



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

---

**PROGRAMA DE MAESTRIA Y DOCTORADO EN INGENIERIA**

**RUGOSIDAD SUPERFICIAL Y VELOCIDAD DE FRICCIÓN EN LA  
CAPA LIMITE ATMOSFERICA COSTERA AL NOROESTE DE LA  
PENINSULA DE YUCATAN**

**T E S I S**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

**MAESTRO EN INGENIERIA**

INGENIERIA CIVIL – HIDRAULICA

P R E S E N T A :

**ELSA MARIA HERNANDEZ JIMENEZ**

T U T O R :

**DR. PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA**

2012

**JURADO ASIGNADO:**

Presidente:

**Dr. Oscar. A. Fuentes Mariles**

Secretario:

**M.I. Victor Franco**

Vocal:

**Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida**

1<sup>er</sup> Suplente:

**Dr. Jorge Zavala Hidalgo**

2<sup>do</sup> Suplente:

**Dra. Rosario Romero Centeno**

Lugar donde se realizó la tesis:

**Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) en Sisal, Yucatán**

TUTOR DE TESIS:



---

**DR. PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA**

## **AGRADECIMIENTOS**

*A mi hija, Marifer, quien ha sido testigo y fiel compañera en las luchas cotidianas, comprendiendo mi ausencia durante la realización de este trabajo. Tus ánimos y tus pequeños regaños fueron mi motivación para lograr este objetivo.*

*Al Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida por su confianza, aportaciones teóricas y llamadas de atención. Por su infinita paciencia y gran apoyo. Sin su dedicación y empeño, sin duda no se hubiera podido lograr este trabajo.*

*Un agradecimiento muy especial a quien considero fungió como un co-tutor durante los meses que estuve en el Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) en Sisal, Yucatán; al Dr. Bernardo Figueroa Espinoza, quien me apoyó durante un sinnúmero de horas y reuniones; por su paciencia, interés y aportaciones en la realización de esta tesis. Así como a su familia, gracias por la amistad y el inmenso apoyo que me han brindado.*

*Mis agradecimientos al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por otorgarme la beca económica para realizar mis estudios de Maestría; a mis maestros del Instituto de Ingeniería de la UNAM, especialmente al Dr. Oscar A. Fuentes Mariles y M.I. Victor Franco; al Dr. Jorge Zavala Hidalgo y Dra. Rosario Romero Centeno de Ciencias de la Atmósfera, por su aportación a este trabajo y por compartir sus conocimientos en cada clase impartida.*

## Contenido

1	Introducción .....	8
1.1	Introducción .....	8
1.2	Objetivos .....	9
1.3	Alcances y limitaciones .....	10
1.4	Organización de la tesis.....	10
2	Antecedentes y conceptos teóricos .....	12
2.1	Antecedentes .....	12
2.2	Capa límite.....	14
2.2.1	La atmósfera.....	14
2.2.2	Capa límite atmosférica (ABL) .....	15
2.2.3	Estabilidad atmosférica .....	18
2.3	Conceptos preliminares .....	19
2.3.1	Análisis de las fluctuaciones.....	19
2.3.2	Análisis estadístico bidimensional.....	21
2.3.3	Energía Cinética Turbulenta .....	21
2.3.4	Esfuerzos de Reynolds.....	22
2.3.5	Velocidad de fricción .....	22
2.3.6	Rugosidad superficial .....	23
2.4	Ecuación de capa límite.....	23
2.4.1	Ecuación general de capa límite.....	23
2.4.2	Ecuación de capa límite para condiciones de no neutralidad.....	27
3	Estudio Experimental .....	29
3.1	Ubicación y descripción general de la zona de estudio .....	29
3.2	Arreglo experimental .....	30
3.3	Metodología empleada .....	33
3.3.1	Eliminación de tendencia .....	33
3.3.2	Eliminación de picos.....	33
3.3.3	Filtrado y relleno de huecos.....	34
3.3.4	Rotación de ejes .....	34

---

3.3.5	Prueba de estado estacionario.....	36
3.3.6	Transporte turbulento de calor (covarianzas) y longitud de Monin-Obukhov .....	36
3.4	Determinación de la rugosidad superficial y velocidad de fricción .....	36
3.4.1	Determinación de $z_0$ y $u^*$ para datos de la torre vieja.....	36
3.4.2	Determinación de $z_0$ y $u^*$ para datos de anemómetros sónicos .....	37
4	Resultados.....	42
4.1	Análisis preliminares .....	42
4.1.1	Intensidad del viento.....	42
4.1.2	Dirección del viento.....	46
4.1.3	Transporte turbulento de calor (covarianzas).....	51
4.2	Longitud de Monin-Obukhov .....	54
4.3	Velocidad de fricción.....	56
4.4	Rugosidad superficial .....	58
4.4.1	$Z_0$ para datos de la torre vieja .....	58
4.4.2	Rugosidad superficial y velocidad de fricción para anemómetros sónicos.....	59
5	Conclusiones.....	81
6	Referencias.....	83

## Lista de variables

$u, v, w$	Componentes de velocidad del viento
$\theta_v$	Temperatura potencial virtual
$q$	Humedad específica o vapor de agua
$c$	Indicador de concentración de contaminantes
$\theta_v$	Temperatura medida por el anemómetro
$e$	Vapor de agua
$U$	Magnitud total de velocidad
$\sigma_A^2$	Varianza
$\sigma_A$	Desviación estándar
<b>TKE</b>	Energía Cinética turbulenta
$m$	Masa
$\frac{TKE}{m} = \bar{e}$	Energía cinética turbulenta por unidad de masa
$\overline{w'\theta'}$	Flujo de calor cinemático de remolino en la vertical
$\overline{w'q'}$	Flujo de humedad cinemática de remolino en la vertical
$\overline{u'\theta'}$	Dirección x de flujo de calor cinemático
$\overline{u'w'}$	Flujo de momento de remolino en la vertical
$ \tau_{Reynolds} $	Flujo total vertical de momento horizontal
$\rho$	Densidad del fluido
$\tau$	Flujo vertical de momento horizontal
$u_*$	Velocidad de fricción
$S$	Superficie
$z_0$	Longitud de rugosidad o rugosidad superficial
$t$	Tiempo

x	Componente de la distancia
g	Fuerza de gravedad
z	Altura sobre la cual se miden las variables atmosféricas
l	Longitud de mezcla o distancia que recorre una parcela de aire
k	Constante de Von Karman
L	Longitud de Monin-Obukhov

# 1 Introducción

## 1.1 Introducción

La energía eólica es indirectamente un tipo de energía solar, debido a que al calentarse la superficie terrestre o marina por la radiación solar, genera gradientes de temperatura entre las parcelas de aire que componen la atmósfera. Las parcelas de aire cercanas a la superficie se calientan y ascienden debido a que disminuye su densidad, formándose una zona de baja presión, mientras que las partículas con menor temperatura se mueven de zonas con una presión relativamente alta hacia dichas zonas de baja presión, generándose así el viento. Existen diversos aspectos que hacen variar la intensidad y la dirección del viento, como son la topografía y latitud del lugar, el tipo de superficie y también la rotación de la tierra. El ser humano ha encontrado una manera de aprovechar estos parámetros para convertirlos en energía renovable, la cual es de mucha utilidad en la actualidad.

Aunado a esto, la generación de mejores aprovechamientos en energías renovables tiene mucha importancia al reducir el uso de combustibles fósiles; es de todos sabido que éstos son la principal fuente de energía en la actualidad, pero también que son uno de los principales emisores de gases de efecto invernadero y con ello impactan de manera severa el medio ambiente. En cambio, una de las ventajas del uso del viento en la generación de energía es que es un recurso limpio, renovable y que no contamina el medio ambiente.

Para lograr un aprovechamiento efectivo del viento se requiere tener conocimientos técnicos, así como meteorológicos para optimizarlo. Es de particular interés conocer el comportamiento del viento en la zona cercana a la superficie. En ese sentido, la capa que se encuentra en contacto directo con la superficie terrestre es conocida como Capa Límite Atmosférica (por sus siglas en inglés, ABL), dentro de la cual se forma toda clase de vida gracias a la interacción diversos factores físicos, químicos y biológicos, y es en esta capa donde se ubican los estudios para generadores de energía eólica. Sin embargo, debido a la interacción océano – atmósfera – tierra, se generan movimientos turbulentos que hacen más complejo, y a veces menos eficiente, el aprovechamiento del flujo de viento, así como su estudio. En efecto, las turbinas que puedan colocarse dentro de la ABL se ven afectadas directamente por la estructura vertical del viento y por la fuerza cortante que se ejerce sobre las aspas. La rugosidad superficial, que hace referencia a las características del terreno, como vegetación, topografía, edificaciones, entre otras, juega de igual manera un papel muy importante en dichos estudios, ya que caracteriza la forma del perfil vertical de velocidad. Por lo tanto, la determinación de la rugosidad superficial y su variabilidad contribuye a un mejor conocimiento y aprovechamiento del recurso eólico, aún más en las regiones costeras, puesto que se ha estudiado que en estas zonas el efecto que ésta produce en los esfuerzos del viento es 25% mayor que en regiones abiertas del océano. La energía extraíble del viento es proporcional al



cubo de la intensidad del viento, por lo que es de gran importancia conocer a detalle las características del mismo.

En México y en el mundo, la generación e infraestructura eléctrica es de mucha relevancia por su importancia económica. En vista del calentamiento global, se ha vuelto cada vez más importante lograr aprovechar energías no fósiles, y en el caso del viento es necesario evaluar las potencialidades y variabilidades del recurso. Nuestras costas ofrecen un gran potencial de aprovechamiento de energías renovables o limpias. En particular, se han identificado diferentes zonas que se consideran adecuadas para la generación de energía eólica pero la mayoría de ellas no se está aprovechando. Este no es el caso del Istmo de Tehuantepec en Oaxaca, donde ya se generan entre 5000 y 7000 MW de capacidad anual, suficientes para abastecer a 18 millones de habitantes del medio urbano. Sin embargo aún no se está llegando al potencial estimado. Entre las zonas aún sin aprovechar se encuentra la Península de Yucatán, donde se tiene gran potencial a lo largo de la costa, pues se registran vientos relativamente permanentes que van desde 2 hasta 14 m/s.

El estudio de la ABL en las zonas costeras resulta complejo, debido a que juegan un papel importante diversos procesos que controlan el comportamiento del flujo, como son la estabilidad e inestabilidad atmosférica y la formación de la Capa Límite Interna en la inter-fase mar-tierra, los cuales se estudian en el presente trabajo. La investigación realizada forma parte del proyecto que lleva a cabo la Unidad Académica del Instituto de Ingeniería de la UNAM en Yucatán (Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros), referente a la determinación del potencial eólico efectivo (PEE) en la Península; en específico en la caracterización de la ABL costera en sus primeros 50 metros y el estudio de los efectos de la turbulencia en el aprovechamiento eólico.

## 1.2 Objetivos

El objetivo general de esta tesis es la determinación de la rugosidad superficial y la velocidad de fricción en la capa límite atmosférica costera al noroeste de la Península de Yucatán, con base en las relaciones que presentan estos parámetros con la intensidad y dirección del viento, así como con las características del terreno y la estabilidad atmosférica existente en cada momento.

Los objetivos particulares son los siguientes:

- Identificar el comportamiento general y diurno del viento en la costa de la Península de Yucatán.
- Analizar el estado de estabilidad e inestabilidad atmosférica en la zona de estudio.
- Calcular la rugosidad y velocidad de fricción para distintas condiciones atmosféricas durante el ciclo diurno (viento de mar, viento de tierra, estabilidad e inestabilidad atmosférica)

- Identificar diversos parámetros que afectan o interfieren en el comportamiento de velocidad de fricción y rugosidad superficial.

