

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



**Caracterización de Tormentas en el Valle del
Mantaro mediante Sensoramiento Remoto**

**Tesis presentada para optar el Título de Licenciado en Física que
presenta el bachiller:**

Steven Paul Chávez Jara

ASESOR: Ken Takahashi

Lima, abril del 2013

Caracterización de Tormentas en el Valle del Mantaro mediante Sensoramiento Remoto

Steven Paul Chávez Jara

Propuesto para el Título de Licenciado en Física

2013

Resumen

En este estudio se caracterizó las tormentas en el Valle del Mantaro con información de sensoramiento remoto. En particular, se utilizaron los datos de la versión 6 del radar de precipitación (PR) a bordo del satélite TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), específicamente los productos 2A23 y 2A25, los cuales son una estimación directa de la distribución tridimensional de la lluvia, sin depender de mediciones de nubosidad. Entre otras cosas, estos datos nos permiten conocer el tipo de lluvia, la altura de la tormenta, y un estimado de la lluvia en la superficie. Debido a que la distribución del tamaño de gotas (Drop size distribution, DSD) es un factor determinante en el algoritmo del PR 2A25, para la validación del algoritmo en la región andina se utilizó la técnica del papel de filtro (Rinehart, 1997) y se determinó la DSD en los andes centrales, a partir de ella, se obtuvo los parámetros a y b de la relación $R=aZ^b$ entre reflectividad de radar (Z) y razón de lluvia (R), los que se compararon con los utilizados en el algoritmo del producto 2A25 encontrándose una buena correspondencia.

Como parte de la caracterización espacial de las tormentas se determinó la extensión horizontal de ellas encontrándose que la mayoría de las tormentas tienen una extensión entre 25km^2 y 100km^2 . Además se determinó la intensidad de la lluvia para tormentas de distinta extensión. En cuanto a la dimensión vertical, se analizó si existe una relación uno a uno entre la altura de la tormenta y la lluvia, pero cuando se contrastó la altura de la tormenta con la lluvia estimada en la superficie, se verificó que dicha hipótesis no es válida. Por otro lado, se calculó la temperatura de brillo a partir de las imágenes GOES en el canal infrarrojo 4 a partir de la cual se estimó la altura del tope de las nubes. Se contrastó la temperatura de brillo (GOES) con la lluvia estimada en la superficie (PR TRMM) y no se encontró una relación uno a uno. Se comparó la

altura del tope de las nubes calculada de las imágenes GOES con la altura de las tormentas (PR TRMM) y se encontró casos en los cuales la altura de la nube es menor que la altura de la tormenta, esto revelaría una limitación del sensor del GOES el cual recibe la radiación infrarroja de una zona que puede estar solo parcialmente nublada, lo cual llevaría a obtener valores de temperatura de brillo que no representan la altura real de las nubes en esa zona.

Finalmente en los casos de estudio se ha analizado la estructura vertical y la extensión horizontal de dos eventos que presentan lluvias intensas pero temperaturas de brillo muy distintas. Además en un tercer caso de estudio se ha analizado una tormenta convectiva, donde la atención se centro en un pixel convectivo con poca lluvia en la superficie, encontrándose para ese pixel una estructura vertical distinta que la observada en los casos anteriores.

Dedicado a

Mis padres, Ignacio y Julia, a mi hermano Derly, a mi cuñada Guillian y a mis sobrinos Alejandro y Leonardo.

Agradecimientos

A Dios le doy gracias por su gracia y su favor y por permitirme vivir en este tiempo en la historia de mi país. En el Perú se presentan grandes retos que deben ser asumidos por personas que quieran empezar algo hoy. Tengo una visión y es hacer ciencia en el Perú, pero esto no hubiera sido posible sin el apoyo de mis padres, gracias por apoyar mi visión, y a mi hermano y su familia porque son ellos los que me motivan a seguir adelante. Guardo mucha gratitud a mi asesor el Dr. Ken Takahashi quien ha sido parte activa de esta tesis, inclusive en las mediciones de campo y quien ha apoyado mi formación hasta el presente. Gracias a los cursos de geofísica que dictó en mi universidad, me interesé en la geofísica y en las ciencias atmosféricas.

Mis agradecimientos a las siguientes personas y entidades claves en el desarrollo de esta tesis:

Al Instituto Geofísico del Perú donde se desarrolló esta tesis, por las facilidades para la investigación y las conexiones con los investigadores.

A la Pontificia Universidad Católica del Perú donde recibí la formación en física, a mis profesores y al coordinador de la especialidad Francisco de Zela quien ha facilitado que los estudiantes tengamos un contacto con los distintos campos de la física.

A la directora de Asuntos Académicos del IGP la Dr. Yamina Silva y a la directora del proyecto Maremex Mantaro, la Mg. Sc. Alejandra Martínez, quienes han impulsado el desarrollo de esta tesis.

A los tesisistas y colaboradores del proyecto Maremex Mantaro quienes se mojaron en las lluvias para ayudarme a tomar las mediciones de la DSD.

A los miembros del área de Variabilidad y Cambio climático del IGP por el apoyo técnico y su ayuda en el procesamiento de las imágenes GOES.

A los pobladores de las zonas de estudio en especial aquellos de la cuenca del río Cunas quienes además de haber colaborado en la toma de datos de la red de pluviómetros que se instaló, me motivaron con sus ganas de salir adelante, aún tengo presente sus palabras “deberían haber más profesionales que vengan de Lima y que investiguen lo que pasa en nuestra región”.

Finalmente agradezco a la NASA, a los encargados de dar soporte a los usuarios de sus datos y al equipo científico. Thanks to Goddard Earth Sciences DISC Help Desk and PPS Help Desk. Especially to Green Mary, Zhon Liu for their gentle emails responses and especially to Craig and the science team by their expertise.

Índice General

Título:

Caracterización de Tormentas en el Valle del Mantaro mediante Sensoramiento Remoto	
Resumen	2
Dedicatoria	4
Agradecimientos.....	5
1 Introducción	16
1.1 Justificación e Importancia.....	16
1.2 Objetivo general.....	17
1.3 Objetivos específicos.....	17
1.4 Hipótesis.....	17
2 Área de Estudio.....	18
2.1.1 Variabilidad de la precipitación en la cuenca y en el valle del río Mantaro.....	19
2.1.2 Límites del área de estudio.....	20
3 Revisión de la Literatura	21
3.1 Precipitación.....	21
3.1.1 Precipitación Estratiforme	21
3.1.2 Precipitación Convectiva	22
3.2 El Radar.....	22
3.2.1 La ecuación del radar	23
3.2.2 La ecuación del radar meteorológico	24
3.2.3 La dispersión de Rayleigh, la potencia recibida y el factor de reflectividad Z.....	25
3.3 La Distribución del Tamaño de Gotas (DSD)	27
3.4 La técnica de papel de filtro.....	28
3.5 El Radar de Precipitación del TRMM (PR TRMM).....	30
3.5.1 Descripción general los productos del TRMM.....	31
3.5.2 Características de la órbita del TRMM.....	32
3.5.3 La geometría de escaneo del PR TRMM.....	33
3.5.4 El Elipsoide de referencia	34
3.6 El producto 2A25.....	34
3.6.1 La lluvia estimada en la superficie y la corrección de la atenuación.....	35
3.7 El Producto 2A23	36
3.7.1 La Banda Brillante	37

3.7.2	<i>Altura de la tormenta</i>	38
3.7.3	<i>La isoterma de cero grados</i>	38
3.7.4	<i>La Clasificación de la lluvia</i>	39
3.8	Radiación de cuerpo Negro, Temperatura de Brillo e Imágenes GOES.....	41
3.8.1	<i>Radiación de Cuerpo Negro y temperatura de Brillo</i>	41
3.8.2	<i>Los Satélites GOES</i>	42
4	Datos	43
4.1	Los Datos de los productos 2A25 y 2A23 del PR TRMM	43
4.2	La distribución del tamaño de Gotas y los parámetros a y b usados por el PR TRMM 44	
4.3	Las Imágenes GOES.....	44
4.4	Datos de Reanalysis.....	45
5	Metodología.	46
5.1	Validación de la mediciones de precipitación hechas por el TRMM PR sobre la zona de estudio.....	47
5.1.1	<i>Necesidad de validar los estimados de lluvia del algoritmo 2A25</i>	47
5.1.2	<i>Uso de la técnica del papel de filtro para conocer la Distribución del Tamaño de Gotas (DSD)</i>	47
5.2	Recopilación de los datos de los productos 2A25 y 2A23 del PR TRMM.	49
5.2.1	<i>Geolocalización de los datos del PR TRMM</i>	49
5.3	Construcción de un perfil vertical de temperatura del aire	50
5.4	Cálculo de la temperatura de brillo de las imágenes GOES.....	51
5.5	Corrección de la geolocalización de los datos del PR TRMM.....	52
5.6	Determinación de la extensión de las tormentas.....	53
5.6.1	<i>Paso de la grilla del PR TRMM a una grilla regular de 0.05°</i>	54
5.6.2	<i>Valores de lluvia asignados a los nuevos puntos de grilla.</i>	55
5.6.3	<i>Reconocimiento de las tormentas</i>	57
6	Resultados	60
6.1	Parámetros a y b de la relacion $R=aZ^b$	60
6.2	Porcentaje de área afectada por tipo de lluvia y la cantidad total de lluvia según el PR TRMM.	63
6.3	Relación entre las variables del PR TRMM.....	64
6.3.1	<i>Relación entre la altura de la tormenta y la lluvia</i>	65
6.3.2	<i>Relación entre la Altura de la Tormenta y la Reflectividad.</i>	68
6.4	Contraste de los datos del PR TRMM y de las imágenes GOES.	71

6.4.1	<i>Temperatura de Brillo (GOES) y Lluvia en la superficie (PR TRMM)</i>	72
6.4.2	<i>Temperatura de Brillo (GOES) y Reflectividad (PR TRMM)</i>	75
6.4.3	<i>Temperatura de Brillo (GOES) y Altura de la Tormenta (PR TRMM)</i>	77
6.4.4	<i>Altura del tope de las nubes (GOES-Reanalysis) y Altura de la Tormenta (PR TRMM)</i>	80
6.5	<i>Extensión de las Tormentas</i>	82
6.6	<i>Intensidad de las tormentas</i>	83
6.6.1	<i>Intensidad promedio de lluvia por tormenta</i>	83
6.6.2	<i>Intensidad máxima de lluvia por tormenta</i>	85
7	Casos de Estudio	86
7.1	<i>Perfiles Verticales</i>	86
7.2	<i>Caso de Estudio 03 de Enero de 2007</i>	88
7.2.1	<i>Lluvia y topografía</i>	89
7.2.2	<i>Lluvia y temperatura de brillo</i>	90
7.2.3	<i>Perfiles verticales</i>	92
7.3	<i>Caso de Estudio 17 de Marzo de 2004</i>	95
7.3.1	<i>Lluvia y topografía</i>	95
7.3.2	<i>Lluvia y temperatura de brillo</i>	97
7.3.3	<i>Perfiles verticales</i>	98
7.4	<i>Caso de estudio 5 de Marzo de 2008</i>	101
7.4.1	<i>Lluvia y topografía</i>	101
7.4.2	<i>Lluvia y temperatura de brillo</i>	103
7.4.3	<i>Perfiles verticales</i>	103
8	Conclusiones	108
9	Estudios Posteriores	110
10	Referencias Bibliográficas	111
10.1	<i>Información disponible en Internet:</i>	113

Índice de Figuras

Figura 2.1	<i>La cuenca del río Mantaro que abarca varios departamentos se muestra en color verde. Se ha resaltado las subcuencas de los ríos Cunas, Shullcas, Achamayo y el valle del Mantaro.</i>	18
Figura 2.2	<i>Climatología mensual de precipitación en la cuenca del Mantaro (Promedio de 38 estaciones) para el periodo 1971-2000. (Extraído de Silva et al., 2008).</i>	19

Figura 2.3 Promedio multianual de las precipitaciones en el valle del Mantaro (Estaciones de Jauja, Viques y Huayao) para el periodo 1971-2000. (Extraído de Silva et al., 2010).....	19
Figura 2.4 El área de estudio esta encerrada por las líneas naranjas. En la figura se aprecia la topografía en el fondo, las zonas más altas se aprecian de color blanco mientras que las zonas más bajas en negro, en color plomo se observa el Valle del Mantaro, donde se sitúa la ciudad de Huancayo. La zona de color blanco en el borde Noreste de la subcuenca del río Shullcas es el nevado de Huaytapallana.....	20
Figura 3.1 Característica de la precipitación estratiforme. (Modificado de Houze 1981, American Geophysical Unión.).....	21
Figura 3.2 Características de precipitación convectiva, las zonas sombreadas indican donde los ecos de radar son más intensos, la nube es mostrada en una sucesión de tiempos $t_0, t_1, t_2 \dots t_n$. La partícula que es elevada por las fuertes corrientes de aire ascendentes va creciendo hasta que justo después de t_5 cae a la superficie. Después de t_5 la nube puede desaparecer o continuar por un tiempo entre t_{n-1} y t_n antes de que se disipe. (Modificado de Houze 1981, American Geophysical Unión.)	22
Figura 3.3 Gráficos de la velocidad terminal en función del diámetro de las gotas (ecuación 16) para ciertos valores de presión y temperatura. La curva de 650mb y 12°C representa las condiciones presentes en el área de estudio.	29
Figura 3.4 Esta es una representación de la órbita del TRMM, se muestra el swath del radar de precipitación como una delgada cinta blanca con puntos de colores, los colores representan la intensidad de la lluvia. En este caso el swath del PR TRMM pasó por los andes centrales peruanos.....	32
Figura 3.5 Geometría de escaneo actual del radar de precipitación a bordo del satélite TRMM, modificado del Manual de Instrucción, versión 6 ,en cuanto a la altura del satélite y el swath width a partir del cambio de la órbita hecho en el 2001.	33
Figura 3.6 Representación del elipsoide de referencia.	34
Figura 3.7 Esquema del perfil vertical de los datos del radar para precipitación estratiforme. La línea sólida muestra la reflectividad. (Modificado de Houze 1981, American Geophysical Unión.).....	37
Figura 3.8 Se muestra un promedio del valor de la altura de la isoterma de cero grados respecto del nivel del mar, dada por el PR TRMM en la versión 6, correspondiente a los meses de enero, febrero y marzo para los años 1998 al 2009.....	39
Figura 3.9 a) El radio de 11km usado para determinar si el pixel central es un núcleo convectivo. b) La línea sólida muestra la diferencia que debe haber entre un pixel respecto de su entorno para considerarse un centro convectivo. (Extraído de Steiner & Houze,1995).....	40
Figura 5.1 Dos muestras de papel de filtro teñidas con azul de metileno expuestas a la lluvia.....	48
Figura 5.2 Órbita del satélite TRMM y el área de escaneo del radar de precipitación.....	49
Figura 5.3 Perfil promedio de las temperaturas del aire para distintas alturas para los meses de enero, febrero y marzo. Datos de Reanalysis de 1980 al 2010.....	50
Figura 5.4 Imagen GOES del canal Infrarrojo 4.....	51
Figura 5.5 Figura representativa de la corrección geométrica necesaria para evitar errores en la geolocalización de la lluvia y de la altura de la tormenta.....	52

Figura 5.6 a) Geometría aproximada del PR TRMM, el ángulo de observación de 34° contiene 49 rayos, las líneas punteadas representan los rayos de los extremos que son los que están más alejados del nadir. b) Acercamiento a la figura, las flechas muestran la correcta localización de la posición de referencia para los rayos más alejados del nadir para diferentes alturas. Extraído de Houze, 2007.....	53
Figura 5.7 Los puntos de grilla del PR TRMM se muestran en negro, los puntos de una grilla regular son las cruces moradas, las flechas azules indican a que puntos de la grilla regular son redondeados los valores de la grilla del PR TRMM. Encerrados en círculos rojos están los puntos de la grilla regular que faltarían al seguir este procedimiento.....	55
Figura 5.8 Se muestran en líneas naranjas los triángulos que se forman de unir dos puntos contiguos de la cuadrícula (puntos negros) con un punto de la grilla regular (cruz), cada triángulo tiene un número para identificar su área. Si el punto de grilla (cruz) está dentro de la cuadrícula, el área de los 4 triángulos debe ser igual al área de la cuadrícula.	56
Figura 5.9 En negro se muestran puntos de grilla del PR TRMM, las cruces moradas son los puntos de la grilla regular, las líneas azules forman una cuadrícula de la grilla del PR. Dentro de esta cuadrícula se encuentra un puntos de grilla regular. En naranja se muestran las líneas perpendiculares a la cuadrícula del PR TRMM que nos permiten ubicar las proyecciones del punto de grilla regular en ambas direcciones de la cuadrícula para hacer la interpolación bilineal.	56
Figura 5.10 La región encerrada por la línea amarilla es el área de estudio extendida para determinar la extensión de las tormentas. Se limitó a esa zona debido a la topografía y a que en la lluvia observada en las isoyetas de colores, que son producto de una climatología de lluvia de alta resolución (Nesbitt et al., 2009) , se aprecia una diferencia entre la región andina y la selva alta al este. Imagen de Google Earth.	57
Figura 5.11 A la izquierda se muestra la imagen de lluvia, se observa el swath del PR y la lluvia a colores, además se ha asignado un valor fijo a aquellos pixeles que están dentro de la zona de estudio para que se distingan en la imagen (color celeste). A la derecha la imagen binaria formada a partir de la imagen de la izquierda; es mucho más fácil distinguir los pixeles con lluvia en la imagen de la derecha ya que aparecen en blanco y los pixeles con lluvia igual a cero en negro.....	59
Figura 6.1 Relación entre la Reflectividad y la Razón de Lluvia. Para cada medición de la DSD con el papel de filtro se obtuvo un par ordenado (Z,R), el cual se grafica como círculos negros, el ajuste entre R y Z es la curva azul.	61
Figura 6.2 En la figura la curva negra es el ajuste para las mediciones de la DSD considerando reflectividades menores a 4000 mm ⁶ m ⁻³ , las curvas cyan y azul son las curvas para lluvia estratiforme de Iguchi (a 10°C) y la usada por el PR 2A25 respectivamente. Se observa que la pendiente del ajuste es similar a la pendiente de la curva estratiforme del PR 2A25. Los parámetros a y b de la relación entre R y Z son: 0.0116 y 0.7386	62
Figura 6.3 En la figura la curva negra es el ajuste para las mediciones de la DSD considerando lluvias con reflectividades que van entre 50 y 10000 mm ⁶ m ⁻³ , la curva magenta y la curva roja son las curvas para lluvia convectiva de Iguchi y la que usa el PR 2A25 respectivamente. Los parámetros a y b de la relación entre R y Z son 0.0241 y 0.6240 respectivamente.....	63

Figura 6.4 Porcentaje de área afectada por tipo de lluvia (izquierda) y porcentaje de la lluvia total asociada a cada tipo de lluvia (derecha).....	64
Figura 6.5 Relación entre la altura de la tormenta (en km respecto del elipsoide de referencia) y la lluvia (en mm/hr), cada círculo representa un píxel y el color el tipo de lluvia. Se observa que la mayoría de los píxeles con lluvia del tipo estratiforme y tal vez estratiforme toman valores por debajo de 5mm/hr mientras que los píxeles con lluvia del tipo convectiva toman valores más altos. Se observa algunos píxeles del tipo tal vez estratiforme y uno del tipo otros con alturas mayores a 15 km lo más probable es que correspondan a una nube de hielo o sean medidas erradas ya que la agencia espacial japonesa encargada de construir el PR sólo garantiza los datos debajo de los 15 km.	65
Figura 6.6 En la figura cada círculo rojo corresponde a un píxel de lluvia del tipo convectiva, en total hay 267 píxeles. La figura muestra que existe una débil relación entre la lluvia y la altura de la tormenta, el coeficiente de correlación es 0.4. Se observa que para alturas de tormenta mayores a 9 km los valores se desvían bastante de la recta que grafica la relación lineal entre las variables, si bien se muestra una recta se aprecia que esta no representa la dispersión de los datos. El valor promedio de la variable lluvia de todos los píxeles es 8.25 mm/hr y el promedio de la altura de la tormenta de todos los píxeles es 9 km. Se aprecia que las lluvias mayores a 15 mm/hr se dan un 93 % de la veces para tormentas con alturas mayores a 8 km.....	66
Figura 6.7 En la figura cada círculo corresponde a un píxel de lluvia del tipo estratiforme, en total se tienen 2514 píxeles. La línea representa lo que sería una relación lineal entre las variables altura de la tormenta y lluvia, el coeficiente de correlación de 0.35 ratifica que no hay una relación lineal. Se observa una acumulación de píxeles con alturas entre 5 y 8 km. El promedio de la lluvia de todos los píxeles es 1.2 mm/hr y el promedio de la variable altura de la tormenta de todos los píxeles es 6.6 km. Se aprecia que las lluvias con intensidad mayor a 3mm/hr se dan cuando la altura de la tormenta es mayor a 6km en un 98.9% de las veces.	67
Figura 6.8 En la figura cada círculo corresponde a un píxel de lluvia del tipo tal vez estratiforme, en total se muestran 1462 píxeles, se han quitado aquellos con valores de altura de tormenta mayores a 16km ya que estas son mediciones inciertas. Se observa que no hay una relación lineal entre las variables, el coeficiente de correlación es de 0.34. La mayoría de los píxeles tienen valores de altura de tormenta entre 6 y 9 km, el promedio de la altura de la tormenta para todos los píxeles de este tipo es 7.2 km y el promedio de la lluvia es 0.75 mm/hr. Este tipo de lluvia se asemeja al tipo estratiforme pero sus valores de lluvia son en promedio menores. Se aprecia que las lluvias con intensidad mayor a 2 mm/hr tienen alturas mayores a 7km en el 93 % de las veces.	67
Figura 6.9 Relación de la Altura de la Tormenta y la Reflectividad para distintos tipos de lluvia.	68
Figura 6.10 Relación entre la Reflectividad y la Altura del tope de la tormenta, cada círculo rojo representa un píxel con lluvia del tipo convectiva. El coeficiente de correlación es 0.43.	69
Figura 6.11 Relación entre la Reflectividad y la Altura del tope de la tormenta, cada círculo azul representa un píxel con lluvia del tipo estratiforme. El coeficiente de correlación es 0.33	69
Figura 6.12 Relación entre la reflectividad y la altura de la tormenta. Cada círculo representa un píxel de lluvia del tipo tal vez estratiforme, se han quitado los píxeles con valores de altura de	

<i>tormenta mayores a 16 km porque son mediciones inciertas. Entre las variables no se observa una relación lineal, el coeficiente de correlación es 0.2.....</i>	<i>70</i>
Figura 6.13 <i>Gráfico de la temperatura de brillo extraída de una imagen GOES y la Lluvia medida por el PR TRMM, cada círculo corresponde a un píxel del PR TRMM para el cual se ha interpolado la temperatura de brillo. Los colores de los círculos representan un tipo de lluvia.</i>	<i>73</i>
Figura 6.14 <i>Cada círculo de color rojo es un píxel de lluvia del tipo convectiva, se observa que no hay una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la lluvia, el coeficiente de correlación lineal es -0.14.</i>	<i>74</i>
Figura 6.15 <i>Cada círculo de color azul es un píxel de lluvia del tipo estratiforme, se observa que definitivamente no hay una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la lluvia.</i>	<i>74</i>
Figura 6.17 <i>La figura muestra la relación entre la temperatura de brillo y la reflectividad para lluvia del tipo convectiva, se aprecia que no hay una relación uno a uno entre las variables, el coeficiente de correlación lineal es -0.24.</i>	<i>76</i>
Figura 6.18 <i>La figura muestra la relación entre la temperatura de brillo y la reflectividad para lluvia del tipo estratiforme, se aprecia que no hay una relación uno a uno entre las variables, el coeficiente de correlación lineal es 0.1. Por otra parte, la reflectividad de los píxeles estratiformes es en promedio 24.5 dB.</i>	<i>77</i>
Figura 6.19 <i>Gráfico de dispersión de la temperatura de brillo y la altura de la tormenta por tipo de lluvia, cada círculo corresponde a un píxel del PR TRMM para el cual se ha interpolado la temperatura de brillo.....</i>	<i>78</i>
Figura 6.20 <i>Relación entre la temperatura de brillo y la altura de la tormenta, se observa que no hay una relación lineal entre ambas, el coeficiente de correlación es -0.25.....</i>	<i>79</i>
Figura 6.21 <i>Relación entre la temperatura de brillo y la altura de la tormenta, se observa que no hay una relación lineal entre las variables, el coeficiente de correlación es de 0.07.....</i>	<i>79</i>
Figura 6.22 <i>Gráfico de la altura de la tormenta y la altura del tope de las nubes, los círculos son píxeles de lluvia y su color representa un tipo distinto de lluvia, la línea punteada corresponde a la igualdad $y=x$, se observa que a veces la altura del tope de las nubes es mayor que la altura de la tormenta y a veces se da lo opuesto indistintamente del tipo de lluvia.</i>	<i>80</i>
Figura 6.23 <i>En la figura se aprecian los píxeles convectivos cuya altura de nube es mayor que la altura de la tormenta, al comparar la temperatura de brillo con la lluvia se observa una buena correlación de -0.71 entre ambas.</i>	<i>81</i>
Figura 6.24 <i>En la figura se aprecian los píxeles estratiformes cuya altura de nube es mayor que la altura de la tormenta, al comparar la temperatura de brillo con la lluvia se observa una baja correlación de -0.23 entre las variables.....</i>	<i>81</i>
Figura 6.25 <i>Gráfico de barras que muestra el conteo de tormentas en función de su extensión horizontal en número de píxeles que han sido registradas en la zona de estudio por el PR TRMM entre los años 1998 a 2011 durante los meses de enero, febrero y marzo.</i>	<i>82</i>
Figura 6.26 <i>Gráfico de barras que muestra el número de las tormentas en función de su extensión en km^2 registradas por el PR entre los años 1998 al 2011 durante los meses de enero, febrero y marzo... </i>	<i>83</i>

Figura 6.27 Gráfico de cajas de la intensidad promedio de lluvia (la cual se obtuvo calculando la razón de lluvia promedio de los píxeles que conforman cada tormenta) para distintas extensiones de las tormentas. Elaborado a partir de las intensidades promedio calculadas para todas las tormentas registradas por el PR TRMM en el área de estudio entre los años 1998 al 2011 durante los meses de enero, febrero y marzo. (Los ejes están en escala logarítmica).....	84
Figura 6.28 Gráfico de cajas de la intensidad de lluvia máxima (la cual es el valor máximo de razón de lluvia de todos los píxeles que conforman una tormenta) para distintas extensiones de tormentas. Elaborado a partir de las intensidades máximas de todas las tormentas registradas por el PR TRMM en el área de estudio entre los años 1998 al 2011 durante los meses de enero, febrero y marzo. (Los ejes están en escala logarítmica).....	85
Figura 7.1. La figura es una representación de los 49 rayos dentro de una celda, si fijamos un rayo y avanzamos en el número de celdas tenemos una dirección y un sentido y si seleccionamos una celda y avanzamos en el número de rayos tendremos otra dirección y sentido. En esta representación las direcciones mencionadas parecen perpendiculares pero en realidad estas no serían exactamente perpendiculares debido a que las mediciones en los 49 rayos no son simultáneas, el tiempo de muestreo de cada celda es de 0.6 segundos.....	86
Figura 7.2 Imagen representativa del swath que escanea el satélite, la dirección y el sentido de vuelo viene dado por la flecha roja para el caso de estudio. A la izquierda (3 de enero del 2007) el número de rayos crece en el sentido de la flecha azul. A la derecha (17 de marzo del 2004) el número de rayos crece en el sentido de la flecha negra. Para fines prácticos en ambos casos los perfiles verticales para cada escaneo tienen el sentido de las flechas azules. Imagen modificada de la página de descarga de datos de la NASA.....	87
Figura 7.3 Mapas con los píxeles de lluvia, la flechas nos indican las direcciones y sentidos considerados para hacer los perfiles verticales. La imagen de la izquierda corresponde al 3 de enero de 2007 y la imagen de la derecha al 17 de marzo de 2004.	88
Figura 7.4 Tormenta intensa con lluvias en el Valle para el 03 de enero del 2007 a las 15:42pm. Los números en rojo y en azul son los valores de lluvia y de temperatura de brillo para cada punto convectivo. Los puntos morados son los píxeles con lluvia estratiforme.....	90
Figura 7.5 La misma tormenta de la figura 7.4 pero ahora se muestra al fondo la temperatura de brillo, los valores numéricos en rojo son los valores de lluvia en mm/hr y en azul la temperatura de brillo en °C para cada píxel.	91
Figura 7.6 Perfiles verticales en la dirección de la flecha celeste de la figura 7.4 para la celda 7481 (arriba) y en la dirección de la flecha roja para el rayo 31 (abajo). La zona de mayor precipitación esta localizada en la intersección de la celda 7481 y en el rayo 31 y la columna de lluvia alcanza una altura de 13 km.....	92
Figura 7.7 Perfiles verticales de reflectividad corregida por la atenuación para la celda 7481 y para el rayo 31. Se observa que la reflectividad es mayor más cerca de la superficie y es más intensa en los píxeles convectivos que en los estratiformes.....	93
Figura 7.8 Perfiles verticales de lluvia para 5 rayos, los cuales son contiguos al rayo 31.....	93

Figura 7.9 Perfiles verticales de lluvia para 5 celdas, las 3 celdas centrales corresponden a los píxeles de lluvia convectiva.....	94
Figura 7.10 Perfil vertical de reflectividad para los mismos 5 rayos de la figura 7.8.	94
Figura 7.11 Perfil vertical de reflectividad para las mismas celdas de la figura 7.9.....	95
Figura 7.12 Tormenta para el día 17 de marzo del 2004 a las 5:15 pm, se observa un valor muy alto de lluvia en el valle.	96
Figura 7.13 La misma tormenta de la figura 7.12 pero ahora se muestra al fondo la temperatura de brillo, los valores numéricos en rojo representan los valores de lluvia en mm/hr y los valores numéricos en azul representan la temperatura de brillo en °C para cada punto convectivo.....	97
Figura 7.14 Perfiles verticales de lluvia , la figura superior corresponde a la dirección de la flecha celeste y la inferior a la flecha roja de la figura 7.4.....	98
Figura 7.15 Perfil vertical de reflectividad corregida debido a la atenuación para la celda 1799 y para el rayo 12. La reflectividad es mayor más cerca de la superficie.....	99
Figura 7.16 Perfiles verticales para las celdas contiguas al máximo de lluvia.....	99
Figura 7.17 Perfiles verticales para los rayos contiguos al máximo de lluvia.	100
Figura 7.18 Perfil vertical de reflectividad para 5 celdas contiguas al pixel con máxima reflectividad.	100
Figura 7.19 Perfil vertical de reflectividad para 5 rayos contiguos al pixel con máxima reflectividad.	101
Figura 7.20 Se aprecia tres tormentas en el mapa, cada una diferenciada por una zona de convección rodeada de píxeles estratiformes. Los valores de precipitación acompañan a los píxeles	102
Figura 7.21 En la figura se muestra la zona del valle y en el fondo la temperatura de brillo, las zonas más blancas representan nubes más altas.	103
Figura 7.22 Direcciones en las que se tomaron los perfiles verticales de la figura 7.23, los perfiles verticales de las figuras 7.25 a 7.28 son paralelos a estas líneas.....	104
Figura 7.23 Perfil vertical de lluvia para el 5 de marzo del 2008, debemos notar que por encima de los 5 km la precipitación es generalmente sólida, pero los algoritmos del PR 2A25 convierten la reflectividad en lluvia indistintamente de la altura. Un mejor análisis de este perfil se puede hacer si vemos los valores de reflectividad que se muestran en la figura 7.24.	104
Figura 7.24 El mismo perfil de la figura 7.23 pero esta vez se muestran los valores de reflectividad. En el perfil superior se muestran los rayos en la dirección de la flecha celeste de la figura 7.22 y se aprecian tres píxeles convectivos contiguos en los rayos 36, 35 y 34. El perfil inferior del rayo 34 tiene la dirección de la flecha roja y está centrado en la celda 7467 que corresponde a la celda donde se encuentra el píxel con mayor altura del perfil superior.	105
Figura 7.25 Perfiles verticales de lluvia para 5 rayos contiguos al rayo mostrado en la figura 7.20, el cual aparece en el centro de esta figura.	106
Figura 7.26 Perfiles verticales de lluvia para 5 celdas contiguas a la celda mostrada en la figura 7.20, la cual aparece en el centro de esta figura.....	106
Figura 7.27 Perfiles verticales de reflectividad para 5 rayos contiguos al rayo mostrado en la figura 7.21, el cual aparece en el centro de esta figura.	107

Figura 7.28 *Perfiles verticales de reflectividad para 5 celdas contiguas a la celda mostrada en la figura 7.21, la cual aparece en el centro de esta figura..... 107*

Índice de Tablas

Tabla 4.1 <i>Parámetros a y b para los tipos de lluvia.....</i>	<i>44</i>
Tabla 6.1 <i>Parámetros a y b obtenidos de las 40 muestras, los obtenidos haciendo una regresión a los datos de Z y R del PR 2A25 y los mencionados por Iguchi & Meneghini (Iguchi, 2000) para lluvia estratiforme y convectiva.....</i>	<i>62</i>

Índice de Siglas

CDAS= Climate Data Assimilation System
DISC= Data and Information Services Center
DSD= Drop Size Distribution
GES= Goddard Earth Sciences
GPM=Global Precipitation Measurement
GPS= Global Positioning System
GOES= Geostationary Operational Environmental Satellite
HDF= Hierarchical Data Format
JAXA= Japan Aerospace Exploration Agency
PR= Precipitation Radar
PRF= Pulse Repetition Frequency
PSU= Pennsylvania State University
MAREMEX= “Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos (Sequías, heladas y lluvias intensas)”.
MM5= The PSU/NCAR mesoscale model
NCEP=National Centers for Environmental Prediction
NCAR=National Center for Atmospheric Research
NASA= National Aeronautics and Space Administration
NOAA= National Oceanic and Atmospheric Administration
TMPA= TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis
TMI= TRMM Microwave Imager
TRMM= Tropical Rainfall Measuring Mission
VIRS= Visible and Infrared Scanner
WGS84= World Geodetic System 84
WRF= Weather Research and Forecasting Model

1 Introducción

1.1 Justificación e Importancia

La medición precisa de la variación espacial y temporal de las lluvias tropicales de todo el mundo sigue siendo uno de los graves problemas no resueltos de la meteorología. En particular, en los Andes peruanos la gran heterogeneidad geográfica y la escasez de estaciones meteorológicas impiden una adecuada caracterización de la precipitación. Más aún, técnicas de estimación por sensoramiento remoto basadas en observaciones satelitales de nubosidad usando el satélite GOES no han sido exitosas en esta región (Segura et al., 2010). Por ello en esta tesis se plantea utilizar información de mediciones más directas que las hechas por observaciones satelitales de nubosidad, las mediciones más precisas son las hechas por radares meteorológicos en tierra pero en el Perú no se cuenta con estos radares, aún si se tuvieran, la geografía montañosa sería un obstáculo constante. Debido a que la medición de la precipitación se presenta como un gran reto en estas condiciones en este estudio se planteó usar las mediciones del radar de precipitación (PR) a bordo del satélite TRMM el cual (mide la precipitación desde el espacio) es un esfuerzo conjunto entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration) y la JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) para estudiar las lluvias en los trópicos y cuyas mediciones son consideradas la fuente más confiable de datos de precipitación a nivel global (Pauluis et al, 2012).

Por otro lado, existen modelos atmosféricos numéricos de alta resolución como el MM5 y el WRF con los cuales se puede estimar la lluvia, pero estos, por necesidad, emplean una variedad de aproximaciones que pueden no ser apropiadas para algún fenómeno de interés y son, por lo tanto, fuentes de error, tal es el caso de las parametrizaciones de los modelos que se basan en observaciones hechas en condiciones particulares y podrían no ser apropiadas en otras.

Existen estudios en el Perú usando los datos del TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA), a estos datos se les conoce como los productos 3B42 y 3B43 y son una combinación principalmente de mediciones de radiación infrarroja (satélite GOES) y de microondas de varios satélites, datos de algunas estaciones meteorológicas, y mediciones del sensor de microondas y del radar de precipitación del TRMM en una menor proporción (Huffman et al., 2007), y se ha visto que la lluvia estimada a partir de estos productos no se ajusta con la lluvia diaria medida por las estaciones (Scheel et al, 2010 ; Lavado et al., 2009). Esto sugiere que estimar la lluvia no pasa únicamente por tener más datos satelitales sino en determinar si es que a partir de ellos se puede

estimar la lluvia y cuan bien puede hacerse. Asimismo se deben verificar algunos supuestos que usualmente se hacen al interpretar la información proveniente de distintos sensores con principios físicos distintos. Este estudio se distingue porque se usan los datos tridimensionales del radar de precipitación del TRMM, lo cual nos permitirá ver la columna vertical de lluvia y analizar algunos aspectos físicos de la precipitación como no se ha hecho antes, en busca de características propias de la precipitación en los andes centrales peruanos.

1.2 Objetivo general

Caracterizar las tormentas en el Valle del Mantaro utilizando una combinación de dos fuentes distintas de sensoramiento remoto, así como mediciones en la superficie.

1.3 Objetivos específicos.

- Validar mediante mediciones de campo la relación empírica entre la razón de lluvia (R) y la reflectividad (Z) utilizada por el PR TRMM.
- Determinar la extensión horizontal, la estructura vertical y distribución espacial de las tormentas.
- Determinar las relaciones para cada tipo de lluvia entre las mediciones de lluvia y altura de la tormenta hechas por el PR TRMM y la temperatura de brillo calculada a partir de las imágenes GOES del canal infrarrojo 4.

1.4 Hipótesis

El radar de precipitación (PR) a bordo del satélite TRMM mediante sus algoritmos permite caracterizar las tormentas en cuanto a su distribución espacial y su estructura vertical debido a que hace una medición más directa de la lluvia que otras técnicas satelitales, además de ser la única que proporciona perfiles verticales, por lo que su análisis nos permitirá conocer mejor los aspectos físicos de la precipitación en los Andes.

2 Área de Estudio

Este estudio se enmarca dentro del proyecto MAREMEX Mantaro “Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos (Sequías, heladas y lluvias intensas)”. El área de estudio del proyecto incluye el valle del Mantaro y las subcuencas de los ríos Shullcas, Cunas y Achamayo que son parte de la cuenca del río Mantaro.



Figura 2.1 La cuenca del río Mantaro que abarca varios departamentos se muestra en color verde. Se ha resaltado las subcuencas de los ríos Cunas, Shullcas, Achamayo y el valle del Mantaro.

La Cuenca del río Mantaro está ubicada en el centro del Perú, entre los paralelos $10^{\circ}34'30''$ y $13^{\circ}35'30''$ de latitud sur, y entre los meridianos $73^{\circ}55'00''$ y $76^{\circ}40'30''$ de longitud oeste. El río Mantaro es uno de los ríos más importantes de los Andes centrales peruanos, su caudal depende de las precipitaciones en toda la cuenca, del nivel del Lago Junín, y de las lagunas ubicadas al pie de los nevados de la cordillera occidental y del nevado Huaytapallana. Las excepcionales características climáticas y geográficas han permitido la instalación de centrales hidroeléctricas que proveen cerca del 35% de la energía eléctrica del país, la producción agrícola del valle provee de alimentos a Lima y tiene una gran importancia socio-económica (Martínez et al., 2005).

2.1.1 Variabilidad de la precipitación en la cuenca y en el valle del río Mantaro.

La cuenca del río Mantaro muestra una estacionalidad en las precipitaciones, se aprecia un periodo seco entre los meses de mayo y agosto, el inicio de la temporada de lluvia es entre setiembre y noviembre y los meses más lluviosos son enero, febrero y marzo (Figura 2.2).

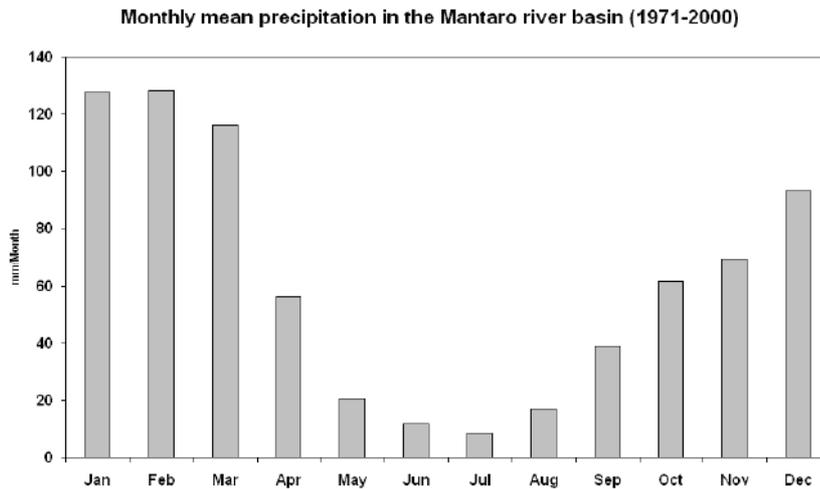


Figura 2.2 Climatología mensual de precipitación en la cuenca del Mantaro (Promedio de 38 estaciones) para el periodo 1971-2000. (Extraído de Silva et al., 2008).

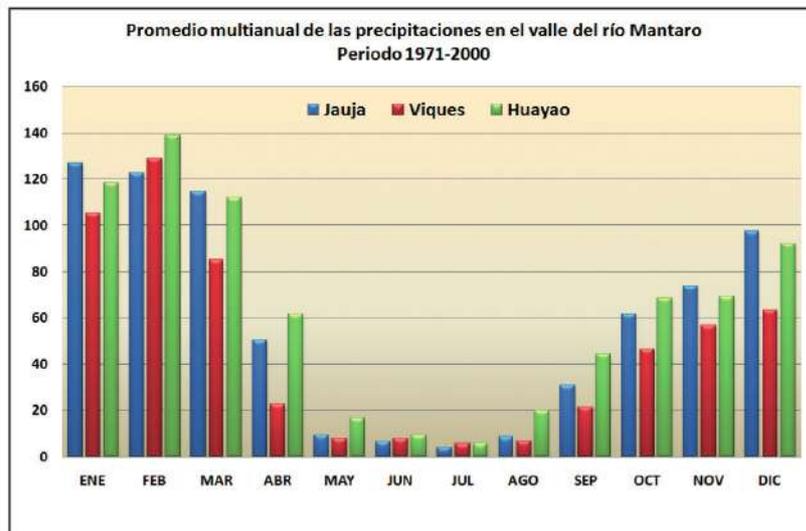


Figura 2.3 Promedio multianual de las precipitaciones en el valle del Mantaro (Estaciones de Jauja, Viques y Huayao) para el periodo 1971-2000. (Extraído de Silva et al., 2010).

La estacionalidad se encuentra presente en las dos figuras, pero la segunda muestra también que hay variabilidad entre las estaciones.

2.1.2 Límites del área de estudio.

Se delimitó el área de estudio como se muestra en la figura 2.3. Centrada en el valle del Mantaro la región seleccionada tiene al nevado Huaytapallana como un borde natural al este, en la cabecera de la cuenca del río Shullcas. Se ha tratado de abarcar las 3 subcuencas de los ríos Shullcas, Cunas y Achamayo pero sin alejarnos mucho de la zona del valle.

