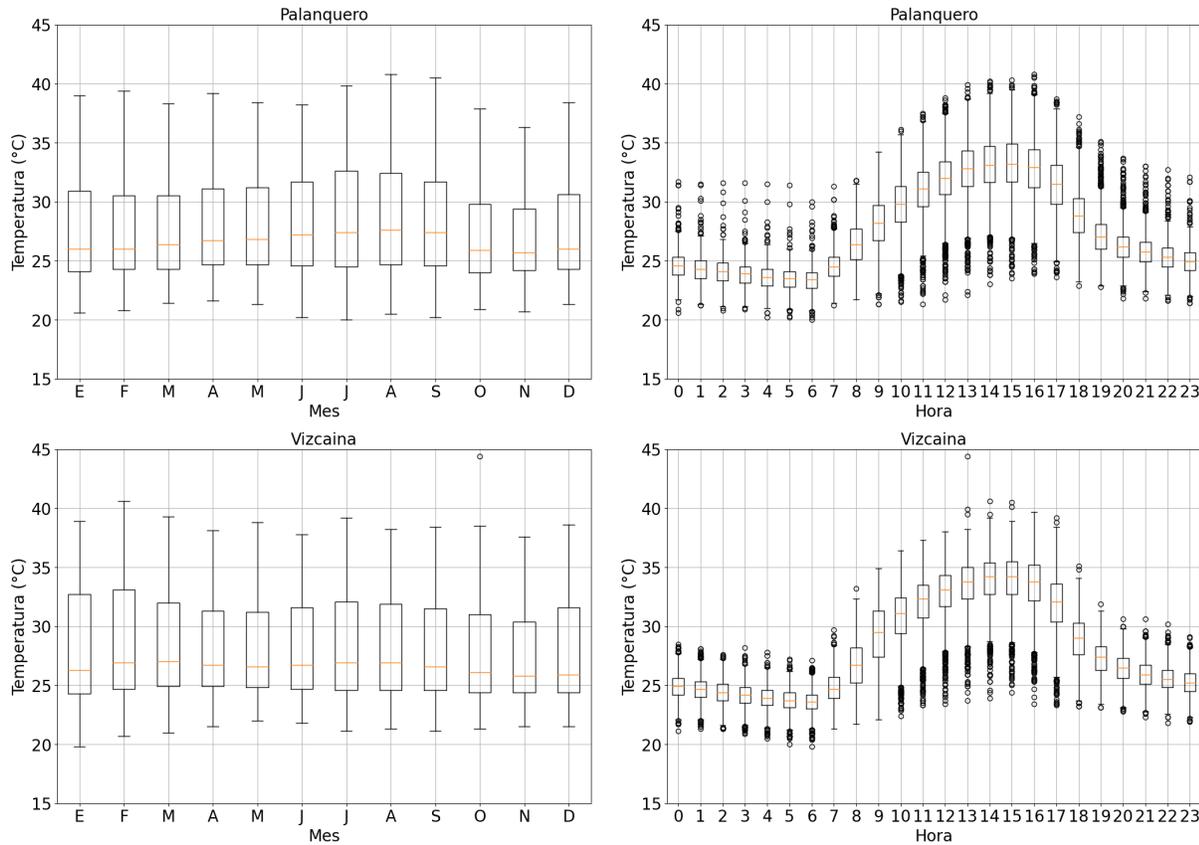


Figura 4-7.: Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Temperatura para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017.

mes de noviembre, mientras que la temperatura promedio mensual más alta ocurre en agosto en Palanquero y en febrero en Vizcaína. A lo largo del día, la temperatura se comporta de acuerdo a lo esperado según el ciclo diurno de calentamiento solar, alcanzando la temperatura máxima sobre las 14:00 horas en los dos sectores del valle.

La humedad relativa muestra un comportamiento opuesto a la temperatura (Figura 4-8). Es evidente la caída de la humedad relativa a partir de las 06:00 horas hasta las 15:00 horas, seguida de un aumento progresivo. El anterior comportamiento se debe principalmente al cambio de temperatura a lo largo del día, que ocasiona un fuerte cambio en la presión de vapor de saturación. También, se observa que la humedad relativa entre las 20 horas y las 6 horas para las dos estaciones son valores promedio muy cercanos al 100%.

El comportamiento de la humedad relativa presenta valores promedio mayores en los meses con más precipitaciones. Además, se observa que para el caso de Vizcaína, los valores de humedad relativa se encuentran entre el rango de 80 % a 90 % a lo largo de todos los meses,

mientras que en Palanquero este rango se extiende entre los 70% y 90% aproximadamente. El comportamiento de la humedad relativa es consistente con el comportamiento de temperatura, ya que es inversamente proporcional a la temperatura y altamente sensible a sus cambios, es decir que al aumentar la temperatura disminuye la humedad relativa como se observa en las respectivas figuras horarias.

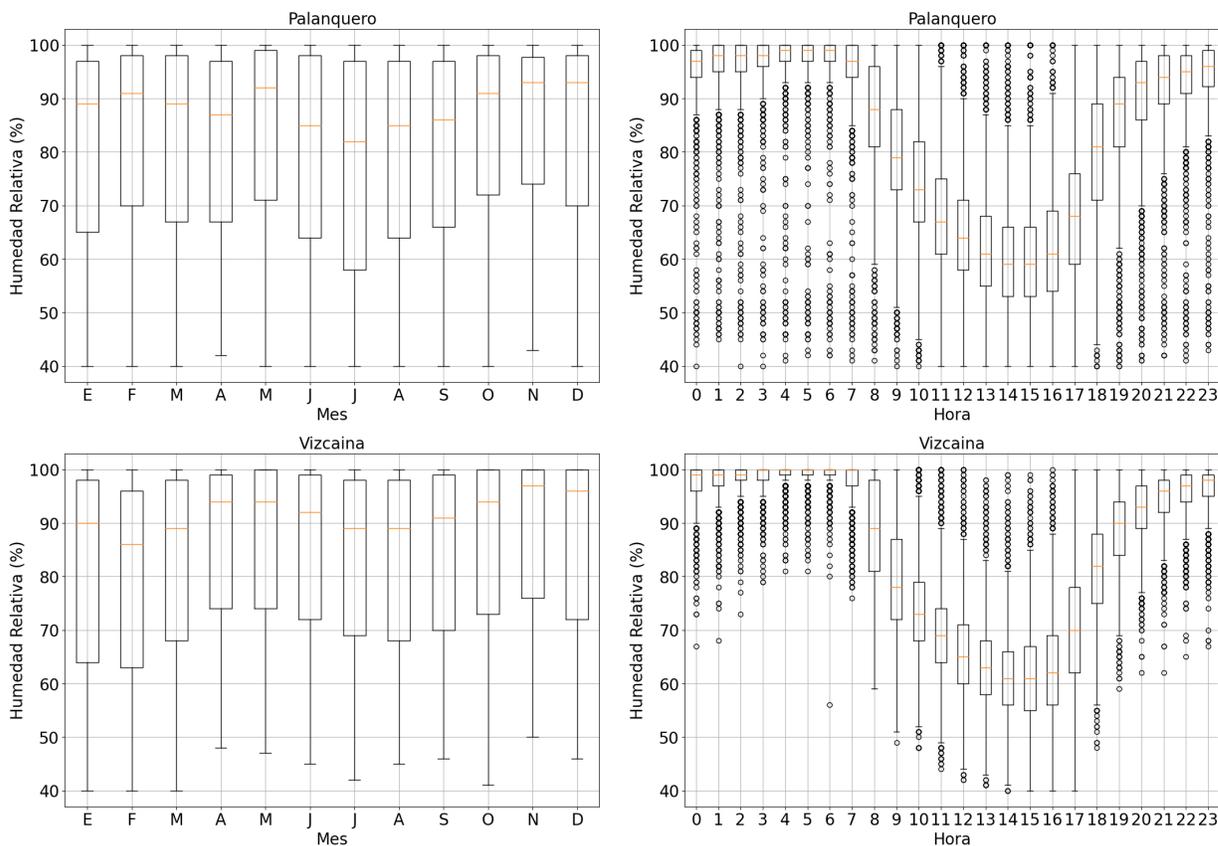


Figura 4-8.: Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Humedad Relativa para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017.

Para el caso de la precipitación Figura 4-9, se observa un comportamiento bimodal con los picos más altos en los meses de marzo-abril y octubre-noviembre para las dos estaciones, que coincide con la distribución de los eventos convectivos. También es de resaltar que en Vizcaína hay mayores promedios de precipitación en todos los meses del año. Por otro lado, como se observa en el comportamiento horario, hay mayor cantidad de precipitación promedio en horas de la noche y madrugada en las dos estaciones, lo cual es nuevamente consistente con lo encontrado en términos de eventos convectivos.

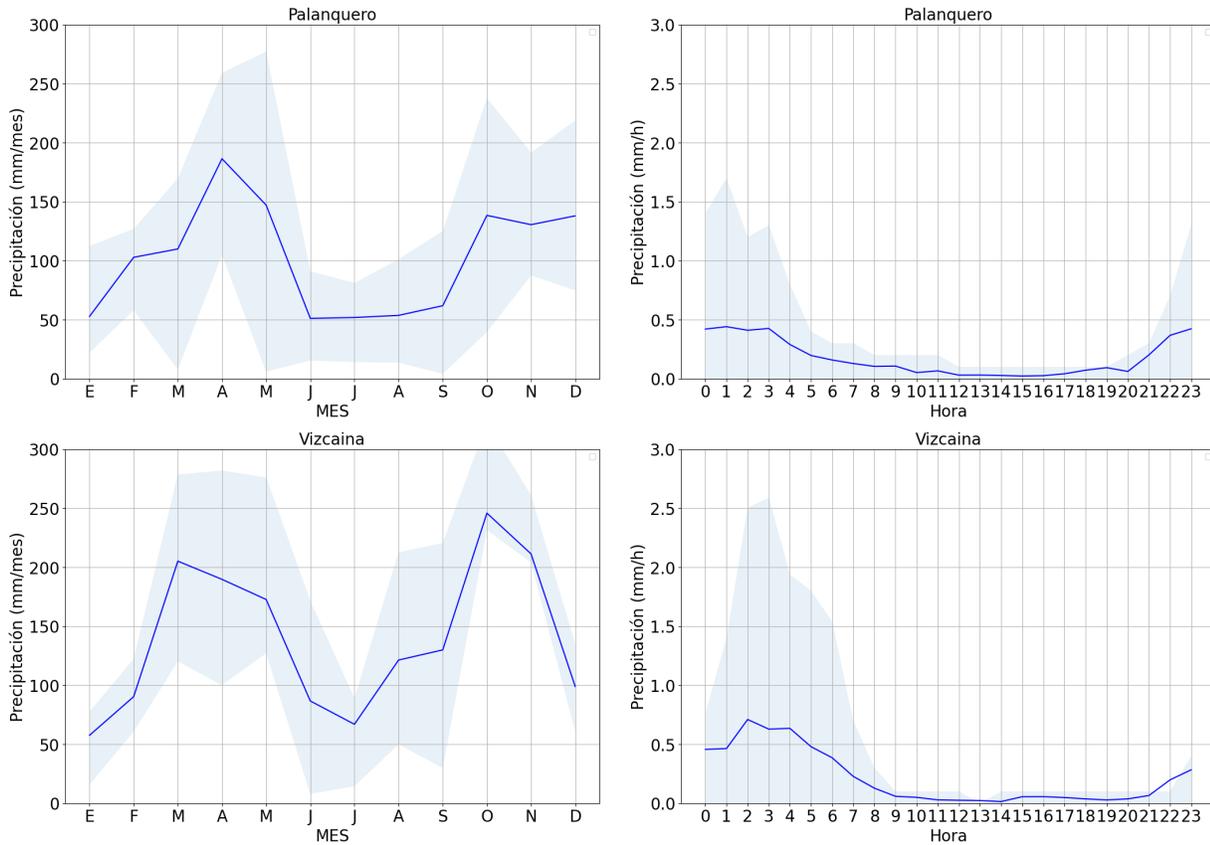


Figura 4-9.: Comportamiento mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Precipitación para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017. El área sombreada para las gráficas mensuales corresponde a los percentiles 20 y 80, para las gráficas horarias se utilizan los percentiles 5 y 95.

En el caso de la presión atmosférica (Figura 4-10), la oscilación diurna es la esperada en ambas estaciones, siguiendo la marea semi-diurna de las regiones ecuatoriales como lo menciona Casallas (2020). Tanto para Palanquero como para Vizcaína, los dos máximos están a las 8:00 horas y las 23:00 horas y, los dos mínimos a las 3:00 horas y las 16:00 horas. En Palanquero la presión atmosférica promedio está entre los 989 hPa aproximadamente, mientras que para Vizcaína la presión atmosférica se encuentra en los 1000 hPa aproximadamente. Esta diferencia se da por la ubicación de las dos estaciones, ya que la estación de Palanquero se encuentra aproximadamente a 177 metros sobre el nivel del mar, mientras que la estación de Vizcaína se encuentra a 75 metros sobre el nivel del mar. También se observa en la Figura 4-10, que la amplitud del ciclo diurno es más alta en los datos de Vizcaína, esta diferencia puede estar relacionada con la diferencia de alturas de las estaciones o el calentamiento diurno. La figura también muestra, que la variación de presión atmosférica mensual promedio a lo largo del año es menor que la variación del ciclo diurno de presión atmosférica.

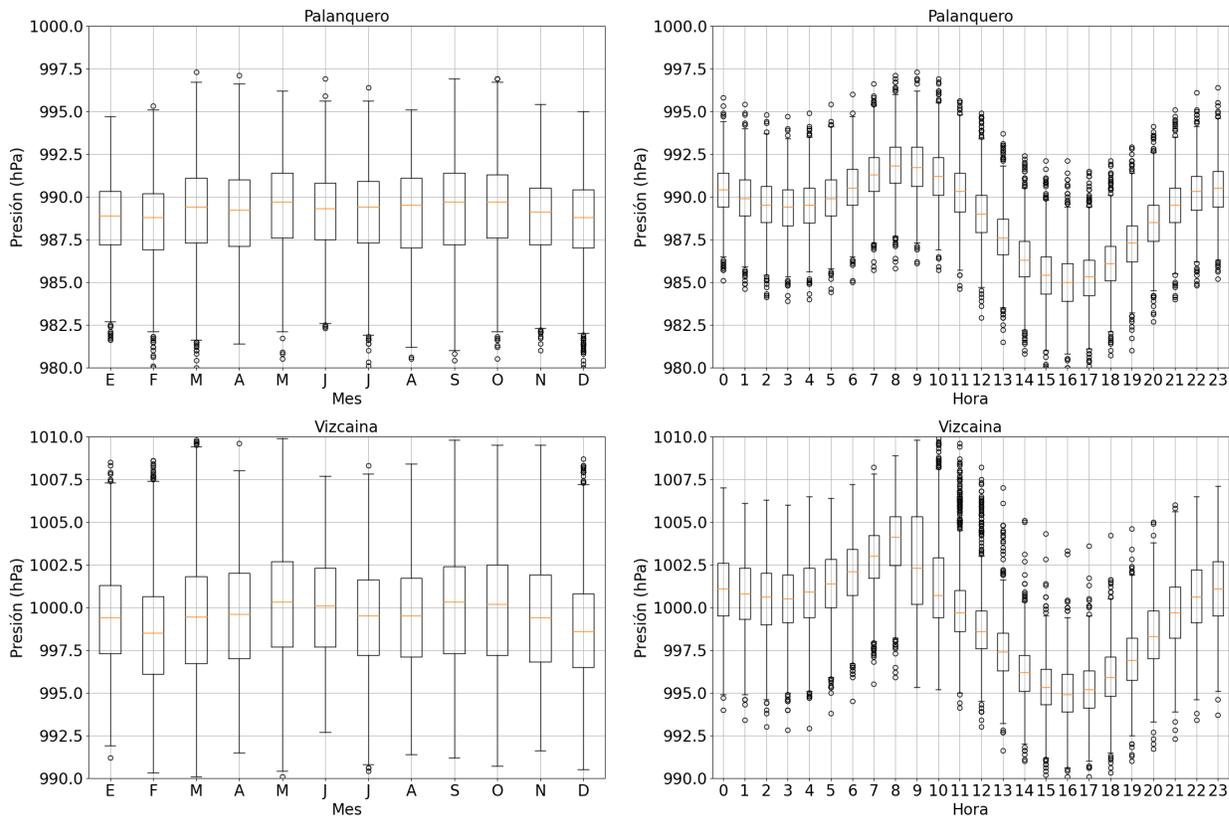


Figura 4-10.: Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Presión atmosférica para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017.

En la Figura 4-11 se observa la coincidencia de vapor de agua precipitable con el comportamiento con la gráfica mensual de precipitación e incluso con la gráfica de humedad relativa, ya que es evidente el incremento de vapor de agua precipitable en los meses de abril y octubre, coincidiendo de esta manera con las temporadas de lluvia de la región. Se observa que la cantidad de vapor de agua precipitable es mayor en horas de la noche y la madrugada, que en el resto del día.

Vale la pena realizar una comparación en la escala horaria del comportamiento del vapor de agua precipitable (PWV) en Palanquero y Bogotá. Casallas *et al.* (2021), encuentran que para el caso de Bogotá el promedio máximo de vapor de agua precipitable está en horas de la tarde y el mínimo sobre las 6 de la mañana, opuesto a lo encontrado en Palanquero donde el mínimo de PWV se encuentra en horas de la tarde y el máximo en horas de la noche y madrugada. Lo anterior, coincidiendo con las horas en las que más precipita en Bogotá (horas de la tarde) y en Palanquero (horas de la noche) por la máxima de PWV en la atmósfera en ambos puntos. Además, es evidente la relación del comportamiento de la variable con la

ocurrencia de eventos convectivos.

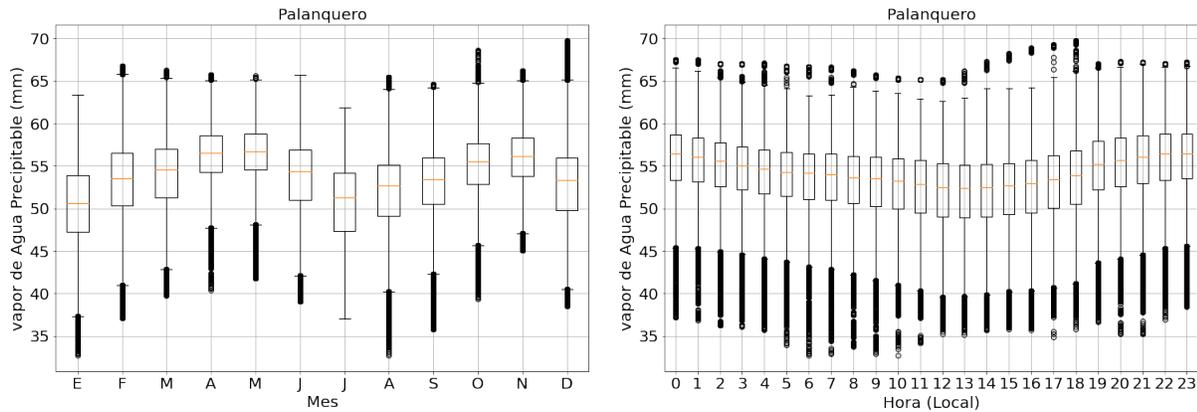


Figura 4-11.: Comportamiento promedio mensual (derecha) y horario (izquierda) del vapor de agua precipitable para la estación GPS de Palanquero, analizado en el periodo 2011-2017.

Con el propósito de analizar y comprender mejor la humedad en general, se realiza el cálculo la humedad específica para cada una de las estaciones. En la Figura 4-12, se puede observar un comportamiento mensual muy similar en los dos puntos de la región y muestra los meses más húmedos y secos. En cuanto al comportamiento horario, hay un incremento de la humedad específica a partir de las 6:00 horas que se extiende hasta las 14:00 horas aproximadamente, luego se evidencia una disminución de esta variable. Este aumento, puede estar relacionado con el aumento de temperatura en superficie durante la mañana y primeras horas de la tarde, así como la cercanía del río Magdalena, lo cual propicia una mayor evaporación y, por consiguiente, el aumento en la humedad. Con respecto al contenido de agua en toda la columna de aire, evaluado por el PWV, y la Humedad Específica en la superficie, podría esperarse un comportamiento similar entre ambas variables. Sin embargo, las Figuras 4-11 y 4-12 muestran que esto no es el caso. El PWV muestra valores más altos durante la noche, mientras que la Humedad Específica es mayor durante el día. Estos resultados sugieren que el aumento del PWV a lo largo de la columna de aire no se debe principalmente a lo que ocurre en la superficie, sino más bien a factores que influyen en niveles más altos de la atmósfera.

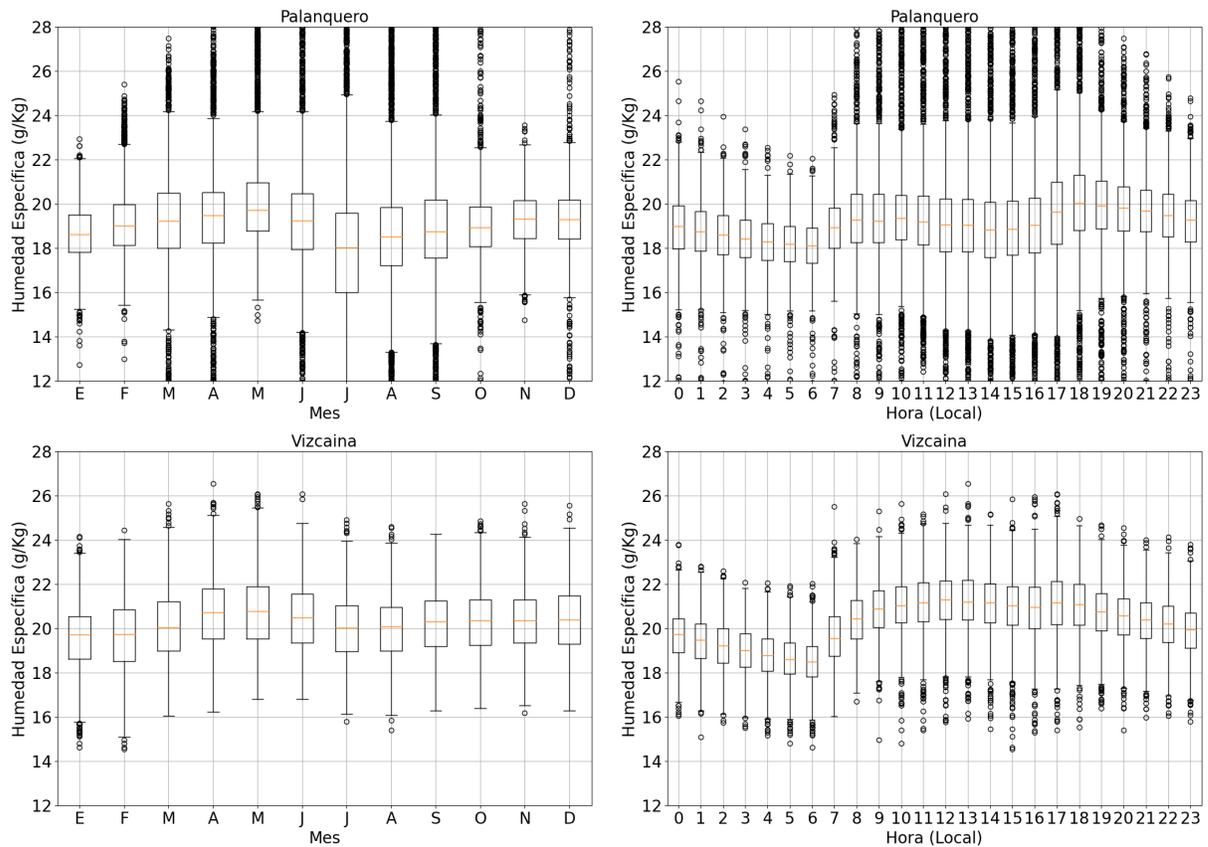


Figura 4-12.: Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la Humedad Específica para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017.

El comportamiento promedio de la rapidez del viento se muestra en la Figura 4-13. Por un lado, a escala mensual la rapidez del viento es casi constante a lo largo del año en ambas estaciones. A escala horaria, en ambas estaciones se observa un ciclo diurno con un incremento en la rapidez del viento durante el día que alcanza su máximo hacia las 15h en Palanquero, y hacia las 12h en Vizcaína. Este máximo es ligeramente mayor en Palanquero que en Vizcaína; además, se observa mayor variabilidad durante el día en Palanquero, mientras que en Vizcaína la variabilidad es aproximadamente constante durante el día y la noche. En ambas estaciones la rapidez promedio del viento es aproximadamente constante durante la noche, siendo la de Palanquero ligeramente menor a la de Vizcaína.

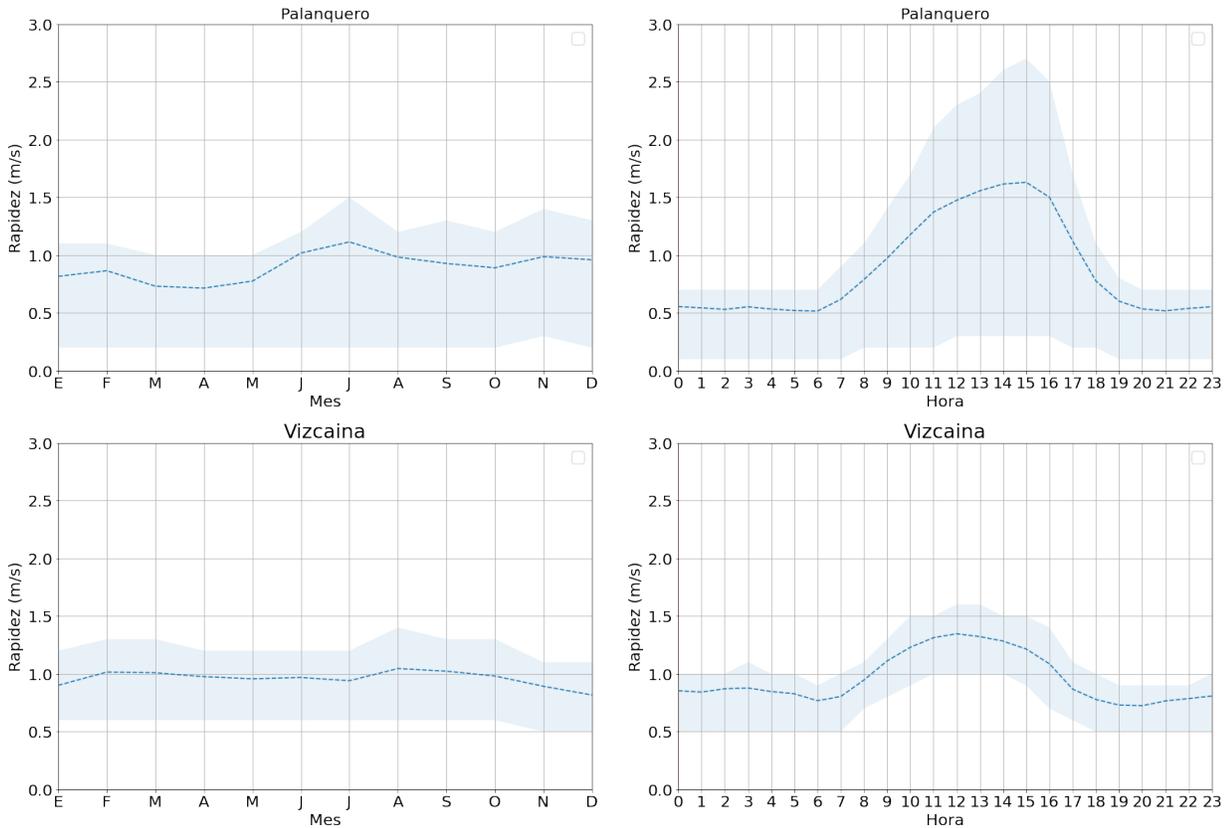


Figura 4-13.: Comportamiento promedio mensual (izquierda) y horario (derecha) de la rapidez del viento para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo) analizadas en el periodo 2011-2017. El área sombreada corresponde a los percentiles 25 y 75.

