

**UNIVERSIDAD NACIONAL JOSÉ FAUSTINO
SÁNCHEZ CARRIÓN
FACULTAD DE INGENIERÍA AGRARIA, INDUSTRIAS
ALIMENTARIAS Y AMBIENTAL
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AMBIENTAL**



**“CARACTERIZACIÓN DE LA CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA EN
EL VALLE DEL MANTARO EMPLEANDO RADIOSONDAS Y
SENSORES REMOTOS”**

**TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE
INGENIERO AMBIENTAL.**

JOSEP JOSUÉ PRADO FASANANDO

HUACHO - PERÚ

2021


**UNIVERSIDAD NACIONAL JOSÉ FAUSTINO
SÁNCHEZ CARRIÓN**

**FACULTAD DE INGENIERÍA AGRARIA, INDUSTRIAS
ALIMENTARIAS y AMBIENTAL**

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AMBIENTAL

**CARACTERIZACIÓN DE LA CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA EN
EL VALLE DEL MANTARO EMPLEANDO RADIOSONDAS Y
SENSORES REMOTOS**

Sustentado y aprobado ante el Jurado evaluador



Dr. Ranulfo Flores Briceño

Presidente



Ing. Luis Miguel Chavez Barbery

Secretario



Mg. Victor Raul Coca Ramirez

Vocal



Mg. Sc. Eroncio Mendoza Nieto
INGENIERO AGRÓNOMO
CNP 46502

Mg. Sc. Eroncio Mendoza Nieto

Asesor

HUACHO – PERÚ

2021

Dedicatoria:

Este trabajo es dedicado a mi madre Margarita Fasanando y mi hermana Jhoana Prado, quienes me brindaron su apoyo incondicional no solo para este proyecto, sino toda mi vida, el cual siempre me ha motivado a cumplir mis sueños, gracias por inspirarme con su muestra de valentía, dedicación y su temple frente a las adversidades.

Josep Josué Prado Fasanando

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue apoyado principalmente por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) que tiene dentro de sus políticas apoyar a quienes formarán la nueva generación de investigadores con el objetivo de titularse y aportar con sus investigaciones al conocimiento científico y el desarrollo del país. Especiales agradecimientos para el Dr. Danny Scipión y Dra Yamina Silva por el apoyo, la orientación y por su confianza constante para lograr la presente investigación. Así mismo a los doctores René Esteban y José Luis Flores, por el apoyo desde el Observatorio de Huancayo, también me gustaría agradecer al personal del Radio Observatorio de Jicamarca por su tiempo y consejos, especialmente para el procesamiento de los datos de radar, un agradecimiento adicional al Ing. Jairo Valdivia por su apoyo constante, comentarios y primeros scripts. Además, me gustaría agradecer a mi madre Margarita Fasanando y hermana Jhoana Prado por ser mi motivación. Finalmente, a Pamela Calzada, por su constante apoyo, comprensión y paciencia durante este proyecto.

Josep Josué Prado Fasanando

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	v
ÍNDICE DE TABLAS	ix
ÍNDICE DE FIGURAS	ix
RESUMEN	xiii
ABSTRAC	xiv
INTRODUCCIÓN	15
CAPÍTULO I. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	21
1.1. Descripción de la realidad problemática	21
1.2. Formulación del problema	23
1.2.1. Problema general	23
1.2.2. Problemas específicos	23
1.3. Objetivos de la investigación	23
1.3.1. Objetivo general	23
1.3.2. Objetivos específicos	24
1.4. Justificación de la Investigación	24
1.5. Delimitación del estudio	25
1.5.1. Delimitación espacial	25
1.5.2. Delimitación temporal	26
1.6. Viabilidad del estudio	26
1.6.1. Viabilidad técnica	26

1.6.2. Viabilidad económica _____	26
1.6.3. Viabilidad social _____	26
CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO _____	28
2.1. Antecedentes de la Investigación _____	28
2.1.1. Antecedentes Internacionales _____	28
2.1.2. Antecedentes Nacionales _____	33
2.2. Bases teóricas _____	34
2.2.1. Capa límite atmosférica _____	34
2.2.2. Turbulencia _____	37
2.2.3. Estimación indirecta de la Capa Límite _____	38
2.2.4. Radar 39	
2.2.5. Bandas de frecuencia de radar y uso _____	41
2.2.6. Radares Doppler _____	42
2.2.7. Radares perfiladores _____	43
2.2.8. Ceilómetro _____	44
2.2.9. Radiosondas _____	46
2.3. Definiciones Conceptuales _____	46
2.4. Formulación de la hipótesis _____	49
2.4.1. Hipótesis Genera _____	49
2.4.2. Hipótesis Específicas _____	49
CAPÍTULO III. METODOLOGIA _____	50
3.1. Diseño Metodológico _____	50

3.1.1. Tipo de investigación _____	50
3.1.2. Nivel de investigación _____	50
3.1.3. Diseño _____	50
3.1.4. Enfoque _____	50
3.2. Población y muestra _____	50
3.2.1. Población _____	50
3.2.2. Muestra _____	51
3.3. Operacionalización de variables e indicadores _____	51
3.3.1. Variable independiente _____	51
3.3.2. Variable dependiente _____	51
3.3.3. Matriz de operacionalización de variables _____	51
3.4. Técnicas de recolección de datos _____	52
3.4.1. Técnicas a emplear _____	52
3.4.2. Descripción de los instrumentos _____	53
3.5. Técnicas para el procesamiento de la información _____	59
3.5.1. Procesamiento de datos de radiosondas _____	59
3.5.2. Procesamiento de datos de Ceilómetro _____	65
3.5.3. Procesamiento de datos del radar BLTR _____	68
3.5.4. Análisis estadístico de validación _____	70
CAPÍTULO IV. RESULTADOS _____	72
4.1. Resultados del Programa _____	72
4.1.1. Programa para procesar datos de ceilómetro _____	73

4.1.2. Programa para estimar altura de la capa límite con las radisondas _____	75
4.1.3. Programa para estimar la altura de la capa límite con el radar BLTR _____	77
4.2. Validación estadística de resultados _____	79
CAPÍTULO V. DISCUSIONES _____	84
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES _____	87
6.1. Conclusiones _____	87
6.2. Recomendaciones _____	88
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS _____	91
ANEXOS _____	100
ANEXO 1. MATRIZ DE CONSISTENCIA _____	100
Anexo 2. Código del Programa _____	102
Anexo 2.1. Lectura y procesamiento de datos del ceilómetro _____	102
Anexo 2.2. Lectura y procesamiento de datos del radar BLTR, junto al ceilómetro con fines comparativos _____	103
Anexo 2.3. Rutina para estimar la altura de la CLA con datos del radar BLTR _____	105
Anexo 2.4. Lectura y procesamiento de datos de las radiosondas _____	106
Anexo 3. Tabla con mediciones obtenidas de las radiosondas para el lanzamiento del día 20 /03/2020 a las 18h y únicamente hasta los 4000 m. _____	107
Anexo 4. Recopilación de imágenes del observatorio de Huancayo y campaña de radiosondeos _____	113

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Bandas de frecuencia de radar y aplicaciones	42
Tabla 2. Matriz de operacionalización de variables de "caracterización de la capa límite atmosférica en el valle del mantaro empleando radiosondas y sensores remotos"	52
Tabla 3. Especificaciones técnicas de radiosondas meteomodem m10.....	55
Tabla 4. Especificaciones técnicas del ceilómetro chm8k.....	57

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Primer y segunda imagen presentan mediciones del ancho espectral, snr del radar bltr y tercero se presenta el coeficiente de backscatter del ceilómetro del día 18/02/2019. Elaboración propia	18
Figura 2. Valle del río mantaro adaptado de (villalobos, 2016)	25
Figura 3. Evolución diurna de la capa límite atmosférica adaptado de fukao & hamazu, (2014) ..	37
Figura 4. Intensidad de backscatter obtenida del ceilómetro correspondiente al 19 de febrero del 2019.....	39
Figura 5. Diagrama conceptual de un radar atmosférico adaptado de fukao & hamazu, (2014)..	40
Figura 6. Funcionamiento de un radar doppler perfilador de viento (bocanegra, 2018)	43
Figura 7. Ceilómetro luff chm 8k en funcionamiento adaptado de lufft, (2017).....	45
Figura 8. Momentos previos al lanzamiento de una radiosonda.....	53
Figura 9. Radiosonda meteomodem m10	54
Figura 10. Radiosondas windsond (izquierda) y meteomodem m10 (derecha).....	55
Figura 11. Ceilómetro luff chm8k	57
Figura 12. Radar bltr en el observatorio de huancayo	59

Figura 13. De izquierda a derecha: perfil de temperatura potencial del radiosondeo del 13 de marzo del 2019 a las 13:00 hora local. Perfil de temperatura del radiosondeo del 13 de marzo del 2019 a las 13:00 hora local.	61
Figura 14. Perfil de humedad relativa del radiosondeo del 13 de marzo del 2019 a las 13:00 hora local.....	62
Figura 15. De izquierda a derecha. Perfil de relación de mezcla y su gradiente aplicando el método del gradiente para el día 13 de marzo del 2019 a las 13:00 hora local.	65
Figura 16. Intensidad de backscatter obtenida del ceilómetro para el día 19 de febrero del 2019	67
Figura 17. Intensidad de backscatter obtenida del ceilómetro para el día 19 de febrero del 2019 con estimaciones de la altura de la capa límite atmosférica en tres capas.....	68
Figura 18. Diagrama de operación de signal chain.....	69
Figura 19. Diagrama de la obtención de la altura de la cla con los instrumentos usados, las variables analizadas y su posterior validación.	73
Figura 20. Gráficos de tiempo vs altura para el día 19 de febrero del 2019. Se pueden ver distintos productos a partir de la intensidad del backscatter.	74
Figura 21. Gráficos de tiempo vs altura para el día 19 de febrero del 2019. Se pueden ver distintos productos a partir de la intensidad del backscatter	74
Figura 22. Intensidad de backscatter con estimaciones de altura de la cla para el día 24 de febrero del 2019.....	75
Figura 23. De izquierda a derecha, temperatura potencial virtual, humedad relativa y relación de mezcla obtenidas del sondeo realizado el 24 de febrero del 2019, las líneas punteadas indican la altura de la cla	76
Figura 24. De izquierda a derecha, temperatura potencial virtual, humedad relativa y relación de	

mezcla obtenidas del sondeo realizado el 2 de marzo del 2019, las líneas punteadas indican la altura de la cla 76

Figura 25. Perfil de snr del día 17 de febrero, encima y en color negro la altura de la cla estimada por el radar bltr..... 77

Figura 26. Alturas de cla estimadas por el radar bltr, para día 17 de febrero del 2019, se puede apreciar la presencia de capas remanentes en horas de la noche. 78

Figura 27. Ciclo diurno de la cla calculado con el algoritmo desarrollado, presentado en un gráfico de dispersión coloreado por intensidad para todo el periodo de estudio (2015 - 2019), donde los colores rojizos (más cercano a uno) indican mayor cantidad de datos y de azul menor cantidad. La línea blanca indica el promedio de las alturas. 78

Figura 28. Climatología diurna (7h hasta 19h) de la cla presentado en un gráfico de dispersión coloreado por intensidad donde más cercano a uno representa mayor cantidad de datos, para todo el periodo de estudio comprendido entre diciembre del 2015 hasta abril del 2019. La línea blanca indica el promedio de la altura de cla estimada por el algoritmo desarrollado..... 79

Figura 29. Climatología nocturna de cla (19 h hasta 07 horas) presentado en un gráfico de dispersión coloreado por intensidad donde más cercano a uno representa mayor cantidad de datos, para todo el periodo de estudio comprendido entre diciembre del 2015 y abril del 2019 79

Figura 30. Gráfico de dispersión de alturas de cla estimadas por el bltr en el eje "x" y alturas estimadas por el ceilómetro en el eje "y", la línea roja indica la relación 1:1 de los datos. (elaboración propia) 80

Figura 31. Gráfico de dispersión de alturas de cla estimadas por el radar bltr en el eje "x" y el promedio de las alturas estimadas por las variables analizadas de las radiosondas en el eje "y". 81

Figura 32. Gráficos de comparación de las alturas estimadas por el radar bltr y las radiosondas con

las diferentes variables analizadas representado en el perfil de temperatura potencial virtual, dónde las líneas horizontales indican la altura de la cla estimadas por el radar y las diferentes variables analizadas. (elaboración propia) 81

Figura 33. Comparación entre las alturas de cla estimadas por el radar bltr y las diferentes variables analizadas de las radiosondas, empleados en la campaña de mediciones..... 83

Figura 34. Observatorio de huancayo, igp. Con alta presencia de nubes 113

Figura 35. Lanzamiento de radiosonda en el observatorio de huancayo 114

Figura 36. Preparación de un globo cautivo para su lanzamiento. 114

Figura 37. Observación de un globo usado en la campaña con un teodolito meteorológico..... 115

Figura 38. Equipo técnico que participó en la campaña de mediciones con globo cautivo que se usó para pruebas con las radiosondas 115

RESUMEN

Esta investigación tiene como **objetivo** principal realizar una caracterización de la Capa Límite Atmosférica (CLA) desarrollando un algoritmo que permita estimar la altura de la CLA usando un Radar Perfilador de Vientos y Capa Límite (BLTR) estudiando una zona con una topografía compleja como lo es el valle del Mantaro, (Perú). **Métodos:** El algoritmo desarrollado usa los datos del radar BLTR como nivel de turbulencia y la relación señal – ruido o SNR (proporción existente entre la potencia de la señal que se transmite y la potencia del ruido que la corrompe). Se comparó y validó las estimaciones obtenidas por el radar con datos obtenidos de la campaña de mediciones llevada a cabo por el IGP en el observatorio de Huancayo donde se empleó un ceilómetro, un Radar Perfilador de Vientos y Capa Límite y dos campañas de radiosondeos. Posteriormente se llevó a cabo un análisis del ciclo diurno y nocturno de la evolución de la altura de la CLA y su climatología comprendiendo las fechas desde diciembre del 2015 hasta abril del 2019. **Resultados:** Las estimaciones realizadas por el radar guardan buena correlación con las realizadas por el ceilómetro obteniendo un coeficiente de correlación de 0.59 y 0.71 con las radiosondas, posteriormente se puede apreciar que en los meses de enero – abril la altura de la CLA es más baja que en los meses siguientes.

Palabras clave: Capa Límite, Retrodispersión, Ceilómetro, Radar Perfilador de Vientos, Radiosondas, Turbulencia

ABSTRAC

The main **objective** of this research is to carry out a characterization of the Atmospheric Boundary Layer (CLA) by developing an algorithm that allows estimating the height of the CLA using a Wind Profiling Radar and Boundary Layer (BLTR) studying an area with a complex topography such as the Mantaro valley, (Peru). **Methods:** The algorithm developed uses the BLTR radar data as turbulence level and the signal-to-noise ratio or SNR (the ratio between the power of the transmitted signal and the power of the noise that corrupts it). The estimates obtained by the radar were compared and validated with data obtained from the measurement campaign carried out by the IGP at the Huancayo observatory where a ceilometer, a Wind Profiling Radar and Boundary Layer and two radiosonde campaigns were used. Subsequently, an analysis of the day and night cycle of the evolution of the elevation of the CLA and its climatology was carried out, including the dates from December 2015 to April 2019. **Results:** The estimates made by the radar are well correlated with those made By the ceilometer obtaining a correlation coefficient of 0.59 and 0.71 with the radiosondes, later it can be seen that in the months of January - April the height of the CLA is lower than in the following months.

Keywords: Boundary Layer, Backscatter, Ceilometer, Wind Profiler Radar, Radiosonde, Turbulence.

INTRODUCCIÓN

El Valle del Mantaro es el principal centro comercial de la sierra sur de Perú, se encuentra ubicado en la zona centro andina del Perú en la región de Junín, a una altura media de 3200 m.s.n.m. Es un territorio estratégico para la realización de investigaciones ambientales, debido a que en esta ubicación ocurren eventos meteorológicos calificados como extremos, tales como heladas, intensas lluvias, granizadas, etc. Pues todos estos sucesos causan importantes impactos negativos anualmente, los cuales desestabilizan la base económica y social de la población. Debido a estas distintivas características climáticas y geográficas ha sido posible la instalación de centrales hidroeléctricas, además el valle del Mantaro constituye el espacio agrícola más amplio de la sierra del Perú por lo cual tiene un gran aporte de alimentos a la capital peruana generando gran importancia socio-económica (IGP, 2005).

El valle está enmarcado por una topografía irregular y con pendiente que oscila entre los 3000 y 4000 m.s.n.m. (Figura 2). Por lo cual los contaminantes que son emitidos desde la superficie son acumulados con mayor facilidad que en otros lugares, debido también a la distribución topográfica, además agravando la situación en los últimos años se ha desarrollado un gran incremento poblacional y económico teniendo como consecuencia mayor demanda energética y de medios de transporte lo cual a su vez tiene como consecuencia el incremento de emisiones contaminantes, deteriorando la calidad del aire, de modo que las autoridades de la región han empezado a tener como una de sus prioridades la calidad del aire al momento de generar políticas y lineamientos ambientales.

Junto a la topografía la meteorología juega un papel muy importante en el estado de la calidad del aire de una zona en particular, teniendo en cuenta que ambas disponen las circunstancias y el medio bajo el cual los contaminantes emitidos se dispersan e interactúan con los demás constituyentes de la atmósfera y su medio adyacente (S Emeis et al., 2008). Las

superficies que cuentan con una compleja topografía como es el caso del valle del Mantaro, tienen como características adicionar mayor número de variables y procesos, creando una significativa complejidad en los estudios relacionados a la calidad del aire y su dinámica. (Ketterer et al., 2014). Es por eso que es necesario comprender la naturaleza de las interacciones entre todas las variables que involucra este proceso para poder diseñar y realizar técnicas de evaluación, prevención y mitigación de las consecuencias de elevadas concentraciones de contaminantes ubicados en la atmósfera local.

Tratándose de la dispersión vertical de los contaminantes, la estabilidad atmosférica se considera como un factor primordial y decisivo, ya que son los procesos que aquí se dan los que determinan la eficacia de las oscilaciones verticales convectivas y la advección horizontal tal es el caso de los intercambios que tienen lugar en la superficie terrestre y la sección más baja de la tropósfera, esto aplica en el valle y de la misma forma en la atmósfera libre. Dentro de este marco, las atmósferas que se encuentran estables, así mismo estratificadas tienen la capacidad de inhibir de forma significativa los intercambios mencionados, encontrándose favorecidas la suspensión y acumulación de los contaminantes emitidos por diversas fuentes tanto fijas como móviles próximas a la superficie terrestre; por lo contrario cuando se presenta una atmósfera con alta inestabilidad, se evidencia predominancia de los movimientos convectivos debido a que la dispersión y mezcla de aerosoles contaminantes es favorecida por la presencia de turbulencia (Eugster, 2006).

La estabilidad o inestabilidad atmosférica, en un momento determinado, señalan un tipo de delimitación termodinámica que tiene lugar en la tropósfera, en consecuencia se visualiza la presencia de dos subcapas muy distintas una de la otra debido a su dinámica y desarrollo fenomenológico; en primer lugar, una capa con la superficie terrestre adyacente que presenta una fuerte influencia del suelo y sus peculiaridades, de la misma forma por la interacción con

la atmósfera y los procesos que dicha interacción conllevan ya sean mecánicos o termodinámicos; esta capa es llamada Capa Límite Atmosférica (CLA), después se aprecia la Atmósfera Libre, que presenta una evolución dominada principalmente por movimientos de meso escala y escala sinóptica, evitando que su dinámica se vea afectada por los procesos microescalares o locales. Según Stull, (1988) la atmósfera libre tiene un comportamiento demostrando que no presenta límites que la confinaran, con excepción de las corrientes de viento o flujos que tienen lugar en el extremo de la CLA. La figura 1, presenta las variaciones de la turbulencia obtenidas en los primeros 4000 m de la troposfera, obtenidas con el radar BLTR y el ceilómetro usados en la campaña realizada por el IGP del 21 de febrero al 20 de marzo del 2019 en el observatorio de Huancayo. Se aprecia como aproximadamente por debajo de los 2000 m de la atmósfera hay una dinámica altamente variable, influenciada principalmente por la radiación solar y los procesos que se desarrollaron al interactuar con la superficie terrestre como son la incidencia y absorción, en concordancia se hace evidente la sensibilidad de la CLA a estas interacciones. Lo contrario fue observado en la capa superior, es decir, superando los 2000 m las perturbaciones no consiguieron variaciones significativas en la dinámica.

Según indica Stull, (1988) la eficaz reacción de la CLA a las variaciones en la superficie terrestre en comparación con la atmosfera libre es causada principalmente por la elevada turbulencia que se desarrolla en esta zona, la cual incluye diferentes procesos que involucran principalmente a la temperatura, humedad, momento e incluso contaminantes ubicados cerca de la superficie. La turbulencia en la CLA es formada mecánicamente debido a la fricción de la superficie y la cizalladura del viento y/o por convección (debido al calentamiento de la

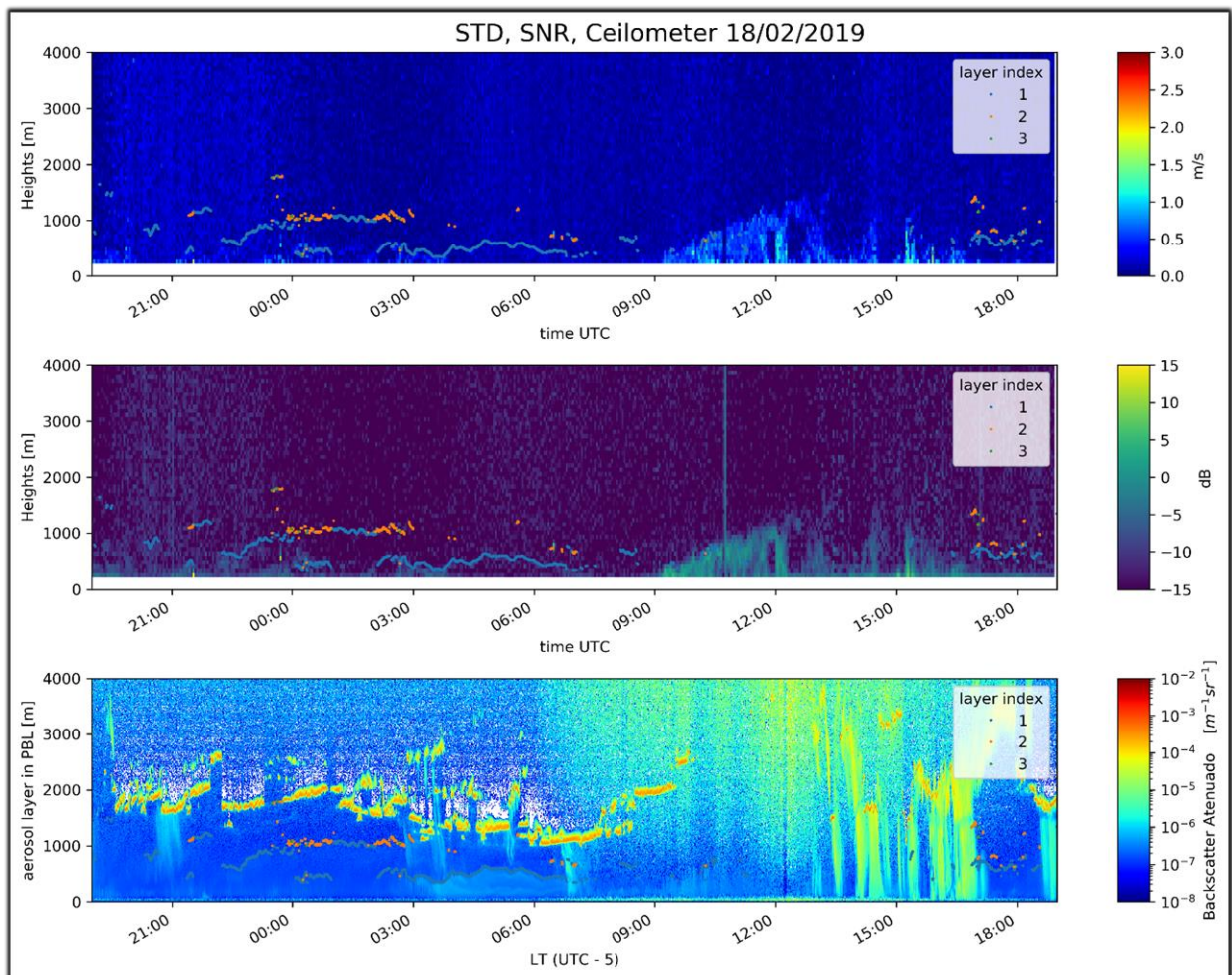


Figura 1. Primer y segunda imagen presentan mediciones del Ancho Espectral, SNR del radar BLTR y tercero se presenta el coeficiente de Backscatter del ceilómetro del día 18/02/2019. Elaboración propia.

superficie y la flotabilidad) (Arya, 2001), dicho calentamiento causa la elevación de parcelas de aire.

Considerando lo citado, se esperó una disminución significativa de la turbulencia entre las subcapas existentes en la troposfera, de igual forma, otros parámetros atmosféricos experimentaron variaciones causados por la transición entre capas. Algunos de estos parámetros fueron la Temperatura Potencial (θ), Humedad Relativa (RH), el régimen de vientos, la concentración de contaminantes representada por el coeficiente de retrodispersión de la atmósfera (*Backscatter* β), entre otros (Lee et al., 2014). Estas variaciones representaron las principales herramientas utilizadas para poder estimar de manera indirecta la transición entre las subcapas existentes (Stefan Emeis et al., 2012). A pesar de que estas variaciones se encuentran dominadas principalmente por la estabilidad atmosférica durante el día, también obedecen individualmente diferentes fenómenos, esto ocasiona mayor dificultad para comparar estimaciones, por lo cual es conveniente referirnos a una zona de transición más que en un punto de inflexión.

Toda la fenomenología descrita previamente ha sido largamente estudiada por la comunidad científica global con la finalidad de establecer la afección de las características de la superficie terrestre en los cambiantes fenómenos en la tropósfera baja.

Por su parte el paso de la CLA a la atmósfera libre ha sido uno de los temas más estudiados debido a que esta se ve afectada y varía de acuerdo a muchos parámetros como son la geografía de la localidad, las circunstancias climáticas e inclusive las condiciones demográficas. Teniendo en cuenta que esta temática es fuertemente importante en el campo de los estudios meteorológicos, en los pronósticos en breve plazo y además en la calidad ambiental, es que se han formado redes de monitoreo a nivel mundial, buscando de esta forma afinar las metodologías de estimación y sensado. Ya sea utilizando instrumentos de medición directa como torres de observación y radiosondas o instrumentos que realizan sensoramiento remoto activo o pasivo como ceilómetros o radiómetros, han tenido una implementación principalmente

con el objetivo de contar con mediciones intensas de la parte más baja de la atmósfera.

El trabajo aquí presentado tiene el objetivo principal de caracterizar la Capa Límite Atmosférica en el Valle del Mantaro estudiando su altura y evolución temporal, en consecuencia, se analizó los parámetros más significativos tales como el perfil vertical de vientos, temperatura y humedad atmosférica.

Partiendo de la implementación de métodos usados convencionalmente, se realizó un análisis de los datos obtenidos de un ceilómetro, campañas de mediciones con radiosondas y un radar perfilador de capa límite y vientos troposféricos el cual forma parte del laboratorio de microfísica atmosférica y radiación LAMAR. De esta forma, en el capítulo 2 se presenta la revisión de la literatura, antecedentes y bases teóricas de la investigación. Posteriormente en el Capítulo 3, se detallan los materiales y métodos usados en esta investigación. En el capítulo 4 se detallan los resultados obtenidos de la investigación y por último en los capítulos 5 y 6 se presentan una breve discusión, conclusiones y recomendaciones en congruencia con los resultados que se obtuvieron durante esta investigación.