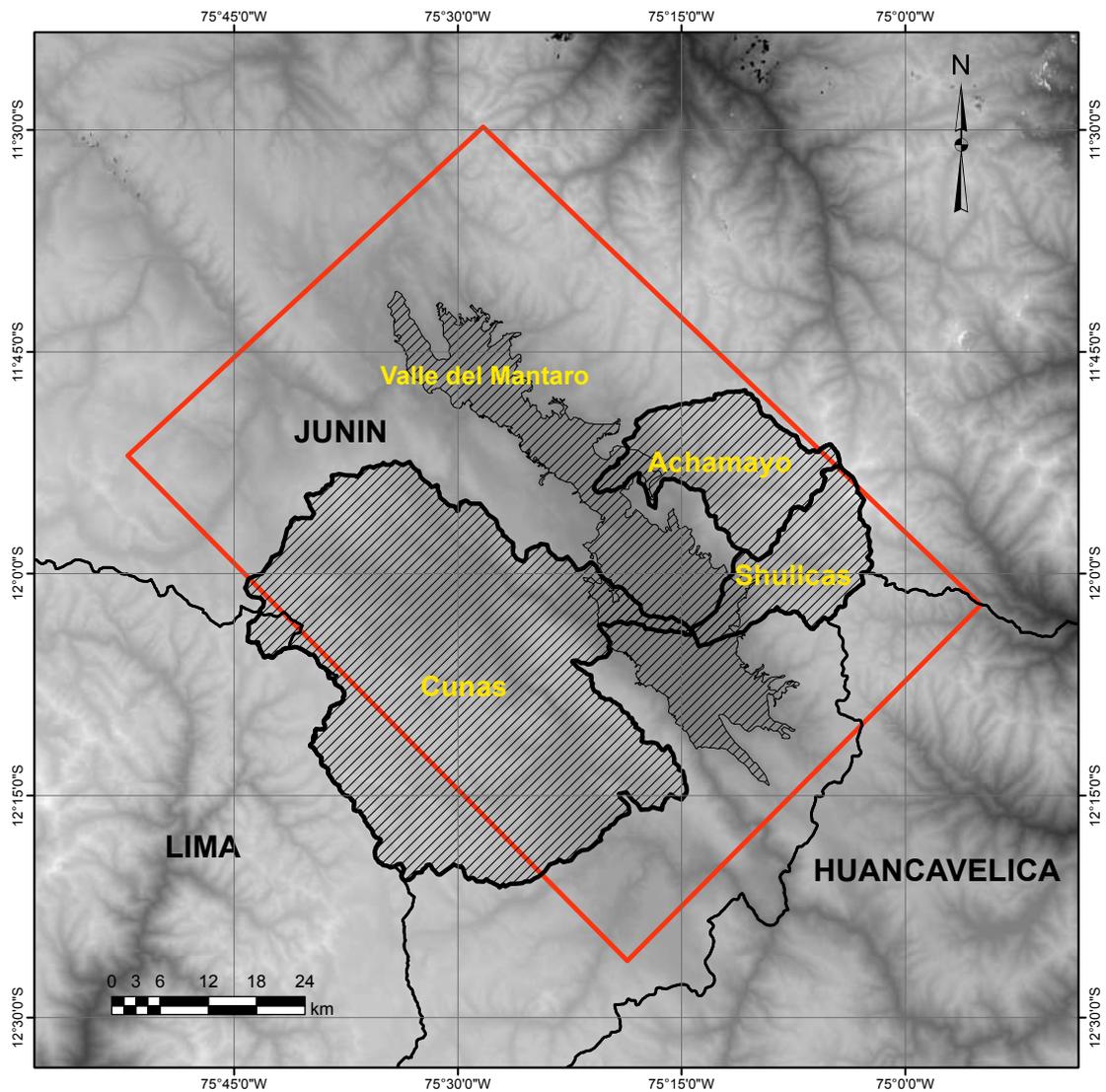


Figura 2.4 El área de estudio está encerrada por las líneas naranjas. En la figura se aprecia la topografía en el fondo, las zonas más altas se aprecian de color blanco mientras que las zonas más bajas en negro, en color plomo se observa el Valle del Mantaro, donde se sitúa la ciudad de Huancayo. La zona de color blanco en el borde Noreste de la subcuenca del río Shullcas es el nevado de Huaytapallana.

3 Revisión de la Literatura

3.1 Precipitación

La precipitación en los trópicos es generalmente considerada de dos tipos claramente distinguibles: estratiforme y convectiva. Esta clasificación está basada principalmente en los procesos microfísicos de crecimiento de las partículas que precipitan. La clasificación convectiva se refiere a las regiones donde la precipitación proviene de una convección joven y activa (fuertes movimientos verticales) la clasificación estratiforme se refiere a regiones donde hubo o hay una convección menos activa (Houze, 1997), donde débiles movimientos verticales predominan. Podemos distinguir entre ambos tipos de precipitación por las escalas de sus velocidades verticales.

3.1.1 Precipitación Estratiforme

La precipitación estratiforme es definida como el proceso de precipitación en el cual el movimiento vertical del aire es pequeño comparado con la velocidad de caída de los cristales de hielo o nieve; de manera más específica, la velocidad vertical del aire W satisface la condición

$$|W| < V_{ice}$$

donde V_{ice} representa la escala de la velocidad terminal de caída de los cristales de hielo y la nieve ($\sim 1-3 \text{ m s}^{-1}$).

En la precipitación estratiforme las partículas crecen por deposición de vapor, a medida que descienden alrededor de 2.5km por encima del nivel de 0°C , ocurre la agregación; el nivel en el que las partículas comienzan a derretirse es conocido como la banda brillante, una capa horizontal de $\frac{1}{2}$ km de espesor localizada justo debajo del nivel de 0°C . La banda brillante se denomina así porque el radar observa, a partir de los ecos, un pico máximo en el factor de reflectividad del radar Z en esa banda.

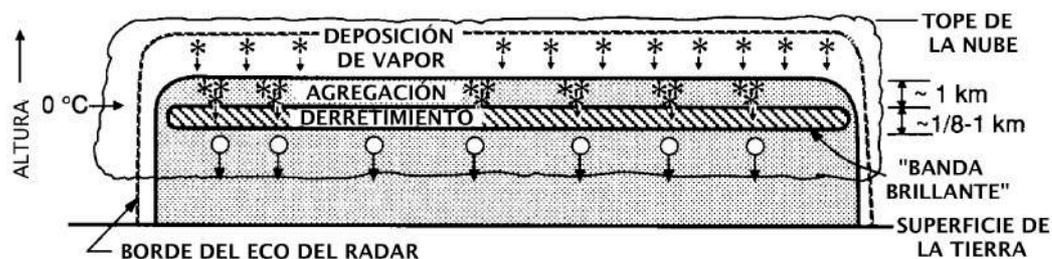


Figura 3.1 Característica de la precipitación estratiforme. (Modificado de Houze 1981, American Geophysical Unión.)

3.1.2 Precipitación Convectiva

El proceso convectivo es explicado en la figura 3.2 y difiere claramente de la precipitación estratiforme. Es definido como el proceso en el cual la condición de que la velocidad vertical del aire es pequeña comparada a la velocidad de caída de los cristales de hielo no se cumple. En cambio los procesos convectivos tienen una escala de velocidad vertical de aire $W \sim 1-10 \text{ m s}^{-1}$, la cual iguala o excede la velocidad típica de caída de cristales de hielo y nieve.

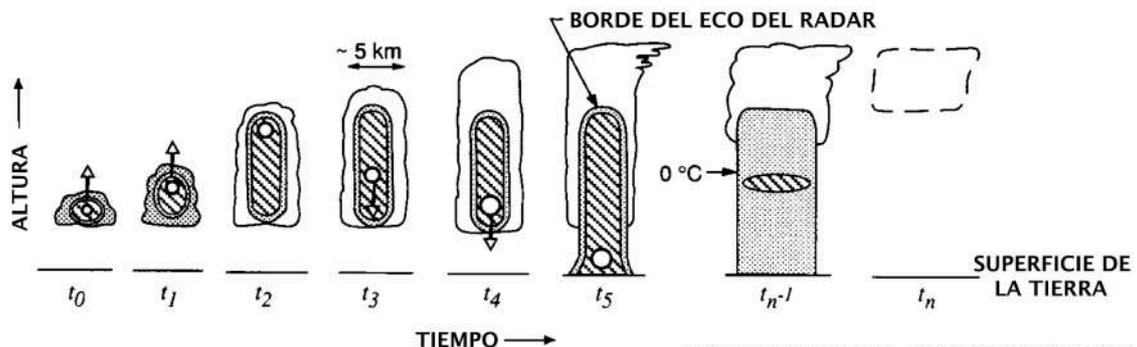


Figura 3.2 Características de precipitación convectiva, las zonas sombreadas indican donde los ecos de radar son más intensos, la nube es mostrada en una sucesión de tiempos $t_0, t_1, t_2 \dots t_n$. La partícula que es elevada por las fuertes corrientes de aire ascendentes va creciendo hasta que justo después de t_5 cae a la superficie. Después de t_5 la nube puede desaparecer o continuar por un tiempo entre t_{n-1} y t_n antes de que se disipe. (Modificado de Houze 1981, American Geophysical Unión.)

3.2 El Radar

Los componentes principales de un radar son el transmisor, la antena y el receptor. Un radar cambia alternadamente entre emitir y recibir pulsos de radiación de microondas. El transmisor genera pulsos de radiación de microondas, los cuales son enfocados por la antena en un haz estrecho. En la atmosfera estos pulsos se propagan prácticamente a la velocidad de la luz. Si el pulso intercepta un objeto con características refractivas diferentes que las del aire, el pulso es perturbado y parte de la energía es dispersada. Parte de la energía dispersada va a ir de vuelta a la antena, si esta componente de retro dispersión es suficientemente fuerte va a ser detectada por el receptor.

La función principal de un radar es medir el rango y la dirección de los objetos que producen la retro dispersión conocidos como "objetivos". La medición del rango se logra por un circuito que cuenta el tiempo entre la transmisión del pulso y la recepción

de la señal. La dirección es determinada por el Azimuth y elevación al instante que la señal es recibida. Como el pulso transmitido y la parte de este que es dispersado de vuelta al radar viaja a la velocidad de la luz, el tiempo entre la transmisión y recepción está relacionado con el rango del objetivo (r) por $r=ct/2$. El factor de $1/2$ aparece debido a que el pulso debe hacer el viaje de ida y vuelta.

El conteo del tiempo comienza desde la transmisión inicial de cada pulso, pero bajo ciertas condiciones esto puede llevar a determinaciones ambiguas del rango. Supongamos que el objetivo está tan lejos del transmisor que el retorno de un pulso particular no es recibido sino hasta que el siguiente pulso ha sido transmitido.

En este caso un rango cercano erróneo sería indicado. Para una cierta frecuencia de repetición de pulso de radar (PRF) del inglés Pulse Repetition Frequency hay un cierto rango máximo dentro del cual los objetivos pueden ser correctamente indicados. Este máximo rango que no es ambiguo está dado por $r_{\max}=c/2fr$, donde fr es la PRF.

Algunos de los parámetros más importantes y sus rangos de valores para radares meteorológicos, según el libro de Rogers (Rogers & Yau, 1989) son:

Potencia máxima, $10 < P_t < 10^3$ kW.

Frecuencia, $3 < v < 30$ GHz (corresponde a longitudes de onda entre 1 a 10 cm)

Frecuencia de repetición de pulso (PRF o fr) $200 < fr < 2000$ Hz

3.2.1 La ecuación del radar

La potencia que un objetivo retorna al radar determina si este es detectable. La ecuación de rango del radar expresa la relación entre la potencia de retorno y las características del radar y del objetivo. Ahora consideraremos un objetivo cuya extensión espacial es despreciable, llamado un objetivo puntual.

Suponga que el radar transmite una potencia pico P_t . Si esta es irradiada isotrópicamente, una pequeña área A_t al rango r va a interceptar una cantidad de potencia dada por.

$$P_{\sigma} = \frac{P_t A_t}{4\pi r^2}$$

La antena es usada para enfocar la energía en un haz estrecho, incrementando la potencia respecto al caso isotrópico. Centrado en el eje del haz, la pequeña área A_t intercepta una cantidad de potencia dada por:

$$P_{\sigma} = G \frac{P_t A_t}{4\pi r^2}$$

donde G es un número adimensional llamado la ganancia de la antena.

Ahora, si el objetivo dispersará la radiación incidente de manera isotrópica, la potencia de retorno a una antena con apertura A_e sería:

$$P_r = \frac{P_\sigma A_t}{4\pi r^2} = \frac{G P_t A_t A_e}{(4\pi r^2)^2}$$

Debido a que la ganancia y la apertura de la antena están aproximadamente relacionados de la siguiente manera:

$$G = \frac{4\pi A_e}{\lambda^2}$$

Se obtiene que:

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} A_t$$

La mayoría de los objetivos no dispersan isotrópicamente, sin embargo, por conveniencia se introduce artificialmente la sección transversal de retrodispersión del objetivo la cual se define por:

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sigma \quad (1)$$

Esta es la forma de la ecuación del radar para un objetivo con sección transversal de retro dispersión σ . (En general $\sigma \neq A_t$)

3.2.2 La ecuación del radar meteorológico

Gotas de lluvia, copos de nieve y gotas de nubes, son ejemplos de una clase importante de objetivos de radar, conocidos como objetivos distribuidos. Tales objetivos se caracterizan por la presencia de muchos elementos dispersores efectivos que son iluminados simultáneamente por el pulso transmitido. El volumen que contiene a esas partículas que son iluminadas simultáneamente es llamado el volumen de resolución del radar y es determinado por el ancho del haz y la longitud del pulso. Para objetivos distribuidos cuyos elementos dispersivos se mueven uno relativo del otro, se observa que la potencia de retorno de un rango dado fluctúa en el tiempo. Tales fluctuaciones ocurren en las señales del radar meteorológico debido a que las gotas de lluvia, o los copos de nieve se mueven respecto de otros debido a diferentes velocidades de descenso y a variaciones del viento dentro del volumen de resolución. Por lo tanto, la potencia instantánea de la señal fluctuante depende del arreglo de dispersores a un tiempo y no es simplemente relacionada con sus secciones transversales de retro dispersión. Sin embargo, se sabe que en un tiempo suficientemente largo (en la práctica de 10^{-2} s) el promedio de la potencia recibida a un cierto rango está dada por:

$$\overline{P}_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sum \sigma \quad (2)$$

Donde $\sum \sigma$ es la suma de las secciones de retro dispersión de las partículas dentro del volumen de resolución. Este volumen que contribuye esta dado por:

$$V_{res} = \pi \theta_H \theta_V \left(\frac{r}{2}\right)^2 \frac{c_o \tau_p}{2} \quad (3)$$

donde, τ_p es la duración del pulso emitido, c_o es la velocidad de la luz, θ_H y θ_V son los ángulos del ancho del haz horizontal y vertical respectivamente.

Algunas veces 2 y 3 se combinan para dar:

$$\overline{P}_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \pi \theta_H \theta_V \left(\frac{r}{2}\right)^2 \frac{c_o \tau_p}{2} \eta \quad (4)$$

donde η denota la reflectividad del radar por unidad de volumen ($\eta = \sum \sigma$).

En 2 y 3 se asume que la ganancia de la antena es uniforme dentro de los límites de 3-dB, lo cual no es cierto. En la ganancia promedio, se debe emplear algo menos que la ganancia en el eje. También el volumen efectivo de resolución puede ser definido como la integral sobre el patrón del haz en vez de la región simple de límites de haz de 3-dB. Si asumimos un patrón del haz Gaussiano, (4) se convierte en una forma más precisa en:

$$\overline{P}_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{512(2\ln 2)\pi^2} \theta_H \theta_V c_o \tau_p \frac{\eta}{r^2} \quad (5)$$

La ecuación 5 difiere levemente de la ecuación de 4, solamente por el factor $1/(2\ln 2)$.

3.2.3 La dispersión de Rayleigh, sd la potencia recibida y el factor de reflectividad Z

Para un dispersor esférico que es pequeño comparado con la longitud de onda del radar (0.1λ es lo suficientemente pequeño), la sección transversal de retro dispersión esta relacionado con el diámetro de la esfera por.

$$\sigma = \pi^5 |K|^2 D^6 \lambda^{-4} \quad (6)$$

donde $K=(m^2-1)/(m^2+2)$ y $m=n-ik$ es el índice complejo de refracción de la esfera, con n =índice de refracción y k = coeficiente de absorción. Esto es llamado la ley de dispersión de Rayleigh. Partículas suficientemente pequeñas para que la ley se aplique son llamadas dispersores de Rayleigh. Las gotas de lluvia y los copos de nieve pueden ser considerados como dispersores de Rayleigh en una buena aproximación a longitudes de onda de 5 cm y 10 cm, las cuales son comúnmente utilizadas en radares

meteorológicos. A 3 cm, una longitud de onda que es popular también, la aproximación es todavía útil pero menos precisa.

Si volvemos a la ecuación (2) y remplazamos $\sum \sigma$ por el valor de σ de la ecuación 6, obtenemos:

$$\overline{P_r} = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sum \pi^5 |K|^2 D^6 \lambda^{-4}$$

$$\overline{P_r} = P_t \frac{G^2 \pi^5 |K|^2}{(4\pi)^3 \lambda^2 r^4} \sum D^6 \quad (7)$$

Por lo tanto para dispersores esféricos pequeños con respecto a la longitud de onda, la potencia media recibida esta determinada por los parámetros del radar, el rango y solo dos factores que dependen de los dispersores: El valor de $|K|^2$ y la cantidad $\sum D^6$. Debido a la importancia del último factor, a este se le llama el factor de reflectividad, y esta definido por:

$$Z = \sum_v D^6 = \int_0^\infty N(D) D^6 dD \quad (8)$$

Donde \sum_v denota una sumatoria sobre una unidad de volumen y $N(D)dD$ es el número de dispersores por unidad de volumen con diámetros dD . Para gotas de lluvia, $N(D)$ es la distribución del tamaño de gotas. Para copos de nieve $N(D)$ es la distribución de diámetros de nieve derretida.

Usando esta definición de Z la ecuación 7 toma la forma:

$$\overline{P_r} = P_t \frac{G^2 \pi^5 |K|^2}{(4\pi)^3 \lambda^2 r^4} Z \quad (9)$$

Ahora si multiplicamos por el volumen de resolución (ecuación 3) para considerar todos los dispersores que son observados simultáneamente por el radar e incluimos la pequeña corrección debido al patrón Gaussiano del haz $1/(2\ln 2)$, obtenemos.

$$\overline{P_r} = \frac{\pi^3 c_o}{512(2\ln 2)} \left[\frac{P_t \tau_p G^2 \theta_H \theta_V}{\lambda^2} \right] \left[|K|^2 \frac{Z}{r^2} \right] \quad (10)$$

radar objetivo

Esta es la forma mas útil de la ecuación del radar, con los parámetros del radar separados de los parámetros de los objetivos.

En forma mas sucinta (10) se puede escribir como:

$$\overline{P_r}(r) = \frac{C_R |K|^2}{r^2} Z(r) \quad (11)$$

Usualmente no hay manera de saber con certeza el valor de $|K|^2$. Los dispersores pueden ser líquido, hielo, hielo derretido, insectos, etc. Por lo tanto la convención es usar el factor de reflectividad equivalente del radar,

$$Z_e = \frac{r^2 \overline{P}_r C_R}{0.93} \quad (12)$$

donde 0.93 es el valor de $|K|^2$ para el agua líquida, entonces Z_e será el valor que tendría el factor de reflectividad para partículas compuestas puramente de agua líquida que producen la potencia de retorno \overline{P}_r y que son detectadas al rango r .

Asimismo, podemos incluir en un nueva constante C el valor de $|K|^2$ y C_R y la ecuación 11 toma la forma:

$$\overline{P}_r(r) = \frac{C}{r^2} Z(r) \quad (13)$$

Finalmente, la potencia recibida puede ser relacionada con la reflectividad por:

$$10 \log \overline{P}_r = 10 \log Z - 20 \log r + C \quad (14)$$

donde C es una constante que es algo así como un factor de sensibilidad, determinado por los parámetros del radar, y el carácter dieléctrico del objetivo. En esta forma logarítmica, la potencia en decibeles esta relacionada con el factor de reflectividad medida en una escala de decibeles. Usualmente la convención dice que \overline{P}_r es medida en miliwatts, y la cantidad $10 \log \overline{P}_r$ es llamada la potencia en dBm (decibeles respecto a un miliwatt) y Z es medido en mm^6/m^3 , la cantidad $10 \log Z$ es llamada el factor de reflectividad en dBZ. La versión logarítmica de la ecuación 13 es útil debido al amplio rango de valores que toma \overline{P}_r y Z .

Algo de energía se pierde del haz del radar debido a la absorción y a la dispersión por constituyentes atmosféricos. Las nubes y la precipitación absorben y dispersarán una fracción de la energía de microondas, los gases de oxígeno y vapor de agua absorben débilmente sobre el espectro de microondas, estos efectos dependen de la longitud de onda del radar y son en general más severos en longitudes de onda cortas. Para cuantificar la reflectividad, la atenuación debido a la dispersión y la absorción deben ser tomadas en cuenta, por ello las longitudes de onda mayores de entre 5 a 10 cm son las favoritas porque los efectos de atenuación son usualmente pequeños. Sin embargo, el tamaño de la antena aumenta en función de la longitud de onda, es por ello que para poner un radar a bordo de un satélite se tiene que compensar las limitaciones de espacio con el tamaño de longitud de onda empleado, el único radar meteorológico a bordo de un satélite, el PR TRMM opera a una longitud de onda de 2.17 cm y esta sujeto a la atenuación por la lluvia.

3.3 La Distribución del Tamaño de Gotas (DSD)

De sus siglas en inglés, la distribución del tamaño de gotas (Drop Size Distribution), expresa el número de gotas de cierto intervalo de tamaño determinado (usualmente el

diámetro) por unidad de volumen de espacio. Tales distribuciones han sido medidas por una gran variedad de métodos en varias regiones del mundo, aunque son variables en el tiempo y espacio, las distribuciones usualmente indican un rápido decrecimiento en la concentración de gotas con el incremento del tamaño, al menos para diámetros que son mayores a 1mm (Rogers & Yau, 1989).

3.4 La técnica de papel de filtro.

La técnica de papel de filtro permite obtener una distribución del tamaño de gotas (DSD), la técnica es relativamente simple: un papel de filtro teñido con azul de metileno y expuesto al agua cambiará a un color azul oscuro. Si dejamos caer gotas de agua de sobre el papel de filtro previamente teñido, podemos determinar la relación entre el tamaño de las manchas oscuras y los diámetros de las gotas de agua incidentes, donde el tamaño de la mancha azul oscura es relacionada con el volumen de agua de una gota dada. Para las mediciones se ha utilizará el papel Watman Nro. 1, el cual ha sido calibrado y usado en estudios previos (Rinehart, 1998).

Usando esta técnica se puede calcular la Reflectividad a partir de su definición

$$Z = \frac{\sum_i^n N_i D_i^6}{V_i \cdot A \cdot t} \quad (15)$$

donde V_i es el volumen que contiene a las gotas

N_i es el número de gotas de diámetro D_i

El volumen V_i es función de la velocidad terminal de las gotas:

$V_i = (\text{velocidad terminal}) \times (\text{tiempo exposición}) \times (\text{Área})$

La velocidad terminal al nivel del mar $v_0(d)$ es función del diámetro de las gotas y se puede calcular usando una relación empírica que se ajusta a los datos experimentales hallados por Davies (Foote, 1969).

$$v_0(d) = A_0 \left\{ 1 - e^{-\left(\frac{d}{a}\right)^n} \right\}$$

Donde A_0 , a y n son constantes que toman los valores 943, 1.77 y 1.147.

La velocidad terminal en condiciones atmosféricas arbitrarias se puede calcular con una ecuación más general (Foote, 1969):

$$v(d) = v_0(d) 10^Y \left[1 + 0.0023 \left(1.1 - \frac{\rho}{\rho_0} \right) (T - T_0) \right] \quad (16)$$

donde

$$Y = 0.43 \log_{10} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right) - 0.4 \left[\log_{10} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right) \right]^{2.5}$$

y ρ es calculada usando la ecuación de gas ideal (7) y tiene unidades de kg/m^3 .

$$\rho = \frac{\text{Presion} * \text{Masa}_{\text{molecular}}}{R_{\text{universal}} * \text{Temperatura} * 1000} \quad (17)$$

los subíndices cero se refieren a 20°C y 1013mb .

Con éstas consideraciones se puede determinar la velocidad terminal de las gotas en la zona de estudio a partir de los datos de presión y temperatura medidos por estaciones meteorológicas. Por ejemplo, en la figura 3.3 se observan las curvas de velocidad terminal de la ecuación (16) en función del diámetro de las gotas para ciertos valores de presión y temperatura.

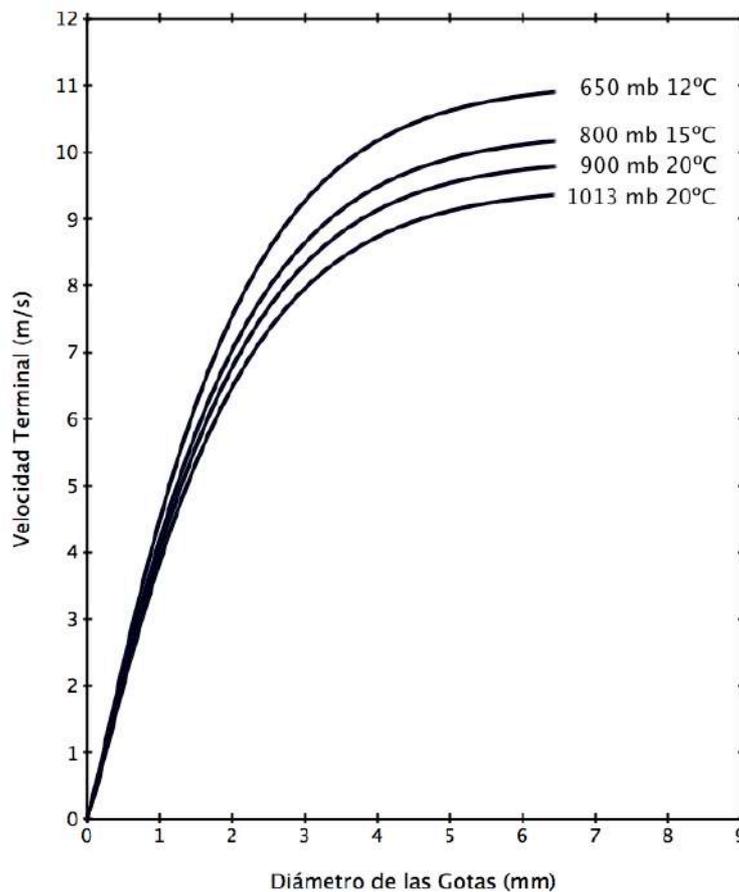


Figura 3.3 Gráficos de la velocidad terminal en función del diámetro de las gotas (ecuación 16) para ciertos valores de presión y temperatura. La curva de 650mb y 12°C representa las condiciones presentes en el área de estudio.

Conociendo la velocidad terminal se puede calcular el volumen V_i que contiene las gotas el cual es el único parámetro que faltaba para calcular la reflectividad Z , ya el número de gotas de cada diámetro se obtienen de hacer el conteo de las gotas en el papel de filtro.

Asimismo, la razón de lluvia (R), que es la razón de acumulación de un volumen de agua por unidad de área por unidad de tiempo, puede ser calculado como la suma de los volúmenes individuales de las gotas que golpean un área dividido por el área y la duración de la exposición

$$R = \frac{\sum \frac{\pi}{6} N_i D_i^3}{At} \quad (18)$$

donde: A es el área del papel de filtro

t es el tiempo de exposición del papel de filtro a la lluvia

Hay que notar que la velocidad terminal de las gotas no afecta los cálculos de la razón de lluvia porque lo que importa son aquellas gotas que en efecto golpean la superficie; i.e. necesitamos saber el área de muestreo no el volumen de muestreo.

3.5 El Radar de Precipitación del TRMM (PR TRMM)

El radar de precipitación (PR) fue el primer instrumento puesto en el espacio diseñado para ofrecer mapas tridimensionales de la estructura de las tormentas. Estas mediciones proporcionan información muy valiosa sobre la intensidad y la distribución de la lluvia, el tipo de lluvia, la profundidad de la tormenta y la altura a la que la nieve se derrite en forma de lluvia.

Entre los tres instrumentos principales en TRMM, el más innovador es el radar de precipitación. Otros instrumentos similares como el TRMM Microwave Imager (TMI) y el escáner en Visible e Infrarrojo (VIRS) ya han operado en el espacio antes, pero previamente no ha habido ningún radar en el espacio con el fin de hacer mediciones de lluvia.

El PR es un radar activo de 13.8 GHz que graba la energía reflejada por objetivos en la atmósfera, que en este caso son las gotas de lluvia y los cristales de hielo, para diferentes distancias, lo que nos permite obtener información tridimensional de la precipitación. La longitud de onda del radar es de 2.17 cm y por lo tanto está sujeta a

atenuación por la lluvia, sin embargo, esta atenuación puede ser estimada y es corregida con un algoritmo. Para acceder a estos datos de lluvia corregidos y tridimensionales debemos indagar en el producto 2A25 y hacer una revisión de la geometría de escaneo del PR TRMM (figura 3.5).

3.5.1 Descripción general los productos del TRMM.

La información registrada por los sensores a bordo del TRMM incluido el radar de precipitación ha sido dispuesta por la NASA Earth Data en tres niveles, los cuales se distinguen por el procesamiento que se le ha hecho a las mediciones. A continuación se dará una breve descripción de los productos del radar de precipitación. Entre los productos del nivel 1 tenemos el producto 1B21 que convierte los conteos del eco registrados por el radar en la potencia de eco de radar y en potencia de ruido. El producto 1C21 calcula el factor de reflectividad del radar a partir de la potencia usando la ecuación del radar. En nivel 2 tenemos el producto 2A21 que calcula la atenuación de camino que luego es usada en el producto 2A25 para calcular la atenuación del factor de reflectividad, así también tenemos el producto 2A23 que clasifica la lluvia por tipos (se describe más adelante) y el producto 2A25 que proporciona, entre otras variables, el factor de reflectividad corregido cerca de la superficie y un estimado de la lluvia en la superficie a una resolución de 0.04° .

Finalmente están los productos del nivel 3, algunos de ellos utilizan una combinación de distintos sensores y de distintos satélites y nos dan las estadísticas de la precipitación mensual a una resolución de 0.5° y 5° . Uno de los productos más usados es el producto 3B42 que provee estimados de precipitación cada 3 horas a una resolución de 0.25° , pero se sabe de estudios previos (Scheel et al., 2010) que las correlaciones entre los estimados de lluvia del 3B42 y los pluviómetros para lluvias diarias tienen valores muy modestos, además se sobreestiman las cantidades de lluvia ligera menores a 2 mm/hr y subestiman las cantidades medianas y grandes de lluvia diaria.

De todos los productos mencionados, para los fines de este estudio se vio por conveniente utilizar el producto 2A25 debido a su alta resolución y ya que nos permite caracterizar espacialmente las tormentas en cuanto a su extensión y estructura vertical y porque en combinación con el producto 2A23 nos permite conocer mejor los aspectos físicos de la precipitación en los Andes.

3.5.2 Características de la órbita del TRMM

El satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) provee algunos de los primeros datos detallados y comprensibles del carácter cuadrimensional de la distribución de la lluvia y del calor latente en la vasta región oceánica y continental de régimen tropical. A continuación se presentan algunas características de la órbita del TRMM.

El área geográfica cubierta por el TRMM es la siguiente:

Latitud: 38°S-38°N

Longitud: 180°W-180°E

El TRMM orbita la tierra alrededor de 16 veces al día. Cada órbita tiene una duración de 92.5 minutos.

La altitud del satélite fue cambiada el 2001 de 350 a 402.5 km para ahorrar combustible y extender su vida útil. A este cambio de altitud se le conoce como el boost, este cambio de altitud ha ampliado el ancho de la franja observada en la superficie por el radar de precipitación del satélite más conocida como swath que pasó de ser 215 km a 245 km, y también la resolución horizontal de la cobertura del haz o footprint cambió de 4.3 km a 5 km.

En esta investigación se ha seleccionado aquellas órbitas que pasaron por el Valle del Mantaro, debemos notar que el satélite pasa por el valle dejando 2 días, es decir, unas 10 veces al mes, a distintas horas del día.

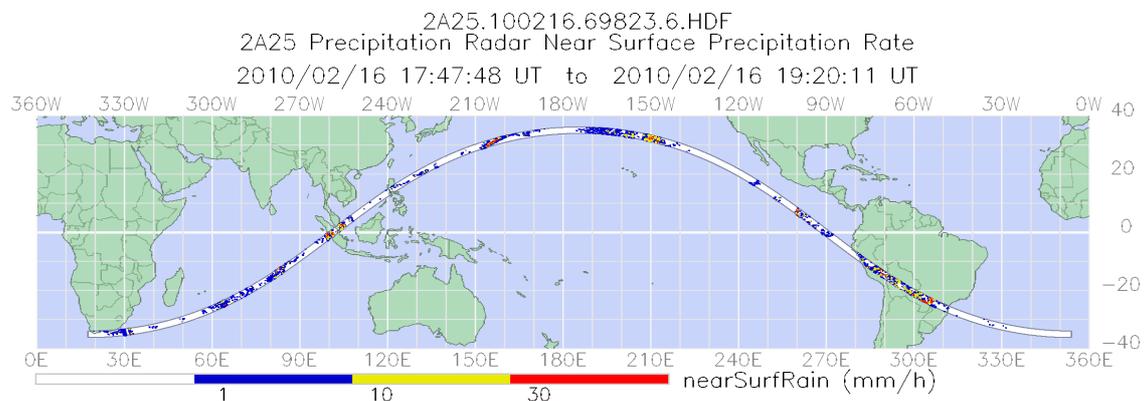


Figura 3.4 Esta es una representación de la órbita del TRMM, se muestra el swath del radar de precipitación como una delgada cinta blanca con puntos de colores, los colores representan la intensidad de la lluvia. En este caso el swath del PR TRMM pasó por los andes centrales peruanos.

3.5.3 La geometría de escaneo del PR TRMM

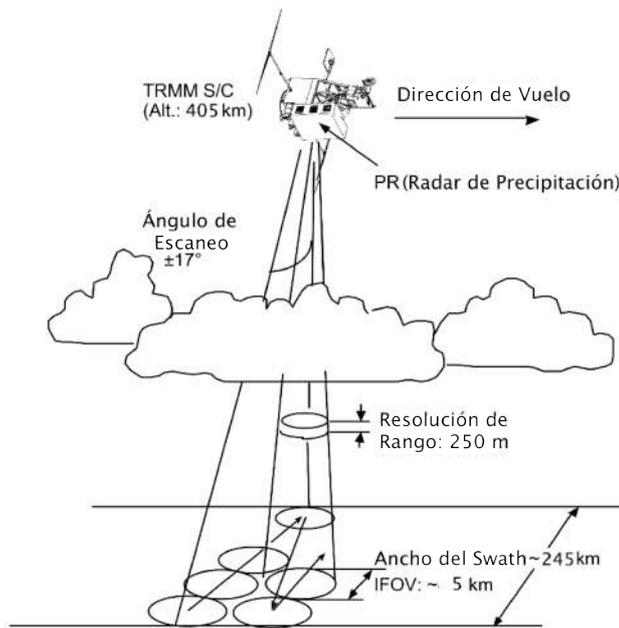


Figura 3.5 Geometría de escaneo actual del radar de precipitación a bordo del satélite TRMM, modificado del Manual de Instrucción, versión 6, en cuanto a la altura del satélite y el swath width a partir del cambio de la órbita hecho en el 2001.

El radar de precipitación escanea en la dirección transversal a su dirección de vuelo. Cada escaneo contiene 49 haces denominados rayos, los cuales corresponden a un ángulo fijo de la antena dentro de un sector angular de 34° , para este sector angular se forma en la superficie un swath de 245 km de ancho. El rayo 25 corresponde a la dirección del nadir, los rayos 1 y 49 corresponden al borde del swath, en los bordes del swath cada ángulo de la antena es $\pm 17^\circ$. El ancho de cada haz (beamwidth) es de 0.7° y el diámetro del pie de haz es de aproximadamente 5 km sobre el elipsoide de referencia. Para un rayo dado, el satélite comienza a grabar muestras a cierto rango o distancia del satélite, con una resolución de rango de 250m la cual es igual a la resolución vertical en el nadir. El PR graba muestras para 80 niveles de altura en cada rayo, que van desde la altura del elipsoide de referencia hasta 20 km en el nadir.

Cada pie de haz es de forma circular y tiene coordenadas de latitud y longitud dadas para el punto central del círculo a la altura del elipsoide de referencia. Todos los valores calculados por los productos del PR como la lluvia en la superficie y la altura de la tormenta son georeferenciados respecto del elipsoide de referencia, por ello y debido a la inclinación de los rayos que están a los extremos del swath, si el área de estudio está a una altura diferente del elipsoide de referencia los valores de geolocalización deben ser corregidos tomando la proyección del rayo a dicha altura. La corrección de la geolocalización se detalla en la sección (5.5)

3.5.4 El Elipsoide de referencia

El Elipsoide de referencia usado por el TRMM es el WGS 84; el WGS84 es un sistema de coordenadas cartográficas mundial que permite localizar cualquier punto de la Tierra (sin necesitar otro de referencia) por medio de tres unidades. WGS84 son las siglas en inglés de World Geodetic System 84 (Sistema Geodésico Mundial 1984).

Se trata de un estándar en geodesia, cartografía, y navegación, que data de 1984. Tuvo varias revisiones (la última en 2004), y se considera válido hasta una próxima reunión (aún no definida en la página web oficial de la Agencia de Inteligencia Geoespacial). Se estima un error de cálculo menor a 2 cm, por lo que es en la que se basa el Sistema de Posicionamiento Global (GPS).

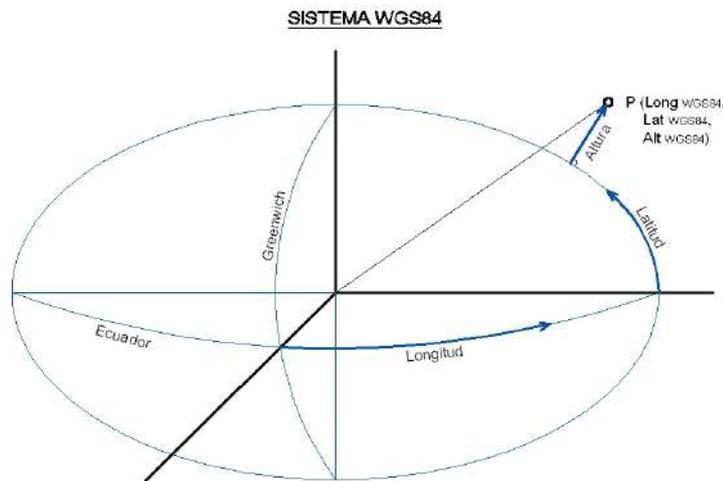


Figura 3.6 Representación del elipsoide de referencia.

El elipsoide de referencia WGS84 es la superficie curva en base a la cual el PR TRMM determina las alturas, por ejemplo, la altura de la tormenta medida por el PR esta dada en metros respecto del elipsoide de referencia. Cuando se da la altura respecto del elipsoide de referencia es equivalente a dar la altura respecto de un nivel del mar idealizado.

3.6 El producto 2A25.

El producto 2A25 tiene como objetivo corregir la atenuación en la medición de la reflectividad del radar y provee la distribución tridimensional de la lluvia a partir de las reflectividades medidas en cada volumen de resolución. Para ello, utiliza un algoritmo de perfiles de lluvia (Iguchi & Meneghini, 2000) que básicamente convierte la

reflectividad en razón de lluvia cambiando los parámetros a y b de la relación $R=aZ_e^b$ de acuerdo al tipo de lluvia y considerando 5 niveles de altura de referencia. Esta conversión se hace para cada volumen de resolución usando los parámetros a y b que le corresponden de acuerdo a su altura. En resumen el producto 2A25 nos da valores de lluvia para 80 distintos niveles de altura desde el elipsoide de referencia hasta los 20km. Además, el producto 2A25 nos da un estimado de lluvia en la superficie a partir del valor de reflectividad que esta más cercano al suelo.

3.6.1 La lluvia estimada en la superficie y la corrección de la atenuación.

La lluvia estimada en la superficie que es el valor más importante desde el punto de vista meteorológico es calculada asumiendo una pendiente constante de $\text{dB}Z_e$ desde el último eco de lluvia libre de interferencia del suelo. La pendiente que se asume es de 0 dB/km para todos los tipos de lluvia excepto para el tipo de lluvia estratiforme sobre tierra donde una pendiente de -0.5 dB/km hacia la superficie es asumida. Debemos notar que 0 dB/km en Z_e corresponde a -0.17 dB/km en razón de lluvia (decrece hacia la superficie).

Debemos notar que la lluvia estimada es georeferenciada a la altura del elipsoide de referencia. Por ello para el caso de lluvias en los andes donde nos alejamos varios kilómetros del elipsoide de referencia debemos corregir esta geolocalización para los rayos de los bordes del swath, en el nadir o rayo 25 no se necesita hacer una corrección.

Debido a la longitud de onda con la que opera el radar los valores de lluvia medidos son atenuados, este problema de la atenuación por las lluvias intensas se enfrenta estimando el verdadero factor de reflectividad del factor de reflectividad medido. Cuando hay atenuación, la ecuación del radar se convierte en:

$$P_r(r) = \frac{C|K|^2 Z_m(r)}{r^2} \quad (9)$$

donde Z_m es el factor de reflectividad medido y K depende de m que es el índice de refracción complejo de las partículas precipitantes

$$K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$$

el valor de $|K|^2$ para el agua líquida es 0.93 y para el hielo es 0.197.

El factor de reflectividad medido $Z_m(r)$ y el verdadero factor de reflectividad $Z_e(r)$ están relacionados por:

$$\begin{aligned} Z_m(r) &= Z_e(r)A(r) \\ &= Z_e \exp \left[-0.2 \ln(10) \int_0^r k(s) ds \right] \quad (10) \end{aligned}$$

Donde $A(r)$ es el factor de atenuación del radar al rango r y $k(s)$ es la atenuación específica.

La atenuación específica $k(s)$ esta relacionada con $Z_e(r)$ mediante una ley de potencias empírica:

$$k = \alpha Z_e^\beta$$

La ecuación (9) es resuelta usando un híbrido entre el método de Hitschfeld-Bordan (Hitschfeld y Bordan, 1953) y el método de superficie de referencia (Meneghini, 2000).

El algoritmo 2A25 del PR estima el verdadero factor de reflectividad Z_e en cada celda de resolución de las muestras verticales de reflectividad Z_m . La razón de lluvia (R) es entonces calculada de la Z_e estimada.

$$R = aZ_e^b$$

Donde los coeficientes (a,b) son consistentes con los (α,β) dada una distribución del tamaño de gotas (DSD) (Iguchi, 2000). Una apropiada selección de un modelo de DSD es muy importante porque este afectaría sustancialmente los estimados finales de R .

En adelante se verá que se suele hablar de reflectividad a secas y se refiere a Z_e medido en unidades de decibeles dBZ_e .

3.7 El Producto 2A23 .

Los objetivos principales del producto 2A23 son detectar la Banda Brillante (Awaka, 1997), clasificar el tipo de lluvia y detectar la lluvia cálida (Schumacher, 2003). Además

cuando se ha detectado lluvia con certeza el producto 2A23 da la altura del tope de la tormenta.

3.7.1 La Banda Brillante

En la precipitación estratiforme las partículas de hielo crecen por deposición agregación y rimming a medida que descienden, el nivel en el que las partículas comienzan a derretirse es conocido como la banda brillante (BB), es una capa horizontal de aproximadamente $\frac{1}{2}$ km de espesor localizada justo debajo del nivel de 0°C . El nombre proviene del hecho de que a esa altura el radar ve a partir de los ecos medidos, un pico máximo en el factor de reflectividad del radar Z.

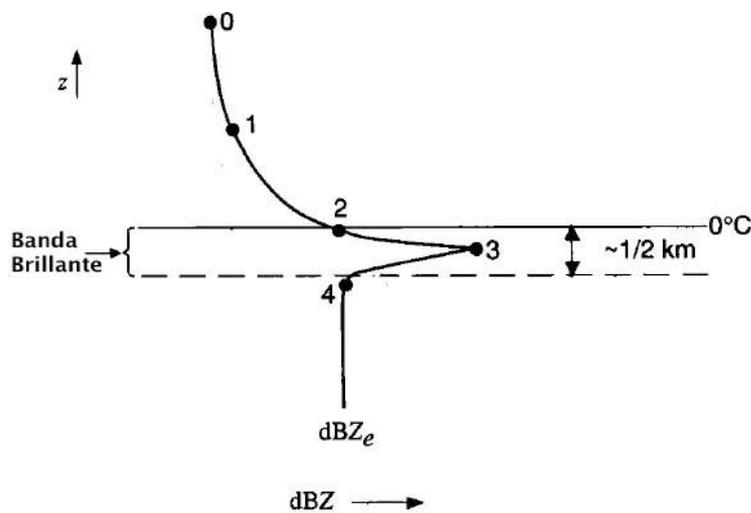


Figura 3.7 Esquema del perfil vertical de los datos del radar para precipitación estratiforme. La línea sólida muestra la reflectividad. (Modificado de Houze 1981, American Geophysical Unión.)