### 1.3 Alcances y limitaciones

Dentro de los alcances de este trabajo se puede mencionar los siguientes:

- Los conocimientos generados contribuyen al entendimiento de la Capa Límite Atmosférica, ayudando a la toma de decisiones sobre los proyectos eólicos en esta y otras zonas, y servirá de base para futuras investigaciones del sitio de estudio.
- Se obtiene la caracterización de la ABL durante el ciclo diurno, identificando neutralidad, estabilidad e inestabilidad atmosférica.
- Se encontró la presencia de la formación de la Capa Límite Interna observando su posible ubicación dentro de la ABL.

Algunas de las limitaciones que se encontraron fueron las siguientes:

- Debido a que la duración del muestreo fue sólo de cinco meses, no se puede realizar un análisis estacional del comportamiento de la ABL.
- Se tiene muy poca información histórica de este tipo en la zona y los estudios realizados no se basan en el cálculo de la rugosidad superficial, por lo tanto no hay información con la cual comparar los resultados.
- No se tienen mediciones mar afuera ni tierra adentro, las cuales pudieran ayudarnos a la caracterización de la evolución y comportamiento de la Capa Límite Interna, tanto durante brisas de mar como de tierra.

### 1.4 Organización de la tesis

El presente capítulo incluye la introducción al tema y los objetivos planteados en la realización del presente trabajo de tesis, así como sus alcances y las limitaciones.

En el capítulo 2 se presentan los antecedentes generales de capa límite, velocidad de fricción, rugosidad y longitud de Monin-Obukhov. Se define el concepto de capa límite atmosférica, la estructura que presenta durante el ciclo diurno y cada una de las partes que la forman. Se describe el concepto de estabilidad atmosférica, sus tres estados y condiciones en las cuales se presentan.

Se describe la importancia de la energía cinética turbulenta dentro del estudio de algunos flujos y se nombran los esfuerzos de Reynolds. Se presenta el desarrollo de la ecuación de capa límite (para condiciones de neutralidad) con base en la teoría de capa de mezcla de Prandtl y su variación

para situaciones de estabilidad e inestabilidad atmosférica; el uso de la longitud de Monin-Obukhov y su interpretación dentro de la capa límite atmosférica.

En el capítulo 3 se presenta el estudio experimental, comprendido por una descripción breve de características que presenta la zona, ubicación de la torre meteorológica, las características del equipo de medición y la importancia de su uso. Se describe el procedimiento empleado para la preparación del análisis de los datos, como la eliminación de tendencia de la señal, eliminación de picos o datos extremos, filtrado, relleno de huecos, rotación de ejes y prueba de estacionalidad. Posteriormente se realizó el cálculo de la Longitud de Monin-Obukhov.

Se presenta también el cálculo de la longitud de rugosidad y velocidad de fricción para los datos del año 2005 recolectados con anemómetros de 2D ubicados anteriormente en la torre meteorológica; así como para los anemómetros sónicos (3D), en los tres estados de estabilidad atmosférica.

En el Capítulo 4 se presentan primeramente los análisis de la intensidad y dirección del viento por medio de histogramas, gráficas y rosas de viento; se analiza el comportamiento diurno de las covarianzas  $\overline{w'\theta_v'}$  o transporte de calor y de la longitud de Monin-Obukhov. Se discuten los resultados de velocidad de fricción para vientos provenientes de mar y de tierra. Por último se muestran resultados y discusión de rugosidad superficial para los diferentes sectores de viento y para los datos del año 2005, así como los de anemómetros sónicos en condiciones de neutralidad, estabilidad e inestabilidad atmosférica.

Finalmente en el capítulo 5 se presentan las conclusiones y por último en el capítulo 6 las referencias a la bibliografía empleada.

## 2 Antecedentes y conceptos teóricos

### 2.1 Antecedentes

El estudio de la dinámica de fluidos tiene sus antecedentes muy remotos; desde Arquímedes y Leonardo da Vinci comenzaron las observaciones e ideas sobre los fluidos, pero fue hasta que Isaac Newton (1642-1727) desarrolló su segundo libro *Mathematica* en 1687, donde exclusivamente se refirió al estudio de la estática y dinámica de los fluidos. Sin embargo, un siglo más tarde, fue Euler quien tuvo una mejor conceptualización de la descripción matemática del flujo de un fluido; describió el flujo en términos de la variabilidad espacial, en tres dimensiones, de la presión y campos de velocidad y modeló el flujo como una colección continua de pequeños elementos infinitesimales. Aplicando los principios básicos de la conservación de masa y la segunda ley de Newton, Euler obtuvo dos ecuaciones diferenciales parciales no lineales que involucraban la presión y la velocidad del flujo. Estas ecuaciones y sus correspondientes soluciones generales fueron un gran progreso en la dinámica de fluidos. Por otra parte, Euler no incluyó los efectos de fricción actuantes en el movimiento de los elementos del fluido, en otras palabras, ignoró la viscosidad. Fue hasta cien años después que las ecuaciones de Euler fueron modificadas tomando en cuenta los efectos de fricción interna dentro de los campos del fluido. El resultado fue un sistema de ecuaciones diferenciales parciales no lineales más completas llamadas Ecuaciones de Navier Stokes. Fueron derivadas primeramente por Claude-Louis Navier en 1822 e independientemente por George Stokes en 1845. Actualmente, son estas las ecuaciones que describen mejor el flujo de fluidos y aún no se ha logrado obtener su solución analítica y general .

El concepto de capa límite se le atribuye a Ludwig Prandtl, quien siendo un joven de 29 años se presentó en el Tercer Congreso Internacional de Matemáticas en Alemania, el 8 de agosto de 1904. Con una presentación de tan sólo 10 minutos, le fue suficiente para describir un nuevo conocimiento que revolucionaría tiempo después el entendimiento y análisis de la dinámica de fluidos. En el documento presentado por Prandtl, se dio la primera definición del concepto de Capa Límite, en el cual describe un área cerca de la superficie en contacto con el fluido en donde las condiciones de frontera (superficies libres ó sólidas) se oponen al deslizamiento, provocando gradientes de velocidad importantes. La zona de influencia donde estos gradientes son considerables se denomina capa límite. Las regiones del fluido que se encuentren más allá de esta zona de influencia o capa límite (para el caso de números de Reynolds grandes) se pueden modelar con la teoría de flujo potencial.

En 1972, W.T. Echols and N. K. Wagner presentaron un trabajo basado en mediciones de viento con anemómetros de tres copas colocados en dos torres de 32 m cercanas a la costa de Texas, las cuales se nombraron “beachtower” y “canal tower”, ubicadas aproximadamente perpendiculares a la costa, a 90 metros y a 4.8 km respectivamente. Tomando en consideración únicamente aquellos datos con velocidades mayores a 1 m/s se obtuvieron perfiles promedios cada 12 min. Ellos hablan de perfiles que se ajustan a líneas rectas (en un gráfico semi-logarítmico), excepto en

los casos en los cuales se presentó una discontinuidad debido a la formación de la Capa Límite Interna. Los valores de rugosidad superficial ( $z_0$ ) que obtuvieron para la “beachtower” durante el día fueron de 3 y 4 cm, mientras que para la noche fue de 5 cm, y para la “canal tower” obtuvieron un  $z_0$  para el día de 0.8 – 1.5 cm y para la noche de 1.5 – 3 cm. Un aspecto importante para dicho estudio, es la determinación de la altura de la Capa Límite Interna, la cual calcularon extrapolando las regiones donde el perfil vertical semi-logarítmico se aproxima a líneas rectas. Se tomó la altura de la CLI como el punto donde ambas líneas rectas se intersectan.

Sozzi et al. (1998) propusieron un método para estimar la rugosidad superficial y la función de similitud del perfil de velocidad con mediciones ultrasónicas en una sola altura. Es decir que su metodología no requiere de mediciones del perfil de velocidad a diferentes alturas, lo cual simplifica los experimentos en campo y los hace más económicos. Aplicaron su metodología con datos recabados en el Valle de México, y los resultados fueron satisfactorios. Sin embargo, la metodología propuesta es aplicable sólo en casos donde los flujos convectivos verticales son despreciables, lo cual no siempre es el caso en zonas costeras.

En otro estudio, Kara et al. (1997) realizaron un análisis de sensibilidad de un modelo de capa límite atmosférica, variando exclusivamente la rugosidad superficial, y encontraron que la rugosidad es un parámetro importante en los estudios de capa límite costera y la modelación numérica del viento para fines predictivos, en particular en lo relativo a la modelación del viento a 10 m y al espesor de la capa límite. Además, los autores muestran que los valores de la rugosidad medidos en cada sitio arrojan mejores resultados que con el uso de valores de rugosidad reportados en la literatura. Lo anterior pone de manifiesto la importancia de la correcta estimación de la rugosidad en cada sitio de estudio, lo cual, como lo explican Sozzi et al. (1998), debe hacerse para cada dirección (o sector) de viento, siendo que podrá usarse el mismo valor independientemente de variaciones en la velocidad del viento, estabilidad atmosférica o esfuerzo superficial.

En el año 2001 Salcido et. al. realizaron un estudio a través de mediciones hechas con un anemómetro sónico en una estación de Texcoco, durante un periodo de dos meses, utilizando el método de las correlaciones turbulentas (Eddy – covariance), para determinar los principales parámetros característicos de la turbulencia, entre los cuales calcularon la velocidad de fricción, la longitud de Monin-Obukhov y la rugosidad superficial. El cálculo de este último consistió en el uso directo de la relación de similitud para el perfil vertical de la velocidad del viento. Para la interpretación de sus resultados, definieron 16 sectores con periodos de promediación de 30 minutos, de lo cual calcularon una rugosidad superficial ( $z_0$ ) con valores desde 1 hasta 9 cm para la mayoría de sus sectores, excepto para el sector ubicado al suroeste que presenta una rugosidad de 22.9 cm. Concluyen que la micrometeorología de la zona presenta características bastante normales, con un aumento en la intensidad de la turbulencia, lo cual resultó de gran importancia ya que de esto depende la capacidad de la atmósfera para la dispersión de contaminantes.

Hernández Walls et al. (2002) presentaron un trabajo en el que, mediante esparcimiento de microondas por la superficie del mar, estimaron la velocidad de fricción en función de la

intensidad del viento y de la diferencia de temperaturas entre el aire y el mar. Utilizan la ecuación del perfil de velocidad del viento promedio para una altura de 10 m y sustituyen en ella la relación de Charnock, que es una la relación entre la velocidad de fricción y la longitud de rugosidad característica  $z_0$ ; donde  $z_0$  se considera proporcional al esfuerzo del viento, obteniendo una ecuación en la que de manera iterativa se calcula  $u^*$ . Concluyendo con la importancia de la estabilidad atmosférica en los algoritmos que pretenden el cálculo de la rapidez del viento o en su defecto del cálculo de velocidad de fricción. Por su parte, Chiang et. al. (2003), presentan un estudio para observar y determinar los efectos que pueda provocar las condiciones “viento arriba” en la determinación del potencial eólico disponible en un sitio determinado; basándose en diferentes mediciones del viento a un altura estándar de 10 metros, para seis años consecutivos y utilizando una ecuación en la cual relacionan las igualdades de velocidad y logaritmos de altura sobre rugosidad superficial, para una altura determinada “ $z$ ” y para 10 metros de altura, además de otras relaciones de longitud de rugosidad con diferentes clases de rugosidad (tierra y mar). En dicho estudio, los autores comparan perfiles del viento con diferentes rugosidades superficiales, así como la energía disponible que producirían los aerogeneradores, encontrando claramente la dependencia de la rugosidad superficial respecto de la intensidad del viento y la altura de medición, así como también se muestra la variabilidad y dependencia de la energía disponible que se generaría respecto de estas tres variables nombradas.