CAPÍTULO I. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1. Descripción de la realidad problemática

En el valle del Mantaro se desarrollan eventos climáticos que pueden ser considerados extremos, dichos eventos pueden ser lluvias torrenciales, heladas, granizadas, etc. Estos fenómenos hacen del valle una zona atractiva para la realización de investigaciones ambientales, además el valle tiene gran importancia para la capital peruana dado que es una de las principales fuentes de alimentos debido a su riqueza agrícola, cabe destacar que los fenómenos antes mencionados causan impactos negativos anualmente creando desestabilización económica y social de la población. (Garay & Ochoa, 2010)

En el libro *Introducción a la meteorología de la capa límite* Stull, (1988) define la CLA como “La parte de la atmósfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie terrestre, y responde a los forzamientos en una escala temporal de una hora o menos”. Los forzamientos que ahí se mencionan abarcan turbulencia, evapotranspiración, emanación de contaminantes, intercambio de momentum, entre otros (Hennemuth & Lammert, 2006). Los estudios realizados de la fenomenología desarrollada en torno a la CLA y su evolución, son de trascendental importancia para el entendimiento de como estos procesos desarrollados en la zona de la atmósfera más próxima a la superficie terrestre influyen en la meteorología a un nivel regional (Löhnert et al., 2008). Específicamente la altura de la CLA y su alta variabilidad diurna es una medida primordial para las investigaciones que involucran a la calidad del aire dado que la altura de la CLA el parámetro que demarca la disponibilidad vertical donde los contaminantes pueden interactuar y mezclarse al provenir desde la superficie terrestre, estableciendo, aunque de una forma implícita su aglomeración temporal y espacial (Eresmaa et al., 2006; Wiegner et al., 2014). Por estos motivos la caracterización de la CLA se considera una parte fundamental

para el modelamiento de la contaminación y su difusión, además para el pronóstico meteorológico regional.

En la actualidad el conocimiento sobre la CLA es parcial e inexacto puesto que la determinación del espesor y la altura de la Capa Límite, tienen un grado de complejidad que no permite un análisis rutinario, pues tanto la definición de esta, como la inexistencia de una metodología única y certera para su estudio, no permiten un análisis cotidiano como los realizados en una estación meteorológica.

El viento y la variabilidad del viento en la CLA son importantes para diversos campos de aplicación, como la meteorología, la física atmosférica, protección medio ambiental, la utilización de la energía eólica, y control de tráfico aéreo. Para comprender estos fenómenos, observaciones detalladas son necesarias tanto en el tiempo y en el espacio.

En 1997 se realizaron una de las primeras grandes investigaciones en el tema con el auspicio de la Cooperación Europea en el Campo Científico y de Investigación Tecnológica (COST por sus siglas en inglés), la cual se ocupó del procesamiento de datos meteorológicos para modelos de dispersión atmosférica, dichos modelos de dispersión están basados en los detalles obtenidos de la observación de los perfiles de viento, temperatura y turbulencia enmarcados en la hondura de la capa límite atmosférica. Sin embargo, algunos de los parámetros analizados no se midieron de una forma rutinaria o convencional, por lo tanto, fue necesario hacer un procesamiento de las variables meteorológicas observadas previo a la ejecución de los modelos de dispersión. (Fisher, B. E. A., Erbrink, J. J., Finardi, S., Jeannet, P., Joffre, S., Morselli, M. G., Pechinger, U., Seibert, P., and Thomson, 1998)

Mientras que en el Perú se ha llevado a cabo el proyecto “Estudios de procesos físicos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra central del Perú”. Ejecutado por el Instituto Geofísico

del Perú, con financiamiento del Programa Nacional de Innovación para la Competitividad y Productividad” con el objetivo general de Estudiar los procesos físicos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para mejorar los modelos de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra central del Perú (Innovate Perú, 2018).

1.2. Formulación del problema

1.2.1. Problema general

¿Determinar las características de la capa límite atmosférica ayudarán a mejorar el monitoreo y la predicción de la calidad del aire en el valle del Mantaro?

1.2.2. Problemas específicos

- ¿Se podrá obtener las características de la capa límite atmosférica a partir de información de radiosondas y sensores remotos y posteriormente mejorar el monitoreo y la predicción de la calidad del aire en el valle del Mantaro?
- ¿El radar perfilador de vientos determina correctamente la altura de la capa límite atmosférica y podría ayudar a mejorar el monitoreo y la predicción de la calidad del aire en el valle del Mantaro?
- ¿Se podrá determinar la estacionalidad y climatología de la capa límite atmosférica en el Valle del Mantaro?

1.3. Objetivos de la investigación

1.3.1. Objetivo general

Determinar las características de la capa límite atmosférica como: altura y evolución temporal en el Valle del Mantaro.

1.3.2. Objetivos específicos

- Caracterizar la capa límite atmosférica desarrollando un algoritmo que determina su altura y evolución temporal tomando como referencia los parámetros obtenidos con el radar perfilador de vientos: Boundary Layer and Troposphere Radar (BLTR) en el valle del Mantaro.
- Validar los resultados de la altura y evolución temporal de la capa límite atmosférica con mediciones de radiosondas y sensores remotos demostrando que el radar perfilador de vientos determina apropiadamente la altura de la capa límite atmosférica en el valle del Mantaro.
- Determinar la estacionalidad y climatología de la capa límite atmosférica en el valle del Mantaro.

1.4. Justificación de la Investigación

Aunque la Capa Límite Atmosférica comprende solo una mínima porción de la atmósfera es de mucha importancia conocerla y entender su interacción con la superficie ya que los procesos micro escalares que ocurren al interior de esta son valiosos para la realización de múltiples actividades desarrolladas por los humanos, la buena salud y sobre todo la supervivencia de los seres vivos en nuestro planeta. Esto no solo es así porque el aire cerca del suelo proporciona el oxígeno necesario para los seres humanos y los animales, sino también porque esta capa de aire siempre está en movimiento turbulento, lo que provoca una mezcla eficiente de contaminantes e intercambios de calor, vapor de agua, etc., con la superficie. Es por eso que conocer sus principales y más importantes características como altura y evolución temporal pueden ayudar a mejorar el monitoreo y la predicción de la calidad del aire, así como también son parámetros fundamentales para la inicialización y evaluación de modelos

numéricos de predicción del tiempo.

1.5. Delimitación del estudio

1.5.1. Delimitación espacial

La zona de estudio está ubicada en el Observatorio de Huancayo ubicado en el distrito de Huachac, Junín, Perú (-12.038333, -75.322778) que a su vez se encuentra en el valle del Mantaro, el cual tiene ubicación en los andes centrales del Perú, en la región de Junín, con una altura promedio de 3200 m.s.n.m.

El valle del Mantaro está orientado en sentido Norte a Sur, se amplía a través de las Cordilleras Central y Occidental de la zona andina, el valle abarca las principales ciudades pertenecientes a la región: Jauja, Huancayo y Concepción además cuenta con una eficaz red vial dirigida a importantes centros de acopio y consumo.

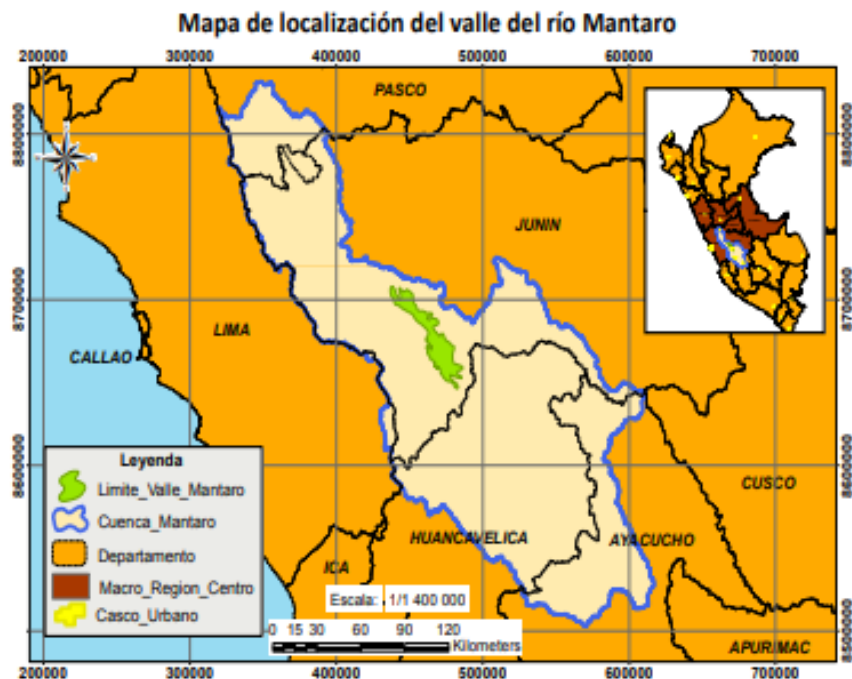


Figura 2. Valle del río Mantaro adaptado de (Villalobos, 2016)

1.5.2. Delimitación temporal

Inicialmente se procesó los datos del radar, radiosondas y ceilómetro obtenidos durante la campaña de mediciones realizada del 20 de febrero al 21 de marzo del 2019, una vez validado el algoritmo para caracterizar la capa límite atmosférica con el radar BLTR se hizo un análisis de la información proveniente del radar entre los meses de diciembre del 2015 y abril del 2019.

1.6. Viabilidad del estudio

1.6.1. Viabilidad técnica

Para que esta tesis fuese técnicamente viable fue necesario, para el autor, considerar los conceptos de física de radares, programación, procesamiento de señales, conocimientos matemáticos y meteorológicos que fueron aprendidos a lo largo de la carrera de ingeniería ambiental. Además, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) ofreció sus instalaciones, laboratorios, tecnología y personal que permitieron que este proyecto fuera desarrollado de manera óptima. Además de la asesoría personalizada recibida por parte del personal del IGP.

1.6.2. Viabilidad económica

El trabajo fue financiado por el Instituto Geofísico del Perú al ser parte de su política apoyar a quienes formarán la nueva generación de investigadores con el objetivo de titularse y aportar con sus investigaciones al conocimiento geofísico.

1.6.3. Viabilidad social

La realización de esta investigación no perturbo ni dañó la calidad de vida de ninguna persona, tampoco afectó a ninguna comunidad, ni al ambiente, en contraposición a lo anterior, se pretendió estimar y describir las características de la capa límite atmosférica como son su

altura y evolución temporal y de esta forma colaborar con los pronósticos climáticos, estudios de comportamientos de vientos, estudios de calidad del aire, lo cual se puede traducir en un beneficio para la población ya que se podría brindar mayor seguridad y cultura de prevención.

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

2.1. Antecedentes de la Investigación

2.1.1. Antecedentes Internacionales

- Molod et al., (2015) desarrollan un nuevo algoritmo para la estimación de la altura de la CLA, el cual utiliza datos de radares perfiladores de vientos, dichos radares pertenecen a la red de perfiladores de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés), esta red es llamada como Red de Perfiles de NOAA (NPN por sus siglas en inglés) y están ubicados principalmente en todo el centro de Estados Unidos, este estudio fue realizado en la temporada de verano, debido a que de esta forma se podía asegurar de que la altura de la CLA esté en el rango de los radares durante la mayor parte del día. Para el desarrollo de este algoritmo los datos en cada estación NPN incluyeron un conjunto adicional de archivos que contienen variables de superficie, dichos archivos de superficie contienen temperatura superficial por hora, presión media a nivel del mar, dirección del viento, humedad relativa, temperatura de bulbo seco y lluvia. Se calculó la temperatura potencial virtual en la superficie a partir de la humedad relativa y la temperatura de bulbo seco. La presión de vapor de saturación se calculó en base a la OMM (2008), además varios de los perfiladores están equipados con instrumentos del sistema sónico acústico radial conocido como RASS, los perfiles de temperatura virtual basados en RASS se proporcionan en los datos de NPN y se utilizaron en este estudio junto con los perfiladores de viento para estimar la altura de la CLA basada en el número de Richardson. Los resultados mostraron que los ciclos diurnos medidos en cielo despejado generalmente muestran la aparición de la CLA aproximadamente a las 10 u 11 horas LT y se nivela después, las alturas de CLA estimadas por los perfiladores de vientos aumentan en las horas de la mañana y la tarde hasta

que alcanza su máximo diario aproximadamente a las 16 horas LT y se nivela después. Las alturas estimadas con los perfiladores de vientos coinciden con las estimadas con las estaciones RASS en las mañanas, y son más bajas en aproximadamente 250 metros en la tarde. La distribución geográfica de las alturas máximas diarias estimadas con los perfiladores de vientos sigue la variación esperada por la temperatura y la humedad, donde las mayores alturas de CLA se producen en terrenos más cálidos y secos.

- Mejia, (2015) desarrolla un extenso estudio logrando caracterizar la estructura y evolución de la capa límite en un territorio con un relieve complicado como lo es el valle de Aburrá (Colombia), detallando la fenomenología meteorológica y las actividades antropogénicas que presentan dominio en los fenómenos descritos. El rol de la CLA en la calidad del aire en la región también formó parte de este estudio obteniendo como resultados que la mayoría de los días en los cuales se desarrolló la campaña de radio sondeos se caracterizaron por mostrar alta humedad atmosférica, además permanentemente hubo gran presencia de nubes y por su parte, presencia de precipitaciones principalmente durante horas de la noche hasta el alba. En cuanto a las estimaciones de la altura de la capa límite con los diferentes métodos implementados se observó ocasionalmente consistencia de los métodos entre sí y de igual forma con el Ceilómetro, sin embargo también se presentaron casos en donde todos los métodos difieren significativamente uno del otro, teniendo diferencias de 120 metros entre estimaciones de la altura de la CLA empleando la metodología del gradiente utilizando los perfiles de relación de mezcla o mixing ratio, de igual forma para la humedad relativa. Por su parte, el Ceilómetro se vio condicionado en ciertos periodos por la baja presencia de aerosoles. Precisando que no existe una metodología único y exacto para realizar una estimación de la altura de la capa límite.

- La investigación de Bianco et al., (2008) describe una nueva técnica que se basa en observaciones de la relación señal - ruido SNR (por su significado en inglés), velocidad vertical y espectro del radar de 915 MHz. Para determinar la profundidad de la capa límite de forma automática y en tiempo real. En este caso se incorporan modificaciones a las reglas de lógica difusa (especialmente para aquellos que usan datos de velocidad vertical) que mejoran la precisión del algoritmo en las capas límite nubladas. Además, se aplica un valor umbral de confiabilidad al puntaje derivado de la lógica difusa para eliminar los valores de datos de profundidad de CLA con valores de puntaje bajos. Además, como paso final, se ha desarrollado una prueba opcional de continuidad temporal sobre la profundidad de la capa límite que ayuda a mejorar la habilidad del algoritmo. Una comparación con estimaciones independientes de la profundidad de la capa límite realizadas "a simple vista" por meteorólogos en dos lugares donde se ubican radares perfiladores de viento, significativamente diferentes en sus características, muestran que el nuevo método mejorado proporciona estimaciones significativamente más precisas de la profundidad de la capa límite que el método anterior (Bianco et al., 2002a). y también estimaciones mucho mejores que el método "estándar" (Angevine et al., 1994a). Como resultados se obtuvo que el nuevo método produce un error absoluto de las estimaciones de profundidad de mezcla comparables a la resolución de rango vertical de los perfiladores. Esta técnica se basa en un algoritmo de lógica difusa desarrollado previamente por Bianco & Wilczak, (2002), pero se ha ampliado para incluir también información sobre la intensidad de la turbulencia expresada por el parámetro de anchura espectral del radar.
- Bianco & Wilczak, (2002) desarrollaron un algoritmo para la estimación la estructura de la capa límite atmosférica, este método se emplea en radares perfiladores de viento, se aplica

métodos de "lógica difusa" para mejorar la determinación en las señales atmosféricas. El método, entonces, aplica de nuevo la lógica difusa para estimar la estructura de la capa límite atmosférica, usando perfiles verticales de la relación señal-ruido derivada del radar y varianza de la velocidad vertical. Los resultados son comparados con el método estándar empleado con radares en otra ubicación y demuestran que el nuevo método proporciona estimaciones significativamente más precisas de la altura de la capa límite obteniendo coeficientes de correlación de 0.91 y 0.96 entre las alturas estimadas empleando radares perfiladores de viento con el nuevo método que usa la lógica difusa y las alturas estimadas por un perfilador de viento y temperatura vertical conocido como RASS (acrónimo de sistema sónico acústico radial), mientras que los métodos estándar (aquellos donde se calcula los picos de la relación señal - ruido) obtienen 0.14 y 0.80. Además, los resultados de este trabajo redujeron el error absoluto de las estimaciones de la altura de mezcla a un nivel similar a la resolución de rango vertical de los radares perfiladores. Angevine et al., (1994) discuten una técnica para determinar la altura de la capa límite atmosférica (CLA) con un perfilador de capa límite de 915 MHz. Los resultados se comparan con alturas de CLA determinadas a partir de mediciones de radiosonda. Obteniendo como resultados que el perfilador proporciona medidas de altura CLA continuas con muy buena resolución de tiempo (30 minutos o menos), lo que permite una comprensión detallada del crecimiento y las fluctuaciones de la CLA. Además, el perfilador proporciona información sobre el grado de definición de la parte superior de CLA y el espesor de la zona de arrastre (zona con forzamientos por fricción, turbulencia, evapotranspiración y difusión de contaminantes). Las mediciones discutidas se tomaron durante el experimento Rural Oxidants Southern Environment II (ROSE II), obteniendo que el perfilador de capa límite proporciona mediciones continuas de la altura de la capa límite que concuerdan bien con los sondeos de

globos. Angevine et al., (1994) indican que estas mediciones deberían resultar muy útiles para estudios de capa límite. Además, el perfilador proporciona información sobre la fuerza y profundidad de arrastre y sobre episodios particulares de arrastre. La mezcla inducida por el arrastre es más intensa y más localizada cuando la inversión es débil, la mezcla inducida por el arrastre es menos intensa y se extiende en un rango más amplio de alturas, se sugirió más estudios para comprender mejor esa información. Posteriormente White, 1994, uno de los coautores realizó una comparación cuantitativa de las alturas de capa límite determinada por un perfilador de vientos similar con las alturas de inversión de radiosondas. Incluyendo una serie de casos que no fueron favorables para la comparación debido a las bajas alturas de la capa límite, la diferencia de altura media fue de 61 m, menor que el ancho del pulso del perfilador.

- Ecklund et al., (1988) describen un radar de capa límite desarrollado en el Laboratorio de Aeronomía de NOAA. Este radar extiende la tecnología del perfilador de viento utilizando un radar pequeño y relativamente barato para proporcionar mediciones continuas de alta resolución del viento en los primeros kilómetros de la atmósfera. Aunque el radar fue desarrollado para su uso en un modo "híbrido" con perfiladores de 50 MHz existentes en el Pacífico tropical, el Perú cuenta con radares ubicados en Piura y Huancayo que pertenecen a esta red (Gage et al., 1991), el sistema también puede ser un dispositivo autónomo para estudiar los problemas de la capa límite. Este prototipo fue operado intermitentemente del 11 de agosto al 1 de noviembre del 1986. Durante este periodo, el procedimiento normal de operación consistió en tomar promedios espectrales durante periodos de 30 a 120 segundos en cada uno de los cuatro azimuts separados por 90°. Los resultados se muestran en perfiles de viento en Colorado (Estados Unidos de América) en una variedad de condiciones que

van desde condiciones absolutamente claras hasta fuertes chubascos. Estas condiciones incluyeron un caso donde la nieve cambió a lluvia 1km por encima del radar. En general el radar pudo observar hasta aproximadamente 1500 m en el aire libre con una resolución de 150 m y una potencia promedio de 2 W m^2 .

2.1.2. Antecedentes Nacionales

- Juarez, (2014) describe de forma minuciosa los instrumentos utilizados para realizar sondeos, tales como globos meteorológicos, libres o cautivos, además describe el trayecto de elevación previo al lanzamiento sobre la Base Científica de Punta Lobos (BCPL) ubicada en Pucusana a 51 km al sur de Lima; la cual es informada a la Dirección General de Aeronáutica Civil para que declare una alerta de radionavegación y así impedir algún incidente aéreo. Dicha investigación obtuvo como resultados que existen dos regiones con alta humedad, saturadas y con nubosidad a alturas entre los 325 a 598 m y 3.8 a 5.2 Km. Las cuales producen interferencia en los sensores y es percibido como un ruido de intensidad. Además, se identifica que los vientos tienden a trasladarse hacia el Sur-Oeste aproximadamente hasta los 5 Km al Noreste en las regiones con alta nubosidad, no obstante, en elevaciones mayores a esta altura hasta la tropopausa la dirección Noroeste es predominante y en la estratósfera regresan al Suroeste.
- Scipion & Chau, (2003) Presentan los primeros resultados obtenidos de los estudios con el radar BLTR realizados en el norte del Perú. El Instituto Geofísico del Perú (IGP) compró con la colaboración del Banco Mundial, dos sistemas de radar de capa límite y troposfera (BLTR por sus siglas en inglés) para mejorar la capacidad de predicción y evaluación del fenómeno El Niño (ENSO por sus siglas en inglés) para ayudar en la prevención y mitigación de desastres en Perú. Ambos sistemas se instalaron en el norte de Perú, porque

esta área es una de las más sensibles al fenómeno de El Niño en el mundo. El primer sistema se instaló en la Universidad de Piura (UDEP) donde complementa el sistema Piura ST existente (Gage et al., 1991) Los resultados mostraron que el radar BLTR instalado en Piura están muy bien correlacionados con los vientos obtenidos con el radar ST y los radiosondeos con globos piloto. Actualmente los resultados de las mediciones de vientos del BLTR obtenidos en ese entonces están disponibles en la página web del IGP y en la página web del laboratorio de pronóstico de los Estados Unidos (NOAA por sus siglas en inglés).

2.2. Bases teóricas

2.2.1. Capa límite atmosférica

La capa límite puede definirse como la capa de un fluido (líquido o gaseoso) en las inmediaciones de una superficie material en la que tiene lugar un intercambio significativo de momento, calor o masa entre la superficie y el fluido. Las intensas variaciones en las características del flujo, como la velocidad, la temperatura y la concentración de masa, también ocurren en la capa límite (Stull, 1988).

La CLA se forma como consecuencia de las interacciones entre la superficie subyacente (tierra o agua) en escalas de tiempo de unas pocas horas a alrededor de 1 día. Durante periodos más largos, las interacciones Tierra – atmósfera pueden abarcar toda la profundidad de la troposfera, típicamente 10 km, aunque la CLA todavía juega un papel importante en esas interacciones. Procesos como la fricción superficial y el calentamiento son transmitidos eficiente y rápidamente a toda la CLA a través del mecanismo de transferencia o mezcla turbulenta (Arya, 1988).

El momento, el calor y la masa también pueden transferirse hacia abajo a través de la CLA hasta la superficie por el mismo mecanismo. En la Figura 3 se presenta la evolución diurna

de la CLA.(Arya, 2001)

El espesor de la CLA sobre superficies terrestres varía en un amplio rango (varias decenas de metros a varios kilómetros) y depende de la rapidez de calentamiento o enfriamiento de la superficie, la intensidad de los vientos, la rugosidad y las características topográficas de la superficie, movimientos verticales de gran escala, advección horizontal y otros elementos. En la literatura sobre contaminación del aire, la altura de la CLA se conoce comúnmente como la altura o profundidad de mezcla, ya que representa la profundidad de la capa a través de la cual los contaminantes liberados de las fuentes cercanas a la superficie se mezclan eventualmente. Como resultado, la CLA es generalmente más cargada de poluentes que la atmosfera libre que está sobre ella. El contraste entre las dos capas suele ser bastante notoria en las grandes ciudades y se puede observar desde un avión cuando sale o entra en la CLA (Ahrens & Henson, 2018)

En respuesta al fuerte ciclo diurno de calentamiento y enfriamiento de las superficies terrestres durante condiciones climáticas favorables, el espesor de la CLA y otras características de la capa límite también muestran fuertes variaciones diurnas. Por ejemplo, la altura de la CLA sobre una superficie de tierra seca en verano puede variar desde menos de 100 m por la mañana hasta varios kilómetros por la tarde. Posterior al alba en un día con poca o nula presencia de nubes, el calentamiento continuo de la superficie terrestre por el sol y la mezcla térmica resultante en la CLA hacen que la profundidad de la CLA aumente constantemente a lo largo del día y alcance un valor máximo del orden 1 km (rango: 0.2 – 5 km) al final de la tarde. En la tarde y durante toda la noche, por otro lado, el enfriamiento radiativo de la superficie del suelo provoca la supresión o el debilitamiento de la mezcla turbulenta y, por consiguiente, la reducción de la profundidad de la CLA a un valor típico del orden de solo 100 m (rango: 20 – 500 m) (Ahrens, 2013). Por lo tanto, la profundidad de la capa límite aumenta y disminuye en respuesta en respuesta al ciclo de calentamiento y enfriamiento diurno. También se puede

esperar que los vientos, las temperaturas y otras propiedades de la CLA muestren fuertes variaciones diurnas. Las variaciones diurnas de la altura de la CLA y otras variables meteorológicas son mucho más pequeñas en grandes lagos, mares y océanos, debido a los pequeños cambios diurnos de la temperatura superficial del agua debido a la gran capacidad de absorción de calor del agua (Stull, 1988). A menudo, otras variaciones temporales de la altura y estructura de la CLA se producen como resultado del desarrollo y el paso de sistemas sinópticos y de mesoescala. Generalmente, la CLA se contrae bajo influencia de la subsidencia a gran escala (movimiento descendente) y la divergencia horizontal de niveles bajos asociada con un sistema de alta presión (anticiclón). Por otro lado, la CLA puede llegar a ser muy profunda y fusionarse con las nubes en condiciones climáticas perturbadas que están asociadas con sistemas de baja presión (ciclones). A menudo es difícil distinguir la CLA superior de las circulaciones en la nube bajo estas condiciones; la base de la nube generalmente se usa como un corte arbitrario para la parte superior de la CLA. Las transiciones espaciales de la profundidad y estructura de la CLA ocurren en consecuencia de alteraciones en el manejo de la tierra y la topografía de la superficie subyacente. Las variaciones espaciales de las variables meteorológicas influenciadas por los sistemas de mesoescala y de gran escala también conducen a variaciones similares en la CLA (Stull, 1988). En una superficie plana y homogénea, sin embargo, la CLA se considera horizontalmente homogénea.

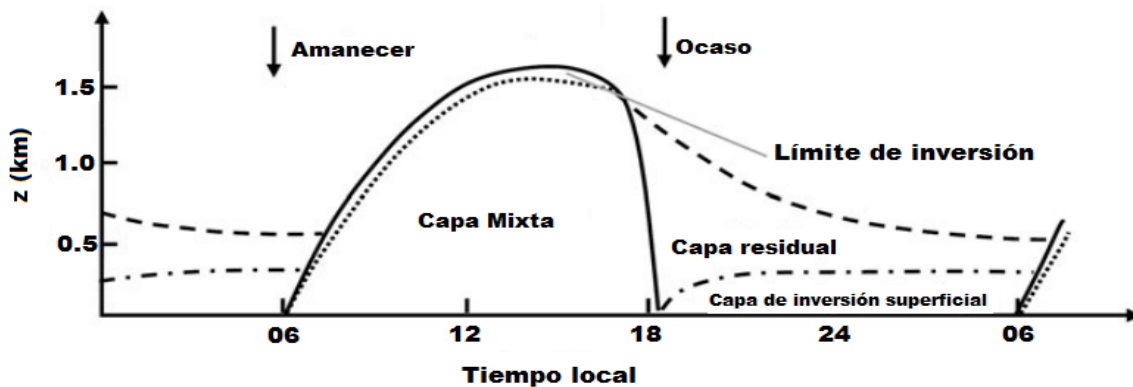


Figura 3. Evolución diurna de la capa límite atmosférica adaptado de Fukao & Hamazu, (2014)

2.2.2. Turbulencia

Arya, (2001) explica que la turbulencia se refiere a la naturaleza aparentemente caótica de muchos fluidos, que se manifiestan a través de variaciones irregulares en la velocidad, la temperatura y las concentraciones escalares de componentes atmosféricos en torno a sus valores medios en el tiempo y el espacio. La turbulencia atmosférica se manifiesta siempre en forma de ráfagas de viento, por lo que la turbidez se puede considerar como una simple medida de la intensidad de turbulencia. En la CLA predominan las circulaciones turbulentas, por su parte en la capa superficial se presenta turbulencia prácticamente constante, mientras en la región superior tiende a ser desigual y discontinua. La parte superior de la CLA generalmente se define como el nivel donde la turbulencia desaparece o se vuelve insignificante.