Por otro lado, también se hicieron las rosas de viento para las dos estaciones con la información 10-minutal, como se había mencionado anteriormente. Los círculos en las rosas de viento representan el porcentaje de ocurrencia del dato captado y los colores adicionalmente representan la rapidez promedio del viento. En la Figura 4-14, se evidencia que para las dos estaciones la dirección del viento predominante es del Norte. Sin embargo, en Vizcaína hay mayor variabilidad la cual puede estar relacionada con la cantidad de datos disponibles en esa estación. Además, la variabilidad del viento se puede presentar por la cercanía de Palanquero con las cordilleras y la posición de Vizcaína más alejado de las mismas.

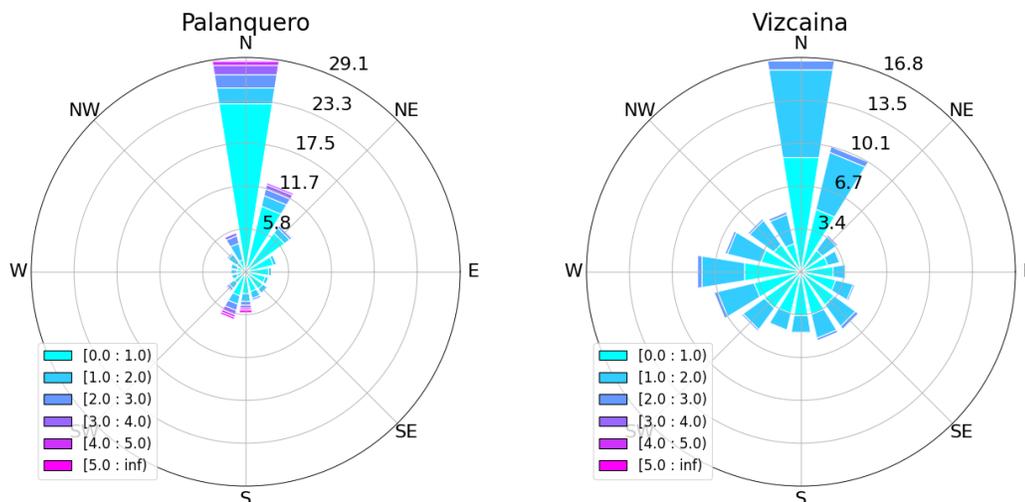


Figura 4-14.: Comportamiento promedio del viento a partir de rosas de viento para las estaciones Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) analizadas en el periodo 2011-2017. Se utilizan datos 10-minutales y los colores representan la rapidez del viento en m/s. Los valores dentro de las rosas de viento corresponden al porcentaje de ocurrencia de la dirección del viento.

La Figura 4-15, muestra el comportamiento del viento en los bloques de tiempo establecidos previamente. En Palanquero se observan rapidez promedio del viento más fuertes durante el día que en la noche. Durante la noche los vientos son más débiles, y su dirección más persistente del Norte que durante el día. En el caso de Vizcaína, el comportamiento de la dirección del viento es un poco más variable, en particular durante la noche. Aunque la dirección predominante es del Norte, hay un componente significativo de vientos provenientes del sur para este punto de la región.

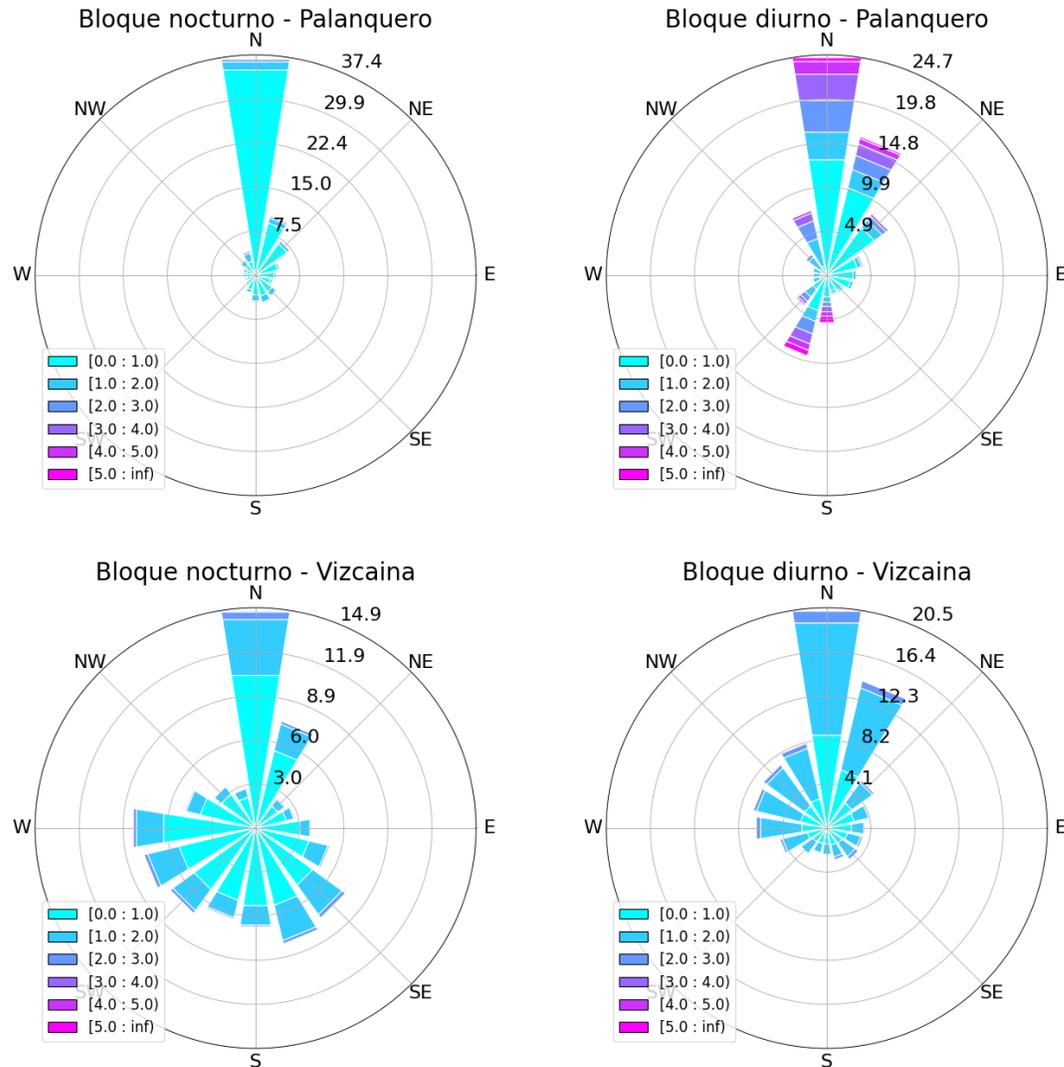


Figura 4-15.: Comportamiento del viento a partir de rosas de viento en el periodo 2011-2017, dividido en bloque diurno y nocturno para la estación de Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo). Se utilizan datos 10-minutales y los colores representan la rapidez del viento en m/s. Los valores dentro de las rosas de viento corresponden al porcentaje de ocurrencia de la dirección del viento.

Finalmente, para ampliar el análisis del comportamiento nocturno del viento en ambas estaciones, se presentan las 4-16 y 4-17. En ambas figuras, se evidencia que las condiciones de dirección e intensidad del viento son muy similares a las observadas en el promedio general. A pesar de las diferencias en la variabilidad de la dirección del viento entre ambas estaciones durante el día, durante la noche se presenta una notable persistencia en la dirección y rapidez del viento en ambos lugares. Esto sugiere que, independientemente de las particularidades diurnas, el comportamiento nocturno del viento exhibe patrones consistentes en ambas estaciones, contribuyendo a una comprensión más completa de las características atmosféricas

locales durante este periodo de tiempo específico.

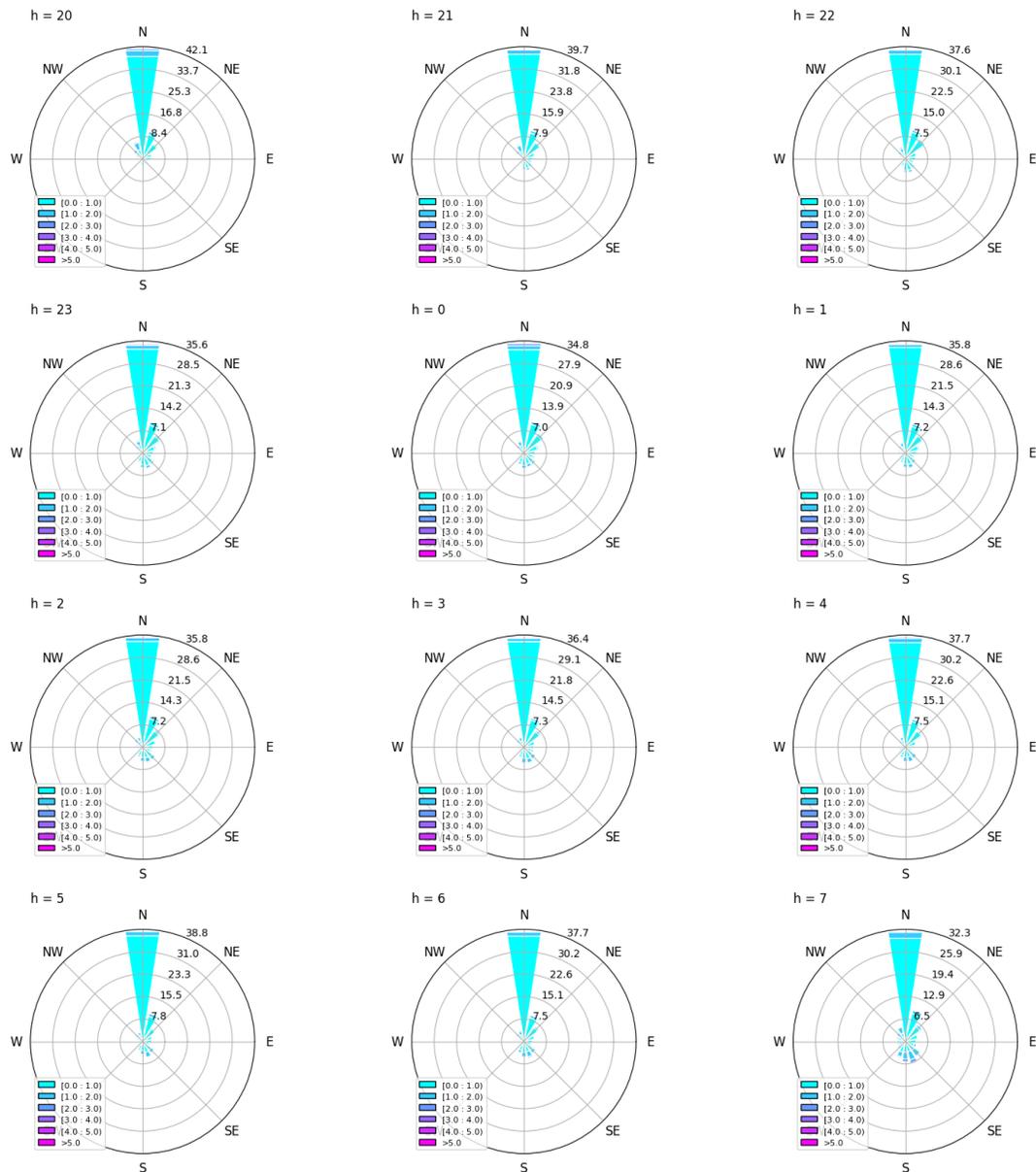


Figura 4-16.: Comportamiento horario del viento para el bloque nocturno de Palanquero a partir de rosas de viento en el periodo 2011-2017. Se utilizan datos 10-minutales y los colores representan la rapidez del viento en m/s. Los valores dentro de las rosas de viento corresponden al porcentaje de ocurrencia de la dirección del viento.

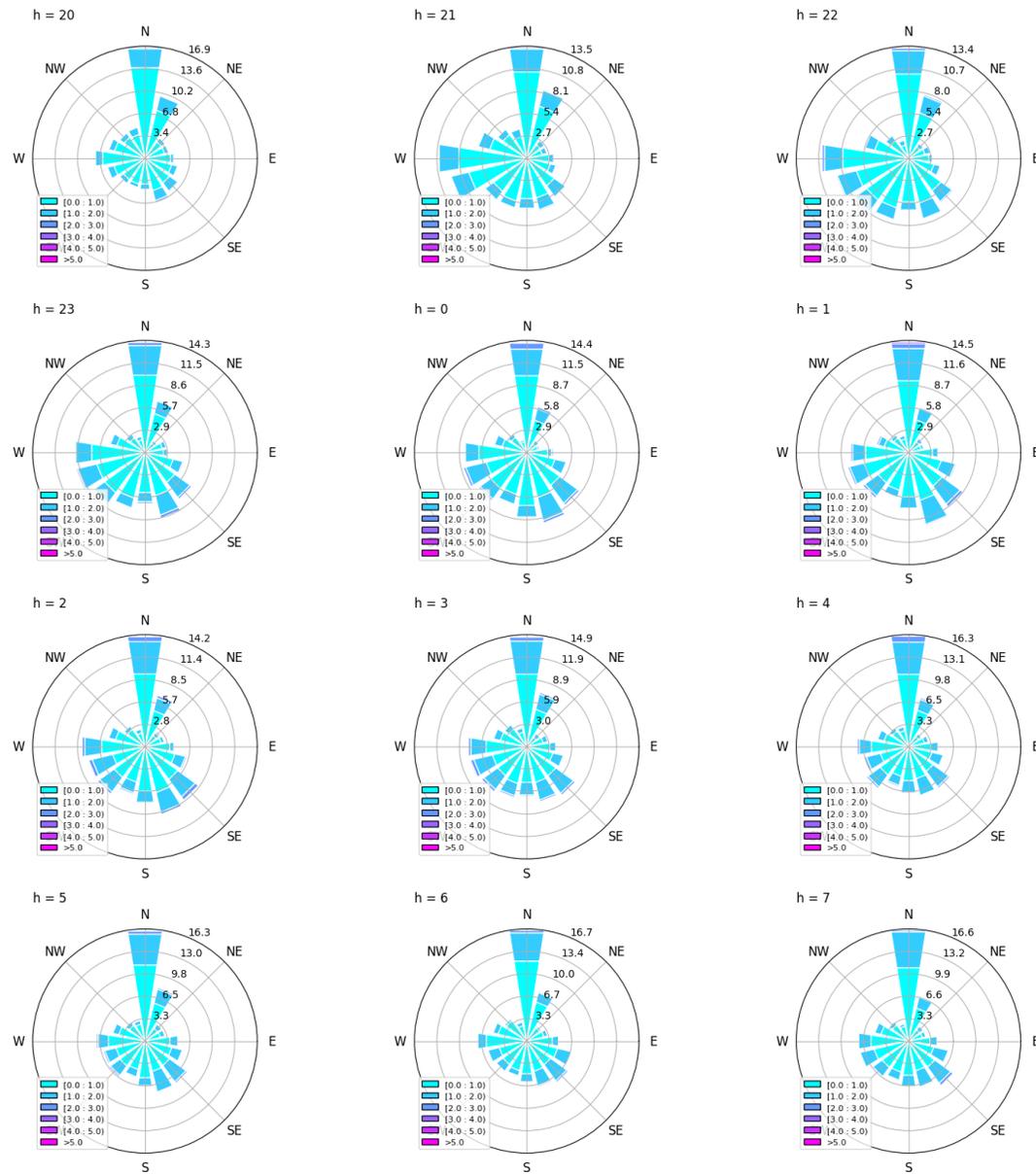


Figura 4-17.: Comportamiento horario del viento para el bloque nocturno de Vizcaína a partir de rosas de viento en el periodo 2011-2017. Se utilizan datos 10-minutales y los colores representan la rapidez del viento en m/s. valores dentro de las rosas de viento corresponden al porcentaje de ocurrencia de la dirección del viento.

4.3. Anomalías presentadas durante los eventos.

Una vez se realiza el análisis del comportamiento promedio de las variables tanto en Palanquero como en Vizcaína, se seleccionan eventos de convección atmosférica profunda en estas

estaciones que ocurrieron en el período 2011-2017. Con el objetivo de capturar los eventos de convección profunda más cercanos a las estaciones, se seleccionó un bloque de 6 casillas en la rejilla para cada estación. Este bloque se mantuvo en forma de un rectángulo de dimensiones 2x3 o 3x2, como se muestra en la Figura 4-18. Se identificaron un total de 128 eventos para la estación de Palanquero y 61 eventos para la estación de Vizcaína. Durante este proceso, se registraron las siguientes coincidencias (Tabla 4-1) en la información meteorológica.

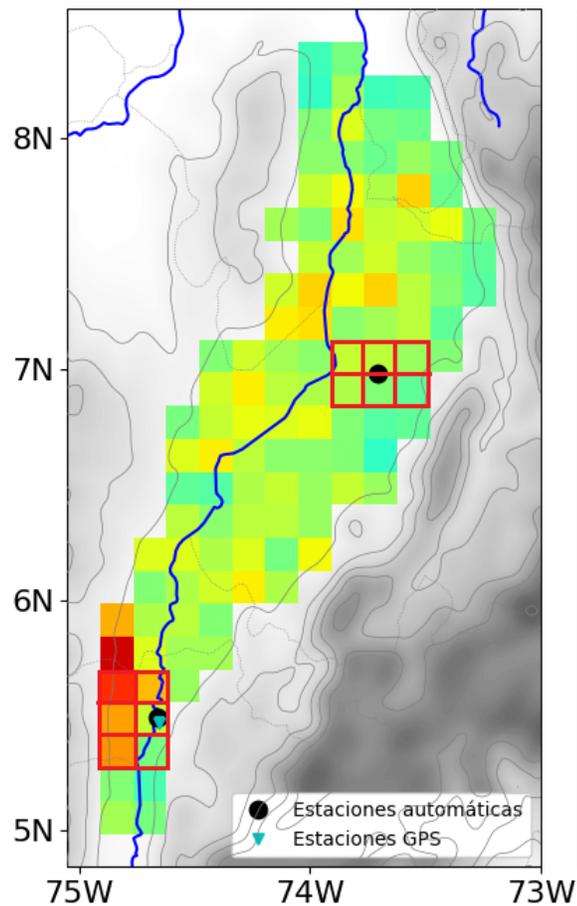


Figura 4-18.: Puntos de rejilla (delimitadas en rojo) para la selección de los eventos de convección atmosférica profunda más cercanos a las estaciones del IDEAM y estación GPS.

Número de eventos con datos disponibles de:

Variable	Palanquero	Vizcaína
Temperatura	88	45
Humedad Relativa	68	45
Humedad Específica	67	31
Presión Atmosférica	89	31
PWV	82	N/A
Viento	76	19
Precipitación	87	45
Todas las variables	67	19

Tabla 4-1.: Número de eventos identificados con datos disponibles para cada una de las variables meteorológicas, para el bloque de tiempo de 20:00 a 06:59, en el periodo 2011-20117.

Para empezar, se realiza una distribución horaria de los eventos para cada una de las estaciones. Como se puede observar en la Figura 4-19, la mayoría de los eventos en Palanquero ocurren entre las 21:00 horas y las 02:00 horas, mientras que en Vizcaína la mayoría de eventos ocurren más tarde, entre las 01:00 horas y las 06:00. Al verificar si hay alguna relación de los eventos convectivos en Palanquero y Vizcaína, se identifican solo 7 casos con eventos convectivos profundos que coinciden la misma noche, por lo cual fue necesario investigar si existía alguna conexión entre los eventos convectivos que se dan a lo largo del valle. Esta información se encuentra detallada en la sección 4.4.

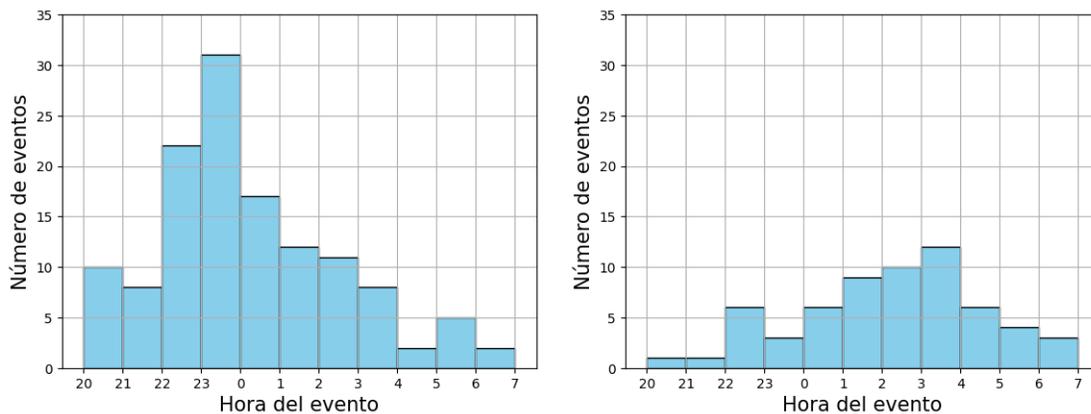


Figura 4-19.: Distribución total horaria de los eventos seleccionados en Palanquero (derecha) y Vizcaína (izquierda) entre 2011-2017.

Teniendo en cuenta la información anterior, se realizan gráficas de “compuesto” para cada una de las variables meteorológicas asociadas a los eventos convectivos, con el fin de identificar el comportamiento promedio de las anomalías de dichas variables unas horas antes hasta

unas horas después de un evento convectivo.

Para calcular los compuestos inicialmente se toma el tiempo en el que se registró cada evento convectivo seleccionado para cada una de las estaciones. Este “tiempo cero” corresponde al momento en el que ocurre la temperatura mínima de brillo de cada uno de los eventos. A partir de este instante de tiempo, para cada evento se selecciona la información meteorológica de las estaciones automáticas desde ocho horas antes hasta ocho horas después de sucedido el evento convectivo. Luego se calculan las anomalías a partir de la comparación entre el comportamiento promedio general de cada variable y el comportamiento promedio de las variables con los eventos identificados a las horas correspondientes de cada evento. De manera que los eventos se sincronizan utilizando el “tiempo cero”, para de esta manera obtener los compuestos de cada variable. A pesar de que los eventos en general ocurren en instantes de tiempo diferentes del ciclo diurno, son comparables en términos de la evolución de los eventos convectivos al sincronizarlos con el instante de temperatura de brillo mínima.

En el caso de la temperatura (Figura 4-20), para las dos estaciones es evidente una anomalía positiva que precede a los eventos de convección. En Palanquero esta anomalía positiva es máxima alrededor de una hora antes del evento, mientras que en Vizcaína es alrededor de dos horas antes del evento. En ambas estaciones, una vez se presenta el evento, se observan anomalías negativas desde una hora después del evento, lo cual es esperado por los diferentes procesos termodinámicos generados ante un evento de convección. Esto es consistente con una atmósfera más inestable antes del evento, dicho evento se encarga de estabilizar la atmósfera, y allí se presenta el enfriamiento evaporativo (anomalía negativa). Lo anterior, coincidiendo con la información obtenida por Adams *et al.*, (2013) y Casallas (2020).

Para la humedad relativa (Figura 4-21), no hay una señal clara de anomalías para la estación de Palanquero. Para Vizcaína, se observa que aparece una pequeña anomalía positiva posterior al evento (a partir de aproximadamente 2 horas después), que puede estar relacionada con las anomalías negativas de temperatura que se observan después de los eventos convectivos. Previo a los eventos convectivos, no se evidencia ninguna señal clara en la humedad relativa. Sin embargo, teniendo en cuenta que hay una anomalía positiva de temperatura antes de los eventos, esto implicaría un mayor contenido de humedad, como se verá más adelante en términos del vapor de agua precipitable.

En el caso de la humedad específica (Figura 4-22), se observa en Palanquero y Vizcaína anomalías positivas unas horas antes del evento convectivo. Ese aumento de humedad específica puede provocar un aumento en la temperatura potencial equivalente y como consecuencia más inestabilidad atmosférica, lo cual concuerda con lo obtenido por Sato & Kimura (2005). Adicionalmente, en Palanquero se esperan anomalías positivas en la humedad específica debido a las anomalías positivas de vapor de agua precipitable, como se muestra en la Figura

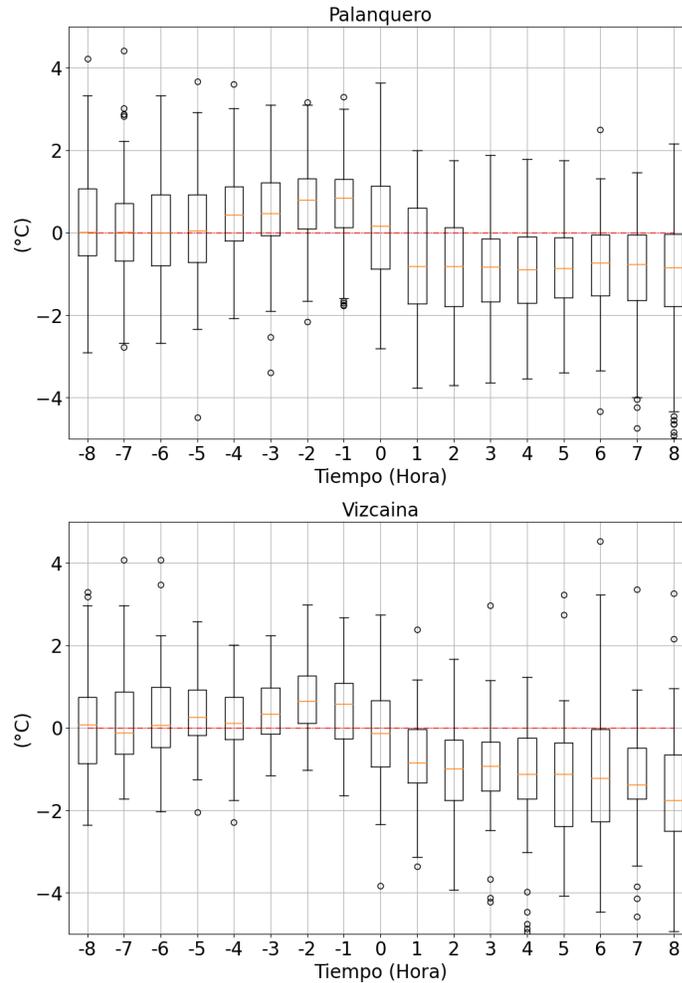


Figura 4-20.: Comportamiento de las anomalías de temperatura desde 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).