## 2.2 Capa límite

La capa límite es la zona de un fluido en movimiento cercana a la frontera con un sólido u otro fluido; donde los cambios de velocidad son los más importantes y donde se presentan los procesos de turbulencia, disipación de energía y generación de esfuerzos cortantes más significativos. Es por ello que la capa límite adquiere relevancia en este trabajo, pues en ella se generan los procesos turbulentos más importantes. Así mismo, la rugosidad de la interface y la velocidad al cortante son parámetros importantes que, en gran medida, describen la zona de la atmósfera cuya energía es aprovechable por el hombre.

### 2.2.1 La atmósfera

La atmósfera es la capa gaseosa que se encuentra envolviendo la tierra. Su composición química y su estructura física varían en función de la altura, como la densidad y presión que debido a la fuerza de gravedad, disminuyen según la elevación. Es de suma importancia el estudio del comportamiento de nuestra atmósfera, debido a que es gracias a su composición que existe la vida en nuestro planeta. Aunque no se tiene un valor fijo que determine el espesor de la atmósfera, se ha logrado dividir de acuerdo a diversos criterios como la composición química, densidad electrónica o la distribución de temperatura. Respecto a esta última se divide en cuatro capas, la tropósfera, la estratosfera, la mesosfera y la termósfera. Debido al tema que nos refiere, haremos mención únicamente de la tropósfera, que es la capa que se encuentra en contacto con la superficie terrestre, extendiéndose hasta una altitud de 11 kilómetros aproximadamente en latitudes medias. Sin embargo, es relativamente delgada comparada con las demás capas atmosféricas. La Figura 2.2-1 muestra la estructura térmica donde se aprecia la dimensión que presenta la tropósfera.

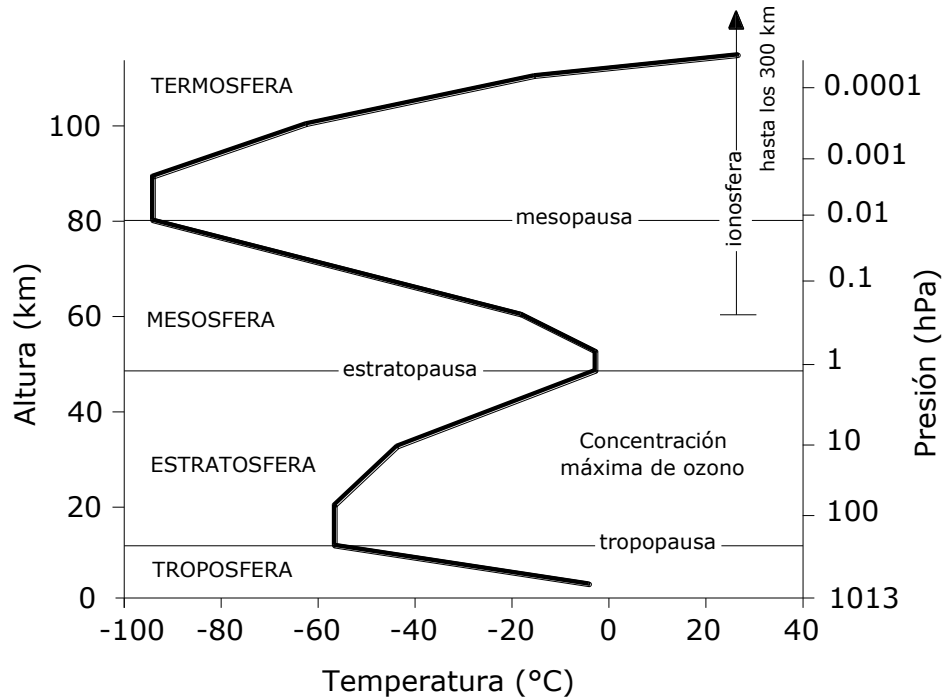


Figura 2.2-1. Capas de la atmósfera y curva de variación de temperatura en función de la altura

En la troposfera se producen movimientos convectivos importantes, tanto verticales como horizontales, debido a la disminución de la temperatura con la altura y por consiguiente a las diferencias de calentamiento que sufre el viento. En esta capa se forman las nubes y precipitación (Casas et. al. 1999). Debido a que se encuentra en contacto con la superficie terrestre, los primeros kilómetros de la troposfera se ven influenciados por las irregularidades del terreno y la diferencia de calentamiento entre el día y la noche, formando una capa conocida como Capa Límite Atmosférica, donde se generan procesos de transporte asociados con transferencia de calor, masa y momento modificando así las propiedades en esta capa, donde los flujos turbulentos generan procesos de transporte importantes.

### 2.2.2 Capa límite atmosférica (ABL)

Stull (1988) define la Capa Límite Atmosférica (Atmospheric Boundary Layer, ABL) como la parte de la tropósfera sobre la que tiene influencia directamente la presencia de la superficie de la tierra, y que responde a los forzamientos de la misma en escalas de tiempo de alrededor de una hora o menos; dichos forzamientos incluyen la fricción o arrastre superficial, evaporación, transferencia de calor y emisión de contaminantes, entre otros. El espesor de la ABL presenta una gran variabilidad en tiempo y espacio, que va desde cientos de metros a kilómetros. Presenta un ciclo diario de temperatura, humedad, vientos y niveles de contaminación. En ella se tienen comúnmente vientos del orden de 2 a 10 m/s. El resto de la tropósfera, por encima de la ABL se le conoce como Atmósfera libre (FA, free atmosphere).

La ABL sobre los océanos varía lentamente en tiempo y espacio, debido a la gran capacidad calorífica del agua, la cual puede absorber grandes cantidades de calor con pequeños cambios de

temperatura; la mayoría de los cambios que aquí presenta la ABL se deben a procesos sinópticos, de mesoescala y advección.

En general, la ABL tiende a ser más delgada en regiones de alta presión que en regiones de baja presión, como lo muestra la Figura 2.2-2. En las regiones de alta presión, la subsidencia y divergencia acarrear el aire hacia regiones de baja presión, donde a su vez, los movimientos ascendentes llevan el aire lejos de la superficie terrestre hacia regiones de grandes altitudes sobre la troposfera; por lo que en esta situación resulta difícil definir los límites de la ABL, a menudo se utiliza la base de las nubes para definir dicha capa (Jorba Casellos, 2005). Sin embargo, sobre la tierra, se ha logrado tener una buena caracterización de la ABL. La evolución de esta capa se puede analizar mediante perfiles de temperatura.

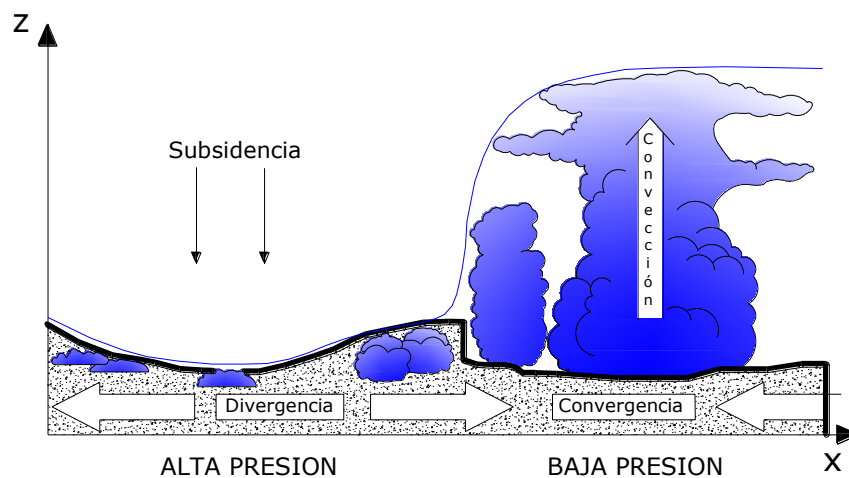


Figura 2.2-2 Esquema de variación de la Capa Límite para alta y baja presión

A continuación se presenta la definición de las distintas capas que se presentan durante el día cerca de la superficie terrestre.

**Capa superficial (SL, Surface Layer).** Es la capa donde el aire se encuentra en contacto con la superficie y donde ocurren grandes gradientes verticales de temperatura, humedad y viento. En ella, los flujos y esfuerzos varían por lo menos en un 10% de su magnitud. La Capa límite superficial tiene aproximadamente el 10% de la altura de la ABL, la dirección del viento no cambia con la altura y la fuerza de Coriolis es poco importante comparada con otros efectos (Baldocchi, 2008). Esta capa puede encontrarse tanto en la Capa de Mezcla Convectiva como en la Capa Estable Nocturna. En la SL, la velocidad del viento comienza a decrecer de manera logarítmica con la altura.

**Capa de Mezcla Convectiva (CBL, Convective Boundary Layer).** A una de las fuerzas que provocan la turbulencia en la CBL se le conoce en inglés como “buoyancy” (boyancia, flotabilidad o empuje térmico): corrientes termales de aire caliente suben porque son menos densas que el aire circundante, y es entonces cuando se tiene flotabilidad positiva, la cual sucede en situaciones inestables, que es una característica de la CBL. Se desarrolla durante el día y alcanza su altura



máxima un poco después del atardecer. La CBL cubre tres subcapas (Casellos, 2005): la capa superficial (SL), la capa de mezcla (ML, Mixed Layer) y una zona de arrastre (EZ, Entrainment Zone). Representa de 5 a 10% de la ABL y está regida por el empuje térmico o flotabilidad. La EZ es una capa estable en la parte superior de la ML que actúa como una tapa para los termales que ascienden, ya que los arrastres que se presentan dentro de la ML ocurren en esta zona. Algunas veces esta capa es bastante intensa y provoca que la temperatura se incremente con la altura induciendo con esto una inversión por lo que se le llama entonces Capa de Inversión (“Inversion Layer”). En la capa de mezcla, ML, la temperatura potencial, la magnitud del viento o la relación de mezcla se mantienen casi constantes, debido a una gran mezcla turbulenta que provoca que las variables no presenten variación.

**Capa Residual (RL, Residual Layer).** Alrededor de media hora antes del atardecer, la formación de termales comienza a cesar, provocando una disminución de la turbulencia y formando con esto la Capa Residual Nocturna. Como se observa en la Figura 2.2-3, la RL no tiene contacto con la superficie de la tierra y por lo tanto no se ve afectada por ella. Durante la noche la RL incrementa su espesor por modificaciones en la Capa Límite Estable hasta el amanecer, donde se presenta la formación de la ML (Stull, 1988)

**Capa Límite Estable (SBL, Stable Boundary Layer).** Cuando se transporta aire cálido sobre una superficie más fría, la atmósfera se estratifica establemente, formándose esta capa, que tiene lugar generalmente en la noche debido a que la superficie terrestre se enfría por falta de energía solar. Esta capa se caracteriza por un cesamiento o debilitamiento de la turbulencia. Los vientos en la superficie se vuelven calmados pero en la altura pueden acelerarse llegando a velocidades supergeostroficadas desarrollando lo que se conoce como jet nocturno (low-level jet).

**Capa Límite Interna Térmica (TIBL, Thermal internal boundary layer).** Cuando el viento se modifica por influencia de un flujo que corre sobre una superficie se forma la capa límite interna (IBL, Internal Boundary Layer). Cuando los flujos de calor superficial cambian a lo largo del borde de dos superficies, a esta capa de viento modificado se le conoce como TIBL (Thermal IBL), y es común su formación en las líneas costeras ya que los cambios de calor superficial sobre el mar y la tierra difieren (Jorba Casellos, 2005). Así, cuando el viento proveniente de mar entra en la superficie terrestre, en los niveles más bajos de la vertical, el flujo comienza a buscar un estado de equilibrio aumentando su espesor conforme avanza en su trayectoria, a este fenómeno es lo que se le conoce como Capa Límite Interna (Echols, et. al. 1972).

La temperatura potencial virtual es la temperatura que una masa de aire seca debe tener para igualar la densidad de una masa de aire húmeda a la misma presión, por lo que se puede tomar las variaciones de este término para estudiar variaciones de densidad.