Cerca de la superficie, la turbulencia atmosférica se manifiesta a través del aleteo de hojas de árboles y hojas de hierba, balanceo de ramas de árboles y plantas, movimientos irregulares de partículas de humo y polvo, generación de ondulaciones y ondas en superficies de agua, y una variedad de otros fenómenos visibles. En la parte superior de la CLA, la turbulencia se manifiesta por movimientos irregulares de cometas y globos, dispersión de humo y otros contaminantes visibles a medida que salen de chimeneas o pilas altas, y fluctuaciones

en la temperatura y el índice de refracción encontradas en la transmisión del sonido, luz y ondas de radio (Arya, 2001).

2.2.3. Estimación indirecta de la Capa Límite

Pese al importante rol de la altura de la Capa Límite Atmosférica en las investigaciones ambientales relacionados a la meteorología aún no se cuenta con una variable que pueda establecer con precisión la altura de la CLA, entonces basándose en experimentos previos se puede asumir que durante el cambio de la CLA a la atmósfera libre son evidentes las transiciones troposféricas, aún en la actualidad las investigaciones realizadas están basadas en la estimación indirecta de la altura de la CLA analizando los perfiles verticales de ciertos parámetros físicos termodinámicos (Kumar & Dwivedi, 2014). Sin embargo las estimaciones indirectas podrían ser desacertadas ya sea de forma teórica o práctica principalmente debido a que existe gran diversidad de metodologías y definiciones utilizadas para las estimaciones, lo cual se evidencia cuando los investigadores optan por las definiciones y metodologías que mejor se adaptan a la disponibilidad de la data con la cual realizarán el estudio (Marsik et al., 1995).

Asiduamente se usa los aerosoles a modo de indicadores al momento de realizar estimaciones de la altura de la CLA indirectamente. Basándose en el supuesto explicado previamente, se analiza la data proveniente de instrumentos de sensado remoto, típicamente lidars, los cuales pueden detectar y medir distancias mediante laser y muestran las variaciones en medio de las subcapas; Entonces, según lo descrito se puede esperar concentraciones y retrodispersión poco variables y relevantemente más elevadas respecto a la atmosfera libre (Münkel, 2007). En la figura 4 se presenta un gráfico con rango, tiempo e intensidad (RTI) de retrodispersión o backscatter para el 19 de febrero del 2019, donde se puede apreciar como el backscatter o retrodispersión se reduce considerablemente desde los 1000 m aproximadamente,

en algunos casos y variando a lo largo del día, esto refleja el paso a la atmosfera libre, es importante señalar que los colores más cercanos al rojo (con tonalidades cálidas) indican aumento de retrodispersión, lo cual a su vez es un indicar de gran cantidad de nubosidad, humedad e incluso diferentes tipos de precipitaciones y los más cercanos al azul (con tonalidad fría) indican disminución de retrodispersión lo cual es un indicador de menor presencia de aerosoles o partículas dispersantes de la luz, lo que es conocido como una de las propiedades de la atmosfera libre.

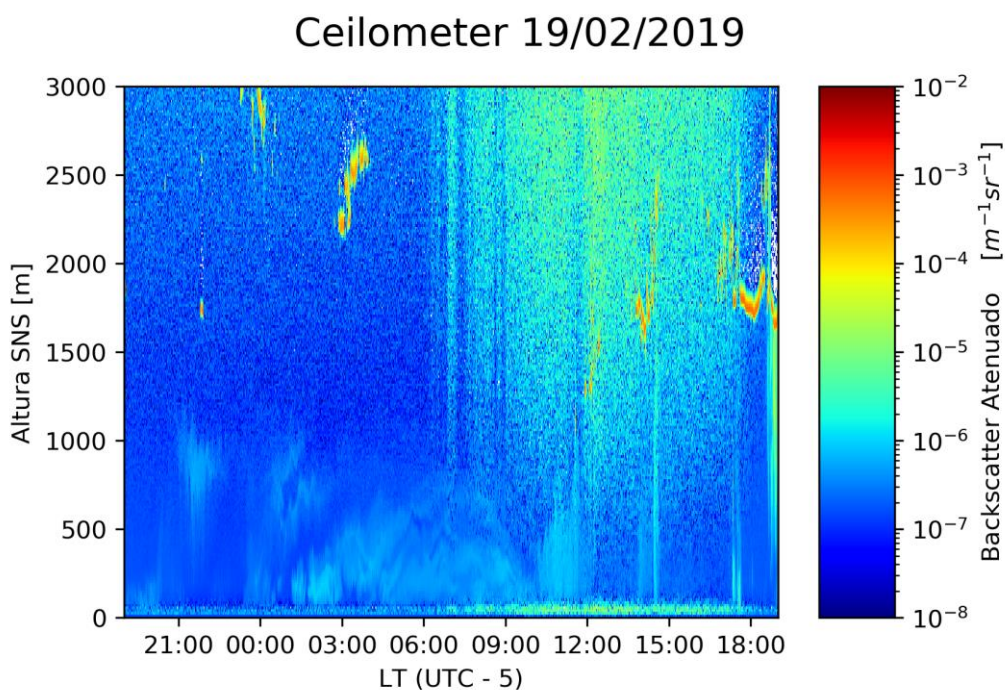


Figura 4. Intensidad de Backscatter obtenida del ceilómetro correspondiente al 19 de febrero del 2019

2.2.4. Radar

Uno de los muchos instrumentos que se utilizan para estudiar la atmosfera es el radar (*RA*dio *D*etection And *R*anging). Que significa “detección y medición de distancias mediante radio” (Doviak & Zrnić, 1993). Consiste en un sistema electrónico que genera ondas

electromagnéticas en el transmisor, irradiándolo en el espacio mediante una antena, recibe la señal dispersada retornante desde el objetivo y mide la posición, movimiento del objetivo, etc. Usualmente la misma antena es usada para transmitir y recibir la señal retornada. La posición es obtenida de acuerdo a la dirección de la señal dispersada a la antena y la distancia es calculada por el lapso de tiempo que la onda electromagnética demora en ir y volver del radar al objetivo, de esta forma se puede obtener las propiedades de la atmosfera (Doviak & Zrnić, 1993).

Los radares Doppler pueden detectar trazadores de viento y medir sus velocidades radiales, tanto en el aire libre como en las regiones de precipitación. Dependiendo del tipo de mecanismo de dispersión, los radares pueden separarse como radares meteorológicos o de aire despejado. Ha habido muchos estudios que resumen sus características (Doviak & Zrnić, 1993; Gage et al., 1991; Rinehart, 1948).

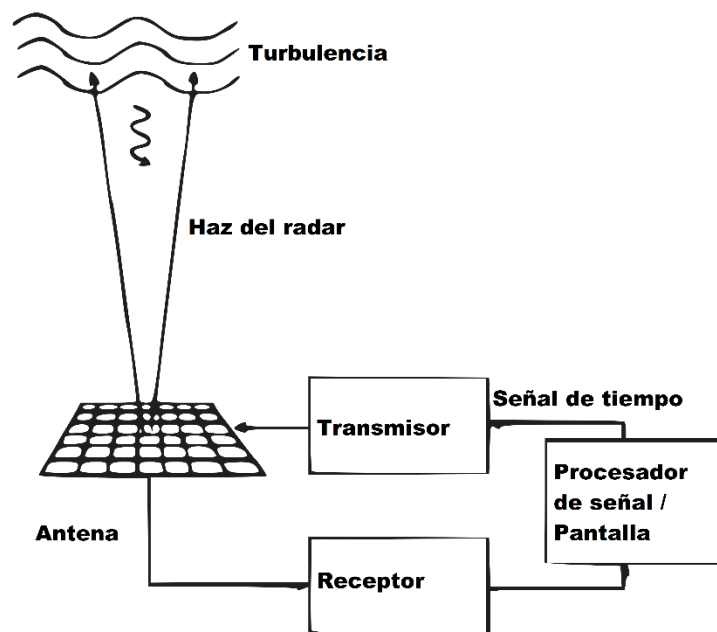


Figura 5. Diagrama conceptual de un radar atmosférico adaptado de Fukao & Hamazu, (2014)

2.2.5. Bandas de frecuencia de radar y uso

Para transmisión, varias frecuencias del ancho rango que van desde varios MHz hasta alrededor de 100 GHz son utilizados para detectar dispersores atmosféricos. El principio de la propagación de ondas electromagnéticas y operación del radar no cambia con la frecuencia de operación, no obstante, es común que los componentes del radar varíen dependiendo de la frecuencia (Fukao & Hamazu, 2014).

En principio, largas longitudes de onda, es decir, bajas frecuencias de transmisión, son adecuadas para la detección de perturbación en los índices de refracción (Fukao & Hamazu, 2014), que se usan en perfiladores de vientos. Cortas longitudes de onda, es decir, altas frecuencias de transmisión, son adecuadas para la detección de hidrometeoros. Las bandas de frecuencia de radar con sus principales usos son mostradas en la Tabla 1.

Cada mecanismo de dispersión tiene una mejor combinación con una específica banda de longitud de onda en el sensoramiento remoto de la precipitación (observaciones meteorológicas). Los diámetros de las gotas pueden encontrarse entre varios μm y varios mm. Por eso, las ondas electromagnéticas de varios milímetros (ondas milimétricas) a varios centímetros (microondas) son adoptadas para esos objetivos (Fukao & Hamazu, 2014).

Tabla 1.

Bandas de frecuencia de radar y aplicaciones

<i>Designación</i>	<i>Frecuencia</i>	<i>Aplicaciones</i>
HF	3 - 30 MHz	Perfiladores de vientos
VHF	30 – 300	Perfiladores de vientos
UHF	300 – 1000	Perfiladores de vientos Control de tráfico aéreo, perfiladores de vientos
Banda L	1 – 2 GHz	Control de tráfico aéreo, observación meteorológica (largas distancias)
Banda S	2 – 4 GHz	Observación meteorológica (largas distancias)
Banda C	4 – 8 GHz	Observación meteorológica (distancias medias)
Banda X	8 – 12 GHz	Altimetría de alta resolución
Banda Ku	12 – 18 GHz	Vigilancia de la superficie de aeropuertos
Banda K	18 – 27 GHz	Observación meteorológica (cortas distancias)
Banda Ka	27 – 40 GHz	Redes inalámbricas, Wi-Fi
Banda V	40 – 75 GHz	Comunicaciones satelitales
Banda W	75 – 110 GHz	Radio astronomía
Banda mm	110 – 300	

Adaptado de IEEE, (2002)

2.2.6. Radares Doppler

Un radar Doppler es llamado de esta manera por su función de obtener un perfil de datos en función de la altura y procesar los blancos detectados dentro de este rango. El haz de estos radares es vertical y son comúnmente utilizados para estimar vientos (Fukao & Hamazu, 2014). La figura 6 muestra el funcionamiento de un radar Doppler perfilador de vientos. Se puede observar en el ejemplo que el haz del radar detecta una capa de turbulencia a cierta altura. Los

datos encontrados a esta altura presentan un desplazamiento en frecuencia del eco de aire claro (Doviak & Zrnić, 1993). Esto es causado por el efecto Doppler que el rebote del eco sobre la masa de turbulencia ocasionada. El desplazamiento que se observa en frecuencia está relacionado a la velocidad del objetivo (llámese vientos verticales) que se acercan o alejan del radar. Su modo de operación también es utilizado en radares de estimación de precipitación y nubes según la frecuencia que opere el radar (Doviak & Zrnić, 1993).

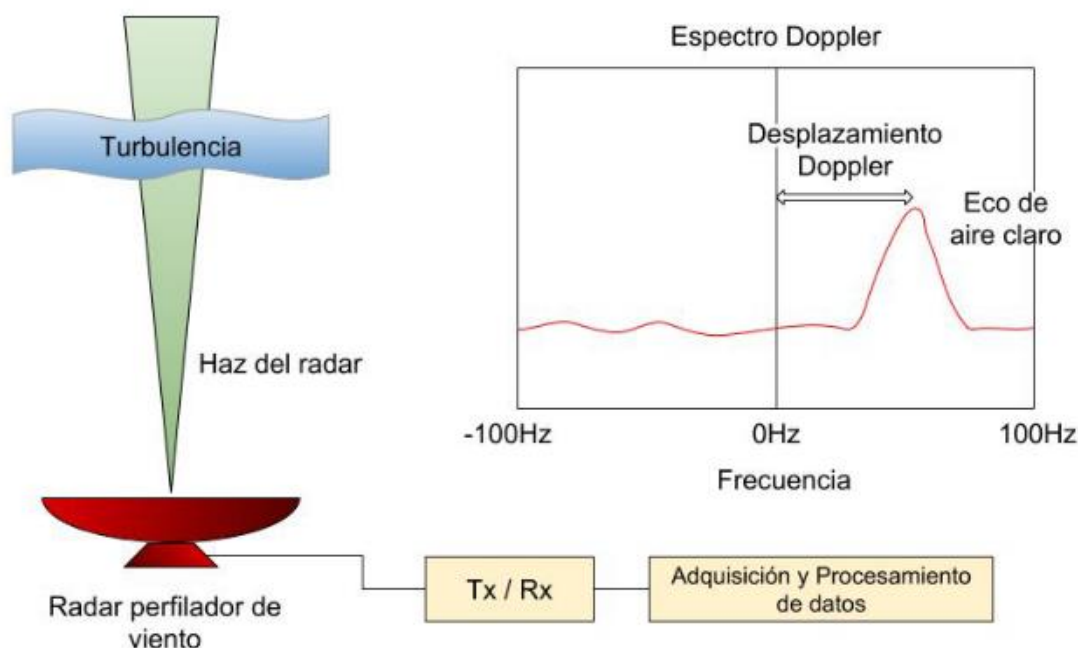


Figura 6. Funcionamiento de un radar Doppler perfilador de viento (Bocanegra, 2018)

2.2.7. Radares perfiladores

La principal característica de los radares perfiladores es que están orientados verticalmente y crean un perfil vertical de los parámetros analizados a lo largo del día, que en este caso son los vientos, los radares perfiladores de vientos pueden hacer mediciones del viento en tres dimensiones, es decir, son capaces de detectar las pequeñas variaciones de las tres componentes del viento. Usualmente los radares perfiladores están en las bandas VHF los cuales

son radares que funcionan en frecuencias cercanas a 50 MHz, UHF que son perfiladores de troposfera que trabajan en frecuencias cercanas a los 400 MHz y finalmente también en banda UHF están los perfiladores de troposfera baja que trabajan en frecuencias cercanas a los 1000 MHz, el radar (BLTR) que se usó para la realización de esta investigación se encuentra en la tercera categoría, donde también son conocidos como perfiladores de capa límite. (USEPA, 2000)

Los radares perfiladores de vientos permiten ser configurados para obtener mediciones promediadas desde cortos periodos de tiempo hasta periodos más extensos, es decir, desde algunos minutos hasta horas, también es importante mencionar que los radares con estas características tienen más de un modo de operación, por ejemplo, en baja resolución o alta resolución, la diferencia entre ambos modos radica en la distancia del pulso de energía emitido, la cual es la encargada de establecer que tan profundo es el perfil de la muestra de aire, es decir, la resolución vertical. En el mismo orden de ideas se entiende la intensidad de transmisión de energía es directamente proporcional a la longitud del pulso (Doviak & Zrnić, 1993).

2.2.8. Ceilómetro

Es un dispositivo que brinda información de las nubes y su altura, así como de la visibilidad vertical empleando pulsos laser mediante tecnología LIDAR (Light Detection and Ranging) (Markou et al., 2007; Münkkel & Roininen, 2010), es ideal para aplicaciones de aviación y meteorología. Informa sobre la energía de los pulsos de laser retro dispersados por la nubosidad y los diversos elementos atmosféricos, (principalmente partículas y en menor cantidad moléculas) en perfiles de coeficiente atenuado de Backscatter (β). Debido a que los tamaños de diversas partículas se ven alterados por la presencia de humedad, la retrodispersión se ve afectada igualmente por la humedad atmosférica; en el mismo orden de ideas la presencia

de nubosidad y precipitaciones limitan en cierta forma las estimaciones relacionadas a la capa límite con el ceilómetro (Markou et al., 2007; Münkel & Roininen, 2010).

En un principio los ceilómetros se usaron únicamente para las mediciones relacionadas a la altura de las nubes y la visibilidad vertical, principalmente para su uso en la aviación, no obstante, a causa de las constantes mejoras en los dispositivos, la gran diferencia en su costo comparada con otros instrumentos de similar función, su funcionamiento de forma ininterrumpida y sin necesidad de inspección por extensas temporadas, los han transformado en uno de los instrumentos más usados para investigaciones relacionadas a la CLA y la dispersión de contaminantes (Wiegner et al., 2014). La correcta medición de aerosoles está condicionada por el nivel de mezcla que estos tienen, si dicho nivel es endeble se podrán observar diversas capas de aerosoles en la atmósfera, como consecuencia de esto se podría tener confusiones e indeterminaciones en las mediciones (Barnaba & Gobbi, 2004).

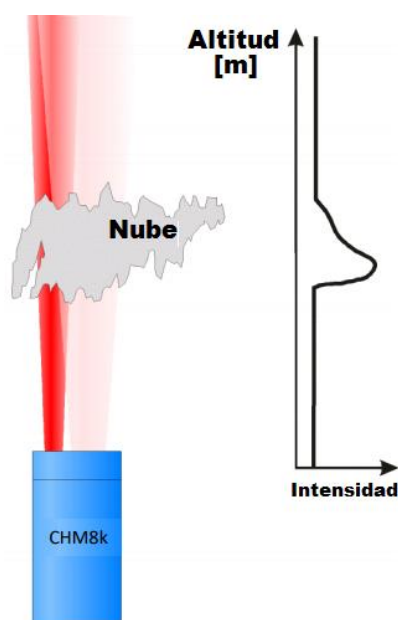


Figura 7. Ceilómetro Luff CHM 8k en funcionamiento adaptado de Lufft, (2017)

2.2.9. Radiosondas

Los radiosondas son instrumentos empleados principalmente para estudios meteorológicos los cuales se ubican en la parte inferior de un globo y al ser lanzados y ascender transmiten información atmosférica de la presión, humedad, temperatura, velocidad y dirección del viento, etc. Es importante indicar que cada usuario podría adicionar los sensores que desee o considere pertinentes para su investigación, de igual forma puede usar diferentes tipos de globos ya que esta decisión influenciará en la altura máxima de los perfiles que se obtendrán. La principal limitación de las radiosondas radica en que las mediciones proporcionadas no son del todo constantes en el tiempo, sin embargo, la medición directa y con gran trayectoria vertical los hacen instrumentos elementales para el monitoreo y tremendamente importante para realizar validaciones de mediciones obtenidas con sensoramiento remoto (Elansky et al., 2007; Sawyer & Li, 2013).

Las radiosondas empleadas en este estudio, forman parte de la campaña de observación realizada por el Instituto Geofísico del Perú en el observatorio de Huancayo durante el presente año, en esta campaña se realizaron dos lanzamientos diarios a las 13 y a las 19 horas entre el 21 de febrero y el 13 de marzo.

2.3. Definiciones Conceptuales

AGL: Altitud sobre el nivel del terreno, acrónimo del inglés Above Ground level

Algoritmo: Conjunto ordenado de operaciones sistemáticas que permite hacer un cálculo y hallar la solución de un tipo de problemas (Valdivia, 2018).

Ancho espectral: Es la raíz cuadrática media del cambio de la velocidad respecto a la media (Scipión et al., 2016).

Anticiclón: Zona atmosférica de alta presión, en la cual la presión atmosférica es

superior a la del aire circundante (Jacobson, 1999).

Ciclón: Región de la atmósfera donde la presión es mucho más baja que en las áreas circundantes; produce fuertes vientos y abundantes precipitaciones (Jacobson, 1999).

Espectro Doppler: Variaciones en energía y velocidad en la señal recibida por el radar (Valdivia, 2018).

Frecuencia: Es una magnitud que mide el número de repeticiones por unidad de tiempo de cualquier fenómeno o suceso periódico (Real Academia Española, s.f., definición 3).

Hardware: Conjunto de elementos físicos o materiales que constituyen una computadora o un sistema informático (Real Academia Española, s.f., definición 1).

Hidrometeoros: Partículas suspendidas en la atmósfera compuestas principalmente de agua, sea líquida o sólida (hielo) (Valdivia, 2018).

Índice de refracción: Se denomina índice de refracción al cociente de la velocidad de la luz en el vacío y la velocidad de la luz en el medio cuyo índice se calcula (Valdivia, 2018).

Lídar: o lidar es acrónimo del inglés LIDAR, Light Detection and Ranging o Laser Imaging Detection and Ranging, es un dispositivo que permite determinar la distancia desde un emisor láser pulsado (Wiegner et al., 2014).

Meteorología: Es la ciencia interdisciplinaria, de la física de la atmósfera, que estudia el estado del tiempo, el medio atmosférico, los fenómenos producidos y las leyes que lo rigen (Real Academia Española, s.f., definición 1).

Moléculas: Unidad mínima de una sustancia que conserva sus propiedades químicas y puede estar formada por átomos iguales o diferentes (Real Academia Española, s.f., definición 1).

Partículas: Cuerpo material de pequeñas dimensiones constituyente de la materia (Real Academia Española, s.f., definición 5).

Perfiladores de vientos: Son radares orientados verticalmente que son sensibles a vientos (Doviak & Zrnić, 1993).

Python: Es un lenguaje de programación libre, de propósito general muy poderoso y flexible, a la vez que sencillo y fácil de aprender (Lutz, 2007)

Reflectividad: En este trabajo nos referimos al factor de reflectividad del radar. Es un parámetro microfísico de los hidrometeoros, que contiene información del tamaño de gotas y su concentración (Valdivia, 2018).

Relación señal – ruido (SNR): Es la relación entre la potencia de la señal recibida por el radar de los dispersores y la potencia de ruido (Fukao & Hamazu, 2014).

Retro-dispersión: o Backscatter (β). Es el retorno de ondas o señales hacia el lugar de donde provienen. Desde un punto de vista físico, la palabra adecuada debería ser esparcimiento, ya que no implica el cambio de frecuencia de la onda transmitida (Fukao & Hamazu, 2014).

Retro-dispersión atenuada o Attenuated backscatter: Es el coeficiente de retrodispersión afectado o corregido por la constante de lidar (Hu et al., 2007).

Script o Rutina: Documento o archivo que dentro de su contenido tiene instrucciones, desarrolladas en cualquier lenguaje de programación, ejecuta diversas funciones en el interior de un programa (Real Academia Española, s.f., definición 2).

Termodinámica: Rama de la física que estudia la acción mecánica del calor y las restantes formas de energía (Real Academia Española, s.f., definición 1).

Trópicos: Cada uno de los dos paralelos del globo terrestre que se corresponden con los dos de la esfera celeste y distan del ecuador $23^{\circ} 27'$ norte y sur, respectivamente (Real Academia Española, s.f., definición 3).

Turbulencia atmosférica: Hace referencia a la aparente entorno caótico de los fluidos atmosféricos, la cual se manifiesta como fluctuaciones irregulares y casi aleatorias en la velocidad, temperatura, y concentraciones escalares de componentes atmosféricos alrededor de sus valores medios en el tiempo y el espacio (Stull, 1988).

2.4. Formulación de la hipótesis

2.4.1. Hipótesis Genera

Utilizando datos de los radiosondas y sensores remotos se podrá realizar una apropiada caracterización de la capa límite en el valle del Mantaro.

2.4.2. Hipótesis Específicas

- El algoritmo utilizado identificará la altura y evolución temporal de la capa límite atmosférica en el valle del Mantaro adecuadamente
- Los resultados de las estimaciones de altura y evolución temporal obtenidas con el radar BLTR tendrá buena correlación con las estimaciones realizadas por las radiosondas y ceilómetro.
- Con el algoritmo desarrollado se podrá determinar la estacionalidad y climatología de la capa límite atmosférica en el Valle del Mantaro.

CAPÍTULO III. METODOLOGIA

3.1. Diseño Metodológico

3.1.1. Tipo de investigación

Esta investigación es de tipo experimental comparativo, ya que a través de las variables manipuladas se busca describir el comportamiento de la capa límite atmosférica en el Valle del Mantaro.

3.1.2. Nivel de investigación

La investigación de nivel comparativo explicativo, debido a que se busca formar un sentido de comprensión del proceder de las variables, además cuantificar sus correlaciones y entender la forma estructural de los factores influyentes.

3.1.3. Diseño

El diseño metodológico utilizado es correlacional, porque busca conocer la relación existente entre las variables y cuantificarlas.

3.1.4. Enfoque

La investigación tendrá un enfoque cuantitativo, debido a que la principal característica de ésta es medir un fenómeno. Debe entenderse como el comienzo o soporte de futuras investigaciones.

3.2. Población y muestra

3.2.1. Población

La población de este estudio fueron los vientos del Valle del Mantaro.

3.2.2. Muestra

La muestra estudiada fueron los vientos, turbulencias y la relación señal / ruido (SNR) observados durante las campañas de mediciones realizadas y en el periodo de diciembre del 2015 hasta abril del 2019 en el observatorio de Huancayo ubicado en el distrito de Huachac, Junín, Perú (-12.038333, -75.322778).

3.3. Operacionalización de variables e indicadores

3.3.1. Variable independiente

Nivel de turbulencia en la atmósfera.

3.3.2. Variable dependiente

Y₁ Altura de la capa límite obtenida con el radar

Y₂ Evolución temporal de la capa límite

3.3.3. Matriz de operacionalización de variables

Tabla 2.

Matriz de operacionalización de variables de "Caracterización de la capa límite atmosférica en el valle del Mantaro empleando radiosondas y sensores remotos"

VARIABLE	DEFINICIÓN CONCEPTUAL	DEFINICIÓN OPERACIONAL	DIMENSION	INDICADORES
v. independiente				
Nivel de turbulencia en la atmosfera	Naturaleza aparentemente caótica de muchos fluidos (Arya, 2001)	Medida que se tomará como referencia para estimar la altura y evolución temporal de la capa límite	Intensidad de la señal de retrodispersión La relación señal/ruido (SNR)	Decibeles (dB)
v. dependiente				
Y ₁	Es aquella capa de la atmosfera que interacciona directamente con la superficie del planeta. (Stull, 1988)	Valor estimado por los radiosondas y radar	Velocidad del viento Dirección del viento	Metros (m)
Altura de la capa límite obtenida con radar y radiosondas				
Y ₂				
Evolución temporal de la capa límite	Es la variación de la capa límite a lo largo de un periodo de tiempo determinado	Crecimiento o disminución de la altura de la capa límite en un periodo de tiempo estimada por el radar	Altura de la capa límite	Metros (m)

Fuente: Autoría propia.

3.4. Técnicas de recolección de datos

3.4.1. Técnicas a emplear

Para la aplicación de la metodología de investigación se recolectaron datos obtenidos de los sensores remotos (radar BLTR, ceilómetro) y radiosondas durante la campaña de medición realizada. Los datos fueron procesados computacionalmente usando los lenguajes de programación Python y en menor medida Matlab.