En el algoritmo del producto 2A23 la detección de la BB es hecha con un filtro espacial el cual esta basado en la segunda derivada de Z con respecto al rango y por imposición de varias condiciones sobre la BB, tal como que Z sobre el pico de la BB debe decrecer apreciablemente, la altura de la BB debe aparecer casi a la misma altura entre rayos contiguos, etc. Una de las condiciones impuestas a la BB es que su altura debe estar localizada en la ventana de la BB, cuyo rango es el siguiente:

Desde $\text{freezH} - 2.5 \text{ km}$ a $\text{freezH} + 2.5 \text{ km}$

Donde freezH es la altura del nivel de congelación estimada de una temperatura superficial climatológica a nivel del mar (T_{surface}), con la siguiente formula:

$\text{freezH} = T_{\text{surface}} / T_{\text{lapse}}$, donde T_{lapse} es el gradiente de temperatura, el 2A23 asume $T_{\text{lapse}} = 6.0 \text{ deg/km}$.

3.7.2 Altura de la tormenta

Entre los datos del producto 2A23 se encuentra la variable Height of the Storm que nos define la altura de la tormenta como la altura máxima a la cual la reflectividad es mayor que cero, la altura de la tormenta esta dada en metros respecto del elipsoide de referencia y se ha visto que en la zona de estudio toma valores que van desde los 4km hasta los 15 km. La agencia espacial japonesa que construyó el radar de precipitación, sólo garantiza los datos colectados hasta alturas por debajo de los 15km, por encima de ese valor pueden haber datos faltantes que son guardados con el valor -9999.

Es importante notar que se debe hacer una corrección en la geolocalización (Sección 5.2.3) para los rayos que no están en el nadir debido a la geometría de escaneo. Por ejemplo, para los rayos que están en los extremos de swath y están a una altura de 15 km, esta corrección es del orden de los 4.5 km.

3.7.3 La isoterma de cero grados

La variable freez height, que nos dice la altura de la isoterma de cero grados usada por el PR TRMM (versión 6), tiene un valor aproximado de 3600 msnm para la zona de estudio (figura 3.8). Este valor no puede ser correcto ya que la ciudad de Huancayo esta a 3500 msnm. En este estudio se deseaba saber la altura aproximada de la isoterma de cero grados, para ello se calculó un promedio de 30 años de datos del modelo Reanalysis y se obtuvo que la isoterma está a una altura de 4950 msnm, además se sabe por comunicación personal con el encargado de la nueva estación meteorológica recientemente instalada en el nevado Huaytapallana que la altura de la isoterma de cero grados está a 5000 metros. Estos dos valores de la isoterma de cero grados son muy cercanos a la altura de la banda brillante observada en algunas pasadas del PR TRMM que está alrededor de los 4900 msnm, y se sabe que la banda brillante se ubica a una altura cercana a la altura de la isoterma de cero grados. Todos estos datos revelan que la altura de la isoterma de cero grados usada por el PR TRMM está definitivamente mal.

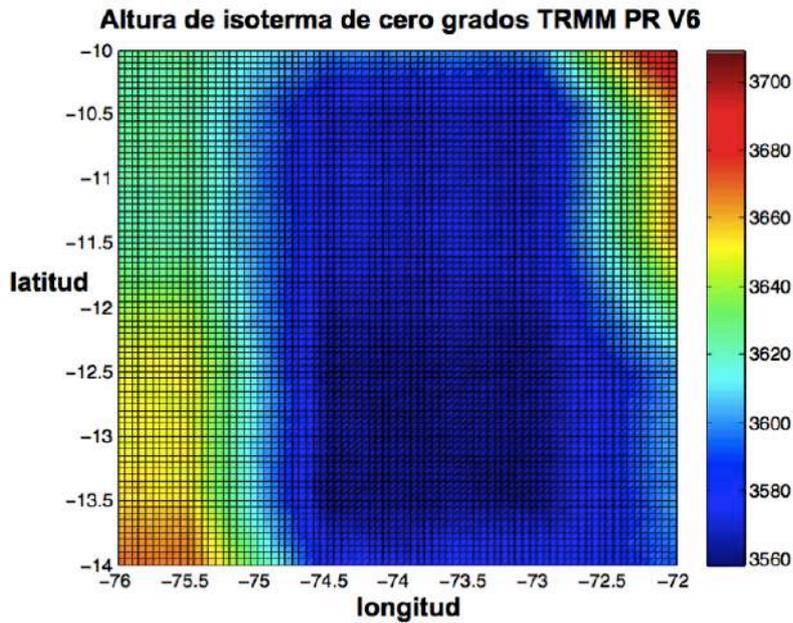


Figura 3.8 Se muestra un promedio del valor de la altura de la isoterma de cero grados respecto del nivel del mar, dada por el PR TRMM en la versión 6, correspondiente a los meses de enero, febrero y marzo para los años 1998 al 2009.

3.7.4 La Clasificación de la lluvia.

El producto 2A23 usa dos métodos diferentes para clasificar el tipo de lluvia; uno es el método del perfil vertical (método-V) y el otro es el método del patrón horizontal (método-H). El algoritmo clasifica la lluvia en 3 tipos: Estratiforme, convectivo y otros. Para hacer que el resultado sea amigable al usuario, el algoritmo 2A23 asigna a cada tipo de lluvia un código unificado derivado de ambos métodos (Apéndice 8.1.5 tabla 8.6). A continuación se describen los dos métodos usados por el algoritmo del producto 2A23 para clasificar la lluvia.

El método de perfil vertical

Este método clasifica la lluvia en tres tipos: Estratiforme, convectivo y otros. La clasificación se aplica a todo haz o rayo para un ángulo fijo de la antena. El método comienza con la detección de la banda brillante (BB), si detecta la BB cataloga la lluvia como estratiforme. Si no detecta la BB y el valor máximo de reflectividad en un rayo es mayor a 39 dBZ clasifica la lluvia en ese rayo como convectiva. El tipo otro es definido como el caso cuando la lluvia no es estratiforme ni convectiva.

En el algoritmo del producto 2A25 se utiliza la altura de transición de fase para determinar los parámetros a y b , la cual es diferente de la temperatura de congelación

dada por freezH. En efecto, cuando la banda brillante es detectada, su altura es la altura de transición de fase, y en otros casos, cuando no se detecta la banda brillante, la altura de cambio de fase es 1.2 veces la altura dada en freezH. Esto puede ser un poco confuso pero es una salida ya que se ha visto que las alturas de congelación o freezH calculadas en base a una temperatura de superficie climatológica y el gradiente de temperatura de 6 deg/km están varios cientos de metros por debajo de la banda brillante cuando deberían estar a la misma altura o un poco por encima. Estudios muestran que el valor medio de las diferencias entre la altura de la isoterma de 0°C y la altura de la banda brillante es 304 m en los trópicos (Okamoto, 2004).

El método de patrón horizontal

El método de patrón horizontal (Steiner & Houze, 1995) se basa en dos criterios:

- El criterio de la intensidad, si la reflectividad es mayor a 40dBZ cataloga la lluvia como convectiva (Awaka, 2004) y el resto como estratiforme ya que lluvia de esa intensidad prácticamente nunca podría ser estratiforme.
- El otro criterio es acerca de los picos de reflectividad, todo valor de reflectividad que no ha sido considerado como un núcleo convectivo por el criterio anterior pero excede la intensidad promedio tomada sobre un entorno circundante por al menos la diferencia de reflectividad mostrada en la figura 3.9b es también identificado como un centro convectivo. La intensidad del entorno es determinada como un promedio lineal de los ecos de radar (mm^6m^{-3}) diferentes de cero en un radio de 11km alrededor del punto de grilla (figura 3.9 a).

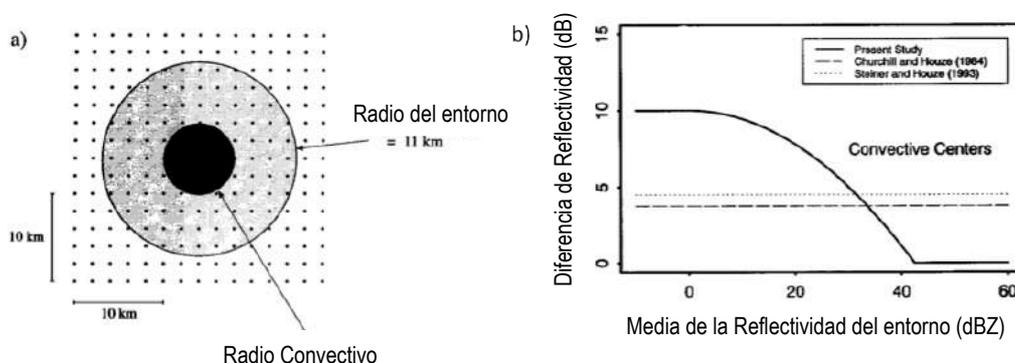


Figura 3.9 a) El radio de 11km usado para determinar si el pixel central es un núcleo convectivo. b) La línea sólida muestra la diferencia que debe haber entre un pixel respecto de su entorno para considerarse un centro convectivo. (Extraído de Steiner & Houze, 1995)

De la combinación de los dos métodos se pueden considerar subtipos de lluvia y es que cuando no hay certeza en la clasificación, por ejemplo, si el criterio vertical clasifica la precipitación como convectiva pero el criterio horizontal la clasifica como estratiforme el algoritmo la clasifica como tal vez convectiva; si el criterio vertical clasifica la precipitación como otros pero el criterio horizontal la clasifica como estratiforme el algoritmo la clasifica como tal vez estratiforme; en resumen, el algoritmo clasifica la lluvia en estratiforme, convectivo, otros, “tal vez convectivo” y “tal vez estratiforme”.

3.8 Radiación de cuerpo Negro, Temperatura de Brillo e Imágenes GOES.

3.8.1 Radiación de Cuerpo Negro y temperatura de Brillo.

La superficie de la Tierra y el tope de las nubes con un espesor óptico suficiente emiten radiación infrarroja, la cual puede ser medida por satélites en el intervalo de longitudes de onda conocido como ventana atmosférica (8-14 μm). Los satélites miden la radiación infrarroja emitida por una escena de nubes, la cual se asume que está completamente cubierta por las nubes a un cierto nivel. Si la nube es ópticamente espesa, ésta radía como un cuerpo negro, entonces la emisión observada se puede interpretar en función de la temperatura de brillo de la nube que es equivalente a la temperatura actual del tope de la nube (si la parte más alta de la nube es tenue, entonces el nivel que radia se consideraría dentro de la nube).

Si consideramos las nubes que precipitan como nubes ópticamente espesas que emiten como cuerpo negro entonces podemos calcular su temperatura de brillo usando la inversa de la función de Planck.

La Función de Planck, $B_\nu(T)$, está dada por:

$$B_\nu(T) = \frac{(\alpha_1 \nu^3)}{\left[e^{\frac{(\alpha_2)\nu}{T}} - 1 \right]} \quad (11)$$

Donde:

$$\nu = \text{numero de onda en } \text{cm}^{-1} = \frac{10^4}{\lambda}, \lambda \text{ en } \mu\text{m}$$

$T = \text{temperatura en grados Kelvin}$

$$\alpha_1 = 2hc^2 = 1.191066 \times 10^5 \text{ para radiancia en unidades de } \text{mW} \cdot \text{m}^{-2} / \text{cm}^{-1}$$

$$\alpha_2 = h \frac{c}{k} = 1.438833 \text{ Kcm}$$

h es la constante de Planck (6.62620×10^{-34} Joules segundos)

c es la velocidad de la luz (2.99793×10^8 m/segundo)

k es la constante de Boltzmann (1.38062×10^{-23} Joules/K)

σ es la constante de Stefan Boltzmann

$$= 5.67 \times 10^{-5} \text{ erg. s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{K}^{-4} \text{ o } \text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$$

La temperatura de brillo, T_b de una radiancia dada R_v es encontrada usando la inversa de la función de Planck.

$$T_b \stackrel{\text{def}}{=} B_v^{-1}(R_v) = \frac{\alpha_2 \cdot v}{\log_e} \left[1 + \left(\frac{\alpha_1 v^3}{Rv} \right) \right] \quad (12)$$

3.8.2 Los Satélites GOES

Los satélites GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) proveen el tipo de monitoreo continuo necesario para un análisis intensivo de datos. Ellos circulan la tierra en una órbita geosincrónica, esto significa que orbitan el plano ecuatorial de la tierra a la misma velocidad que la tierra rota. Y esto les permite permanecer suspendidos continuamente sobre una posición de la superficie. El plano geosincrónico esta alrededor de 35,800 km sobre la tierra, suficientemente alto que permite a los satélites tener una vista del disco completo de la tierra, y como están sobre un punto fijo de ésta, proveen una vigilancia de los desencadenantes atmosféricos de condiciones severas del clima tales como tornados, huracanes y tormentas de granizo. Cuando estas condiciones se desarrollan los satélites GOES permiten monitorear el desarrollo de las tormentas y seguir su movimiento.

Las observaciones hechas por el satélite GOES son del tipo pasiva (recibe la radiación emitida por los objetos) y son hechas en diferentes canales del espectro electromagnético, en el visible y el infrarrojo. Las imágenes de satélite del canal infrarrojo IR4 (10.7 μm) muestran la radiación en onda larga emitida por la Tierra en la ventana atmosférica, en la cual la atmósfera es transparente, si el emisor se comporta como un cuerpo negro en esta banda, como es el caso de nubes ópticamente espesas, el suelo y cuerpos de agua, entonces la señal que llega al satélite está íntimamente ligada a la temperatura de éste. Por ello, estas imágenes permiten un diagnóstico de la temperatura de la superficie y del tope de las nubes.

4 Datos

En este estudio se utilizaron dos fuentes distintas de datos, los del radar de precipitación del TRMM y las imágenes del satélite GOES en el canal infrarrojo 4 (para descargar los datos ver la sección 10.1).

Los datos del PR TRMM representaban un reto en el sentido que no se conocía a nadie en el país que los haya usado antes, así que se empezó por entender la organización de los archivos HDF4 y se diseñaron códigos de programa para extraer las variables y trabajar con ellas. Por otro lado, las imágenes GOES fueron descargadas desde la página del proyecto GOES por los miembros del área de Variabilidad y Cambio Climático del IGP quienes colaboraron con sus conocimientos y códigos de programa para extraer la información de temperatura de brillo de ellas.

Los datos del PR TRMM fueron proporcionados por Goddard Earth Sciences a través de la herramienta de búsqueda Mirador.

"The data used in this effort were acquired as part of the activities of NASA's Science Mission Directorate, and are archived and distributed by the Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC)."

4.1 Los Datos de los productos 2A25 y 2A23 del PR TRMM

Los datos de los productos 2A25 y 2A23 del radar de precipitación (PR) son proporcionados por la NASA en formato hdf4 (hierarchical data format) y se pueden descargar a partir de su página web (ver referencias 10.1), en este estudio se utilizará la última versión de los datos que es la versión número 6. Se descargaron todos los archivos de los meses de verano (enero, febrero y marzo) para la zona de estudio, desde que el satélite entró en funcionamiento en Noviembre de 1997 hasta el 2011. Todos los archivos contienen la geolocalización, que no es otra cosa que la latitud y longitud de cada rayo sobre el elipsoide de referencia, la hora de escaneo e información relativa a la trayectoria del satélite. Los archivos del producto 2A25 contienen distintas variables, entre ellas hemos usado las que proveen información tridimensional como son la Razón de lluvia (mm/hr) y Reflectividad corregida (dBZ) para 80 niveles que van desde el elipsoide de referencia hasta 20km con una resolución vertical de 250 m en el nadir. Con estas variables se hicieron perfiles verticales de precipitación; de otro lado para estudiar la lluvia y determinar la extensión de la lluvia en la superficie se utilizó las variables de lluvia estimada en la superficie (mm/hr) y reflectividad cerca a la superficie (dBZ). Para complementar la información

de precipitación se utilizó los datos del producto 2A23 de los cuales se extrajeron las siguientes variables: tipo de lluvia, que es expresada como un código (ver apéndice 8.1), la altura del tope de la tormenta y la altura de la banda brillante que están en metros con respecto del elipsoide de referencia.

4.2 La distribución del tamaño de Gotas y los parámetros a y b usados por el PR TRMM

La distribución del tamaño de gotas usada en el algoritmo del producto 2A25 del PR TRMM es la siguiente:

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (13)$$

donde $\mu=3$, N_0 y Λ son los parámetros intercepto y pendiente respectivamente.

Existe una relación empírica entre R y Z ($R=aZ_e^b$) que depende principalmente de la distribución del tamaño de gotas, de la fase de los hidrometeoros, y del tipo de lluvia. Se conocen los parámetros a y b (Iguchi et al, 2000) que utiliza el PR TRMM para convertir la reflectividad en lluvia cuando la lluvia está por debajo de la banda brillante o por debajo de la altura de congelamiento, que para la mayoría de los casos se trata de lluvia cerca a la superficie.

Tabla 4.1 Parámetros a y b para los tipos de lluvia.

$R=aZ_e^b$	a	b
Lluvia Estratiforme	0.02282	0.6727
Lluvia Convectiva	0.04024	0.6434

4.3 Las Imágenes GOES

En este estudio se utilizaron las imágenes GOES que han sido descargados por el IGP desde el 2001 hasta el presente (En formato tiff). Existe una diferencia en cuanto al procesamiento entre usar los valores crudos del sensor Imager y utilizar las imágenes preprocesadas tiff. En el primer caso se calcula la radiancia a partir del valor de voltaje digital medido por el sensor, luego se utiliza este valor de radiancia en la función inversa de Planck para determinar la temperatura de brillo. En el segundo caso, el cual es nuestro caso, se utilizó las imágenes preprocesadas correspondientes

al canal infrarrojo cuatro (IR04) de las cuales se extrajeron los valores de cada pixel donde cada pixel equivale a un área de 4x4km. Finalmente se georeferenciaron los pixeles usando un archivo (.nav). Las imágenes y el archivo .nav están disponibles desde la página web del proyecto GOES (ver referencias 10.1). A partir del dato del pixel (X_a) se determina la temperatura de Brillo ya que ambas están relacionadas de la siguiente manera:

$$\text{Para } 163\text{K} \leq T \leq 242\text{K}, \quad X_a = 418 - T.$$

$$\text{Para } 242\text{K} \leq T \leq 330\text{K}, \quad X_a = 660 - 2T.$$

Las relaciones anteriores las proporciona la NOAA y a partir de ellas se puede despejar el valor de temperatura de brillo. Una vez conocido el valor de la temperatura de brillo T se puede calcular la altura de los cuerpos negros que emiten a esa temperatura, como el canal infrarrojo 4 esta centrado en una longitud de onda que coincide con la ventana atmosférica es decir donde la atmósfera no absorbe la radiación infrarroja, la radiación medida por el sensor del satélite es principalmente producida por la emisión de la superficie del suelo o de las nubes, entonces la temperatura de las nubes es la temperatura de brillo asumiendo que son suficientemente espesas ópticamente. Se puede diferenciar entre el suelo y las nubes por su temperatura, las nubes son más frías. Finalmente con un perfil vertical de temperaturas del aire y conociendo la temperatura de las nubes inferida de las imágenes podemos calcular la altura a la cual están las nubes. Para lograr esto último se ha construido un perfil vertical de temperaturas a partir de los datos de Reanalysis.

4.4 Datos de Reanalysis

El proyecto NCEP/NCAR Reanalysis (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001) es un proyecto conjunto entre la National Centers for Environmental Prediction (NCEP) y la National Center for Atmospheric Research (NCAR). La meta de este esfuerzo conjunto es producir nuevos análisis atmosféricos usando datos históricos (desde 1957 en adelante), y producir también análisis del estado actual de la atmósfera (Climate Data Assimilation System, CDAS). Reanalysis utiliza un modelo numérico atmosférico que asimila datos meteorológicos observados y se considera una buena técnica para la estimación de las variables atmosféricas a nivel global.

De las salidas de ese modelo se usó las temperaturas del aire para varios niveles de altura, sobre las cuales se hizo un promedio de 30 años (1980-2010) para cada mes del año y se construyó un perfil vertical de temperaturas del aire para la zona de estudio.

5 Metodología.

En este capítulo se detallan los pasos que se llevaron a cabo para realizar la investigación, la cual es del tipo aplicada y conlleva una combinación de la teoría fundamental del radar y de la precipitación con el uso de mediciones satelitales.

Se usaron los datos de los productos 2A23 y 2A25 del radar de precipitación (PR) del TRMM y las imágenes de radiación infrarroja del Satélite GOES en el canal 4. Si bien ambos datos son de libre disposición, los primeros no habían sido utilizados en estudios de lluvias en el Perú. Lo que sí ha sido utilizado en otras investigaciones son los datos de los productos 3B42 y 3B43, los cuales son una combinación principalmente de mediciones de radiación infrarroja (satélite GOES) y de microondas de varios satélites, datos de algunas estaciones meteorológicas, y mediciones del sensor de microondas y del radar de precipitación del TRMM en una menor proporción y se ha encontrado que la lluvia estimada por esos productos no se ajusta con la lluvia medida por las estaciones (Scheel et al., 2010) y (Lavado et al., 2009). En particular en la zona de estudio se ha encontrado que los datos GOES de infrarrojo no tienen buena correlación con la lluvia medida en las estaciones (Segura et al, 2010), y surge la sospecha de que tal vez hay un problema al estimar la lluvia a partir de la temperatura de brillo calculada de las mediciones de radiación infrarroja. Por lo tanto, aparece la necesidad de simplificar la estimación de las lluvias, es decir, en vez de combinar una serie de instrumentos que se basan en principios físicos distintos, se decidió partir de los datos del radar meteorológico del TRMM (PR TRMM) que proporciona una medida más directa de la precipitación y de la altura de las tormentas entre otras variables. Inicialmente se tuvo que comprobar que los estimados de lluvias del PR TRMM son adecuados para la zona de estudio, para ello se revisó detalladamente los algoritmos que conducen al estimado final de la lluvia y se observó que un elemento crítico en el algoritmo del producto 2A25 es la distribución del tamaño de gotas (DSD). Se aplicó la técnica de papel de filtro con el fin de determinar la distribución del tamaño de gotas en los Andes centrales peruanos y con ella calcular la razón de lluvia (R) y la reflectividad (Z), se hicieron mediciones en campo en los meses de febrero y marzo del 2011 y se obtuvieron cerca de 50 muestras como las de la figura 5.1. De las muestras se determinó la DSD y a partir de ella utilizando las relaciones de la sección 3.4 se calculó R y Z. Finalmente, mediante una regresión se determinó los parámetros a y b de la relación $R=aZ^b$, los resultados se encuentran en el siguiente capítulo.

Luego se buscaron relaciones entre las variables del PR TRMM y la temperatura de brillo calculada de las imágenes GOES; para llevar a cabo los procedimientos

señalados se diseñó códigos de programa que diferencian la lluvia por tipos y consideran las características geométricas del PR TRMM en base a las descripciones dadas en el manual de usuario del PR TRMM versión 6. Asimismo se consultó a la NASA, específicamente al equipo científico a cargo del TRMM, para resolver algunas dudas que no están explícitas en dicho manual.

5.1 Validación de la mediciones de precipitación hechas por el TRMM PR sobre la zona de estudio.

5.1.1 Necesidad de validar los estimados de lluvia del algoritmo 2A25.

No hay estudios previos en la zona que validen los estimados de precipitación del radar de precipitación (PR) a bordo del TRMM, y cuando nos referimos al PR estamos hablando del algoritmo 2A25 que es el que transforma las mediciones de reflectividad (Z) en razón de lluvia (R), utilizando la relación empírica $R=aZ^b$, donde los parámetros a y b que dependen principalmente de dos cosas, de la fase de los hidrometeoros (hielo o agua líquida) que es determinada a partir de la distancia relativa a la banda brillante (Iguchi, 2000) o a la altura de congelamiento freezH (sección 3.5.5) y de la distribución del tamaño de gotas (DSD); y ambas son diferentes según el tipo de lluvia y pueden variar de una zona a otra (Rogers & Yau, 1989).

5.1.2 Uso de la técnica del papel de filtro para conocer la Distribución del Tamaño de Gotas (DSD).

No se conocen mediciones de la DSD hechas en los andes peruanos, por ello se empleó la técnica de papel de filtro para medir la DSD. Se hicieron salidas de campo en los meses de febrero y marzo para recolectar muestras de gotas de lluvia de las subcuencas de Cunas, Achamayo, Shullcas y el Valle del Mantaro. A partir de las muestras se obtuvo la DSD, con ella se calculó la reflectividad y razón de lluvia para cada muestra. El proceso considera los siguientes pasos:

- Se verificó la calibración del papel de filtro Whatman N° 1, aunque este ha sido calibrado y usado en estudios previos y se tiene una plantilla en el libro Radar for Meteorologists (Rinehart, 1997 Apéndice F), se usó una bureta con el fin de medir el volumen de una gota y compararlo con el tamaño de la mancha encontrándose que la plantilla funciona bien.

- Se hizo salidas de campo en los meses de febrero y marzo del 2011 para tomar muestras de distintos tipos de lluvias, las muestras hechas con el papel de filtro consideran distintos tiempos de exposición de acuerdo a la intensidad de la lluvia.
- Se contó y midió las gotas de cada muestra de lluvia de los papeles de filtro utilizando la plantilla calibrada.

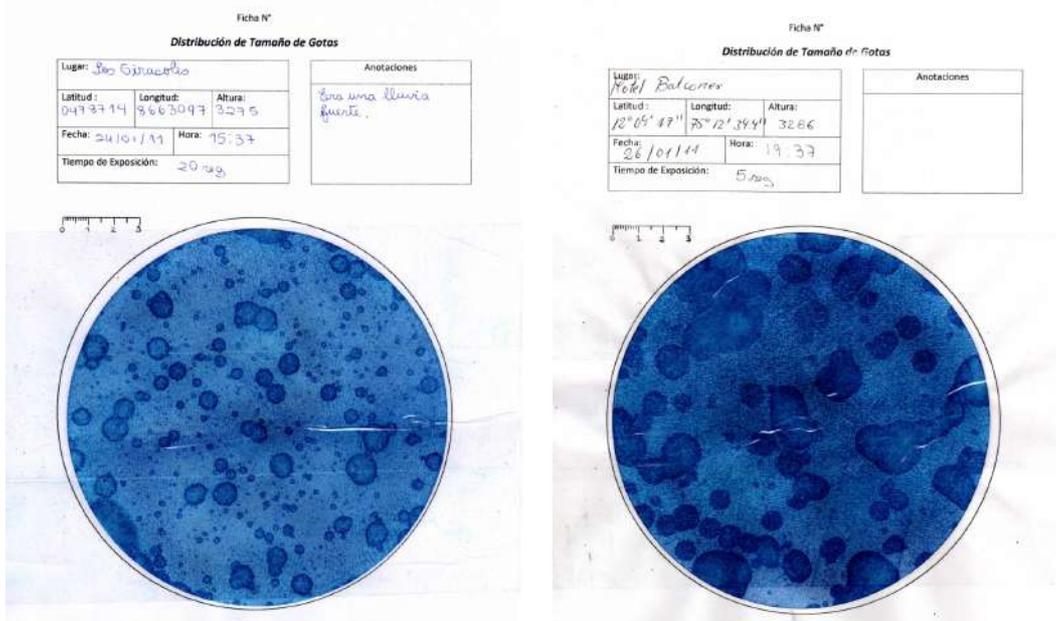


Figura 5.1 Dos muestras de papel de filtro teñidas con azul de metileno expuestas a la lluvia.

- Se elaboró un código de programa que a partir del conteo de las muestras hace lo siguiente:
 - Calcula la velocidad terminal de las gotas, para esto se tomó en consideración el efecto de la densidad del aire en la velocidad terminal, se usó el valor de Presión = 650 hPa y $T = 12^{\circ}\text{C} = 285^{\circ}\text{K}$ en la ecuación 7 de la Sección 3.4 y se obtuvo el valor de densidad de aire $\rho = 0.79 \text{ kg/m}^3$.
 - Reemplaza el valor de T y el valor obtenido de ρ en la ecuación 6 y determina la velocidad terminal para cada diámetro de gota.
 - Calcula el volumen de resolución a partir del tiempo de exposición, la velocidad terminal y el área del papel de filtro.
 - Calcula la reflectividad (Z) y la razón de lluvia (R) para cada muestra de lluvia usando las ecuaciones 5 y 7 de la sección 3.4
 - Hace una regresión lineal, para ello se toma logaritmo a $R = aZ^b$ obteniendo $\log_{10}(R) = \log_{10}(a) + b \cdot \log_{10}(Z)$ esta expresión tiene la forma

$Y=m*X +C$ donde $Y= \log_{10}(R)$, $X=\log_{10}(Z)$, la pendiente es b , y $\log_{10}(a)$ es el intercepto con el eje y .

- Finalmente, el programa grafica la relación $R=aZ^b$ con los parámetros a y b hallados en el paso anterior.

5.2 Recopilación de los datos de los productos 2A25 y 2A23 del PR TRMM.

- Debido a que no es posible a partir del mirador de la página web de la Nasa seleccionar únicamente los archivos que pasaron por la zona de estudio y debido al tamaño de los archivos aproximadamente 250 megabytes cada uno. Se tuvo que seleccionar individualmente los archivos a descargar de los productos 2A23 y 2A25 del radar de precipitación para aquellas órbitas en las cuales el satélite pasó por la zona de estudio en una primera aproximación.

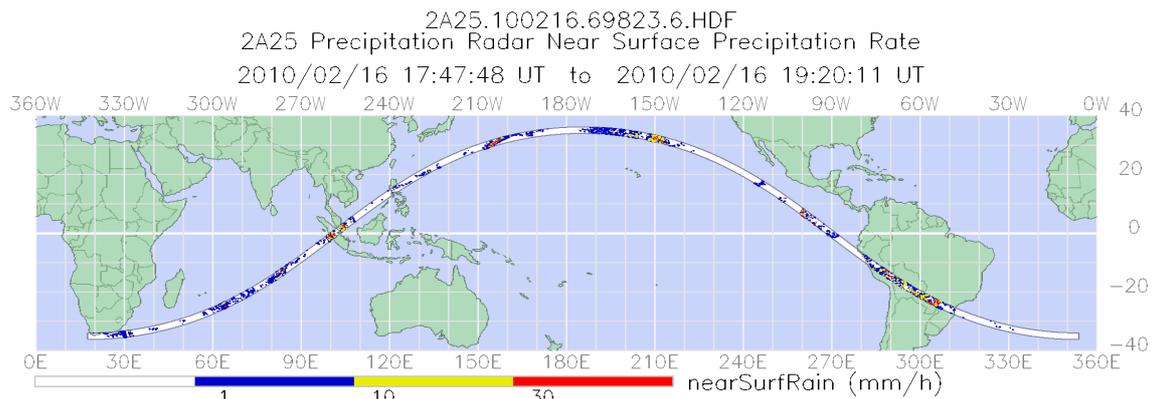


Figura 5.2 Órbita del satélite TRMM y el área de escaneo del radar de precipitación.

5.2.1 Geolocalización de los datos del PR TRMM.

Para leer y procesar los datos del PR, es decir extraer su geolocalización y las variables que nos interesan se diseñó un código de programa que procesa cerca de 90 archivos en formato HDF4 por año y que hace lo siguiente:

- El programa lee los archivos HDF4 usando el comando `hdfread` de Matlab y extrae las matrices de datos.

- La latitud y la longitud vienen dadas en matrices, $latitud(i,j)$ y $longitud(i,j)$ donde la i corresponde al número de escaneo y j al número de rayo. El resto de las variables tienen el mismo formato que la latitud y longitud.
- El programa selecciona aquellas órbitas que pasaron exactamente por la zona de estudio, y nos dice la hora exacta a la que el satélite pasó por ahí.
- El programa nos da tablas en formato txt con las variables: latitud, longitud, lluvia estimada en la superficie, reflectividad cerca de la superficie, altura del tope de la tormenta y tipo de lluvia para cada punto de grilla del PR TRMM.

5.3 Construcción de un perfil vertical de temperatura del aire.

- Se construyó un perfil vertical de temperatura del aire para los meses de enero, febrero y marzo, para ello se utilizaron los datos de salida del modelo Reanalysis de la variable temperatura del aire para esos meses de 30 años (1980-2010). Se hallaron 3 perfiles verticales, uno para cada mes, pero debido a que son tan similares, se decidió utilizar un solo perfil que es el promedio de los 3 perfiles.

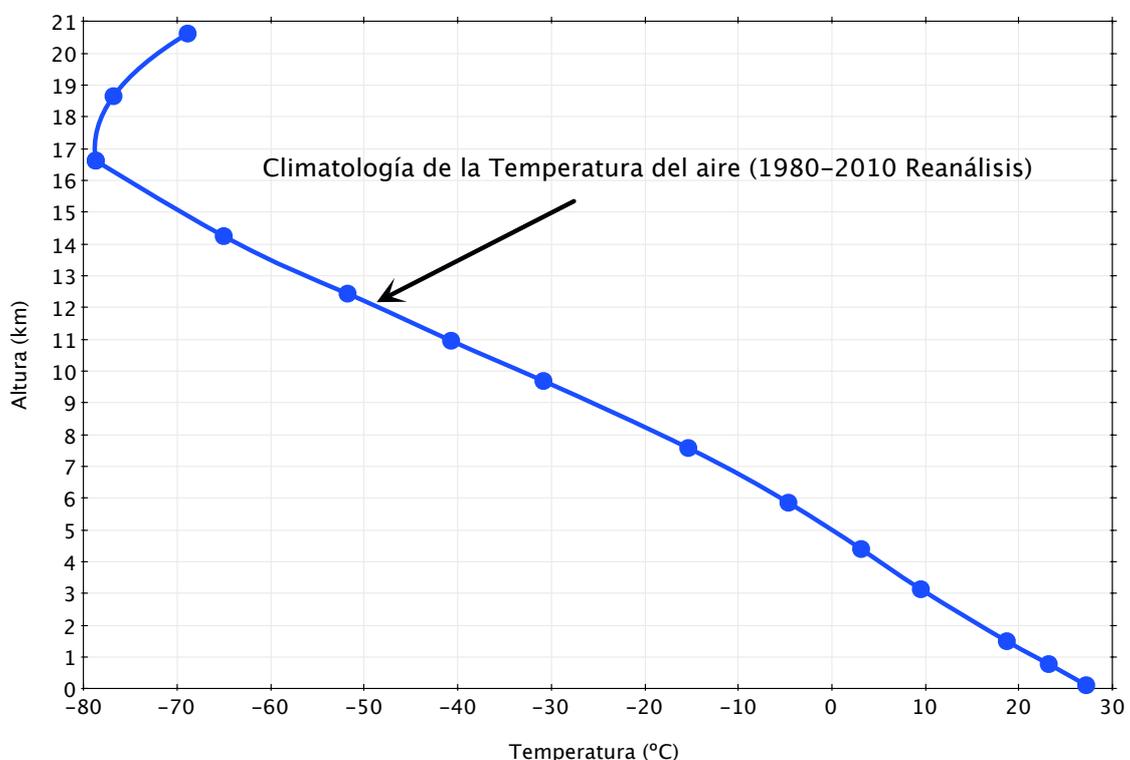


Figura 5.3 Perfil promedio de las temperaturas del aire para distintas alturas para los meses de enero, febrero y marzo. Datos de Reanalysis de 1980 al 2010.

5.4 Cálculo de la temperatura de brillo de las imágenes GOES.

- Se seleccionaron las imágenes GOES en formato tiff del canal IR04 que coinciden con las veces que el satélite TRMM pasó por la zona de estudio en un intervalo de +/- 3 min.

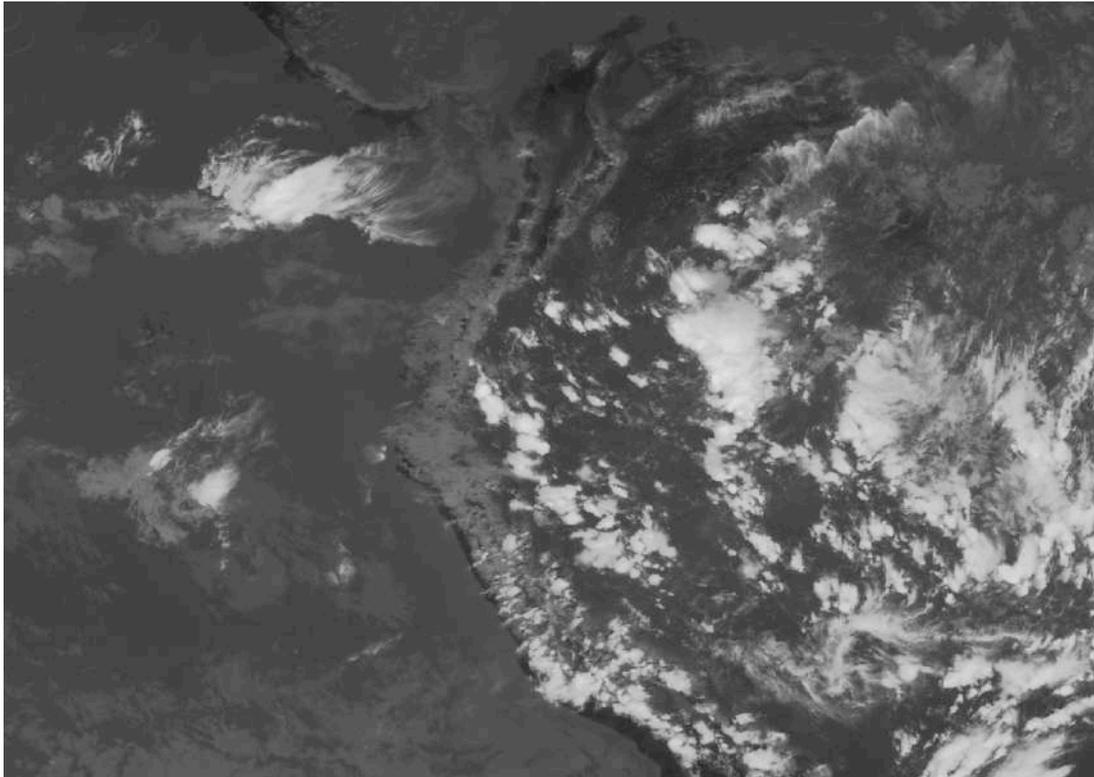


Figura 5.4 Imagen GOES del canal Infrarrojo 4.

- Se usó un programa previamente diseñado por integrantes del área de Variabilidad y Cambio Climático del IGP que extrae la información de los píxeles de las imágenes GOES y calcula la temperatura de brillo utilizando las relaciones dadas por la NOAA para el GOES. Con este programa se generaron tablas con la geolocalización y la temperatura de Brillo de cada píxel.
- Con el fin de determinar la altura del tope de las nubes se utilizó la temperatura de brillo de éstas. Para ello se interpolaron las temperaturas de aire dadas por Reanalysis a las temperaturas de brillo y de esta manera se obtiene algo que llamaremos altura de brillo y que nos da una idea de la altura del tope de las nubes.

5.5 Corrección de la geolocalización de los datos del PR TRMM

Se agregó al código de programa la capacidad de hacer la corrección en la geolocalización de la lluvia estimada en la superficie y de la altura de las tormentas debido a la geometría de escaneo del TRMM.

La Fig. 5.5 es un esquema de por qué es necesaria la corrección y fue parte de un mail en el que se consultó con el equipo técnico de la NASA sobre la corrección. En otros trabajos también se ha hecho esta corrección (Houze, 2007). Debido a la inclinación a la hora de escanear, para los rayos que están más alejados del nadir y para alturas de 15km el error en la geolocalización respecto del nivel del mar puede ser del orden de 4.5 km, pero este error disminuye a medida que nos acercamos al nadir o rayo 25, esto quiere decir que debido a la geometría de escaneo, la geolocalización para un mismo rayo va cambiando en función de la altura. Se decidió corregir la geolocalización de la lluvia en la superficie asumiendo que la superficie está a 4km sobre el nivel del mar y se corrigió también la geolocalización de la altura de las tormentas, asumiendo una altura de 7 km que es la altura promedio de las tormentas en la zona. Debido a que las alturas de las tormentas son variables siempre hay un error en la geolocalización pero este error en el peor de los casos sería del orden de la mitad del ancho de un pixel. Esta corrección en la geolocalización implica que a las tablas con la información de las variables se le agreguen 4 nuevos campos. Latitud a 4km, Longitud a 4km, Latitud a 7km, Longitud a 7km.

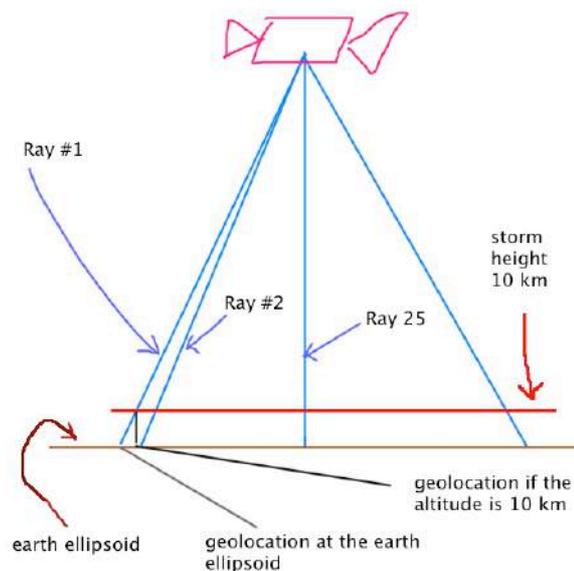


Figura 5.5 Figura representativa de la corrección geométrica necesaria para evitar errores en la geolocalización de la lluvia y de la altura de la tormenta.

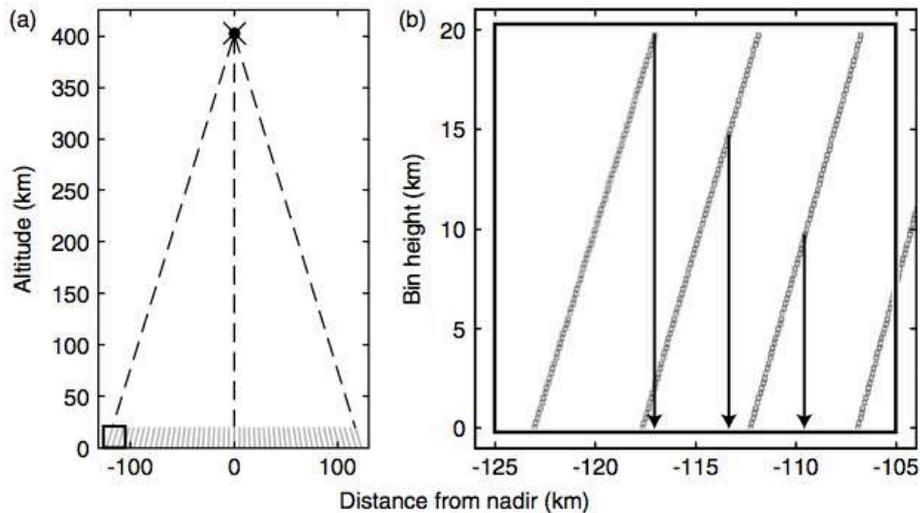


Figura 5.6 a) Geometría aproximada del PR TRMM, el ángulo de observación de 34° contiene 49 rayos, las líneas punteadas representan los rayos de los extremos que son los que están más alejados del nadir. b) Acercamiento a la figura, las flechas muestran la correcta localización de la posición de referencia para los rayos más alejados del nadir para diferentes alturas. Extraído de Houze, 2007.

La figura 5.6 muestra de manera más detallada lo explicado antes, es importante notar que el error en la geolocalización es considerable en los rayos más alejados del nadir (4.5 km para una altura de 15 km) y va decreciendo a medida que nos acercamos al nadir. Cuando se compara la altura de la tormenta de un rayo alejado del nadir con un pixel del GOES, esta corrección es importante.