En la Figura 2.2-3 se observa el ciclo diario de la ABL. Con el desarrollo completo de la ML, se puede llegar a desarrollar una Capa de Nubes (CL, Cloud Layer) en la parte superior, debido a que los termales que se generan en ella pueden llegar a desarrollar nubes en esta capa.

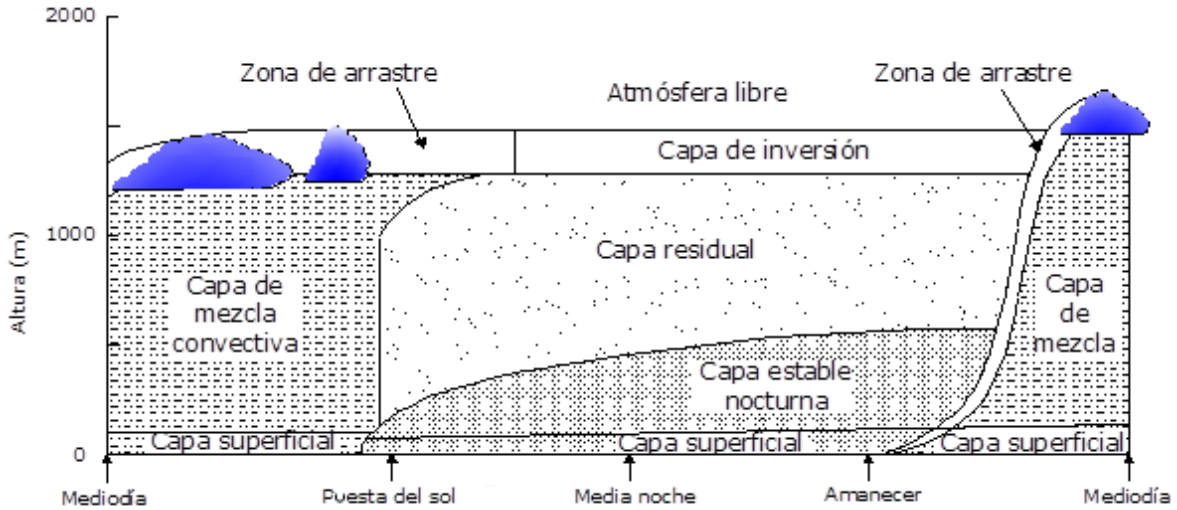


Figura 2.2-3 Estructura de la Capa Límite Atmosférica (ABL) durante el ciclo diario

### 2.2.3 Estabilidad atmosférica

Como se ha mencionado anteriormente, el aire tiende a ascender o descender debido a los gradientes de temperatura producidos por la radiación solar, que al calentar la superficie marina o terrestre transfiere energía hacia la atmósfera, y la presión atmosférica, que al descender con la altitud produce que el aire se expanda y enfríe. En la atmósfera, dichos procesos de ascenso y descenso ocurren tan rápido que no dan lugar a un intercambio eficaz de calor con el exterior del sistema; a estos procesos se les conoce como adiabáticos. Así, toda compresión adiabática produce calentamiento y toda expansión producirá enfriamiento.

La estabilidad estática es una medida de la capacidad de convección y flotación (Stull, 1988). Se dice que la atmósfera es inestable si las capas inferiores se calientan mientras que las capas superiores se enfrían, o simplemente si se tiene un gradiente vertical de temperatura significativo (Figura 2.2-4a) que sea superior al gradiente adiabático, es decir, al que se podría esperar si solo se tomara en cuenta la presión atmosférica. Si consideramos una parcela de aire que se desplaza de manera ascendente, cuando llega a un nivel superior en donde la temperatura es más baja, se expande y continúa subiendo. A este comportamiento se le llama convección, en la cual se genera la turbulencia de una manera considerable. Salcido et. al. (2001) definen a la turbulencia como el mecanismo responsable de la uniformidad de la temperatura y de la dispersión de gases y partículas, que hacen posible la vida sobre la tierra.

En otro caso, si en una zona de la atmósfera la temperatura aumenta con la altura (Figura 2.2-4b), una parcela de aire que asciende no podrá expandirse, puesto que al ascender se encuentra con un entorno más caliente y tenderá a volver a su lugar original. Si por el contrario la parcela de aire desciende, se encontrará con un entorno más frío obligándola también a regresar a su posición original. A este estado de la atmósfera se le llama estabilidad. Esta capa es muy sensible a cambios en la superficie del terreno, su estratificación dificulta los intercambios turbulentos.

Por último, considerando un proceso adiabático (temperatura constante), la parcela de aire que se mueve de forma ascendente o descendente quedaría estable al pasar de un nivel a otro (Figura 2.2-4c). A este proceso se le llama estado neutral (Zhou Liu, 2001).

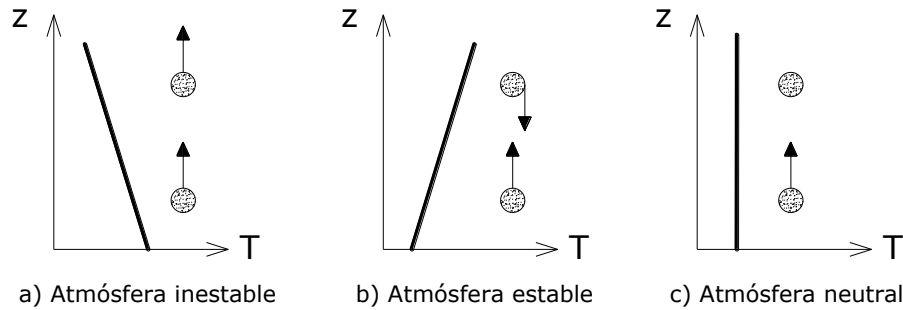


Figura 2.2-4 Los tres estados de la atmósfera (a) inestable, (b) estable y (c) neutra

De una manera muy general, la atmósfera presenta un ciclo de estabilidad. Durante la mitad del día (11:00 a 17:00) se presenta inestabilidad atmosférica y en la noche (20:00 a 07:00) condiciones de estabilidad. En el periodo de transición de uno a otro proceso a menudo se interpreta como condiciones de neutralidad o cuasi-neutralidad. Sin embargo, en un día nublado podría presentarse neutralidad atmosférica durante todo el día (Rohatgi et. al. 1994).

## 2.3 Conceptos preliminares

Los fenómenos que se desarrollan en la atmósfera son muy diversos y se pueden presentar en escalas moleculares, turbulentas, convectivas, de meso-escala, sinópticas y en escalas mayores; sin embargo, no existe un límite bien definido entre una y otra pero todas son importantes para la transferencia de cantidad de movimiento en la atmósfera. El viento en cualquier punto sobre la tierra se encontrará en alguna superposición de estas escalas que interactúan para producir fenómenos meteorológicos locales, debido a esto, raramente se encontrará constante para un periodo de tiempo determinado. Con base en esto y observando que la mayor parte del tiempo la atmósfera se encuentra en estado inestable o estable, es necesario entender ciertos términos antes de conocer las ecuaciones que gobiernan la atmósfera y, por consiguiente, la ecuación de la capa límite atmosférica.

### 2.3.1 Análisis de las fluctuaciones

Cuando se estudia un fluido con presencia de turbulencia, las fluctuaciones de cada componente de la velocidad y de la presión que se toman en cuenta en las ecuaciones provocan que el análisis exacto sea más difícil. Sin embargo, para usar la estadística y las ecuaciones que gobiernan la

atmósfera, hay una manera fácil de aislar estas fluctuaciones, la cual implica separarlas del valor medio, como se muestra en la Figura 2.3-1.

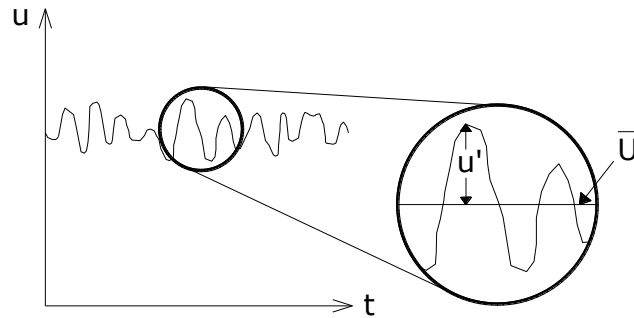


Figura 2.3-1 Detalle de la fluctuación  $u'$  con respecto a la velocidad media  $\bar{U}$

Si sustraemos de la velocidad media  $\bar{U}$  la velocidad instantánea  $u$  para un periodo de tiempo obtendremos la fluctuación o parte turbulenta  $u'$  que se puede representar como ráfagas que varían en periodos cortos de tiempo, mientras que  $\bar{U}$  variará en periodos más grandes. Para el caso del análisis de variables atmosféricas, Stull (1988) y Resio et. al. (2008) proponen que el período de fluctuación de la media sea de media hora (más detalles se presentan en el Capítulo 3). Con la turbulencia se generan variaciones en la temperatura, humedad y contaminantes, entonces estas variables y las componentes  $u$ ,  $v$  y  $w$  de la turbulencia quedarán:

$$\begin{aligned}
 u &= \bar{u} + u' \\
 v &= \bar{v} + v' \\
 w &= \bar{w} + w' \\
 \theta_v &= \bar{\theta}_v + \theta_v' \\
 q &= \bar{q} + q' \\
 c &= \bar{c} + c'
 \end{aligned}
 \tag{2.3-1}$$

- donde:
- $u, v, w$  las componentes de la velocidad del viento
  - $\theta_v$  es la temperatura potencial virtual
  - $q$  es la humedad específica o vapor de agua
  - $c$  es un indicador de concentración de contaminantes

La barra representa el promedio en el tiempo y la prima representa las fluctuaciones alrededor de la media.

La temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) se ha considerado como la temperatura medida por el anemómetro ( $\theta_s$ ), debido a que en la mayoría de condiciones atmosféricas  $\theta_s \approx \theta_v - 0.02e$  donde  $e$  representa la presión de vapor de agua (Foken, et. al. 1996).

Por otro lado, si  $u$ ,  $v$ , y  $w$  son las componentes en coordenadas cartesianas del vector velocidad, se denotará a  $U$  como la magnitud total de la velocidad, dada como:

$$U^2 = u^2 + v^2 + w^2 \quad (2.3-2)$$

### 2.3.2 Análisis estadístico bidimensional

La varianza de una variable es la media aritmética del cuadrado de las desviaciones respecto a la media de una distribución estadística. Para que se tenga una buena estimación de la varianza se recomienda el uso de la varianza insesgada; como en nuestro caso se tiene una gran cantidad de datos ( $N$ ), se tiene que:

$$\sigma_A^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (a_i - \bar{a})^2 \quad (2.3-3)$$

donde  $1/N \approx 1/N-1$  se consideran iguales por el tamaño de  $N$  y  $a$  es la variable en estudio. Se entiende que esta varianza puede calcularse para cualquier otra variable representada en las ecuaciones (2.3-1).

La desviación estándar es la raíz cuadrada de la varianza y se expresa en las mismas unidades de la variable:

$$\sigma_A = (\sigma_A^2)^{1/2} \quad (2.3-4)$$

La covarianza entre dos variables indica el sentido y la correlación entre dos variables. Se define como la media aritmética de los productos de las desviaciones de cada variable respecto de sus medias. Tomando en cuenta las ecuaciones (2.3-1) se puede calcular la covarianza entre dos variables de la siguiente manera:

$$covar(A, B) \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (a_i - \bar{a})(b_i - \bar{b}) \quad (2.3-5)$$

### 2.3.3 Energía Cinética Turbulenta

La energía cinética turbulenta es la cantidad más importante para el estudio de la turbulencia, que se produce por esfuerzos del viento y por las componentes  $\overline{u'^2}$  y  $\overline{v'^2}$  (Stull, 1988).