En el caso de las radiosondas se realizó análisis que tenían como objetivo principal comparar distintos parámetros y estimaciones para lo cual se calculó para todos los perfiles las variables termodinámicas que derivaron de la data sensada, Estas variables fueron: la

Temperatura Potencial (θ), Temperatura Potencial Virtual (θ_v), Relación de Mezcla (r), entre otras. La figura 8 muestra momentos previos al lanzamiento de una radiosonda.



Figura 8. Momentos previos al lanzamiento de una radiosonda

3.4.2. Descripción de los instrumentos

Radiosondas Meteomodem M10: Las radiosondas M10 usadas en este estudio constan de un globo de grandes proporciones con helio en su interior, el cual presenta una caja en la zona inferior con diferentes sensores de medición los cuales toman registro de diferentes parámetros como la humedad, temperatura, presión, velocidad y dirección de los vientos. Las mediciones obtenidas se transmiten a una estación receptora en tierra por medio de radio, logrando obtener un perfil vertical de estos parámetros en la troposfera e incluso pudiendo llegar a mayores altitudes, esta información es almacenada en una unidad de almacenamiento de una computadora, la cual fue procesada posteriormente utilizando el lenguaje de programación Python. La radiosonda meteomodem M10 usada en este estudio posee un sistema de

posicionamiento global (GPS) el cual permite conocer la ubicación actual del globo constantemente hasta aproximadamente los 25 Km de altura, dependiendo de la latitud, partiendo de estos datos se puede deducir los perfiles de velocidad y dirección del viento. Cada perfil es estudiado únicamente en su curso de elevación y aproximadamente hasta los 3 kilómetros de altura, esto con la finalidad de obtener mediciones



Figura 9. Radiosonda Meteomodem M10

con resolución y rango análogas al ceilómetro y de esta forma analizar comparativamente los diferentes parámetros medidos y estimaciones de la capa límite atmosférica. Los detalles técnicos del instrumento se muestran en la tabla 3

Tabla 3.

Especificaciones técnicas de radiosondas Meteomodem M10

Dimensiones	95 x 95 x 88.5 mm
Rango de medición de temperatura	+60°C a -100°C
Rango de medición de Humedad	0 % a 100 %
Rango de medición de presión	1100 a 3 hPa
Autonomía de baterías	>4 h en vuelo
Rango de medición de vientos	45 km

Fuente: Meteomodem



Figura 10. Radiosondas Windsond (izquierda) y Meteomodem M10 (derecha)

Adicionalmente también se usaron radiosondas de la marca Windsond, la principal diferencia

respecto a las radiosondas Meteomodem M10 es que la altitud máxima en este caso es de 5 a 8 km. La figura 10 muestra ambas radiosondas antes de ser puestos en funcionamiento.

Ceilómetro: El ceilómetro CHM 8k es una nueva versión de la serie de medición de ceilómetros Lufft, puede proporcionar mediciones de perfiles de alturas de aerosol utilizando la técnica LIDAR, también determina las alturas de las bases de las nubes, las profundidades de penetración, la altura de la capa de mezcla y la visibilidad vertical y el índice de condición del cielo. Dentro de su rango operativo de hasta 8000 m, detecta de manera confiable múltiples capas de nubes. Esta información es almacenada en una unidad de almacenamiento de una computadora en la cual se pueden observar algunos datos en tiempo real con un preprocesamiento o manipular los datos crudos (raw data) posteriormente. Con el objetivo de hacer análisis comparativos en este trabajo se procesó la información cruda utilizando el lenguaje de programación Python.

Tabla 4.

Especificaciones técnicas del ceilómetro CHM8k

Parámetros	
Principio de medición	Lidar
Rango de medición	5 m ... 8 km
Resolución de tiempo	2 ... 600 s
Longitud de onda	905 nm
Nivel de protección del interior	IP65
Parámetros del objetivo	
Capas detectadas	Altura de base de nubes, altura de capas de aerosol
Exactitud (con objetivos a gran distancia 8 km)	± 5 m

Fuente: Autoría propia.



Figura 11. Ceilómetro Luff CHM8k

Radar perfilador de vientos BLTR: El radar perfilador de vientos también conocido

como el radar de aire claro, Boundary Layer and Troposphere Radar (BLTR), es un radar para el estudio de vientos, turbulencia atmosférica y capa límite. La operación consiste en la banda Very high Frequency (VHF) que corresponde a una frecuencia de 50 MHz, a esta frecuencia el BLTR cómodamente realiza las mediciones de las velocidades del viento horizontal y vertical cada 2 o 3 minutos durante las 24 horas, es decir, proporciona información en los tres componentes, viento zonal, meridional y vertical, este radar forma parte del Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR) ubicado en el Observatorio de Huancayo, laboratorio implementado con el objetivo de desarrollar investigación sobre física atmosférica en los Andes del Perú. Este radar está configurado, para muestrear en más de un modo. Uno de ellos es el “modo bajo” o de alta resolución, donde puede realizar mediciones desde los 200 metros aproximadamente y un “modo alto” o baja resolución en el cual realiza mediciones desde los 500 metros aproximadamente.

El radar BLTR registra las velocidades y direcciones de los vientos a varias elevaciones sobre la superficie, estos datos son almacenados en una computadora ubicada en el Observatorio de Huancayo donde viene operando desde finales del 2015 hasta la actualidad. Para la elaboración de este estudio se descargó la información en unidades de almacenamiento portátiles los cuales posteriormente fueron trasladados a Lima, donde se realizó el procesamiento y análisis.



Figura 12. Radar BLTR en el Observatorio de Huancayo

3.5. Técnicas para el procesamiento de la información

3.5.1. Procesamiento de datos de radiosondas

Se utilizaron técnicas como:

Método del gradiente: La interacción entre los diferentes parámetros atmosféricos como temperatura, humedad, relación de mezcla y otros, presentan un comportamiento significativamente diferente dentro de la capa límite con el comportamiento que presentan en la atmosfera libre. Se conoce que los fenómenos de microescala generan agitaciones de las variables en su ascenso vertical sin embargo el paso de una capa a otra debe presentarse en forma de una alteración radical en su forma estructural. Con fundamento en este conocimiento, el método del gradiente que se implementará en los perfiles de radiosondeos pretende encontrar dichas zonas de inflexión evidentes en los perfiles, los cuales se determinan como la altura de la capa límite estimada. Perfiles de temperatura potencial (θ), humedad relativa y relación de mezcla son estudiadas en la presente investigación, dentro de este marco se describen los

procesos dados a causa de la transición entre capas.

Temperatura Potencial: Denotada como θ , es un parámetro termodinámico empleado largamente en meteorología (Seidel et al., 2010) el cual se usa para medir la temperatura que obtendría una masa de aire seco, a una presión estándar, típicamente 1000 Hpa, es decir si la masa de aire se comprimiera o expandiera adiabáticamente a la presión estándar. Un vertiginoso acrecentamiento en su magnitud, adyacente a la parte superficial de la capa de mezcla se relaciona con una notable inversión, la cual se desarrolla por toda la franja de transición en medio de capas. Esta conducta es indicador del paso de una zona con menor estabilidad a una con mayor estabilidad, la cual es la atmósfera libre. Bajo esta premisa al realizar un análisis del perfil de temperatura potencial se considera la altura de la capa límite al alcance propio del gradiente máximo del perfil. La figura 13 muestra el perfil de la temperatura potencial del día 13 de marzo del 2019.

Formalmente se define como:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (1)$$

Dónde:

θ = Temperatura potencial

T = Temperatura (en kelvin)

p_0 = Presión de referencia

p = Presión

R = Constante de los gases para la atmósfera

c_p = Calor específico a presión constante

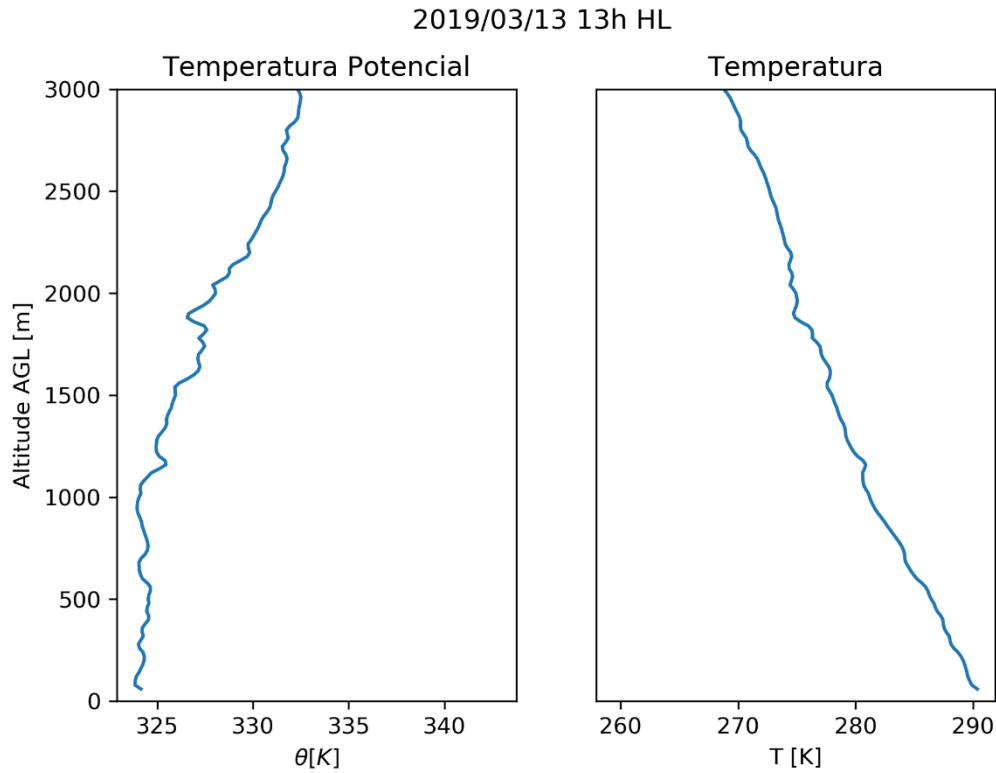


Figura 13. De izquierda a derecha: Perfil de temperatura potencial del radiosondeo del 13 de marzo del 2019 a las 13:00 Hora Local. Perfil de temperatura del radiosondeo del 13 de marzo del 2019 a las 13:00 Hora local.

Humedad Relativa: Esta metodología considera a la capa límite como un entorno con mayor presencia de humedad, mayor densidad y refractividad comparada con la atmosfera libre, motivo por el cual disminuye considerable en el perfil. (Lee et al., 2014; Seidel et al., 2010). La figura 14 muestra el perfil de humedad relativa del día 13 de marzo del 2019.

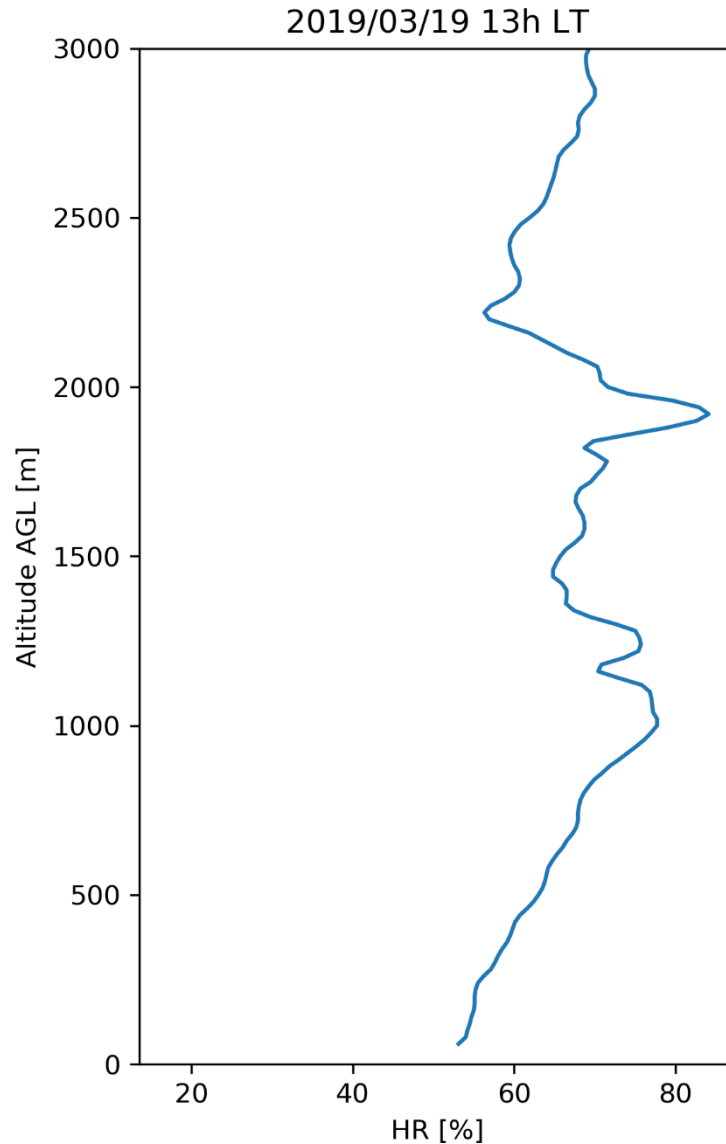


Figura 14. Perfil de humedad relativa del radiosondeo del 13 de marzo del 2019 a las 13:00 Hora Local

Relación de Mezcla (W): Es determinada como la razón obtenida entre las masas de vapor de agua y de aire seco (sin vapor). Normalmente está expresada en gramos de vapor por kg de aire seco, pero para resolver ejercicios numéricos w debe expresarse como un número adimensional, por ejemplo, como kg de vapor de agua por kg de aire seco. La magnitud de w en la atmosfera generalmente varía de unos pocos gramos por kilogramo en latitudes medias a valores de alrededor de 20 g kg^{-1} en los trópicos. Si no se produce condensación ni

evaporación, la relación de mezcla de una parcela de aire es constante. Generalmente, hay mayor presencia de humedad en zonas de la atmosfera cercanas a la superficie a causa de los procesos de evaporación y la transpiración procedentes del suelo y las plantas, contrariamente la cantidad de humedad disminuye en la parte superior de la capa límite. La introducción de aire seco proveniente de la atmosfera libre tiene como consecuencia una vertiginosa reducción de la relación de mezcla en zonas adyacentes, dicho proceso favorece la detección de la altura de la capa límite tomando mínimo valor de su gradiente. (Fochesatto et al., 2001; Lee et al., 2014)

La relación de mezcla está estrechamente relacionada con la Temperatura virtual la cual es representada por la temperatura que tendría una masa de aire seco si es llevada a la misma densidad y presión de una masa de aire con humedad a una temperatura T y se define de la siguiente con la siguiente ecuación:

$$T_v \approx T(1 + 0.608\omega_v) \quad (2)$$

Donde ω_v representa la relación de mezcla de vapor de agua.

Además, una medida muy significativa para los estudios de Capa Límite y estrechamente relacionado a la relación de mezcla es la temperatura potencial virtual, estrechamente relacionado con la temperatura potencial descrita anteriormente. Según Jacobson, (2005), la primera ecuación descrita en esta investigación, la cual es usada para calcular la temperatura potencial podría usarse también para hacer el cálculo de la de la temperatura potencial virtual o de aire húmedo. Empero, Fochesatto et al., (2001) propone incluir el valor de la humedad debido a que se podría cometer errores significativos en los cálculos. Consecuentemente, la temperatura potencial virtual θ_v proporciona un cálculo de forma más acertada.

$$\theta_v = T(1 + 0.608\omega_v) \left(\frac{1000hPa}{p_a}\right)^k = T_v \left(\frac{1000 hPa}{p_a}\right)^k \quad (3)$$

Como se puede inferir de la ecuación (3) la temperatura potencial virtual θ_v , está

relacionada a la temperatura virtual T_v la cual es función de ω_v cómo se mostró en la ecuación (2), y el valor de ω_v depende de la presión de vapor y la presión del aire. Entonces al solo conocer la presión de aire y la presión de vapor se puede inferir partiendo de la humedad relativa medida con las radiosondas empleando la ecuación 4, que se presenta a continuación:

$$p_v = \frac{f_r p_{v,s}}{100\%} \quad (4)$$

Donde: f es la humedad relativa (%) y $p_{v,s}$ es la presión de vapor de saturación que puede ser calculada mediante la siguiente ecuación (Jacobson, 1999):

Donde la temperatura T está en kelvin y la $p_{v,s}$ en milibares. Entonces, en resumen, se puede calcular la temperatura potencial virtual partiendo de las medidas de temperatura, humedad y presión de la siguiente forma:

Inicialmente es calculada la presión de vapor de saturación empleando la ecuación (5), la cual está relacionada a la medida de la temperatura absoluta T .

Es calculada la presión de vapor empleando la ecuación (4).

Conocida la presión de vapor y la presión previamente registrada, se puede calcular la relación de mezcla de vapor de agua de la siguiente forma:

$$\omega_v = 0.622 \left(\frac{p_v}{p_a - p_v} \right) \quad (6)$$

Donde p_a es la presión de vapor de agua

Dada ω_v se puede estimar la temperatura virtual T_v usando la ecuación (2)

Con el valor de T_v se puede estimar la temperatura potencial virtual θ_v mediante la ecuación (3)

Los gradientes de las variables analizadas en este estudio se calculan a partir de la siguiente expresión

$$\frac{\partial x}{\partial z} \approx \frac{x(z_i + \Delta(z)) - x(z_i - \Delta(z))}{2\Delta z} \quad (7)$$

Donde x y Z_i indican el valor del parámetro analizado y la altura referencial respectivamente y $\Delta(z)$ indica la resolución.

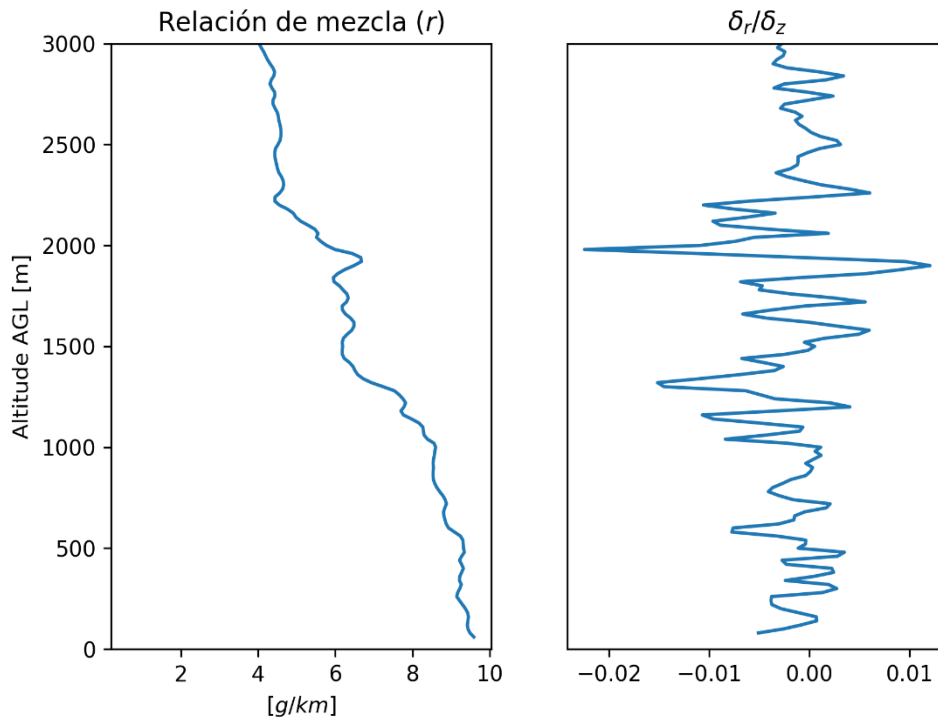


Figura 15. De izquierda a derecha. Perfil de relación de mezcla y su gradiente aplicando el método del gradiente para el día 13 de marzo del 2019 a las 13:00 Hora Local.

3.5.2. Procesamiento de datos de Ceilómetro

Se utilizarán técnicas como:

Método de mínimo gradiente: Es una metodología ampliamente utilizada para la estimación de la altura de la capa límite, presentado inicialmente por Hayden et al., (1997) y desarrollado posteriormente en otras investigaciones (Stefan Emeis et al., 2012; Muenkel et al., 2004). Esta metodología indica que se puede estimar la altura de la capa límite analizando el perfil de intensidad de retrodispersión o backscatter $\delta\beta/\delta z$ e identificando el valor mínimo en

su primera derivada. Si bien esta metodología puede ser utilizada para establecer la zona donde se da la transición entre capas, también se podría emplear para estudiar otros procesos que ocurren verticalmente en la atmósfera, como la presencia de subcapas de aerosoles (Young & Whiteman, 2000). La facilidad para hacer los cálculos numéricamente hace este método relativamente fácil de emplear, no obstante, la principal desventaja de esta metodología radica en que los perfiles analizados (backscatter) en ocasiones tienen a no seguir el perfil ideal de la transición entre capas, el cual se es caracterizado por un gradiente altamente evidente. Contrariamente en muchos casos los perfiles tienen un complicado análisis ya que presentan gradientes mínimos causados principalmente por la presencia y acumulación de contaminantes lo cual evidencia capas mezcladas débilmente con nubes (Collaud Coen et al., 2014). Por tanto, seleccionar acertadamente el gradiente para estimar la altura de la capa límite podría provocar parcialidades o falta de objetividad causadas por la ambigüedad en algunas definiciones de capa límite (Cohn & Angevine, 2000).

Ceilometer 19/02/2019

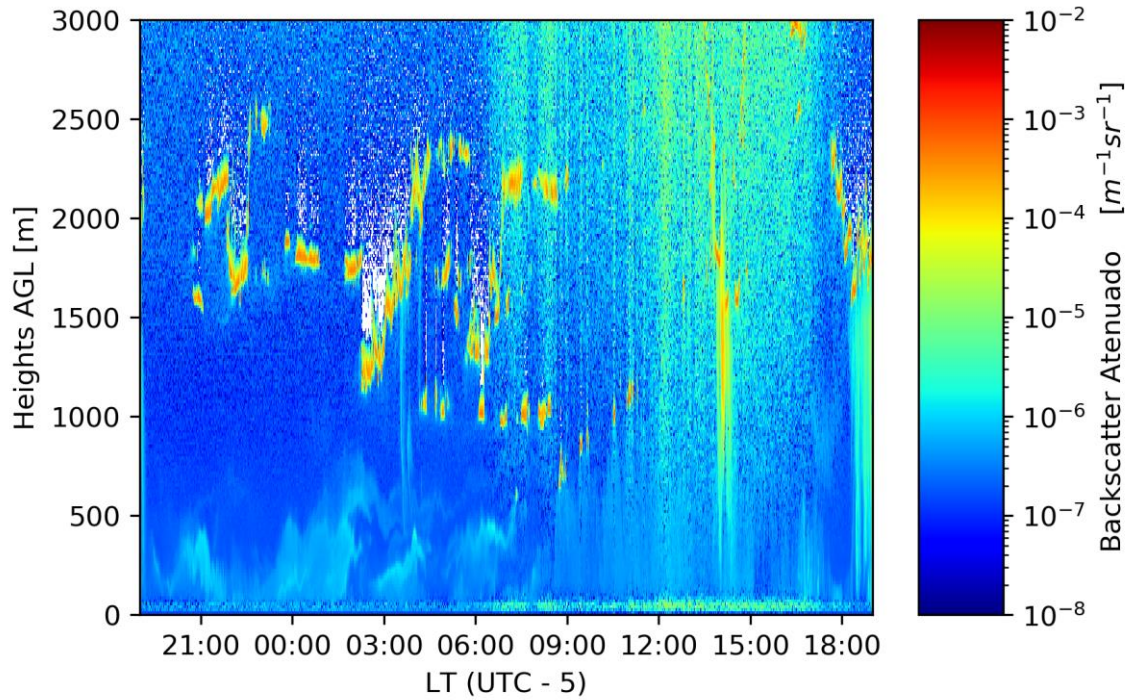


Figura 16. Intensidad de backscatter obtenida del ceilómetro para el día 19 de febrero del 2019

Método de máxima varianza: Metodología análoga al método del mínimo gradiente descrito previamente, este método se enfoca en las variaciones significativas en el perfil de retrodispersión causada por la transición entre subcapas. Es decir, este método indica que la variación de aerosoles en términos de concentración en la capa límite con respecto a la atmosfera libre es mostrada como un punto máximo en el perfil vertical, y este punto finalmente indica la altura de la capa límite. De forma similar al método del gradiente, esta metodología puede incurrir a errores en las estimaciones causados principalmente por la existencia de capas con mezclas débiles. La varianza se calcula con la ecuación 8.

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\beta(Z_i) - \hat{\beta}(z))^2}{N} \quad (8)$$

Donde $\beta(Z_i)$ es la intensidad de backscatter a una altura z y N es el número de datos

colectados

Ceilometer 19/02/2019

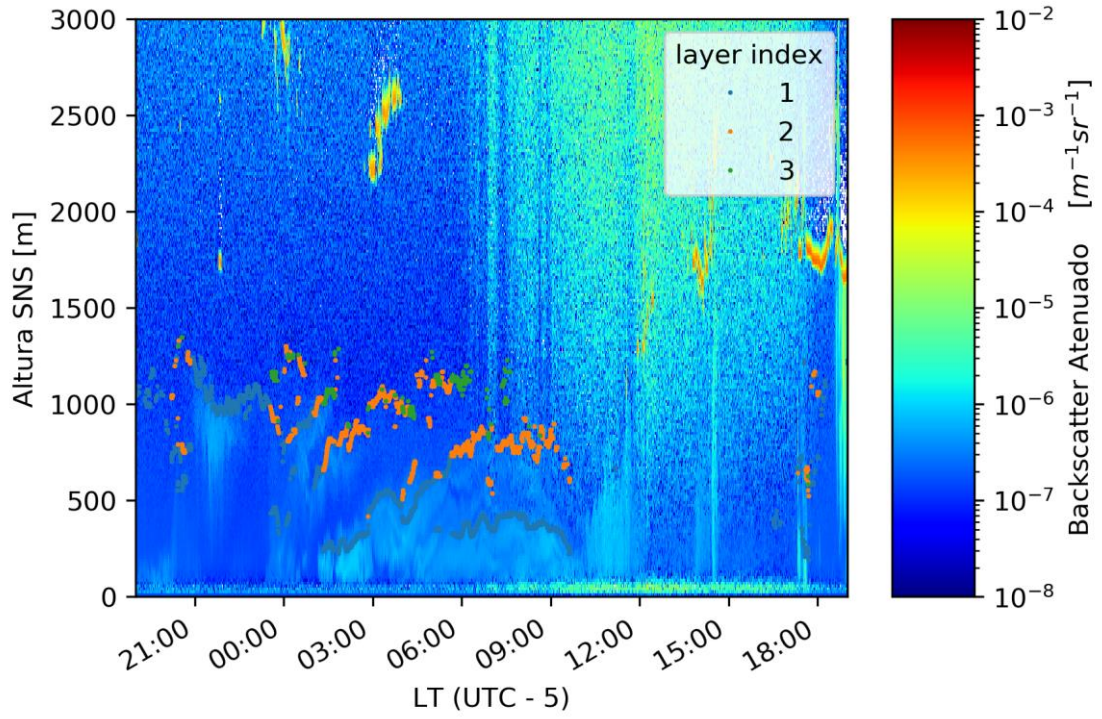


Figura 17. Intensidad de backscatter obtenida del ceilómetro para el día 19 de febrero del 2019 con estimaciones de la altura de la Capa Límite Atmosférica en tres capas.