5.6 Determinación de la extensión de las tormentas

En esta sección se detalla la metodología seguida para determinar la extensión de las tormentas. Definimos tormenta como aquella región con valores de lluvia estimada en la superficie mayor a 0.1 mm/hr calculadas por los algoritmos del PR TRMM. Los valores de lluvia estimada en superficie son calculados para pixeles de lluvia que tienen la categoría de lluvia detectada con certeza, pero, aún así, se ha considerado el valor mínimo de lluvia diferente de cero como 0.1mm/hr, debido a que el algoritmo del radar de precipitación asigna la categoría de lluvia detectada con certeza a la lluvia de todo un rayo (un rayo tiene 80 niveles de altura). Sin embargo, puede ser el caso que la lluvia registrada a cierta altura en el rayo no llegue a la superficie. En una comunicación personal con el equipo científico encargado del PR nos informaron que los valores mínimos de lluvia diferente de cero en la superficie producidos por el algoritmo del radar están alrededor de 0.1mm/hr. Se ha observado en los datos

valores de lluvia estimada en la superficie menores a 0.1 mm/hr pero esos valores son menos confiables.

En las imágenes del PR TRMM se observa que el caso general es que hayan varias tormentas dentro del swath del PR TRMM y estas pueden tener cualquier forma. El cálculo de la extensión de la tormentas diferencia entre tormentas si es que los pixeles de lluvia en una región no tienen pixeles vecinos con lluvia mayor a 0.1 mm/hr, de lo contrario, si al menos un pixel de lluvia tiene un vecino con lluvia mayor a 0.1mm/hr se considerará a todos los pixeles en cuestión como una sola tormenta.

Para simplificar el algoritmo que nos permite determinar la extensión de las tormentas se hizo un cambio de grilla, se pasó de la grilla irregular del PR TRMM a una grilla regular de 0.05°, esto permite aprovechar los datos del PR TRMM más allá de los objetivos de esta tesis.

5.6.1 Paso de la grilla del PR TRMM a una grilla regular de 0.05°.

Los puntos de grilla que escanea el PR TRMM no son los mismos cada vez que pasa por la zona, se tienen distintos puntos de grilla para distintas pasadas. Incluso la grilla del TRMM no es del todo regular, debido a que su trayectoria es un poco curva, en general, el hecho que la grilla cambie para cada pasada restringía las posibilidades de utilizar la información. Por ello, se pasó de la grilla del PR TRMM que es aproximadamente de 0.04° a una grilla regular de 0.05°. Para ello se elaboró un código de programa que hace lo siguiente:

- Se subdividió la grilla del PR en una grilla del doble de resolución con el único fin de tener una grilla fina, los valores de esa grilla fina luego son redondeados a los valores múltiplos de 0.05° próximos, de esta manera se tiene una grilla regular de 0.05° dentro de la grilla irregular del PR TRMM (Figura 5.6). Debido a que en el redondeo pueden aparecer puntos repetidos, se hace una búsqueda y eliminación de estos puntos. Se eliminan también los puntos de la grilla regular que estén más allá de los bordes del swath del PR TRMM.

La figura 5.7 muestra algunos puntos de la grilla del PR y algunos puntos de la grilla regular de 0.05° formada al seguir el procedimiento indicado líneas arriba. No se muestra la grilla fina del doble de resolución porque se quiere mostrar lo que pasaría si se redondean los valores de la grilla del PR TRMM (puntos negros) sin hacer primero el paso de obtener primero la grilla más fina, lo que sucede es que se creará una grilla regular (cruces moradas) sin algunos puntos los cuales se muestran encerrados en círculos rojos.

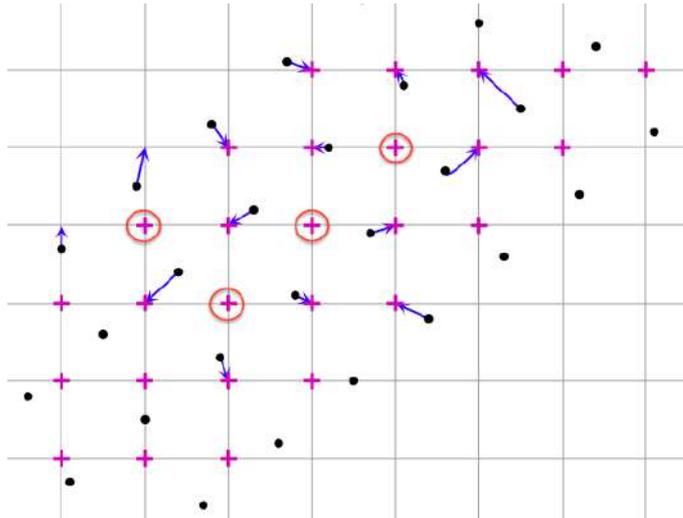


Figura 5.7 Los puntos de grilla del PR TRMM se muestran en negro, los puntos de una grilla regular son las cruces moradas, las flechas azules indican a que puntos de la grilla regular son redondeados los valores de la grilla del PR TRMM. Encerrados en círculos rojos están los puntos de la grilla regular que faltarían al seguir este procedimiento.

5.6.2 Valores de lluvia asignados a los nuevos puntos de grilla.

Para interpolar los valores de lluvia de la grilla del PR a los nuevos puntos de grilla regular contenidos en el swath de la pasada del PR TRMM, se elaboró un código de programa que sigue los siguientes pasos:

- Teniendo un pedazo de swath seleccionado (sección 5.2). Se recorre el swath, iniciando por el punto de grilla correspondiente al primer rayo, es decir el borde del swath. Ese punto tendría las coordenadas $(lon(1,1) , lat(1,1))$. Además, se determinan los puntos de grilla contiguos, $(lon(1,2) , lat(1,2))$, $(lon(2,2) , lat(2,2))$, $(lon(2,1) , lat(2,1))$. Estos cuatro puntos forman una cuadrícula.
- Se toma un radio de 0.1° respecto del punto $(lon(1,2) , lat(1,2))$ para determinar los puntos de la grilla regular más cercanos a la cuadrícula e iniciar los siguientes cálculos:
- Se calcula el área de la cuadrícula como un producto vectorial (se conocen los vértices).
- Se calcula las áreas de los triángulos formados a partir de dos puntos de la grilla del PR y un punto de la grilla regular. (Se tienen 4 triángulos para cada punto de grilla).

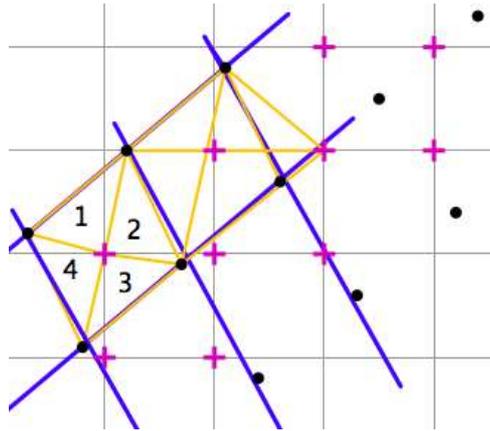


Figura 5.8 Se muestran en líneas naranjas los triángulos que se forman de unir dos puntos contiguos de la cuadrícula (puntos negros) con un punto de la grilla regular (cruz), cada triángulo tiene un número para identificar su área. Si el punto de grilla (cruz) está dentro de la cuadrícula, el área de los 4 triángulos debe ser igual al área de la cuadrícula.

- Si el punto de grilla está dentro de la cuadrícula el área que forman los 4 triángulos debe ser igual al área de esa cuadrícula. De esa manera sabemos si es que un punto de grilla regular está dentro de la cuadrícula.
- Una vez determinado el punto de la grilla de 0.05° regular dentro de los 4 puntos de la grilla del PR se calcula la altura de los triángulos formados por dos puntos de grilla del PR y el punto de grilla de 0.05° (Figura 5.8) haciendo la división del área entre la base. Estas alturas no son otra cosa que la distancia de la proyección del punto de grilla en la dirección de la cuadrícula a los vértices de la cuadrícula. Con estas distancias se interpola de manera bilineal la lluvia en el punto de grilla de 0.05° . (Figura 5.9)

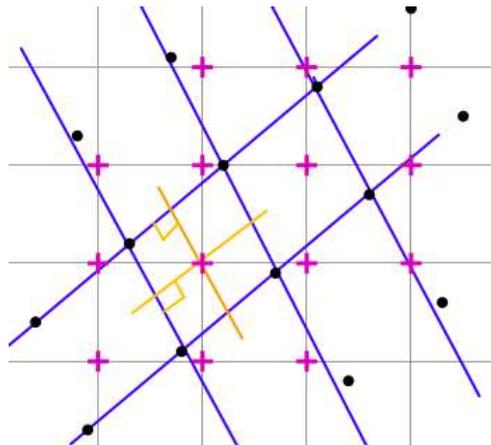


Figura 5.9 En negro se muestran puntos de grilla del PR TRMM, las cruces moradas son los puntos de la grilla regular, las líneas azules forman una cuadrícula de la grilla del PR. Dentro de esta cuadrícula se encuentra un punto de grilla regular. En naranja se muestran las líneas perpendiculares a la cuadrícula del PR TRMM que nos permiten ubicar las proyecciones del

punto de grilla regular en ambas direcciones de la cuadrícula para hacer la interpolación bilineal.

5.6.3 Reconocimiento de las tormentas.

Se diseñó un algoritmo que permite determinar la extensión de las tormentas, se consideran tormentas a aquellas regiones con lluvia en la superficie mayor a 0.1mm/hr. Por otro lado, el algoritmo no considera las tormentas que estén al borde del swath del PR ya que podría darse el caso que el swath sólo capture una parte de la tormenta. Además para hacer este reconocimiento de las tormentas se extendió un poco el área de estudio, debido a que si queremos mantener el criterio de no capturar tormentas incompletas, pero a la vez capturar las suficientes para hacer algún tipo de estadística, debemos considerar que los bordes del área de estudio limitan el número de tormentas que entran en el conteo. Así que en este caso mientras el área es más grande es mejor, pero, si debemos cuidar de no extender el área a una zona con características de lluvia distintas. Finalmente se decidió extender el área de estudio a la región limitada por la línea amarilla de la figura 5.10.

El tamaño de las tormentas mas grandes que son registradas depende del área de estudio, el área de la zona de estudio es 10900 km². Es menos probable encontrar tormentas muy grandes que se encuentren dentro de los límites de la zona de estudio. En este estudio la tormenta más grande registrada tiene una extensión de 1300 km².

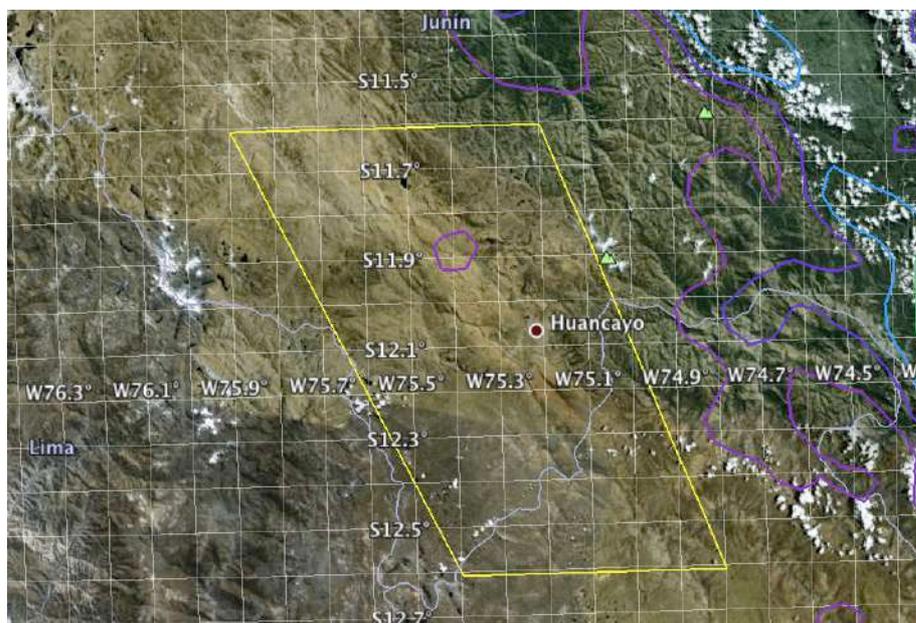


Figura 5.10 La región encerrada por la línea amarilla es el área de estudio extendida para determinar la extensión de las tormentas. Se limitó a esa zona debido a la topografía y a que en la lluvia observada en las isoyetas de colores, que son producto de una climatología de

lluvia de alta resolución (Nesbitt et al., 2009) , se aprecia una diferencia entre la región andina y la selva alta al este. Imagen de Google Earth.

Para hacer el reconocimiento de las tormentas se utilizó el comando `regionprops` de matlab, al cual se le debe ingresar dos imágenes. Una es la imagen que contiene los valores de lluvia para cada pixel. La otra imagen es una imagen binaria, que es una matriz lógica, cuyos elementos toman solo 2 valores: el valor de 1 para las zonas con lluvia (cualesquiera sea su valor) y el valor 0 cuando no hay lluvia, esta matriz lógica se observa como una imagen en blanco y negro, donde las zonas de lluvia se ven de blanco y las zonas sin lluvia se ven en negro (figura 5.10). El comando calcula el tamaño de las zonas con lluvia, es decir, cuenta el número de píxeles de la imagen binaria con valores igual a 1. Además permite obtener la posición de cada pixel y el valor de lluvia de los píxeles que conforman cada región.

En la sección anterior se obtuvo una grilla regular de 0.05° de resolución con los valores de lluvia interpolados bilinealmente para cada pasada del PR TRMM, pero al hacer eso se perdió la forma de la matriz original de lluvia que tiene el número de rayos y el número de escaneo y que permite visualizar el swath como una imagen. Para usar el comando `regionprops` se debe tener una matriz de la lluvia que corresponda espacialmente con el swath del PR. Además, se quiere que en la matriz de lluvia la lluvia menor a 0.1mm/hr sea considerada como cero y además se debe ignorar las tormentas que colindan con los bordes del swath y de la zona de estudio. Por ello se diseñó un algoritmo que permite reconstruir el swath del PR con los puntos de la grilla regular de 0.05° , que cumple con el criterio de lluvia mínima 0.1 mm/hr y que considera los límites de la zona de estudio. El resultado de este algoritmo es una matriz de lluvia que luego es usada como la imagen de lluvia (figura 5.11) por el comando `regionprops`.

Seguidamente se debe obtener la imagen binaria, la forma más común de generar imágenes binarias es mediante la utilización de un valor umbral; es decir se elige un valor límite a partir del cual todos los valores de intensidades mayores serán codificados como 1 mientras que los que estén por debajo serán codificados a cero. En matlab este tipo de operaciones se realizan de forma bastante sencilla utilizando las propiedades de sobrecarga de los símbolos relacionales.

En nuestro caso el algoritmo que genera la imagen de lluvia reconstruida (LLuviaPR) considera a los valores de lluvia menor a 0.1mm/hr como cero así que para crear la imagen binaria en matlab hacemos lo siguiente:

```
>> ImagenBinaria = LLuviaPR>0.
```

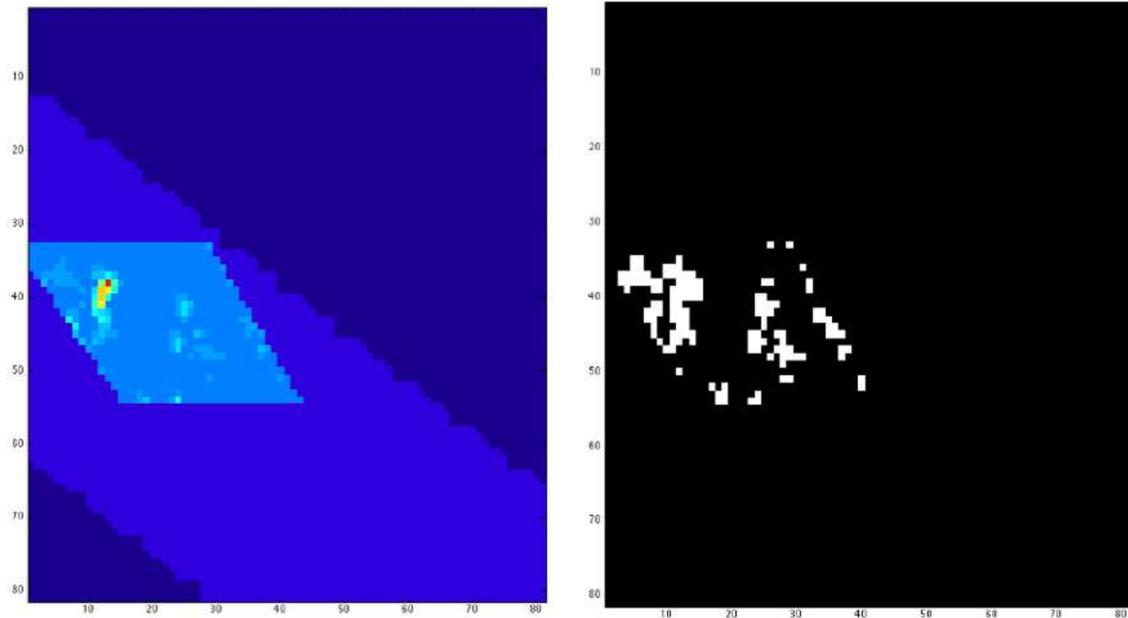


Figura 5.11 A la izquierda se muestra la imagen de lluvia, se observa el swath del PR y la lluvia a colores, además se ha asignado un valor fijo a aquellos pixeles que están dentro de la zona de estudio para que se distingan en la imagen (color celeste). A la derecha la imagen binaria formada a partir de la imagen de la izquierda; es mucho más fácil distinguir los pixeles con lluvia en la imagen de la derecha ya que aparecen en blanco y los pixeles con lluvia igual a cero en negro.

Finalmente con la imagen de lluvia y la imagen binaria, se utiliza el comando `regionprops`, para identificar las tormentas en un swath del PR TRMM, se hace esto para todos los swaths que tienen pixeles dentro de la zona de estudio. El algoritmo diseñado guarda los valores de lluvia total de la tormenta para cada tamaño (extensión horizontal) de tormenta y cuenta cuantas tormentas de cada tamaño hay . Conociendo la lluvia total y el numero de pixeles de la tormenta se puede calcular la intensidad de la lluvia o lluvia por pixel para cada tormenta, los resultados de esta parte se muestran en la sección 6.6.

6 Resultados

En este capítulo se presentan hallazgos relevantes y discusiones concernientes al estudio. Debido a que se presentan resultados de variables relativamente nuevas fue necesario introducir un lenguaje simplificado para los nombres de las variables que de otro modo harían demasiado engorroso avanzar en la lectura, estos nombres son explicados en detalle en cada sección.

Primeramente en la sección 6.1 se encontraron los parámetros a y b de la relación $R=aZ^b$ para la zona de estudio que validan las mediciones del PR TRMM en cumplimiento del primer objetivo específico. Luego en búsqueda del segundo objetivo específico se calculó el porcentaje de área afectada por cada tipo de lluvia y la lluvia total en la superficie asociada a estos tipos de lluvia y se graficó en la sección 6.2. Cuando se planteó el segundo objetivo se consideró evaluar la hipótesis que sugiere que la lluvia es mayor a medida que aumenta la altura de la tormenta. Para verificar esta hipótesis se analizó un gráfico de dispersión entre la altura de la tormenta y la lluvia en la superficie, y no se halló una relación de uno a uno, invalidando la hipótesis. Además, se hizo un gráfico de dispersión entre la altura de la tormenta y la reflectividad, que se muestra en la sección 6.3.2 Con respecto a la búsqueda de relaciones entre los datos del GOES y el PR TRMM planteada en el tercer objetivo específico se presentan graficos de dispersión entre: la lluvia y la temperatura de brillo en 6.4.1, la reflectividad y la temperatura de Brillo en 6.4.2, la altura de la tormenta y la temperatura de brillo en 6.4.3, la altura de la tormenta y la altura de las nubes en 6.4.4. Con estas comparaciones se notó que la temperatura de brillo no tiene una relación de uno a uno con la lluvia ni con la altura de las tormentas y por ende la altura de las nubes estimada a partir de ella tampoco tiene una relación uno a uno con la altura de las tormentas, para analizar estos asuntos se decidió analizar dos casos de estudio con lluvias intensas pero temperaturas de brillo muy distintas y los cuales se muestran en el siguiente capítulo. Finalmente las características espaciales de las tormentas se presentan en la sección 6.5 y 6.6 como un histograma de la extensión horizontal de las tormentas, y un gráfico de cajas de la intensidad de la lluvia (calculada para cada tormenta) para distintos tamaños de tormentas respectivamente.

6.1 Parámetros a y b de la relacion $R=aZ^b$

Los parámetros a y b de la relación empírica $R=aZ^b$ deben ser calculados y utilizados para convertir convenientemente los valores medidos de reflectividad dados por el PR a valores de razón de lluvia en mm/hr. Se utilizó la técnica de papel de filtro para tomar

muestras de la distribución del tamaño de gotas y a partir de cada muestra se calculó un valor de R y Z. Haciendo una regresión lineal (Sección 5.1.2) a los valores calculados de R y Z para 40 muestras se calculó *a* y *b*. Además se comparó con los parámetros *a* y *b* de Iguchi & Meneghini (Iguchi et al., 2000) correspondientes a una temperatura de 10°C, estos parámetros se obtuvieron del promedio de los parámetros a 0°C y a 20°C. Los parámetros de Iguchi son los parámetros teóricos para ciertos niveles de altura que usa el algoritmo 2A25 del PR TRMM. También se comparó con los parámetros *a* y *b* usados por el PR TRMM en la zona de estudio los cuales se obtuvieron a partir de una regresión entre la reflectividad cerca de la superficie y la razón de lluvia cerca de la superficie dadas por el producto 2A25, de la misma manera que se hizo para las muestras de la DSD con el papel de filtro.

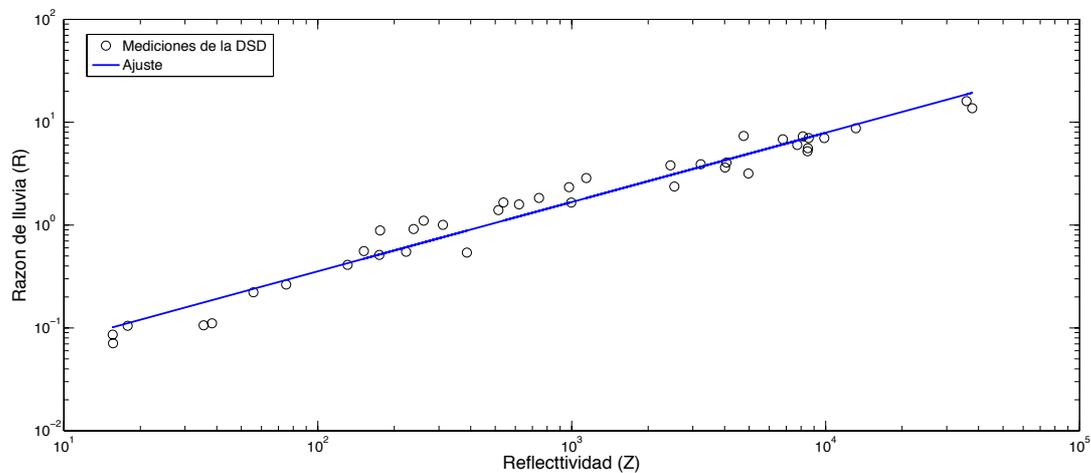


Figura 6.1 Relación entre la Reflectividad y la Razón de Lluvia. Para cada medición de la DSD con el papel de filtro se obtuvo un par ordenado (Z,R), el cual se grafica como círculos blancos, el ajuste entre R y Z es la curva azul.

Para comparar los parámetros *a* y *b* hallados de las mediciones de la DSD y compararlos con aquellos usados por el PR TRMM en la zona de estudio, se ha considerado lo siguiente:

Los valores de reflectividad para lluvia del tipo estratiforme que detecto el PR TRMM toman valores que van desde 10 a 4000 mm^6m^{-3} , y los valores de reflectividad para el tipo convectivo toman valores $>60 \text{mm}^6\text{m}^{-3}$, sin embargo, estos valores de reflectividad se acotaron a 10000 mm^6m^{-3} , porque a partir de ese valor los valores de reflectividad presentan un comportamiento que no se ajusta a una única curva. Por lo tanto, a la hora de hacer el ajuste a las mediciones de DSD, se ha considerado los mismos intervalos de reflectividad, como se muestra en la figuras 6.2 y 6.3.

Tabla 6.1 Parámetros a y b obtenidos de las 40 muestras, los obtenidos haciendo una regresión a los datos de Z y R del PR 2A25 y los mencionados por Iguchi & Meneghini (Iguchi, 2000) para lluvia estratiforme y convectiva.

$R=aZ^b$	a	b
Mediciones estratiforme	0.0116	0.7386
Mediciones convectiva	0.0241	0.6240
Estratiforme PR 2A25	0.0181	0.7456
Convectiva PR 2A25	0.0458	0.6530
Estratiforme PR Iguchi	0.0215	0.6822
Convectiva PR Iguchi	0.0375	0.6526

La curva que se ajusta a las mediciones hechas con la técnica de papel de filtro es bastante cercana a la curva estratiforme de Iguchi y esto tiene sentido porque en la zona de estudio la mayoría de las veces que llueve la lluvia es del tipo estratiforme, como se muestra en la sección 6.2. Pero si seguimos analizando la figura 6.1 se puede ver que para cierto intervalo de valores las mediciones tienen un comportamiento similar a la de las curvas halladas de los datos del PR 2A25 como se muestra en las figuras 6.2y 6.3.

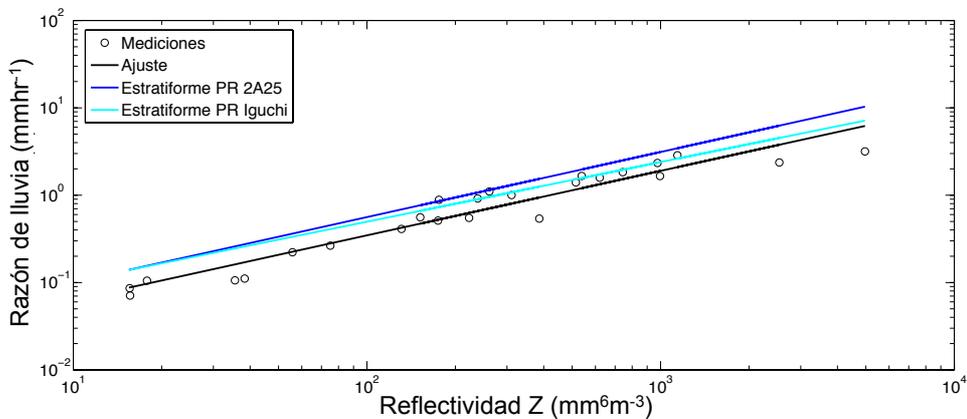


Figura 6.2 En la figura la curva negra es el ajuste para las mediciones de la DSD considerando reflectividades menores a $4000 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$, las curvas cyan y azul son las curvas para lluvia estratiforme de Iguchi (a 10°C) y la usada por el PR 2A25 respectivamente. Se observa que la pendiente del ajuste es similar a la pendiente de la curva estratiforme del PR 2A25. Los parámetros a y b de la relación entre R y Z son: 0.0116 y 0.7386 .

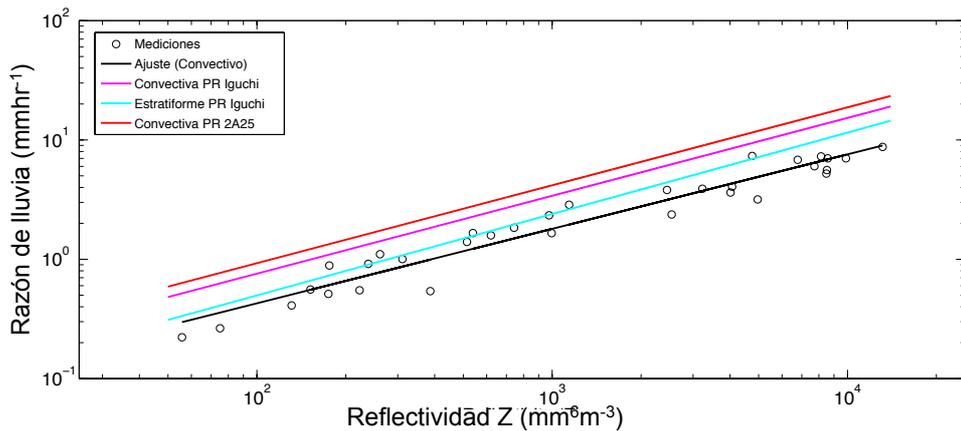


Figura 6.3 En la figura la curva negra es el ajuste para las mediciones de la DSD considerando llluvias con reflectividades que van entre 50 y 10000 mm^6m^{-3} , la curva magenta y la curva roja son las curvas para lluvia convectiva de Iguchi y la que usa el PR 2A25 respectivamente. Los parámetros a y b de la relación entre R y Z son 0.0241 y 0.6240 respectivamente.

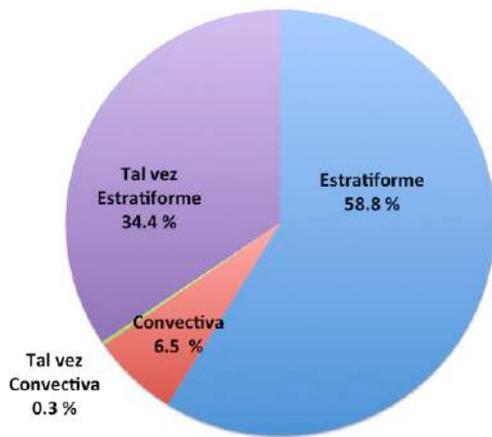
6.2 Porcentaje de área afectada por tipo de lluvia y la cantidad total de lluvia según el PR TRMM.

Los resultados del procesamiento de los productos 2A23 y 2A25 del PR TRMM nos permiten conocer el porcentaje de area afectada por cada tipo de lluvia y la lluvia total en la superficie asociada a estos tipos de lluvia.

El PR mediante el algoritmo 2A23 permite distinguir los tipos de lluvia (convectiva, estratiforme, tal vez convectiva, tal vez estratiforme y otros). El algoritmo 2A25 nos da el valor de la lluvia estimada en la superficie para cada rayo o haz.

Por comodidad llamaremos un pixel del PR TRMM al área circular de 5 km de diámetro que escanea en superficie, para cada pixel se conoce la intensidad de la lluvia y el tipo de lluvia. Si comparamos el porcentaje de pixeles que son estratiformes versus los que son convectivos podremos decir cual es porcentaje del área afectada por cada tipo de lluvia, y si consideramos la lluvia total medida en la superficie y diferenciamos las cantidades que le corresponden a los pixeles convectivos y a los estratiformes podremos obtener un gráfico que nos dice el porcentaje de la lluvia total asociada a cada tipo.

Área Afectada por Tipo de Lluvia



Cantidad de Lluvia

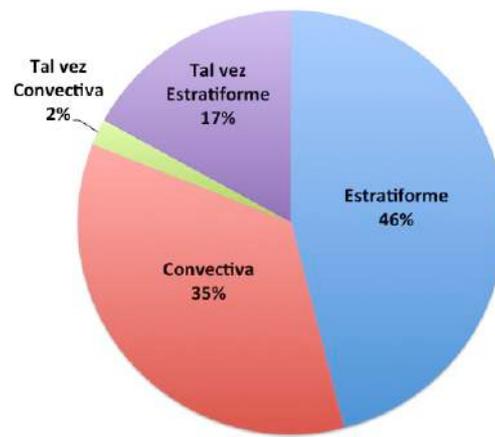


Figura 6.4 Porcentaje de área afectada por tipo de lluvia (izquierda) y porcentaje de la lluvia total asociada a cada tipo de lluvia (derecha).

De la figura de la izquierda es interesante notar que la mayoría de la precipitación corresponde al tipo estratiforme, esto nos dice que es más probable que si llueve en la zona de estudio esta lluvia sea del tipo estratiforme, por lo tanto, cuando se hicieron las mediciones con el papel de filtro es más probable que hayamos registrado gotas de lluvia procedentes de un proceso tipo estratiforme, y justamente se observa en la figura 6.1 que el ajuste de los datos se parece más a la relación para el tipo estratiforme que para el convectivo. La figura de la derecha muestra que la cantidad de lluvia asociada a los pixeles convectivos es mucho mayor que para los pixeles estratiformes, ya que si bien apenas hay un 6.5% de pixeles convectivos estos contribuyen con el 35% del total de la lluvia, resulta evidente que las lluvias convectivas son más intensas que las lluvias del tipo estratiforme, si bien estas lluvias no son tan frecuentes como las lluvias estratiformes su intensidad las hace peligrosas para la población.

6.3 Relación entre las variables del PR TRMM

El PR TRMM nos permite conocer variables importantes, como son la lluvia estimada en la superficie que llamaremos simplemente lluvia, la reflectividad cerca a la superficie que llamaremos reflectividad y la altura de la tormenta respecto del elipsoide de referencia el cual es equivalente a un nivel del mar idealizado. En esta sección se muestran los resultados que se obtuvieron en la búsqueda de relaciones entre las variables mencionadas.

6.3.1 Relación entre la altura de la tormenta y la lluvia

Se esperaba que la lluvia sería una función monótona de la altura de la tormenta, es decir, si la tormenta es más alta, se esperaba que la lluvia sea mayor. Usualmente en las imágenes satelitales se distinguen los eventos convectivos por la gran altura que alcanzan las nubes, además en estos eventos se presentan lluvias intensas, mientras que los eventos estratiformes presentan lluvias de poca intensidad. Se hizo un gráfico de altura de la tormenta vs lluvia, en el que para diferenciar los tipos de lluvia se decidió representarlos con distintos colores, los colores usados se mantienen para el resto de los gráficos y estos son: rojo (convectiva), azul (estratiforme), magenta (tal vez convectiva), negro (tal vez estratiforme) y amarillo (otros). Se procesaron los datos de los meses de lluvia enero, febrero y marzo del TRMM PR desde 1998 al 2011 y se obtuvo la figura 6.5.

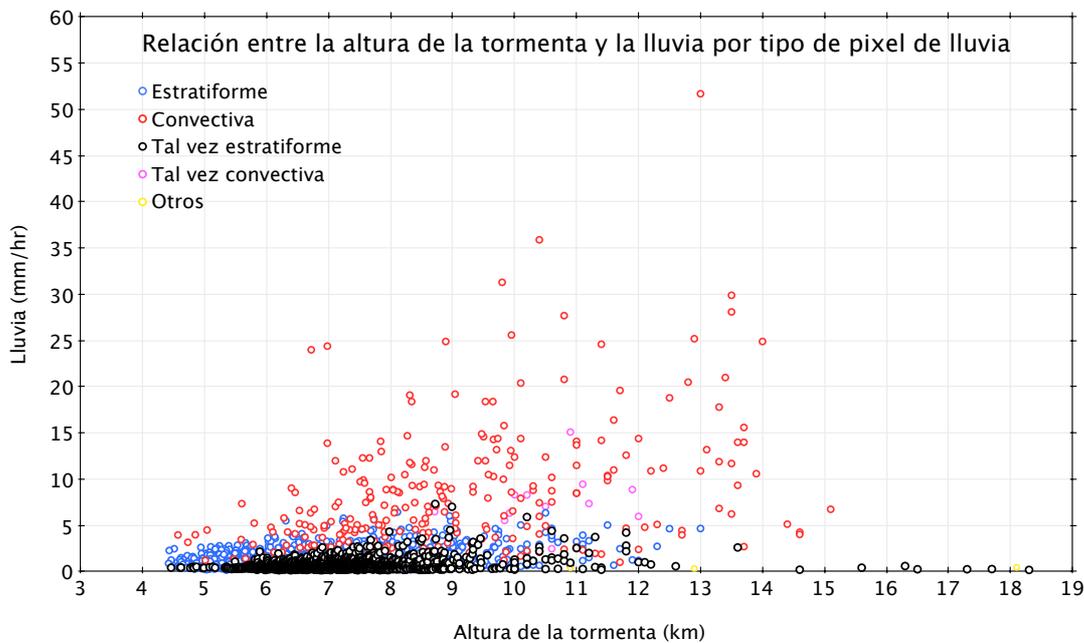


Figura 6.5 Relación entre la altura de la tormenta (en km respecto del elipsoide de referencia) y la lluvia (en mm/hr), cada círculo representa un pixel y el color el tipo de lluvia. Se observa que la mayoría de los píxeles con lluvia del tipo estratiforme y tal vez estratiforme toman valores por debajo de 5mm/hr mientras que los píxeles con lluvia del tipo convectiva toman valores más altos. Se observa algunos píxeles del tipo tal vez estratiforme y uno del tipo otros con alturas mayores a 15 km lo más probable es que correspondan a una nube de hielo o sean medidas erradas ya que la agencia espacial japonesa encargada de construir el PR sólo garantiza los datos debajo de los 15 km.

En la figura 6.5 se observa que incluso para los eventos convectivos no hay una relación uno a uno entre la altura de la tormenta y la lluvia, esto es aún más notorio en el caso de la precipitación estratiforme, en el que pareciera que la lluvia solo toma ciertos valores pequeños para cualquier altura de la tormenta. Se muestra que las tormentas convectivas alcanzan alturas mayores sin embargo no se puede decir que porque una tormenta convectiva sea muy alta la precipitación sea alta también, por ejemplo, para un altura de tormenta de 13.5 km se observan píxeles con lluvia de 3, 6, 9, 14, 16, 21, 27, 28 y 30 mm/hr.

Sin embargo, se puede apreciar que la altura de la tormenta nos da un indicio de la intensidad de la lluvia, por ejemplo se aprecian sólo dos píxeles convectivos con lluvia mayor a 15 mm/hr y con una altura menor a 7 km de altura. Para un mejor análisis se hicieron los siguientes gráficos por separado para las lluvias de tipo convectiva y estratiforme y tal vez estratiforme.

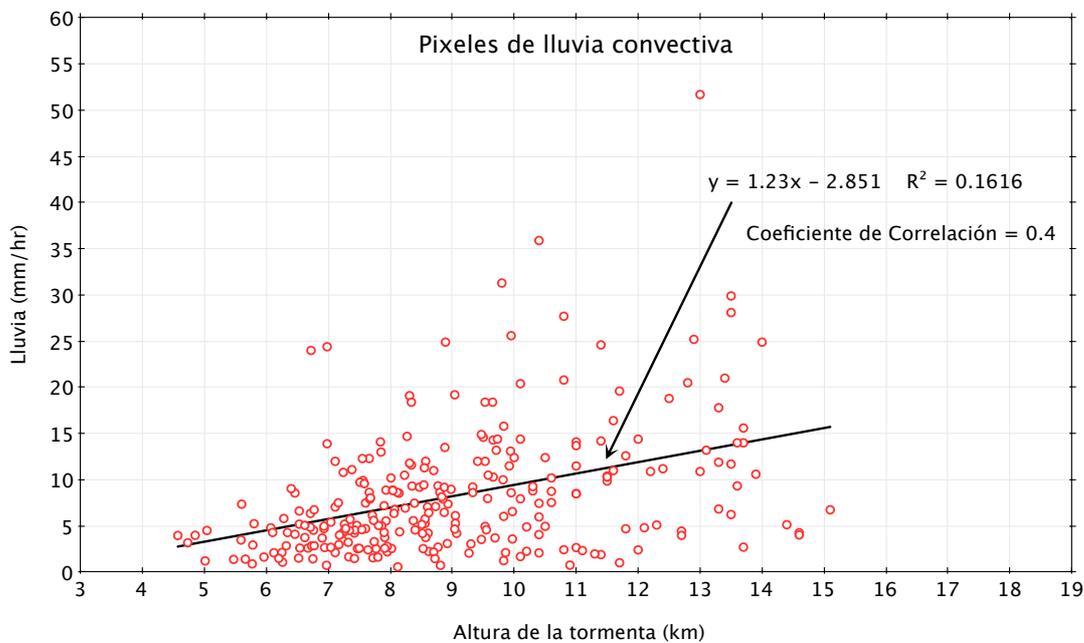


Figura 6.6 En la figura cada círculo rojo corresponde a un píxel de lluvia del tipo convectiva, en total hay 267 píxeles. La figura muestra que existe una débil relación entre la lluvia y la altura de la tormenta, el coeficiente de correlación es 0.4. Se observa que para alturas de tormenta mayores a 9 km los valores se desvían bastante de la recta que grafica la relación lineal entre las variables, si bien se muestra una recta se aprecia que esta no representa la dispersión de los datos. El valor promedio de la variable lluvia de todos los píxeles es 8.25 mm/hr y el promedio de la altura de la tormenta de todos los píxeles es 9 km. Se aprecia que las lluvias mayores a 15 mm/hr se dan un 93 % de la veces para tormentas con alturas mayores a 8 km.

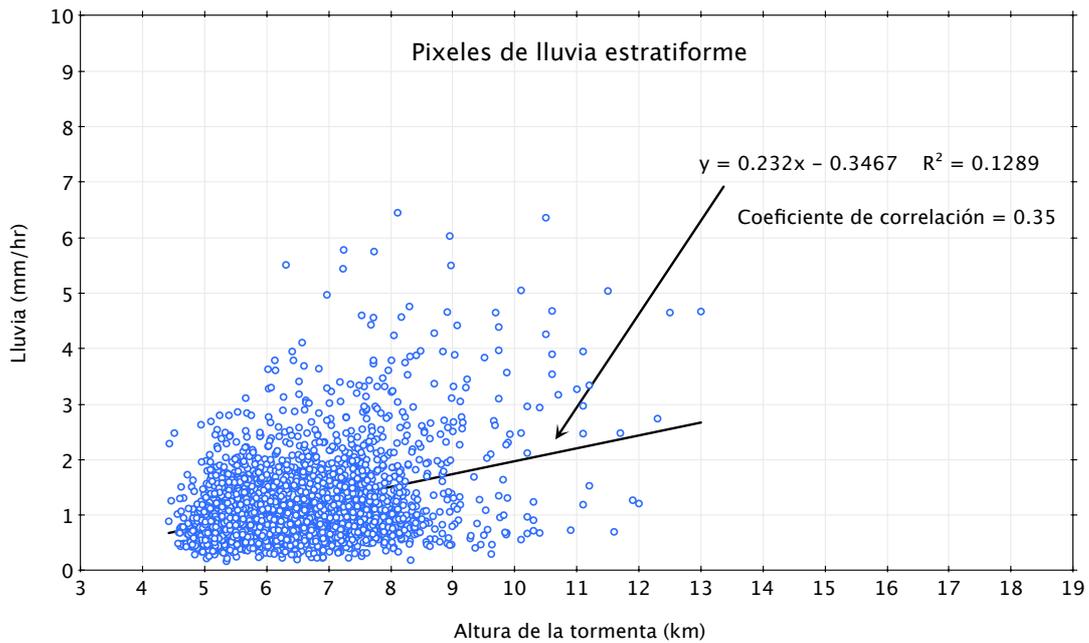


Figura 6.7 En la figura cada círculo corresponde a un píxel de lluvia del tipo estratiforme, en total se tienen 2514 píxeles. La línea representa lo que sería una relación lineal entre las variables altura de la tormenta y lluvia, el coeficiente de correlación de 0.35 ratifica que no hay una relación lineal. Se observa una acumulación de píxeles con alturas entre 5 y 8 km. El promedio de la lluvia de todos los píxeles es 1.2 mm/hr y el promedio de la variable altura de la tormenta de todos los píxeles es 6.6 km. Se aprecia que las lluvias con intensidad mayor a 3mm/hr se dan cuando la altura de la tormenta es mayor a 6km en un 98.9% de las veces.