La energía cinética turbulenta (TKE) se representa como:

$$TKE = 0.5 mU^2 \quad (2.3-6)$$

donde  $m$  es la masa. Cuando se trabaja con fluidos como el aire, es más conveniente hablar de la energía cinética por unidad de masa, entonces la ecuación anterior quedaría:

$$\frac{TKE}{m} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) = \bar{e} \quad (2.3-7)$$

Se puede observar la relación entre la TKE y la varianza definida anteriormente.

Si la turbulencia es completamente aleatoria, se espera que el término  $\overline{w'\theta'}$  siendo positivo, por ejemplo, en cualquier instante pueda ser negativo. Si por ejemplo, la atmósfera se encuentra en estado inestable (durante el día), un remolino teniendo movimientos ascendentes y descendentes contribuiría positivamente al flujo, es decir que se tendría un promedio de  $\overline{w'\theta'}$  positivo o aumento de transporte de calor, mientras que en casos estables (generalmente durante la noche) este efecto causa que  $\overline{w'\theta'}$  sea negativo, teniendo con esto una disminución del transporte de calor. A continuación se escriben varios tipos de remolinos:

$\overline{w'\theta'}$  Flujo de calor turbulento en la vertical

$\overline{w'q'}$  Flujo de humedad turbulento en la vertical

$\overline{u'\theta'}$  Flujo de calor turbulento en la dirección x

$\overline{u'w'}$  Flujo turbulento en la vertical del momento en la dirección x

Es importante mencionar que la turbulencia en la atmósfera real usualmente se compone de grandes valores de flujos instantáneos positivos y negativos, tales como el flujo de calor  $\overline{w'\theta'}$ .

### 2.3.4 Esfuerzos de Reynolds

Rara vez se cuenta con mediciones directas de calor o momentum, por lo que se hace necesario trabajar con mediciones de rapidez y dirección del viento y de temperatura, entre otras. Por lo tanto, por conveniencia, es mejor dividir los flujos descritos en la sección anterior por la densidad específica del aire para dejarlos en las unidades de variables que pueden ser medidas directamente.

Si el momentum tiene unidades de masa por velocidad (kg.m/s), entonces, el flujo de momento será (kg.m/s)/(m<sup>2</sup>/s) que son unidades de esfuerzo (N/m<sup>2</sup>). El flujo de momento turbulento actúa como un esfuerzo, el cual es llamado esfuerzo de Reynolds; estos esfuerzos se describen por  $-\rho\overline{u'w'}$ .

### 2.3.5 Velocidad de fricción

Cuando la turbulencia se genera por esfuerzos del viento que son provocados por la superficie del terreno, la magnitud de los esfuerzos de Reynolds resulta ser una variable escalar de mucha importancia. El flujo total vertical de momento horizontal medido cerca de la superficie será:

$$\tau_{xz} = -\rho\overline{u'w'_s} \quad (2.3-8)$$

$$\tau_{yz} = -\rho\overline{v'w'_s} \quad (2.3-9)$$

$$|\tau_{Reynolds}| = [\tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2]^{1/2} \quad (2.3-10)$$

donde el subíndice “s” denota “superficie” y  $\rho$  es la densidad del fluido. De esta relación, surge velocidad de escala llamada velocidad de fricción,  $u_*$ , que se define por (*idem*):

$$u_*^2 \equiv \left[ \overline{u'w'_s}^2 + \overline{v'w'_s}^2 \right]^{1/2} \quad (2.3-11)$$

$$u_*^2 = \overline{u'w'} = \frac{|\tau_{Reynolds}|}{\rho} \quad (2.3-12)$$

### 2.3.6 Rugosidad superficial

Como se mencionó, la intensidad del viento presenta un perfil logarítmico que disminuye conforme decrece la altura de medición; dicho perfil tiende a hacerse cero según la rugosidad que presente la superficie terrestre. La altura a la cual ocurre esto es conocida como rugosidad superficial o longitud de rugosidad  $z_0$ , que presenta valores que varían de milésimas de centímetros a pocos decímetros según las características del lugar. Una vez que se ha determinado el valor de  $z_0$  para determinada dirección del viento, éste no cambiará para cualquier intensidad que se presente, estabilidad o inestabilidad atmosférica o esfuerzos superficiales; únicamente cambiará si se presenta variación en la naturaleza del terreno, dado el caso  $z_0$  dependerá de la velocidad de fricción (Sozzi et. al., 1998).

Se han realizado diversos estudios para la determinación de  $z_0$ , de los cuales se han generado diversas tablas de valores encontrados para diferentes tipos de terreno. Echols et. al. (1972) describen valores de  $z_0$  dependientes de la vegetación encontrada en la superficie; así muestran que para superficies planas (marismas, hielo) se espera un  $z_0$  de 0.001 cm, para hierba más gruesa con una altura mayor a los 10 cm un  $z_0$  de 2.3 cm y para hierba arriba de los 50 cm de altura, un  $z_0$  de 5 cm. Por su parte, Chiang et. al. (2003) maneja valores de  $z_0 = 0.0002$  m para mar y 0.03 m para tierra con construcciones significantes.

## 2.4 Ecuación de capa límite

### 2.4.1 Ecuación general de capa límite

Para la determinación de la ecuación de Capa Límite partiremos de un razonamiento muy simple. Todos nosotros hemos sentido el viento en la cara, cuando subimos una montaña, estamos en algún edificio o en algún lugar con cierta altura, sentimos cómo nos roza el viento. Sin embargo, conforme nos encontremos en lugares de menor altura, el viento va dejando de sentirse; si nos recostamos sobre el suelo dejamos de sentir que fluye viento. Esto es porque entre más cerca nos encontremos de la superficie de la tierra, el viento tiende a ser nulo, pero va aumentando conforme aumenta la altura. Con base en esto se puede decir que el esfuerzo que presenta el viento es inversamente proporcional a la altura; ya que el esfuerzo horizontal ( $du/dz$ ) tiene

relación inversa con la altura, es grande cerca de la superficie y decrece conforme aumenta  $z$ ; de tal forma que:

$$\frac{du}{dz} = \frac{C}{z} \quad (2.4-1)$$

donde  $C$  es una constante. Tomando como base la Teoría de Capa de Mezcla de Prandtl (Zhou Liu, 2001), la cual dice que una parcela de aire viaja a una velocidad media  $\bar{u}$  de una capa a otra, de manera descendente, la fluctuación de velocidad se puede describir como:

$$u' = u_1 - u_2 = l \frac{du}{dz} \quad (2.4-2)$$

donde  $l$  es la longitud de mezcla o distancia que recorrió la parcela:

$$l = kz \quad (2.4-3)$$

donde  $k$  es la constante de Von Karman.

En un flujo turbulento, existe un intercambio de paquetes de fluido que disminuye en las fronteras de éste, aproximándose a cero. Fue así como Von Karman atribuyó la constante universal  $k$  en un flujo turbulento, sin importar las condiciones de frontera o el valor del número de Reynolds; la constante  $k$  tiene un valor de 0.4 (Streeter, 2000). Por otro lado, Prandtl también asume que  $u' \approx -w'$ , y teniendo en cuenta que la transferencia de momento se puede definir como la covarianza  $\overline{u'w'}$  (Baldocchi, 2008), se tiene:

$$\overline{w'u'} \sim -\bar{l}^2 \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 \quad (2.4-4)$$

Tomando en cuenta las ecuaciones (2.3-8) y (2.3-9), y dejando que  $l$  absorba el coeficiente de proporcionalidad (L. Streeter, 2000), la ecuación que define la longitud para mezcla se obtiene como:

$$\tau_t = \rho \overline{u'w'} = \rho l^2 \left( \frac{du}{dz} \right)^2 \quad (2.4-5)$$

Sustituyendo la ecuación (2.4-3) se tiene:

$$\overline{u'w'} = k^2 z^2 \left( \frac{du}{dz} \right)^2 \quad (2.4-6)$$

Tomando en cuenta la ecuación (2.3-12) para velocidad de fricción:

$$\begin{aligned} \left| \overline{u'w'} \right|^{\frac{1}{2}} &= kz \frac{du}{dz} \\ u^* &= kz \frac{du}{dz} \\ \frac{du}{dz} &= \frac{u^*}{kz} \end{aligned} \quad (2.4-7)$$

De la integración se llega a la famosa ecuación de perfil logarítmico:



$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \quad (2.4-8)$$

Si despejamos  $\ln(z)$ , se tiene:

$$\ln z = \frac{k}{u^*} u + \ln z_0 \quad (2.4-9)$$

donde  $z_0$  es la escala de rugosidad o rugosidad superficial en la ABL (Mantilla, 2004).

Se puede observar que esta ecuación se puede tomar como la ecuación de una recta  $y = mx + c$ , obteniendo una pendiente  $(k/u^*)$  y ordenada al origen  $(\ln z_0)$ . Esta ecuación se aplica para cualquier fluido que pasa sobre algún cuerpo; sin embargo, para la atmósfera se tienen resultados bastante buenos, aplicándola únicamente a condiciones de neutralidad. Si relacionamos la velocidad del viento con el logaritmo de la altura (Figura 2.4-1); notamos que para el perfil del viento en situaciones neutrales se forma una recta, mientras que para situaciones estables el perfil es cóncavo hacia abajo y para condiciones de inestabilidad atmosférica se hace cóncava hacia arriba.

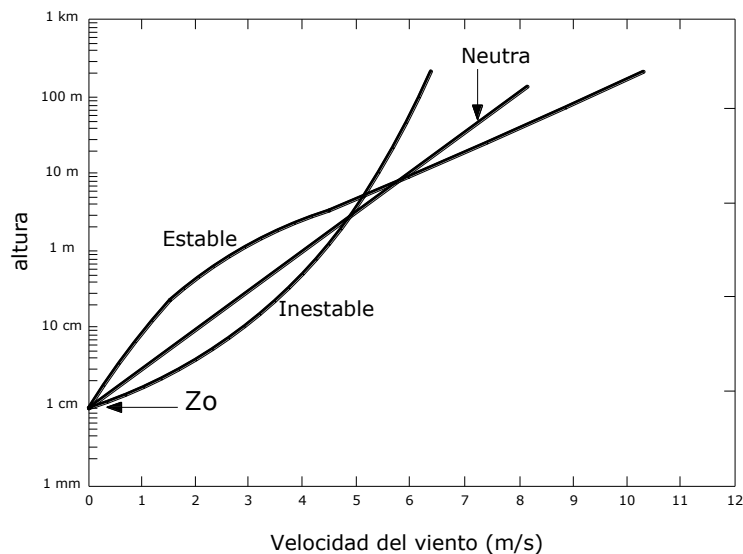


Figura 2.4-1 Perfiles típicos de velocidad del viento según estabilidad en la capa superficial.

La altura  $z_0$  se define como la altura a la cual la velocidad del viento se hace cero, dependiendo únicamente de las características de la superficie sobre la cual el viento fluye. La siguiente tabla indica valores de  $z_0$  para distintas condiciones del terreno.

Se debe tener especial cuidado en el cálculo de  $z_0$  y para condiciones de neutralidad y no neutralidad. Pequeñas variaciones en la longitud de rugosidad puede acarrear efectos adversos en los resultados de los modelos de pronóstico, sobre todo en zonas costeras y dependiendo de la variable a pronosticar (Kara et. al. 1997).