4-24. A partir de estos datos, es probable que, a pesar de no contar con datos de PWV en Vizcaína, el comportamiento de esta variable sea similar en ambos puntos. Las anomalías positivas en el vapor de agua precipitable en Palanquero sugieren un aumento en la cantidad de agua presente en la columna de aire, lo que a su vez influiría en la humedad específica en esa ubicación. Dado que ambas estaciones se encuentran en la misma región y están sujetas a condiciones atmosféricas similares, es posible que Vizcaína también experimente incrementos en el vapor de agua precipitable, aunque no se disponga de datos directos de PWV en ese punto específico.

Para el caso de la presión atmosférica (Figura 4-23), en Palanquero se observa una anomalía negativa de 0.5 hPa aproximadamente desde ocho horas antes del evento hasta una hora antes del evento; sin embargo, después de esta hora se observa un aumento en la pre-

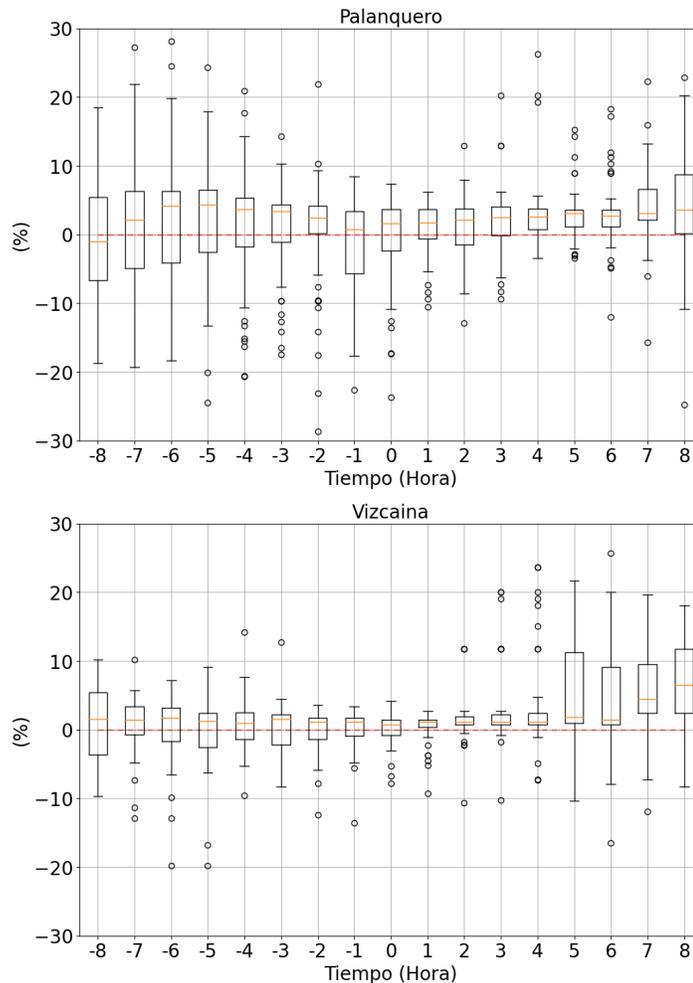


Figura 4-21.: Comportamiento de las anomalías de Humedad relativa desde 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).

sión atmosférica acercándose al promedio. Para el caso de Vizcaína, se observa mucha más variabilidad que en Palanquero. Desde ocho horas antes se observa una anomalía negativa de aproximadamente 1.5 hPa por debajo del promedio que se mantiene hasta unas horas después, luego empieza a regresar al promedio general (línea roja). Aunque la desviación estándar indica que hay bastante variabilidad, aparentemente la presión atmosférica es ligeramente menor que el promedio cuando ocurre un evento convectivo, pero sin un cambio fuerte que se pueda asociar al evento en sí.

En el vapor de agua precipitable (PWV) para Palanquero (Figura 4-24), se observa que antes del evento convectivo hay una anomalía positiva, lo cual significa que hay más PWV de lo normal. Se tiene un incremento del PWV que inicia unas 8 horas antes del evento, se hace más rápido unas 4 horas antes, y alcanza su máximo aproximadamente 1 hora antes del

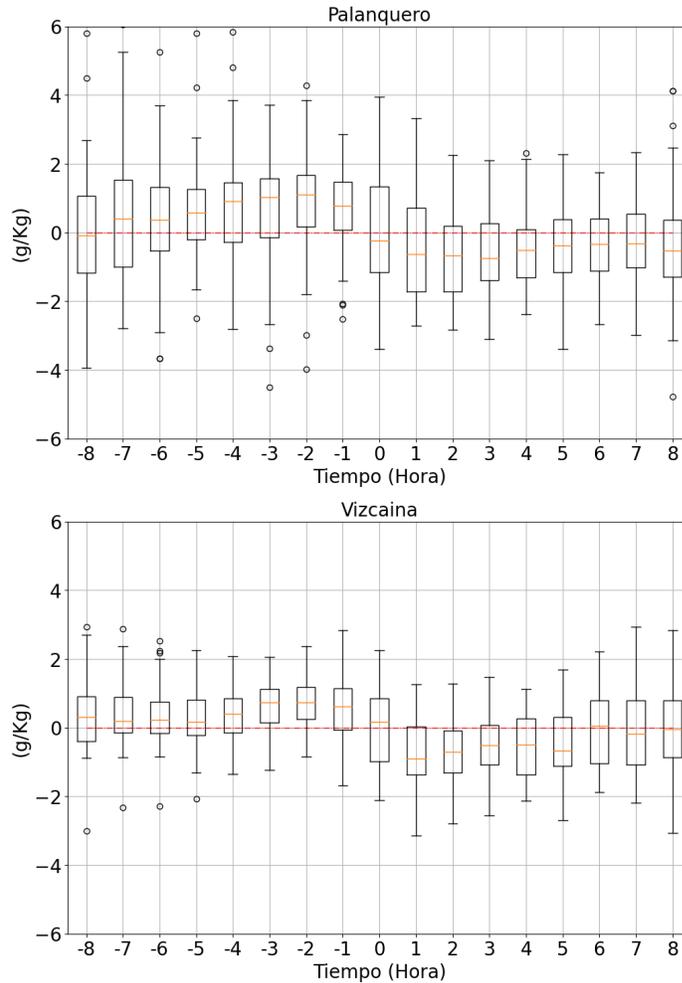


Figura 4-22.: Comportamiento de las anomalías de Humedad específica desde 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).

pico del evento convectivo. A partir de allí decrece rápidamente por un lapso de aproximadamente 3 horas; es decir, hasta 2 horas después del pico del evento convectivo, acercándose a los valores promedios para esta variable, pero manteniéndose siempre por encima. Lo anterior es esperado para esta variable durante la ocurrencia de un evento convectivo, ya que usualmente éste ocurre por una convergencia del vapor de agua en la columna de aire, que durante el evento se condensa y precipita parcialmente. Esto tiende a ocasionar un pico previo al evento en PWV, donde la caída de este pico coincide con el máximo de precipitación. Lo anterior coincide con lo descrito por Adams *et al.* (2013) y Casallas (2020).

Para la precipitación (Figura 4-25), se encontró que tanto para Palanquero como para Vizcaína coinciden el pico máximo de los eventos de convección con el “tiempo cero” del evento aproximadamente, teniendo un ascenso progresivo desde aproximadamente una hora antes.

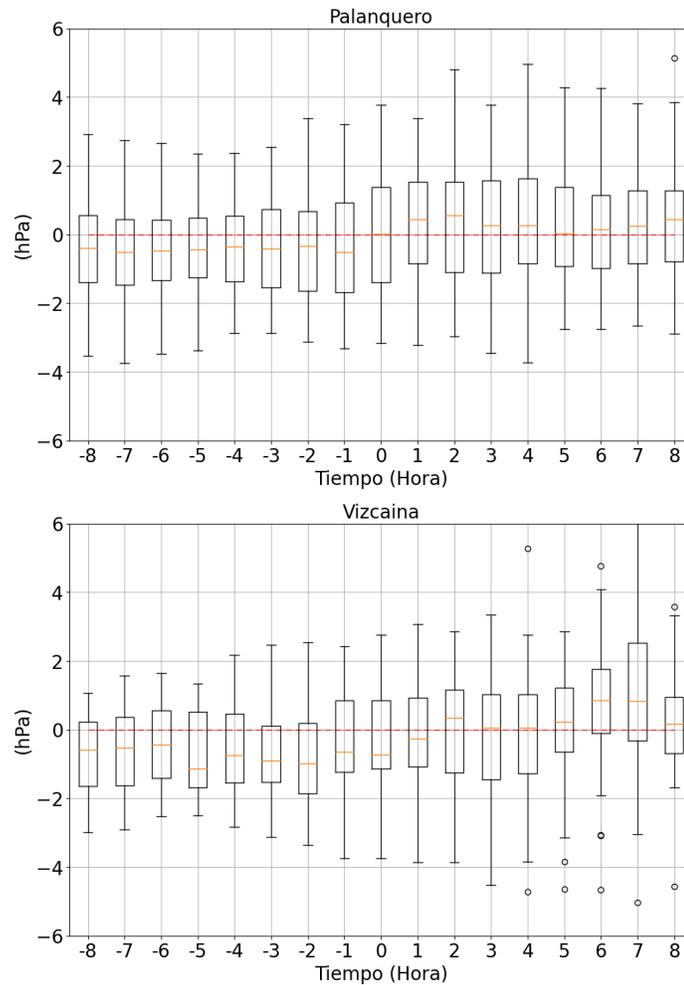


Figura 4-23.: Comportamiento de las anomalías de la presión atmosférica 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).

Esta información nos indica que efectivamente cuando la nube de desarrollo vertical va teniendo su ascenso hasta su tope más alto, se están evidenciando precipitaciones intensas sobre los puntos de investigación, coincidiendo con lo que se espera para estos fenómenos atmosféricos.

En cuanto a la rapidez del viento (Figura 4-26), tanto para Palanquero como para Vizcaína, se observan anomalías negativas hasta 2-3 horas antes del evento, a partir de cuando se presentan anomalías positivas. Después de la hora del evento, empieza a disminuir la rapidez del viento. Las anomalías positivas son consistentes con la ocurrencia misma del evento convectivo, mientras que las anomalías negativas serían consistentes con vientos débiles que preceden los eventos, y posiblemente son un ingrediente importante para su desarrollo. Este comportamiento es esperado y es similar al obtenido por Casallas (2020) para la Sabana de

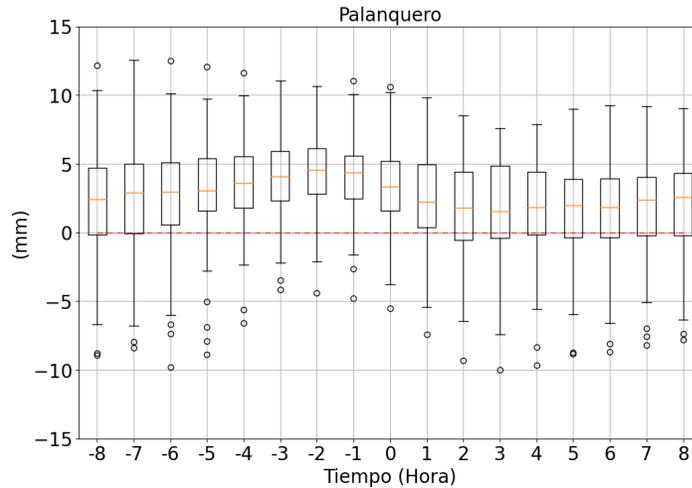


Figura 4-24.: Comportamiento de anomalías del vapor de agua precipitable 8 horas antes hasta 8 horas después, de los eventos identificados para la estación de Palanquero.

Bogotá, donde los eventos de convección en horas de la tarde son precedidos por vientos débiles en la mañana.

Para finalizar con este análisis de viento se grafican las rosas de viento en el mismo bloque de tiempo, para de esta manera comprender qué ocurre en términos de circulación unas horas antes y unas horas después del evento y completar la información anterior. Por un lado, como se observa en la Figura 4-27, en Palanquero aparece un componente de viento del noreste, lo cual podría estar asociada a los eventos, ya que no se observa en los comportamientos promedios del bloque nocturno. Ese componente del noreste, puede corresponder a vientos provenientes de la cordillera oriental (circulación valle-montaña), que podría explicarse por un alto PWV en las noches, que genera más calentamiento en el valle que en las laderas.

A medida que se acerca la hora del evento convectivo, la dirección del viento pasa a ser más variable hasta unas horas después. Por otro lado, en cuanto a la rapidez del viento se evidencia un incremento desde una hora antes del evento hasta una hora después del mismo, luego de esta hora la rapidez empieza a volver a sus valores normales, coincidiendo de esta manera con la información obtenida en la Figura 4-26.

Por otro lado, en Vizcaína (Figura 4-28), se evidencia un aumento de la rapidez del viento a partir de dos horas antes del evento. A diferencia de Palanquero, en Vizcaína no predomina la dirección del viento del norte; de hecho, como se observa en la figura, la dirección del viento siempre es variable y con intensidades más similares. Coincide nuevamente, con la Figura 4-26 donde se observa un aumento en la intensidad de viento sobre la hora del evento.

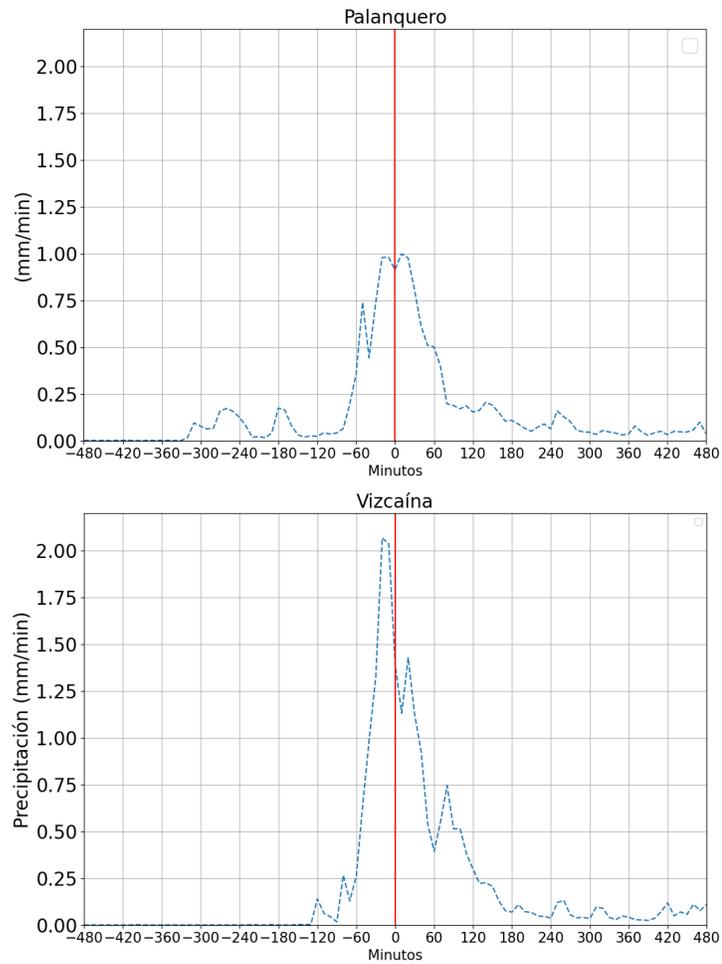


Figura 4-25.: Comportamiento promedio de la precipitación 8 horas antes hasta 8 horas después de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).

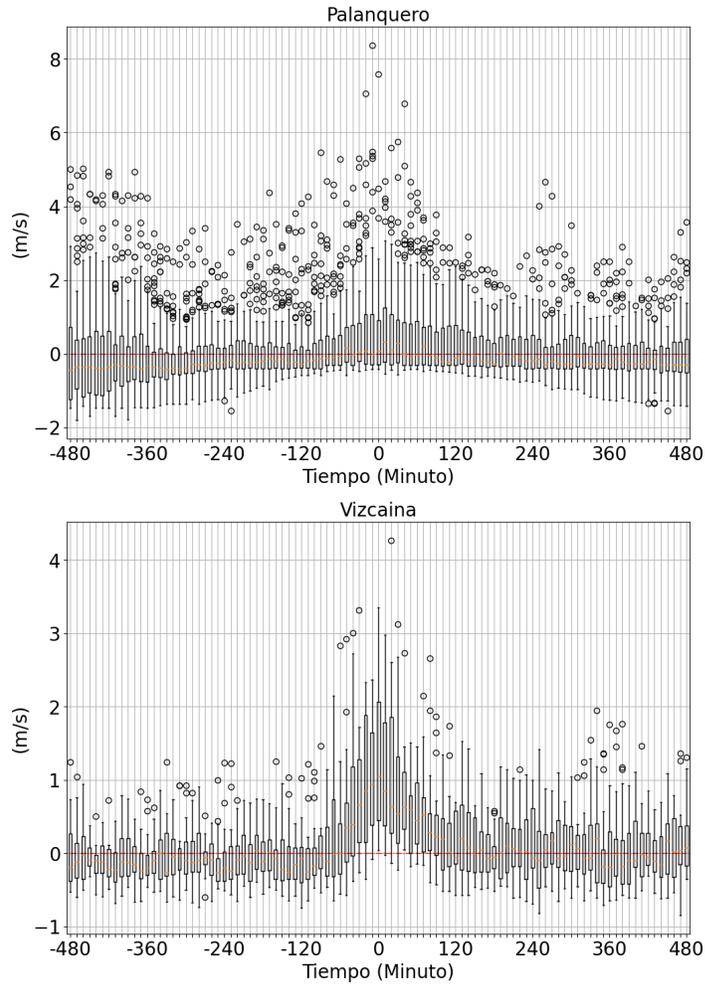


Figura 4-26.: Comportamiento promedio de anomalías de la rapidez del viento 8 horas antes hasta 8 horas después, de los eventos identificados para las estaciones Palanquero (arriba) y Vizcaína (abajo).

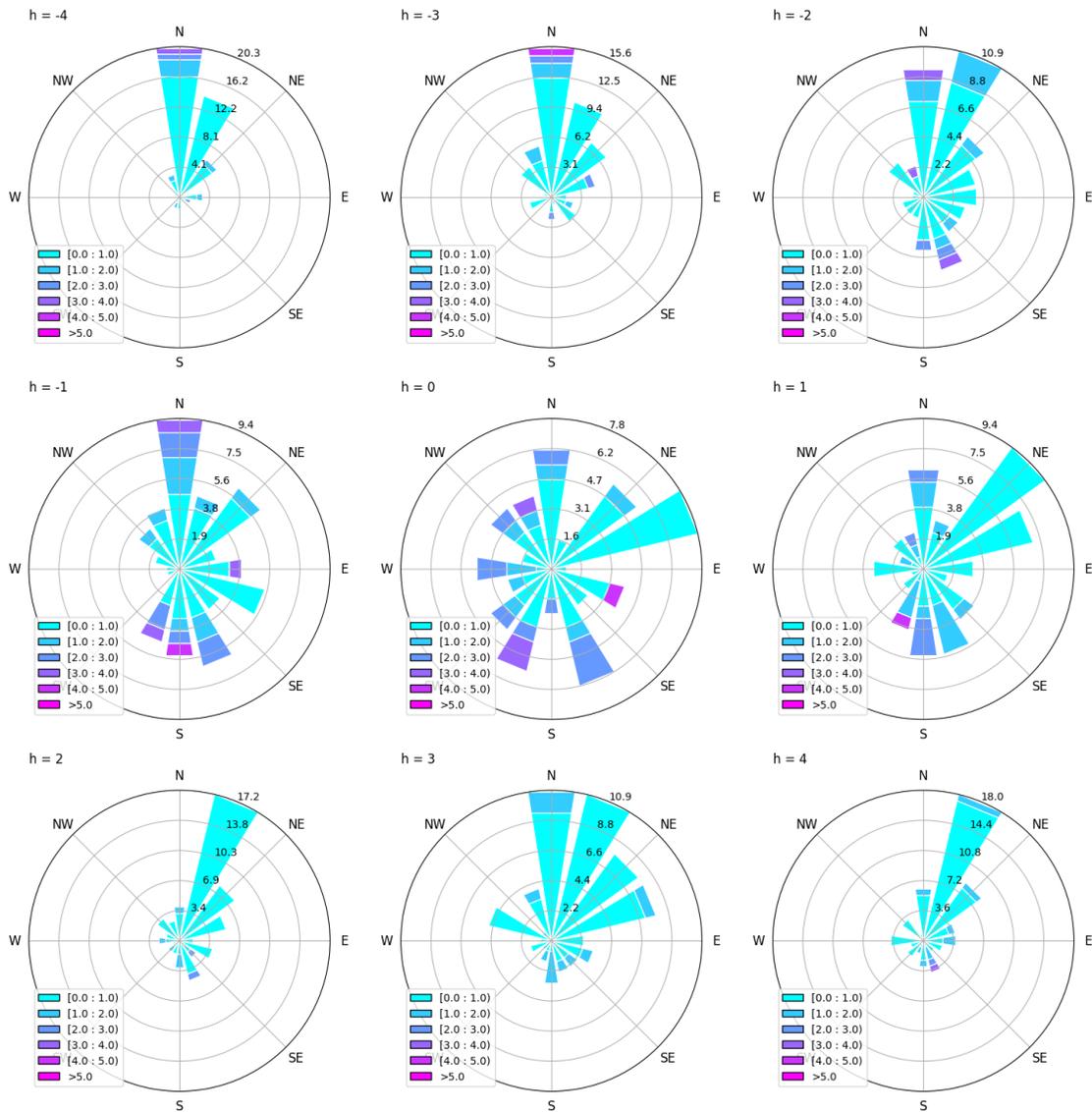


Figura 4-27.: Rosas de viento para el comportamiento promedio 4 horas antes hasta 4 horas después, de los eventos identificados para la estación de Palanquero.

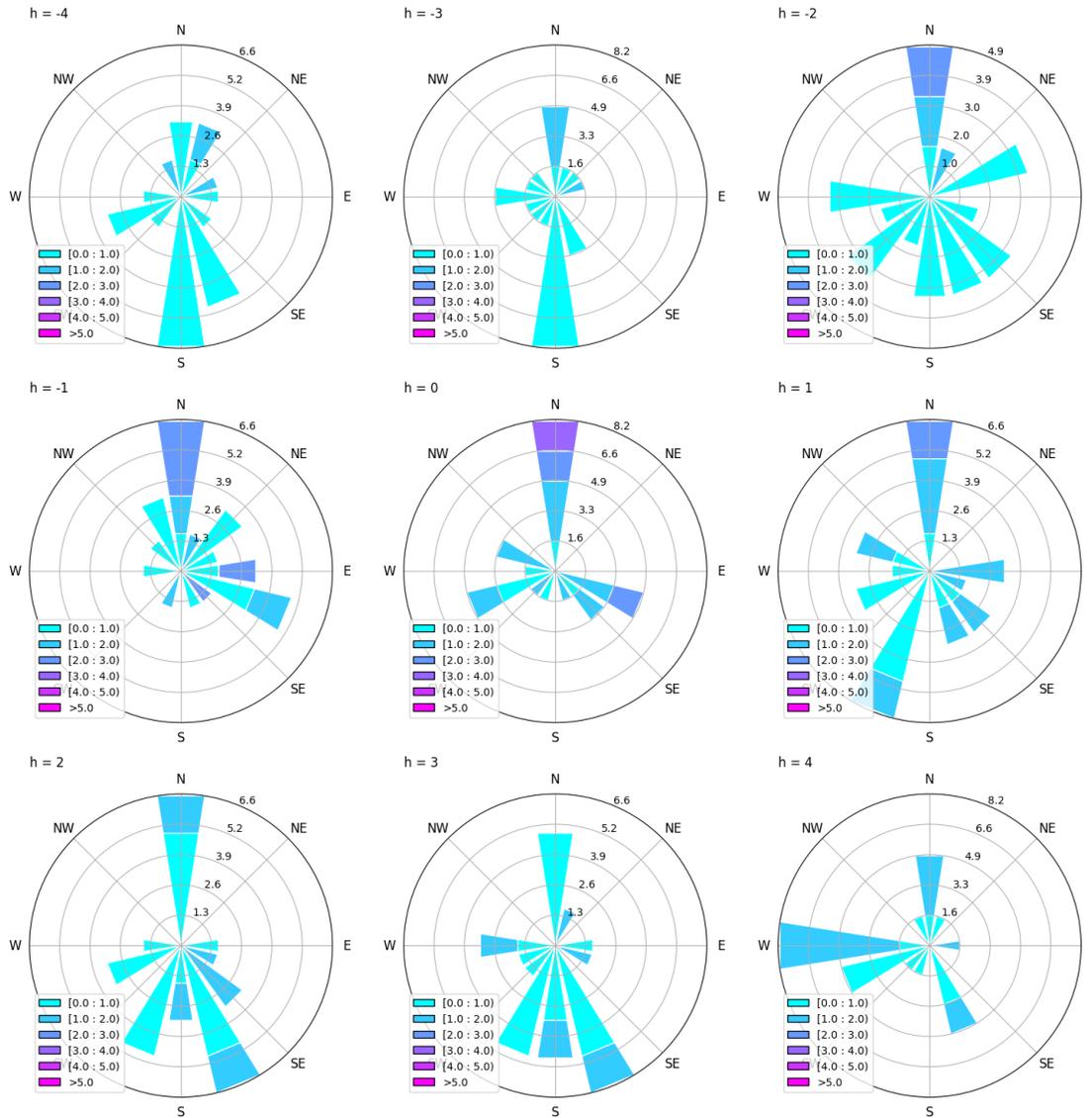


Figura 4-28.: Rosas de viento para el comportamiento promedio 4 horas antes hasta 4 horas después, de los eventos identificados para la estación de Vizcaína.