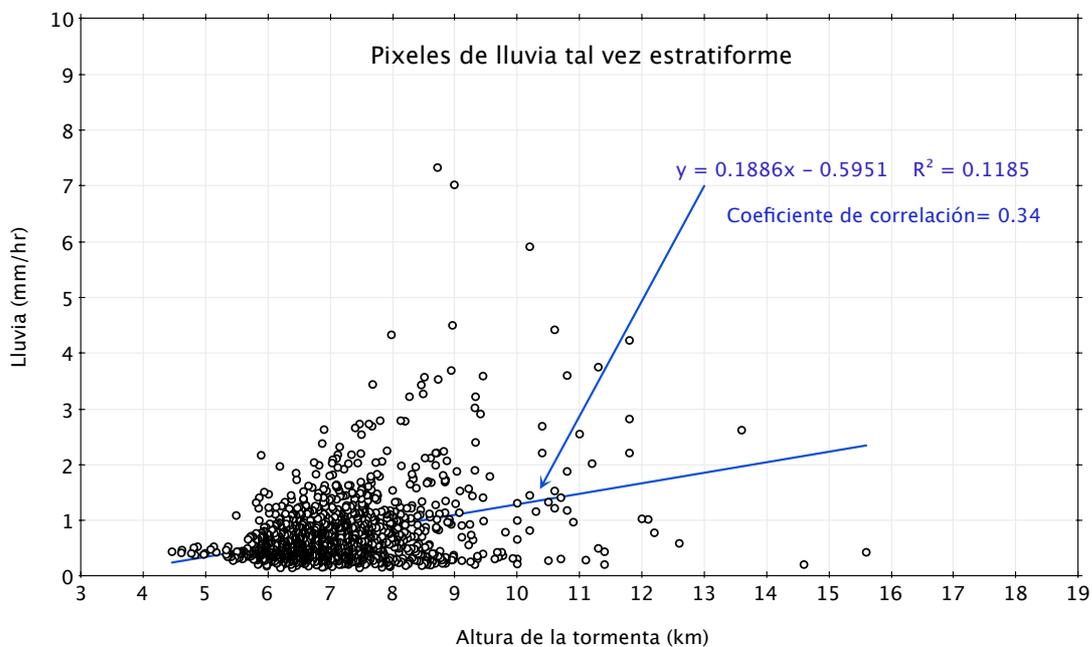


Figura 6.8 En la figura cada círculo corresponde a un píxel de lluvia del tipo tal vez estratiforme, en total se muestran 1462 píxeles, se han quitado aquellos con valores de altura de tormenta mayores a 16km ya que estas son mediciones inciertas. Se observa que no hay una relación lineal entre las variables, el coeficiente de correlación es de 0.34. La mayoría de

los píxeles tienen valores de altura de tormenta entre 6 y 9 km, el promedio de la altura de la tormenta para todos los píxeles de este tipo es 7.2 km y el promedio de la lluvia es 0.75 mm/hr. Este tipo de lluvia se asemeja al tipo estratiforme pero sus valores de lluvia son en promedio menores. Se aprecia que las lluvias con intensidad mayor a 2 mm/hr tienen alturas mayores a 7km en el 93 % de las veces.

No se ha analizado el tipo de lluvia tal vez convectiva debido a que se tienen sólo 14 píxeles de ese tipo, lo cual es poco en comparación al resto. Además, la relación entre las variables para los píxeles del tipo tal vez convectivo es muy similar a la de los píxeles convectivos.

6.3.2 Relación entre la Altura de la Tormenta y la Reflectividad.

Se vio que no hay una relación uno a uno entre la altura de la tormenta y la lluvia, pero la lluvia se calcula a partir de la reflectividad, lo cual podría introducir un error. Para determinar si este es el caso, se decidió analizar la relación entre la altura de la tormenta y la reflectividad, ésta es una medida que no es afectada por la elección de los parámetros a y b en la relación $R=aZ^b$, salvo indirectamente a través de la influencia de la DSD en la corrección de la atenuación.

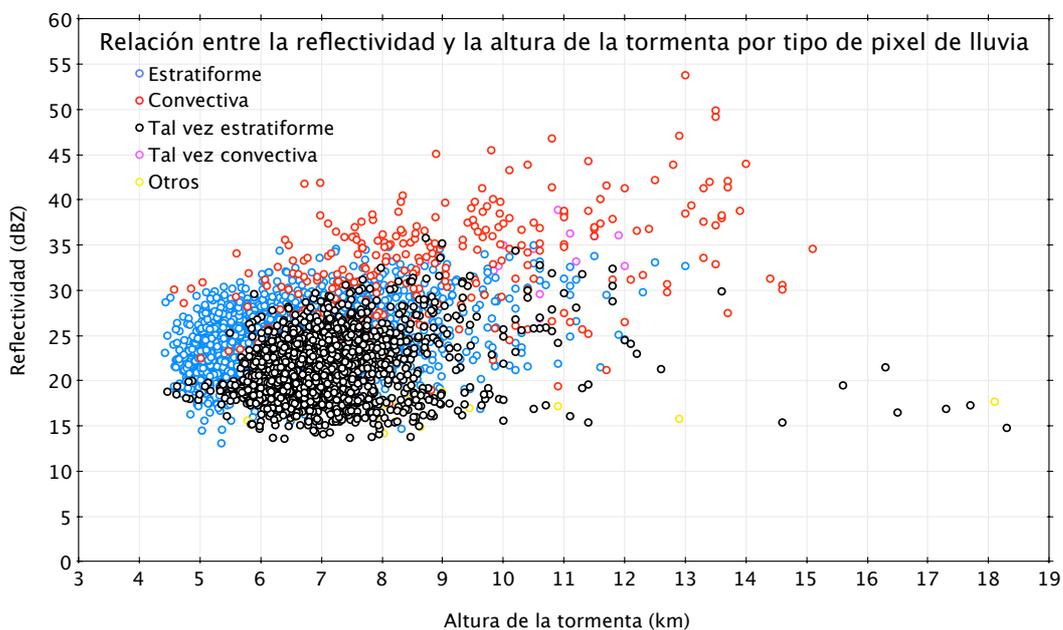


Figura 6.9 Relación de la Altura de la Tormenta y la Reflectividad para distintos tipos de lluvia.

Se ve en la figura 6.9 una débil relación entre la altura de la tormenta y la reflectividad para píxeles de lluvia convectiva pero debido a la gran cantidad de puntos no es tan fácil distinguirla, por ello se hicieron los siguientes gráficos para cada tipo de lluvia por separado.

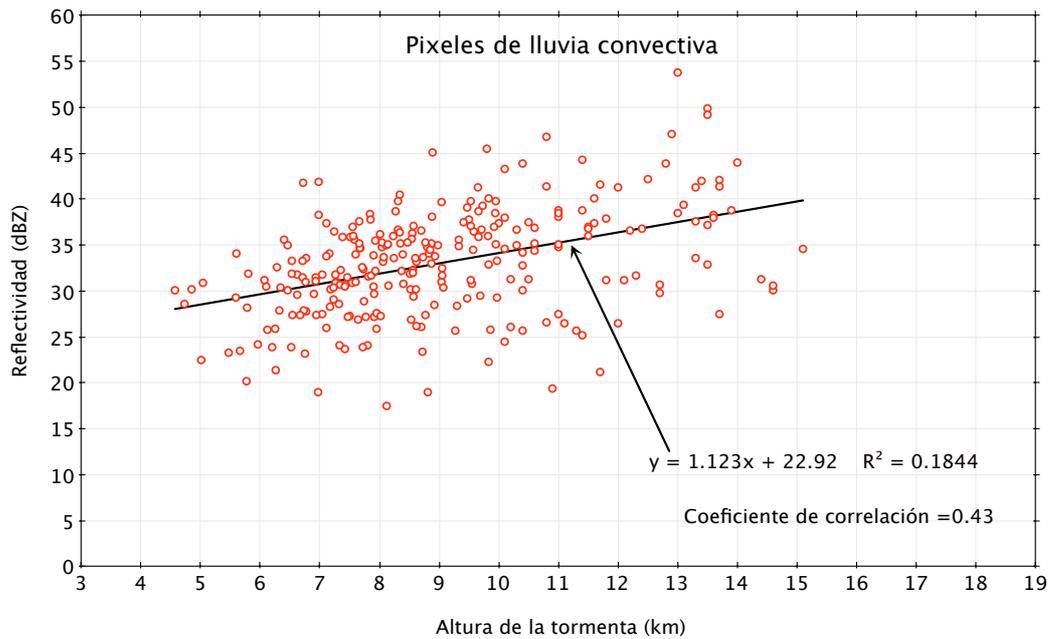


Figura 6.10 Relación entre la Reflectividad y la Altura del tope de la tormenta, cada círculo rojo representa un píxel con lluvia del tipo convectiva. El coeficiente de correlación es 0.43.

Se observa que hay una cierta correlación lineal entre la altura de la tormenta y la reflectividad, sin embargo, hay una desviación bastante grande de los datos respecto de la recta dibujada. En general el numero de pixeles con los valores de altura de la tormenta es bastante uniforme desde los 5 hasta los 14 km.

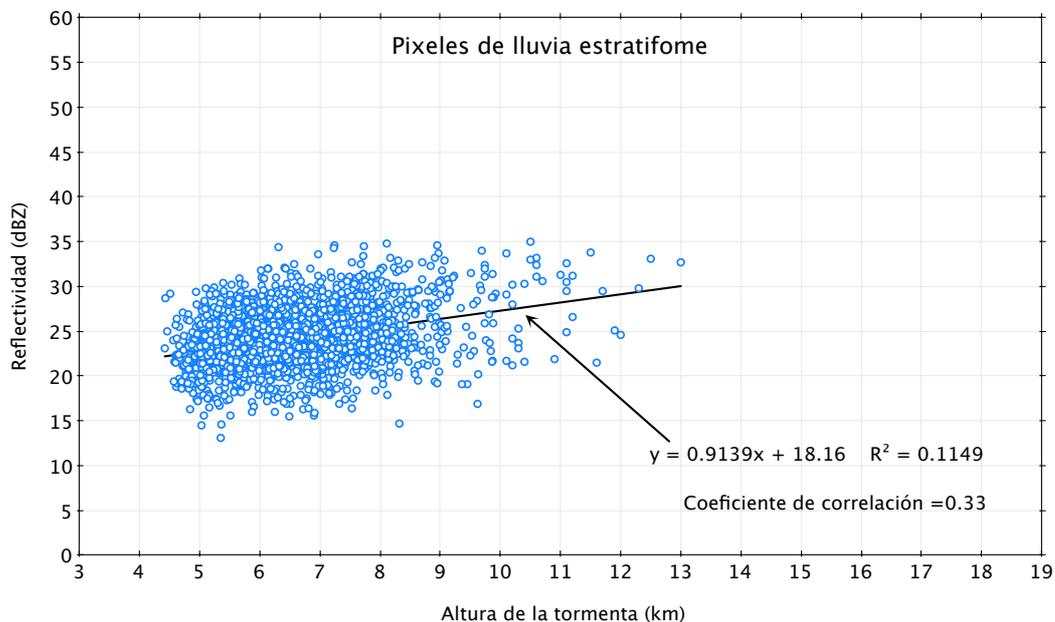


Figura 6.11 Relación entre la Reflectividad y la Altura del tope de la tormenta, cada círculo azul representa un píxel con lluvia del tipo estratiforme. El coeficiente de correlación es 0.33

La figura 6.11 muestra que no hay una relación lineal entre la altura de la tormenta y la reflectividad para el tipo de lluvia estratiforme, se observa que hay una acumulación de pixeles con alturas de tormenta entre 5 y 8 km y algunos pocos pixeles con alturas de

tormenta mayores a 10 km, la altura de tormenta máxima es 13 km. El mayor valor de reflectividad alcanzado por un píxel del tipo estratiforme es 35 dB y está 5 dB por debajo del umbral de 40 dB que utiliza el criterio horizontal del algoritmo del producto 2A23, según este umbral todos los píxeles por encima de 40dB son del tipo convectivo, ya es muy poco probable que una lluvia tan intensa sea una lluvia estratiforme.

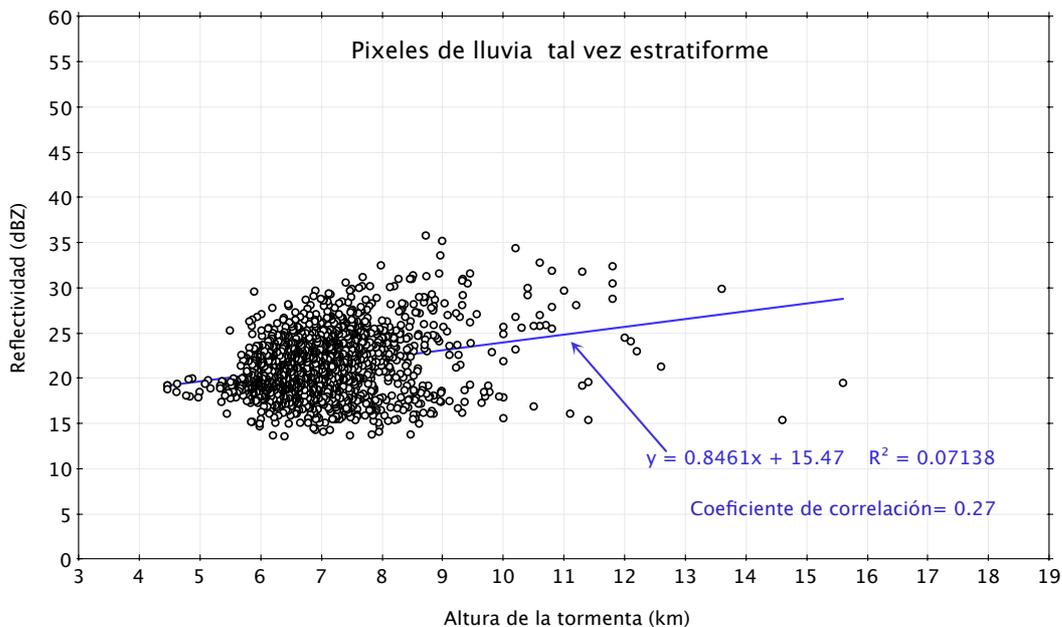


Figura 6.12 Relación entre la reflectividad y la altura de la tormenta. Cada círculo representa un píxel de lluvia del tipo tal vez estratiforme, se han quitado los píxeles con valores de altura de tormenta mayores a 16 km porque son mediciones inciertas. Entre las variables no se observa una relación lineal, el coeficiente de correlación es 0.2.

En las figuras se aprecia que para cada tipo de lluvia el coeficiente de correlación entre la altura de la tormenta y la lluvia es similar al coeficiente de correlación entre la altura de la tormenta y la reflectividad, en el caso de la lluvia convectiva el primero es un poco menor que el segundo, en el caso de lluvia estratiforme y tal vez estratiforme el primero es mayor que el segundo. Si no podíamos asumir una relación uno a uno entre la altura de la tormenta y la lluvia, es claro que tampoco podemos asumir una relación de ese tipo entre la altura de la tormenta y la reflectividad. Para la lluvia del tipo estratiforme y aún para la lluvia convectiva no se observa una relación lineal entre la altura de la tormenta y la reflectividad.

6.4 Contraste de los datos del PR TRMM y de las imágenes GOES.

Si las nubes se comportan como cuerpos negros que emiten radiación electromagnética, como es el caso de nubes ópticamente espesas, la curva de la radiación emitida dependerá de su temperatura, a medida que la temperatura decrece, el pico de la curva de la radiación de cuerpo negro se mueve hacia longitudes de onda mayores con menores intensidades. La temperatura de los objetos que se comportan como cuerpos negros (las nubes, cuerpos de agua o el suelo) determinada a partir de la medición de radiación en cierto intervalo de longitud de onda (en este caso en el canal infrarrojo), se conoce como temperatura de brillo.

En estudios anteriores se ha buscado una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la lluvia, un estudio en la zona usando mediciones de lluvia de estaciones meteorológicas e imágenes GOES de IR4 es el de Segura et al. del 2010 pero no se encontró una relación entre esas variables; relacionar la temperatura de brillo de un pixel (área) con la lluvia en una estación (un punto) no es algo directo, hay muchos factores que intervienen y que pueden afectar la comparación. En este estudio se buscaba obtener una relación entre los datos del GOES del canal IR4 (resolución de 4kmx4km) y los del PR TRMM (resolución de 5kmx5km), empezando por la relación entre la temperatura de brillo y la lluvia pero también se buscaba una relación entre la temperatura de brillo y la altura de la tormenta para tal fin se procedió de la siguiente manera:

Se hizo un programa que interpola linealmente la temperatura de brillo y la altura de las nubes de las imágenes GOES a la grilla del PR TRMM, se debe considerar que la grilla del TRMM varía en cada escaneo. Se hizo esto con las imágenes GOES en un intervalo de +/- 3 minutos que el satélite TRMM pasó por la zona de estudio.

Para los casos en los que se tuvo datos del PR TRMM y una imagen GOES se hicieron gráficos de dispersión entre temperatura de brillo y lluvia estimada en la superficie; temperatura de brillo y altura de la tormenta; altura de las nubes y altura de la tormenta, en cada gráfico se indicó el tipo de lluvia. Se sabe por el manual de instrucciones del algoritmo del radar de precipitación de la versión 6 cual es la sensibilidad del radar de precipitación o en otras palabras el mínimo valor de lluvia detectados (0.7 mm/hr), si en un rayo se supera ese mínimo se le asigna a todo el rayo un visto bueno y si dice que con certeza hay lluvia en ese rayo. Pero si se revisan los datos se observan valores de lluvia menores a 0.7 mm/hr y esto puede causar confusión. Se consultó a la NASA y un miembro del equipo científico del satélite

contestó diciendo que debido al esquema de corrección de la atenuación, bajos valores de lluvia son estimados y que el mínimo valor de lluvia distinto de cero producido por el algoritmo está alrededor de 0.1mm/hr. Entonces debemos entender que cuando se habla de lluvia certera, hay lluvia presente en un rayo, pero no necesariamente esta lluvia llega a la superficie, se puede evaporar en el trayecto, es obvio que si el valor de lluvia en la superficie es alto o mayor a 0.1 mm/hr tendremos más confianza en los valores de precipitación. En relación a lo anterior y si bien no es parte de esta tesis, se ha comparado los valores del PR TRMM con las mediciones de la estación meteorológica de Huayao y se sabe que cuando en la estación automática se midieron valores de lluvia igual a cero y a su vez el PR TRMM pasó por ahí, este último dio valores de lluvia igual a cero también.

En las comparaciones de la lluvia medida con el PR TRMM con los datos GOES se ha considerado pixeles con valores de lluvia en la superficie mayor a 0.2 mm/hr.

6.4.1 Temperatura de Brillo (GOES) y Lluvia en la superficie (PR TRMM)

Al inicio de esta tesis, se asumía la hipótesis de que la altura de las tormentas tiene relación uno a uno con la lluvia, se creía que las tormentas más altas presentan más lluvia. Usando únicamente los datos del PR TRMM se vio en la sección 6.3.1 que no hay relación uno a uno entre la lluvia y la altura de la tormenta, invalidando la hipótesis. Por otro lado, la manera tradicional de estimar la altura de una tormenta es a partir de la temperatura de brillo de las nubes, si las nubes son más altas su temperatura de brillo es menor. Se hizo un gráfico de dispersión (figura 6.13) entre la temperatura de brillo de las nubes y la lluvia, para ver si se observaba tal relación.

En la figura 6.13 se observa los valores de temperatura de brillo y lluvia para 40 pasadas del PR TRMM para las cuales se tienen imágenes GOES del canal infrarrojo 4 con una diferencia de tiempo no mayor a 3 minutos, cada círculo corresponde a un pixel con lluvia mayor a 0.2 mm/hr. Los colores de los círculos representan un tipo distinto de lluvia en base a la clasificación hecha por el producto 2A23 del PR TRMM. Se aprecia que la temperatura de brillo abarca un amplio rango de valores desde los 20°C hasta los -60°C, se aprecia que la lluvia estratiforme alcanza valores bajos de lluvia a pesar que la temperatura de brillo es bastante negativa, hay pixeles convectivos con temperaturas de brillo muy bajas y con lluvias intensas pero también hay pixeles con temperaturas de brillo bajas y con lluvias de poca intensidad.

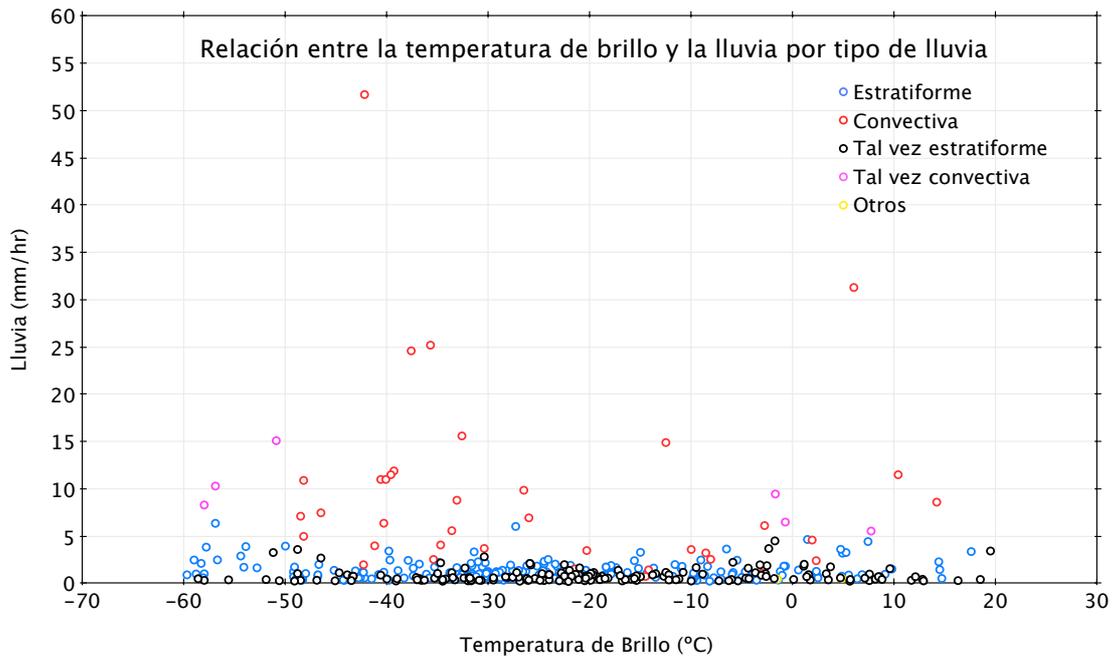


Figura 6.13 Gráfico de la temperatura de brillo extraída de una imagen GOES y la Lluvia medida por el PR TRMM, cada círculo corresponde a un píxel del PR TRMM para el cual se ha interpolado la temperatura de brillo. Los colores de los círculos representan un tipo de lluvia.

Ademas, llaman la atención los eventos convectivos con temperaturas de brillo altas y con lluvias intensas, ya que se esperaba que los eventos convectivos con lluvias intensas tengan temperaturas de brillo muy bajas; esto debido a que se cree que son tormentas muy profundas o de gran altura, esta observación se analiza en uno de los casos de estudio (sección 7.3). En general no se observa una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la lluvia. Para distinguir mejor las posibles relaciones entre las variables se hicieron gráficos para cada tipo de lluvia y se calcularon los coeficientes de correlación, los cuales se muestran a continuación.

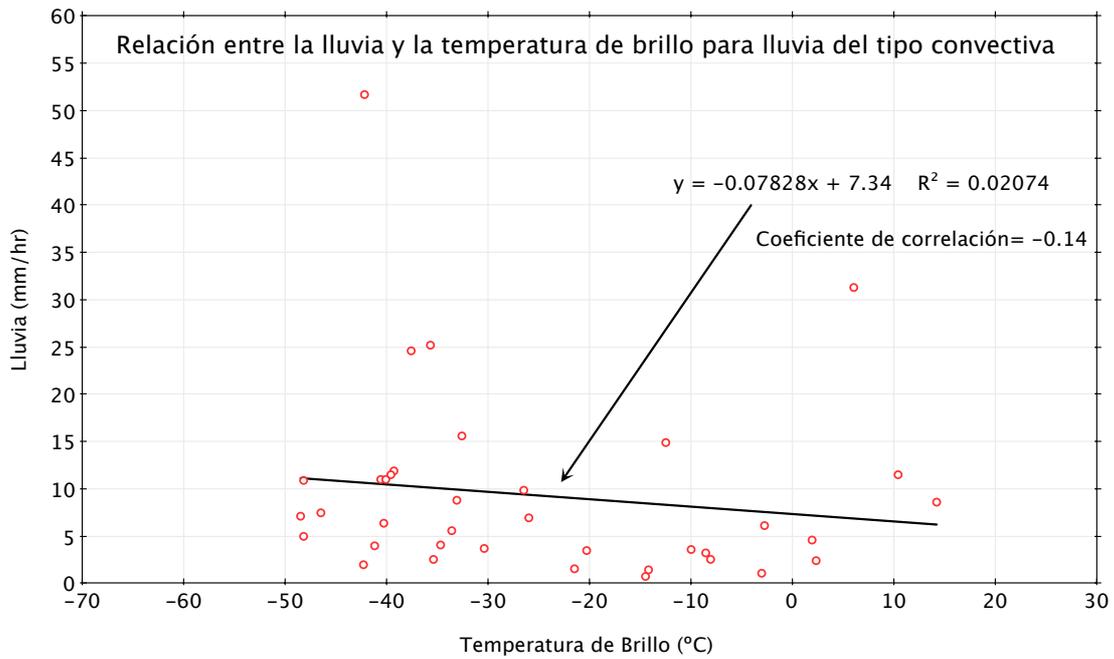


Figura 6.14 Cada círculo de color rojo es un píxel de lluvia del tipo convectiva, se observa que no hay una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la lluvia, el coeficiente de correlación lineal es -0.14.

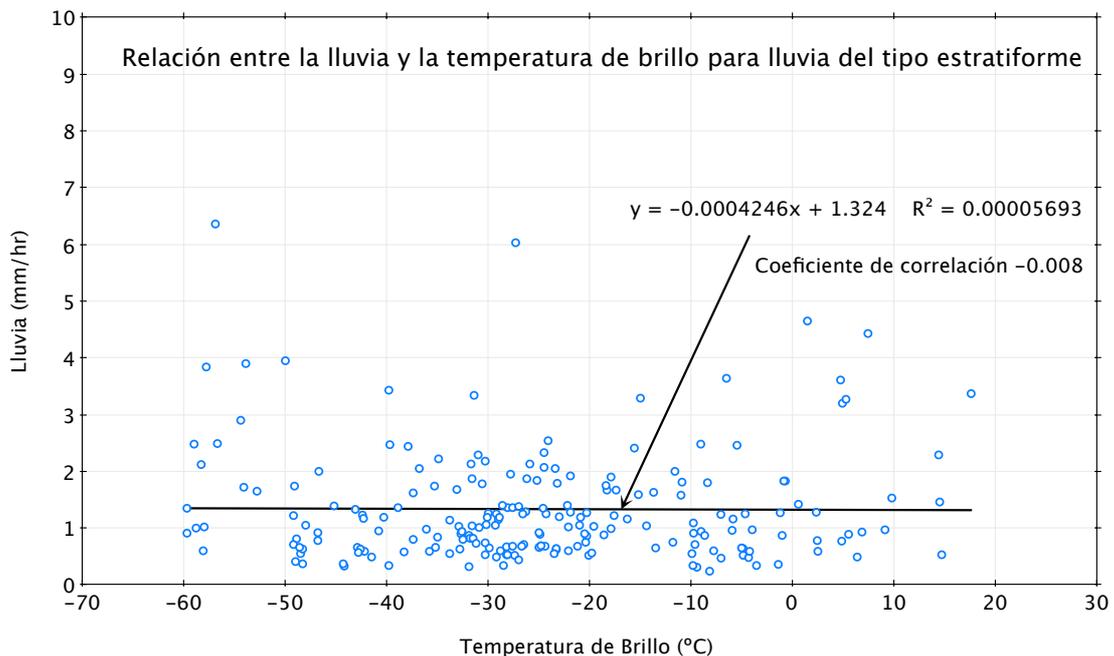


Figura 6.15 Cada círculo de color azul es un píxel de lluvia del tipo estratiforme, se observa que definitivamente no hay una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la lluvia.

De las figuras 6.13, 6.14 y 6.15 resulta claro que no hay una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la lluvia. La peor correlación la tiene el tipo de lluvia estratiforme y precisamente ese es el tipo de lluvia que predomina en la zona de estudio.

6.4.2 Temperatura de Brillo (GOES) y Reflectividad (PR TRMM)

Si bien en el gráfico de dispersión entre la temperatura de brillo y la lluvia se aprecia claramente que no hay una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la lluvia, en esta subsección se analiza la relación entre la temperatura de brillo y la reflectividad ya que puede darse el caso que en la conversión de la reflectividad a razón de lluvia exista algún error de cálculo o que se hayan usado parámetros que no sean correctos para la zona de estudio, aunque en la sección 6.1 se mostró que los parámetros usados por el PR TRMM son similares a los de la zona de estudio, los cuales fueron calculados a partir de las mediciones de la DSD hechas con la técnica del papel de filtro. No obstante, ya que se puede y se tienen los datos, se hizo un gráfico de dispersión entre la temperatura de brillo y la reflectividad cerca a la superficie para ver si es que hay una relación entre esas variables.

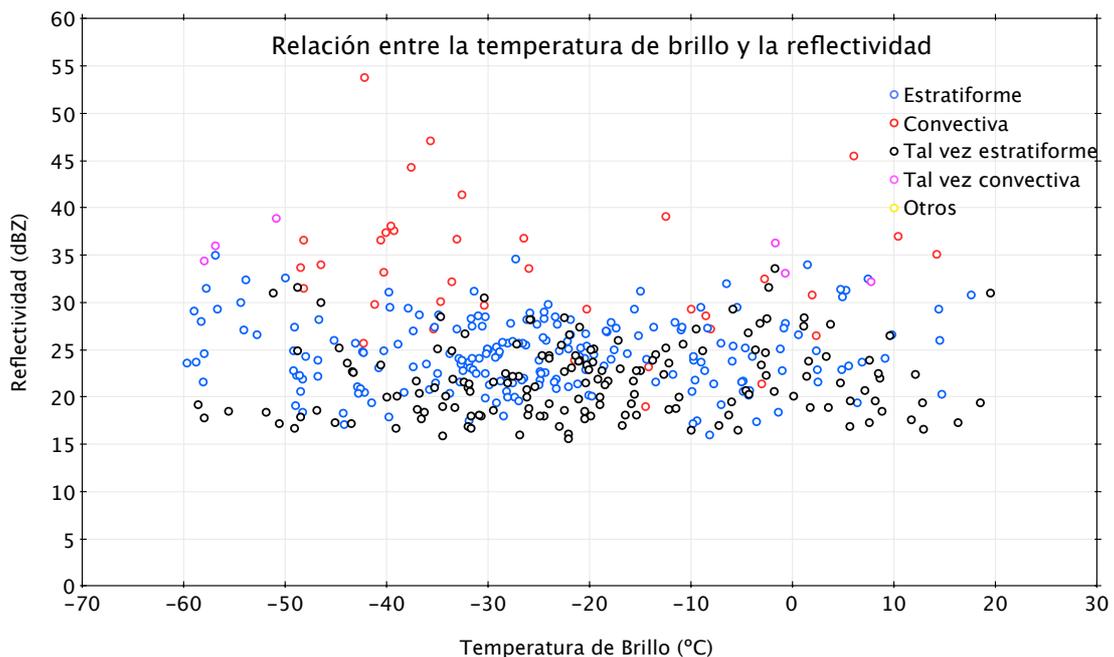


Figura 6.16 Gráfico de la temperatura de brillo extraída de una imagen GOES y la reflectividad cerca de la superficie medida por el PR TRMM, cada círculo corresponde a un pixel del PR TRMM para el cual se ha interpolado la temperatura de brillo. Los colores de los círculos representan un tipo distinto de lluvia.

La figura es similar a la figura 6.13 con la diferencia que los valores en el eje y están más espaciados, se observa que no hay una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la reflectividad. Se aprecia que los pixeles estratiformes alcanzan valores de

reflectividad hasta 35 dB mientras que los convectivos pueden llegar hasta 53 dB. Es importante recordar que el criterio horizontal del algoritmo del 2A23 clasifica a todos los pixeles con valores de reflectividad por encima de 40 dBZ (Awaka et al., 2004) como convectivos, pero pueden haber pixeles convectivos con reflectividades menores, si es que la reflectividad de estos pixeles es mayor que la de los de su entorno, es decir, si son núcleos convectivos (Steiner & Houze, 1995). En la figura se observa que hay pixeles con reflectividades menores a 40 dB estos serían aquellos que cumplen con el criterio de ser núcleos convectivos, ya que la otra razón para que sean considerados convectivos es que el criterio vertical los clasifique como convectivos pero eso solo ocurre si es que no se presenta banda brillante y la reflectividad es mayor a 39 dB en alguna parte del rayo, pero se sabe de otros estudios (Houze, 2007) que los pixeles convectivos presentan mayores reflectividades más cerca a la superficie. En base a esto podemos decir que los pixeles convectivos de la figura 6.17 con reflectividades menores a 40 dB son núcleos convectivos. Al igual que en la sección anterior, en esta sección se hicieron gráficos de dispersión entre las variables para cada tipo de lluvia.

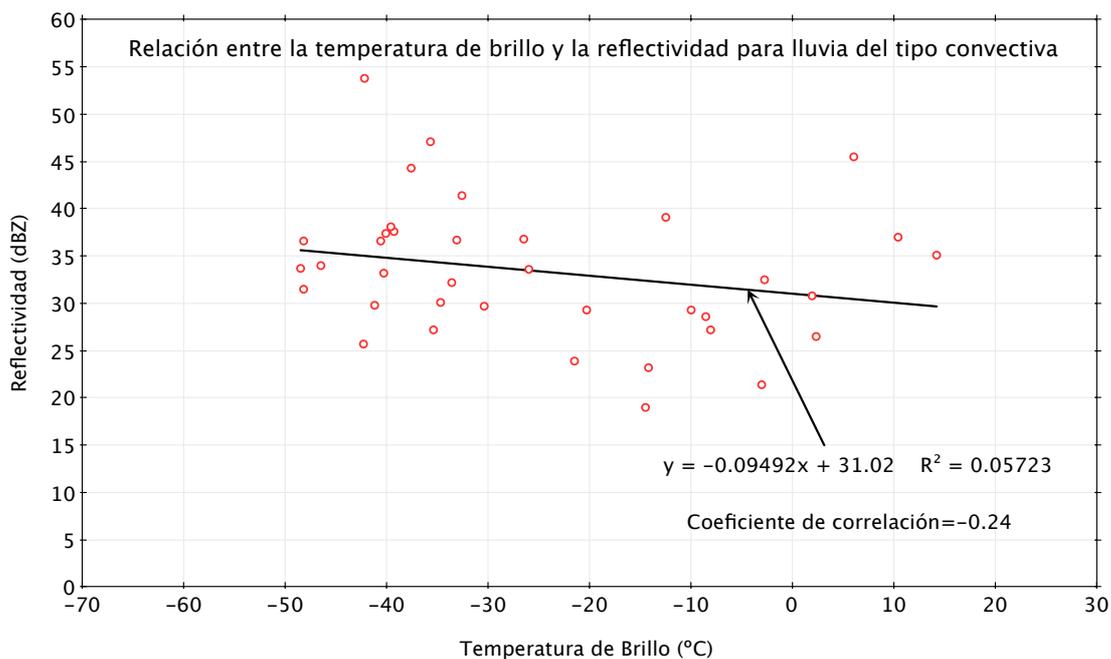


Figura 6.17 La figura muestra la relación entre la temperatura de brillo y la reflectividad para lluvia del tipo convectiva, se aprecia que no hay una relación uno a uno entre las variables, el coeficiente de correlación lineal es -0.24.

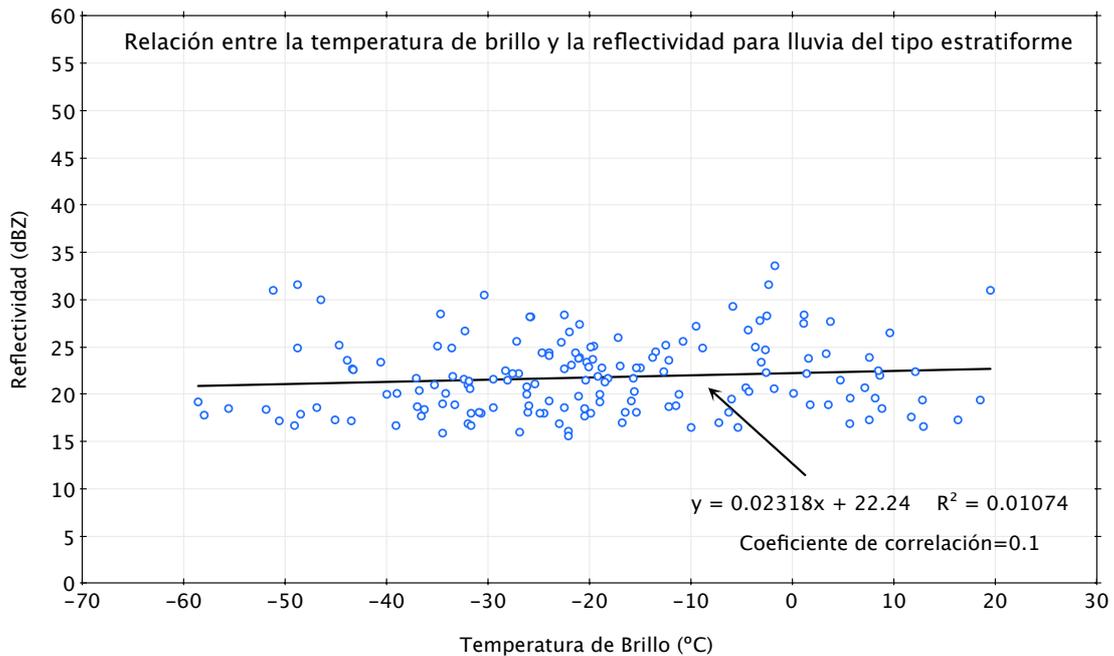


Figura 6.18 La figura muestra la relación entre la temperatura de brillo y la reflectividad para lluvia del tipo estratiforme, se aprecia que no hay una relación uno a uno entre las variables, el coeficiente de correlación lineal es 0.1. Por otra parte, la reflectividad de los píxeles estratiformes es en promedio 24.5 dB.

6.4.3 Temperatura de Brillo (GOES) y Altura de la Tormenta (PR TRMM)

La temperatura de brillo de una nube es la temperatura de la nube si esta emite como cuerpo negro, estamos asumiendo que las nubes que precipitan son lo suficientemente espesas ópticamente para comportarse como un cuerpo negro, por ello la temperatura de brillo nos dice la temperatura de la parte de la nube que emite hacia el sensor del satélite, es decir, nos dice la temperatura de la parte superior o el tope de las nubes. En esta sección se busca ver una relación entre la temperatura del tope de las nubes (que asumimos son más frías mientras más arriba están en la atmósfera, ver perfil vertical de la temperatura del aire figura 5.3) y la altura de la tormenta.

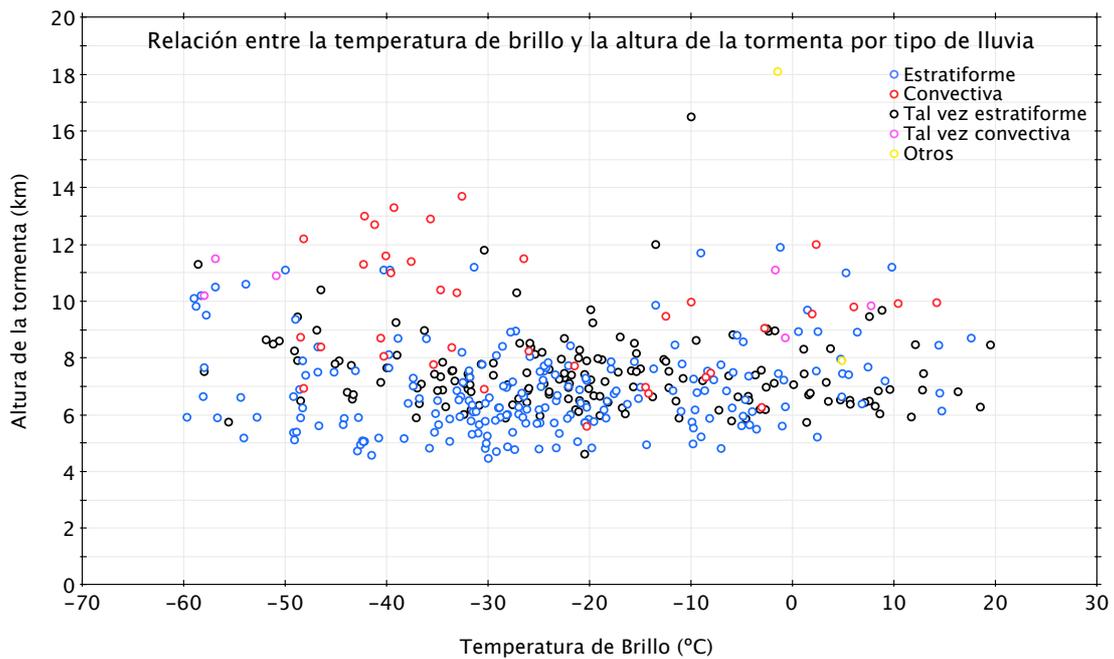


Figura 6.19 Gráfico de dispersión de la temperatura de brillo y la altura de la tormenta por tipo de lluvia, cada círculo corresponde a un píxel del PR TRMM para el cual se ha interpolado la temperatura de brillo.

Se observa que la altura de la tormenta no se correlaciona con la temperatura de brillo, se observan píxeles convectivos y estratiformes con temperaturas de brillo altas y con valores de altura de la tormenta superiores a 7km respecto del elipsoide de referencia que es equivalente al nivel del mar. Esto sugiere que estos píxeles pueden estar promediando una escena parcialmente nublada, es decir, el píxel puede estar recibiendo radiación del suelo y de la nubes. Este sería el caso de tormentas de una extensión pequeña, principalmente del tipo convectivo que tienen forma de torre, esto se analiza con detalle en los casos de estudio con ayuda de los perfiles verticales.

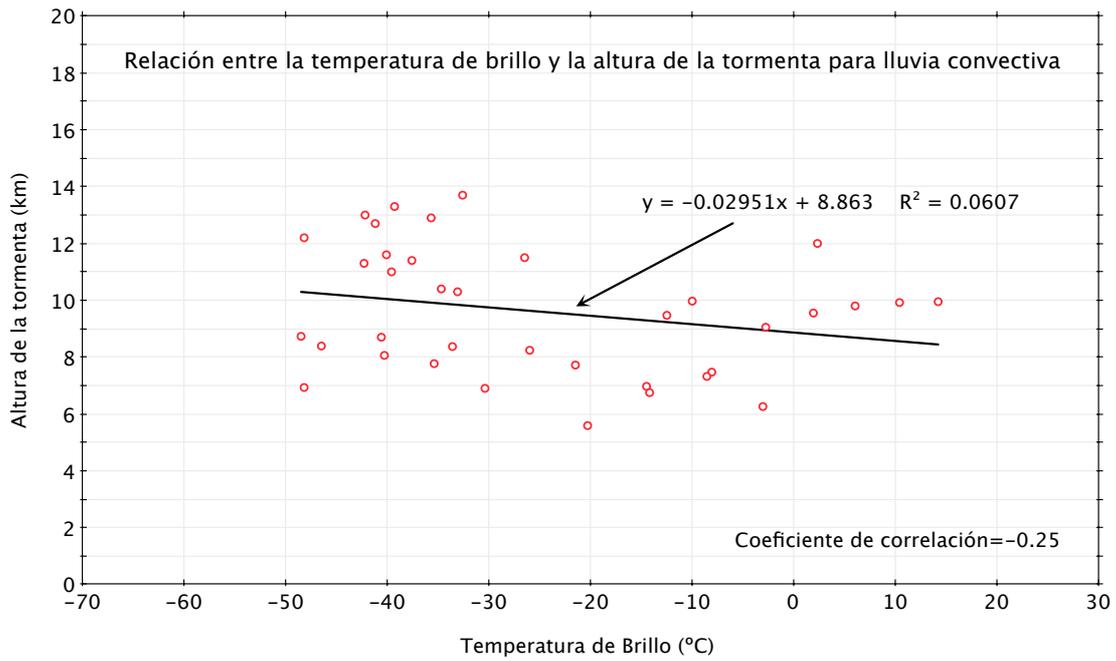


Figura 6.20 Relación entre la temperatura de brillo y la altura de la tormenta, se observa que no hay una relación lineal entre ambas, el coeficiente de correlación es -0.25.