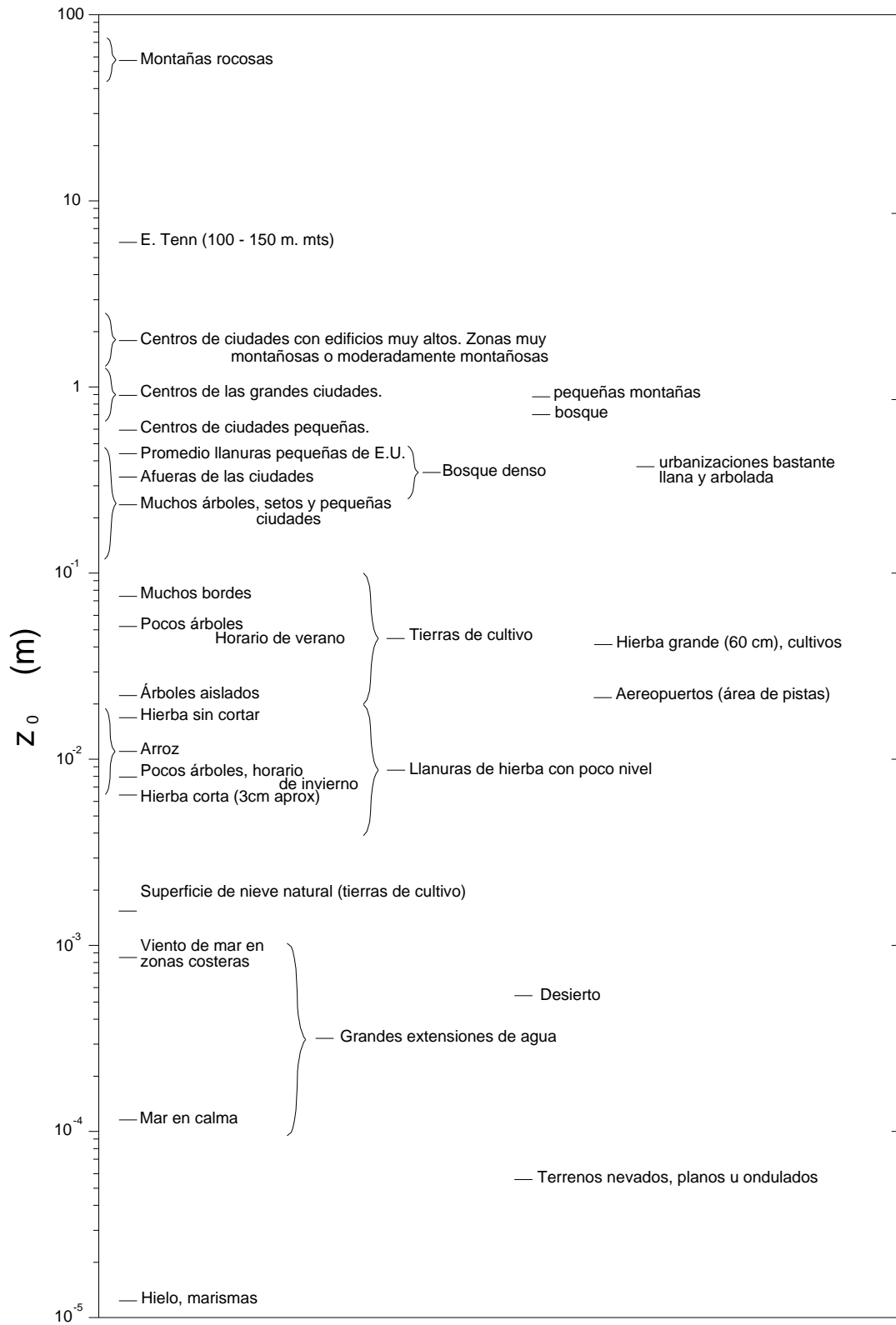


Figura 2.4-2 Valores típicos de rugosidad superficial en condiciones de estabilidad, neutralidad e inestabilidad atmosférica (Stull, 1988).

### 2.4.2 Ecuación de capa límite para condiciones de no neutralidad

Para condiciones de no neutralidad en la atmósfera, se puede esperar que el parámetro de flotabilidad (boyancia) y el flujo de calor en la superficie son variables adicionales relevantes. Tomando en cuenta estas variables y basándonos en el método de análisis dimensional Pi Buckingham (White, 2008), arroja tres grupos dimensionales:  $\frac{u}{u^*}$ ,  $\frac{z}{z_0}$  y  $\frac{z}{L}$ ; donde L es la longitud de Monin-Obukhov. La ecuación de perfil logarítmico general queda entonces:

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) + \Psi \left( \frac{z}{L} \right) \right] \quad (2.4-10)$$

La función  $\Psi \left( \frac{z}{L} \right)$  se ha obtenido experimentalmente para terrenos homogéneos y para condiciones estables; es decir,  $z/L > 0$  (Panofsky & Dutton, 1983):

$$\Psi \left( \frac{z}{L} \right) = \frac{4.7z}{L} \quad (2.4-11)$$

y para condiciones inestables:

$$\Psi \left( \frac{z}{L} \right) = -2 \ln \left[ \frac{(1+x)}{2} \right] - \ln \left[ \frac{(1+x^2)}{2} \right] + 2 \tan^{-1}(x) - \frac{\pi}{2} \quad (2.4-12)$$

donde  $x = \left( 1 - \frac{15z}{L} \right)^{\frac{1}{4}}$ . En la ecuación (2.4-10) puede observarse que para condiciones adiabáticas (cuando  $z/L=0$ ), la ecuación vuelve a su forma original.

Estas ecuaciones, se muestran de una manera muy general, sin embargo, Sozzi et. al. (1998) hacen uso de dichas ecuaciones adicionándole tres variables como se muestra en las siguientes ecuaciones:

$$\Psi \left( \frac{z}{L} \right) = -a_2 \left[ 1 - \exp \left( -a_3 \frac{z}{L} \right) \right] \quad (2.4-13)$$

para condiciones estables. Para condiciones inestables:

$$\Psi \left( \frac{z}{L} \right) = \ln \left[ \left( \frac{1+x^2}{2} \right) \left( \frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1}(x) + \frac{\pi}{2} \quad (2.4-14)$$

donde  $x = \left( 1 - a_1 \frac{z}{L} \right)^{1/4}$ . Dichas ecuaciones contienen tres parámetros, los cuales en la literatura tienen grandes variaciones, sin embargo las más comunes son las siguientes:  $a_1 = 16$ ,  $a_2 = 17$  y  $a_3 = 0.29$ .

La longitud de Monin-Obukhov es un parámetro de escala relacionado con la energía cinética turbulenta y está dada por:

$$L = - \frac{\overline{\theta}_v u_*^3}{kg(\overline{w'\theta'_v})_s} \quad (2.4-15)$$

Una interpretación de  $L$  es que es proporcional a la altura sobre la cual los factores de flotabilidad dominan sobre los factores de esfuerzo mecánico producido por la turbulencia (Stull, 1988). Este parámetro se relaciona con la estabilidad atmosférica: negativo implica inestabilidad, positivo implica estabilidad y cero para el caso de neutralidad. Hernández et al. (2002) definen  $L$  como la altura a la cual la generación de energía cinética turbulenta equivale a la razón de generación de energía potencial por mezcla, y mencionan además que la longitud de Monin-Obukhov describe las condiciones de estabilidad de la capa superficial atmosférica que se estima con una función empírica resultado de estudios en tierra pero actualmente aplicada también para estudios en el mar.

El cálculo de  $z_0$  se complica más en zonas costeras y, aunque la mayoría de los estudios enfocados a este tema hablan de la determinación de un valor para cada zona, es de esperarse que debido a la ubicación de la torre meteorológica, en este trabajo se obtengan mínimo dos valores de  $z_0$ , para vientos provenientes de mar y para vientos provenientes de tierra. Recordemos que esta investigación está enfocada a la evaluación de la rugosidad y la velocidad al cortante, parámetros que caracterizan la capa límite y por ende el flujo cerca de la superficie terrestre, es decir el flujo de viento eventualmente aprovechable.

### 3 Estudio Experimental

#### 3.1 Ubicación y descripción general de la zona de estudio

Sisal se encuentra ubicado al noroeste de la península de Yucatán, a una distancia de 53 km aproximadamente de la Ciudad de Mérida. Sus coordenadas geográficas son  $21^{\circ} 9'55.22''N$   $90^{\circ} 1'54.93''W$  con una altitud media de 1 msnm, presenta una temperatura anual promedio de  $26^{\circ}C$ , tiene una extensión litoral de 27.50 km y pertenece a la región hidrológica Yucatán Norte (Figura 3.1-1). La palabra Sisal proviene del maya Zizal que significa aguas frías, cuya atribución se debe probablemente de una variedad particular de henequén, el agave sisalana ([http://es.wikipedia.org/wiki/Sisal\\_\(Yucatán\)](http://es.wikipedia.org/wiki/Sisal_(Yucatán))). Es un pueblo pequeño con aproximadamente 1,700 habitantes, pertenece al municipio de Hunucmá y su principal vía de comunicación es a través de la carretera Mérida- Hunucmá-Sisal. Sisal presenta un clima seco muy cálido y cálido, con un relieve tipo playa, suelo dominante solonchak y predomina la vegetación de petén (INEGI, 2005).

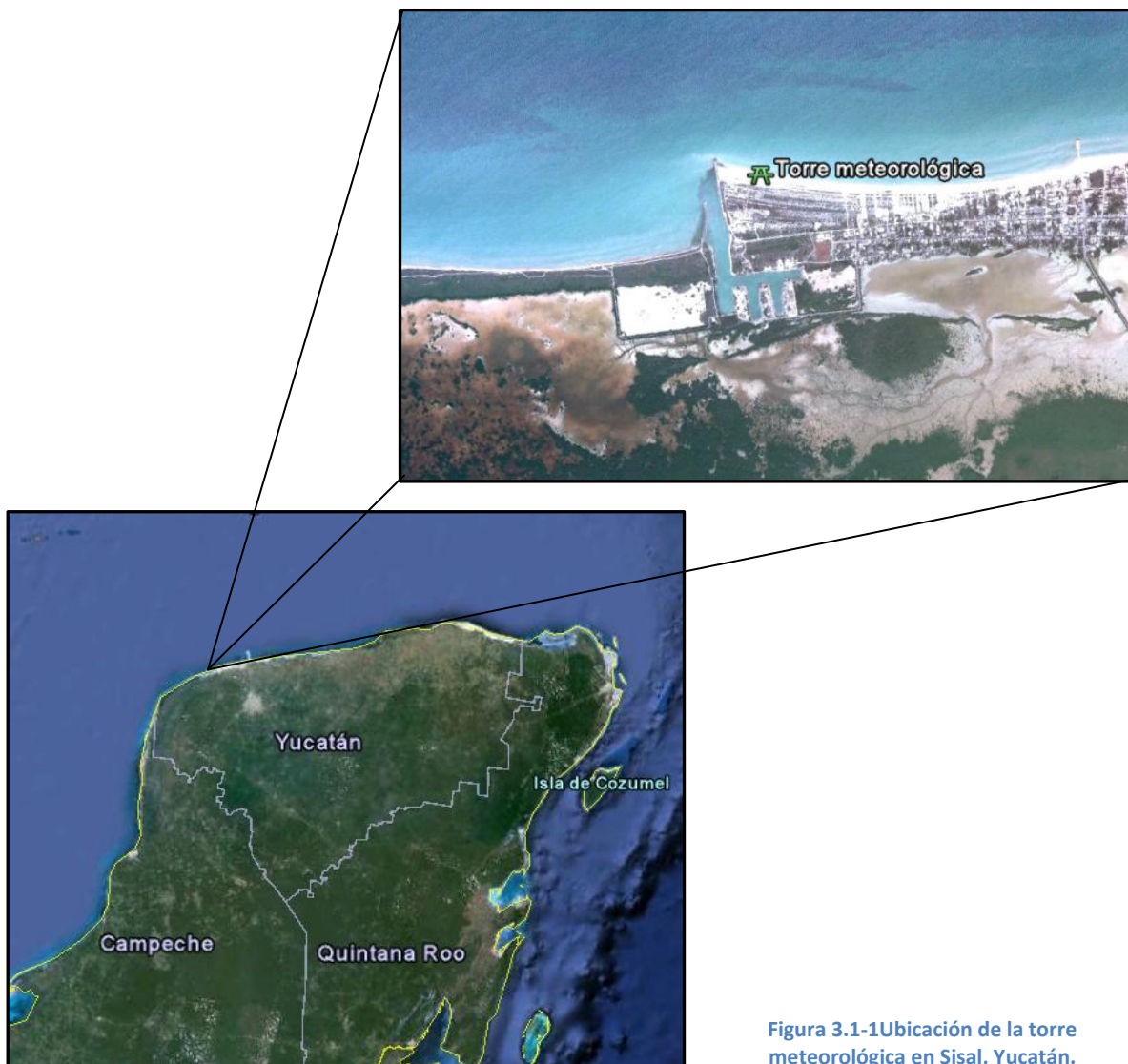


Figura 3.1-1 Ubicación de la torre meteorológica en Sisal, Yucatán.