4.4. Eventos coincidentes en Palanquero y Vizcaína

En esta sección se realiza un análisis de los siete casos en los que se presenta convección profunda durante la misma noche en Palanquero y Vizcaína. En la Tabla 4-2 se presenta el listado de estos siete eventos. El objetivo es determinar si los eventos son independientes o no. Para este análisis, se utilizan las imágenes satelitales del GOES-13 (http://www.class.noaa.gov/saa/products/search?datatype_family=GVAR_IMG). Adicionalmente, se realiza un análisis de las condiciones sinópticas en la noche de cada uno de los eventos, con el fin de verificar si existe algún sistema que afecte directamente la región del Magdalena Medio

y pueda impulsar el desarrollo de convección profunda. Para este propósito, se obtienen los mapas sinópticos directamente de la NOAA a través del enlace https://ftp.nhc.ncep.noaa.gov/tafb/surface_analysis/. Para el tercer y cuarto caso no están disponibles los mapas descritos anteriormente en esa base de datos. Sin embargo, para estos dos casos se utilizan unos mapas sinópticos diarios obtenidos de <http://archive.atmos.colostate.edu/data/misc/QPAA99/>.

Caso	Estación	Fecha	Hora
1	PALANQUERO	24 abril 2011	02:45
	VIZCAÍNA	23 abril 2011	20:15
2	PALANQUERO	06 junio 2011	22:15
	VIZCAÍNA	07 junio 2011	05:15
3	PALANQUERO	04 diciembre 2011	22:15
	VIZCAÍNA	05 diciembre 2011	04:45
4	PALANQUERO	20 abril 2012	22:15
	VIZCAÍNA	21 abril 2012	04:45
5	PALANQUERO	18 marzo 2014	01:15
	VIZCAÍNA	18 marzo 2014	02:45
6	PALANQUERO	07 octubre 2014	23:15
	VIZCAÍNA	07 octubre 2014	23:45
7	PALANQUERO	04 diciembre 2016	22:45
	VIZCAÍNA	05 diciembre 2016	03:15

Tabla 4-2.: Lista de casos coincidentes en las estaciones de Palanquero y Vizcaína la misma noche en el valle del Magdalena Medio.

En la Figura 4-29 se presentan las condiciones sinópticas de Colombia para el día del segundo caso, y no se observan fenómenos significativos sobre la región de estudio. Al examinar los mapas sinópticos correspondientes a los demás casos, no se logran identificar anomalías que mantengan una relación directa con el análisis de los eventos convectivos. Estos hallazgos sugieren que los factores que influyen en la ocurrencia de tales eventos podrían ser de naturaleza más local.

Adicionalmente en las Figuras 4-30, 4-31 y 4-32, se muestran las imágenes satelitales infrarrojas de los eventos localizados en Palanquero y Vizcaína antes y después de las horas registradas. Estas imágenes muestran que los dos eventos son independientes, lo que establece de manera clara que no se trata de un único evento desplazándose entre los dos puntos. En estas figuras, también es posible observar los desplazamientos que experimentan cada uno de los eventos de convección identificados en el valle del Magdalena Medio. Es evidente que los vientos alisios ejercen una influencia significativa en la dirección de estos desplazamientos de

los sistemas convectivos en altitudes superiores.

En el Apéndice C se muestran las imágenes satelitales y mapas sinópticos de los 6 casos restantes, donde se observa un comportamiento similar al caso expuesto anteriormente. En cada uno de ellos se observa que la convección profunda se desarrolla primero en Palanquero y luego en Vizcaína. Estos casos refuerzan la idea de la existencia de eventos independientes de convección profunda en la región. Incluso en el primer caso, donde la convección se desarrolla primero en Vizcaína que en Palanquero, se observa un patrón de comportamiento similar al de los otros casos. Por lo tanto, podría considerarse que este caso es una casualidad dentro del contexto de esta investigación.

Todas las imágenes satelitales antes y después de los eventos de convección seleccionados se encuentran almacenadas en el repositorio (https://github.com/chris051091/Tesis_Maestria/tree/main/casos). Además, se encuentra allí un archivo GIF para visualizar de manera más conveniente el desarrollo de cada uno de los eventos convectivos en los diferentes casos.

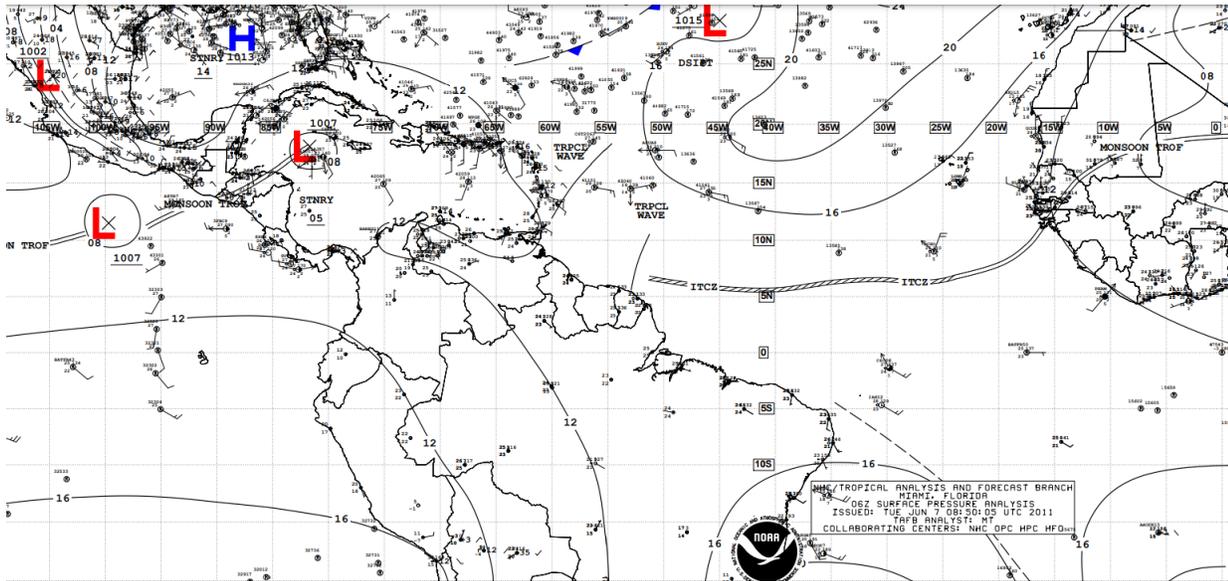


Figura 4-29.: Condiciones Sinópticas el día 07 de junio del 2011 a las 06UTC.

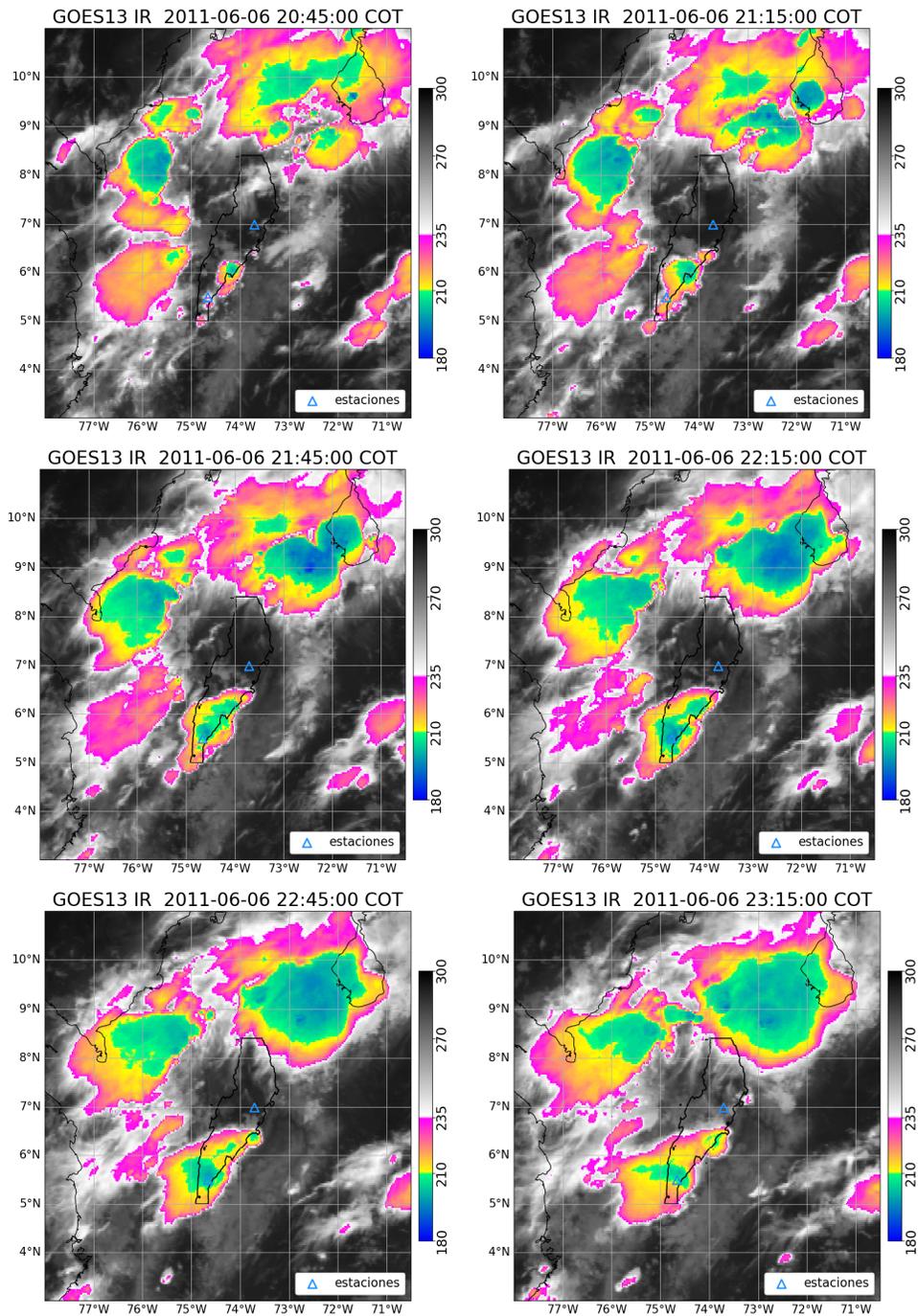


Figura 4-30.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 2 de la Tabla 4-2 (del 06-06-11 20:45 al 06-06-11 23:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 06/06/2011 y en Vizcaína a las 05:15 del 07/06/2011.

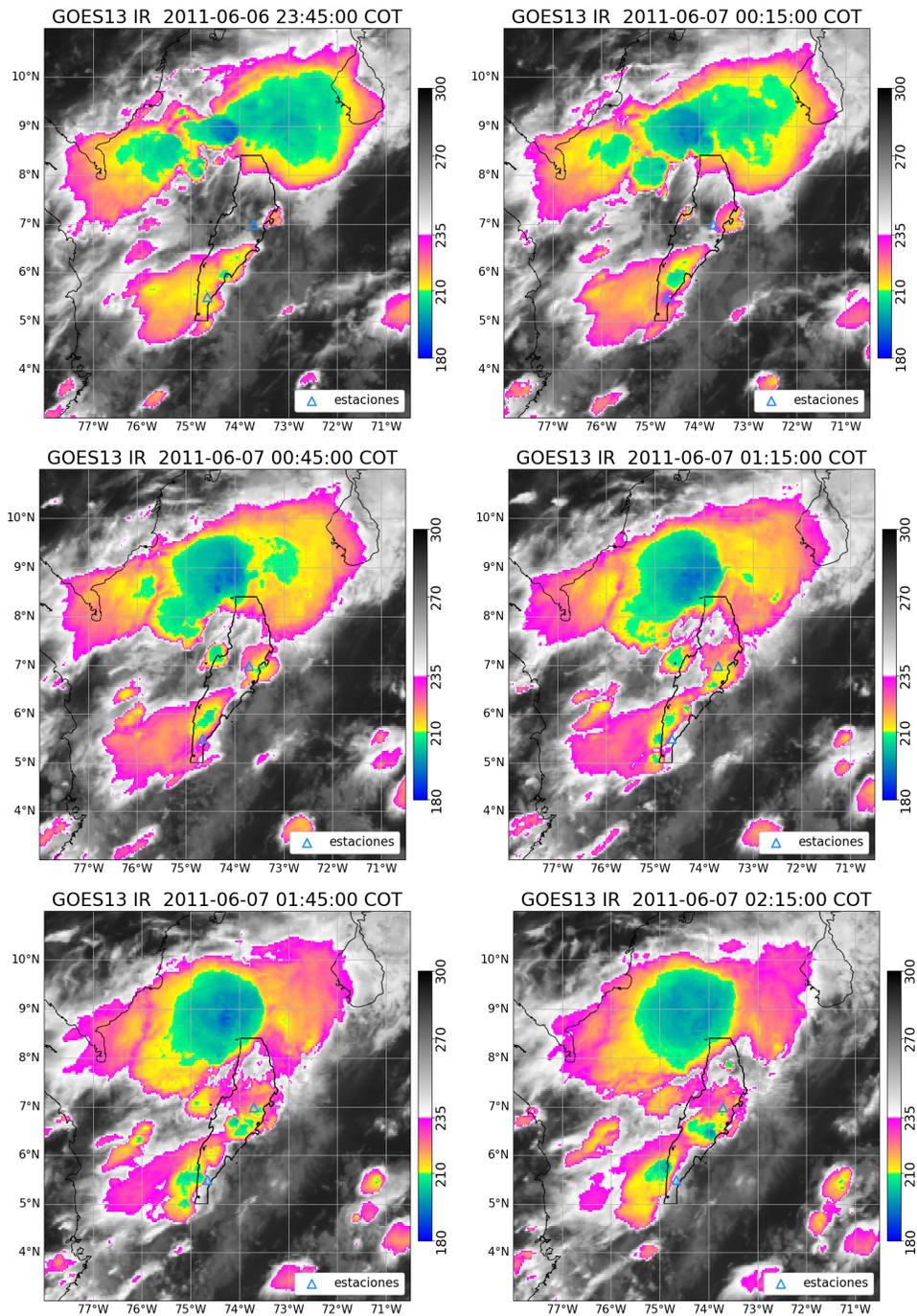


Figura 4-31.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 2 de la Tabla 4-2 (del 06-06-11 23:45 al 07-06-11 02:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 06/06/2011 y en Vizcaína a las 05:15 del 07/06/2011.

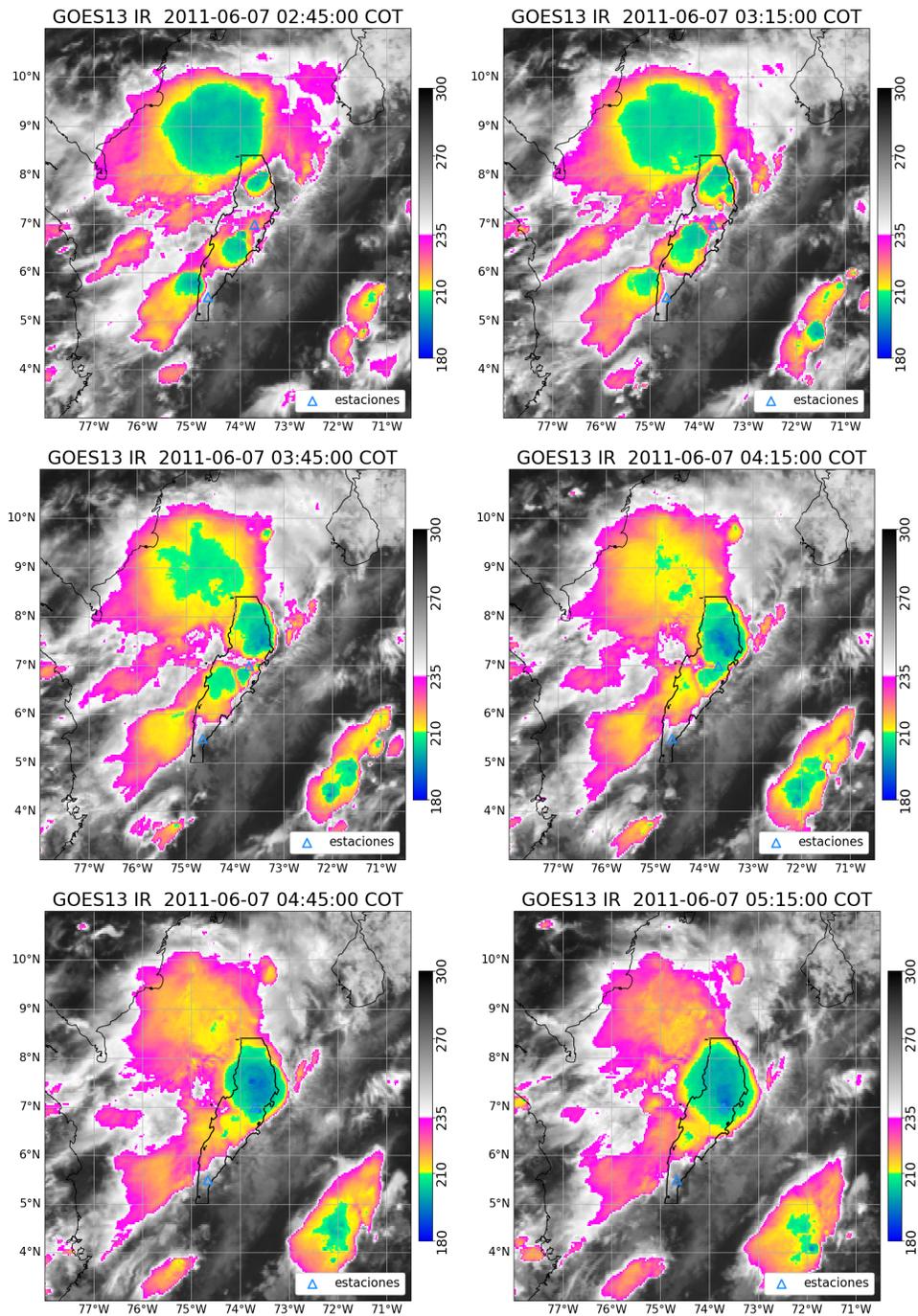


Figura 4-32.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 2 de la Tabla 4-2 (del 06-06-11 02:45 al 07-06-11 05:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 06/06/2011 y en Vizcaína a las 05:15 del 07/06/2011.

5. Conclusiones y recomendaciones

5.1. Conclusiones

La presente investigación busca estudiar la convección atmosférica profunda nocturna en el Magdalena Medio entre 2011 y 2017, con el fin de entender el comportamiento de este fenómeno en esta zona continental específica. Para llevar a cabo este estudio, se analizaron eventos de convección atmosférica profunda previamente identificados en la región, utilizando información satelital. Después, se tomó la información de temperatura, presión atmosférica, humedad relativa, humedad específica, precipitación, dirección e intensidad del viento de dos estaciones meteorológicas automáticas del IDEAM una ubicada en Puerto Salgar en la Base de la Fuerza Aérea Colombiana (Palanquero) y otra ubicada en Vizcaína, y la información de vapor de agua precipitable de una estación GPS del Servicio Geológico Colombiano ubicada también en Palanquero. La información de las variables meteorológicas fue tomada con el fin de analizar inicialmente el comportamiento promedio mensual y horario de las mismas y luego analizar el comportamiento típico de cada variable ante un evento convectivo, para mejorar la comprensión de los procesos responsables de generar convección profunda nocturna en este lugar.

Se identificaron 1947 eventos de convección atmosférica profunda, lo que corresponde a más de 200 eventos por año en la región. La mayor cantidad de eventos se registró en el 2011, posiblemente debido al fenómeno de La Niña significativo de ese año. Para los resultados mensuales, la mayor cantidad de eventos se encuentran de acuerdo a la temporada bimodal de lluvias de la región, y lo más significativo es que se da un registro de la mayoría de eventos entre las 20 horas y las 7 de la mañana, situación que le da sentido a esta investigación. Con el fin de investigar los procesos responsables de los eventos de convección profunda nocturna, se analizaron únicamente los eventos que ocurren en este espacio de tiempo, denominado bloque nocturno. En este bloque de tiempo, se observa que los eventos están distribuidos más homogéneamente a lo largo del valle, pero hay una concentración de eventos convectivos en el extremo suroeste del valle cerca a Palanquero, lo cual coincide con lo obtenido por Gomez (2019) con el radar meteorológico. En Palanquero la mayoría de los eventos convectivos en el bloque nocturno ocurren entre las 21 horas y las 02 horas, mientras que en Vizcaína los eventos ocurren más tarde, entre las 01 horas y las 06 horas.

Con la información de las estaciones, se obtuvieron los valores promedios de cada una de

las variables meteorológicas en el periodo 2011-2017. El comportamiento de las variables es el esperado para una región ecuatorial, donde las variaciones mensuales son muy pequeñas, y la precipitación tiene una estacionalidad bimodal. El comportamiento del ciclo diario de temperatura, humedad relativa, humedad específica, presión atmosférica y rapidez del viento es también el esperado. No obstante, se identifican algunas diferencias en el comportamiento de algunas variables. Por ejemplo, la precipitación muestra un máximo en horas de la noche como se ha demostrado en investigaciones anteriores (Mapes *et al.*, 2003), a diferencia del comportamiento típico en una región continental ecuatorial donde la mayor precipitación ocurre en horas de la tarde. Así mismo, el vapor de agua precipitable (PWV), presenta valores más altos en la noche que durante el día en el Magdalena Medio, mientras que normalmente en regiones continentales el vapor de agua alcanza su máximo en horas de la tarde, como por ejemplo en Bogotá, de acuerdo a lo obtenido por Casallas *et al.* (2021).

Posteriormente, se seleccionaron 128 eventos convectivos en Palanquero y 61 en Vizcaína, los cuales corresponden a los eventos más cercanos a las estaciones meteorológicas para de esta manera realizar compuestos e identificar las anomalías de cada variable ante la ocurrencia de un evento. Los resultados más significativos en el análisis de las variables fueron:

- La temperatura presenta anomalías positivas desde aproximadamente cinco horas antes de que ocurra el evento para ambas estaciones. Una hora antes del evento, empieza un descenso de la temperatura, llegando a anomalías negativas aproximadamente una hora después del pico de los eventos. Estas anomalías negativas son consistentes con la ocurrencia misma del evento convectivo, que se espera que enfríe los niveles bajos de la atmósfera a medida que genera calentamiento en los niveles altos, además de la ocurrencia de “piscinas frías” debidas a las corrientes descendentes de las nubes convectivas.
- La humedad específica presenta anomalías positivas desde aproximadamente seis horas antes de que ocurra el evento para ambas estaciones. Una hora antes del evento, disminuye la humedad específica hasta unas horas después en ambos puntos, luego tiende a regresar al promedio general. Esas anomalías positivas en las dos estaciones, están estrechamente relacionadas con la cantidad de vapor de agua precipitable registrados en Palanquero y claramente nos muestra indicios del comportamiento (similar) del PWV en Vizcaína.
- Se observa un aumento acelerado de la intensidad de la precipitación aproximadamente una hora antes del evento convectivo. Unos minutos después de ocurrido el evento, se obtiene un descenso progresivo de precipitación en las dos estaciones. Esto es espe-

rado, y confirma que el método de identificación de los eventos funciona correctamente.

- La dirección del viento en Palanquero presenta, unas horas antes del evento, una componente proveniente del noreste, que no es evidente en el comportamiento promedio, y por lo tanto podría estar asociada a los eventos convectivos. En Vizcaína, en cambio, aunque se evidencia cambios en la dirección del viento no se puede asociar a los eventos convectivos, en parte por la mayor variabilidad que se observa allí en comparación con su comportamiento promedio.

- En cuanto a la rapidez del viento se observan anomalías negativas (vientos débiles) de 3 a 4 horas antes del evento convectivo. Adicionalmente, es evidente que para las dos estaciones se presentan anomalías positivas desde aproximadamente dos horas antes de que ocurra el evento, que alcanzan un máximo al mismo tiempo en que los eventos alcanzan su pico. En Palanquero las anomalías positivas se extienden hasta 3-4 horas después del pico del evento, y en Vizcaína desaparecen 2 horas después. Estas anomalías positivas son consistentes con la ocurrencia misma del evento convectivo, donde las fuertes corrientes ascendentes y descendentes tienden a generar fuertes ráfagas en la horizontal.

- Para el PWV en Palanquero se observan anomalías positivas que se extienden desde al menos 8 horas antes del evento hasta al menos 8 horas después. Además, se observa un incremento del PWV que inicia unas 8 horas antes del evento, se hace más rápido unas 4 horas antes, y alcanza su máximo aproximadamente 1 hora antes del pico del evento convectivo. A partir de allí decrece rápidamente por un lapso de aproximadamente 3 horas; es decir, hasta 2 horas después del pico del evento convectivo. Esto es consistente con las escalas temporales de la convergencia de PWV que encontró Adams *et al.* (2013) para eventos de convección profunda en Manaus, Brasil.

A partir de los resultados que se acaban de enumerar, se presenta ahora a modo de hipótesis, un modelo conceptual que podría explicar el desarrollo de los eventos de convección nocturna en el valle del Magdalena Medio.

Para iniciar se tiene que la circulación a lo largo de todo el valle corresponde a vientos del norte. Esta circulación, en combinación con la geometría del valle, es un factor importante, ya que permite o facilita la convergencia, especialmente hacia el extremo sur del valle, donde éste se hace cada vez más angosto y elevado. Además, esta circulación podría explicar el motivo por el cual la convección tiende a ocurrir más temprano en Palanquero que en Vizcaína.

Durante los días con eventos convectivos, en Palanquero el nivel base de PWV se encuentra por encima del valor promedio. Es decir, hay mayor contenido de humedad desde más de 12 horas antes de que ocurra un evento, lo que sugiere que este aire más húmedo ocurre, al menos, a escala regional, y no solamente a escala local. Sin embargo, no es posible a partir de este estudio determinar el origen de esta humedad. Adicionalmente, se observa que aproximadamente 8 horas antes de que ocurra un evento convectivo en Palanquero, el PWV empieza a aumentar lentamente; 4 horas antes se acelera este incremento, y alcanza una anomalía máxima aproximadamente 1 hora antes del pico convectivo. Este comportamiento es consistente con la convergencia previa al evento, su desarrollo, y finalmente la precipitación intensa que remueve parte de la humedad en la columna de aire rápidamente. Asimismo, el alto PWV puede ser el motivo por el cual se dan anomalías positivas de temperatura desde 5 horas antes de los eventos, ya que puede estar generando un calentamiento anómalo por efecto radiativo de onda larga, en horas de la noche. Adicionalmente, entre 3 y 4 horas antes del evento tenemos vientos débiles, que facilitan el desarrollo y organización de la convección atmosférica. Adicionalmente, para ambas estaciones, se observa que la humedad específica se encuentra por encima del valor promedio y se comporta igual que el PWV. Esas anomalías de humedad pueden proporcionar el contenido de vapor de agua necesario para la formación de corrientes ascendentes durante los eventos de convección.