3.5.3. Procesamiento de datos del radar BLTR

El radar BLTR es un radar diseñado para la medición de vientos en sus tres dimensiones y turbulencias atmosféricas y opera con dos modos de operación de alta resolución para vientos de capa límite y de baja resolución para vientos troposféricos (Nezlin, 2007), para procesar los datos del radar se utilizó la biblioteca Signal Chain, la cual fue desarrollada en lenguaje Python para el trabajo con las señales de radares en la sede del IGP llamada Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ). Esta biblioteca ha sido desarrollada en Python por ser un lenguaje libre, orientada a objetos y de procesamiento paralelo con enfoque a la investigación científica. El funcionamiento de Signal Chain se muestra en la Figura 18 el usuario llena un script de

configuración que deberá indicar los archivos de datos (crudos, pre procesados o procesados) serían leídos, además indicar que tipos de datos son los que serán procesados, posteriormente se podrá realizar más operaciones y gráficas con los resultados. Finalmente, estos datos procesados podrían ser guardados en un nuevo archivo para ser leídos en otro proceso o ser mostrados en gráficas.

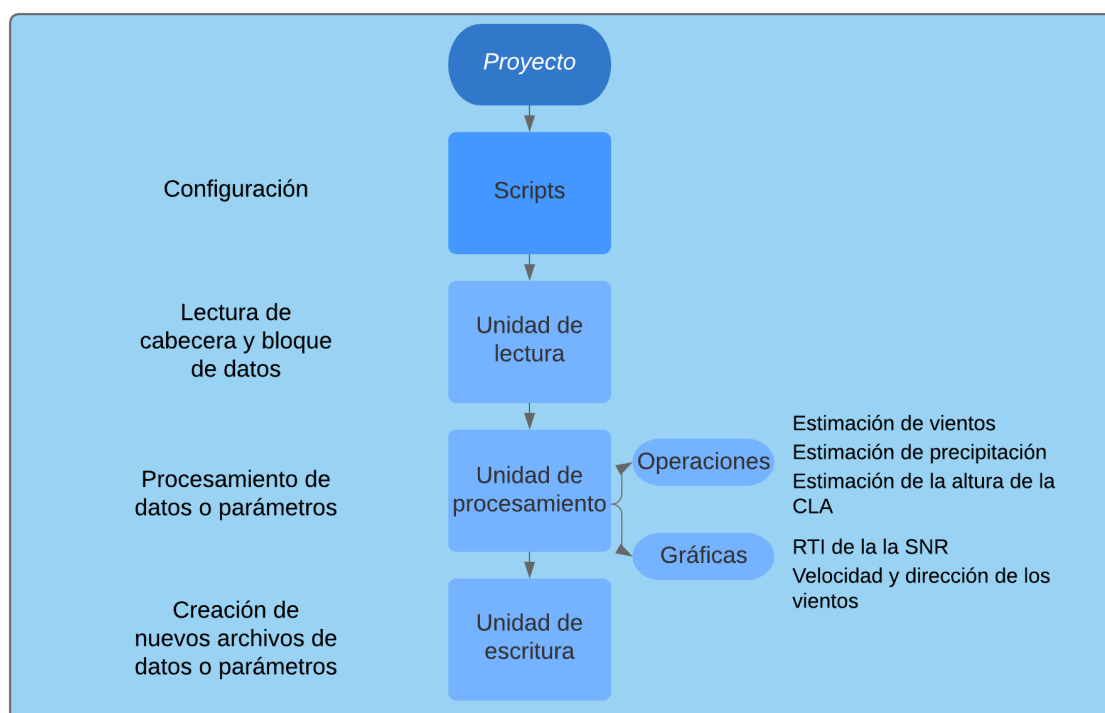


Figura 18. Diagrama de operación de Signal Chain

Para el desarrollo del algoritmo para estimar la altura de la capa límite se tomó en cuenta el trabajo de Angevine et al., (1994) en el cuál describen una metodología para estimar la altura de la capa límite con un perfilador de vientos, esta metodología parte del principio de que el radar perfilador de vientos recibe su señal de retorno principalmente de las inhomogeneidades del índice de refracción derivado del radar representado por C_n^2 y siguiendo lo indicado por Ottersten, (1969) de que el perfil de SNR en un rango dado es directamente proporcional al índice de refracción derivado del radar C_n^2 , información validada por las observaciones de

(Lawrence et al., 1972) y el trabajo teórico de Fairall, (2002) muestran que el índice de refracción derivado del radar C_n^2 alcanza su punto máximo sobre la CLA, por lo tanto, se indica que un pico de SNR con la corrección de rango indica el límite superior de la CLA. Entonces basándose en esta información es que se desarrolla dos algoritmos para estimar la altura de la Capa Límite con el radar BLTR, en el primero el pico de SNR de cada muestra es encontrado y luego la mediana de las alturas a las cuales ocurren los picos sobre algún periodo es calculada.

Alternativamente se presenta otro algoritmo el cual funciona de manera similar al primero, pero en este caso el orden es revertido, es decir, tomando la mediana de los perfiles de SNR primero y luego encontrando la altura en la cual los picos ocurren. Ambos algoritmos tienen resultados similares, pero en este trabajo el primero (encontrando primero los picos de SNR) produce series temporales ligeramente más suaves. Adicionalmente se indica que se está usando la mediana en lugar de la media para tratar de reducir los valores atípicos.

3.5.4. Análisis estadístico de validación

Para considerar que la caracterización con el radar se está realizando correctamente, las estimaciones de alturas serán comparadas con las estimaciones obtenidas por las radiosondas y ceilómetro.

El ceilómetro será tomado como instrumento de referencia y definiremos al error como la diferencia entre las estimaciones de la altura de la capa límite. El error será calculado teniendo como referencia el ceilómetro, el error medio es el promedio de los errores calculados. El error porcentual es la suma de los errores dividido por el acumulado total:

$$E\% = \frac{\sum y_i - x_i}{\sum x_i} 100\%, \quad (9)$$

Donde, x es el instrumento de referencia (ceilómetro) y y el instrumento a analizar

(radar). De igual forma, el error absoluto (EA%) viene a ser la suma de los errores absolutos para cada caso, sin embargo, para nuestro análisis ponderaremos el error con el instrumento de referencia, de la siguiente manera:

$$EA\% = \frac{\sum |y_i - x_i|}{\sum x_i} 100\%. \quad (10)$$

Para el análisis se utilizará también el coeficiente de correlación de Pearson, expresado como:

$$\rho = \frac{Cov(x,y)}{[Var(x)Var(y)]^{1/2}} \quad (11)$$

CAPÍTULO IV. RESULTADOS

4.1. Resultados del Programa

Se escribieron ocho rutinas para el procesamiento de los datos, las cuales pueden interactuar entre sí, también pueden hacerlo con las ya existentes en Signal Chain.

Ceilometer.py: Es un algoritmo dedicado a la lectura de los datos del ceilómetro (archivos en formato “NetCDF”). Con esta rutina podemos escoger la variable proveniente del ceilómetro que queremos analizar, lluvia, altura de la base de las nubes, estimar la altura de la Capa Límite Atmosférica y posteriormente realizar gráficos con la altura de la Capa Límite estimada y también realizar gráficos de rango, tiempo e intensidad (RTI).

Bltr_spectra: Es una rutina que permite leer y procesar los datos del radar BLTR, está rutina utiliza funciones creadas en la biblioteca Signal Chain descrita previamente, como la función ***Paramwriter*** la cual nos permite escoger parámetros de las mediciones obtenidas por el radar BLTR, guardarlas y generar nuevos archivos únicamente con la o las variables seleccionadas, esta función genera archivos en formato “HDF5”.

Readhdf5.py: Es un algoritmo que permite leer los archivos generados con las variables del radar, también permite realizar gráficas con dichas variables.

Get_sonding.py: Es una rutina dedicada a la lectura y procesamiento de los datos provenientes de los sondeos, con el cual podemos calcular las diferentes variables analizadas para determinar la altura de la capa límite con las radiosondas, como temperatura potencial, temperatura virtual, relación de mezcla, etc. Además, se puede realizar gráficas con las variables analizadas y la altura estimada de la Capa Límite Atmosférica.

Get_Abl.py: Es el algoritmo desarrollado para determinar la altura de la CLA con los datos provenientes del radar BLTR.

Validation.py: Esta rutina realiza la comparación de las estimaciones realizadas por el radar con las estimaciones del ceilómetro y las radiosondas, pudiendo obtener también los indicadores estadísticos como el coeficiente de Pearson, el error medio, entre otros.

Climatology.m: Esta rutina fue desarrollada en MATLAB y nos permite analizar una gran cantidad de datos, en esta rutina se usó la función dscatter desarrollada por Henson, (2016) la cual permite desarrollar gráficos de dispersión coloreado por la intensidad de puntos. Estos gráficos se pueden ver en las figuras 26, 27 y 28.

4.1.1. Programa para procesar datos de ceilómetro

La figura 19 presenta un diagrama de flujo para el cálculo y validación de la altura de la capa límite, el cual se realiza con las rutinas descritas anteriormente.

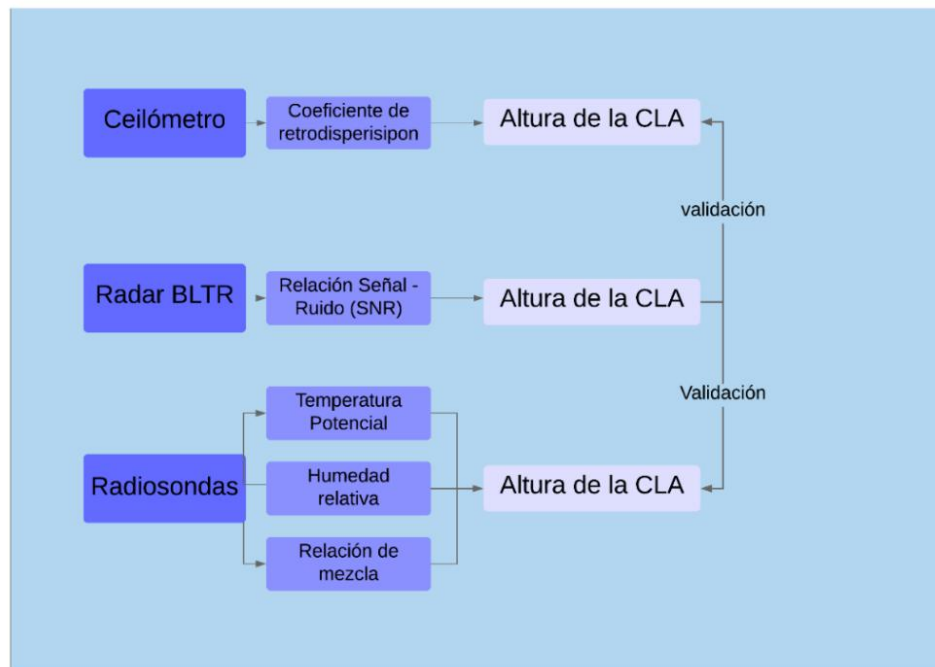


Figura 19. Diagrama de la obtención de la altura de la CLA con los instrumentos usados, las variables analizadas y su posterior validación.

Los diferentes parámetros obtenidos con la rutina Ceilometer.py se pueden apreciar en

las figuras 19 y 20 como la altura de las nubes, la altura de la Capa Límite Atmosférica e incluso la precipitación. En la figura 25 se muestra un gráfico de rango, tiempo e intensidad de la relación señal – ruido (SNR) con la altura estimada por el algoritmo desarrollado.

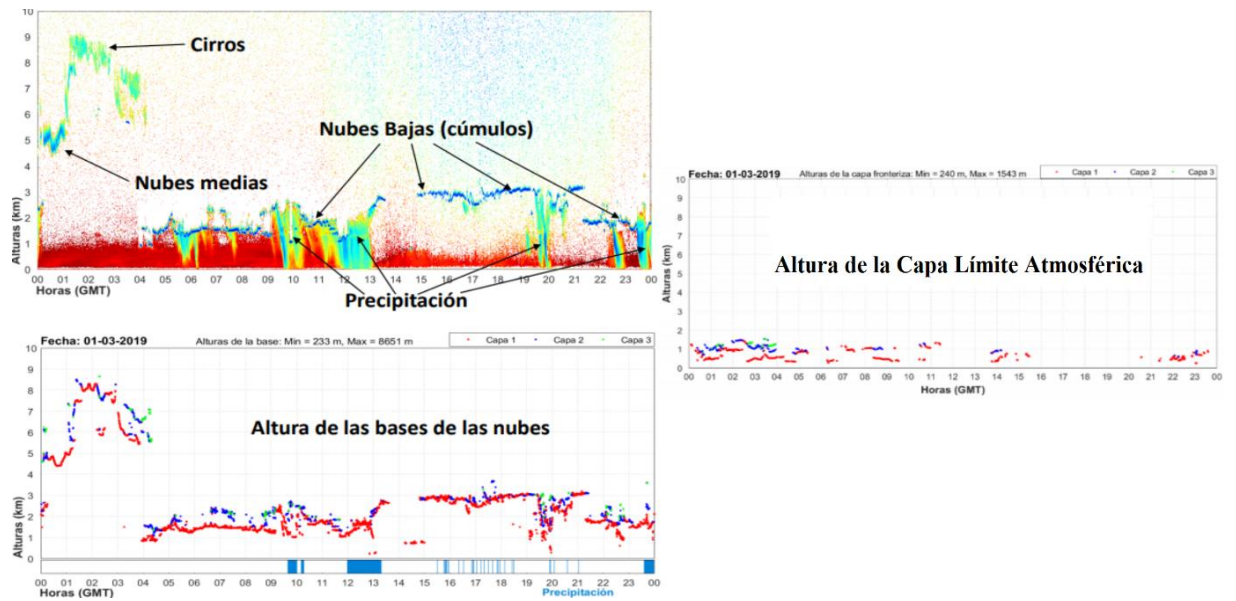


Figura 20. Gráficos de tiempo vs altura para el día 19 de febrero del 2019. Se pueden ver distintos productos a partir de la intensidad del Backscatter.

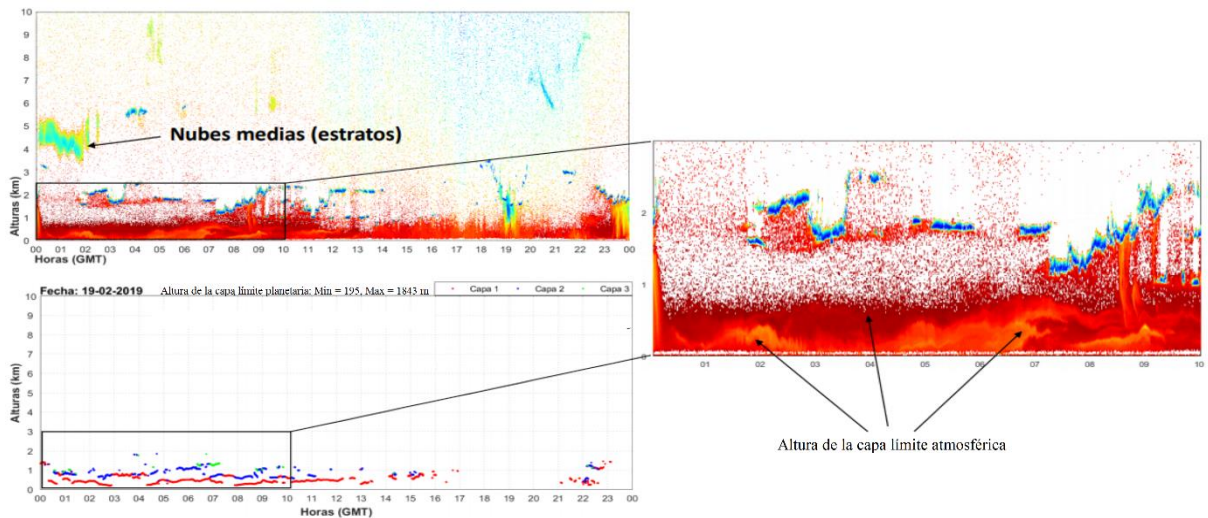


Figura 21. Gráficos de tiempo vs altura para el día 19 de febrero del 2019. Se pueden ver distintos productos a partir de la intensidad del Backscatter

Ceilometer 24/02/2019

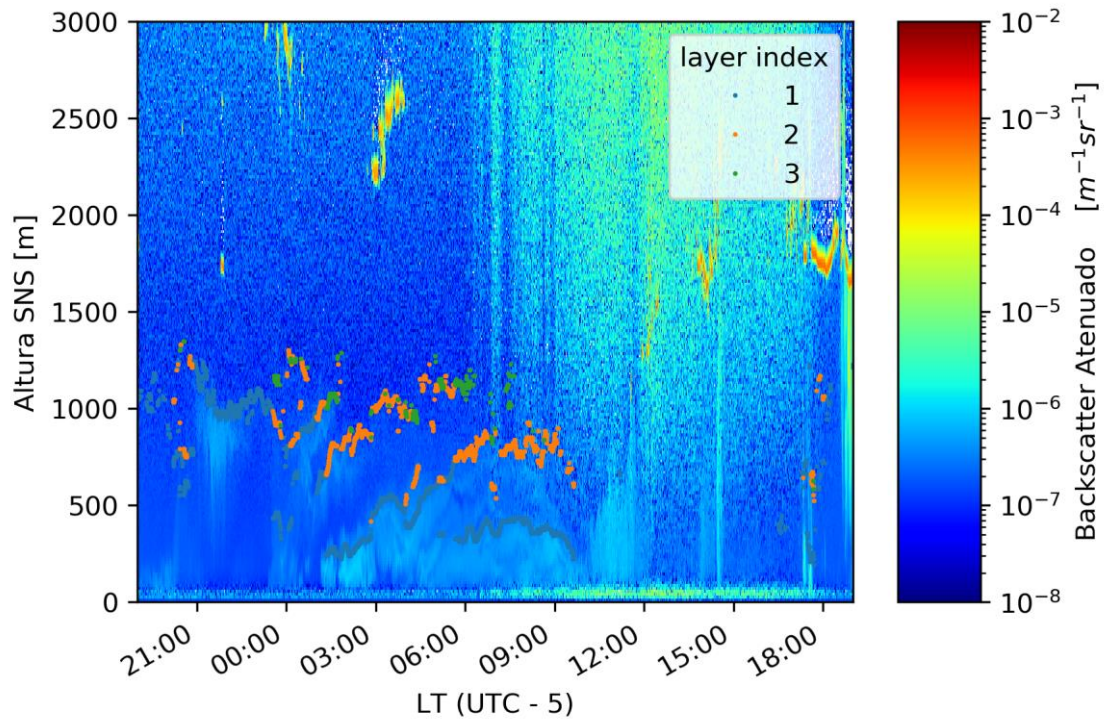


Figura 22. Intensidad de Backscatter con estimaciones de altura de la CLA para el día 24 de febrero del 2019

4.1.2. Programa para estimar altura de la capa límite con las radisondas

Para procesar los datos de las radiosondas se utilizó la rutina `Get_sounding.py` la cual permite, obtener la Temperatura Potencial θ y la Temperatura Potencial Virtual θ_v , la humedad relativa y la relación de mezcla, parámetros que luego fueron usados para obtener la altura de la Capa Límite, a continuación

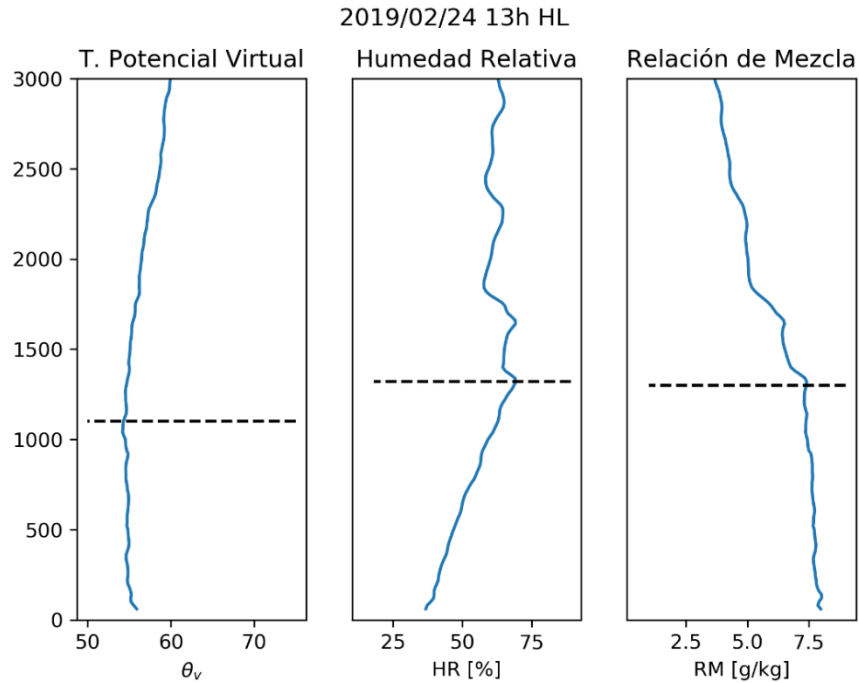


Figura 23. De izquierda a derecha, temperatura potencial virtual, humedad relativa y relación de mezcla obtenidas del sondeo realizado el 24 de febrero del 2019, las líneas punteadas indican la altura de la CLA

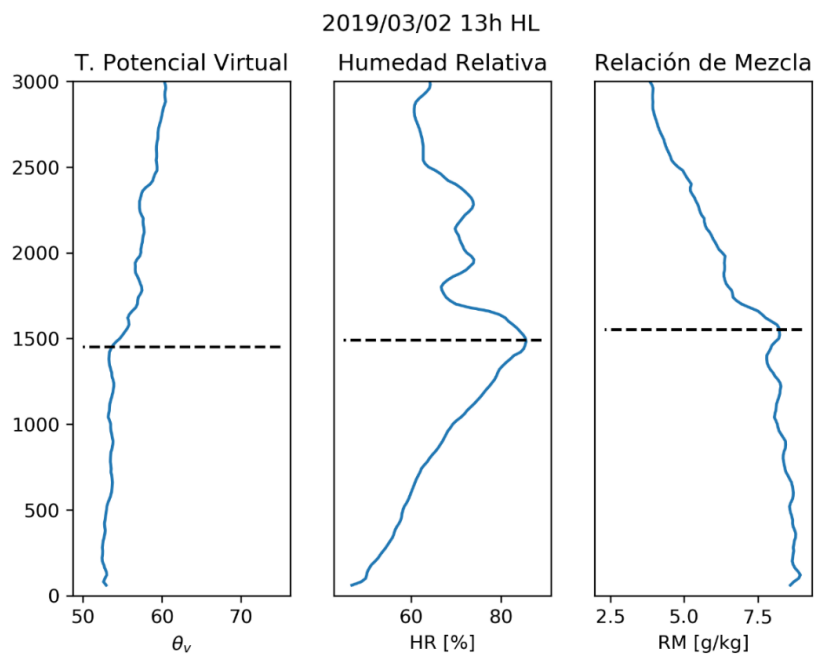


Figura 24. De izquierda a derecha, temperatura potencial virtual, humedad relativa y relación de mezcla obtenidas del sondeo realizado el 2 de marzo del 2019, las líneas punteadas indican la altura de la CLA.

4.1.3. Programa para estimar la altura de la capa límite con el radar BLTR

El procesamiento de los datos provenientes del radar, se realizó con la rutina Get_Abl.py, lo cual permite procesar las variables que se necesitan del radar BLTR para posteriormente obtener la altura de la Capa Limite Atmosférica, la figura 25 muestra la altura de la capa límite estimada por el radar BLTR sobre el gráfico del SNR, mientras que la figura 26 muestra únicamente las alturas de CLA estimadas por el radar. Adicionalmente se presenta las estimaciones de la altura y evolución temporal de la CLA para el periodo de diciembre de 2015 hasta abril del 2019, mostrando el ciclo diurno (figura 27), la climatología diurna (figura 28) y la climatología nocturna (figura 29). Es importante señalar que durante las horas de la madrugada se presentan las capas remanentes y son detectadas por el algoritmo identificándolas erróneamente como altura de la CLA, en esas horas esta se encuentra a menor altura. La presencia de estos remanentes crea un incremento en el cálculo del promedio de las alturas, esto se aprecia en las figuras 27,28 y 29.

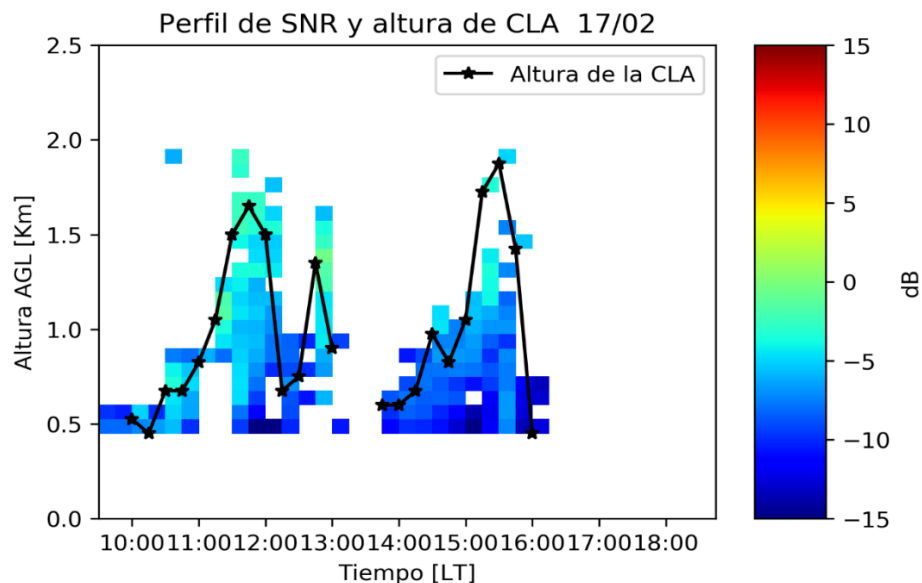


Figura 25. Perfil de SNR del día 17 de febrero, encima y en color negro la altura de la CLA estimada por el radar BLTR

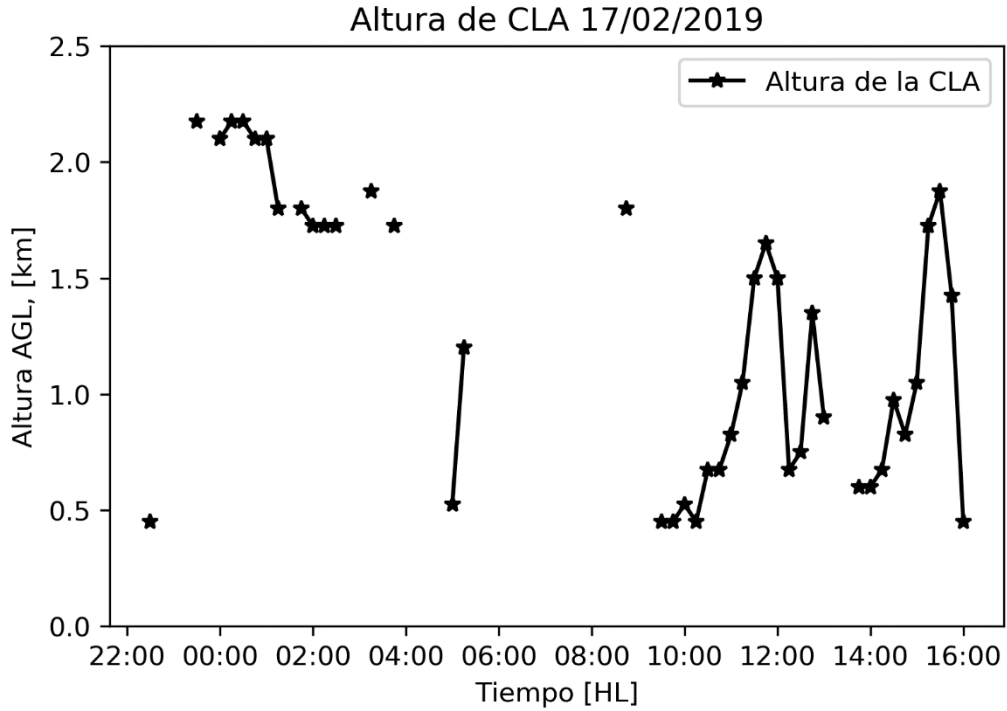


Figura 26. Alturas de CLA estimadas por el radar BLTR, para día 17 de febrero del 2019, se puede apreciar la presencia de capas remanentes en horas de la noche.