La costa de Sisal fue poblada por habitantes mayas prehispánicos pero a partir de la conquista, los colonos españoles, basándose en la explotación indígena, comienzan a producir fibra de henequén con la cual se hacían diversos productos muy útiles en esa época como sacos, costales, lazos, cabos y otro tipo de amarres que se distribuían en todo el mundo durante el siglo XVIII por el Puerto de Sisal, el cual tenía un intenso movimiento portuario ya que llegaban barcos de todo el mundo. En 1870 se decidió construir un Puerto más cercano a la Capital, fue entonces que el Puerto de Sisal fue reemplazado por el Puerto de Progreso; así, gran parte de la población fue migrando a Progreso abandonando Sisal, y la población restante se dedicó principalmente a actividades de autoconsumo, como la caza, pesca y recolección. Al final del siglo XX se implementó el Puerto de Abrigo, donde se resguardaban alrededor de 600 embarcaciones. Además, se crearon en Sisal dos granjas camaronícolas, una de las cuales cerró en el año 2006. Actualmente el Puerto de Sisal tiene gran importancia pero de otra naturaleza; aparte de su patrimonio histórico, cultural y natural, alberga el Campus Sisal de la UNAM, compuesto por la Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación (UMDI) de la Facultad de Ciencias, una Unidad de la Facultad de Química y una Unidad Académica del Instituto de Ingeniería. El Campus entró en función en el año 2003 con el fin de estructurar y llevar a cabo proyectos de investigación, formación profesional y promoción cultural. Es en este Campus donde se tiene instalada la torre con la instrumentación utilizada en el presente proyecto.

### 3.2 Arreglo experimental

Anteriormente se encontraba una torre meteorológica de 40 m de altura instrumentada con anemómetros de copas a los 20 y 40 m, que proporcionó datos de velocidad media y máxima para periodos de 10 minutos con datos cada 2 s, del 2005 al 2009. Dicha torre fue cambiada por una nueva de 51 metros de altura, con anemómetros a los 4.4, 7.5, 13.4, 25.8 y 50 metros de altura (Figura 3.2-1).

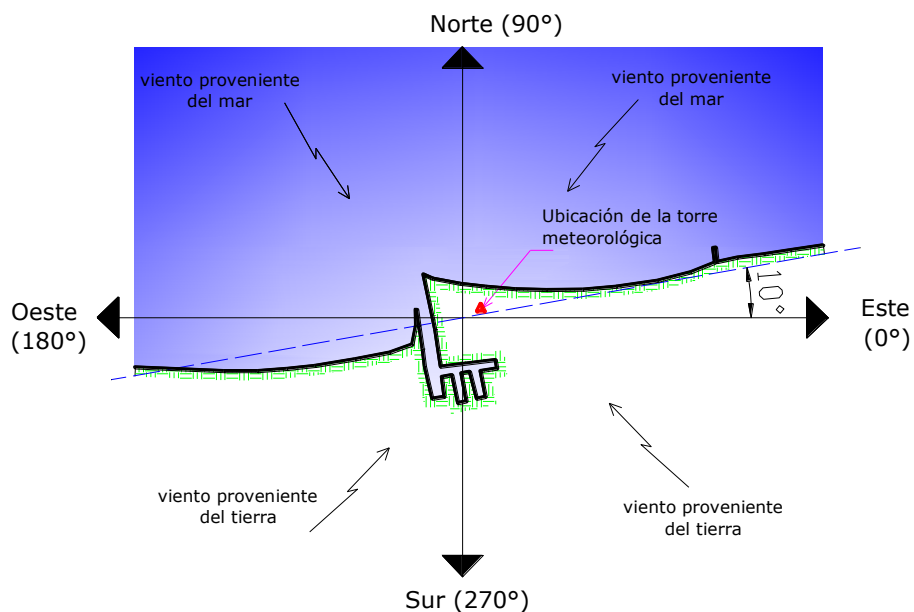


Figura 3.2-1 Ángulo de la línea costera considerando la convención oceanográfica

La torre meteorológica se encuentra ubicada a 100 metros aproximadamente de la línea costera; 400 metros hacia el este de la torre comienzan las construcciones que forman el pueblo de Sisal; de sur a suroeste, a 100 metros aproximadamente, se encuentran las instalaciones del Campus Sisal de la UNAM y el resto del terreno cercano a la torre se encuentra cubierto por la Ciénaga de Sisal (a 1 km aprox.) y por vegetación tipo petén. Con base en lo descrito anteriormente y tomando en cuenta la convención oceanográfica ( $0^\circ$  al este y con una graduación positiva en sentido contrario a las manecillas del reloj), los vientos de  $10^\circ$  a  $190^\circ$  provienen del mar y los restantes, de  $190^\circ$  a  $10^\circ$  (o  $370^\circ$ ), son vientos provenientes de tierra (Figura 3.2-2).

En vista de la necesidad de medir las condiciones atmosféricas con diferentes condiciones de estabilidad, es de vital importancia en este proyecto realizar mediciones de alta frecuencia, por lo que es necesario contar con instrumentos que proporcionen mediciones precisas y confiables de las variables que describen este fenómeno. Los anemómetros adquiridos (Thies© 4.382) cumplen con este requisito: dichos instrumentos son sónicos y cuentan con sensores que a través del envío y recepción de una señal de ultrasonido y midiendo el tiempo que tarda en realizar su recorrido determinan la velocidad del viento. Los anemómetros colocados a 13.4 y 50 metros de altura son 3D (proporcionan valores de las tres componentes  $u$ ,  $v$  y  $w$ ), mientras que los anemómetros a 4.4, 7.5 y 25.8 metros de altura son 2D (proporcionan valores de las componentes horizontales,  $u$  y  $v$ ), los cuales se muestran en la Figura 3.2-3.



Figura 3.2-2 Torre meteorológica de 50 metros en Sisal, Yucatán.



Figura 3.2-3 Vista de anemómetros desde torre. Izquierda: Anemómetro 2D, Derecha: Anemómetro 3D

Cada anemómetro contiene un DSP (Procesador digital de señales) el cual puede ser programado por el usuario para entregar promedios durante un periodo dado a un receptor de datos (Data Logger, DL), y ambos equipos se alimentan automáticamente mediante una fuente que se recarga a través de paneles solares. Los anemómetros funcionan simultáneamente a 10 Hz, enviando datos crudos al DL, los cuales se almacenan en una memoria interna que puede guardar hasta 8 horas de datos en caso de falla en la energía. A su vez, el DL envía los datos por medio de radios a un servidor que se encuentra en un cubículo de la UMDI, a 350 metros de la torre; dichos transmisores se conectan a un switch (concentrador de tráfico de red) que permite la conexión a la red y asegura el envío de datos del DL al servidor en caso de falla en la red, o si la falla se da en la energía del servidor aseguraría también el envío de datos hacia la red desde el DL (Figura 3.2-4). Existe un segundo servidor remoto en el campus de CU que también recopila los mismos datos cada dos horas. Los datos de alta frecuencia comenzaron a recabarse a partir del 1 de agosto del 2010; aunque en un principio se tuvieron diversos imprevistos, en la actualidad se tiene una recolección eficiente de datos que se pueden encontrar en la red.

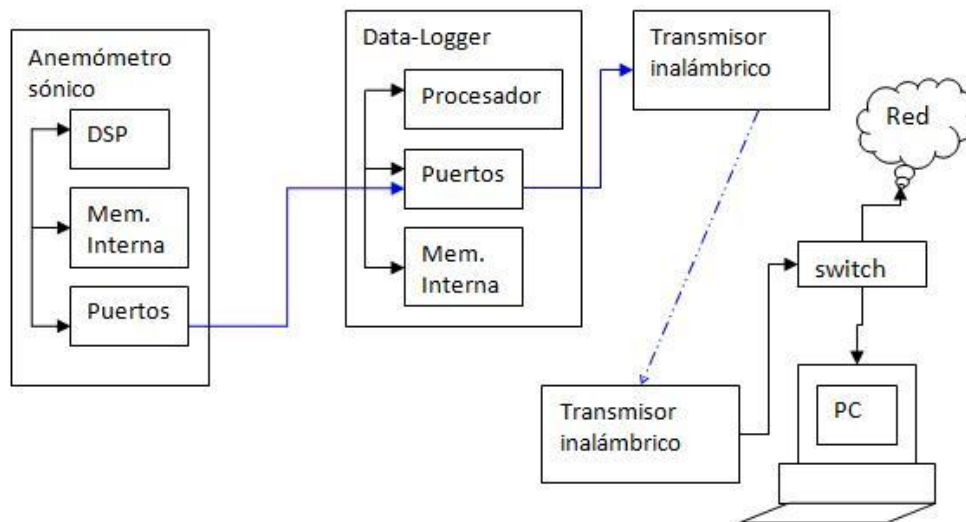


Figura 3.2-4 Esquema de funcionamiento de la adquisición y guardado de datos.



### 3.3 Metodología empleada

Como se mencionó en la sección 2.1.3, la atmósfera se encuentra en estado no neutral la mayor parte del ciclo diurno, por lo que los flujos de transporte de calor y momento juegan un papel importante en el estudio de la ABL. Para nuestro estudio se empleará el método de la covarianza turbulenta o correlación de remolinos (Eddy Covariance) que es muy usado para medir y calcular los flujos turbulentos dentro de la ABL (Burba y Anderson, 2005). Debido a que se trabaja con covarianzas y variables en alta frecuencia, este método es muy sensible a errores de diversas fuentes y, por lo tanto, cualquier error que se tenga tendrá repercusiones considerables en los resultados; para evitar que suceda esto, se realizó un pre-proceso de análisis de datos que se detalla enseguida. Adicionalmente, usando el análisis de ojivas propuesto por Oncley et al. (1996), se determinó que el tiempo óptimo de promediado de los datos es de 30 minutos, lo cual concuerda con lo propuesto por Stull (1988) y Donald T. Resio et. al. (2008)

#### 3.3.1 Eliminación de tendencia

Dado que el cálculo de las fluctuaciones se basa en la diferencia de la señal con el valor medio del grupo de datos en un periodo dado, es importante quitar la tendencia que pudiera presentar dicho conjunto de datos para asegurar que la media sea representativa de tal señal y no incurrir en errores significativos (Stull, 1988). Un ejemplo de la eliminación de tendencias aparece en la Figura 3.3-1.

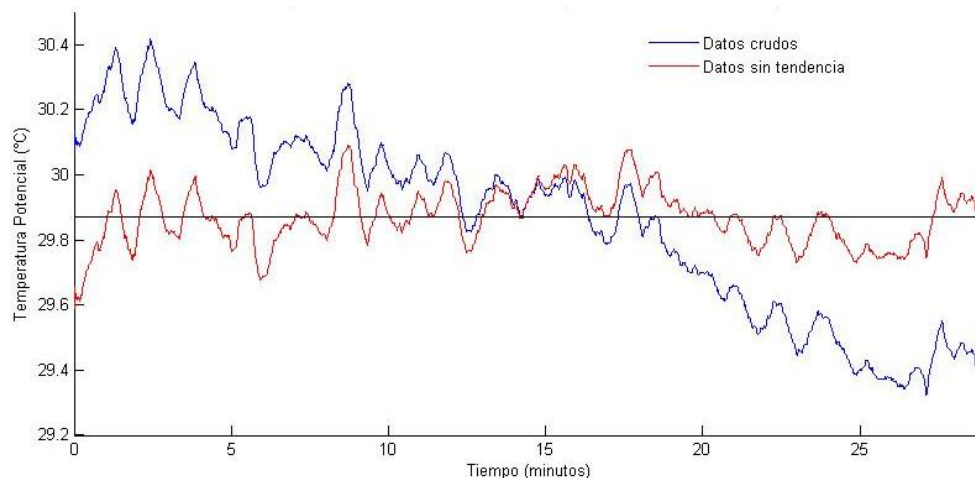


Figura 3.3-1 Ejemplo de eliminación de tendencia para la señal de 30 minutos (Anemómetro a 13.4 m 00:00 – 00:29 hrs de fecha 01 Enero 2011).