Otro factor que podría tener gran relevancia para los eventos convectivos en Palanquero es la dirección del viento, que unas 4 horas antes del evento empieza a adquirir una componente del noreste, lo cual podría estar relacionado con vientos provenientes de la cordillera oriental: probablemente vientos catabáticos. Una posible explicación para estos vientos catabáticos podría ser el mayor contenido de vapor de agua en las noches convectivas, que tiende a generar un mayor calentamiento en el valle que en las laderas de la cordillera, lo cual aceleraría esta circulación. Los vientos catabáticos junto con los vientos del norte y la geometría del valle, son factores que podrían reforzar la convergencia en el sector de Palanquero, contribuyendo a desencadenar la convección. Sin embargo, sería necesario realizar un estudio sobre los vientos a lo largo de las laderas de la cordillera oriental en horas de la noche para verificar esta hipótesis. Para el sector de Vizcaína no se observa un cambio de dirección del viento tan sistemático como en Palanquero, y tampoco se cuenta con datos de PWV que permitan proponer un modelo conceptual tan claro. Sin embargo, se recomienda diseñar un estudio con mayor información que permita complementar este modelo conceptual para este sector del valle medio del Magdalena.

Este modelo conceptual, que permite tener una mejor comprensión de las causas y los procesos responsables de la generación de la convección en la zona de Palanquero, puede ser muy útil para el personal de la Fuerza Aérea Colombiana, ya que de allí se podrían identificar algunos predictores y/o indicadores del desarrollo de posibles eventos de convección profunda en el área de operaciones aéreas. Por ejemplo, la presencia de anomalías positivas de PWV

persistentes por varias horas, o su incremento en las primeras horas de la noche. También la presencia de vientos del Noreste, o anomalías de temperatura podrían ser precursores de un evento convectivo en la región.

5.2. Recomendaciones

A partir de la información obtenida en las conclusiones, se realizan las siguientes recomendaciones:

1. El PWV sin duda alguna brinda información importante sobre lo que podría estar impulsando la convección atmosférica en el Magdalena Medio. Es necesario en primer lugar verificar las condiciones de esta variable al norte del valle con la información de alguna estación GPS funcional. Adicionalmente, vale la pena investigar la procedencia de la humedad adicional que genera las anomalías persistentes de PWV en los días con eventos convectivos nocturnos. Esto se podría hacer a partir de una red de estaciones GPS en distintos puntos del valle y sus alrededores. Por otro lado, información de estaciones automáticas en otros puntos del valle ayudarían para verificar el comportamiento de la humedad específica en esos puntos, lo cual daría indicios del comportamiento de PWV en superficie.
2. En Palanquero no se puede descartar una interacción valle montaña (donde es más estrecho el valle), que dispare o facilite la convección atmosférica profunda. Para comprender mejor esta interacción, sería necesario investigar la brisa proveniente de la cordillera oriental en las noches para verificar esta hipótesis, a partir de observaciones y/o simulaciones numéricas.
3. Con el fin de comprender de manera más integral el desarrollo de los eventos convectivos a lo largo del valle medio del Magdalena, sería conveniente investigar si los eventos convectivos nocturnos en distintos sectores del valle son independientes o tienen alguna relación con eventos diurnos.

Anexos

A. Apéndice A: Información de los datos obtenidos para cada una de las estaciones utilizadas.

Variable	Estación	Rango Fijo
Temperatura Horaria	PALANQUERO	max=40°C min=20°C
	VIZCAÍNA	max=40°C min=20°C
Humedad Relativa Horaria	PALANQUERO	max=100 % min=40 %
	VIZCAÍNA	max=100 % min=40 %
Presión Atmosférica Horaria	PALANQUERO	max=1000hPa min=980hPa
	VIZCAÍNA	max=1010hPa min=990hPa
Precipitación 10-minutales	PALANQUERO	max=25mm min=0mm
	VIZCAÍNA	max=25mm min=0mm
Intensidad del viento 10-minutales	PALANQUERO	max=20m/s min=0m/s
	VIZCAÍNA	max=20m/s min=0m/s

Tabla A-1.: Límites del test de rango fijo para cada variable.

Variable	Estación	Valor Máximo	Valor Mínimo	Valor Pro- medio
Temperatura Horaria	PALANQUERO	40.8 °C	20.0 °C	27.7°C
	VIZCAÍNA	44.4 °C	15 °C	28.1°C
Humedad Relativa Horaria	PALANQUERO	100 %	10 %	80.9 %
	VIZCAÍNA	100 %	20 %	84.6 %
Presión Atmosférica Horaria	PALANQUERO	997.3 hPa	978.5 hPa	988.9 hPa
	VIZCAÍNA	1015.0 hPa	988.6 hPa	1000.3 hPa
Precipitación 10- minutales	PALANQUERO	99.6 mm	0.0 mm	N/A
	VIZCAÍNA	96.8 mm	0.0 mm	N/A
Intensidad del vien- to 10- minutales	PALANQUERO	12.2 m/s	0.0 m/s	0.9 m/s
	VIZCAÍNA	8.9 m/s	0.1 m/s	0.9 m/s

Tabla A-2.: Valor máximo, mínimo y promedio para cada una de las variables meteorológicas de las estaciones de Palanquero y Vizcaína antes de los tests realizados.

B. Apéndice B:

Distribución por horas del día, meses y años de los datos faltantes y eliminados de las dos estaciones del IDEAM.

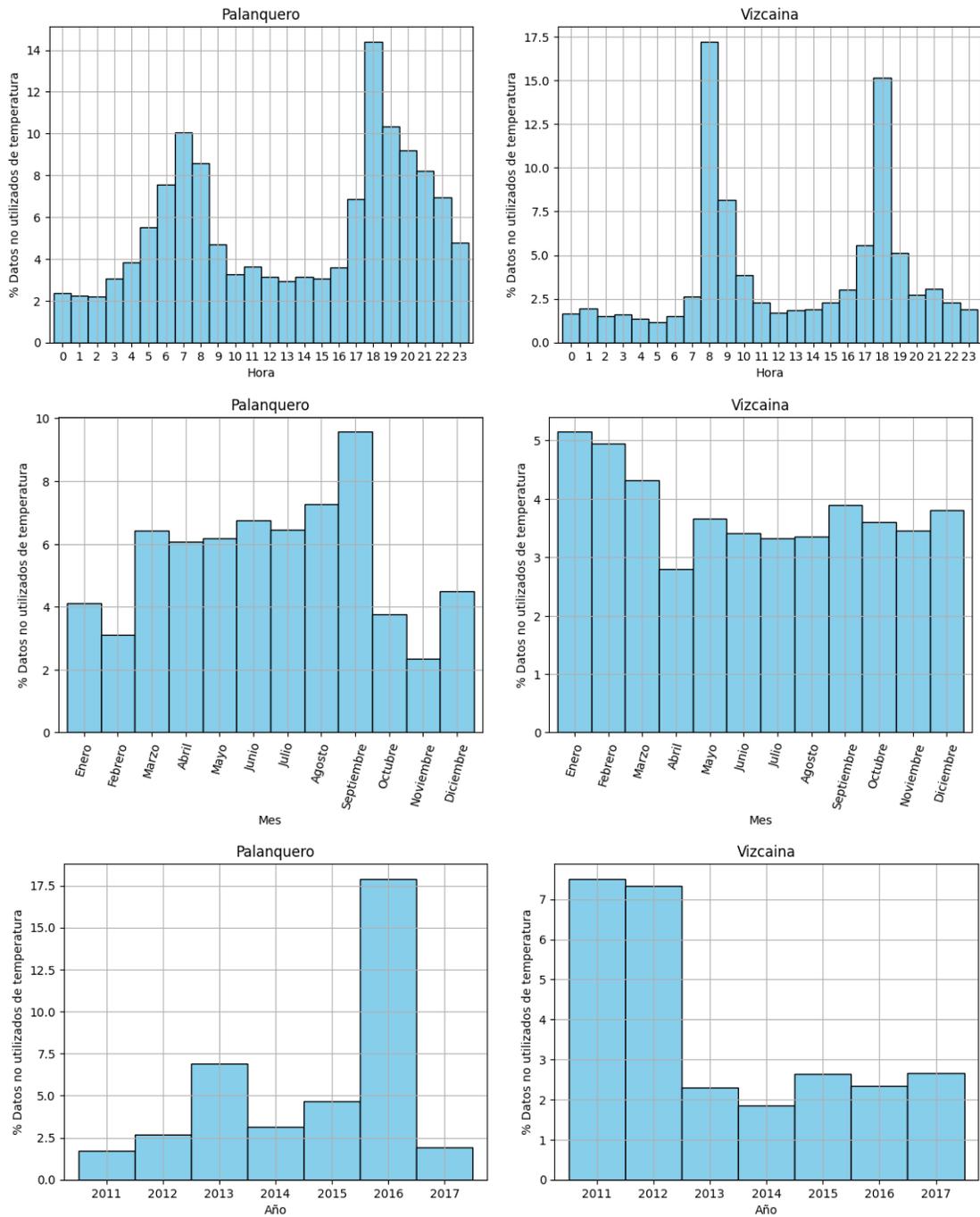


Figura B-1.: Distribución por horas del día, meses y años de los datos de temperatura para Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) en el periodo 2011-2017.

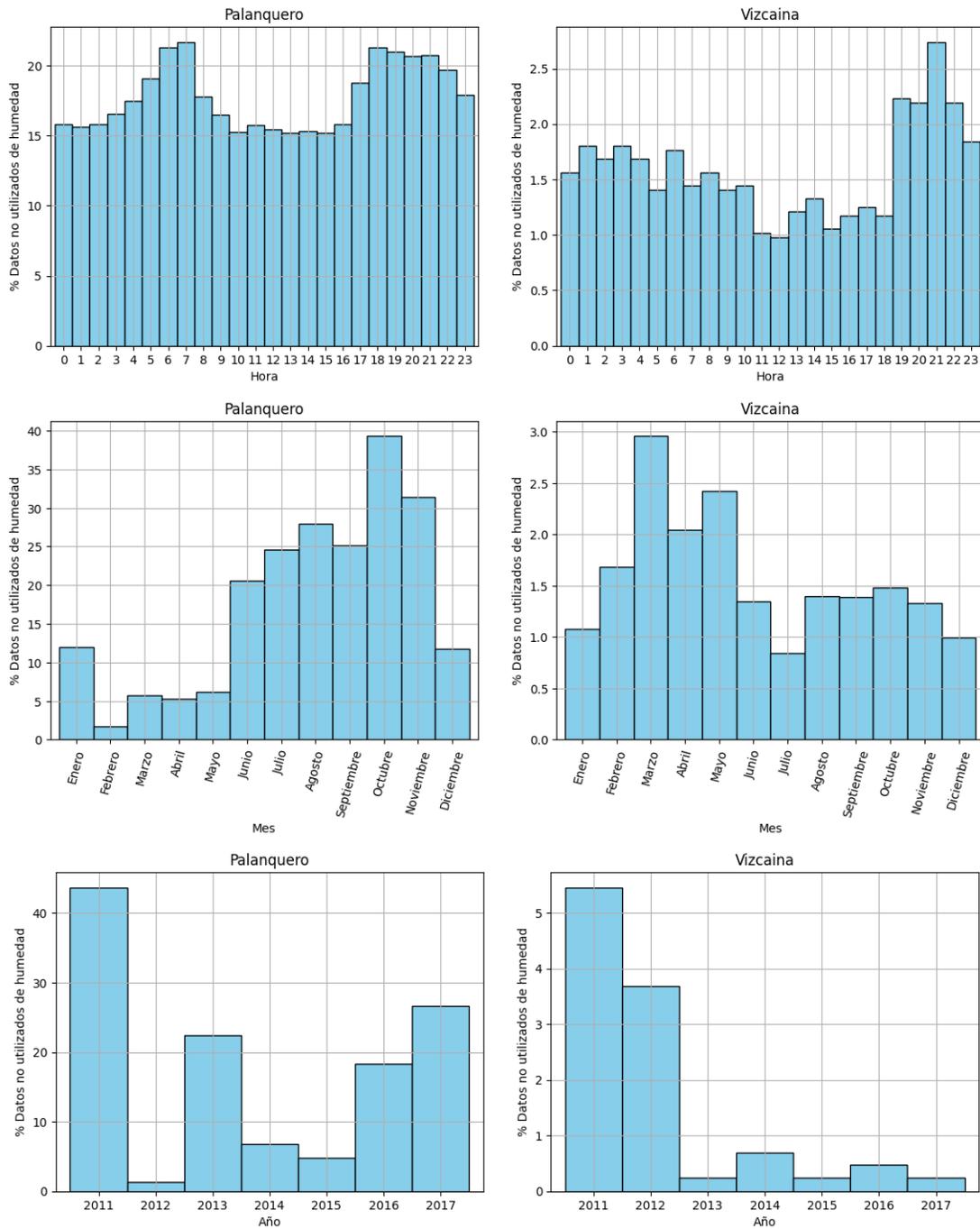


Figura B-2.: Distribución por horas del día, meses y años de los datos de humedad relativa para Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) en el periodo 2011-2017.

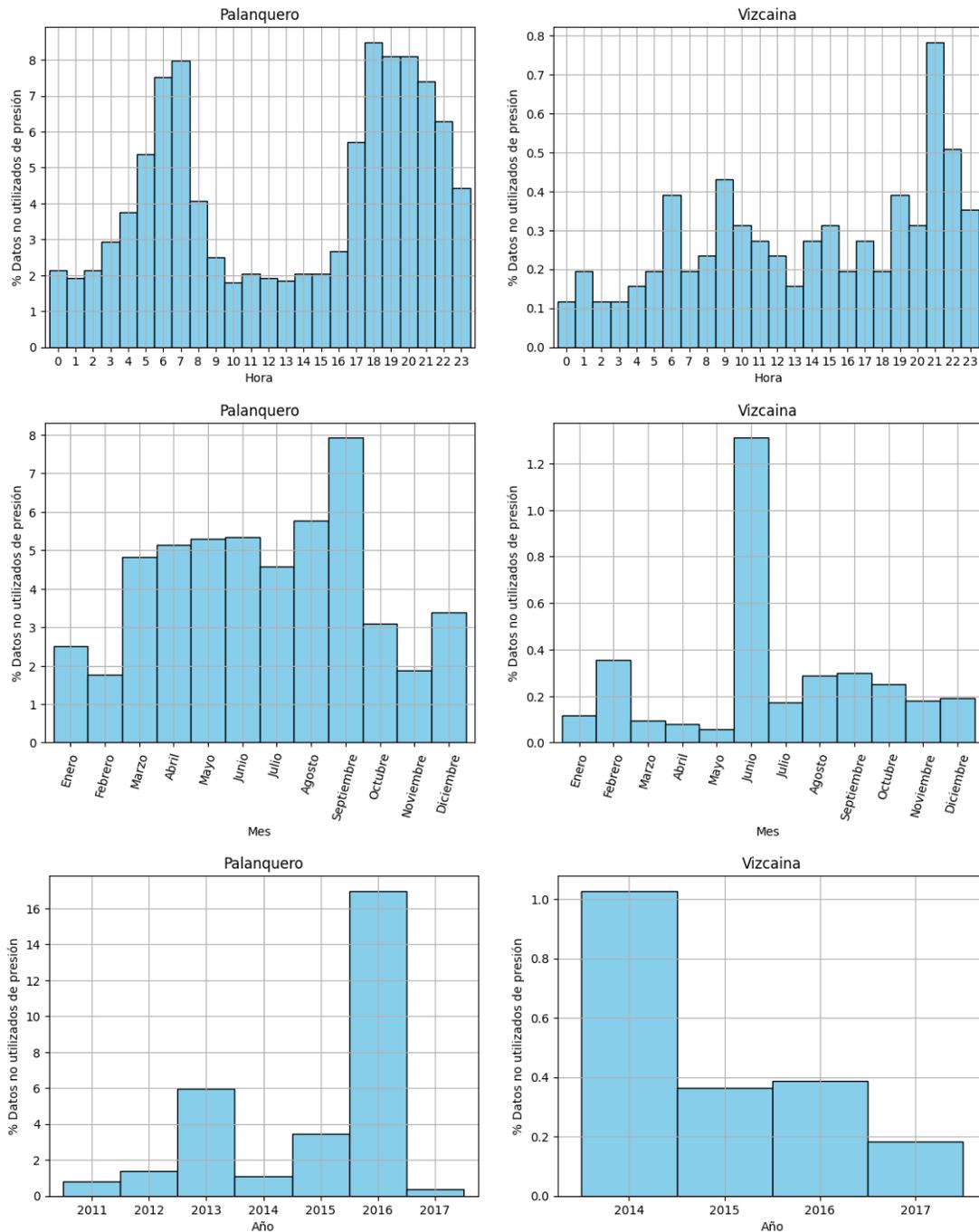


Figura B-3.: Distribución por horas del día, meses y años de los datos de presión para Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) en el periodo 2011-2017.

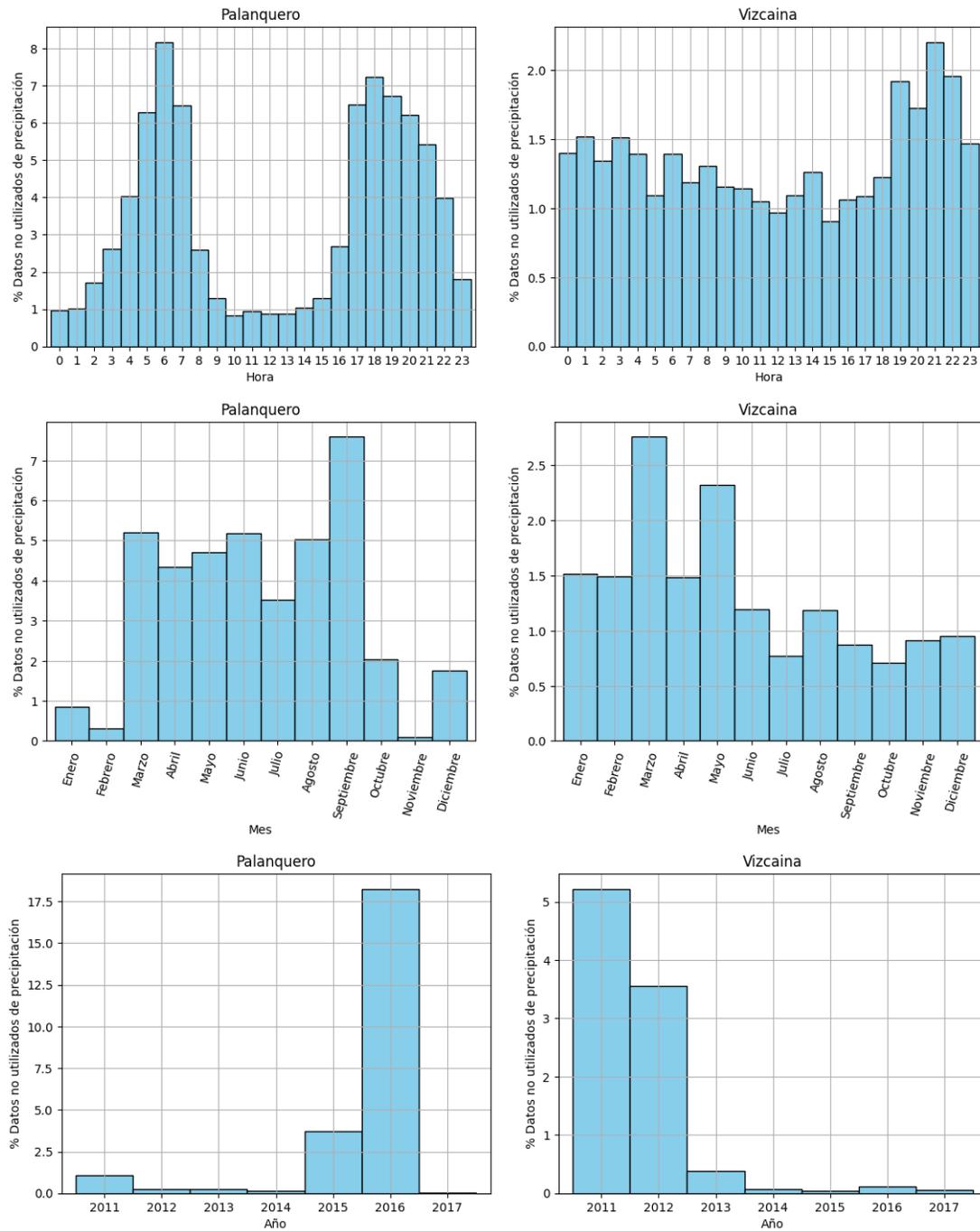


Figura B-4.: Distribución por horas del día, meses y años de los datos de precipitación para Palanquero (izquierda) y Vizcaina (derecha) en el periodo 2011-2017.

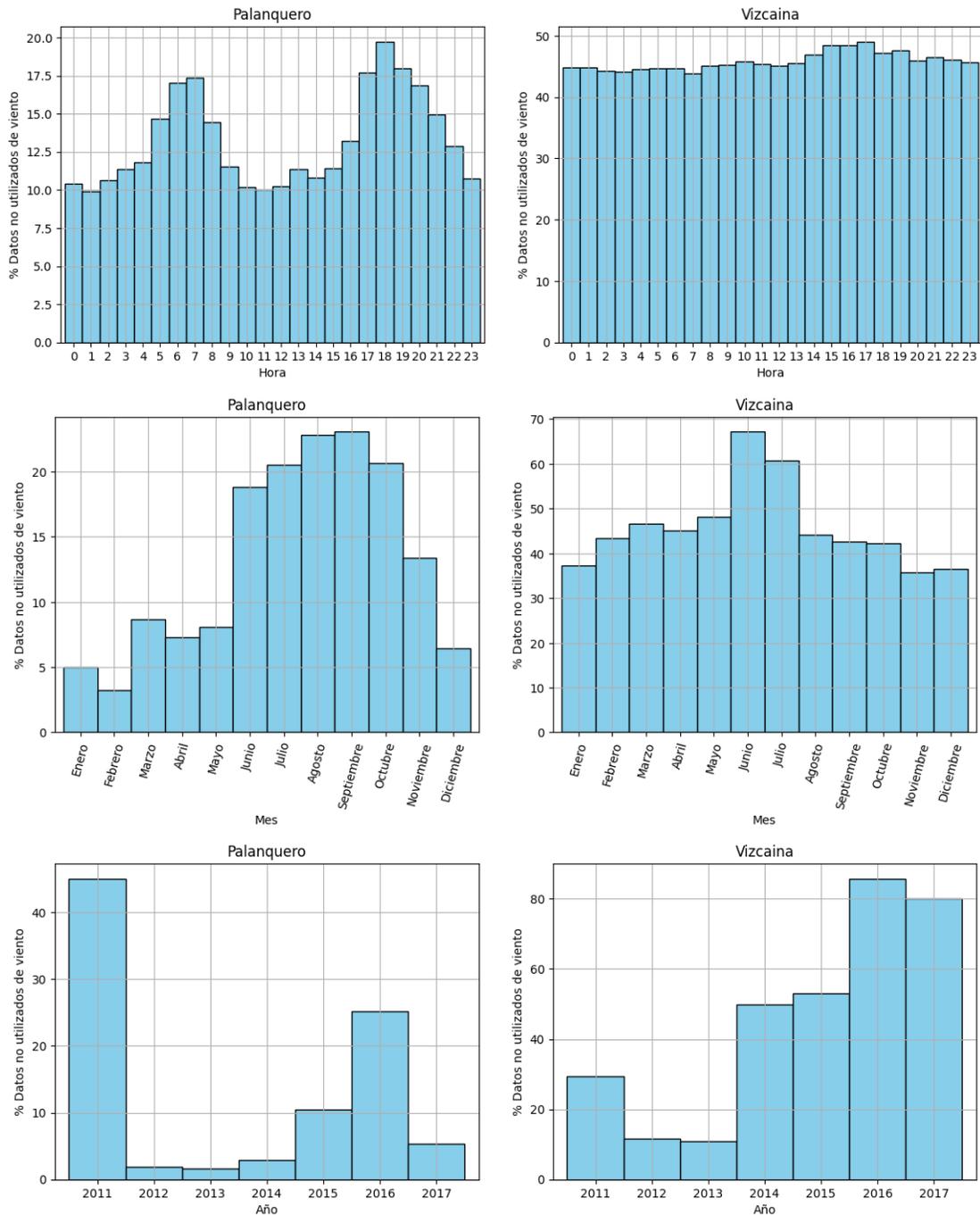


Figura B-5.: Distribución por horas del día, meses y años de los datos de viento para Palanquero (izquierda) y Vizcaína (derecha) en el periodo 2011-2017.

C. Apéndice C: Imágenes satelitales infrarrojas y mapas sinópticos para los días con eventos coincidentes en ambas estaciones.

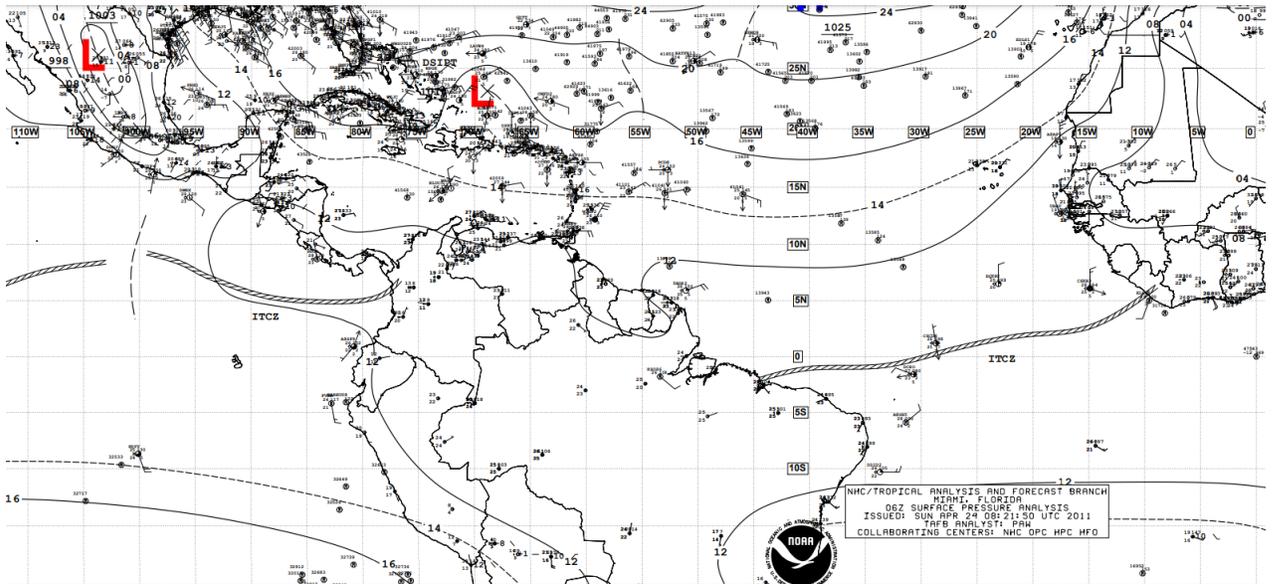


Figura C-1.: Condiciones Sinópticas el día 24 de abril del 2011 a las 06UTC.