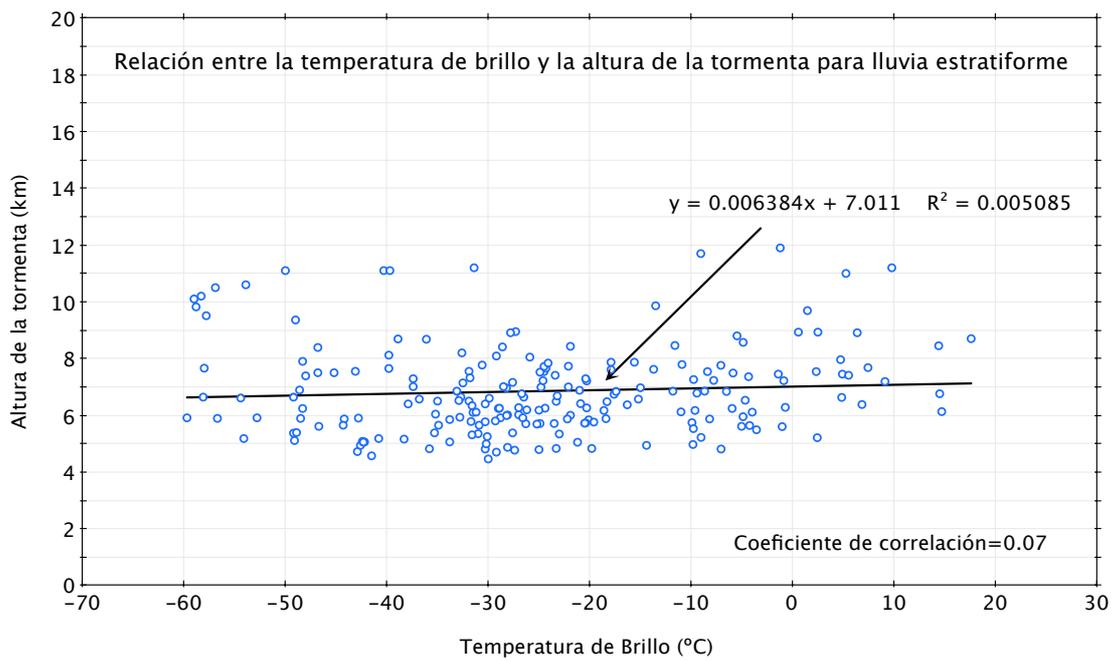


Figura 6.21 Relación entre la temperatura de brillo y la altura de la tormenta, se observa que no hay una relación lineal entre las variables, el coeficiente de correlación es de 0.07.

6.4.4 Altura del tope de las nubes (GOES-Reanalysis) y Altura de la Tormenta (PR TRMM)

La altura del tope de las nubes o altura de brillo como la hemos llamado, ha sido calculada en base a los valores de temperatura de brillo de los píxeles de las imágenes GOES usando un perfil vertical de temperatura del aire elaborado a partir de las salidas del modelo Reanalysis. El perfil vertical de temperaturas se usa para asignar a cada píxel una altura de acuerdo a su temperatura.

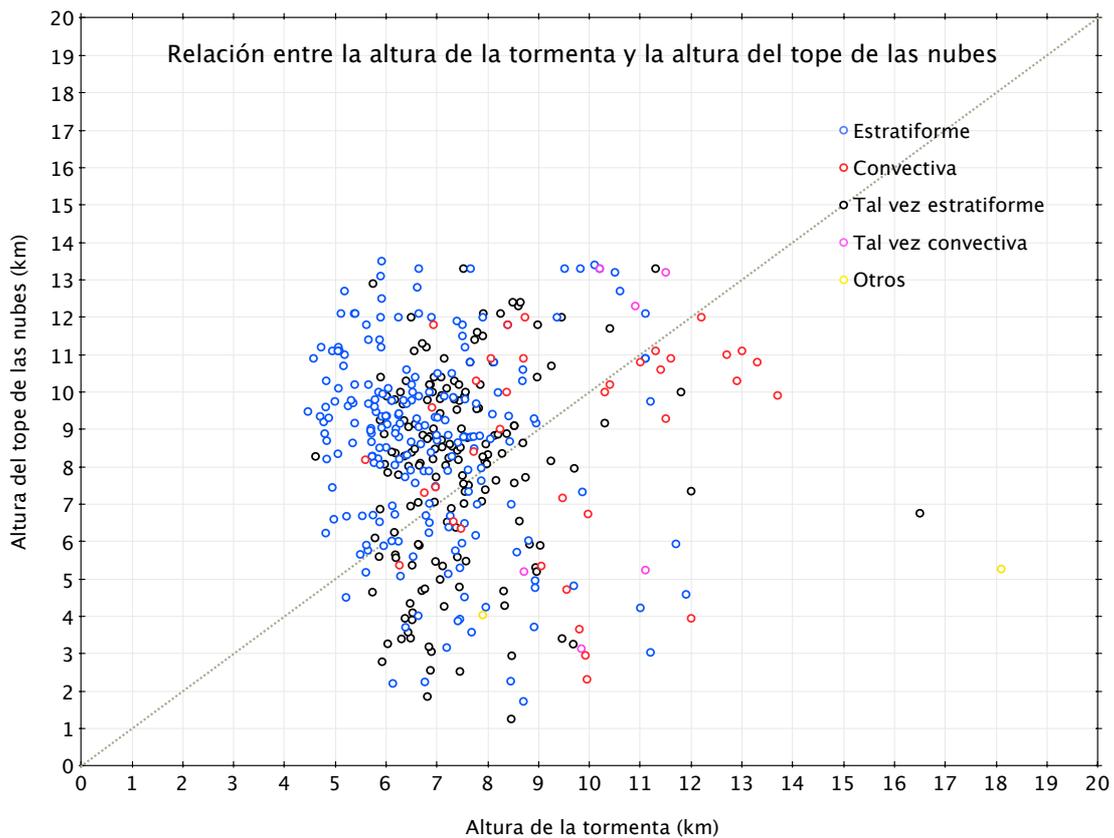


Figura 6.22 Gráfico de la altura de la tormenta y la altura del tope de las nubes, los círculos son píxeles de lluvia y su color representa un tipo distinto de lluvia, la línea punteada corresponde a la igualdad $y=x$, se observa que a veces la altura del tope de las nubes es mayor que la altura de la tormenta y a veces se da lo opuesto indistintamente del tipo de lluvia.

Al inicio del presente estudio se esperaba que la altura del tope de las nubes sea similar a la altura de la tormenta que es la altura máxima a la cual se detectó un hidrometeoro. En la figura 6.22 se muestran algunos píxeles para los cuales la altura del tope de las nubes es menor que la altura de la tormenta, esto revelaría que el sensor del GOES estaría promediando la radiación recibida de las nubes y la del suelo, produciendo valores incorrectos de temperatura de brillo y por lo tanto valores incorrectos de la altura del tope de las nubes.

Existen algunos perfiles verticales de nubes y lluvia obtenidos de muestreos casi simultáneos hechos por el satélite Cloudsat y el TRMM, en los que se observa que la altura del tope de las nubes esta o al mismo nivel o por encima de la altura de las tormentas. Desde ese punto de vista, cuando la altura de las nubes es consistente con la altura de las tormentas, es decir, cuando la altura de las nubes esta por encima de la altura de las tormentas, se hizo un gráfico de dispersión y se calculó la correlación entre la temperatura de brillo y la lluvia para los diferentes tipos de lluvia, encontrándose una buena correlación para el tipo convectivo pero una baja correlación para el tipo estratiforme como se muestra a continuación:

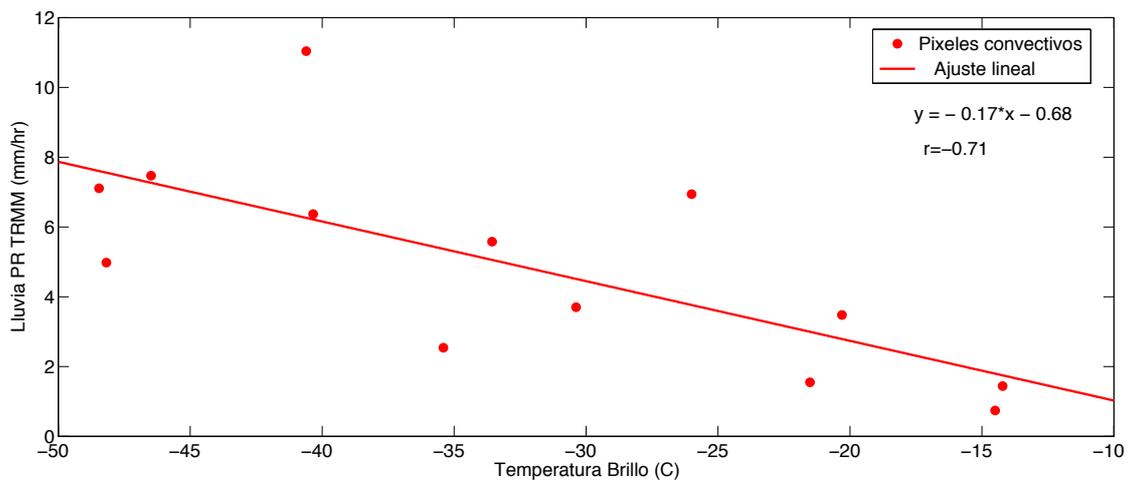


Figura 6.23 En la figura se aprecian los píxeles convectivos cuya altura de nube es mayor que la altura de la tormenta, al comparar la temperatura de brillo con la lluvia se observa una buena correlación de -0.71 entre ambas.

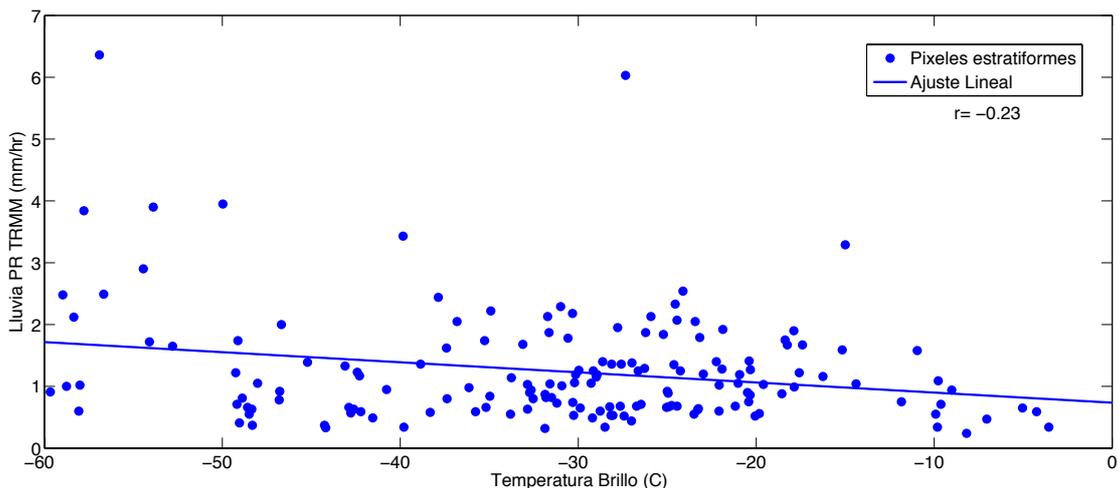


Figura 6.24 En la figura se aprecian los píxeles estratiformes cuya altura de nube es mayor que la altura de la tormenta, al comparar la temperatura de brillo con la lluvia se observa una baja correlación de -0.23 entre las variables.

6.5 Extensión de las Tormentas

En esta sección se muestran los resultados de aplicar la metodología seguida en la sección 5.6. para el cálculo de la extensión de las tormentas. Luego de determinar la extensión horizontal de cada tormenta dentro de una pasada del PR, se hizo el cálculo de cuantas tormentas se tienen de acuerdo a su extensión. Se ha considerado todas las tormentas registradas por el PR TRMM en el periodo 1998-2011 en los meses de enero, febrero y marzo, el número de total de tormentas registradas en la zona de estudio es 323.

El resultado del conteo de tormentas según su extensión se aprecia en la figura 6.25 donde la extensión de las tormentas está dada en números de pixeles (donde el área de cada pixel es de $5 \times 5 \text{ km}^2$) y en la figura 6.26 donde la extensión de las tormentas está data en km^2 .

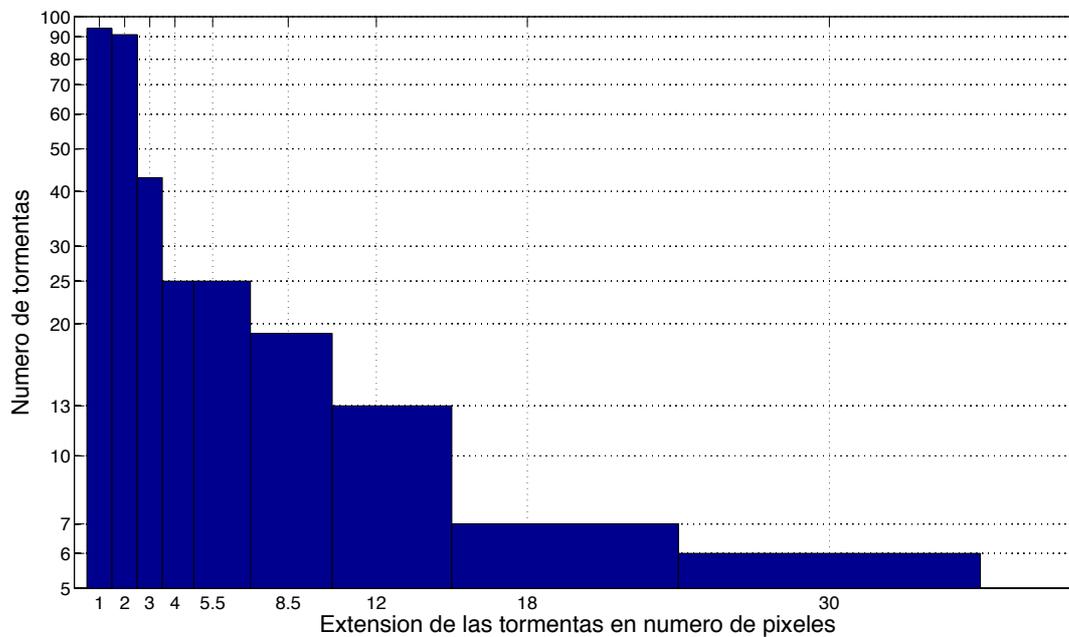


Figura 6.25 Gráfico de barras que muestra el conteo de tormentas en función de su extensión horizontal en número de pixeles que han sido registradas en la zona de estudio por el PR TRMM entre los años 1998 a 2011 durante los meses de enero, febrero y marzo.

Se observa que en la zona de estudio se presentan más tormentas con una extensión de 1,2,3. El número de tormentas decrece considerablemente para tormentas de 4 píxeles en adelante, la tormenta más grande registrada esta formada por 38 píxeles. Debido al área considerada en la zona de estudio y al algoritmo usado para identificar las tormentas, el cual sólo contabiliza aquellas tormentas completamente contenidas en el área de estudio, es decir, aquellas cuyos bordes no llegan hasta el borde del área de estudio delimitada (para evitar contar pedazos incompletos de tormentas), la

probabilidad de encontrar tormentas grandes es menor que la probabilidad de encontrar tormentas pequeñas.

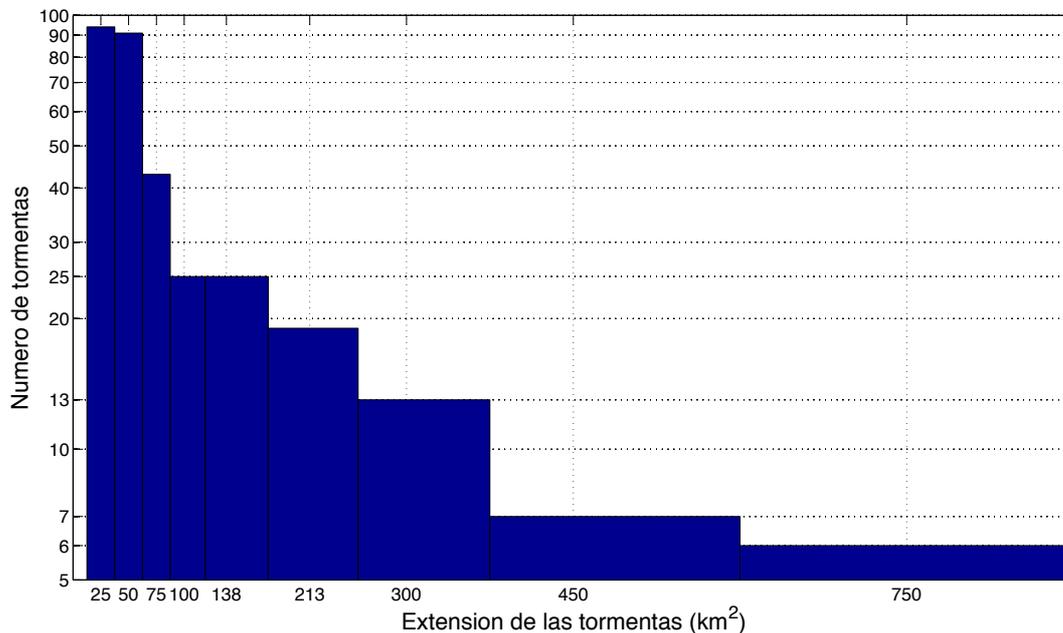


Figura 6.26 Gráfico de barras que muestra el número de las tormentas en función de su extensión en km² registradas por el PR entre los años 1998 al 2011 durante los meses de enero, febrero y marzo.

6.6 Intensidad de las tormentas

En esta sección se muestra los resultados de calcular la intensidad promedio de la lluvia para cada tormenta, la cual es la razón de lluvia promedio de los pixeles que conforman cada tormenta y además se muestra la intensidad de lluvia máxima dentro de cada tormenta, que es el valor máximo de lluvia entre todos los pixeles que conforman una tormenta. La intensidad promedio y máxima de lluvia para cada tormenta se presenta en gráficos de cajas para todas las tormentas en función de su extensión horizontal (Figura 6.27 y 6.28). Cada gráfico de cajas fue calculado de manera tradicional, los outliers (cruces rojas) son aquellos valores que son mayores a $Q3+1.5 IQR$ y menores a $Q1-1.5IQR$. Donde $Q1$ y $Q3$ son el primer y tercer cuartil e IQR es el rango intercuartílico ($Q3-Q1$).

6.6.1 Intensidad promedio de lluvia por tormenta

En la figura 6.27 se observa que la mediana de la intensidad promedio de lluvia aumenta a medida que aumenta la extensión horizontal de las tormentas. Esto llevaría a pensar que las tormentas más grandes son más intensas, pero la evidencia definitiva

se muestra recién en la figura 6.28. Por otro lado, se observa que la intensidad promedio de las tormentas en un 99% de los casos es menor que 2mm/hr.

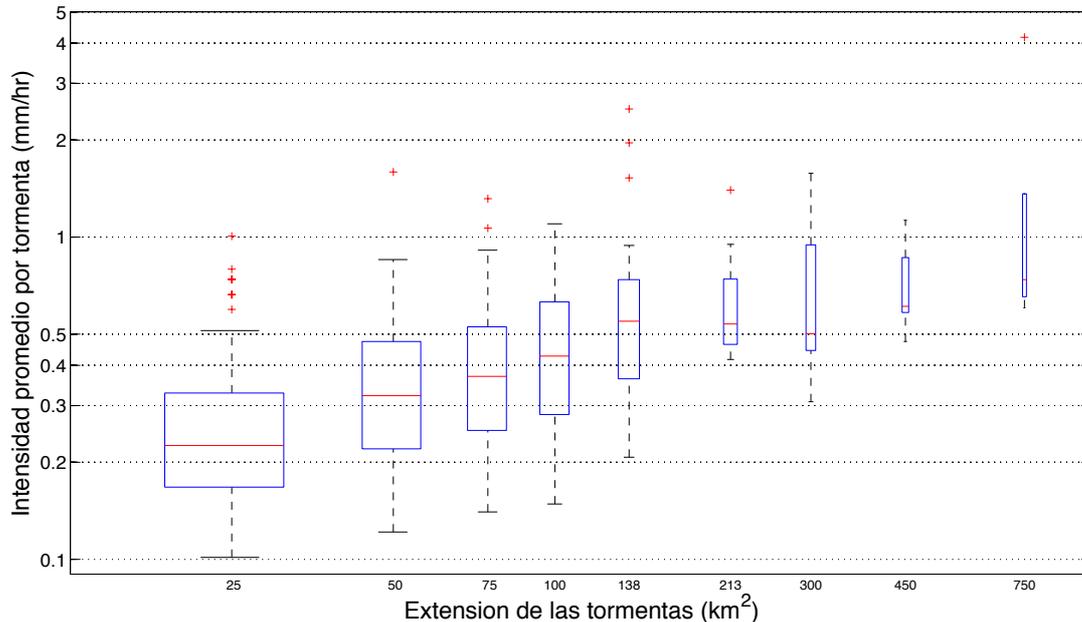


Figura 6.27 Gráfico de cajas de la intensidad promedio de lluvia (la cual se obtuvo calculando la razón de lluvia promedio de los pixeles que conforman cada tormenta) para distintas extensiones de las tormentas. Elaborado a partir de las intensidades promedio calculadas para todas las tormentas registradas por el PR TRMM en el área de estudio entre los años 1998 al 2011 durante los meses de enero, febrero y marzo. (Los ejes están en escala logarítmica)

No se debe confundir este análisis con el aporte a la precipitación total calculado en la sección 6.2. en donde si se considero todos los pixeles de la zona de estudio, aunque las tormentas se extiendan fuera de la zona de estudio.

Por otro lado, se pone en evidencia que debemos delimitar con mucho cuidado las tormentas y diferenciar aquellos pixeles convectivos continuos de los estratiformes que suelen estar alrededor y de aquellos dispersos ya que estos pixeles estratiformes que circundan los núcleos convectivos pueden estar conectados con otros pixeles más alejados y formar una tormenta de muchos pixeles (con una intensidad promedio menor), además, alguno de esos pixeles estratiformes puede colindar con el borde de la zona de estudio y esto hace que la tormenta quede fuera del análisis.

Finalmente se vio que la manera más sencilla de analizar e interpretar la intensidad de una tormenta en función de su extensión horizontal es considerando el pixel con lluvia máxima de cada tormenta y de esta manera elaborar el gráfico de cajas, lo cuál se muestra a continuación.

6.6.2 Intensidad máxima de lluvia por tormenta

Para cada tormenta se determino el pixel con lluvia máxima, y se hizo un gráfico de cajas de las intensidades máximas de todas las tormentas en función de su extensión horizontal el cual se muestra en la siguiente figura.

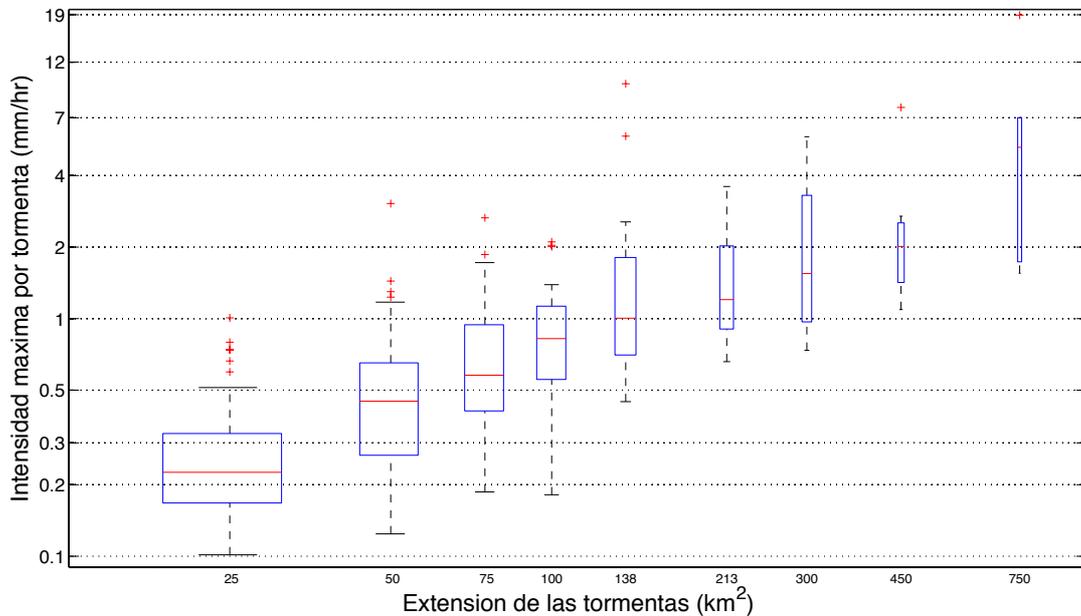


Figura 6.28 Gráfico de cajas de la intensidad de lluvia máxima (la cual es el valor máximo de razón de lluvia de todos los pixeles que conforman una tormenta) para distintas extensiones de tormentas. Elaborado a partir de las intensidades máximas de todas las tormentas registradas por el PR TRMM en el área de estudio entre los años 1998 al 2011 durante los meses de enero, febrero y marzo. (Los ejes están en escala logarítmica)

De la figura 6.28 se puede decir que la intensidad de lluvia máxima dentro de las tormentas aumenta a medida que aumenta el tamaño de la tormenta. Esto puede estar asociado a un núcleo convectivo en las tormentas de mayor tamaño, sin embargo, las tormentas pequeñas tienen intensidades máximas que asociamos a precipitación estratiforme principalmente porque en la zona seleccionada se han detectado apenas 22 pixeles del tipo convectivo con intensidad menor a 2 mm/hr y el total de tormentas formadas por 1 a 3 pixeles es 228.

Si bien se observa que una tormenta llego a tener una intensidad máxima de 19mm/hr, el 99% de las tormentas tienen intensidades máximas menores a 7 mm/hr.

7 Casos de Estudio

En el capítulo anterior se encontraron resultados interesantes que de cierta manera van en contra de lo que se intuía respecto de la relación entre la temperatura de brillo y la lluvia, es decir la temperatura de brillo de las nubes, calculada a partir de una imagen del satélite GOES no nos permite, por si misma, determinar la cantidad de lluvia que cae de esas nubes. Además los datos del PR TRMM muestran que no existe una relación uno a uno entre la altura de la tormenta y la lluvia en la superficie. Y tampoco hay una relación uno a uno entre la temperatura de brillo y la altura de la tormenta. Por tal motivo, para analizar mejor lo que puede estar sucediendo, se analizan dos eventos que presentan lluvias muy intensas pero temperaturas de brillo bastante distintas. Para hacer tal análisis se han elaborado mapas con los valores de precipitación de los pixeles del PR, a los que se les ha adicionado la información de topografía y temperatura de brillo, además se han construido perfiles verticales de precipitación para cada evento.

7.1 Perfiles Verticales

Antes de mostrar los perfiles verticales debemos recordar la geometría de escaneo del satélite, el satélite escanea en la dirección transversal a la dirección de vuelo, cada escaneo esta compuesto por 49 mediciones circulares de 5 km de diámetro cada una y que se conocen como rayos (figura 7.1). A partir de aquí definimos el término celda como el conjunto de los 49 rayos. Si consideramos el hecho que la dirección de vuelo del satélite es casi perpendicular a la dirección de las celdas, podemos usar estas dos direcciones para hacer perfiles verticales.

Representación de los rayos y de las celdas

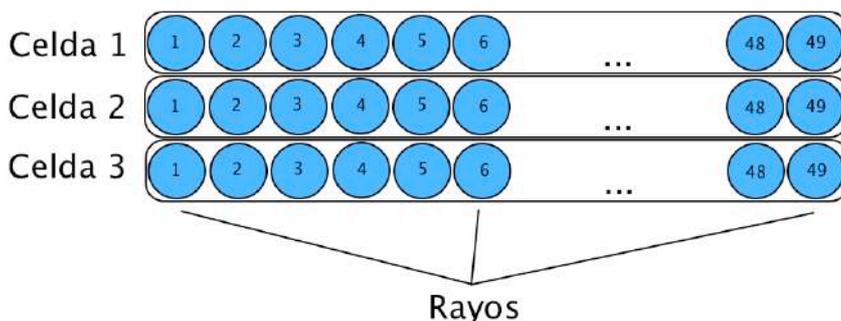


Figura 7.1. La figura es una representación de los 49 rayos dentro de una celda, si fijamos un rayo y avanzamos en el numero de celdas tenemos una dirección y un sentido y si

seleccionamos una celda y avanzamos en el número de rayos tendremos otra dirección y sentido. En esta representación las direcciones mencionadas parecen perpendiculares pero en realidad estas no serían exactamente perpendiculares debido a que las mediciones en los 49 rayos no son simultáneas, el tiempo de muestreo de cada celda es de 0.6 segundos.

Debemos notar que el satélite no siempre pasa por la zona de estudio de la misma manera, a veces viene del noroeste (fig. 7.2 izquierda) a veces viene del suroeste (fig. 7.2 derecha). En los perfiles hemos considerado las direcciones y sentidos que se muestran con las flechas de color rojo y azul. Debemos recordar que el número de rayos forma 90 grados respecto de la dirección de vuelo, es decir si el satélite viene del noroeste el número de rayos crece en el sentido de la flecha azul (fig. 7.2 izquierda) pero si viene del suroeste el número de rayos crece en el sentido de la flecha negra (fig. 7.2 derecha). En ambos casos se tiene una flecha azul para designar el sentido en que se tomaron los perfiles verticales, esto es por fines prácticos, ya que la flecha azul siempre tiene una componente que va de oeste a este y esto facilita la ubicación de los perfiles en los mapas.

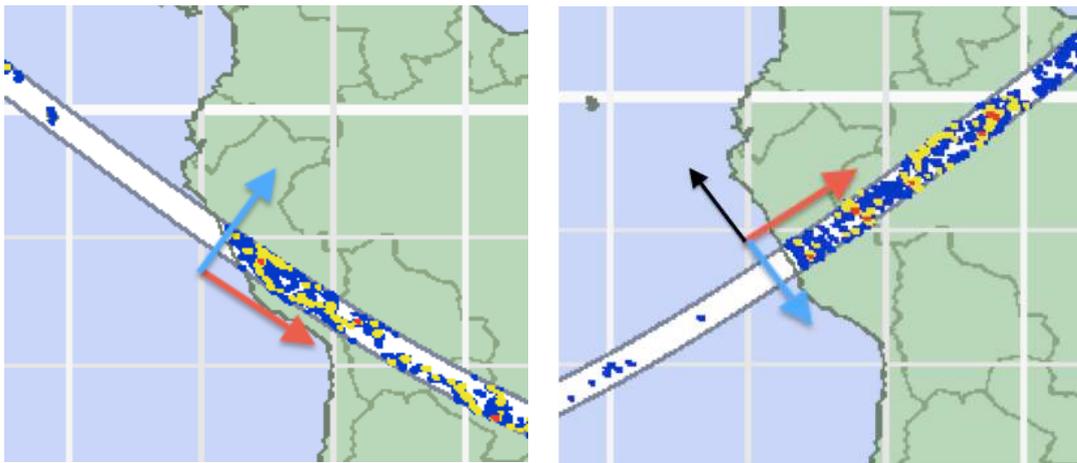


Figura 7.2 Imagen representativa del swath que escanea el satélite, la dirección y el sentido de vuelo viene dado por la flecha roja para el caso de estudio. A la izquierda (3 de enero del 2007) el número de rayos crece en el sentido de la flecha azul. A la derecha (17 de marzo del 2004) el número de rayos crece en el sentido de la flecha negra. Para fines prácticos en ambos casos los perfiles verticales para cada escaneo tienen el sentido de las flechas azules. Imagen modificada de la página de descarga de datos de la NASA.

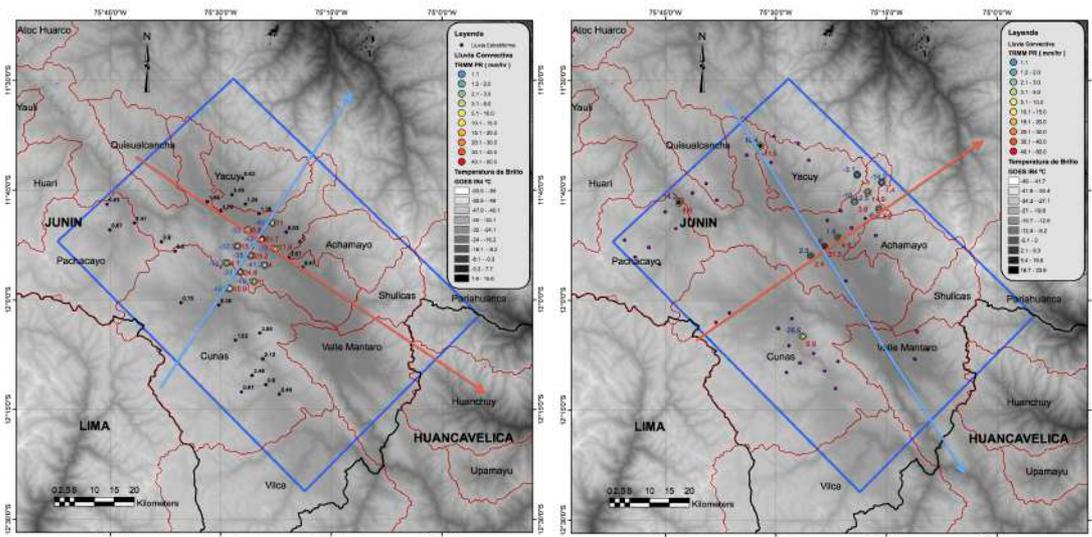


Figura 7.3 Mapas con los píxeles de lluvia, la flechas nos indican las direcciones y sentidos considerados para hacer los perfiles verticales. La imagen de la izquierda corresponde al 3 de enero de 2007 y la imagen de la derecha al 17 de marzo de 2004.

En la figura se observa las direcciones de los perfiles verticales, la flecha roja es la dirección para un rayo fijo (que contiene varias celdas) y la flecha celeste es la dirección de una celda (una celda contiene 49 rayos), los puntos son los valores georeferenciados de los píxeles de lluvia. No se debe confundir el rectángulo azul, que es el área delimitada para el estudio, con el ancho del swath, el rectángulo tiene un ancho aproximado de 80 km mientras que el swath que se observa en la figura 7.2 tiene un ancho de 250 km.

7.2 Caso de Estudio 03 de Enero de 2007.

Para comparar los valores medidos por el PR TRMM con la temperatura de brillo calculada a partir de las imágenes GOES se ha interpolado los valores de temperatura de brillo para que coincidan espacialmente con las posiciones donde se detectó lluvia por el PR TRMM. En la figura 7.4 se muestra la precipitación y para facilitar la ubicación espacial se muestra la topografía en el fondo. De aquí en adelante la variable lluvia estimada en la superficie calculada por el PR la llamaremos simplemente lluvia y es representada por puntos, donde cada punto corresponde al centro del pixel de lluvia (figura 3.5), los puntos pequeños de color morado representan lluvia del tipo estratiforme y los puntos más grandes representan lluvia convectiva, para los puntos convectivos los colores que van desde el azul, verde, amarillo, naranja hasta el rojo representan lluvia que va de menor a mayor intensidad. Además de la lluvia, los puntos grandes o convectivos (los más lluviosos) contienen

puntitos más pequeños, estos muestran la temperatura de brillo del pixel en una escala de grises.

En la escala de grises el color blanco representa el mínimo valor de temperaturas de brillo (tal es el caso de las nubes más altas que son muy frías) mientras que el negro representa el máximo valor de temperaturas de brillo (suelo). En las figuras se muestran también los valores de lluvia (mm/hr) en números de color rojo y de las temperaturas de brillo (°C) en azul.

Este caso de estudio corresponde a un evento para el cual se detectó el valor máximo de lluvia en un pixel de todos los eventos registrados por el PR TRMM, además para este caso se tienen temperaturas de brillo bajas y lluvias intensas en varios pixeles. Se utilizaron los datos del PR TRMM el cual pasó por la zona a las 15:42pm y una imagen GOES correspondiente a las 15:45pm. La zona donde se observa la lluvia está muy cerca al nadir, por lo que la corrección hecha debido a la geometría de escaneo es muy sutil.

7.2.1 Lluvia y topografía.

En el mapa de la figura 7.4 se muestra la lluvia como puntos sobre el valle, la lluvia identificada como convectiva es representada por los puntos más grandes mientras que la lluvia clasificada como estratiforme está representada por puntos pequeños de color morado, en la leyenda se aprecian los valores que toma la lluvia convectiva de acuerdo a cada color; se observa que en el valle hay una zona de lluvias muy intensas que incluyen varios puntos contiguos con valores de lluvia alrededor de los 12 mm/hr, dos puntos con valores cercanos de los 25 mm/hr y un valor máximo que llega hasta los 51 mm/hr. Considerando que cada punto corresponde al centro de un área circular de 5 km de diámetro podemos calcular que la parte de la tormenta que presenta lluvia convectiva tiene una extensión de 275 km². Es una gran tormenta con una zona de lluvia convectiva grande pero que también presenta: pixeles estratiformes, tal vez estratiformes y tal vez convectivos, el tamaño total de la tormenta es casi el doble si consideramos esos pixeles.

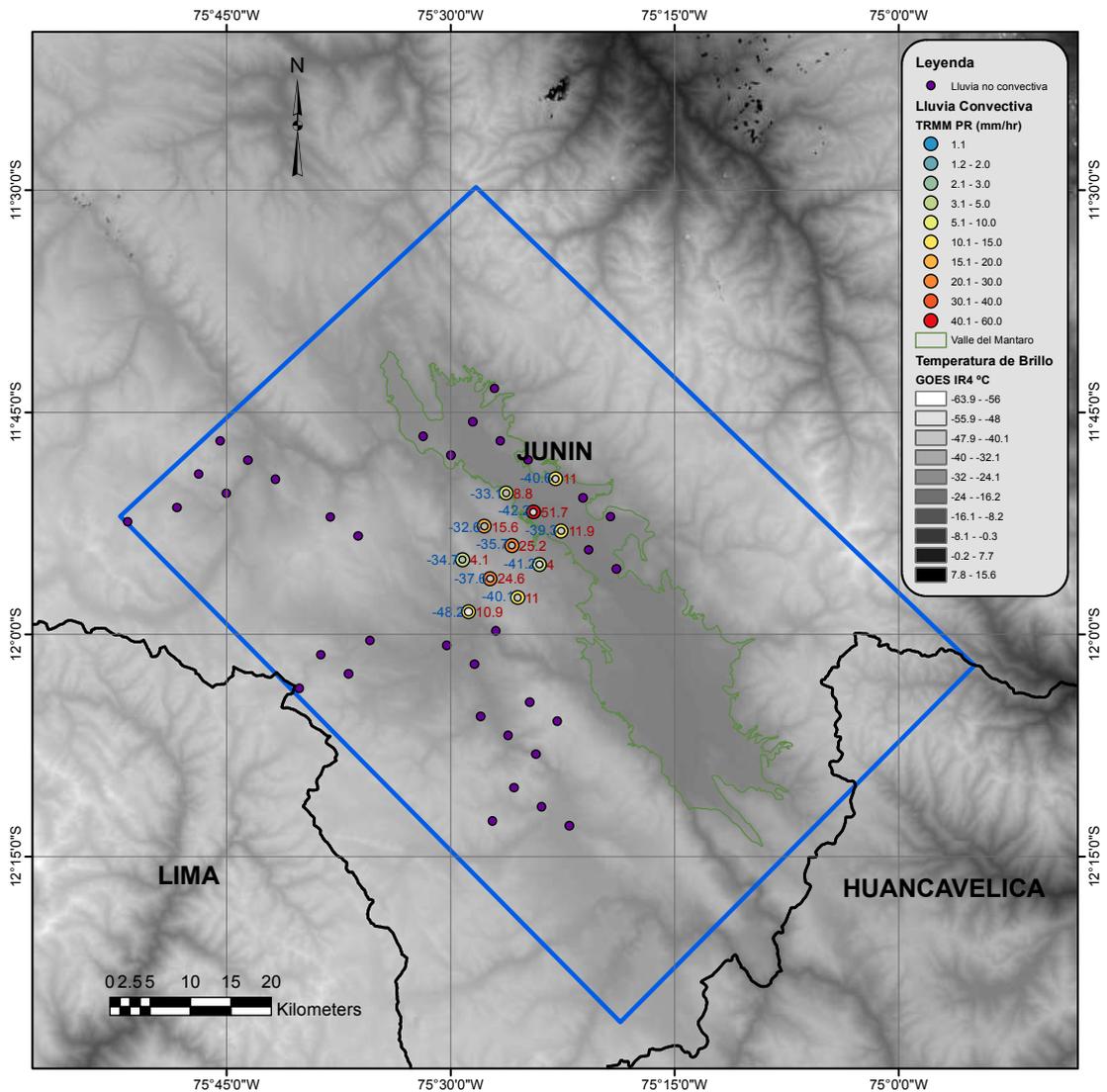
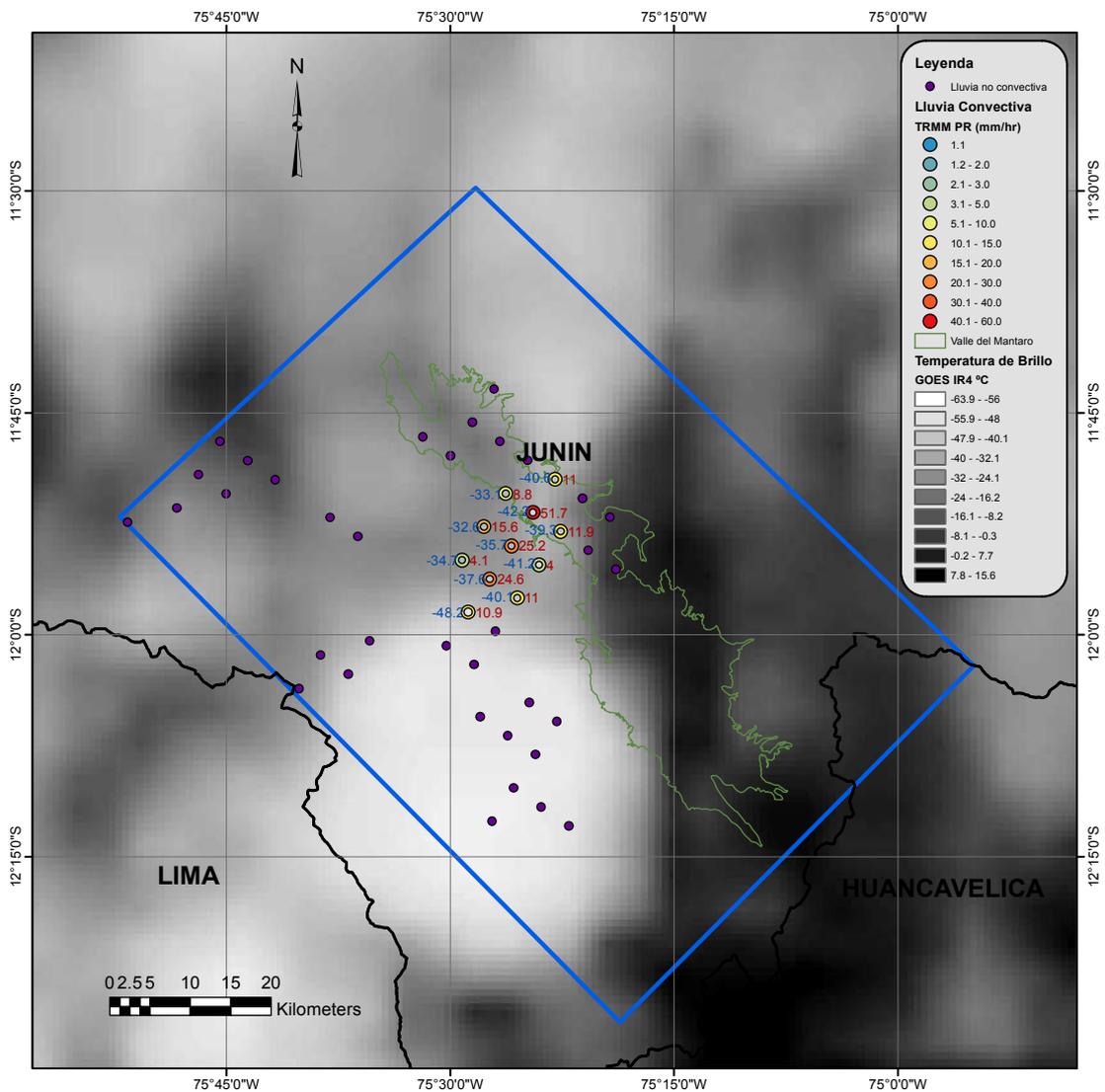


Figura 7.4 Tormenta intensa con lluvias en el Valle para el 03 de enero del 2007 a las 15:42pm. Los números en rojo y en azul son los valores de lluvia y de temperatura de brillo para cada punto convectivo. Los puntos morados son los píxeles con lluvia estratiforme.