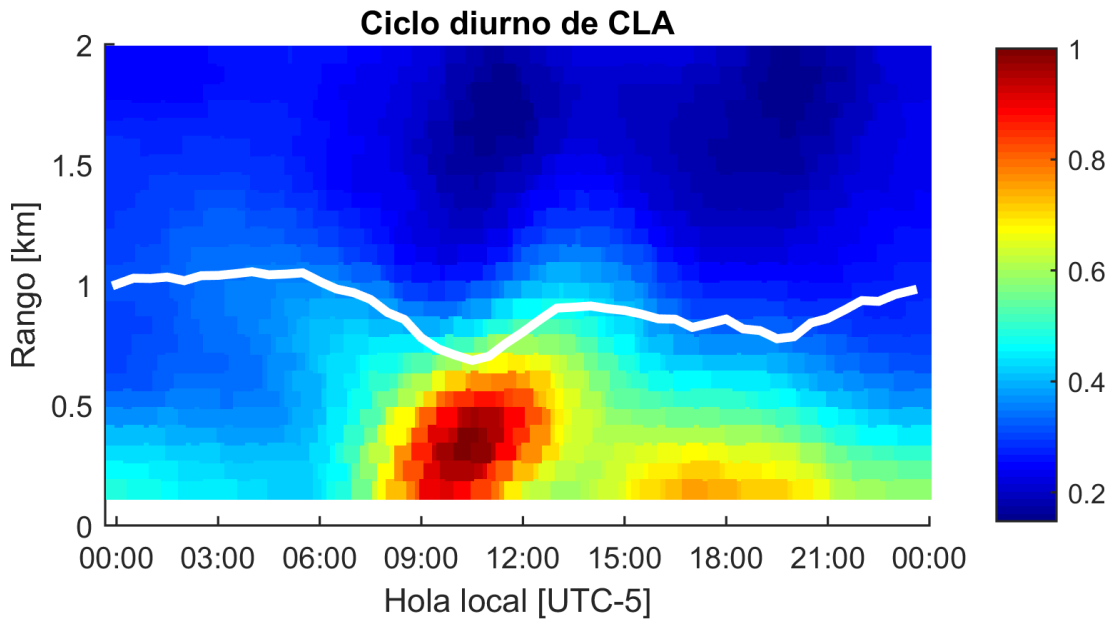


Figura 27. Ciclo diario de la CLA calculado con el algoritmo desarrollado, presentado en un gráfico de dispersión coloreado por intensidad para todo el periodo de estudio (2015 - 2019), donde los colores rojizos (más cercano a uno) indican mayor cantidad de datos y de azul menor cantidad. La línea blanca indica el promedio de las alturas.

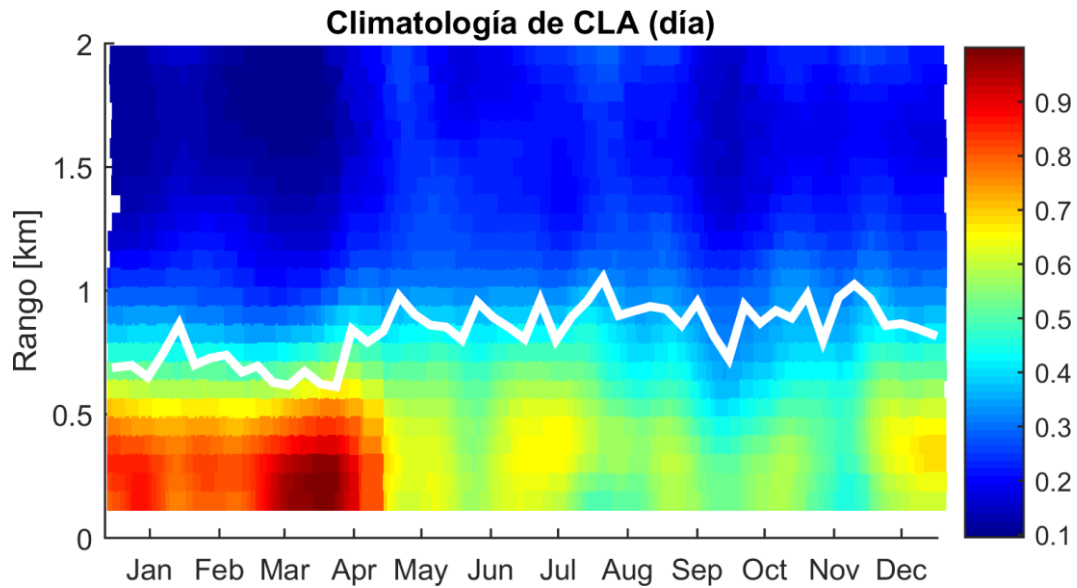


Figura 28. Climatología diurna (7h hasta 19h) de la CLA presentado en un gráfico de dispersión coloreado por intensidad donde más cercano a uno representa mayor cantidad de datos, para todo el periodo de estudio comprendido entre diciembre del 2015 hasta abril del 2019. La línea blanca indica el promedio de la altura de CLA estimada por el algoritmo desarrollado.

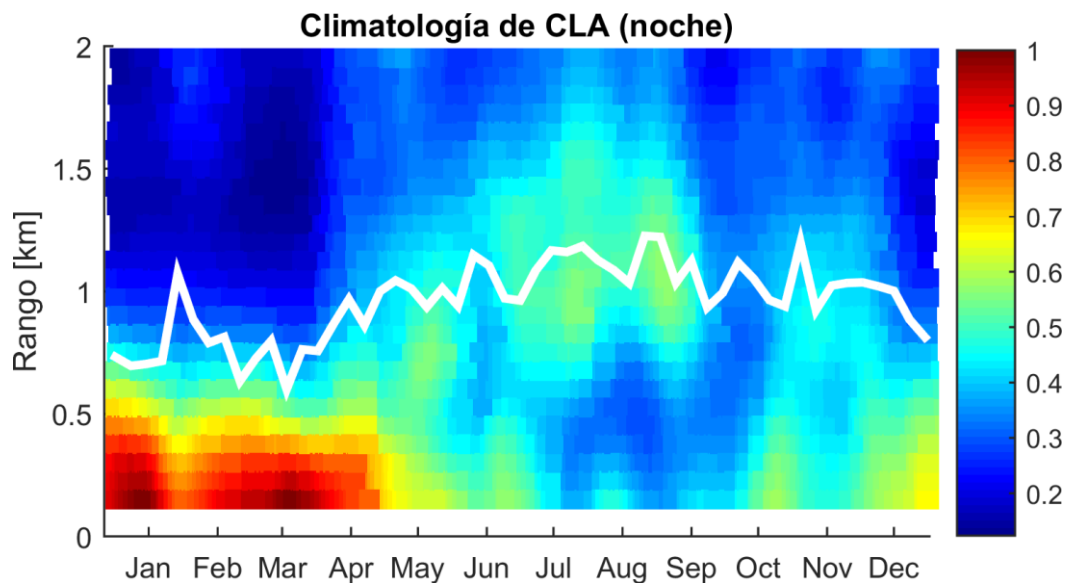


Figura 29. Climatología nocturna de CLA (19 h hasta 07 horas) presentado en un gráfico de dispersión coloreado por intensidad donde más cercano a uno representa mayor cantidad de datos, para todo el periodo de estudio comprendido entre diciembre del 2015 y abril del 2019

4.2. Validación estadística de resultados

Se compararon los resultados con las alturas estimadas por el ceilómetro y

posteriormente con las alturas estimadas por las radiosondas para todo el periodo analizado. Se pudo observar cómo en algunas ocasiones la estimación realizada por el radar muestra diferencias menores a 200 metros de las estimaciones realizadas por las radiosondas, de igual forma respecto a las estimaciones del ceilómetro, obteniéndose un 59% de correlación entre las estimaciones obtenidas con el ceilómetro y las estimaciones obtenidas con el radar, el error absoluto es de 36.91%, el error promedio de -30.93%. Estos indicadores estadísticos se presentan a continuación.

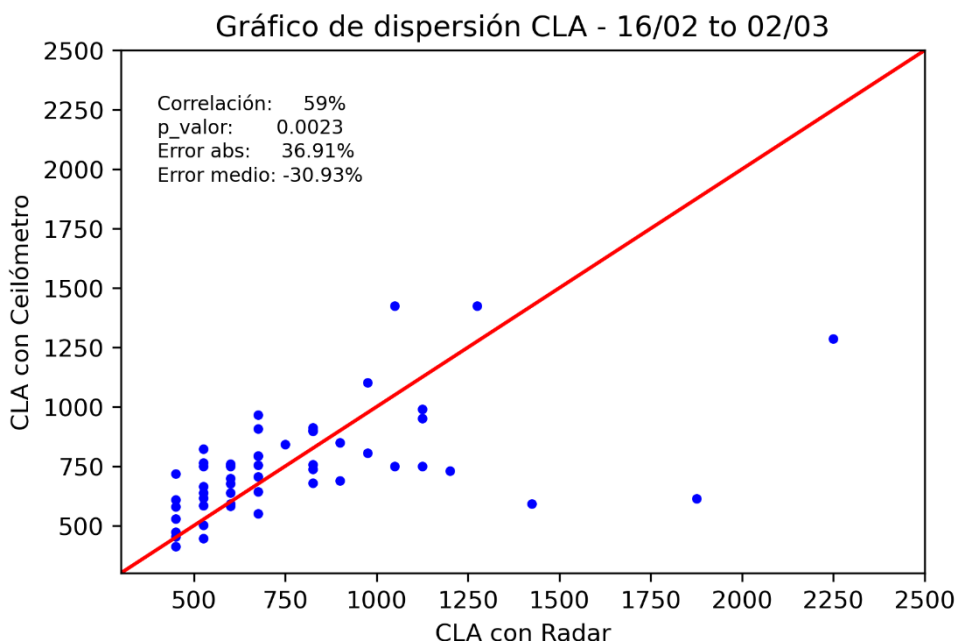


Figura 30. Gráfico de dispersión de alturas de CLA estimadas por el BLTR en el eje "x" y alturas estimadas por el ceilómetro en el eje "y", la línea roja indica la relación 1:1 de los datos. (Elaboración propia)

Mientras que en el caso de las estimaciones tomando como referencia las radiosondas se obtiene una correlación de 71.8% entre las estimaciones obtenidas con las radiosondas y las estimaciones obtenidas con el radar, el error absoluto es de 21.44%, el error promedio es de -18.49%. Dichos indicadores estadísticos se muestran en la figura 31.

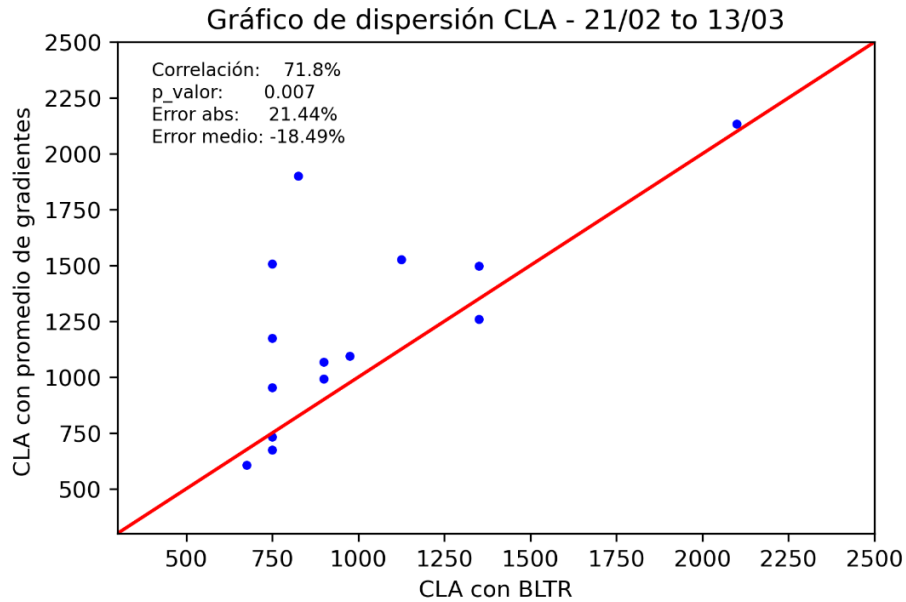


Figura 31. Gráfico de dispersión de alturas de CLA estimadas por el radar BLTR en el eje "x" y el promedio de las alturas estimadas por las variables analizadas de las radiosondas en el eje "y"

Tabla 5.

Alturas estimadas de la capa límite atmosférica en metros con el radar y con las radiosondas obtenidas de la relación de mezcla, humedad relativa y temperatura potencial.

Día	Radar	RM	HR	TP
21/02/2019	900			
22/02/2019	525			
23/02/2019	525			
24/02/2019	1350	1380.23	1379.75	1018.78
28/02/2019	2100	2080.12	2079.82	2240.06
2/03/2019	825	1620.79	1679.85	2399.01
3/03/2019	900	960.02	1020.17	1220.96
4/03/2019	750	840.648	839.447	340.38
5/03/2019	900	1000.14	1000.06	979.446
6/03/2019	750	960.007	960.1	940.3
7/03/2019	750	1519.64	1520.07	1479.9
8/03/2019	1125	1700.34	1679.74	1198.92
9/03/2019	675	499.86	500.03	820.884
10/03/2019	750	580.024	780.029	839.537
11/03/2019	975	1040.01	1399.99	840.133
12/03/2019	750	840.004	839.997	1840.24
13/03/2019	1350	1320.04	1319.8	1850

Fuente: Autoría propia.

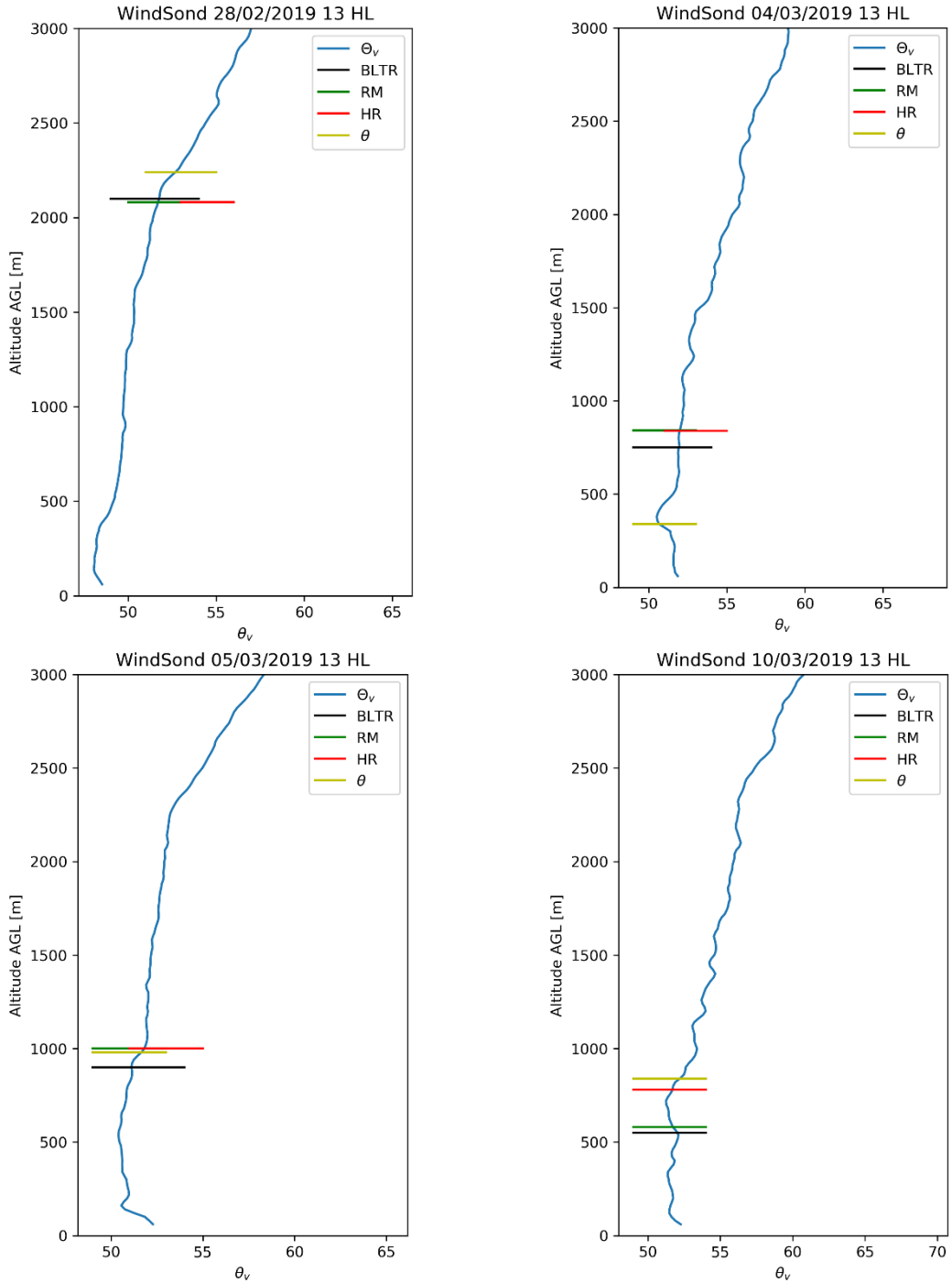


Figura 32. Gráficos de comparación de las alturas estimadas por el radar BLTR y las radiosondas con las diferentes variables analizadas representado en el perfil de temperatura potencial virtual, dónde las líneas horizontales indican la altura de la CLA estimadas por el radar y las diferentes variables analizadas.

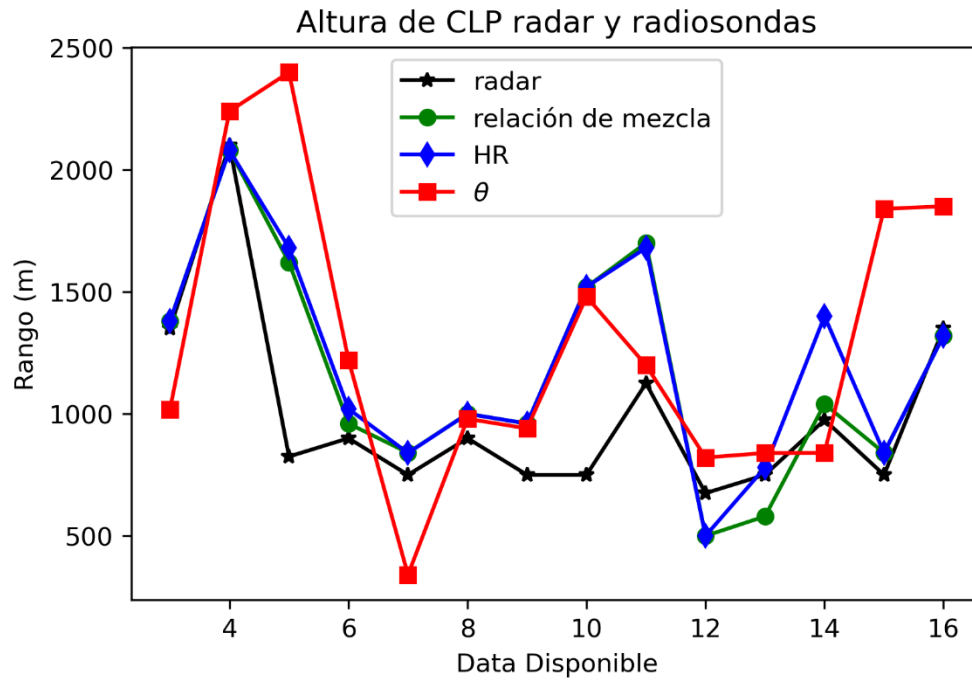


Figura 33. Comparación entre las alturas de CLA estimadas por el radar BLTR y las diferentes variables analizadas de las radiosondas, empleados en la campaña de mediciones.

CAPÍTULO V. DISCUSIONES

Para el desarrollo del algoritmo de estimación de altura de CLA con el radar BLTR se usó la misma metodología presentada por autores como Angevine et al., (1994) y Bianco, Wilczak, Gattas, & White, (2002); la principal diferencia es la atenuación que se presenta en las mediciones producidas por las precipitaciones y los periodos en los cuales se realizaron las campañas de radiosondeos, aun considerando que el radar BLTR tiene dos modos de operación, en este estudio se determinó estudiar principalmente la evolución de la CLA diurna, eso debido a que durante las horas de la noche la CLA desciende y toma alturas inferiores respecto a las que el radar tiene capacidad de medir, esto hace que el algoritmo desarrollado detecte capas remanentes como la altura de la CLA como se observa en la figura 28.

Angevine et al., (1994), realizó un trabajo muy similar con un radar que opera a 915 Mhz y posteriormente validó los resultados con campañas de radiosondeos, obteniendo muy buenos resultados. Es de esperarse mejores resultados a frecuencias mayores, pero al mismo tiempo a mayor frecuencia se podría presentar mayor atenuación en presencia de precipitaciones motivo por el cual decidieron llevar a cabo dicho trabajo en una temporada con nula presencia de precipitaciones y con el cielo casi completamente despejado, no obstante, nuestros resultados son similares. Nótese que, para lograr nuestros resultados, se eliminó los periodos lluviosos, lo cual limita el correcto y continuo funcionamiento del algoritmo, algo de lo que no se hace mención en Angevine et al., (1994) posteriormente se validó el algoritmo usando datos de la campaña de mediciones realizada por el IGP en los meses de febrero y marzo del 2019, siendo esta una temporada donde se presentan precipitaciones frecuentemente en horas de la tarde, además se cuenta con una abundante presencia de nubes sobre el observatorio de Huancayo. Futuros trabajos enfocados en la comprensión del comportamiento de la Capa Límite en El Valle del Mantaro. Tal como sugieren Bianco et al., (2002) este tipo de estudios deben ser

desarrollados en temporadas sin presencia de lluvias, con la excepción de que se quiera estudiar explícitamente la influencia de las precipitaciones en el comportamiento de la CLA y su variabilidad temporal.

Trabajos como el de Molod et al., (2015b) o Collaud Coen et al., (2014) además de utilizar un radar con mayor frecuencia de operación utilizan radiómetros obteniendo de forma remota la temperatura, la cual posteriormente se usa para calcular el número de Richardson y así obtener mejores resultados, en este estudio no se contó con dicho instrumento por lo que se usó la temperatura obtenida de los radiosondas únicamente.

Sobre las metodologías para calcular la altura de la CLA con radiosondas se tomó como referencia trabajos como el presentado por Seidel et al., (2010) en donde se calcula la altura de la CLA mediante siete métodos, utilizando la temperatura, la temperatura potencial, la temperatura potencial virtual, la humedad relativa, la humedad específica y los perfiles de refractividad, de un conjunto de datos de radiosondas de 505 estaciones durante 10 años, marcando una amplia diferencia con la disponibilidad de datos que se usaron en este estudio, sin embargo se coincidió en que generalmente los métodos de humedad relativa y gradiente de temperatura potencial proporcionan de forma consistente alturas de la CLA más altas, mientras que el método de la parcela o altura de mezcla produce alturas claramente más bajas, además en ambos estudios se observaron variaciones diurnas grandes lo cual pudo ser causado por fenómenos climatológicos locales como las inversiones de radiación nocturna y nubosidad asociada. Además es importante tener en cuenta que las estimaciones son sensibles a la resolución vertical de los radiosondas (Ottersten, 1969a).

Trabajos como el de Eresmaa et al., (2012) presentan metodologías para realizar estimaciones de la altura de la CLA con un ceilómetro en campañas de mediciones de aproximadamente tres meses, sin embargo excluyen los días donde se presenta baja

concentración de aerosoles en la CLA, los casos con extrema presencia de nubes y con precipitación, en el estudio que aquí se presentó se optó por no eliminar días con presencia de nubes o precipitación debido a que el periodo de análisis fue muy corto y no era viable reducir aún más la disponibilidad de datos, una mayor disponibilidad de datos permitiría desarrollar estudios más complejos y mejorar el algoritmo desarrollado con el radar BLTR. Futuros trabajos en el Perú deberán disponer de mayor cantidad de datos de varios instrumentos como Lidars, radares, o extensas campañas de radio sondeos para desarrollar técnicas de estimación de la altura de la CLA con mayor precisión.

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. Conclusiones

El objetivo general del presente trabajo fue determinar las características como altura y evolución temporal de la Capa Límite Atmosférica, para lo cual se desarrollaron programas para la estimación de dichas características con el radar y se validó su funcionamiento con otros instrumentos, inicialmente se obtuvo poca correlación entre las medidas obtenidas por el radar y los demás instrumentos, llegando a las siguientes conclusiones:

- La presencia de lluvias afecta el correcto funcionamiento de los programas desarrollados, por tal motivo fue necesario desarrollar un filtro para aquellas estimaciones que fueron afectadas por la presencia de lluvias. Una vez aplicado el filtro se obtuvo mejores coeficientes de correlación entre las mediciones realizadas por el radar y los demás instrumentos usados en esta investigación.
- La formación de la capa de mezcla o capa mixta presente dentro de la capa límite atmosférica se desarrolla aproximadamente entre las 6 y 7 horas y se desarrolla hasta las 16 o 17 horas aproximadamente, lo cual coincide con el ciclo del sol por lo que se concluye que la temperatura es la variable más importante en el desarrollo de la CLA y su variabilidad temporal.
- Durante los meses de enero y abril la altura de la capa límite atmosférica es más baja que los meses siguientes, lo cual coincide con la temporada de lluvias, mientras que durante los meses de mayo a agosto se observa un ligero aumento en la altura, para luego reducir significativamente en el mes de septiembre.
- En el análisis realizado al ciclo nocturno se concluye que durante los meses en los cuales la altura de la capa límite atmosférica es más baja, el radar no puede estimar dichas alturas

debido a que están por debajo de su rango de funcionamiento, mientras que en los meses de junio a setiembre se observó una fuerte formación de capas remanentes que superan el kilómetro de altura.

- El estudio de la capa límite atmosférica en el Valle del Mantaro es una actividad que requiere intensas mediciones con equipos tecnológicos costosos como radares, ceilómetros, radiosondas y un equipo técnico altamente calificado para el procesamiento y análisis de datos, lo cual incrementa el costo, pero los conocimientos que se obtienen pueden ser utilizados en diversos campos como los estudios meteorológicos, los pronósticos del tiempo en breve plazo y además en la calidad ambiental.
- El periodo de estudio fue muy corto en comparación con estudios desarrollados por diversos autores en otras partes del mundo, sin embargo, puede servir como base para estudios futuros sobre el tema usando radares perfiladores de vientos y capa límite como el usado en este estudio.

6.2. Recomendaciones

Se ha mostrado que es posible usar los datos del radar BLTR que opera en banda VHF para estimar la altura de CLA y su variabilidad temporal, como su climatología, sin embargo, existen mejores instrumentos que pueden cumplir tal propósito, como el ceilómetro usado en esta investigación para validar las estimaciones realizadas por el radar, o incluso un radar que opera con una frecuencia superior a la del BLTR. En tal sentido, se hace las siguientes recomendaciones para trabajos futuros:

Respecto a la utilización del radar BLTR para estimaciones de Capa Límite Atmosférica se debe seleccionar fechas de estudio con cielo despejado, es decir, con muy baja o nula presencia de nubes o precipitaciones.

Respecto a los algoritmos desarrollados en esta tesis para estimar la altura de la CLA con el radar BLTR, se puede discriminar los días en los cuales hay presencia de lluvias agregando un filtro de limitación de potencias también conocidas como threshold que permita descartar los datos donde las alturas tienen valores muy cercanos a cero.