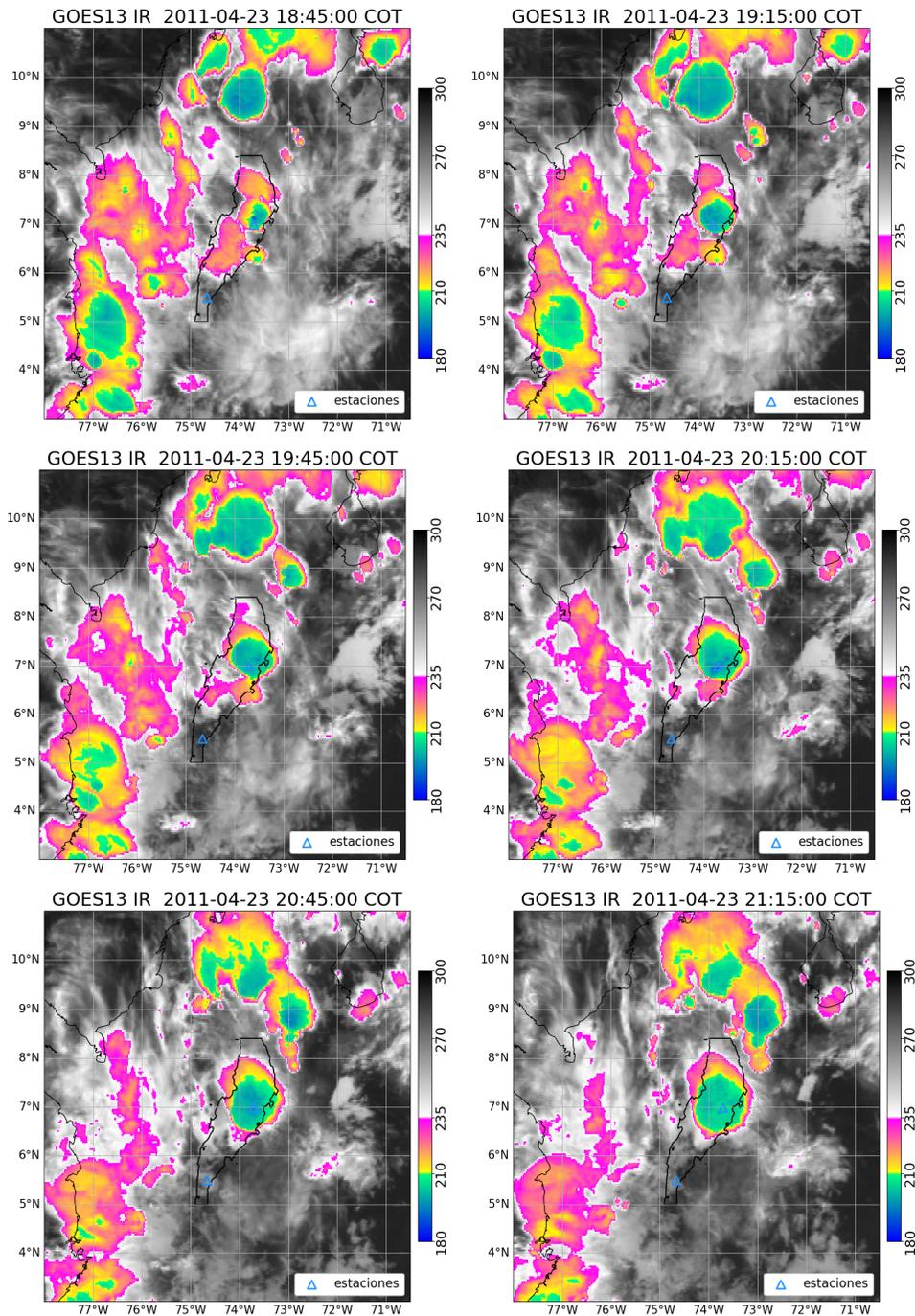


Figura C-2.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 1 de la Tabla 4-2 (del 23-04-11 18:45 al 23-04-11 21:15). El evento ocurre en Palanquero a las 02:45 del 24/04/2011 y en Vizcaína a las 20:15 del 24/04/2011.

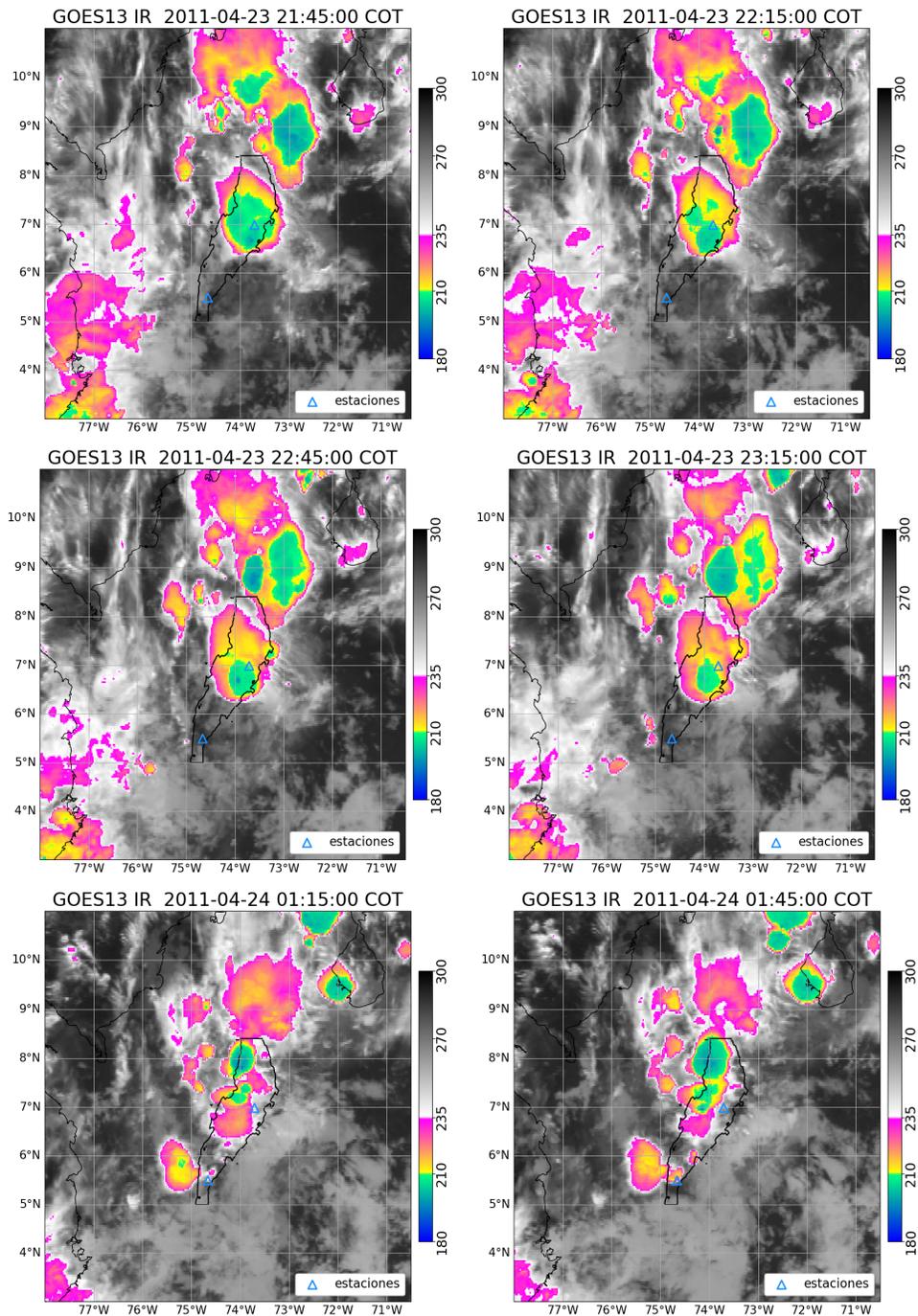


Figura C-3.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 1 de la Tabla 4-2 (del 23-04-11 21:45 al 24-04-11 01:45). El evento ocurre en Palanquero a las 02:45 del 24/04/2011 y en Vizcaína a las 20:15 del 24/04/2011. Para este caso, no hay imágenes disponibles entre las 23:15 y las 01:15.

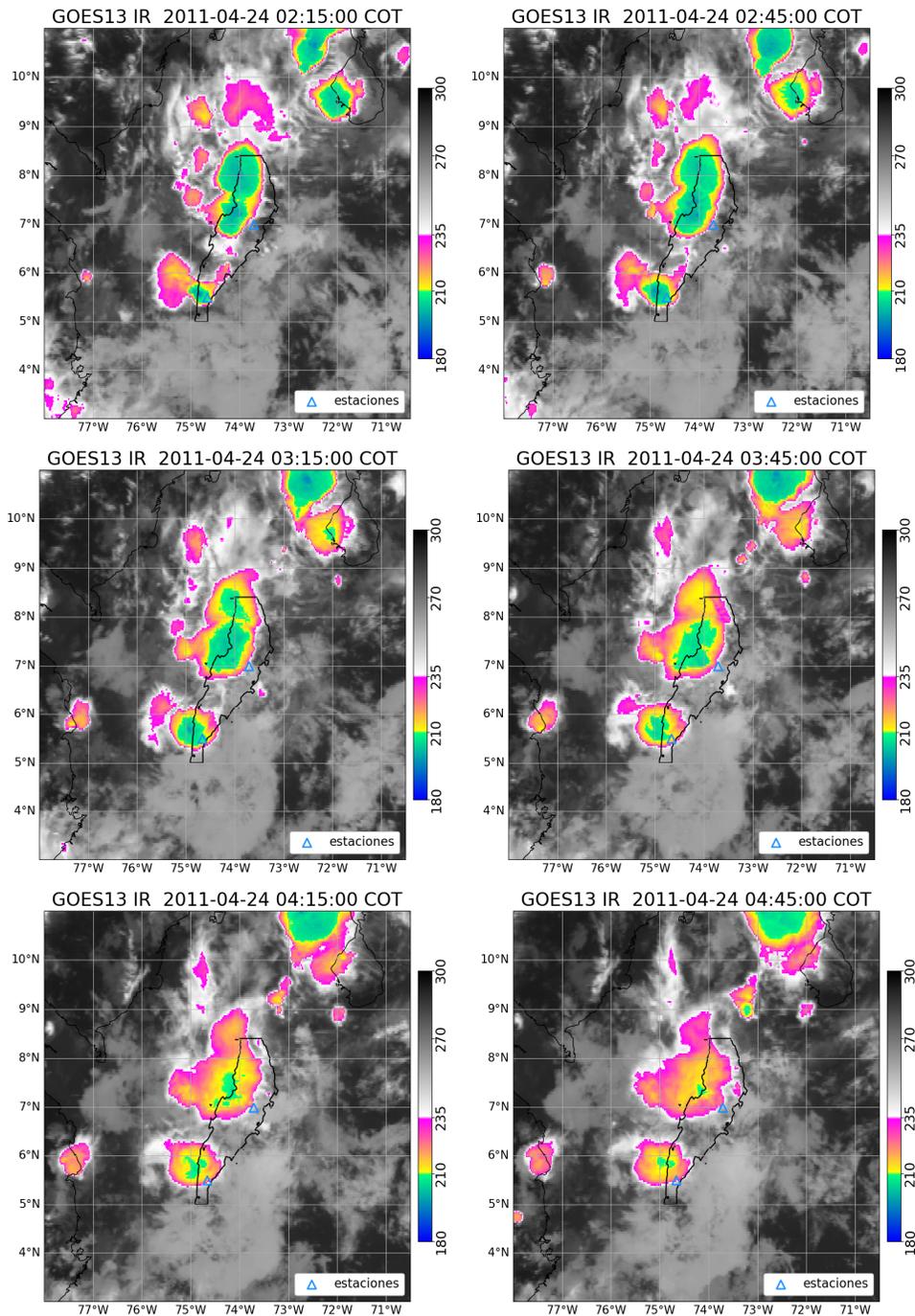


Figura C-4.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 1 de la Tabla 4-2 (del 24-04-11 02:15 al 24-04-11 04:45). El evento ocurre en Palanquero a las 02:45 del 24/04/2011 y en Vizcaína a las 20:15 del 24/04/2011.

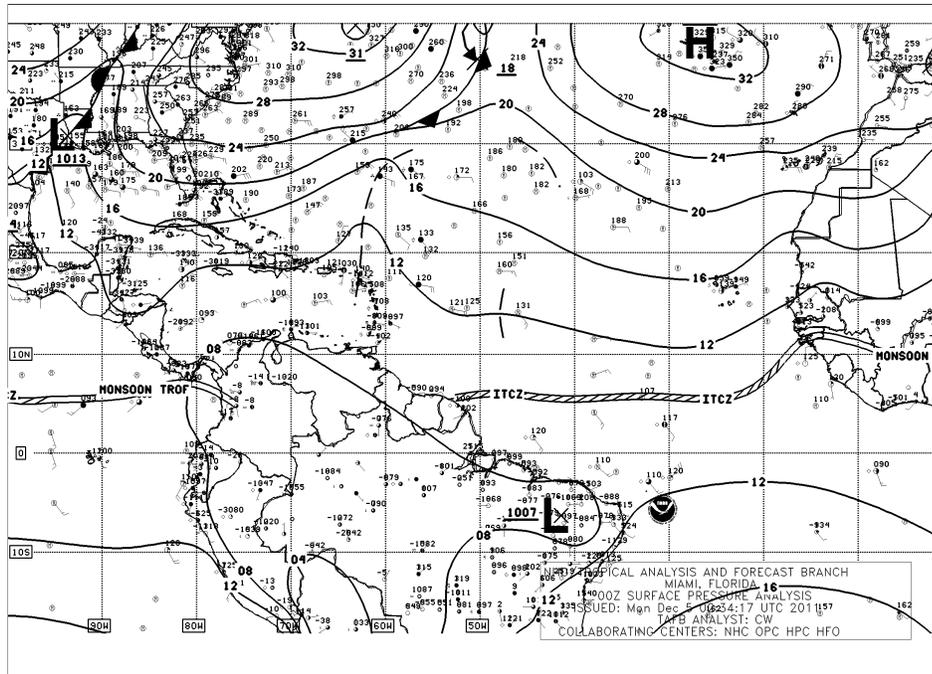


Figura C-5.: Condiciones Sinópticas el día 05 de diciembre del 2011 a las 00UTC.

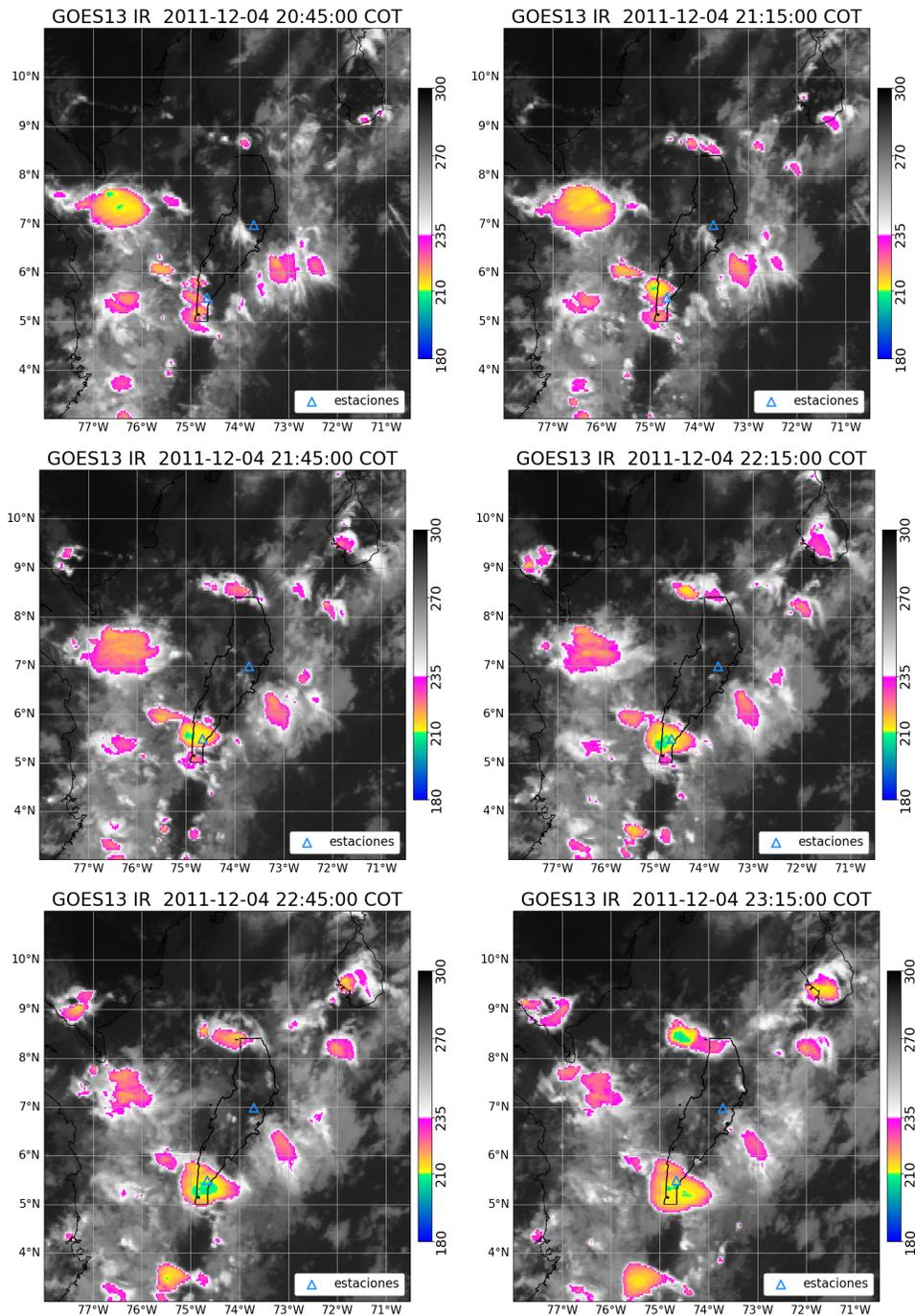


Figura C-6.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 3 de la Tabla 4-2 (del 04-12-11 20:45 al 04-12-11 23:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 04/12/2011 y en Vizcaína a las 04:45 del 05/12/2011.

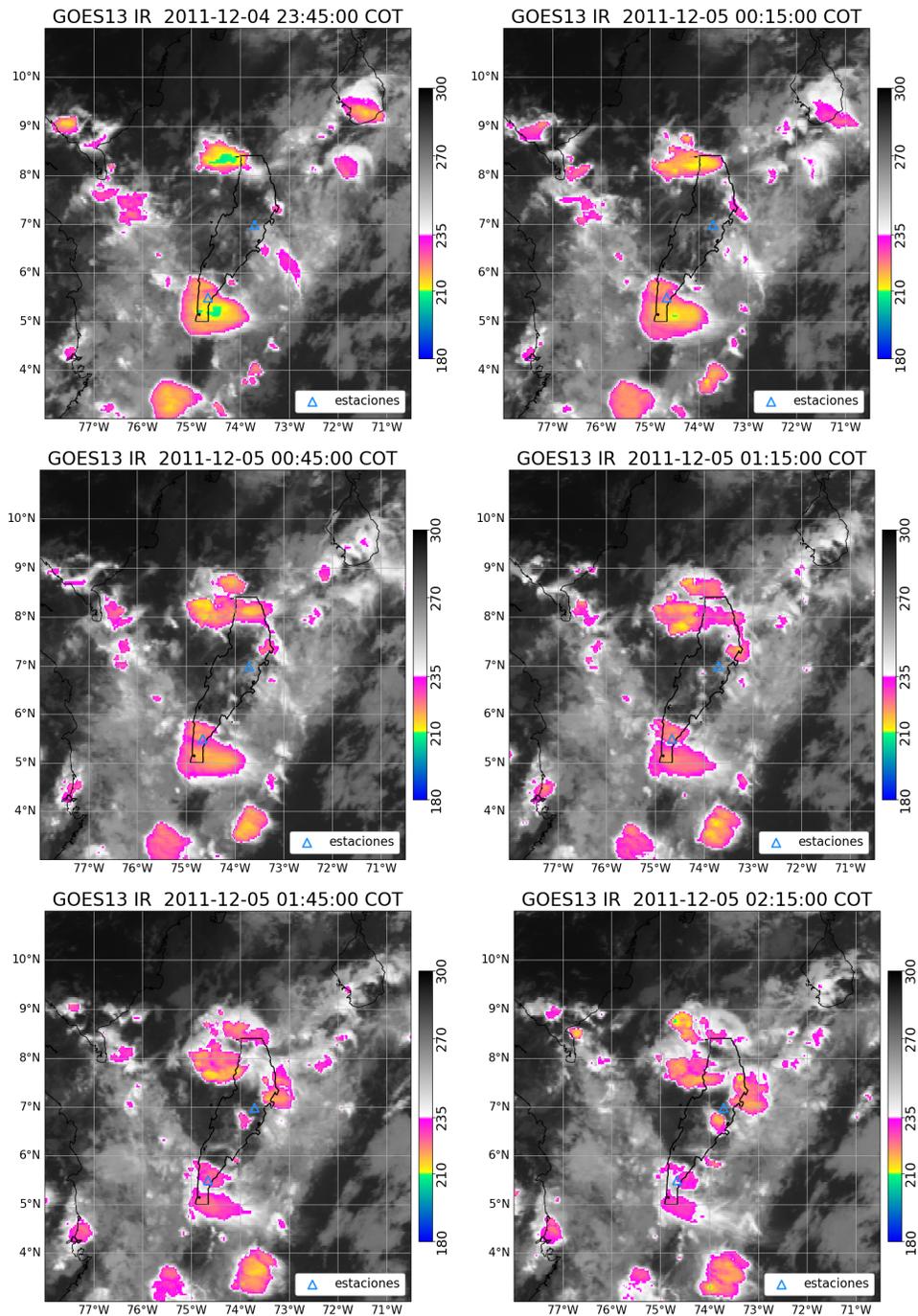


Figura C-7.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 3 de la Tabla 4-2 (del 04-12-11 23:45 al 05-12-11 02:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 04/12/2011 y en Vizcaína a las 04:45 del 05/12/2011.

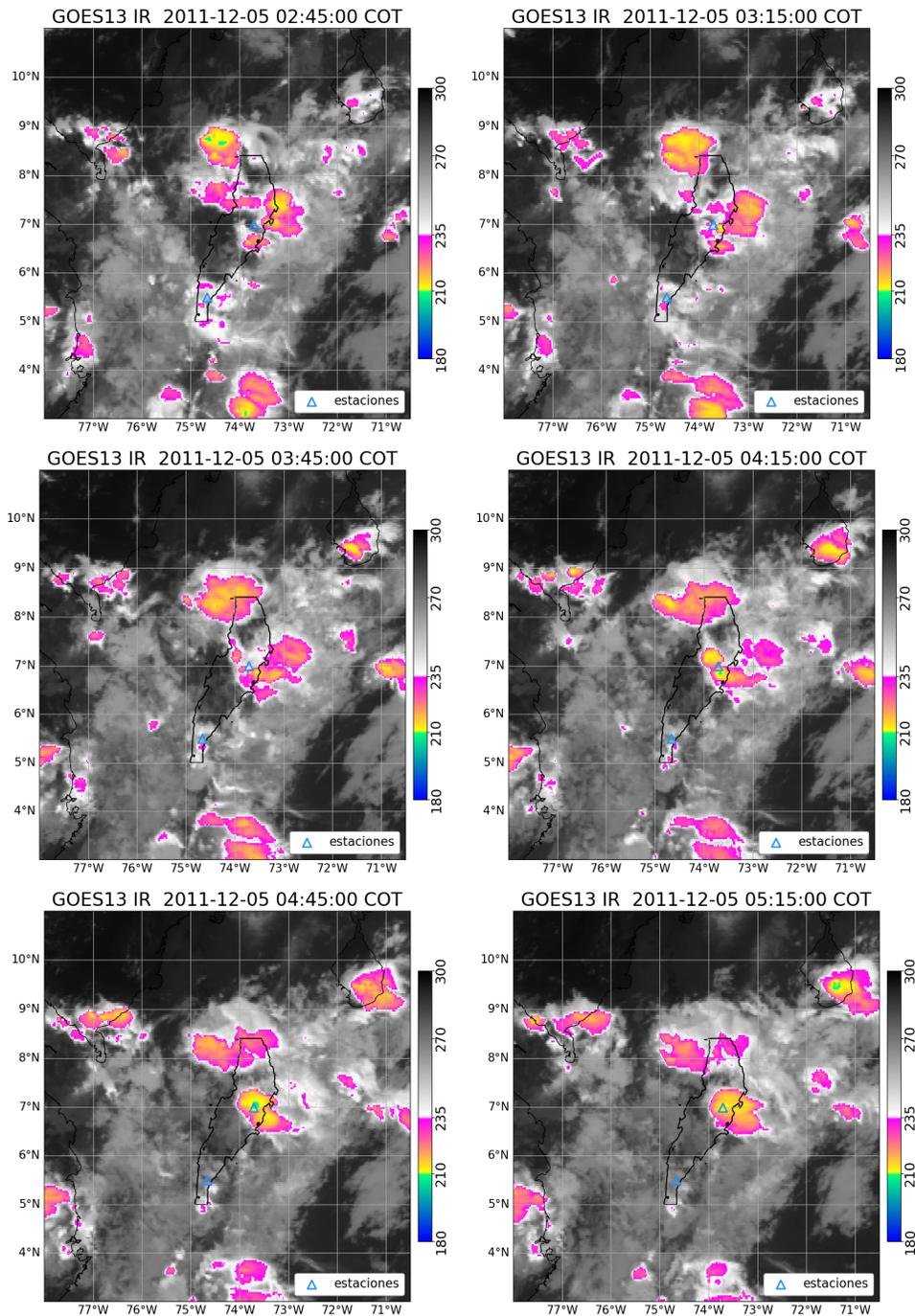


Figura C-8.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 3 de la Tabla 4-2 (del 05-12-11 02:45 al 05-12-11 05:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 04/12/2011 y en Vizcaína a las 04:45 del 05/12/2011.

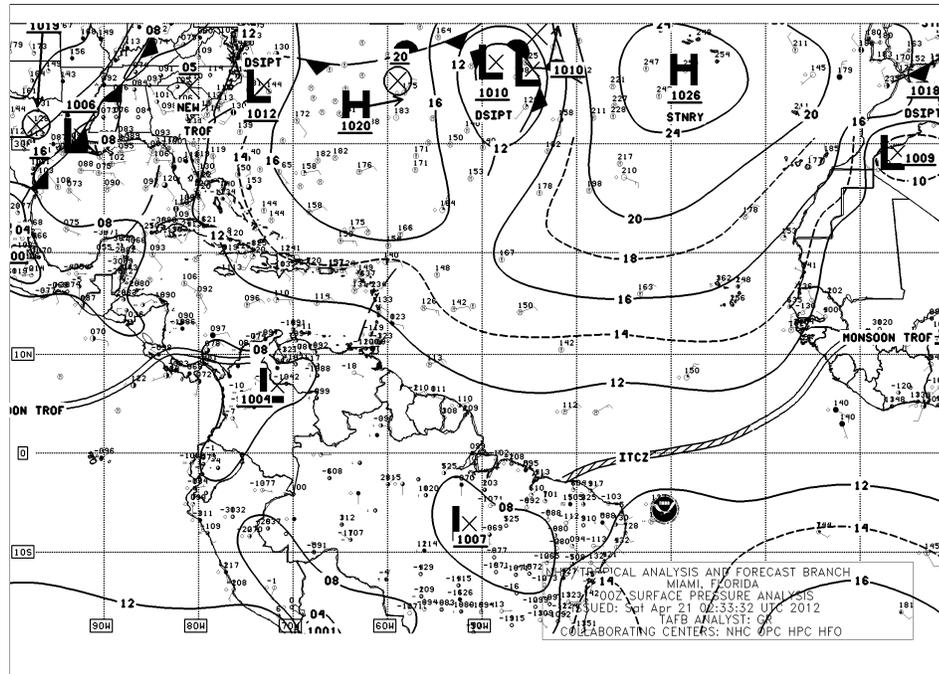


Figura C-9.: Condiciones Sinópticas el día 21 de abril del 2012 a las 00UTC.