7.2.2 Lluvia y temperatura de brillo.

La temperatura de brillo ha sido medida en el canal infrarrojo 4 donde la atmósfera es transparente, la temperatura que se observa corresponde a las nubes o al suelo, se debe tener en cuenta que la temperatura de brillo se obtuvo de una imagen tomada desde el espacio, por un satélite que está prácticamente encima de la zona de estudio, y para una escena con nubes nos dice la temperatura del tope de las nubes. Como sabemos que la temperatura del aire en la tropósfera disminuye con la altura, temperaturas de brillo bajas corresponderían a nubes altas.

En la figura 7.5 se observa la temperatura de brillo en el fondo en vez de la topografía, en la leyenda se observa que las temperaturas de brillo están representadas en una escala de grises donde las temperaturas de brillo menores corresponden al color blanco y las mayores al color negro. Por lo tanto, las nubes más altas se verán más blancas. Se observa que no necesariamente las zonas más blancas presentan precipitación, en este caso las zonas donde hay precipitación convectiva presentan temperaturas bajas entre -33°C y -48°C . Si nos fijamos en el punto rojo de lluvia máxima igual a 51 mm/hr a este le corresponde una temperatura de brillo de -42.2°C mientras que al punto amarillo con lluvia de 10.9 le corresponde una temperatura de brillo aún menor de -48.2°C .



7.2.3 Perfiles verticales

Se elaboraron perfiles verticales para este evento, en los cuales se muestra la lluvia, figura 7.6 y la reflectividad figura 7.7; en el caso de los perfiles verticales de lluvia, se debe notar que el algoritmo del producto 2A25, que nos da la información tridimensional, calcula la lluvia usando la relación $R=aZ^b$ indistintamente de la altura, pero sabemos que por encima de cierta altura no hay lluvia sino cristales de hielo pero indistintamente si se trata de hielo o agua líquida el algoritmo transforma la reflectividad en lluvia siempre y cuando exista una medida de reflectividad. Por ello, los valores de lluvia para alturas mayores a 5 km no siempre representan lluvia líquida. En los perfiles se muestra la topografía en color negro, pero además cerca de la superficie el terreno contamina la señal medida por el radar, es por ello, que en las figuras se aprecia que la altura de la topografía es un poco mayor entre 250 a 500 m.

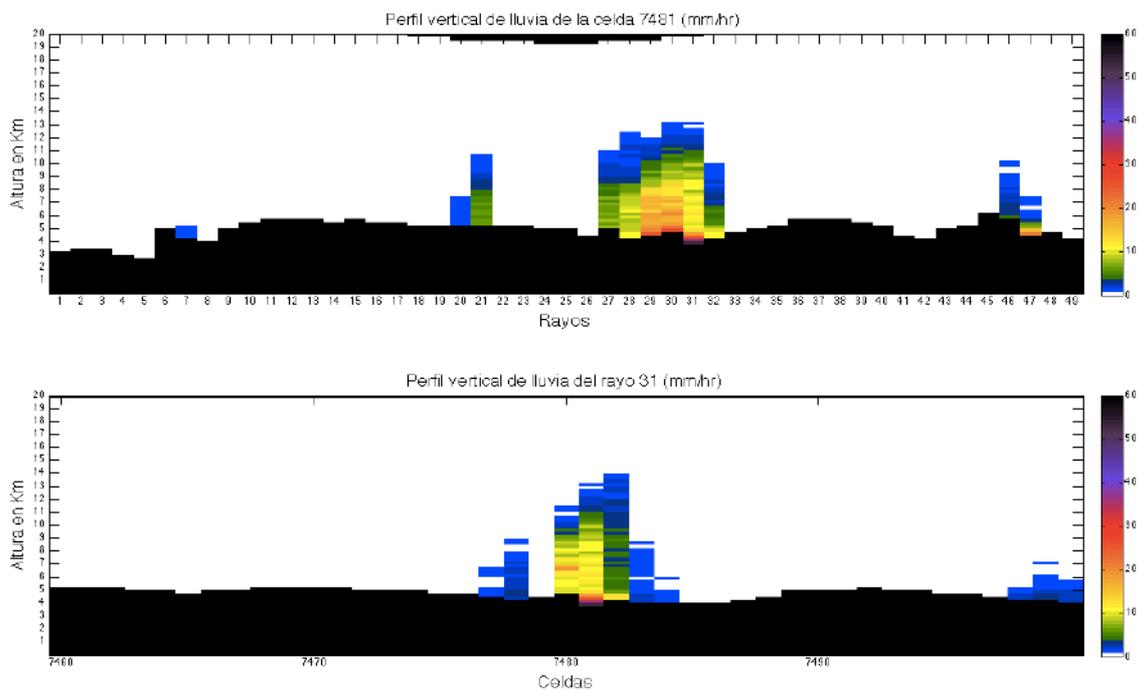


Figura 7.6 Perfiles verticales en la dirección de la flecha celeste de la figura 7.4 para la celda 7481 (arriba) y en la dirección de la flecha roja para el rayo 31 (abajo). La zona de mayor precipitación esta localizada en la intersección de la celda 7481 y en el rayo 31 y la columna de lluvia alcanza una altura de 13 km.

Se observa que la altura de la tormenta para los pixeles de esta tormenta depende de la dirección que se elija . En la dirección de la flecha celeste que corresponde a la celda 7481 la altura es casi constante, pero en la dirección de la flecha roja o del rayo 31 la altura de la tormenta es cambiante y como en este perfil están presente pixeles convectivos y estratiformes se observa que la altura de los pixeles convectivos es mayor que la de los pixeles estratiformes.

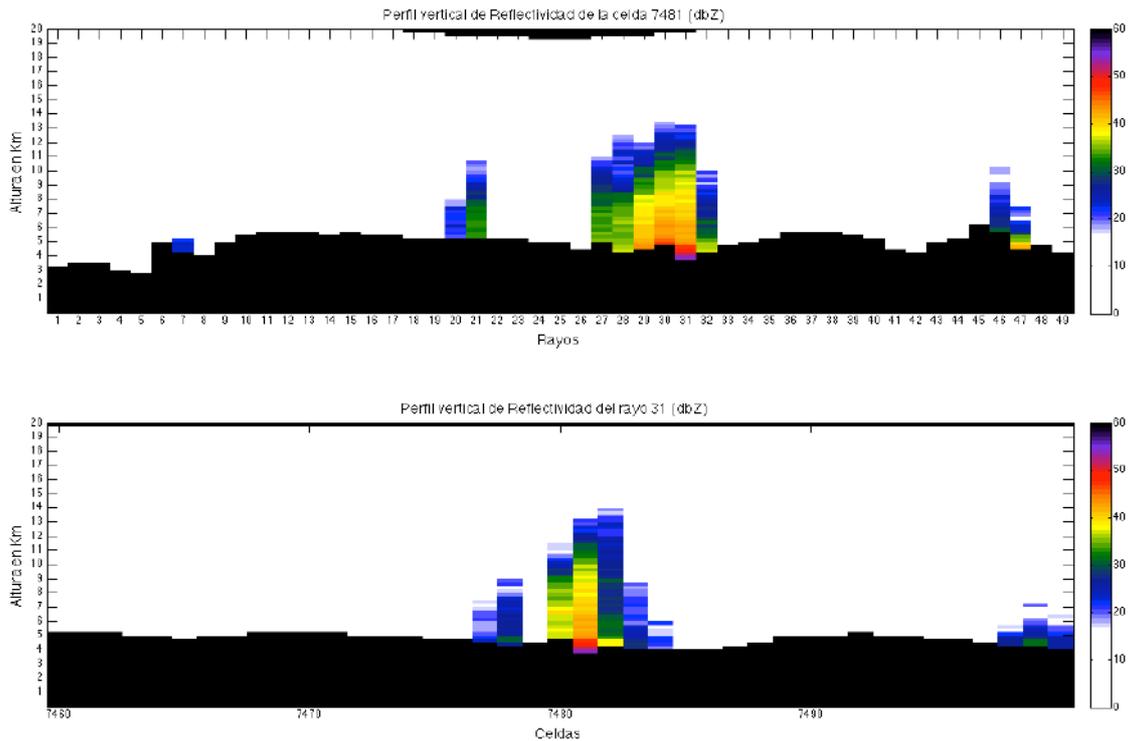


Figura 7.7 Perfiles verticales de reflectividad corregida por la atenuación para la celda 7481 y para el rayo 31. Se observa que la reflectividad es mayor más cerca de la superficie y es más intensa en los píxeles convectivos que en los estratiformes.

Además se hicieron perfiles verticales de precipitación y de reflectividad para las celdas y los rayos contiguos a donde se midió la máxima precipitación.

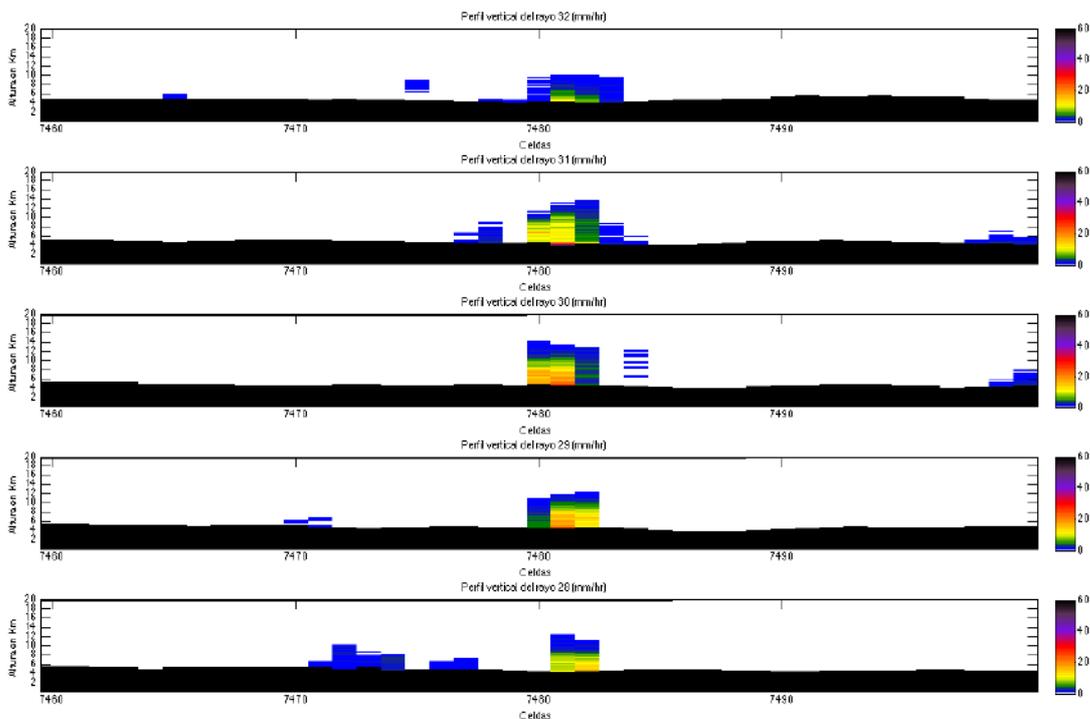


Figura 7.8 Perfiles verticales de lluvia para 5 rayos, los cuales son contiguos al rayo 31.

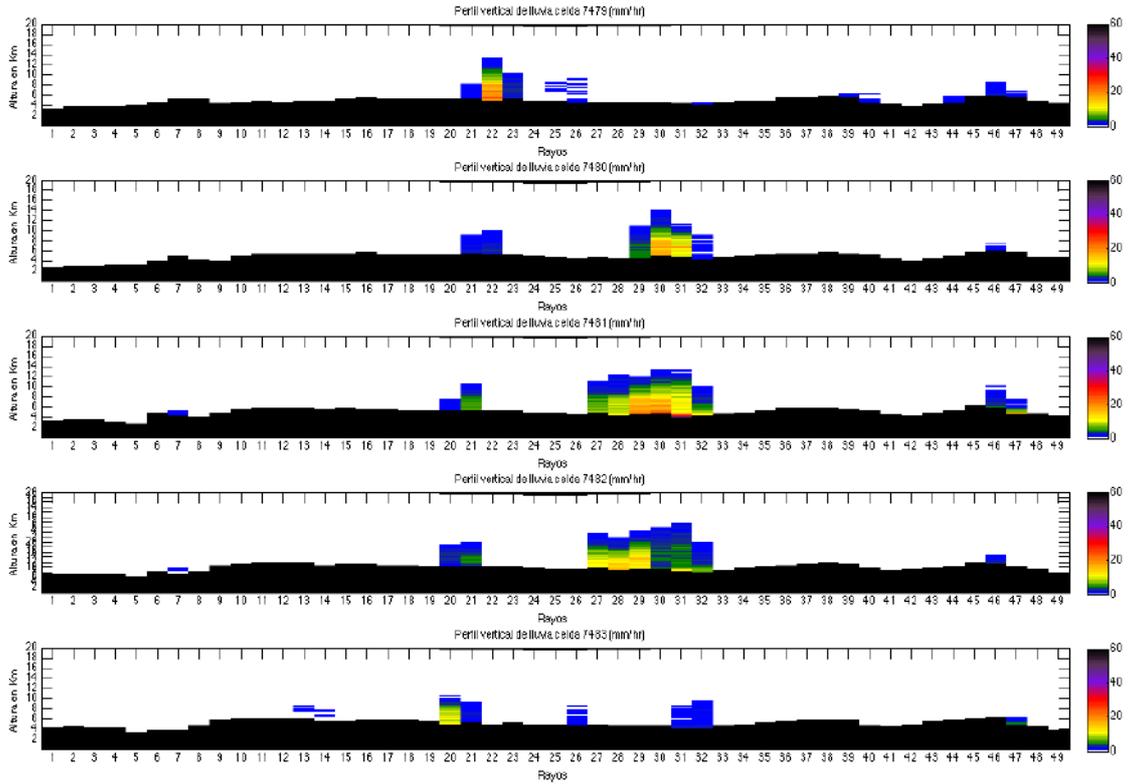


Figura 7.9 Perfiles verticales de lluvia para 5 celdas, las 3 celdas centrales corresponden a los pixeles de lluvia convectiva.

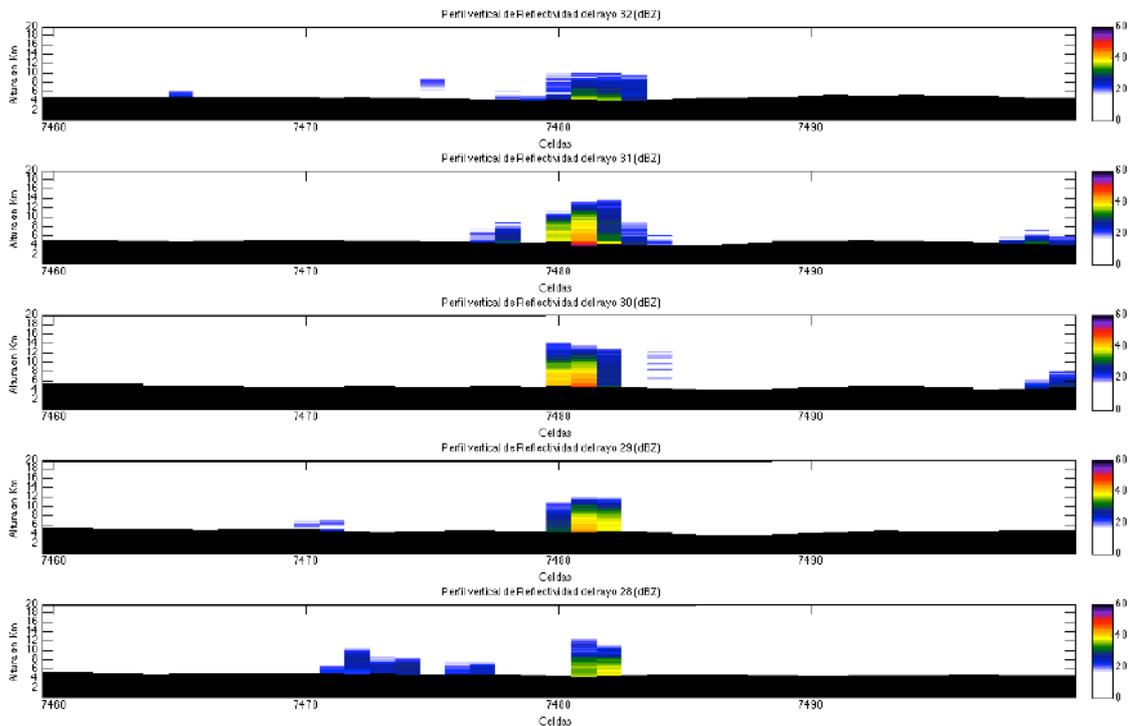


Figura 7.10 Perfil vertical de reflectividad para los mismos 5 rayos de la figura 7.8.

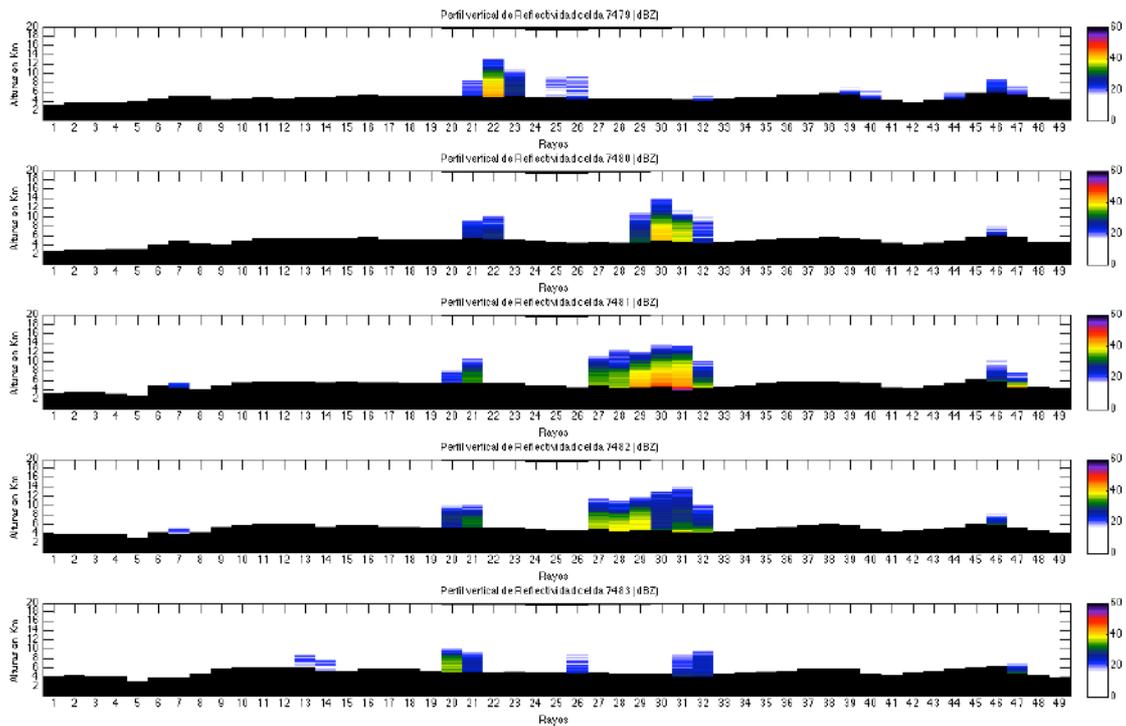


Figura 7.11 Perfil vertical de reflectividad para las mismas celdas de la figura 7.9.

7.3 Caso de Estudio 17 de Marzo de 2004.

Este es el caso de estudio más interesante, ya que presenta una situación en la que la información de temperatura de brillo obtenida de una imagen GOES sugiere algo contrario a lo que se observa de los datos del PR. Para este caso se tienen los datos del PR TRMM y una imagen GOES a las 15:15 pm, es decir casi simultáneas con una diferencia de segundos.

7.3.1 Lluvia y topografía.

En el mapa de la figura 7.12 se muestra la lluvia como puntos, la lluvia identificada como convectiva es representada por los puntos más grandes mientras que la lluvia clasificada como estratiforme está representada por puntos pequeños de color morado, en la leyenda se aprecian los valores que toma la lluvia convectiva de acuerdo a cada color; se observa que en el valle se presenta una lluvia muy intensa con un valor máximo de 31 mm/hr, este pixel convectivo está rodeado de dos pixeles convectivos de intensidades menores de 2.4 y 4.6 mm/hr. Dentro de los pixeles convectivos se ha graficado un círculo con el color de temperatura de brillo correspondiente según la leyenda.

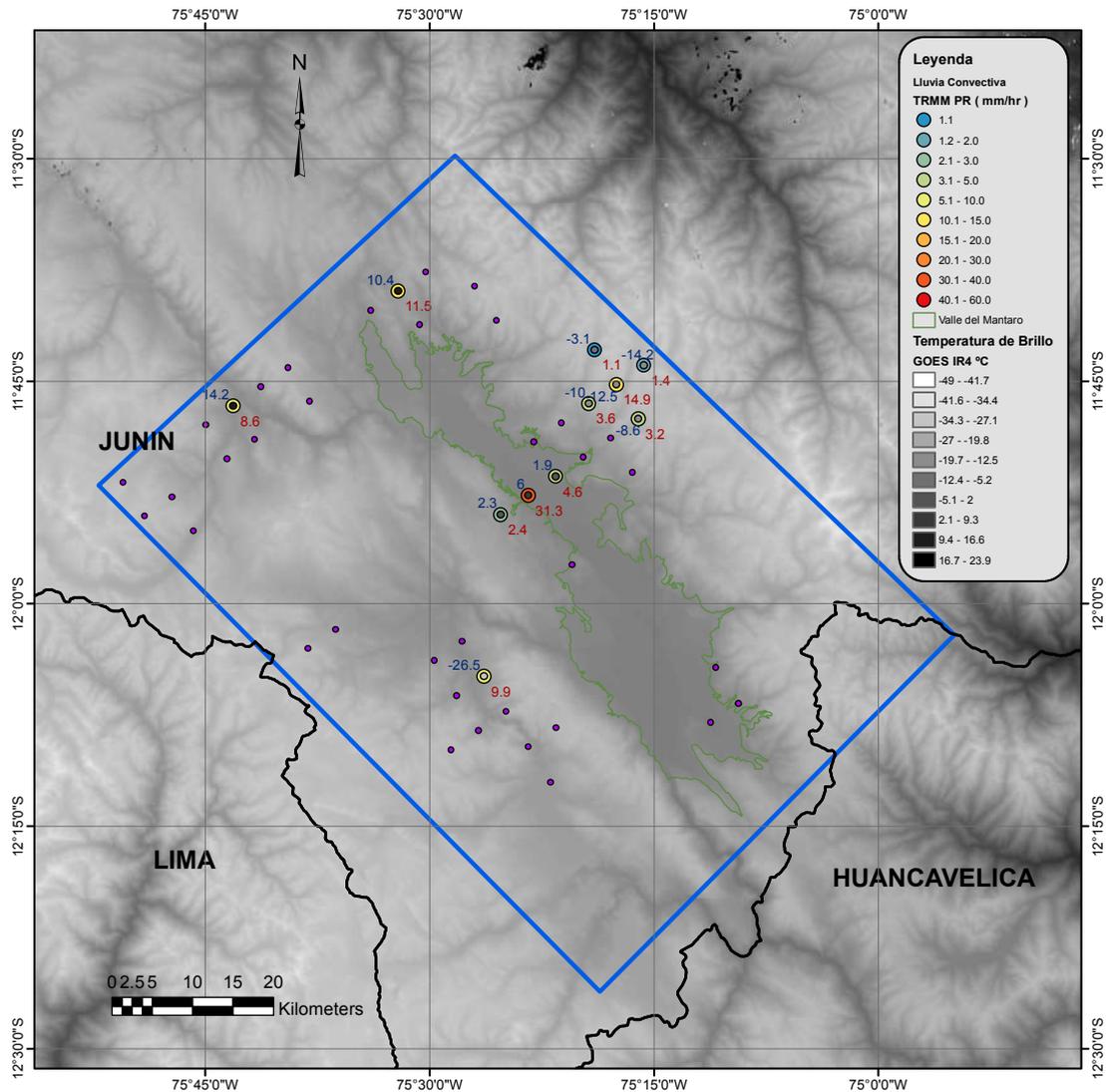


Figura 7.12 Tormenta para el día 17 de marzo del 2004 a las 5:15 pm, se observa un valor muy alto de lluvia en el valle.

En la figura 7.12 se observa que donde se presenta la máxima precipitación el valor de temperatura de brillo es un valor positivo alto, además los pixeles contiguos también presentan temperatura de brillo altas como si se tratara del suelo, precisamente el pixel convectivo con mayor lluvia tiene la temperatura más alta. Si se compara con el primer caso de estudio, la temperatura de brillo para una lluvia de 25 mm/hr era de -35 °C, en este caso para una lluvia de 31mm/hr la temperatura de brillo es de 6 °C. Esto deja en evidencia que el valor de temperatura de brillo de un pixel de una imagen GOES no se relaciona con la lluvia en nuestra zona de estudio.

7.3.2 Lluvia y temperatura de brillo.

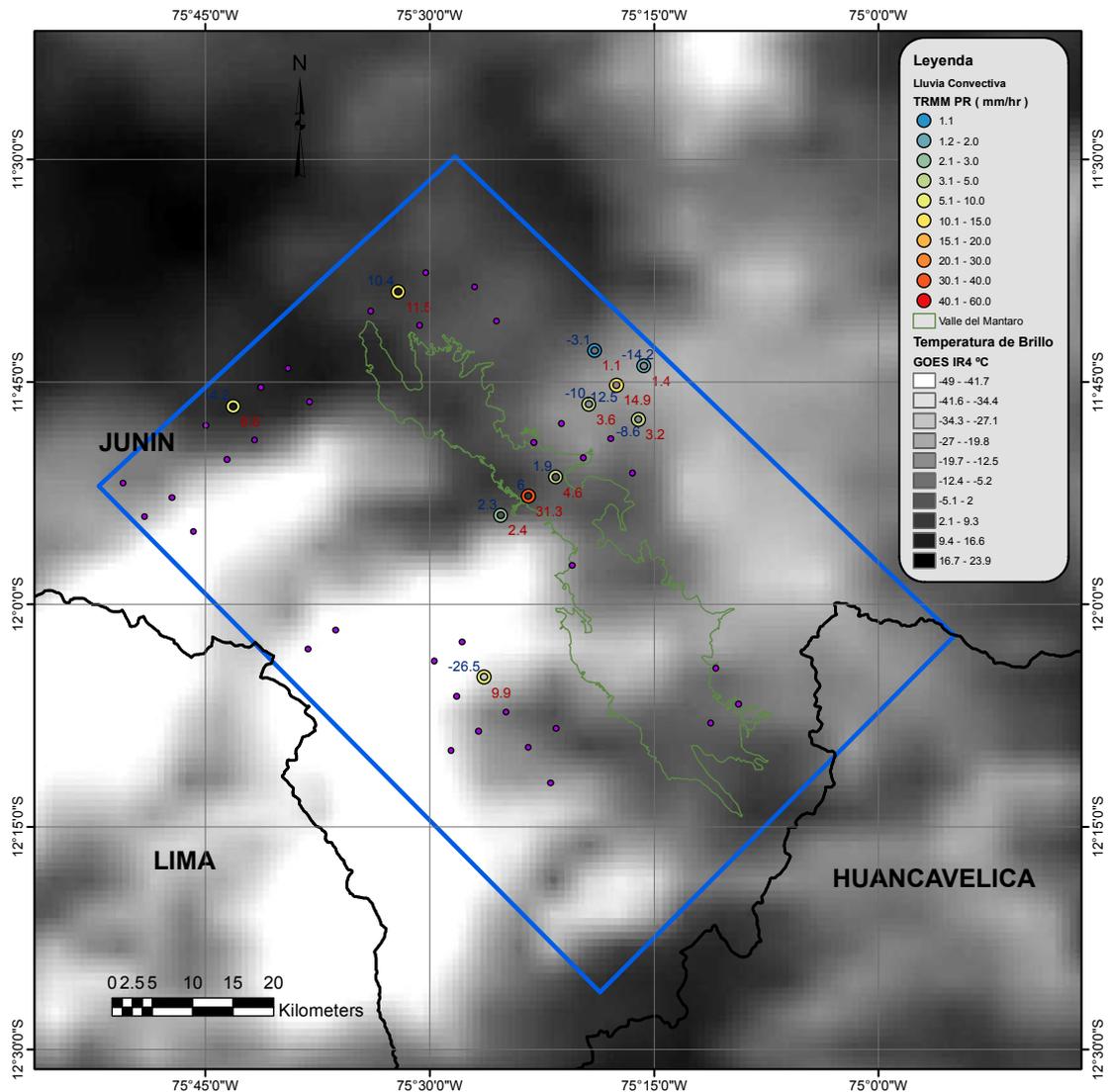


Figura 7.13 La misma tormenta de la figura 7.12 pero ahora se muestra al fondo la temperatura de brillo, los valores numéricos en rojo representan los valores de lluvia en mm/hr y los valores numéricos en azul representan la temperatura de brillo en °C para cada punto convectivo.

En la figura 7.13 se observa que hay nubes altas al este del valle del Mantaro pero los pixeles de lluvia están al borde de estas nubes, se aprecia un pixel convectivo rodeado de pixeles estratiformes. En la zona del valle donde se observa la máxima precipitación se diría en base a las temperaturas de brillo que no hay nubes. Pero si está lloviendo con tal intensidad debería haber nubes, para ver lo que puede estar ocurriendo se hicieron los siguientes perfiles verticales.

7.3.3 Perfiles verticales.

Se elaboraron perfiles verticales para este evento, en los cuales se muestra la lluvia, figura 7.14 y la reflectividad, figura 7.15. Al igual que se mencionó en la sección 7.2.3 los valores de lluvia para alturas mayores a 5 km no siempre representan lluvia líquida. En los perfiles se muestra la topografía en color negro, se aprecia que la altura de la topografía es un poco mayor entre 250 a 500 m, esto debido a que hay una contaminación en la señal por el terreno.

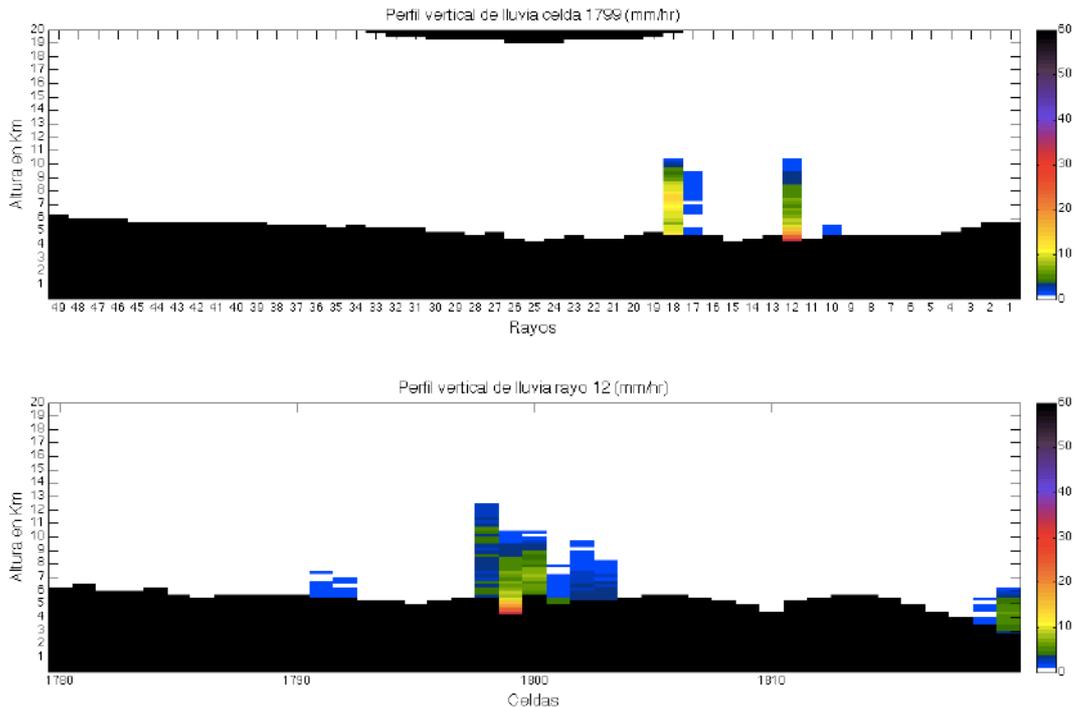


Figura 7.14 Perfiles verticales de lluvia , la figura superior corresponde a la dirección de la flecha celeste y la inferior a la flecha roja de la figura 7.4.

En la figura 7.14 se observa que los perfiles verticales de precipitación corresponden a una celda (1799) y a un rayo (12) específicos, y se ha elegido hacer estos perfiles precisamente porque el valor máximo de precipitación está dentro de la celda 1799 en el rayo 12. Se aprecian los valores de precipitación para diferentes alturas, la zona de mayor precipitación está localizada en la intersección de la celda 1799 y el rayo 12. En el perfil de arriba se observa que la torre de lluvia convectiva está aislada y a pesar que la columna de precipitación alcanza una altura de 10.5 km la temperatura de brillo para esa zona es alta. Considerando la resolución del PR TRMM que es de 5km, puede darse el caso de que la escala de la nube asociada a esa lluvia sea menor a 5 km (digamos 1 km²) y siendo la resolución del GOES de 4kmx4km, el sensor reciba de esa área radiación del suelo y de la nube y por ello le asigne un valor alto de temperatura de brillo.

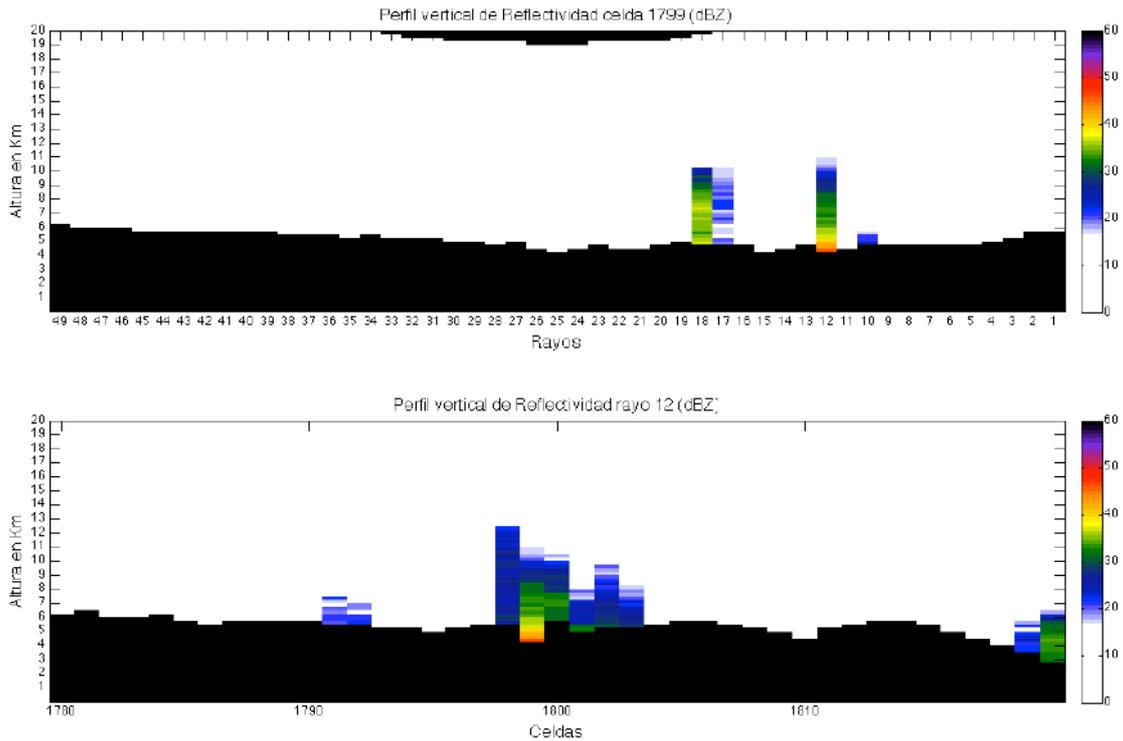


Figura 7.15 Perfil vertical de reflectividad corregida debido a la atenuación para la celda 1799 y para el rayo 12. La reflectividad es mayor más cerca de la superficie.

Se hicieron los perfiles verticales de los rayos y las celdas contiguas a la posición donde se midió la máxima precipitación.

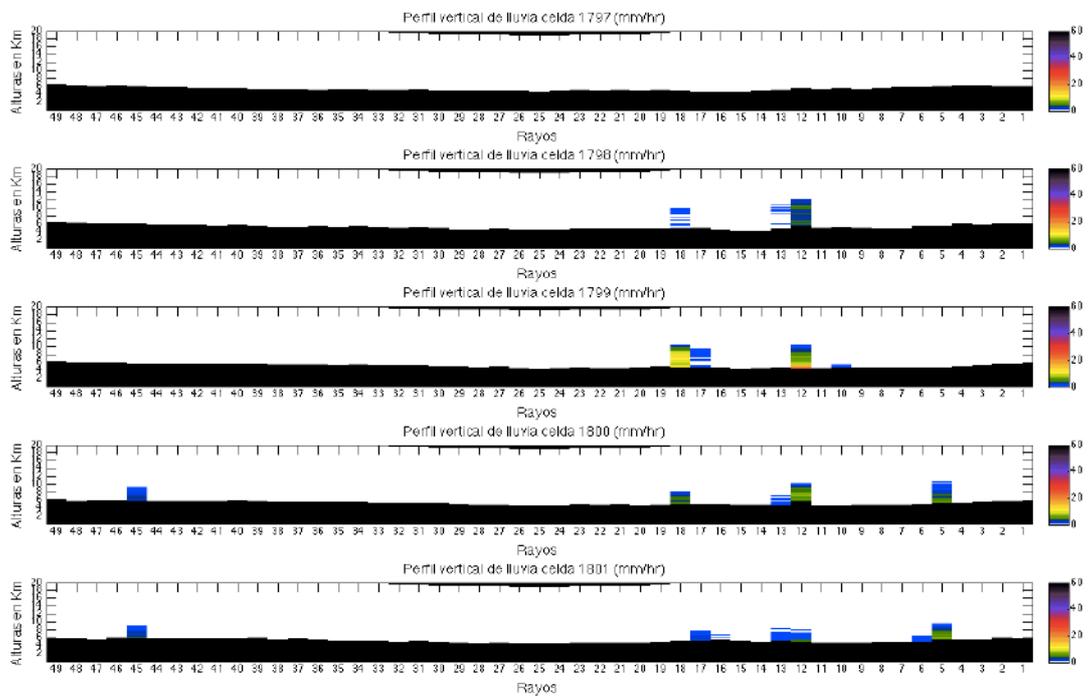


Figura 7.16 Perfiles verticales para las celdas contiguas al máximo de lluvia.

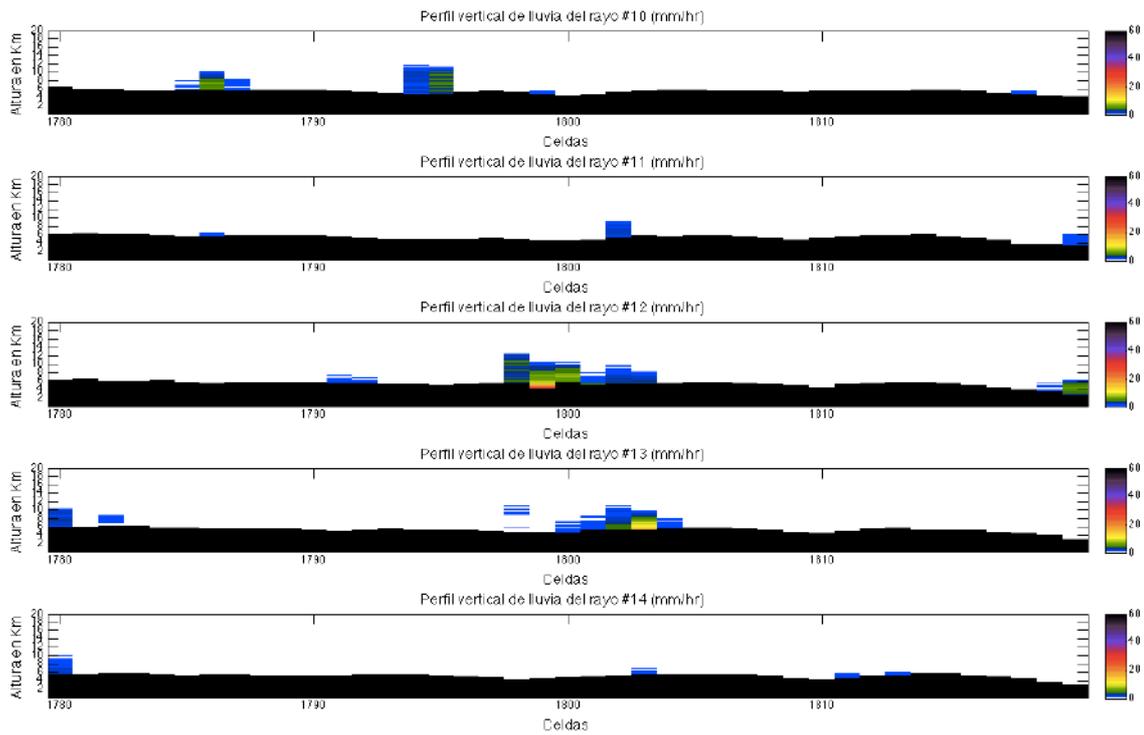


Figura 7.17 Perfiles verticales para los rayos contiguos al máximo de lluvia.

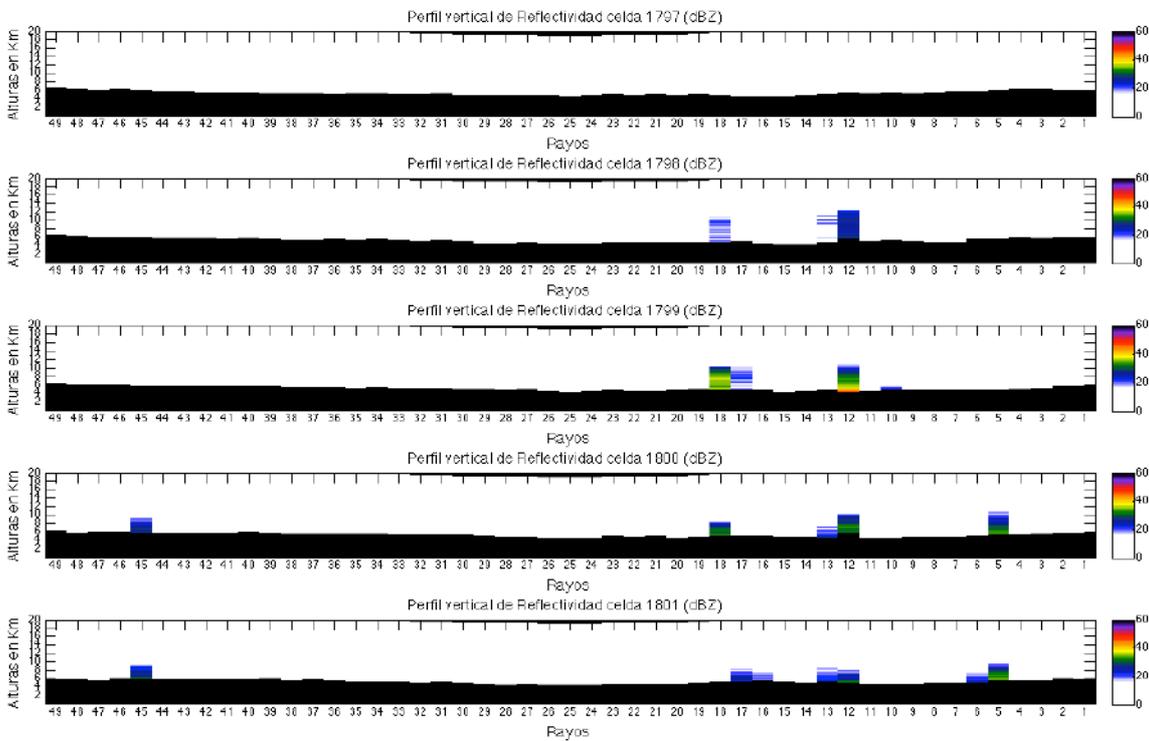


Figura 7.18 Perfil vertical de reflectividad para 5 celdas contiguas al pixel con máxima reflectividad.