Respecto a las estimaciones con radiosondas se recomienda realizar como mínimo dos lanzamientos al día durante un periodo mayor a un mes, para así tener mayores estimaciones y facilitar la validación con otros instrumentos, ya sean radares, ceilómetros o radiómetros, además es recomendable tener algún instrumento adicional que permita medir la temperatura de forma remota.

Aunque la precipitación muchas veces limita el uso de los instrumentos para el estudio de la capa límite, tiene un rol muy importante en la CLA, es decir, en la variabilidad de la altura y evolución de la CLA por lo cual se recomienda estudiar las precipitaciones y su influencia en la CLA en la zona donde se realizó este estudio con mayor énfasis y con los instrumentos que lo permitan, como pluviómetros para mediciones in situ o radares con la frecuencia de operación óptima para realizar mediciones remotas de precipitaciones (Valdivia, 2018).

Así como la temperatura, la humedad relativa, la evapotranspiración tienen un rol muy importante en la CLA, también se recomienda realizar un estudio tomando en cuenta los contaminantes emitidos desde la superficie y la calidad del aire, debido a que la CLA delimita el espacio disponible para la dispersión e interacción de contaminantes.

Debido a que este es el primer estudio que busca caracterizar la CLA en el Perú con el radar BLTR se recomienda realizar estudios similares en distintas regiones y con diferentes características del Valle del Mantaro con el fin de comprender mejor el comportamiento de la capa límite y su interacción con la superficie.

Por último, al observar la figura 32 se muestra las estimaciones del radar junto a las

estimaciones de las radiosondas, viéndose que principalmente que cuando la altura de CLA es baja, el radar tiende a subestimar la altura de la CLA, esto podría deberse a que el radar obtiene los ecos retro dispersados de la turbulencia, es decir, si el límite entre la CLA y la atmósfera libre no está bien definido, esto es un indicador de que no existe la turbulencia necesaria para identificarla por tal motivo el radar identificará este límite en una altura inferior a la que realmente se encuentra. Al encontrar que la altura, en algunos meses es mayor que en otros y que en los meses de junio a setiembre se observa mayor presencia de capas remanentes podría significar que hay características peculiares de la CLA en diferentes temporadas, por lo que se recomienda: Tener los instrumentos de referencia como el ceilómetro, por un periodo más extenso de tiempo del que se contó en esta investigación, de igual forma, para mejores resultados, se recomienda mayor cantidad de radiosondeos, (véase Bianco et al., 2008).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahrens, C. D., & Henson, R. (2019). *Meteorology today: An introduction to weather, climate, and the environment (12th ed.)*. Florence, USA: Recuperado de: <https://www.cengagebrain.com.mx/shop/isbn/9781337616669>
- Angevine, W. M., White, A. B., & Avery, S. K. (1994). Boundary-layer depth and entrainment zone characterization with a boundary-layer profiler. *Boundary-Layer Meteorology*, 68(4), 375–385. <https://doi.org/10.1007/BF00706797>
- Arya, P. S. (2001). *Introduction to Micrometeorology: Volume 79 (2nd ed.)*. San Diego, USA: Academic Press.
- Barnaba, F., & Gobbi, G. P. (2004). Modeling the aerosol extinction versus backscatter relationship for lidar applications: Maritime and continental conditions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(3), 428–442. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2004\)021<0428:mtaevb>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<0428:mtaevb>2.0.co;2)
- Bianco, L., & Wilczak, J. M. (2002). Convective boundary layer depth: Improved measurement by Doppler radar wind profiler using fuzzy logic methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(11), 1745–1758. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<1745:CBLDIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<1745:CBLDIM>2.0.CO;2)
- Bianco, L., Wilczak, J. M., & White, A. B. (2008). Convective Boundary Layer Depth Estimation from Wind Profilers : Statistical Comparison between an Automated Algorithm and Expert Estimations. *International Symposium on Tropospheric Profiling*, 1397–1413. <https://doi.org/10.1175/2008JTECHA981.1>
- Bocanegra, E. B. (2018). *Implementación de rutinas para la estimación de vientos y precipitación de un radar perfilador de vientos de antena espaciada que opera en UHF* (Tesis de pregrado). Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas, Lima, Perú.

- Cohn, S. A., & Angevine, W. M. (2000). Boundary layer height and entrainment zone thickness measured by lidars and wind-profiling radars. *Journal of Applied Meteorology*, 39(8), 1233–1247. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1233:blhaez>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1233:blhaez>2.0.co;2)
- Collaud Coen, M., Praz, C., Haeefe, A., Ruffieux, D., Kaufmann, P., & Calpini, B. (2014). Determination and climatology of the planetary boundary layer height above the Swiss plateau by in situ and remote sensing measurements as well as by the COSMO-2 model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23), 13205–13221. <https://doi.org/10.5194/acp-14-13205-2014>
- Doviak, R. J., & Zrnić, D. S. (1993). *Doppler radar and weather observations (2nd ed.)*. San Diego, USA: Recuperado de: <https://www.elsevier.com/books/doppler-radar-and-weather-observations/doviak/978-0-12-221422-6>
- Ecklund, W. L., Carter, D. A., & Balsley, B. B. (1988). A UHF Wind Profiler for the Boundary Layer: Brief Description and Initial Results. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 5(3), 432–441. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1988\)005<0432:AUWPFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1988)005<0432:AUWPFT>2.0.CO;2)
- Elansky, N. F., Lokoshchenko, M. A., Belikov, I. B., Skorokhod, A. I., & Shumskii, R. A. (2007). Variability of trace gases in the atmospheric surface layer from observations in the city of Moscow. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, 43(2), 219–231.
- Emeis, S., Schäfer, K., & Munkel, C. (2008). Long-term observations of the urban mixing-layer height with ceilometers. *IOP Conference Series. Earth and Environmental Science*, 1, 012027. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1/1/012027>
- Emeis, Stefan, Schäfer, K., Munkel, C., Friedl, R., & Suppan, P. (2012). Evaluation of the interpretation of ceilometer data with RASS and radiosonde data. *Boundary - Layer Meteorology*, 143(1), 25–35. <https://doi.org/10.1007/s10546-011-9604-6>

- Eresmaa, N., Karppinen, A., Joffre, S. M., Räsänen, J., & Talvitie, H. (2006). Mixing height determination by ceilometer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(6), 1485–1493. <https://doi.org/10.5194/acp-6-1485-2006>
- Eresmaa, N., Härkönen, J., Joffre, S. M., Schultz, D. M., Karppinen, A., & Kukkonen, J. (2012). A three-step method for estimating the mixing height using ceilometer data from the Helsinki Testbed. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(12), 2172–2187. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-12-058.1>
- Fairall, C. W. (1984). Wind shear enhancement of entrainment and refractive index structure parameter at the top of a turbulent mixed layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(24), 3472–3484. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041<3472:wseoea>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<3472:wseoea>2.0.co;2)
- Fisher, B. E. A., Erbrink, J. J., Finardi, S., Jeannet, P., Joffre, S., Morselli, M. G., Pechinger, U., Seibert, P., and Thomson, D. J. (1998). COST Action 710 - Final report. *Publications Office of the EU*, 6, 431. <https://doi.org/10.4324/9781849776110-28>
- Fochesatto, G. J., Drobinski, P., Flamant, C., Guedalia, D., Sarrat, C., Flamant, P. H., & Pelon, J. (2001). Evidence of dynamical coupling between the residual layer and the developing convective boundary layer. *Boundary - Layer Meteorology*, 99(3), 451–464. <https://doi.org/10.1023/a:1018935129006>
- Fukao, S., & Hamazu, K. (2015). *Radar for Meteorological and Atmospheric Observations*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-4-431-54334-3>
- Gage, K. S., Balsley, B. B., Ecklund, W. L., Carter, D. A., & McAfee, J. R. (1991). Wind profiler-related research in the tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 96(S01), 3209. <https://doi.org/10.1029/90jd01829>
- Garay, Ó & Ochoa, Á. (2010). *Primera aproximación para la identificación de los diferentes tipos de suelo agrícola en el Valle del Mantaro*. Recuperado de

<http://met.igp.gob.pe/proyectos/incagro/datos/manual.pdf>

- Hayden, K. L., Anlauf, K. G., Hoff, R. M., Strapp, J. W., Bottenheim, J. W., Wiebe, H. A., Froude, F. A., Martin, J. B., Steyn, D. G., & McKendry, I. G. (1997). The vertical chemical and meteorological structure of the boundary layer in the Lower Fraser Valley during Pacific '93. *Atmospheric Environment (Oxford, England: 1994)*, 31(14), 2089–2105. [https://doi.org/10.1016/s1352-2310\(96\)00300-7](https://doi.org/10.1016/s1352-2310(96)00300-7)
- Hennemuth, B., & Lammert, A. (2006). Determination of the atmospheric boundary layer height from radiosonde and lidar backscatter. *Boundary - Layer Meteorology*, 120(1), 181–200. <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9035-3>
- Hu, Y., Vaughan, M., Liu, Z., Lin, B., Yang, P., Flittner, D., Hunt, B., Kuehn, R., Huang, J., Wu, D., Rodier, S., Powell, K., Trepte, C., & Winker, D. (2007). The depolarization - attenuated backscatter relation: CALIPSO lidar measurements vs. theory. *Optics Express*, 15(9), 5327. <https://doi.org/10.1364/oe.15.005327>
- IEEE 521-2002 - *IEEE Standard Letter Designations for Radar-Frequency Bands*. (n.d.). Ieee.Org. Recuperado en 2 de abril del 2019, from <https://standards.ieee.org/standard/521-2002.html>
- Innovate Perú. (s.f). IGP presentó resultados de proyecto de investigación en encuentro internacional de meteorología - Innovate Perú. (n.d.). en Gob.Pe. Recuperado en 5 de abril del 2019, de <https://innovateperu.gob.pe/noticias/noticias/item/1697-igp-presento-resultados-de-proyecto-de-investigacion-en-encuentro-internacional-de-meteorologia>
- Instituto Geofísico del Perú. (2005). *Diagnóstico de la Cuenca del Mantaro bajo la visión del cambio climático*. Recuperado de <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/71>
- Jacobson, M. Z. (1999). *Fundamentals of Atmospheric Modeling* (1st ed.). Cambridge University Press, New York. USA.

- Jacobson, M. Z. (2005). *Fundamentals of atmospheric modeling* (2nd ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139165389>
- Juarez, V. (2014). *Determinación de parámetros atmosféricos de altura utilizando una radiosonda*. (tesis de pregrado) Universidad Nacional de Piura. Piura.
- Ketterer, C., Zieger, P., Bukowiecki, N., Collaud Coen, M., Maier, O., Ruffieux, D., & Weingartner, E. (2014). Investigation of the planetary boundary layer in the Swiss alps using remote sensing and in situ measurements. *Boundary - Layer Meteorology*, *151*(2), 317–334. <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9897-8>
- Kumar, M., & Dwivedi, A. K. (2014). Characterization of the atmospheric boundary layer from radiosonde observations along eastern end of monsoon trough of india. *Journal of Earth System Science*. <https://doi.org/10.1007/s12040-014-0458-4>
- Lawrence, R. S., Ochs, G. R., & Clifford, S. F. (1972). Use of Scintillations to Measure Average Wind Across a Light Beam. *Applied Optics*, *11*(2), 239. <https://doi.org/10.1364/ao.11.000239>
- Lee, S.-J., Kim, J., & Cho, C.-H. (2014). An automated monitoring of atmospheric mixing height from routine radiosonde profiles over South Korea using a web-based data transfer method. *Environmental Monitoring and Assessment*, *186*(5), 3253–3263. <https://doi.org/10.1007/s10661-014-3615-y>
- Löhnert, U., Crewell, S., Krasnov, O., O'Connor, E., & Russchenberg, H. (2008). Advances in continuously profiling the thermodynamic state of the boundary layer: Integration of measurements and methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *25*(8), 1251–1266. <https://doi.org/10.1175/2007jtecha961.1>
- Lufft Ceilometer CHM 8k. (s.f.). *Lufft.Com*. Recuperado Junio 9, 2020, de <https://www.lufft.com/products/cloud-height-snow-depth-sensors-288/lufft-ceilometer->

chm8k-2405/

- Lutz, M. (2007). *Learning Python (3rd ed.)*. O'Reilly. Media. California, USA: Recuperado de <https://www.oreilly.com/library/view/learning-python-3rd/9780596513986/>
- Markou, M. T., Bartzokas, A., & Kambezidis, H. D. (2007). A new statistical methodology for classification of sky luminance distributions based on scan data. *Atmospheric Research*, 86(3–4), 261–277. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2007.06.001>
- Marsik, F. J., Fischer, K. W., McDonald, T. D., & Samson, P. J. (1995). Comparison of methods for estimating mixing height used during the 1992 Atlanta field intensive. *Journal of Applied Meteorology*, 34(8), 1802–1814. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<1802:comfem>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<1802:comfem>2.0.co;2)
- Mejia, L. H. (2015). *Caracterización de la Capa Límite Atmosférica en el valle de Aburrá a partir de la información de sensores remotos y radiosondeos* (Tesis de maestría) Recuperado de <http://bdigital.unal.edu.co/51042/1/1128283242.2015.pdf>
- Molod, A., Salmun, H., & Dempsey, M. (2015a). Estimating planetary boundary layer heights from NOAA Profiler Network wind profiler data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32(9), 1545–1561. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00155.1>
- Molod, A., Salmun, H., & Dempsey, M. (2015b). Estimating planetary boundary layer heights from NOAA Profiler Network wind profiler data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32(9), 1545–1561. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00155.1>
- Münel, C., Emeis, S., Mueller, W. J., & Schaefer, K. P. (2004). Aerosol concentration measurements with a lidar ceilometer: results of a one year measuring campaign. in Proc. SPIE--the Int. Soc. Opt. Eng. 5235, 486–496. <https://doi.org/10.1117/12.511104>
- Münel, C. (2007). Mixing height determination with lidar ceilometers results from Helsinki Testbed. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(4), 451–459. <https://doi.org/10.1127/0941->

2948/2007/0221

- Münkel, C., & Roininen, R. (s.f.). *Automatic monitoring of boundary layer structures with ceilometer*. Wmo.Int. Recuperado Junio 19, 2020, de https://library.wmo.int/pmb_ged/wmo-td_1546_en/P2_17_Muenkel_Germany.pdf
- Nezlin, D. V. (2007). Radar Systems. In *Bistatic Radar* (pp. 1–31). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9780470035085.ch1>
- Ottersten, H. (1969). Atmospheric structure and radar backscattering in clear air. *Radio Science*, 4(12), 1179–1193. <https://doi.org/10.1029/rs004i012p01179>
- Real Academia Española. (s.f.). Frecuencia. En *Diccionario de la lengua española*. Recuperado en 30 de marzo de 2019, de <https://dle.rae.es/frecuencia?m=form>
- Real Academia Española. (s.f.). Hardware. En *Diccionario de la lengua española*. Recuperado en 30 de marzo de 2019, de <https://dle.rae.es/hardware?m=form>
- Real Academia Española. (s.f.). Meteorología. En *Diccionario de la lengua española*. Recuperado en 10 de abril de 2019, de <https://dle.rae.es/meteorologia?m=form>
- Real Academia Española. (s.f.). Moléculas. En *Diccionario de la lengua española*. Recuperado en 30 de abril de 2019, de <https://dle.rae.es/moleculas?m=form>
- Real Academia Española. (s.f.). Partículas. En *Diccionario de la lengua española*. Recuperado en 30 de abril de 2019, de <https://dle.rae.es/particulas?m=form>
- Real Academia Española. (s.f.). Rutina. En *Diccionario de la lengua española*. Recuperado en 5 de mayo de 2019, de <https://dle.rae.es/rutina?m=form>
- Real Academia Española. (s.f.). Termodinámica. En *Diccionario de la lengua española*. Recuperado en 5 de mayo de 2019, de <https://dle.rae.es/termodinamica?m=form>
- Real Academia Española. (s.f.). Trópicos. En *Diccionario de la lengua española*. Recuperado en 5 de mayo de 2019, de <https://dle.rae.es/tropicos?m=form>

- Rinehart, R. F. (1948). A solution of the problem of rapid scanning for radar antennae. *Journal of Applied Physics*, 19(9), 860–862. <https://doi.org/10.1063/1.1698221>
- Sawyer, V., & Li, Z. (2013). Detection, variations and intercomparison of the planetary boundary layer depth from radiosonde, lidar and infrared spectrometer. *Atmospheric Environment (Oxford, England: 1994)*, 79(C), 518–528. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.07.019>
- Scipion, D., & Chau, J. (2003). First results of the bound-ary layer and tropospheric radar systems for ENSO studies innorthern Peru. *Proceedings of the Tenth International Workshopon Technical and Scientific Aspects of MST Radar, Piura, Peru*, 357–360.
- Scipión, D. E., Lawrence, D. A., Milla, M. A., Woodman, R. F., Lume, D. A., & Balsley, B. B. (2016). Simultaneous observations of structure function parameter of refractive index using a high-resolution radar and the DataHawk small airborne measurement system. *Annales Geophysicae*, 34(9), 767–780. <https://doi.org/10.5194/angeo-34-767-2016>
- Seidel, D. J., Ao, C. O., & Li, K. (2010). Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *Journal of Geophysical Research*, 115(D16). <https://doi.org/10.1029/2009jd013680>
- Stull, R. B. (Ed.). (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8>
- USEPA. (2000). Meteorological Monitoring Guidance for Regulatory Modeling Applications. *Epa-454/R-99-005*, 171. <http://www.epa.gov/scram001/guidance/met/mmgrma.pdf>
- Valdivia, J. M. (2018). *Cuantificación de Lluvias usando el Radar Perfilador de Banda Ka MIRA 35C*. (tesis de pregrado). Universidad Nacional José Faustino Sanchez Carrión, Huacho, Peru.
- Villalobos, E. E. (2016). *Validación del algoritmo de estimación de precipitación del radar de*

- frecuencia dual (DPR) abordó del satélite GPM, usando datos de precipitación in situ sobre el valle del río Mantaro* (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain meteorology: Fundamentals and Applications*. Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/oso/9780195132717.001.0001>
- Wiegner, M., Madonna, F., Biniotoglou, I., Forkel, R., Gasteiger, J., Geiß, A., Pappalardo, G., Schäfer, K., & Thomas, W. (2014). What is the benefit of ceilometers for aerosol remote sensing? An answer from EARLINET. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(7), 1979–1997. <https://doi.org/10.5194/amt-7-1979-2014>
- Young, J. S., & Whiteman, C. D. (2015). Laser ceilometer investigation of persistent wintertime cold-air pools in Utah's Salt Lake Valley. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(4), 752–765. Doi:10.1175/JAMC-D-14-0115.1

ANEXOS

ANEXO 1. MATRIZ DE CONSISTENCIA

Título: “Caracterización de la capa límite atmosférica en el valle del Mantaro empleando radiosondas y sensores remotos”

PROBLEMA	OBJETIVOS	HIPÓTESIS	VARIABLES	INDICADORES
Problema General: ¿Determinar las características de la capa límite atmosférica ayudarán a mejorar el monitoreo y la predicción de la calidad del aire en el valle del Mantaro?	Objetivo general Determinar las características de la capa límite atmosférica como: altura y evolución temporal en el Valle del Mantaro.	Hipótesis general Utilizando datos de los radiosondas y sensores remotos se podrá realizar una apropiada caracterización de la capa límite en el valle del Mantaro.	Variable independiente Nivel de turbulencia en la atmósfera.	Decibeles (dB)
			Variable dependiente: Altura de la capa límite atmosférica	Metros (m)
			Evolución temporal de la capa límite	Metros (m)
Problema específico 1 ¿Se podrá obtener las características de la capa límite atmosférica a partir de información de radiosondas y sensores remotos y posteriormente mejorar el monitoreo y la predicción de la calidad del aire en el	Objetivo específico 1 Caracterizar la capa límite atmosférica desarrollando un algoritmo que determina su altura y evolución temporal tomando como referencia los parámetros obtenidos con el radar perfilador de vientos: Boundary Layer and Troposphere	Hipótesis específica 1 El algoritmo utilizado identificará la altura y evolución temporal de la capa límite atmosférica en el valle del Mantaro adecuadamente Hipótesis específica 2 Los resultados de las estimaciones de altura y evolución temporal obtenidas con el radar BLTR tendrá buena correlación con		

<p>valle del Mantaro?</p> <p>Problema específico 2</p> <p>¿El radar perfilador de vientos determina correctamente la altura de la capa límite atmosférica y podría ayudar a mejorar el monitoreo y la predicción de la calidad del aire en el valle del Mantaro?</p> <p>Problema específico 3</p> <p>¿Se podrá determinar la estacionalidad y climatología de la capa límite atmosférica en el Valle del Mantaro?</p>	<p>Radar (BLTR) en el valle del Mantaro.</p> <p>Objetivo específico 2</p> <p>Validar los resultados de la altura y evolución temporal de la capa límite atmosférica con mediciones de radiosondas y sensores remotos demostrando que el radar perfilador de vientos determina apropiadamente la altura de la capa límite atmosférica en el valle del Mantaro.</p> <p>Objetivo específico 3</p> <p>Determinar la estacionalidad y climatología de la capa límite atmosférica en el valle del Mantaro.</p>	<p>las estimaciones realizadas por las radiosondas y ceilómetro.</p> <p>Hipótesis específica 3</p> <p>Con el algoritmo desarrollado se podrá determinar la estacionalidad y climatología de la capa límite atmosférica en el Valle del Mantaro.</p>		
---	--	--	--	--

Anexo 2. Código del Programa

Anexo 2.1. Lectura y procesamiento de datos del ceilómetro

```
1  #!/usr/bin/env python3
2  # -*- coding: utf-8 -*-
3  """
4  Created on Wed Apr 24 10:32:37 2019
5
6  @author: Josep Prado - IGE
7  """
8
9  import numpy as np
10 import matplotlib.pyplot as plt
11 import xarray as xr
12 import matplotlib.dates as mdates
13 import pandas as pd
14 import matplotlib.colors as colors
15 import os
16
17 datapath= 'D:/IGP/Tesis/Datos/Ceilometro/'
18 save_path = 'D:/IGP/Tesis/Imagenes/Ceilometro/PBL ceilometer_LT/'
19 lista=os.listdir(datapath)
20 for ii in range(len(lista)):
21     ceilom_data = datapath+lista[ii]
22     date = xr.open_dataset(ceilom_data)
23     #=====
24     # print(date.variables['pbl'])
25     #=====
26     pbl = date.pbl
27     beta_att = date.beta_att
28     time = date.variables['time']-18000000000000
29     #time = date.variables['time']-18000
30     beta_att.time.data=beta_att.time.data-18000000000000
31     date.variables['time'].data=time
32     range1 = date.variables['range']
33     myFmt = mdates.DateFormatter('%H:%M')
34     ts = pd.to_datetime(str(time[0].data))
35     dia=ts.strftime('%m-%d-%Y')
36
37     dpbl = pbl.data
38     pos=dpbl==-1
39     dpbl=np.double(dpbl)
40     dpbl[pos]=np.nan
41     pbl.data=dpbl
42     battneg = date.beta_att.data
43     neg=battneg<=float(0)
44     battneg[neg]=np.nan
45     beta_att.data=battneg
46     ax = beta_att.plot(cmap=plt.cm.jet, x='time',y='range',norm=colors.LogNorm(vmin=10**-8, vmax=10**-2))
47     plt.ylim(0,6000)
48     #ax1 = pbl.plot.line(x='time',linestyle='None',marker='.',markersize=1.5)
49     plt.xlabel('LT (UTC - 5)')
50
51     ax.axes.xaxis.set_major_formatter(myFmt)
52     plt.title('Ceilometer Data '+dia)
53     #plt.savefig(save_path+'pbl_'+dia, dpi=300,bbox_inches='tight')
54     plt.show()
```

Anexo 2.2. Lectura y procesamiento de datos del radar BLTR, junto al ceilómetro con fines comparativos

```
1 # -*- coding: utf-8 -*-
2 """
3 Created on Tue May 21 09:21:00 2019
4
5 @author: Josep
6 """
7 import numpy as np
8 import matplotlib.pyplot as plt
9 #import datetime as dt
10 import xarray as xr
11 import matplotlib.dates as mdates
12 import matplotlib.colors as colors
13 import pandas as pd
14 import os
15 import h5py
16 from datetime import datetime, timedelta
17 import matplotlib.dates as mdates
18
19 data_path1 = 'D:/IGP/Tesis/Datos/Radar/BLTR/SNR - HDF5/Modo-HR/20190216/' # SNR
20 data_path = 'D:/IGP/Tesis/Datos/Radar/BLTR/STD - HDF5/Modo HR/20190216/' # STD
21 ceilom_data = 'D:/IGP/Tesis/Datos/Ceilometro/20190216_HYO_CHM188107_000.nc'
22 save_path = 'D:/IGP/Tesis/Imagenes/Radar/STD - SNR/HD/'
23
24 lista=os.listdir(data_path)
25
26 ii=0
27 radar_data = data_path+lista[ii]
28 data = h5py.File(radar_data, 'r')
29 #base_items = list(f.items())
30 data_STD = data.get('/Data/data_STD/table0')
31 time0 = data.get('/Data/utctimeInit')
32 ldatos=list([data_STD])
33 ltiempos=list([time0])
34 for ii in range(1,len(lista)):
35     radar_data = data_path+lista[ii]
36     data = h5py.File(radar_data, 'r')
37     #base_items = list(f.items())
38     data_STD = data.get('/Data/data_STD/table0')
39     time0 = data.get('/Data/utctimeInit')
40     ldatos=ldatos+list([data_STD])
41     ltiempos=ltiempos+list([time0])
42
43 datos=np.array(ldatos[0])
44 tiempos=np.array(ltiempos[0])
45 for ii in range(1,len(lista)):
46     datos=np.concatenate((datos,np.array(ldatos[ii])))
47     tiempos=np.concatenate((tiempos,np.array(ltiempos[ii])),axis=1)
48     #tiempos_UTC=datetime.utcnow()-datetime.fromtimestamp(tiempos)
49     #tiempos = tiempos_UTC
50     #tiempos=np.array([datetime.fromtimestamp(i).strftime('%H %M') for i in tiempos[0]])
51     #tiempos=np.array([datetime.fromtimestamp(i)+ timedelta(hours=5) for i in tiempos[0]])
52     tiempos=np.array([datetime.fromtimestamp(i) for i in tiempos[0]]) #para graficar solo el STD
53     #dia=mdates.DateFormatter('%m-%d-%Y')
54     range0= data.get('/Metadata/heightList')
55     range0 = range0.value
56
57 ##### SNR #####
58
59 listal=os.listdir(data_path1)
60
61 ii=0
62 radar_data1 = data_path1+listal[ii]
63 data1 = h5py.File(radar_data1, 'r')
64 #base_items = list(f.items())
65 data_SNR = data1.get('/Data/data_SNR/table0')
```

```

132 ax0.axes.xaxis.set_major_formatter(myFmt)
133 ax0.set_ylim([0,4000])
134 pbl.plot.line(ax=ax0,x='time',linestyle='None',marker='.',markersize=2.5)
135 #
136 cb = fig.colorbar(plot, ax=ax0, aspect=7)
137 ax0.set_ylabel('Heights AGL [m]')
138 #ax0.set_title('STD - PBL(Ceilometer) 27/02/2019')
139 ax0.set_xlabel('UTC - 5')
140 cb.set_label('m/s')
141
142 #ax0.xaxis.set_major_formatter(mdates.DateFormatter('%H:%M'))
143 fig.tight_layout()
144 #####
145 plot1= ax1.pcolor(tiempos1,range1*1000,10*np.log10(Cn1.T), cmap=plt.cm.get_cmap('viridis'),vmin=-15,vmax=15)
146 myFmt = mdates.DateFormatter('%H:%M')
147 ax1.axes.xaxis.set_major_formatter(myFmt)
148 ax1.set_ylim([0,4000])
149 pbl.plot.line(ax=ax1,x='time',linestyle='None',marker='.',markersize=2.5)
150 #
151 cb = fig.colorbar(plot1, ax=ax1, aspect=7)
152 ax1.set_ylabel('Heights AGL [m]')
153 #ax1.set_title('SNR - PBL(Ceilometer) 27/02/2019')
154 cb.set_label('dB')
155 ax1.set_xlabel('LT UTC - 5')
156
157 #####
158 plot2=ax2.pcolor(beta_att.time,range2,beta_att.T,norm=colors.LogNorm(vmin=10**-8, vmax=10**-2),cmap='jet')
159
160 ax2.set_ylim([0,4000])
161 ax2.axes.xaxis.set_major_formatter(myFmt)
162 ax2.set_ylabel('Heights AGL [m]')
163
164 #pbl.plot.line(x='time',linestyle='None',marker='.',markersize=2.5)
165 #ax1.set_title('Ceilometer data 22/02/2019')
166 cb = fig.colorbar(plot2, ax=ax2, aspect=7)
167 #ax1.set_ylabel('Heights [Km]')
168 #cb.set_label('Backscatter Atenuado')
169 cb.set_label(r'Backscatter Atenuado $\quad[m^{-1} sr^{-1}]$')
170 ax2.set_xlabel('LT (UTC - 5)')
171
172 ##### Estado del cielo CEILOMETRO
173
174 #plot2=date.sci.plot(x='time',linestyle='None',marker='.',markersize=2.5)
175 #ax2.set_ylim([-0.5,4.5])
176 #
177 #ax2.axes.xaxis.set_major_formatter(myFmt)
178 #ax2.set_xlabel('UTC - 5')
179 #
180 #plt.grid()
181
182 #ax1.xaxis.set_major_formatter(mdates.DateFormatter('%H:%M'))
183 fig.tight_layout()
184 fig.subplots_adjust(top=0.95,right=0.95)
185 #plt.savefig(save_path+'PBLCEIRRRR030320.png',dpi=300,bbox_inches='tight')
186 plt.show()