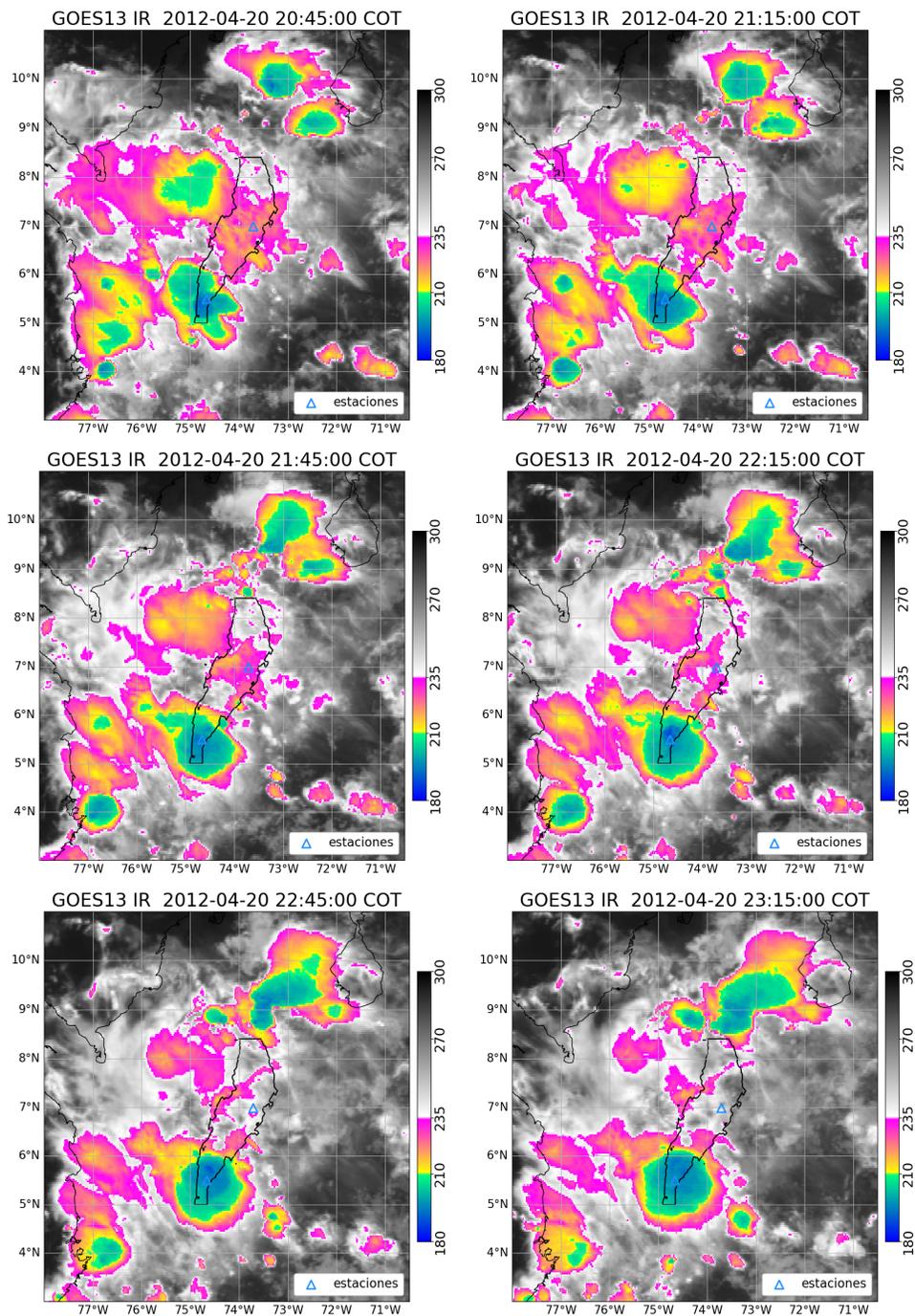


Figura C-10.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 4 de la Tabla 4-2 (del 20-04-12 20:45 al 20-04-12 23:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 20/04/2012 y en Vizcaína a las 04:45 del 21/04/2012.

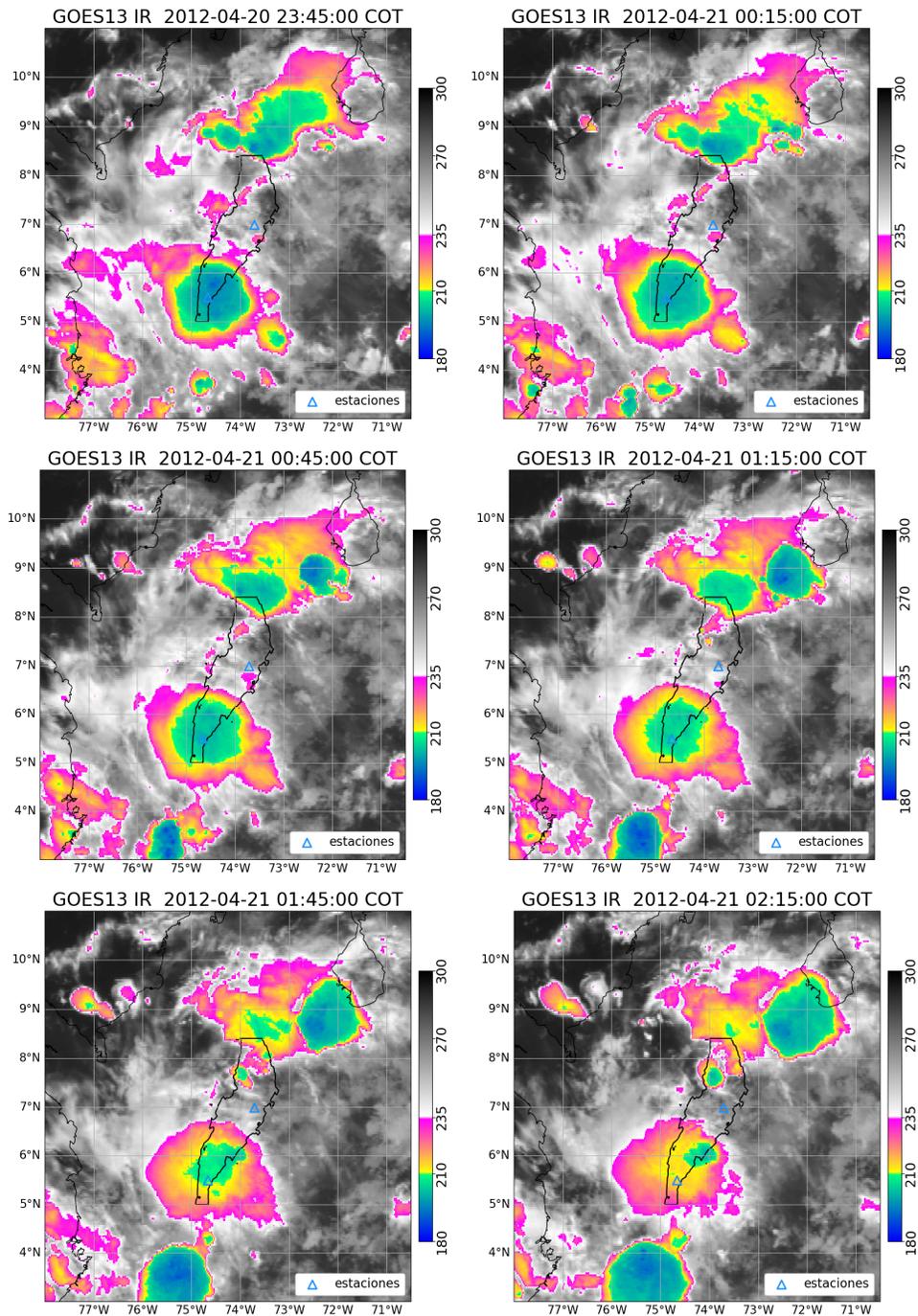


Figura C-11.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 4 de la Tabla 4-2 (del 20-04-12 23:45 al 21-04-12 02:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 20/04/2012 y en Vizcaína a las 04:45 del 21/04/2012.

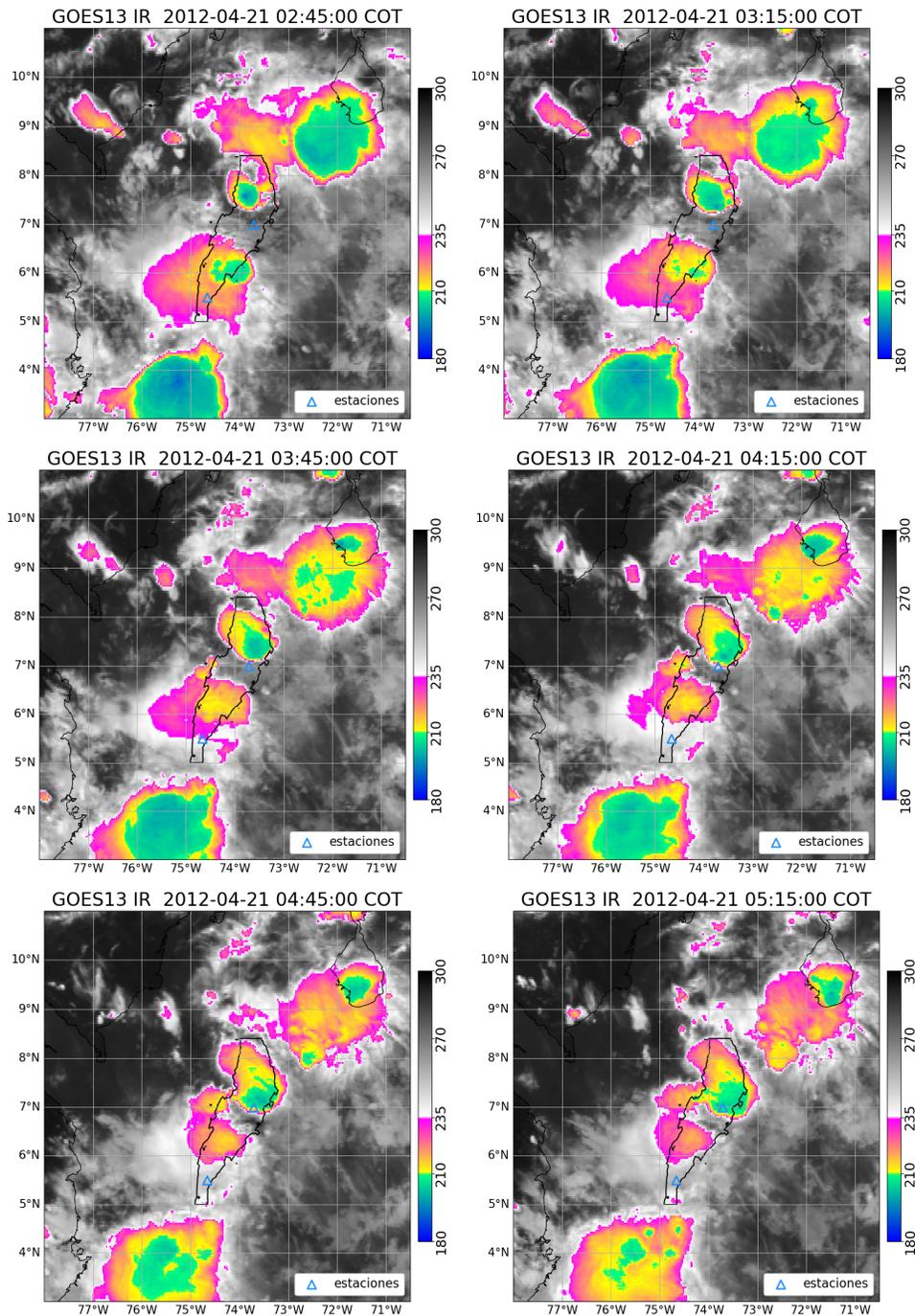


Figura C-12.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 4 de la Tabla 4-2 (del 21-04-12 02:45 al 21-04-12 05:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:15 del 20/04/2012 y en Vizcaína a las 04:45 del 21/04/2012.

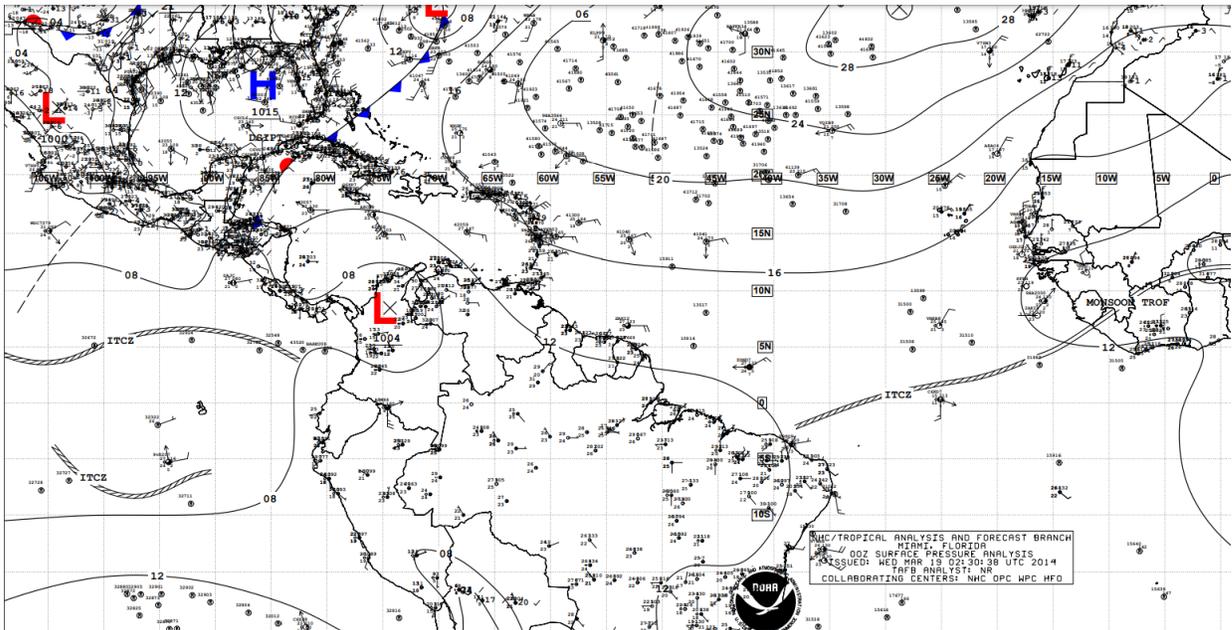


Figura C-13.: Condiciones Sinópticas el día 18 de marzo del 2014 a las 06UTC.

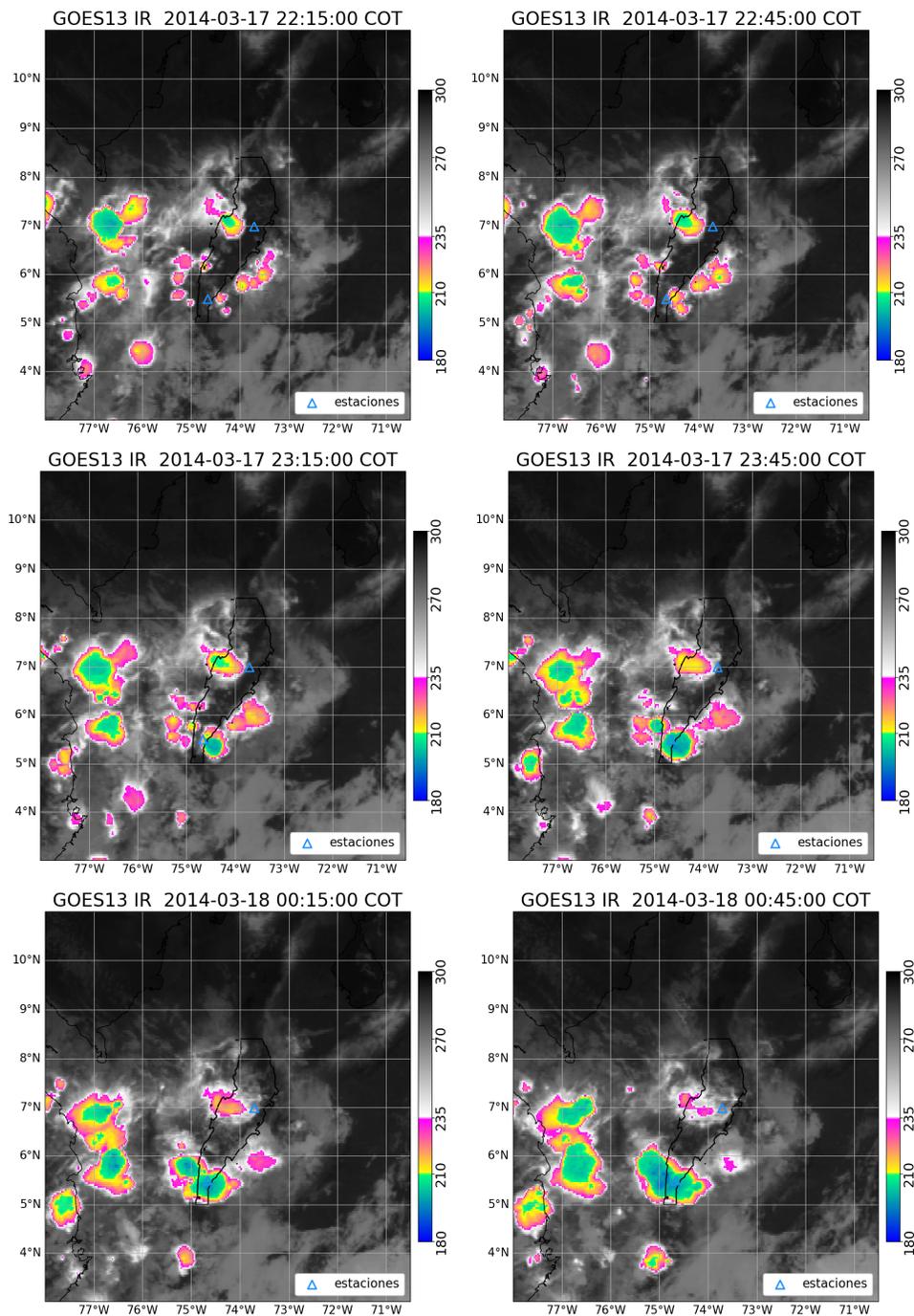


Figura C-14.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 5 de la Tabla 4-2 (del 17-03-14 22:15 al 18-03-14 00:45). El evento ocurre en Palanquero a las 01:15 del 18/03/2014 y en Vizcaína a las 02:45 del 18/03/2014.

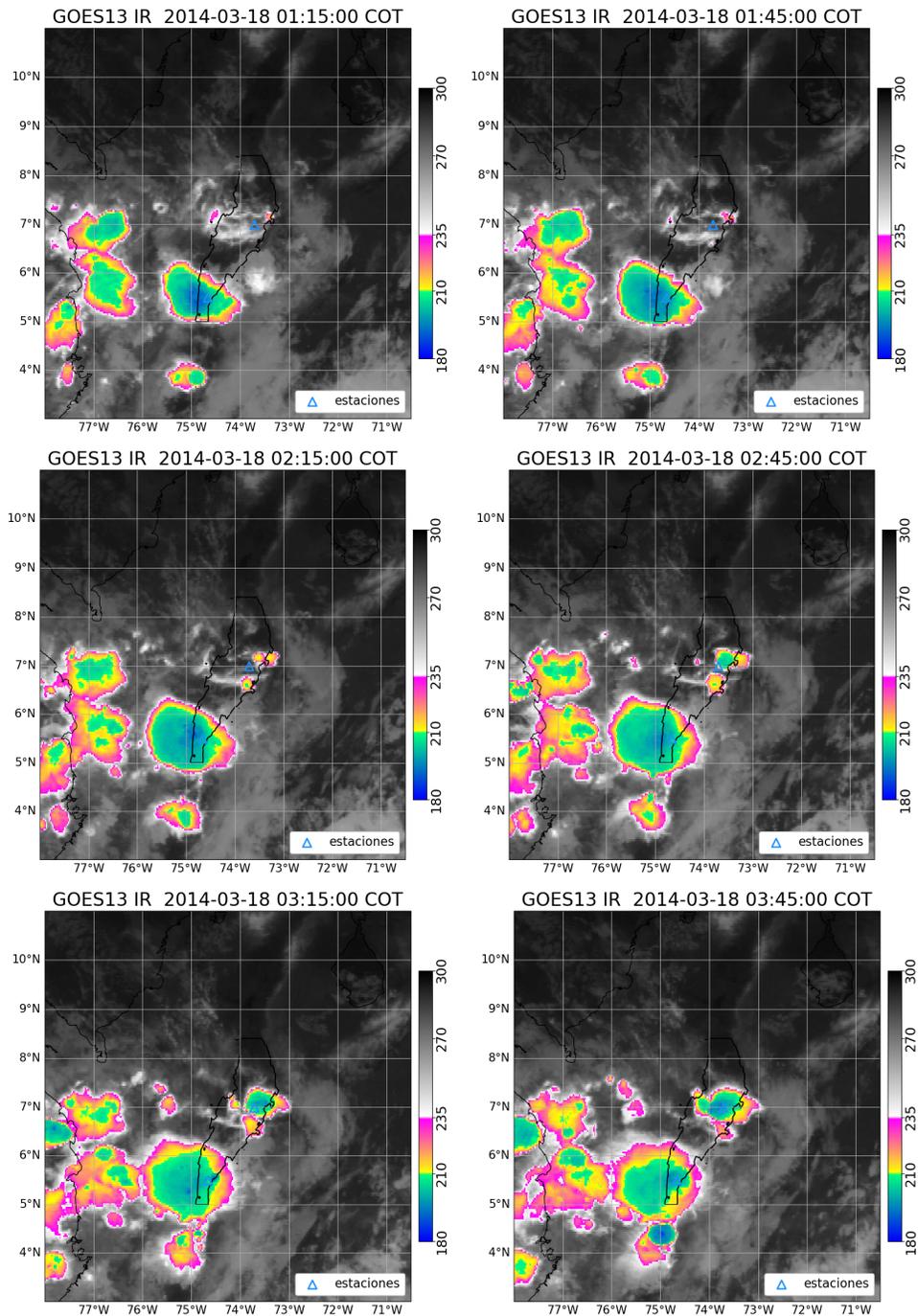


Figura C-15.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 5 de la Tabla 4-2 (del 18-03-14 01:15 al 18-03-14 03:45). El evento ocurre en Palanquero a las 01:15 del 18/03/2014 y en Vizcaína a las 02:45 del 18/03/2014.

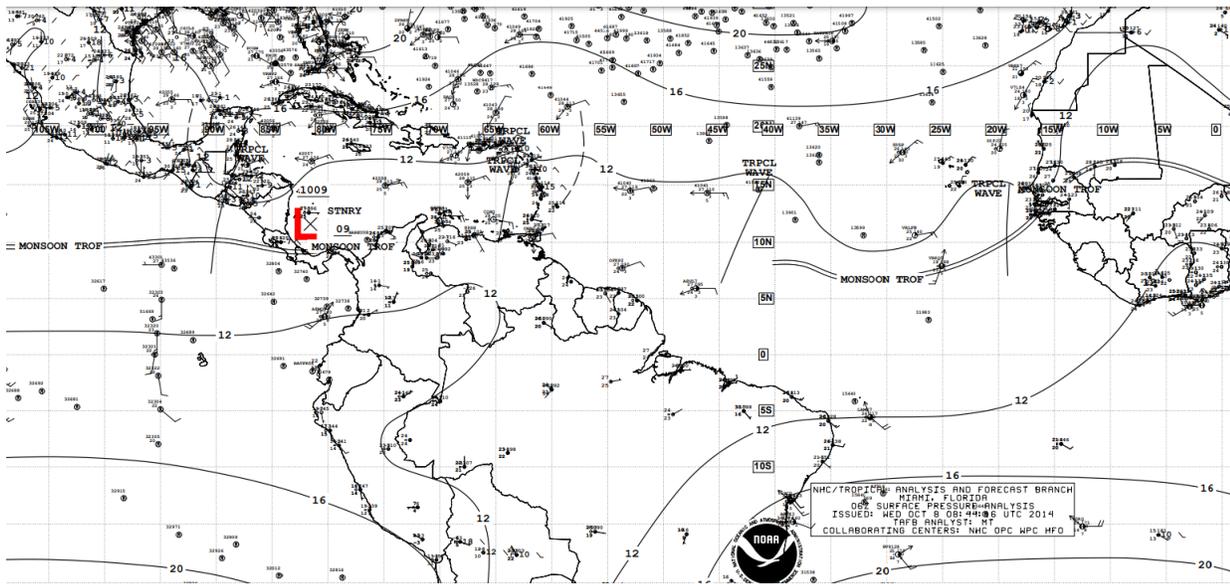


Figura C-16.: Condiciones Sinópticas el día 08 de octubre del 2014 a las 06UTC.