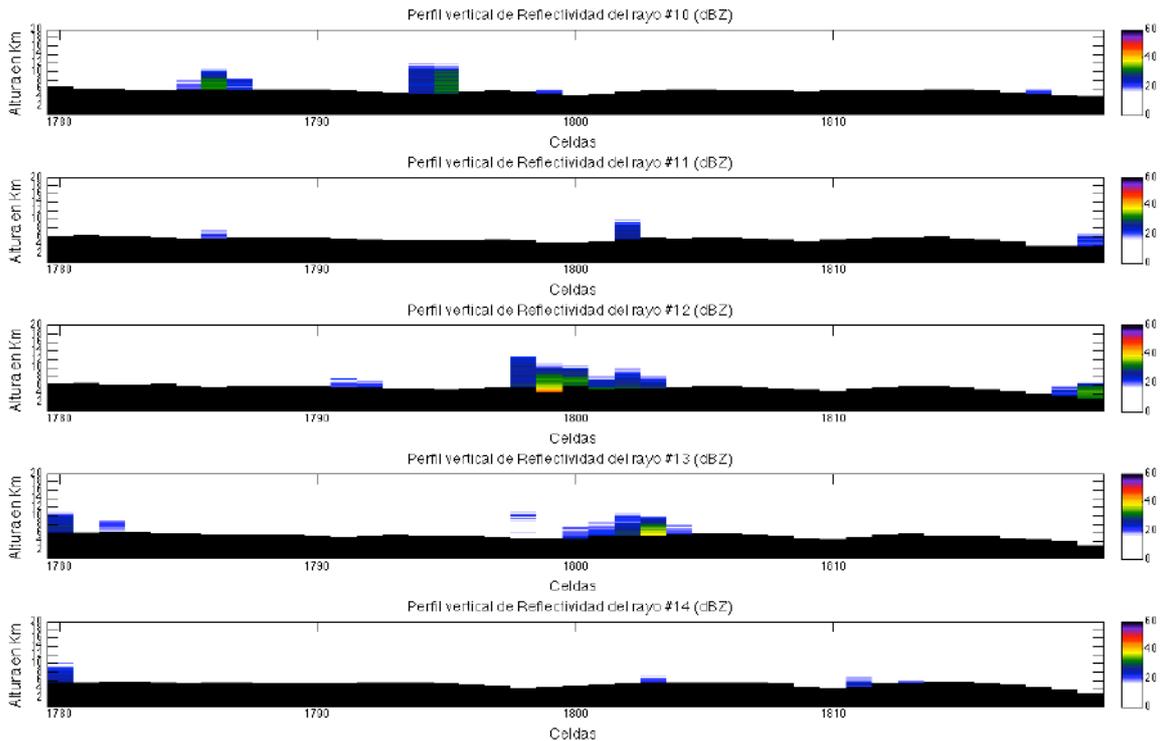


Figura 7.19 Perfil vertical de reflectividad para 5 rayos contiguos al pixel con máxima reflectividad.

7.4 Caso de estudio 5 de Marzo de 2008

En este caso de estudio se muestra la precipitación medida por el PR TRMM para el día 5 de marzo de 2008 a las 5:20 pm hora local y se tiene una imagen GOES de las 5:15 pm. Este caso es interesante porque muestra dos aspectos interesantes de la precipitación que no se apreciaron en los casos anteriores. Primero se aprecia lo que parece ser tres tormentas que se dan al mismo tiempo en los bordes del valle y donde dos de ellas están conectadas. Segundo, el perfil de una de esas tormentas no es igual al de los casos anteriores donde se observó que los pixeles con lluvia del tipo convectiva alcanzan grandes alturas y presentan un perfil vertical en el cual la reflectividad aumenta desde el tope de la tormenta hacia abajo y es mayor cerca de la superficie, pero aquí se aprecia un pixel de lluvia convectiva cuya altura llega a los 12 km que presenta relativamente poca lluvia en la superficie (2 mm/hr) y cuyo perfil de reflectividad es casi constante.

7.4.1 Lluvia y topografía.

En el mapa de la figura 7.20 se muestra la lluvia como puntos, la lluvia identificada como convectiva es representada por los puntos más grandes mientras que la lluvia clasificada como estratiforme está representada por puntos pequeños de color

morado, los valores de la precipitación acompañan a cada punto. Además se aprecian los valores que toma la lluvia convectiva de acuerdo a cada color para comparar con los otros casos de estudio.

En el mapa se observa que al sur este del valle hay una tormenta de regular intensidad que está conformada por 5 píxeles convectivos y 10 píxeles estratiformes, que se extiende sobre un área de 375 km² para esta tormenta se analizaron sus perfiles verticales en la sección 7.4.3. Por otro lado, se observan dos tormentas, cada una con un núcleo convectivo rodeada de píxeles estratiformes, una al oeste del valle y otra al este del valle, éstas tormentas tienen una extensión aproximada de 200 km² y 140 km² respectivamente, estas tormentas se conectan en el centro del valle.

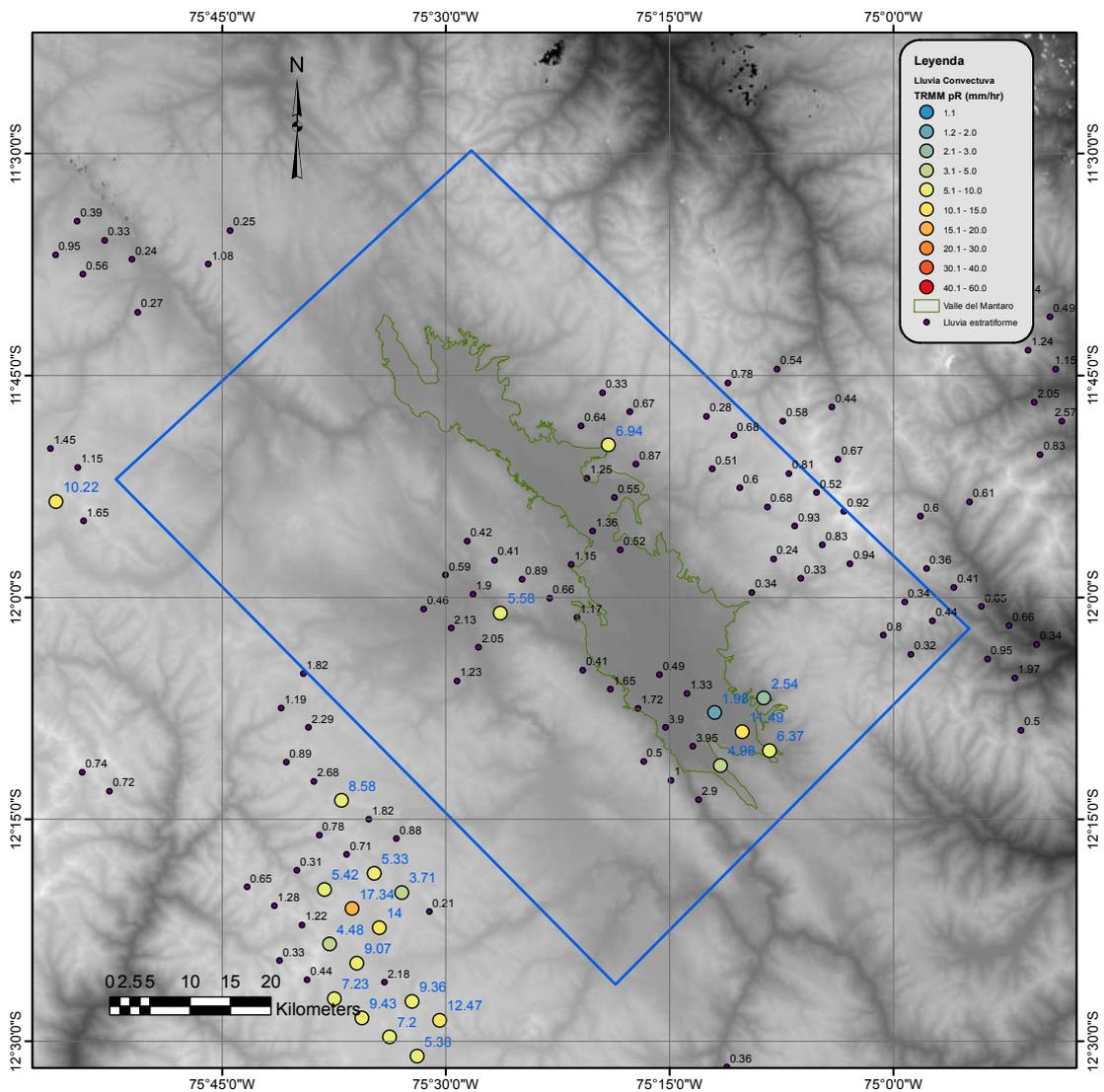


Figura 7.20 Se aprecia tres tormentas en el mapa, cada una diferenciada por una zona de convección rodeada de píxeles estratiformes. Los valores de precipitación acompañan a los píxeles

7.4.2 Lluvia y temperatura de brillo.

Al igual que en los casos anteriores, en el mapa de la figura 7.21, las temperaturas de brillo más negativas corresponderían a nubes altas.

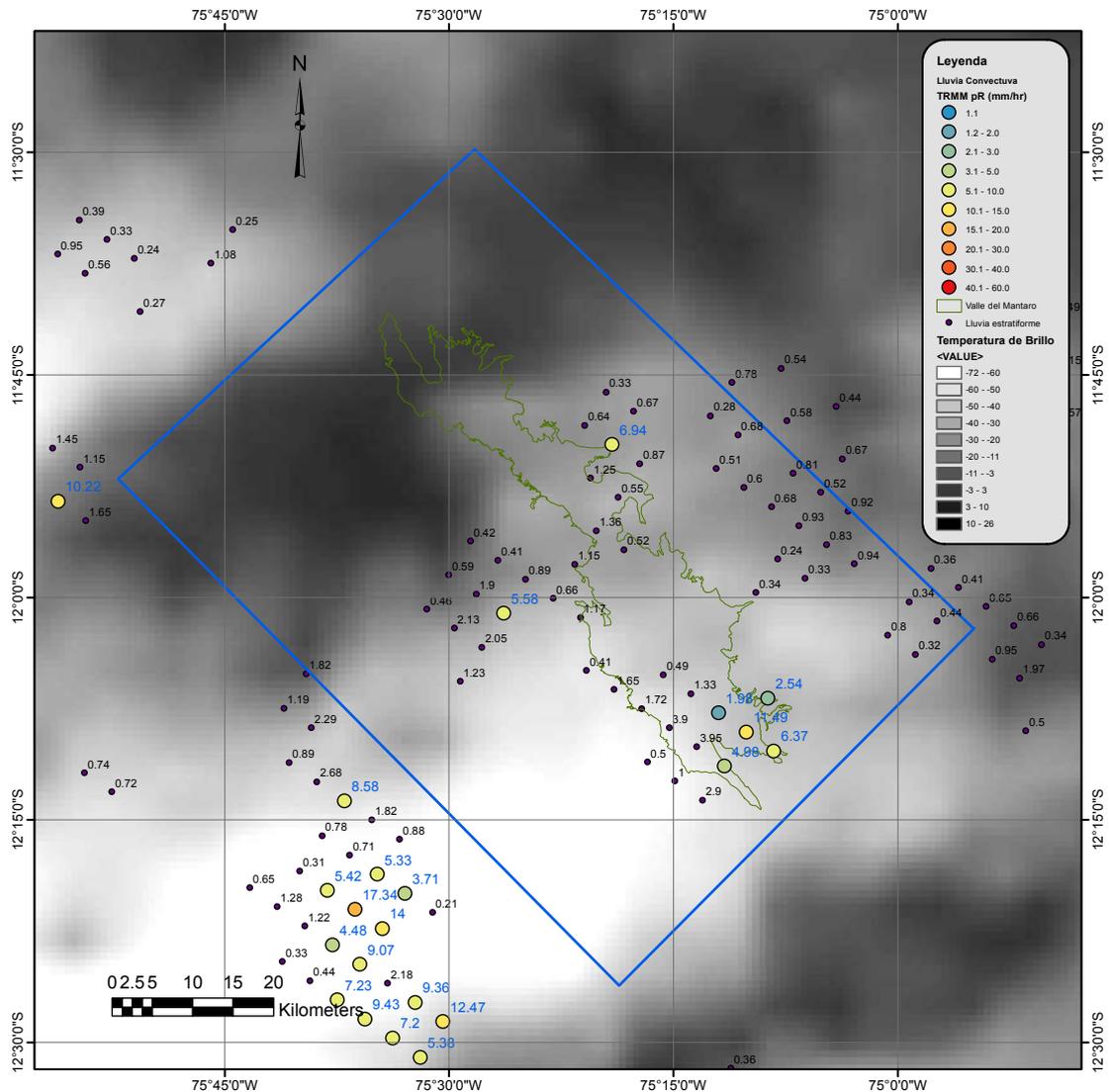


Figura 7.21 En la figura se muestra la zona del valle y en el fondo la temperatura de brillo, las zonas más blancas representan nubes más altas.

Dentro de la zona de estudio se aprecia que hay nubes en casi todo el valle, las zonas donde las nubes son más altas no se corresponden con la zonas de más lluvia, pero si se observa que las zonas de lluvia están circundadas por nubes.

7.4.3 Perfiles verticales.

Se tomaron los perfiles verticales en las direcciones mostradas en la figura 7.22, la flecha celeste corresponde a un misma celda y la flecha roja a un mismo rayo.

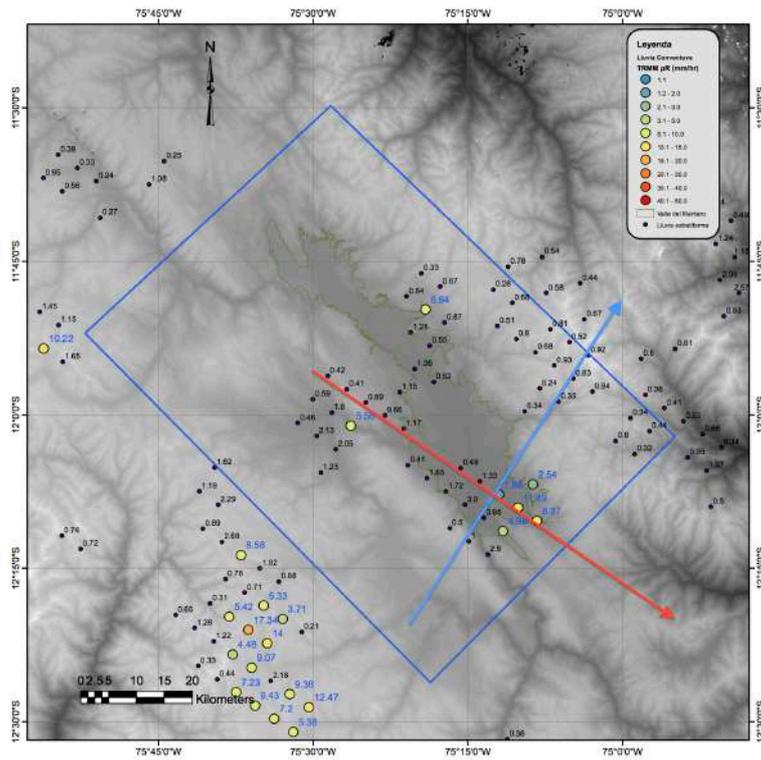


Figura 7.22 Direcciones en las que se tomaron los perfiles verticales de la figura 7.23, los perfiles verticales de las figuras 7.25 a 7.28 son paralelos a estas líneas.

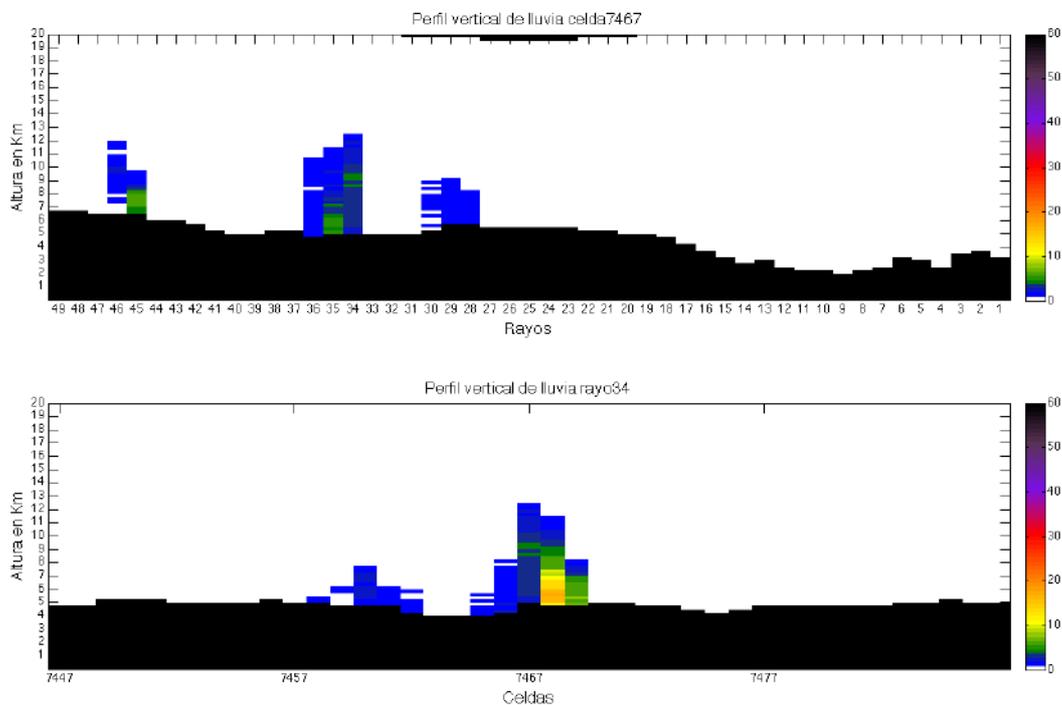


Figura 7.23 Perfil vertical de lluvia para el 5 de marzo del 2008, debemos notar que por encima de los 5 km la precipitación es generalmente sólida, pero los algoritmos del PR 2A25 convierten la reflectividad en lluvia indistintamente de la altura. Un mejor análisis de este perfil se puede hacer si vemos los valores de reflectividad que se muestran en la figura 7.24.

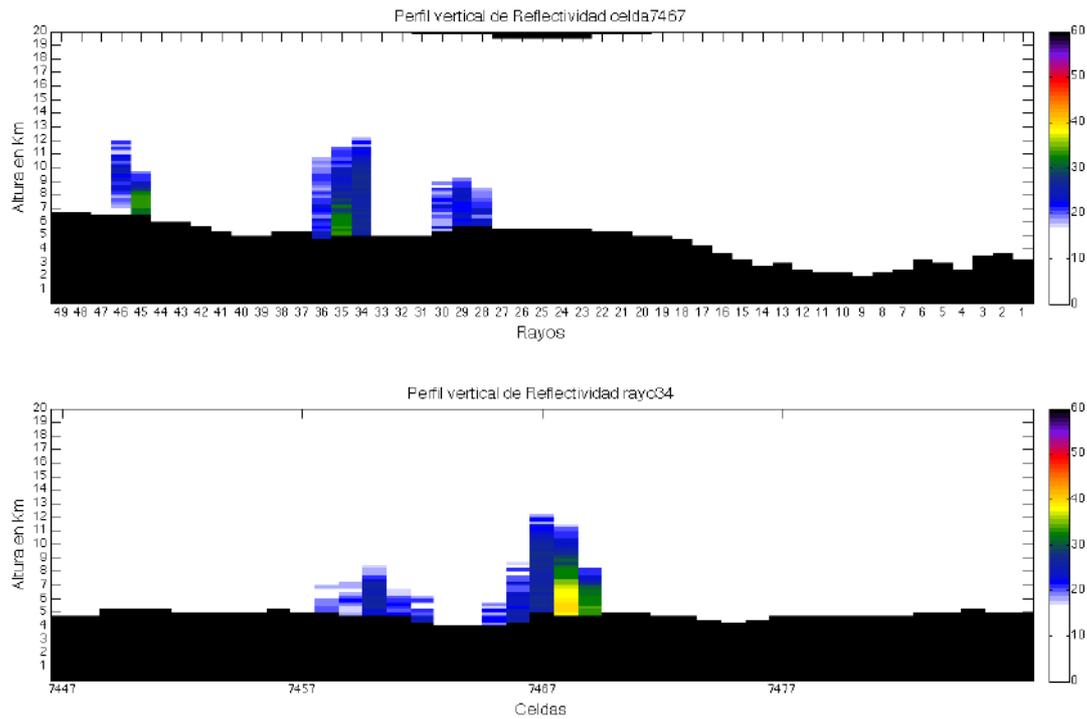


Figura 7.24 El mismo perfil de la figura 7.23 pero esta vez se muestran los valores de reflectividad. En el perfil superior se muestran los rayos en la dirección de la flecha celeste de la figura 7.22 y se aprecian tres píxeles convectivos contiguos en los rayos 36, 35 y 34. El perfil inferior del rayo 34 tiene la dirección de la flecha roja y está centrado en la celda 7467 que corresponde a la celda donde se encuentra el píxel con mayor altura del perfil superior.

En la figura 7.24 podemos ver que los píxeles de lluvia convectiva alcanzan mayores alturas que los píxeles con lluvia estratiforme, el píxel más alto corresponde al rayo 34 y la celda 7467, es un píxel convectivo pero no es el núcleo convectivo de la tormenta y presenta un perfil atípico, ya que la reflectividad es casi constante para toda altura. En los dos perfiles este píxel se encuentra al costado de dos píxeles con reflectividades mayores que si presentan un incremento de la reflectividad hacia la superficie.

A continuación en las figuras 7.25 a 7.28 se muestran los perfiles de lluvia y reflectividad para 5 rayos y celdas contiguos al rayo 34 y celda 7467.

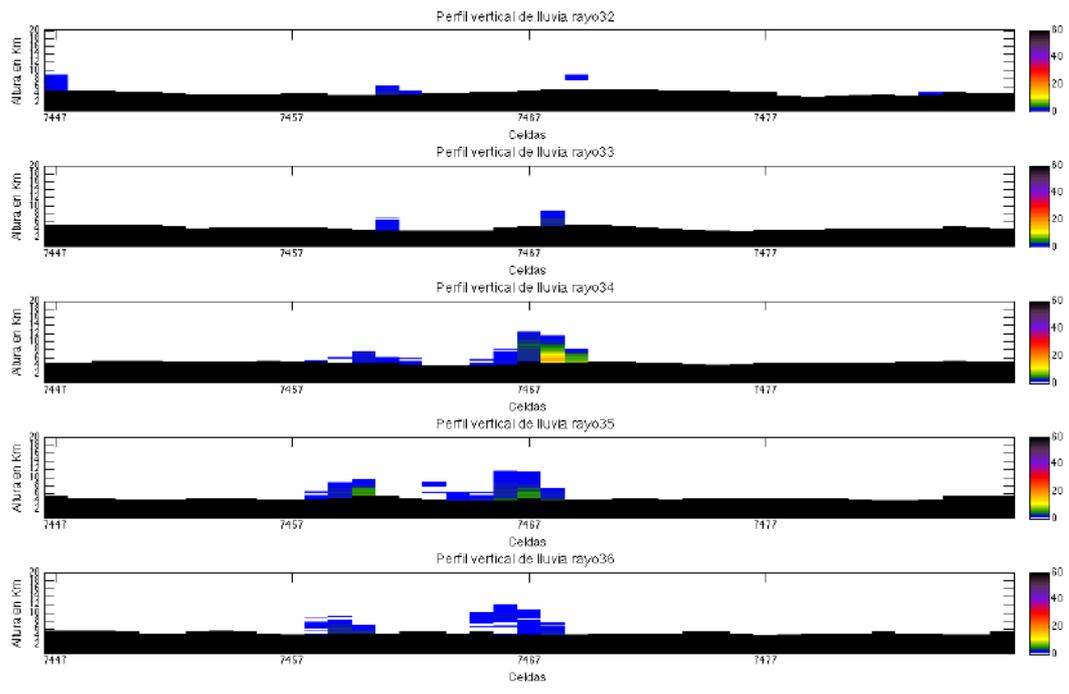


Figura 7.25 Perfiles verticales de lluvia para 5 rayos contiguos al rayo mostrado en la figura 7.20, el cual aparece en el centro de esta figura.

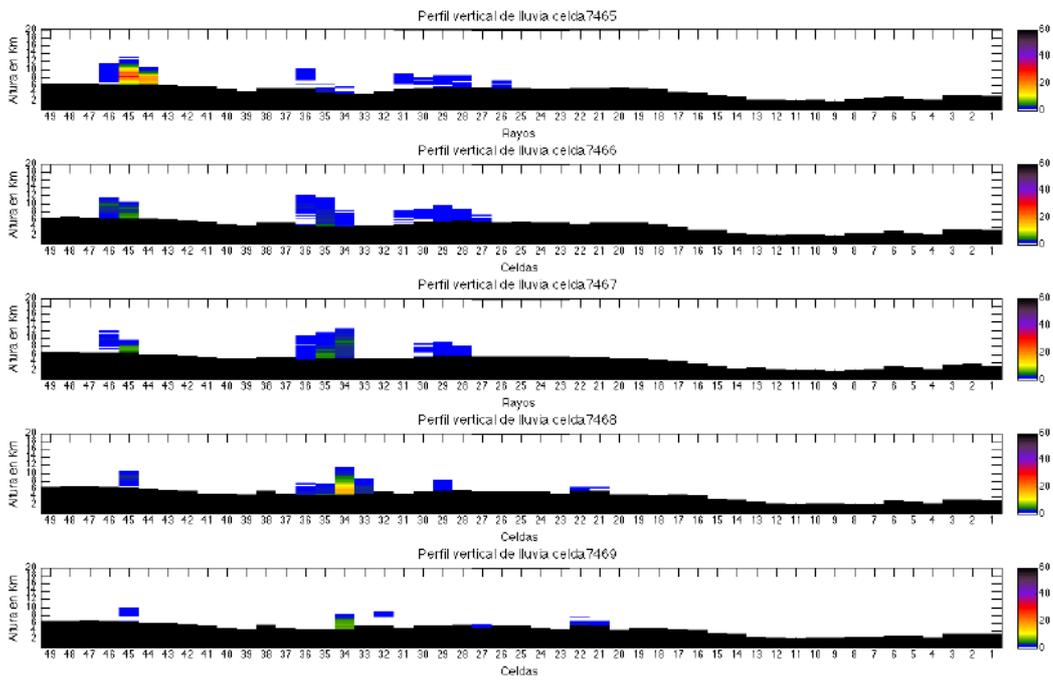


Figura 7.26 Perfiles verticales de lluvia para 5 celdas contiguas a la celda mostrada en la figura 7.20, la cual aparece en el centro de esta figura.

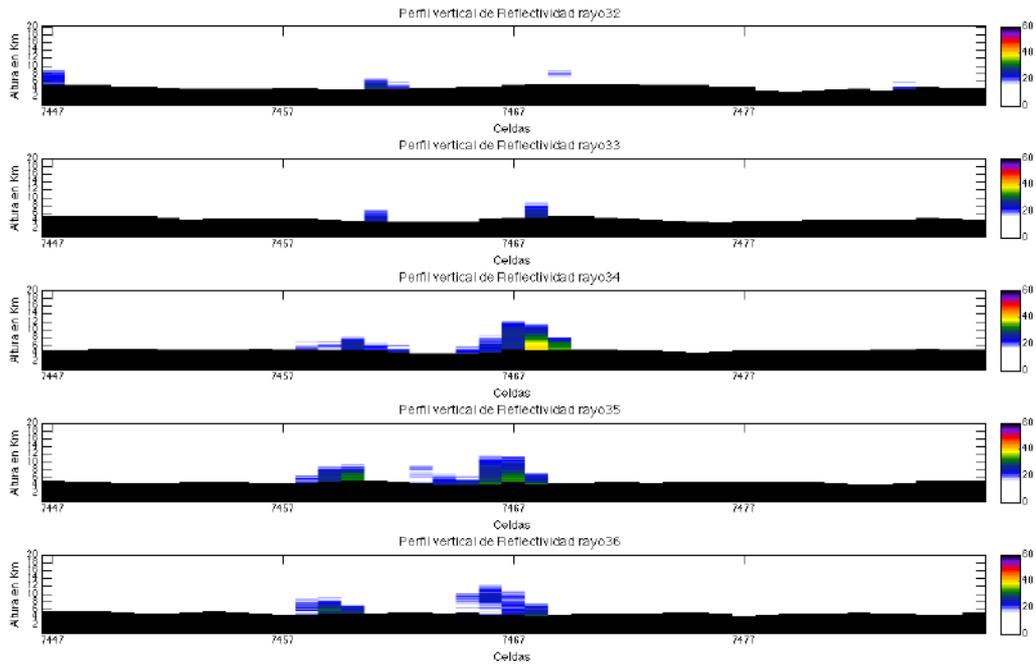


Figura 7.27 Perfiles verticales de reflectividad para 5 rayos contiguos al rayo mostrado en la figura 7.21, el cual aparece en el centro de esta figura.

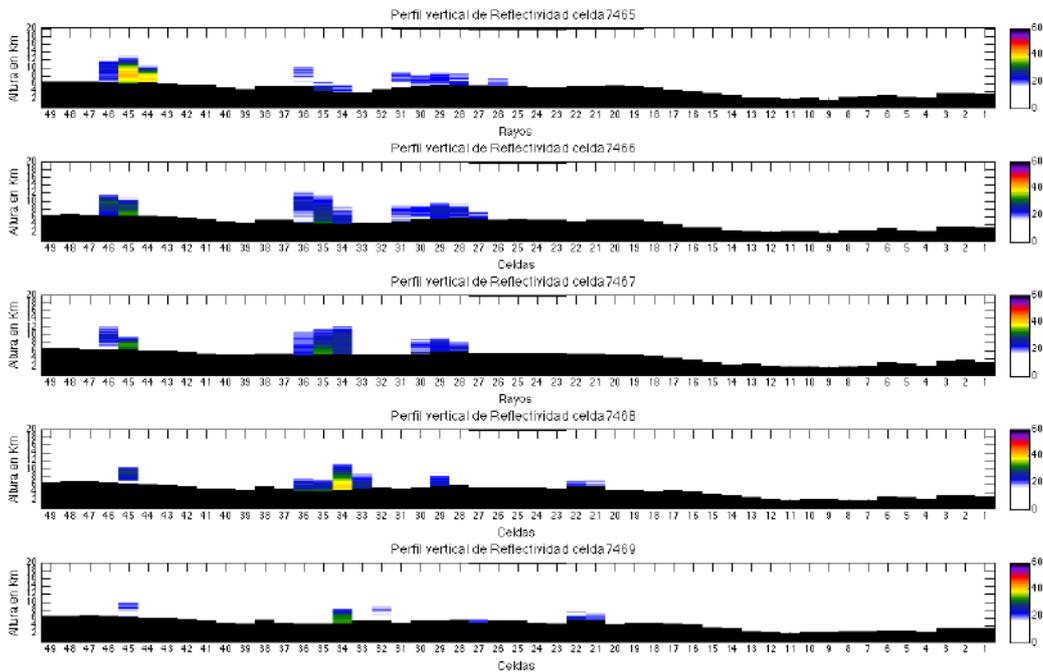


Figura 7.28 Perfiles verticales de reflectividad para 5 celdas contiguas a la celda mostrada en la figura 7.21, la cual aparece en el centro de esta figura.

8 Conclusiones

La información presentada en esta tesis sirve como fuente de descripción de las características principales de las tormentas en el área de estudio. Es el primer estudio en el país que utiliza la información del radar de precipitación del satélite TRMM y por ende devela un nuevo juego de datos que incluyen una amplia variedad de variables que nos permitirán continuar haciendo investigaciones en cualquier parte. Al inicio se pensó que la información nueva serviría para mejorar los estimados de lluvia basados en imágenes GOES de radiación infrarroja, pero los resultados de esta tesis muestran que si comparamos pixel a pixel no hay una relación uno a uno entre la temperatura de brillo obtenida de las imágenes GOES y la lluvia medida por el PR TRMM, más aún utilizando únicamente los datos del PR TRMM no se aprecia una relación de uno a uno entre la lluvia y la altura de las tormentas. Sin embargo, cuando se restringió a los pixeles del tipo convectivo que cumplen el criterio que la altura de tormenta (la altura máxima a la cual se detectaron hidrometeoros) es menor que la altura del tope de las nubes, se obtuvo una buena correlación entre la temperatura de brillo y la lluvia; al hacer lo mismo para los pixeles del tipo estratiforme se obtuvo una correlación baja, lo que revela que definitivamente no hay una relación entre la temperatura de brillo y la precipitación estratiforme, y en el caso de la precipitación convectiva hay una relación solo para los pixeles en los que la altura de las nubes es mayor que la altura de la tormentas definida por el PR TRMM.

Usando los datos del PR TRMM se cuantificó la lluvia y el área afectada por cada tipo de lluvia encontrándose que cuando llueve, la lluvia estratiforme afecta a un 58.8% del área total y el tipo convectiva a un 6.5%; sin embargo, del total de la lluvia medida, la lluvia convectiva alcanza un 35% del total y la lluvia estratiforme un 46%, es decir, aunque el área afectada por los eventos convectivos es menor, estos son bastante intensos.

La extensión horizontal y forma de algunas tormentas hace que sea difíciles de distinguir por el sensor de radiación infrarroja del GOES, se ha encontrado tormentas con pixeles convectivos en los cuales la altura de las nubes es varios kilómetros menor que la altura de las tormentas lo que revela que el sensor del GOES estaría promediando la radiación recibida de las nubes y la del suelo, produciendo valores incorrectos de temperatura de brillo. Esto complicaría mucho el panorama para hacer un balance hídrico porque las lluvias convectivas independientemente de su extensión son las que más precipitan y al no ser detectadas por el sensor del GOES estarían llevando a una subestimación de la lluvia en la zona.

A través de los casos de estudio se buscó analizar con más detalle este asunto, y el segundo caso de estudio sirve para mostrar la extensión de un evento convectivo registrado por el radar de precipitación (PR) del TRMM, para el cual algunas zonas de lluvia intensa no son resueltas por el sensor infrarrojo del GOES, utilizar información infrarroja de mejor resolución permitiría comprobar esta idea. Además en los casos de estudio se observa una inclinación de las tormentas, es decir, en la mayoría de los casos la máxima altura de la tormenta no está directamente sobre la zona donde hay mayor reflectividad o lluvia en superficie, sino a un lado.

Los datos de alta resolución del PR TRMM permitieron determinar la extensión horizontal de las tormentas. Se han encontrado que la mayoría de las tormentas en la zona son pequeñas con una extensión entre 1 a 3 píxeles, es decir entre 25 km² a 75 km² y que serían estratiformes por su intensidad, esto revelaría que las tormentas estratiformes pueden ser pequeñas y aisladas.

Además, el análisis de la intensidad máxima de las tormentas en función de su extensión horizontal muestra que la lluvia máxima dentro de las tormentas aumenta a medida que aumenta el tamaño de las tormentas, esto puede estar asociado a núcleos convectivos dentro de las tormentas más grandes, las cuales presentan intensidades altas.

Para llegar al nivel de hacer pronóstico se deben hacer más estudios que permitan comprender los mecanismos detrás de la precipitación y los datos del PR TRMM vienen dando una luz de lo que puede estar ocurriendo.

9 Estudios Posteriores

La caracterización de la precipitación ha permitido cambiar nuestra perspectiva en cuanto a algunas suposiciones que se creían ciertas pero no lo son del todo, y revela que la precipitación es algo realmente muy complejo. Lo observado en los datos motiva a realizar estudios específicos y detallados. Definitivamente sería conveniente hacer una diferenciación entre los pixeles convectivos y los estratiformes para cada tormenta, esto permitiría determinar la intensidad de la lluvia convectiva y estratiforme dentro de una misma tormenta, y para tormentas de distinta extensión horizontal.

Por otro lado, se ha visto en los datos que en el borde oriental de los andes existen zonas donde llueve de manera muy intensa, en una de estas zonas si bien hay mayor precipitación del tipo convectiva también hay precipitación del tipo estratiforme y esta precipitación estratiforme contribuye de manera importante al total de la precipitación en la zona, por ello se plantea estudiar la contribución de la precipitación estratiforme en esas zonas.

En futuros estudios debemos asegurarnos que se están usando los parámetros correctos a y b ya que estos dependen de la DSD y de la altura a la cual se ubica la banda brillante que se usa como la altura de cambio de fase y en muchos casos, entre ellos, en terrenos montañosos que están por encima del nivel de cero grados esta banda brillante no sería detectada, y cuando no se detecta la banda brillante se está usando como altura de cambio de fase 1.2 veces la altura de congelamiento, pero por lo observado la altura de congelamiento usada está definitivamente mal, así que se pueden estar asignando valores incorrectos a los parámetros a y b .

Se tiene programado hacer simulaciones de la DSD para probar la sensibilidad de los valores de lluvia a la elección de los parámetros a y b . Además se tiene pensado usar la información de los productos del nivel 1, es decir la potencia del radar y a partir de ahí, usando una DSD representativa de los andes y la temperatura de congelamiento correcta, calcular la atenuación y la lluvia corregida.

La experiencia ganada en la manipulación de los datos del PR TRMM y específicamente el hecho de tenerlos en una grilla regular de 0.05° , nos ha permitido elaborar una climatología de lluvia de alta resolución que no es parte de esta tesis.

Finalmente, la NASA y la JAXA han programado poner en orbita para el 2014 dos radares de precipitación en un mismo satélite, como parte del proyecto GPM, uno de ellos es un radar muy similar al radar de precipitación a bordo del TRMM así que el uso y manejo de los datos del PR TRMM nos prepara para los nuevos datos que se tendrán en un futuro.

10 Referencias Bibliográficas

J. Awaka, T. Iguchi, H. Kumagai and K. Okamoto (1997), "Rain type classification algorithm for TRMM precipitation radar," Proceedings of the IEEE 1997 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, August 3-8, Singapore, pp. 1636-1638.

Awaka, J., Iguchi, T., & Okamoto, K. (2004). On Rain Type Classification Algorithm TRMM PR 2A23 V6, 1–4. The 2nd TRMM International Science Conference.

Awaka, J., Iguchi, T., & Okamoto, K. (2009). TRMM PR Standard Algorithm 2A23 and its Performance on Bright Band Detection. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87A, 31–52.

Foote, G. B., & Toit, P. S. (1969). Terminal Velocity of Raindrops Aloft. *Journal of Applied Meteorology*, 8, 249.

Hitschfeld, W., & Bordan, J., 1953. Errors Inherent in The Radar Measurement Of Rainfall at Attenuating Wavelengths. *Journal of Meteorology*, 11, 58.

Houze, R. (1993) Cloud Dynamics. Academic Press Volume 53, International Geophysics Series pp. 107-119 and 196-203.

Houze Jr, R. A. (1997). Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10), 2179–2226.

Houze, R. A., Wilton, D. C., & Smull, B. F. (2007). Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM Precipitation Radar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1411(August), 1389-1411.

Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., et al. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38–55.

Iguchi, T. and R. Meneghini, 1994: Intercomparisons of single-frequency methods for

retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11, 1507-1516.

Iguchi, T., Kozu, T., R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto (2000), "Rain-Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar," *Journal of Applied Meteorology*, Vol.39, No.12, pp.2038-2052.

Iguchi, T., Kozu, T., Kwiatkowski, J., Meneghini, R., Awaka, J., & Okamoto, K. (2009). Uncertainties in the Rain Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87A, 1-30.

Instituto Geofísico del Perú, 2005: "Diagnóstico biofísico y socio-económico de la cuenca del Mantaro en el contexto del cambio climático". Fondo Editorial CONAM. Lima.

Instituto Geofísico del Perú, 2010: Libro Memoria del subproyecto "Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010". Editorial IGP.

Lavado, Labat, Guyot, Ronchail, Ordoñez (2009), TRMM rainfall data estimation over the Peruvian Amazon- Andes basin and its assimilation into a monthly water balance model. *New Approaches to Hydrological Prediction in Data-sparse Regions (Proc. of Symposium HS.2 at the Joint IAHS & IAH Convention, Hyderabad, India, September 2009)*. IAHS Publ. 333, 2009.

Okamoto, K., & Sasaki, H. (2004). Bright-Band Height Statistics Observed by the TRMM Precipitation Radar, 1–3. *The 2nd TRMM International Science Conference*.

Nesbitt, S. W., & Anders, A. M. (2009). Very high resolution precipitation climatologies from the Tropical Rainfall Measuring Mission precipitation radar. *Geophysical Research Letters*, 36(15), 1–5.

Pauluis, O., & Dias, J. (2012). Satellite Estimates of Precipitation-Induced Dissipation in the Atmosphere. *Science*, 335(6071), 953–956.

R. Meneghini, T. Iguchi, T. Kozu, L. Liao, K. Okamoto, J. A. Jones and J. Kwiatkowski (2000), "Use of the surface reference technique for path attenuation estimates from the TRMM precipitation radar," *J. Appl. Meteor.*, 39, 2053-2070.

Rinehart, R. (1998) Radar for Meteorologist. Rinehart Pub; 3rd edition Appendix F.

Rogers, R. & Yau, M. (1989) A Short Course in Cloud Physics; 3rd edition, International Series in Natural Philosophy pp 170-171.

Scheel, M. L. M., Rohrer, M., Huggel, C., Santos Villar, D., Silvestre, E., & Huffman, G. J. (2010). Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution, 7(5).

Schumacher, C. and R.A. Houze (2003), Jr., "The TRMM Precipitation Radar's View of Shallow, Isolated Rain," J. Appl. Meteor., 42, 1519-1524, 2003.

Segura, B., K. Takahashi, y P. Lagos. 2010. "Mapa de correlación de precipitación observada y satelital sobre la cuenca del Mantaro (2000-2006)", Cambio Climático en la cuenca del mantaro (IGP, 2010).

Steiner, M., R.A. Houze, Jr., and S.E. Yuter (1995), "Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data," J. Appl. Meteor., 34, pp.1978-2007.

Y. Silva, Takahashi, K., y Chávez, R., 2008: Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). Advances in Geosciences 14, 261-264.

10.1 Información disponible en Internet:

Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), Team Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2005). Precipitation Radar Algorithm Instruction Manual For Version 6

Tropical Rainfall Measuring Mission Science Data and Information System. (2008). Interface Control Specification between the Tropical Rainfall Measuring Mission, Science Data and Information System (TSDIS) and the TSDIS Science user (TSU) Vol3.

Goes Project Science, página para descargar las imágenes GOES:

<http://goes.gsfc.nasa.gov/goeseast-lzw/peru/>

NASA TRMM, información de los productos:

http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/documentation/TRMM_README

NASA PR TRMM

http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/pr.html

NASA TRMM MIRADOR, página para descargar los datos del TRMM:

<http://mirador.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/mirador/homepageAlt.pl?CGISESSID=100a841c0b276e2c0a782327c5355e02>

NOAA

Cálculo de la Temperatura de Brillo

<http://www.oso.noaa.gov/goes/goes-calibration/gvar-conversion.htm>

<http://goes.gsfc.nasa.gov/text/imager.calibration.html>

[\[atmospheres.nmsu.edu/education_and_outreach/encyclopedia/planck_function.htm\]\(http://pds-atmospheres.nmsu.edu/education_and_outreach/encyclopedia/planck_function.htm\)](http://pds-</p></div><div data-bbox=)

Tipos de Nubes

<http://isccp.giss.nasa.gov/cloudtypes.html>

Datos de Topografía

Se usó el Modelo Digital de elevación (DEM) provisto por la US National Aeronautics and Space Administration (NASA) a través de la misión “the Shuttle Radar Topography Mission”, SRTM:

<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>.