```

Anexo 2.3. Rutina para estimar la altura de la CLA con datos del radar BLTR

```
1 # -*- coding: utf-8 -*-
2 """
3 Created on Thu Jul  4 12:08:11 2019
4
5 @author: Josep
6 """
7 import numpy as np
8 import matplotlib.pyplot as plt
9 #import datetime as dt
10 import xarray as xr
11 import matplotlib.dates as mdates
12 import matplotlib.mlab as mlab
13 import matplotlib.colors as colors
14 import pandas as pd
15 import os
16 import h5py
17 from datetime import datetime, timedelta
18 import matplotlib.dates as mdates
19
20 data_path = 'D:/IGP/Tesis/Datos/Radar/BLTR/SNR - HDF5/Modo-HR/20190224/' # SNR
21 #data_path1 = 'D:/IGP/Tesis/Datos/Radar/BLTR/STD - HDF5/220219/' # STD
22 #ceilom_data = 'D:/IGP/Tesis/Datos/Ceilometro/20190222_HYO_CHM188107_000.nc'
23 save_path = 'D:/IGP/Tesis/Imagenes/Radar/STD - SNR/HD/8 a 18/HR/'
24
25 lista=os.listdir(data_path)
26 ii=0
27 radar_data = data_path+lista[ii]
28 data = h5py.File(radar_data, 'r')
29 #base_items = list(f.items())
30 data_SNR = data.get('/Data/data_SNR/table0')
31 time0 = data.get('/Data/utctimeInit')
32 ldatos=list([data_SNR])
33 ltiempos=list([time0])
34
35
36 fig, ax = plt.subplots()
37 Ntimes = np.arange(1550793600,1.55087981e+09,dts)
38 Ntimes = np.array([datetime.fromtimestamp(i) for i in Ntimes])
39 plot = ax.pcolor(Ntimes,range0,10*np.log10(Nmeans.T), cmap=plt.cm.get_cmap('jet'), vmin=0, vmax=30)
40 ax.set_title('Profiler SNR and CBL height 21/02')
41 ax.set_ylabel('Heights [Km]')
42
43 ax.set_xlabel('Time [LT]')
44 ax.set_ylim([0,3])
45 ax.axes.xaxis.set_major_formatter(myFmt)
46 cb = fig.colorbar(plot, ax=ax, aspect=7)
47 cb.set_label('dB')
48 plot = ax.plot(Ntimes,pos1,color='k',marker='*',markersize=4)
49
50
51 #####Only ABL###
52
53 #plt.contour(Ntimes,range0,10*np.log10(Nmeans.T), colors='black')
54 fig, ax = plt.subplots()
55 Ntimes = np.arange(1.55044803e+09,1.55053419e+09,dts)
56 Ntimes = np.array([datetime.fromtimestamp(i) for i in Ntimes])
57 plot = ax.contour(Ntimes,range0,10*np.log10(Nmeans.T),colors='black', levels=[7,10,13,16]) #LowR
58 #plot = ax.contour(Ntimes,range0,10*np.log10(Nmeans.T),colors='black', levels=[-16,-13,-10,-7,-4,-1,2,5,8,11,14]) #HighR
59 ax.set_title('Profiler SNR and CBL height 21/02')
60 ax.set_ylabel('Height AGL, [km]')
61 ax.set_xlabel('Time [LT]')
62 ax.set_ylim([0,2.5])
63 ax.set_xlim([datetime(2019, 2, 18, 6, 0, 30),datetime(2019, 2, 18, 18, 0, 30)])
64 ax.axes.xaxis.set_major_formatter(myFmt)
65 plot = ax.plot(Ntimes,pos1)
66 #plt.savefig(save_path+'SNR_CBLheight18_02.png',dpi=300,bbox_inches='tight')
```

Anexo 2.4. Lectura y procesamiento de datos de las radiosondas

```
1 # -*- coding: utf-8 -*-
2 """
3 Created on Thu Apr 25 16:47:03 2019
4
5 @author: Josep
6 """
7 import numpy as np
8 import pandas as pd
9 import os
10 import matplotlib.pyplot as plt
11
12 data_path = 'D:/IGP/Tesis/Datos/Radisondas/Windsond/sounding_csv_13/'
13 save_path = 'D:/IGP/Tesis/Imagenes/Radiosonda/Temperatura/Windsond/multiparam13h/'
14 save_path = 'D:/IGP/Tesis/Imagenes/Radiosonda/Temperatura/Windsond/2multiparam13h/'
15
16 lista=os.listdir(data_path)
17 for ii in range(len(lista)):
18     nombre=''.join(lista[ii])
19     nombre=nombre[0:10]
20     soun_data = data_path+lista[ii]
21     data1 = pd.read_csv(soun_data, skiprows=1,sep=', ',nrows=200)
22     data1.loc[0:1,2:5]=np.nan
23     R = 287.05 # JKg^-1K^-1
24     Cp = 1005.0 # JKg^-1K^-1
25
26     try:
27         P = data1['Pressure (mb)'].astype(float)
28         T = data1['Temperature (C)'].astype(float)+273.15
29         HR = data1['Relative humidity (%)'].astype(float)
30         Ws = data1['Wind speed (m/s)'].astype(float)
31         Alt = data1['Height (m AGL)']
32         P0 = 1000.0 #mb
33         theta=T*(P0/P)**(R/Cp)
34         DiffTh= np.diff(theta)/np.diff(Alt)
35
36         '''
37         Calculando Theta virtual
38         '''
39         step1 = (6816*((1/273.15)-1/T)+5.1309*np.log(273.15/T))
40         Pvs =6.122*np.exp(step1)#[6816*((1/273.15)-1/T)+5,1309*np.log(273.15/T)] #P. de vapor de saturación
41         Pv = (HR*Pvs)/100# Presion de vapor
42         Wv = 0.622*(Pv/(P-Pv))#relación de mezcla kg/kg
43         qv = Wv/(1+Wv) #relacion de mezcla
44         qvkg = qv*1000 #g/kg
45         Tv = T*(1+0.608*qv)#T° virtual
46         ThetaV = Tv*(1000/P)**0.286
47         DiffThv= np.diff(ThetaV)/np.diff(Alt)
48
49         '''
50         Método del gradiente
51         '''
52         DiffWv = np.diff(qvkg)/np.diff(Alt)
53         firstel=np.nanmin(ThetaV)-273.15
54
55     # fig, (ax0,ax1,ax2,ax3,ax4,ax5) = plt.subplots(nrows=1, ncols=6,figsize=(7,5))
56     fig, (ax0,ax1) = plt.subplots(nrows=1, ncols=2,figsize=(7,5))
57     fig.suptitle('Windsond '+ nombre)
58     plot0 = ax0.plot(ThetaV-273.15,Alt)
59     #ax0.set_title('Potencial Temperature -'+ r'$\delta \Theta / \delta z $ - Hum Rel [%] '+nombre)
60     ax0.set_title('Método de Holzworth')
61     ax0.set_xlabel(r'$\theta_{v}$ [C]')
62     # ax0.plot([50,55],[845.70, 845.70])
63     ax0.set_ylabel('Altitude AGL [m]')
64     ax0.set_ylim(0,3000)
65     #ax0.set_xlim(315,335)
66
```

```

67 plot1 = ax1.plot(DiffTh,Alt[1:])
68 ax1.get_yaxis().set_visible(False)
69 ax1.set_title(r'\delta \Theta_{v} /\delta z$')
70 ax1.set_xlabel(r'\theta [K]$')
71 #ax1.set_ylabel('Altitude AGL [m]')
72 ax1.set_ylim(0,3000)
73 #ax0.set_xlim(315,330)
74
75 # plot2 = ax2.plot(HR,Alt)
76 # ax2.get_yaxis().set_visible(False)
77 # ax2.set_title('Hum Rel [%] ' + nombre)
78 # ax2.set_xlabel('HR [%]')
79 # ax2.set_ylim(0,4000)
80 # ax2.set_xlim(0,100)

```

Anexo 3. Tabla con mediciones obtenidas de las radiosondas para el lanzamiento del día 20 /03/2020 a las 18h y únicamente hasta los 4000 m.

Altitud	Latitud	Longitud	Temp	HR	Presión
3296.11	-0.210159	-1.314589	12.8	79.9	686.8
3296.86	-0.210159	-1.31459	12.58	79.7	686.7
3299.66	-0.210158	-1.31459	12.48	79.5	686.5
3303.9	-0.210158	-1.314591	12.23	79.5	686.2
3307.73	-0.210157	-1.314593	11.92	79.6	685.9
3311.71	-0.210156	-1.314594	11.84	79.8	685.5
3315.2	-0.210155	-1.314595	11.72	80.1	685.3
3318.39	-0.210154	-1.314595	11.72	80.5	685
3321.78	-0.210153	-1.314595	11.67	80.7	684.7
3326.28	-0.210153	-1.314596	11.62	81	684.3
3330	-0.210152	-1.314596	11.53	81.1	684
3333.29	-0.210151	-1.314596	11.43	81.2	683.8
3337.15	-0.21015	-1.314597	11.38	81.4	683.5
3340.98	-0.21015	-1.314597	11.19	81.5	683.1
3344.41	-0.21015	-1.314599	11.09	81.8	682.9
3347.64	-0.210149	-1.3146	11.04	82.1	682.6
3349.9	-0.210147	-1.314601	10.99	82.5	682.4
3352.24	-0.210146	-1.314602	10.95	82.8	682.2
3355.88	-0.210145	-1.314603	10.92	83.2	681.9
3358.92	-0.210145	-1.314604	10.9	83.5	681.7
3362.01	-0.210144	-1.314605	10.87	83.8	681.4
3364.85	-0.210144	-1.314605	10.87	84.2	681.2
3367.25	-0.210143	-1.314606	10.83	84.4	681
3370.14	-0.210141	-1.314606	10.8	84.7	680.8
3373.16	-0.21014	-1.314607	10.8	84.9	680.5
3375.25	-0.21014	-1.314608	10.78	85	680.4
3377.33	-0.210139	-1.31461	10.78	85.2	680.2

3379.47	-0.210138	-1.31461	10.75	85.4	680
3381.5	-0.210137	-1.314611	10.73	85.5	679.8
3383.69	-0.210136	-1.314612	10.7	85.6	679.7
3386.13	-0.210135	-1.314613	10.68	85.7	679.5
3388.82	-0.210134	-1.314614	10.63	85.8	679.3
3390.6	-0.210133	-1.314615	10.61	85.9	679.1
3392.52	-0.210132	-1.314617	10.58	86.1	678.9
3395.15	-0.210131	-1.314618	10.54	86.2	678.7
3398.25	-0.210131	-1.314619	10.51	86.4	678.5
3401.15	-0.21013	-1.31462	10.49	86.5	678.2
3403.31	-0.210129	-1.31462	10.49	86.7	678.1
3404.69	-0.210127	-1.314621	10.49	86.9	678
3405.57	-0.210126	-1.314622	10.46	87.1	677.9
3407.33	-0.210124	-1.314623	10.44	87.4	677.7
3410.41	-0.210123	-1.314624	10.42	87.6	677.5
3413.62	-0.210121	-1.314625	10.39	87.8	677.2
3416.15	-0.210121	-1.314625	10.42	87.9	677
3417.72	-0.21012	-1.314626	10.39	88.1	676.9
3420.27	-0.210119	-1.314626	10.34	88.2	676.7
3422.75	-0.210119	-1.314627	10.32	88.3	676.5
3425.03	-0.210118	-1.314628	10.3	88.4	676.3
3427.34	-0.210117	-1.314629	10.32	88.5	676.1
3430.09	-0.210116	-1.31463	10.32	88.7	675.9
3432.26	-0.210115	-1.314631	10.27	88.9	675.7
3433.77	-0.210114	-1.314631	10.27	88.9	675.6
3435.65	-0.210113	-1.314632	10.3	88.7	675.5
3437.52	-0.210112	-1.314633	10.32	88.4	675.3
3439.29	-0.210111	-1.314634	10.27	88	675.2
3442.14	-0.21011	-1.314635	10.2	87.8	674.9
3445.53	-0.210109	-1.314636	10.15	87.7	674.7
3449.22	-0.21008	-1.314637	10.1	87.6	674.4
3453.63	-0.210107	-1.314638	10.06	87.6	674
3458.04	-0.210106	-1.314639	10.06	87.7	673.6
3460.74	-0.210104	-1.31464	10.01	87.8	673.4
3463.31	-0.210103	-1.314641	10.01	88	673.2
3465.6	-0.210102	-1.314642	9.99	88.1	673
3468.18	-0.210102	-1.314643	9.96	88.2	672.8
3470.84	-0.210101	-1.314644	9.94	88.3	672.6
3473.91	-0.2101	-1.314645	9.91	88.3	672.4
3476.73	-0.2101	-1.314646	9.91	88.3	672.1
3478.82	-0.210099	-1.314647	9.89	88.4	672

3480.8	-0.210097	-1.314648	9.87	88.4	671.8
3482.95	-0.210096	-1.314648	9.82	88.5	671.6
3485.76	-0.210095	-1.314649	9.79	88.6	671.4
3488.7	-0.210094	-1.31465	9.77	88.7	671.2
3492	-0.210093	-1.314651	9.72	88.9	670.9
3495.93	-0.210091	-1.314652	9.68	89.2	670.6
3500.13	-0.21009	-1.314653	9.63	89.5	670.2
3503.92	-0.210089	-1.314654	9.58	89.9	669.9
3507.96	-0.210088	-1.314655	9.58	90.3	669.6
3511.82	-0.210087	-1.314656	9.56	90.6	669.3
3515.42	-0.210087	-1.314657	9.58	90.7	669
3519.07	-0.210086	-1.314658	9.53	90.7	668.7
3522.97	-0.210085	-1.314659	9.51	90.6	668.4
3526.88	-0.210084	-1.31466	9.46	90.5	668.1
3530.82	-0.210083	-1.314661	9.41	90.6	667.8
3534.21	-0.210082	-1.314662	9.39	90.8	667.5
3537.45	-0.210082	-1.314662	9.37	91	667.2
3541.38	-0.210081	-1.314663	9.3	91.1	666.9
3545.74	-0.210081	-1.314664	9.25	91.3	666.6
3550.47	-0.21008	-1.314665	9.21	91.4	666.2
3555.33	-0.210079	-1.314666	9.16	91.6	665.8
3560.35	-0.210078	-1.314667	9.09	91.9	665.4
3565.8	-0.210077	-1.314667	9.06	92.1	665
3571.54	-0.210077	-1.314668	9.02	92.2	664.5
3577.18	-0.210076	-1.314668	8.97	92.3	664.1
3582.79	-0.210075	-1.314669	8.9	92.4	663.6
3588.57	-0.210075	-1.31467	8.83	92.6	663.2
3594.3	-0.210075	-1.314671	8.75	92.9	662.7
3599.54	-0.210074	-1.314671	8.73	93.2	662.3
3604.69	-0.210073	-1.314671	8.68	93.6	661.9
3609.53	-0.210072	-1.314671	8.66	94	661.5
3613.91	-0.210071	-1.314672	8.64	94.3	661.1
3618.07	-0.21007	-1.314672	8.57	94.6	660.8
3621.6	-0.210069	-1.314673	8.57	94.9	660.5
3623.96	-0.210069	-1.314675	8.54	95.2	660.3
3626.05	-0.210068	-1.314676	8.49	95.5	660.2
3629.1	-0.210068	-1.314677	8.47	95.8	659.9
3632.65	-0.210067	-1.314678	8.45	96	659.6
3636	-0.210066	-1.314678	8.42	96.3	659.4
3638.98	-0.210065	-1.314679	8.38	96.4	659.1
3642.46	-0.210064	-1.31468	8.35	96.5	658.9

3645.74	-0.210063	-1.31468	8.31	96.7	658.6
3649.01	-0.210062	-1.314681	8.28	96.8	658.3
3652.8	-0.210062	-1.314681	8.26	96.8	658
3655.77	-0.210061	-1.314682	8.23	96.8	657.8
3659	-0.21006	-1.314683	8.16	96.8	657.5
3662.94	-0.210059	-1.314684	8.16	96.7	657.2
3666.33	-0.210058	-1.314685	8.19	96.5	657
3669.64	-0.210057	-1.314686	8.19	96.5	656.7
3673.38	-0.210056	-1.314686	8.16	96.5	656.4
3676.4	-0.210056	-1.314687	8.12	96.6	656.2
3680.38	-0.210055	-1.314688	8.12	96.7	655.9
3684.05	-0.210055	-1.314688	8.07	96.8	655.6
3687.54	-0.210054	-1.314689	8.02	97	655.3
3691.65	-0.210054	-1.31469	7.95	97.1	655
3696.39	-0.210053	-1.31469	7.91	97.2	654.6
3700.49	-0.210052	-1.314691	7.84	97.2	654.3
3704.87	-0.210051	-1.314692	7.84	97.2	653.9
3709.34	-0.210051	-1.314693	7.81	97.2	653.6
3713.14	-0.21005	-1.314694	7.81	97.3	653.3
3716.46	-0.21005	-1.314695	7.83	97.4	653
3719.66	-0.21005	-1.314695	7.79	97.6	652.7
3721.56	-0.21005	-1.314696	7.76	97.8	652.6
3724.08	-0.21005	-1.314696	7.79	97.9	652.4
3726.54	-0.210049	-1.314697	7.79	97.9	652.2
3729.21	-0.210048	-1.314697	7.76	98	652
3732.25	-0.210048	-1.314698	7.74	97.9	651.8
3735.47	-0.210047	-1.314699	7.72	97.9	651.5
3738.55	-0.210046	-1.3147	7.74	97.9	651.3
3741.1	-0.210046	-1.314701	7.74	97.9	651.1
3743.77	-0.210045	-1.314702	7.74	97.9	650.8
3746.24	-0.210045	-1.314702	7.72	97.9	650.7
3748.87	-0.210045	-1.314703	7.65	97.8	650.4
3751.99	-0.210044	-1.314704	7.62	97.8	650.2
3755.1	-0.210044	-1.314704	7.6	97.7	650
3758.35	-0.210043	-1.314705	7.58	97.7	649.7
3761.46	-0.210043	-1.314706	7.58	97.6	649.5
3764.72	-0.210042	-1.314706	7.58	97.5	649.2
3767.96	-0.210042	-1.314707	7.6	97.5	648.9
3771.1	-0.210041	-1.314708	7.62	97.6	648.7
3774	-0.210041	-1.314709	7.62	97.6	648.5
3777.01	-0.210041	-1.31471	7.58	97.6	648.2

3780.63	-0.210041	-1.31471	7.53	97.6	648
3784.22	-0.21004	-1.314711	7.53	97.6	647.7
3787.34	-0.21004	-1.314712	7.53	97.6	647.4
3790.32	-0.210039	-1.314712	7.51	97.5	647.2
3793.4	-0.210039	-1.314712	7.48	97.6	647
3796.83	-0.210038	-1.314713	7.46	97.6	646.7
3800.48	-0.210037	-1.314714	7.43	97.7	646.4
3803.26	-0.210037	-1.314715	7.39	97.8	646.2
3806.51	-0.210036	-1.314716	7.36	97.9	645.9
3809.74	-0.210036	-1.314717	7.34	98	645.7
3812.65	-0.210036	-1.314718	7.27	98.1	645.4
3815.45	-0.210035	-1.314718	7.25	98.1	645.2
3818.54	-0.210035	-1.314719	7.25	98.1	645
3821.16	-0.210035	-1.31472	7.22	98.1	644.8
3823.65	-0.210034	-1.31472	7.22	98.1	644.6
3826.31	-0.210034	-1.31472	7.22	98.1	644.4
3829.24	-0.210033	-1.314721	7.22	98.1	644.2
3832.11	-0.210032	-1.314722	7.18	98.1	643.9
3835.66	-0.210032	-1.314723	7.15	98.2	643.6
3840.04	-0.210032	-1.314724	7.08	98.3	643.3
3845.36	-0.210031	-1.314724	6.99	98.4	642.9
3850.77	-0.210031	-1.314725	6.88	98.3	642.5
3856.46	-0.210031	-1.314726	6.81	98.2	642
3862.05	-0.210031	-1.314726	6.78	97.8	641.6
3867.18	-0.210031	-1.314726	6.83	97.4	641.2
3871.67	-0.210031	-1.314727	6.88	97.1	640.8
3875.96	-0.210031	-1.314727	6.9	96.7	640.5
3879.37	-0.210031	-1.314728	6.94	96.2	640.2
3882.91	-0.210031	-1.314729	6.94	95.6	640
3886.26	-0.210031	-1.31473	6.99	94.9	639.7
3889.7	-0.210031	-1.314731	7.06	94.2	639.4
3893.27	-0.21003	-1.314732	7.13	93.8	639.2
3896.74	-0.21003	-1.314733	7.13	93.5	638.9
3900.14	-0.21003	-1.314734	7.15	93.3	638.6
3903.63	-0.21003	-1.314734	7.13	93.2	638.4
3906.86	-0.21003	-1.314735	7.08	93.1	638.1
3910.06	-0.21003	-1.314735	7.08	93	637.9
3913.15	-0.21003	-1.314736	7.04	93	637.6
3916.75	-0.21003	-1.314737	7.04	92.9	637.4
3920.57	-0.21003	-1.314738	6.99	92.8	637.1
3924.07	-0.21003	-1.314739	6.94	92.6	636.8

3927.21	-0.21003	-1.31474	6.9	92.3	636.5
3930.28	-0.21003	-1.31474	6.87	92.1	636.3
3933.32	-0.210029	-1.314741	6.85	91.9	636.1
3936.44	-0.210029	-1.314742	6.85	91.8	635.8
3939.94	-0.210029	-1.314743	6.8	91.7	635.6
3943.27	-0.210029	-1.314743	6.76	91.7	635.3
3946.55	-0.210029	-1.314744	6.73	91.6	635.1
3950.11	-0.210029	-1.314745	6.71	91.6	634.8
3953.63	-0.210029	-1.314745	6.69	91.5	634.5
3957.4	-0.210029	-1.314746	6.64	91.4	634.2
3961.33	-0.210029	-1.314747	6.59	91.3	633.9
3965.41	-0.210029	-1.314748	6.57	91.2	633.6
3969.36	-0.210029	-1.314749	6.55	91.2	633.3
3972.92	-0.210029	-1.314749	6.55	91.2	633
3976.48	-0.210029	-1.31475	6.5	91.3	632.7
3980.06	-0.210029	-1.314751	6.52	91.5	632.5
3983.44	-0.210028	-1.314751	6.48	91.7	632.2
3986.7	-0.210028	-1.314752	6.45	92.1	632
3990.01	-0.210028	-1.314753	6.41	92.3	631.7
3993.36	-0.210028	-1.314754	6.38	92.5	631.4
3996.65	-0.210028	-1.314755	6.32	92.6	631.2
3999.77	0.210028	-1.314755	6.32	92.6	631
4002.85	-0.210028	-1.314756	6.27	92.6	630.7

Anexo 4. Recopilación de imágenes del observatorio de Huancayo y campaña de radiosondeos



Figura 34. Observatorio de Huancayo, IGP. Con alta presencia de nubes



Figura 35. Lanzamiento de radiosonda en el observatorio de Huancayo



Figura 36. Preparación de un globo cautivo para su lanzamiento.



Figura 37. Observación de un globo usado en la campaña con un teodolito meteorológico.

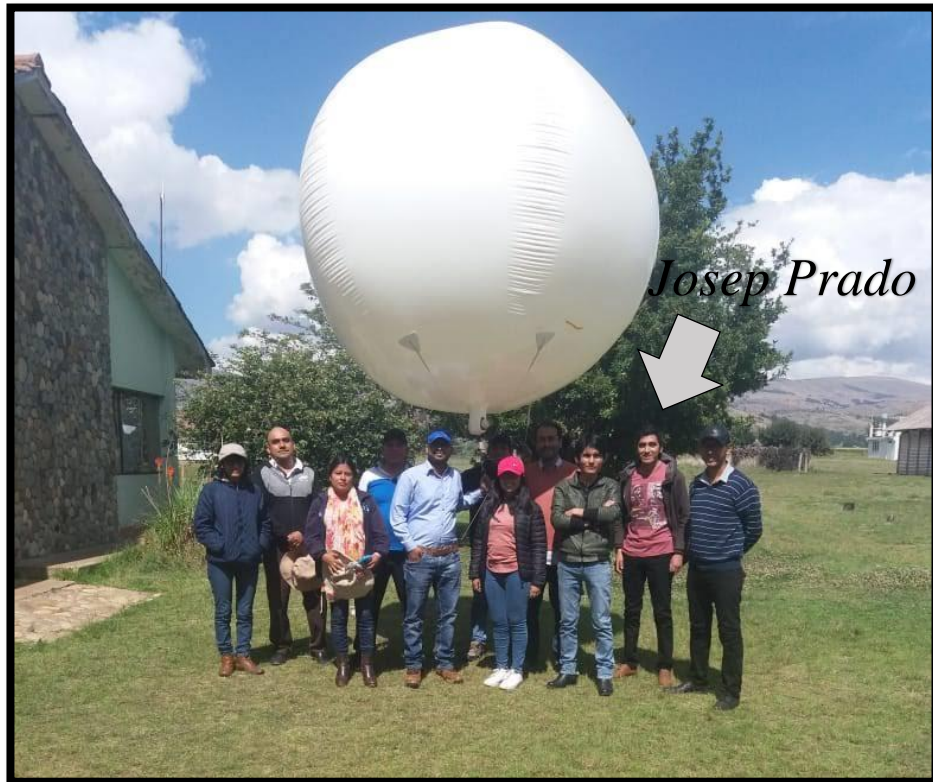


Figura 38. Equipo técnico que participó en la campaña de mediciones con globo cautivo que se usó para pruebas con las radiosondas