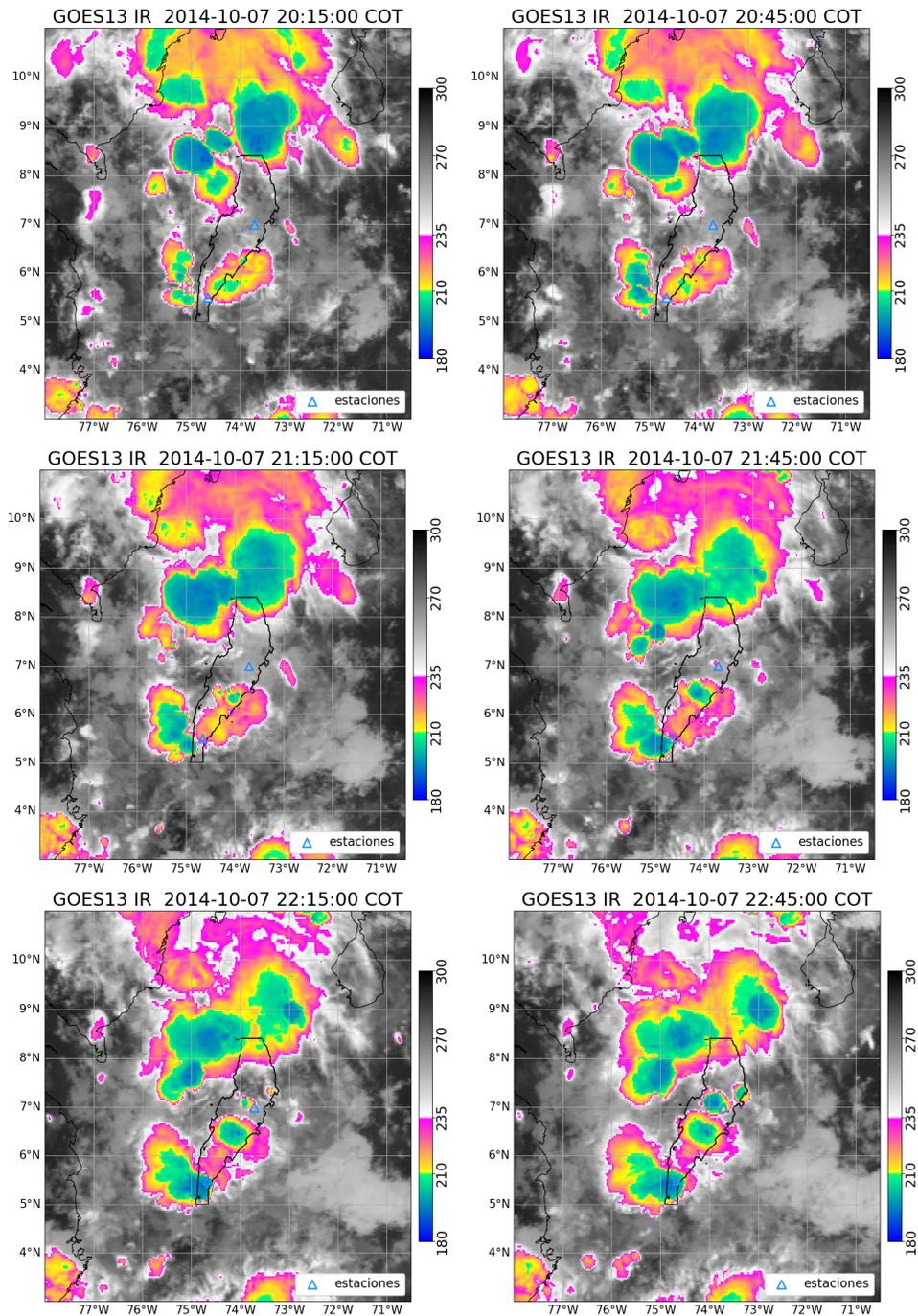


Figura C-17.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 6 de la Tabla 4-2 (del 07-10-14 20:15 al 07-10-14 22:45). El evento ocurre en Palanquero a las 23:15 del 07/10/2014 y en Vizcaína a las 23:45 del 07/10/2014.

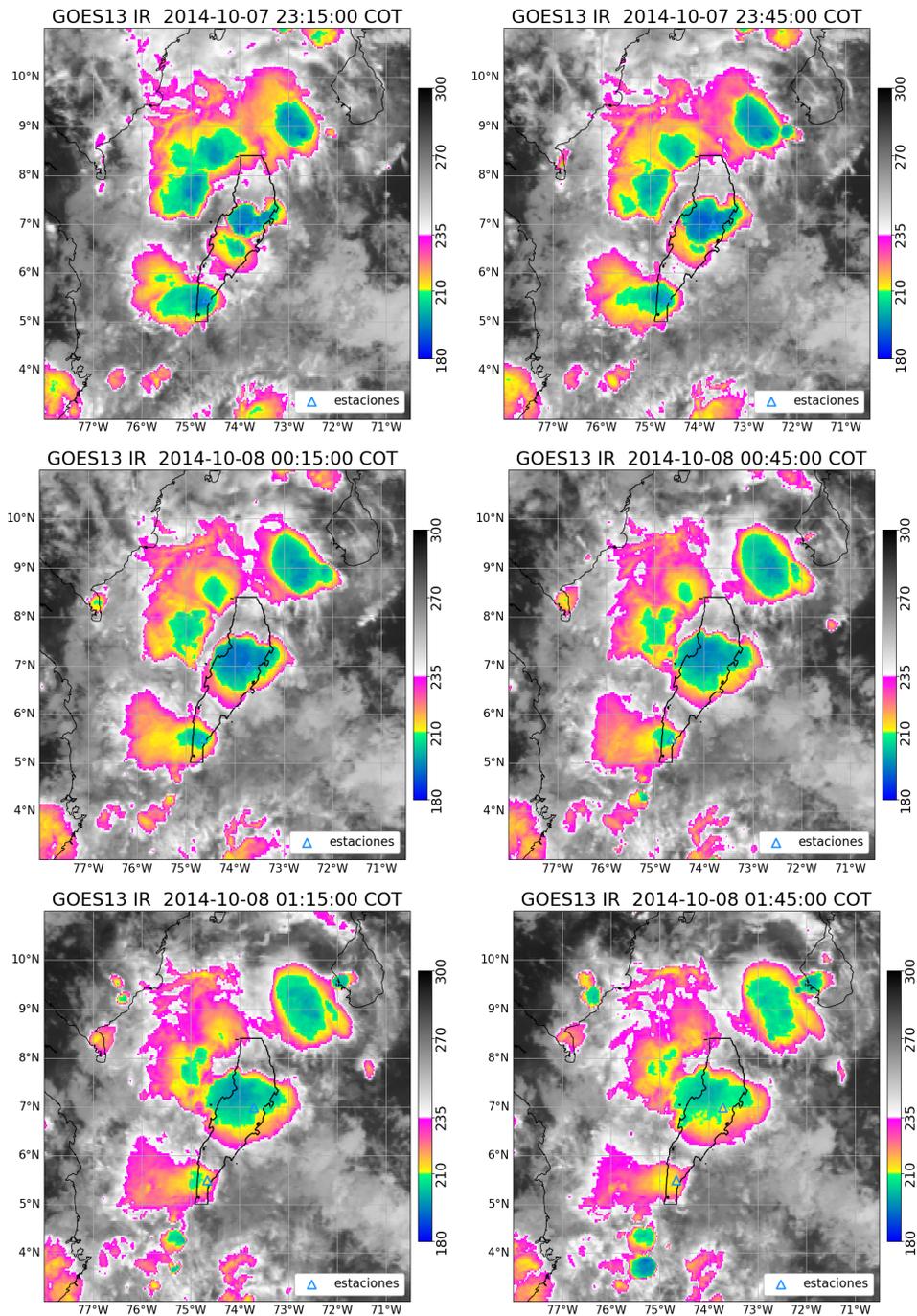


Figura C-18.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 6 de la Tabla 4-2 (del 07-10-14 23:15 al 08-10-14 01:45). El evento ocurre en Palanquero a las 23:15 del 07/10/2014 y en Vizcaína a las 23:45 del 07/10/2014.

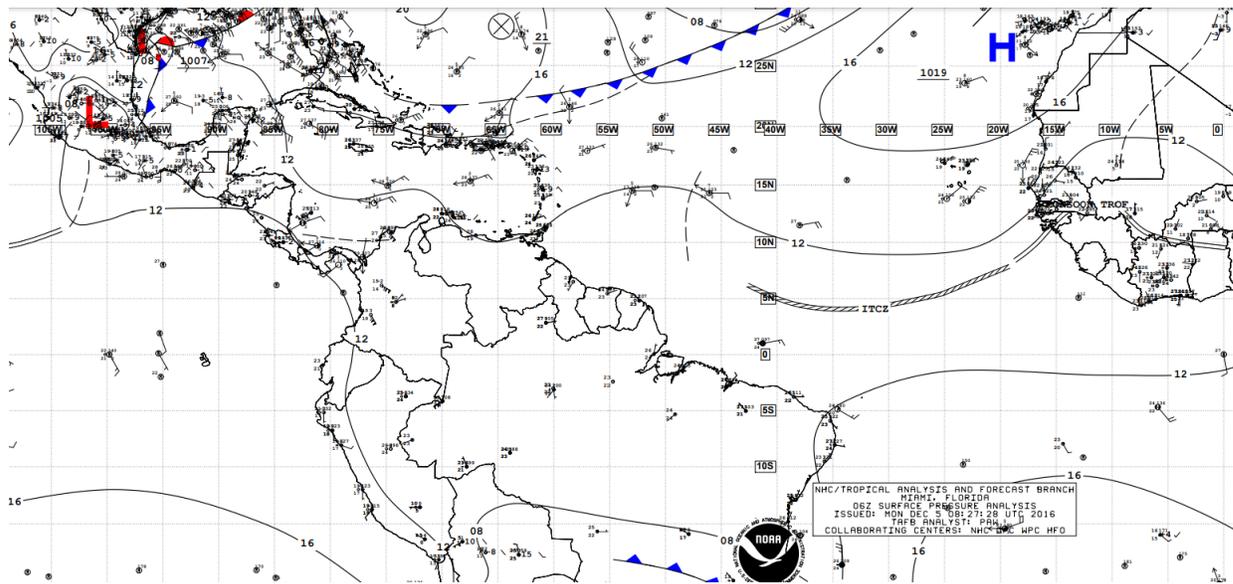


Figura C-19.: Condiciones Sinópticas el día 05 de diciembre del 2016 a las 06UTC.

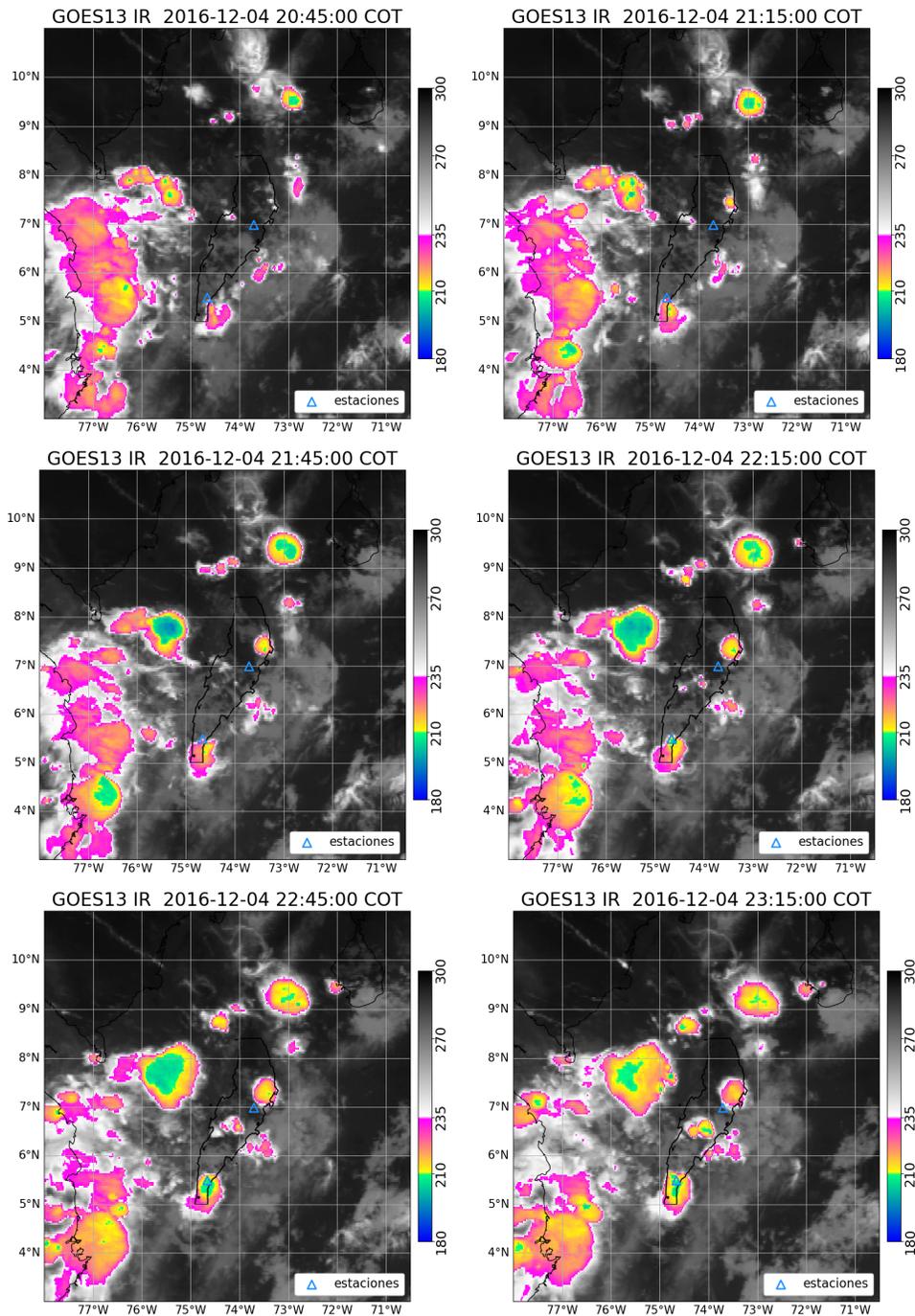


Figura C-20.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 7 de la Tabla 4-2 (del 04-12-16 20:45 al 04-12-16 23:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:45 del 04/12/2016 y en Vizcaína a las 03:15 del 05/12/2016.

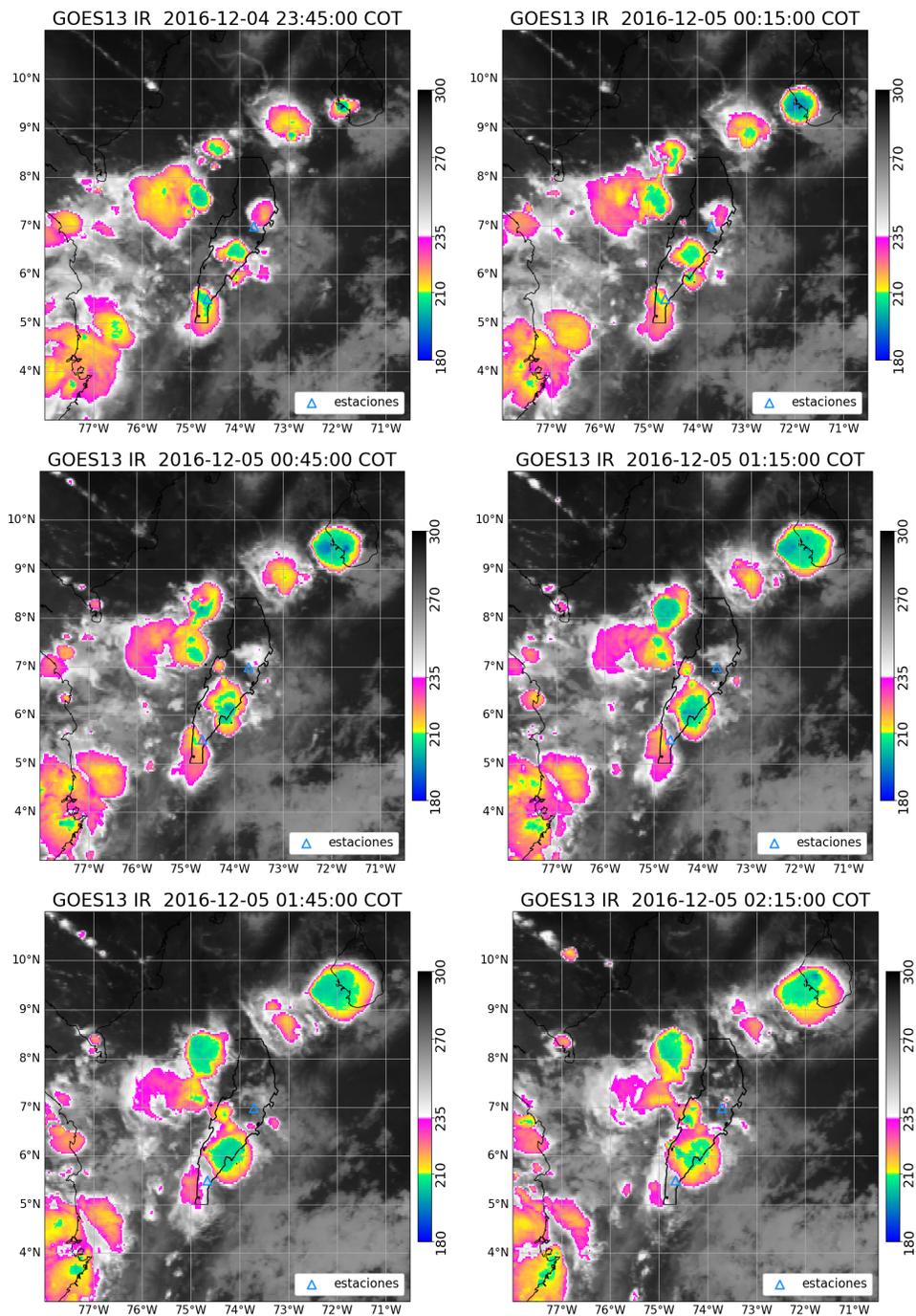


Figura C-21.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 7 de la Tabla 4-2 (del 04-12-16 23:45 al 05-12-16 02:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:45 del 04/12/2016 y en Vizcaína a las 03:15 del 05/12/2016.

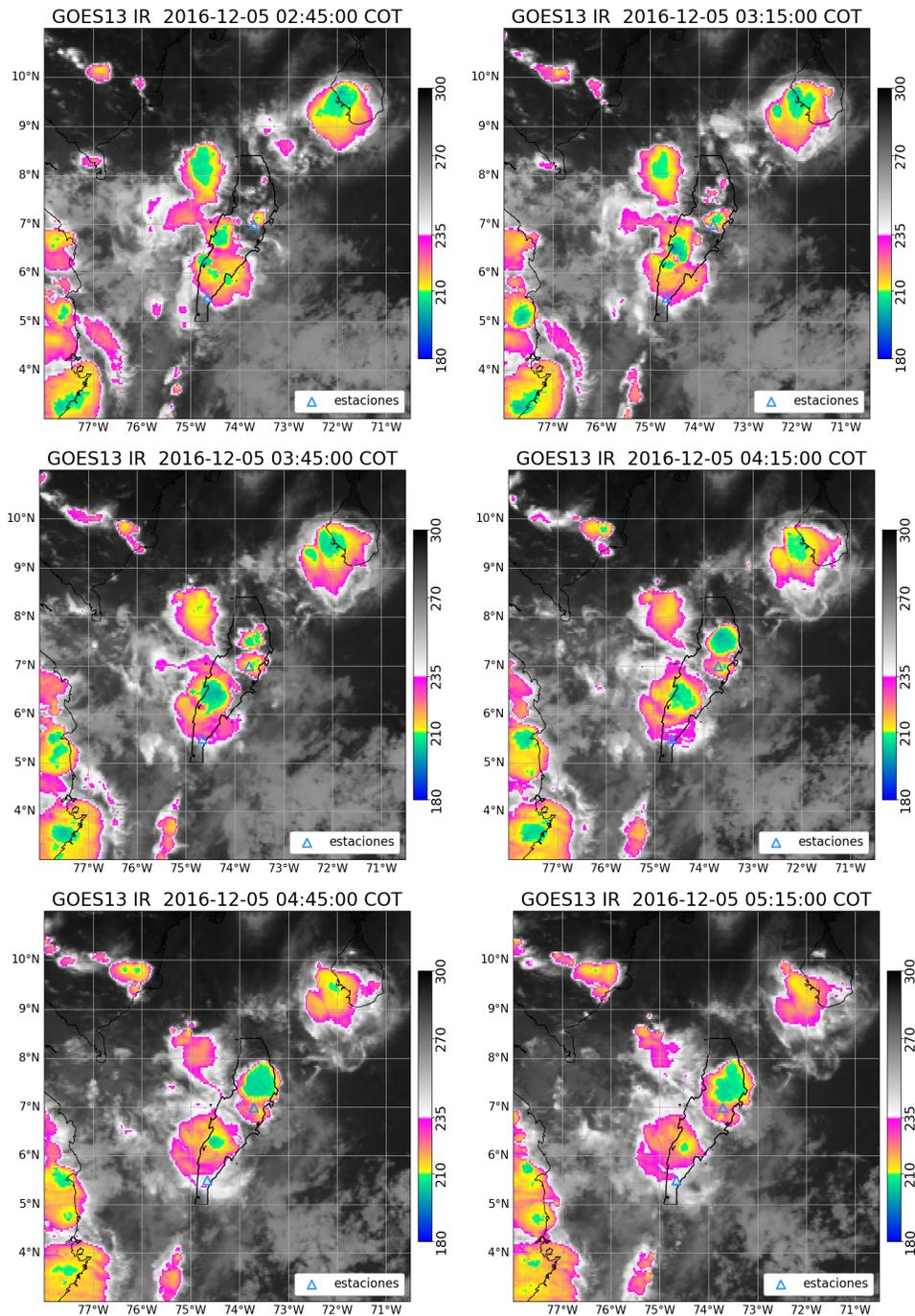


Figura C-22.: Imágenes satelitales infrarrojas (temperatura de brillo, en K) del caso 7 de la Tabla 4-2 (del 05-12-16 02:45 al 05-12-16 05:15). El evento ocurre en Palanquero a las 22:45 del 04/12/2016 y en Vizcaína a las 03:15 del 05/12/2016.

Bibliografía

- Adams, D., Gutman, S., Holub, K., & Pereira, D. (2013). Gns observations of deep convective time scales in the amazon. *Geophysical Research Letters*, 40, 2818–2823.
- Aragón Rodríguez, G. (2015). *Análisis de las condiciones meteorológicas asociadas con la presencia de sistemas convectivos en el aeropuerto El Dorado de Bogotá D.C.* Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/59169>.
- Arakawa, A. (2004). The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. *Journal of Climate*, 17(13), 2493 – 2525.
- Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T. A., Anthes, R. A., Rocken, C., & Ware, R. H. (1994). Gps meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 33(3), 379 – 386.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T., Rocken, C., Anthes, R., & Ware, R. (1992). Gps meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *Journal of Geophysical Research*, 97.
- Bohórquez Portilla, C. (2022). Caracterización de la convección atmosférica nocturna en el magdalena medio. https://github.com/chris051091/Tesis_Maestria.
- Casallas García, A. (2020). *Estudio del desarrollo de eventos de convección profunda asociados a vientos del Oeste en superficie en la Sabana de Bogotá.* Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/77778>.
- Casallas García, A., Hernandez-Deckers, D., & Mora-Paez, H. (2021). Understanding convective storms in a tropical, high-altitude location with in-situ meteorological observations and gps-derived water vapor. *Atmosfera*, Early Release (35).
- Cioce, V. W., Díaz, E., Hoyer, A., & Giovanni, M. R. (2011). Determinación del vapor de agua troposférico a través de observaciones gps: primeros ensayos en venezuela. *Interciencia*, 36(10), 721–730.
- Estévez Gualda, J. (2008). *Diseño de un sistema integrado para el control de calidad de datos de estaciones meteorológicas automáticas.* Tesis de doctorado, Universidad de Cordoba, <http://hdl.handle.net/10396/3515>.

- Gómez Ríos, S. (2019). *Orographic control over convection in an Inter-Andean Valley in Northern South America*. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/77451>.
- Hernandez-Deckers, D. (2022). Features of atmospheric deep convection in northwestern south america obtained from infrared satellite data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148, 338 – 350.
- Kirshbaum, D. J., Adler, B., Kalthoff, N., Barthlott, C., & Serafin, S. (2018). Moist orographic convection: Physical mechanisms and links to surface-exchange processes. *Atmosphere*, 9(3).
- Madden, R. A. & Julian, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40 - 50 day period. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29(6), 1109 – 1123.
- Mapes, B. & Neale, R. (2011). Parameterizing convective organization to escape the entrainment dilemma. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 3.
- Mapes, B. E., Warner, T. T., & Xu, M. (2003a). Diurnal patterns of rainfall in northwestern south america. part iii: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. *Monthly Weather Review*, 131(5), 830 – 844.
- Mapes, B. E., Warner, T. T., Xu, M., & Negri, A. J. (2003b). Diurnal patterns of rainfall in northwestern south america. part i: Observations and context. *Monthly Weather Review*, 131(5), 799 – 812.
- Mejia, J., Yepes, J., Henao, J., Poveda, G., Zuluaga, M., Raymond, D., & Fuchs-Stone, Z. (2021). Towards a mechanistic understanding of precipitation over the far eastern tropical pacific and western colombia, one of the rainiest spots on earth. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*.
- Montoya, G. & Eslava, J. (2000). Análisis de las condiciones que favorecen el desarrollo de la actividad convectiva de las tormentas eléctricas en la sabana de bogotá. *Geofísica Colombiana*, 4, 23 – 30.
- Murphy, R. C. (1939). The littoral of pacific colombia and eduardo. *Geographical Review*, 29(1), 1–33.
- NOAA OSPO (1994). *NOAA Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) Imager Data, GVAR IMG Band 4*. NOAA, NOAA National Centers for Environmental Information. PhD thesis, http://www.class.noaa.gov/saa/products/search?datatype_family=GVAR_IMG. Accessed: 01-2020.

- Picón, Y. A. & Ardila, J. (2013). *Diagnóstico del territorio Magdalena Medio*. Technical report, Centro de estudios regionales del Magdalena Medio.
- Poveda, G. & Mesa, O. (2000). On the existence of lloro (the rainiest locality on earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low level jet. *Geophysical Research Letters*, 27, 1675–1678.
- Rickenbach, T. M. (2004). Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in southwestern amazonia. *Monthly Weather Review*, 132(5), 1201 – 1219.
- Sato, T. & Kimura, F. (2005). Diurnal cycle of convective instability around the central mountains in japan during the warm season. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(5), 1626 – 1636.
- Vargas, G., Hernández, Y., & Pabón, J. D. (2018). *La Niña Event 2010-2011: Hydroclimatic Effects and Socioeconomic Impacts in Colombia*, (pp. 217–232). Springer International Publishing: Cham.
- Velasteguí, A., Nieto, C., Cahueñas, N., & Parra, M. (2018). Evaluación de la estabilidad atmosférica bajo condiciones físicas y meteorológicas del altiplano ecuatoriano. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 33, 336–343.
- Warner, T. T., Mapes, B. E., & Xu, M. (2003). Diurnal patterns of rainfall in northwestern south america. part ii: Model simulations. *Monthly Weather Review*, 131(5), 813 – 829.
- Zipser, E. J., Cecil, D. J., Liu, C., Nesbitt, S. W., & Yorty, D. P. (2006). Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(8), 1057 – 1072.
- Zuluaga, M. & Poveda, G. (2004). Diagnóstico de sistemas convectivos de mesoescala sobre colombia y el océano pacífico oriental durante 1998 - 2002. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 11, 145–160.
- Zuluaga, M. D. & Houze, R. A. (2015). Extreme convection of the near-equatorial americas, africa, and adjoining oceans as seen by trmm. *Monthly Weather Review*, 143, 298 – 316.