#### 3.3.2 Eliminación de picos

En las señales obtenidas, se tienen datos extremos que se pueden generar aleatoriamente en el sistema de grabación debido a diversos factores, como puede ocurrir cuando hay precipitación, y pueden conducir a errores considerables al calcular las fluctuaciones y más aún las covarianzas para el cálculo del flujo de calor. En el presente proyecto se han considerado como picos a los datos extremos que sobre pasan la media más/menos 3.5 veces la desviación estándar, siempre

que se presenten en grupos de menos de 4 puntos, como lo recomienda Vickers & Mahrt (1996). Este procedimiento se repite hasta que no se detecten picos en la señal (Figura 3.3-2).

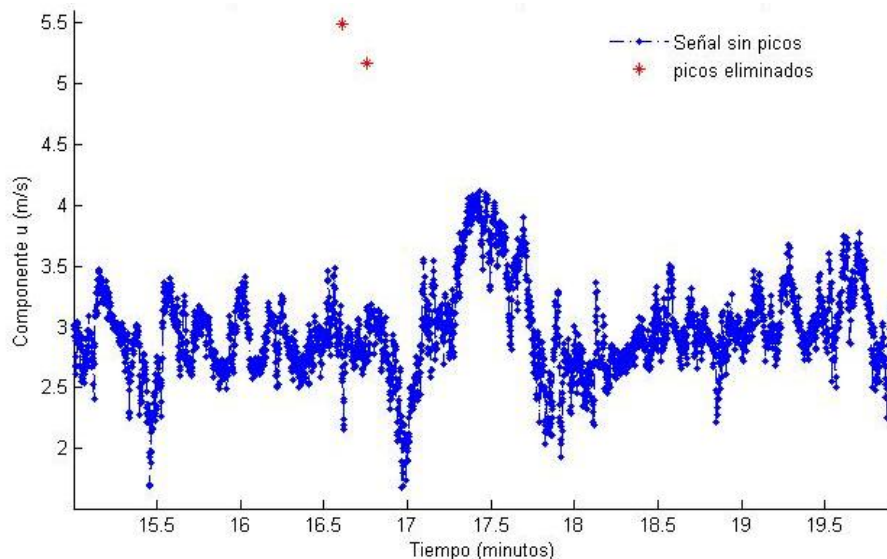


Figura 3.3-2 Ejemplo de supresión de datos extremos o picos en cada señal de 30 min (Anemómetro a 13.4 m 13:15 – 13:25 hrs de fecha 29 Julio 2010).

### 3.3.3 Filtrado y relleno de huecos

Se aplicó a cada señal un filtro de tipo Butterworth, que es muy utilizado para señales eléctricas y de comunicación. Los parámetros usados en el filtro son de orden 1 y con una frecuencia normalizada de 0.65, seleccionados a base de distintas pruebas realizadas y ajustándola en el tiempo para evitar el desfase respecto a la señal original. Una vez obtenido el filtro, se usó para el relleno de huecos, es decir, los datos faltantes en la señal así como los que se eliminaron con el procedimiento anterior. El resto de los datos originales (crudos) se conservaron sin filtrado para el cálculo de las fluctuaciones.

### 3.3.4 Rotación de ejes

Otra causa de posibles errores, especialmente en las mediciones del flujo de momento horizontal, se debe a que el viento no corre necesariamente en dirección paralela al terreno sobre el cual se llevan a cabo los estudios, dado que las pendientes o imperfecciones que presente desviarán las líneas de corriente. Una solución para el análisis de la turbulencia en la capa superficial es girar los ejes tomando como referencia la media de la línea de corriente (Baldochi, 2010). Cuando la pendiente del terreno es muy ligera, las mediciones cerca de la superficie tendrán un promedio de línea de corriente aproximadamente paralelo al terreno, y se puede considerar el sistema de coordenadas como sigue: el eje x paralelo a la media del viento local (paralelo al terreno); el eje z será ortogonal al eje x y el eje y se encuentra igualmente en el plano del terreno local. Con este procedimiento de rotación de ejes se logra hacer que los datos sean realmente comparables con las teorías analíticas y para hacer que algunos términos se eliminen en las ecuaciones de gobierno para simplificar los cálculos a realizar (Stull, 1988). Si se tomara en cuenta la señal sin rotación y el

terreno sobre el cual se realizaron las mediciones presentara una pendiente apreciable, las fluctuaciones de la velocidad producirían esfuerzos aparentes que estarían en función de la pendiente del terreno y de la dirección del viento, lo cual conlleva a errores en los cálculos, que se eliminan al hacer la rotación de ejes (James M. Wilczak et. al, 2000).

El método empleado para el giro de ejes consta de dos rotaciones. En la primera se mueven los ejes (x,y) sobre el eje z, haciendo que la componente en  $\bar{v} = 0$ , entonces las nuevas velocidades están dadas por:

$$\mathbf{u}_1 = \mathbf{u}_m \cos \beta + \mathbf{v}_m \sin \beta \quad (3.3-1)$$

$$\mathbf{v}_1 = -\mathbf{u}_m \sin \beta + \mathbf{v}_m \cos \beta \quad (3.3-2)$$

$$w_1 = w_m$$

donde  $\beta = \tan^{-1} \left( \frac{\bar{v}_m}{\bar{u}_m} \right)$

Para la segunda rotación se girará sobre el eje y, en dirección del eje x para hacer que la componente en  $\bar{w} = 0$ , con lo que la velocidad será:

$$\mathbf{u}_2 = \mathbf{u}_1 \cos \emptyset + \mathbf{v}_1 \sin \emptyset \quad (3.3-3)$$

$$v_2 = v_1$$

$$\mathbf{w}_2 = -\mathbf{u}_1 \sin \emptyset + \mathbf{w}_1 \cos \emptyset \quad (3.3-4)$$

donde  $\emptyset = \tan^{-1} \left( \frac{\bar{w}_1}{\bar{u}_1} \right)$

Este procedimiento alinea la señal media con el eje x, pero hay un número infinito de rotaciones en las cuales se satisface que  $\bar{v} = \bar{w} = 0$ , ya que ambos ejes, y y z pueden girar libremente sobre el eje x. Por lo tanto, se realiza una tercera rotación para asegurar que  $\bar{u}\bar{w} = 0$  y con ello evitar que se tengan errores en el plano y-z que provoquen errores en los esfuerzos reales (Wilczak et. al, 2000), girándolo sobre el eje x hasta que el esfuerzo provocado por el flujo transversal sea cero. La rotación se realiza con:

$$u_3 = u_2$$

$$\mathbf{v}_3 = \mathbf{v}_2 \cos \varphi + \mathbf{w}_2 \sin \varphi \quad (3.3-5)$$

$$\mathbf{w}_3 = -\mathbf{v}_2 \sin \varphi + \mathbf{w}_2 \cos \varphi \quad (3.3-6)$$

donde  $\varphi = \tan^{-1} \left[ \frac{2\bar{v}_2\bar{w}_2}{(\bar{v}_2^2 - \bar{w}_2^2)} \right]$

Habiendo quitado la tendencia y los picos de los grupos de datos, así como rellenado los huecos y rotado los ejes, se procedió a calcular la media y varianza de cada señal. Para los anemómetros 3D se calcularon también las covarianzas  $\overline{uw}$ ,  $\overline{vw}$  y  $\overline{w\theta v}$  (flujos de momento y flujo de calor).

### 3.3.5 Prueba de estado estacionario

Debido a que las mediciones micro meteorológicas contemplan escalas de tiempo del orden de una hora, se tiene que verificar que al menos durante el periodo de promediado se cumpla la condición de estado estacionario, que implica que no exista variación considerable en los datos obtenidos durante determinado periodo de tiempo, es decir  $\frac{\partial x}{\partial t} = 0$ , donde  $x$  representa la componente horizontal de la velocidad del viento  $u$ , y  $t$  es el tiempo.

Se implementó una prueba de estacionaridad propuesta por Foken, et. al. 1996, en la cual, mediciones agrupadas en series de tiempo de 30 minutos de duración se dividieron en 5 intervalos, quedando cada uno de alrededor de 6 minutos. Si la covarianza de cada serie de 30 minutos con el promedio de las covarianzas de los sectores tiene una diferencia menor a 30%, se considera que las mediciones presentan estacionaridad, en caso contrario, se optó por no considerarlas.

### 3.3.6 Transporte turbulento de calor (covarianzas) y longitud de Monin-Obukhov

Igualmente para el cálculo de  $L$  (Longitud de Monin-Obukhov), es necesario calcular el transporte turbulento de calor sensible, el cual representa la parte convectiva de la ABL y se calcula con la covarianza de la temperatura potencial virtual y la componente vertical del viento, donde como se mencionó anteriormente,  $\theta_s \approx \theta_v$  (Kaimal et. al. 1990). Así, una vez obtenidos y pre-procesados los grupos de media hora aproximadamente, se obtuvieron las covarianzas mencionadas, la velocidad de fricción aplicando la ecuación (2.3-11) y  $L$  por medio de la ecuación (2.4-15), vista en la sección 2.4.2.

## 3.4 Determinación de la rugosidad superficial y velocidad de fricción

### 3.4.1 Determinación de $z_0$ y $u^*$ para datos de la torre vieja

En un principio, sabemos que la ecuación (2.4-9) representa el perfil logarítmico de velocidad de la ABL para condiciones de neutralidad. Se realizó un ejercicio en el cual, mediante el estudio de datos de la torre vieja con anemómetros 2D; se encontró que la veleta dejó de funcionar a partir del 2006, por lo que se analizaron sólo los datos del año 2005, considerando únicamente aquellos tomados media hora antes y media hora después del amanecer y del atardecer, lo cual se calculó por medio del *solar position algorithm de la NREL* (<http://www.nrel.gov/midc/solpos/spa.html>). Lo anterior para asegurar que se tuvieran condiciones más cercanas a la neutralidad, ya que como no se tienen datos de fluctuaciones de velocidad no podemos conocer del todo cuándo se cumple esta condición de neutralidad. Tomando valores de velocidad mayores a 2 m/s, como lo

recomienda Sozzi et. al. (1998), se calculó  $z_0$  de la siguiente manera. Se tienen datos para 20 y 40 metros de altura, por lo tanto de la ecuación (2.4-9) obtenemos dos ecuaciones:

$$\ln z_{20} = \frac{k}{u^*} u_{20} + \ln z_0 \quad (3.4-1)$$

$$\ln z_{40} = \frac{k}{u^*} u_{40} + \ln z_0 \quad (3.4-2)$$

donde  $z_{20}$  y  $z_{40}$  son las alturas a 20 y 40 metros, y  $u_{20}$  y  $u_{40}$  son las mediciones de velocidad a 20 y 40 metros respectivamente. De estas ecuaciones, si restamos y sumamos una de otra, obtenemos:

$$\frac{k}{u^*} = \ln \frac{z_{20}}{z_{40}} \left( \frac{1}{u_{20} - u_{40}} \right) \quad (3.4-3)$$

$$\ln z_0 = \frac{1}{2} \left[ \ln z_{40} z_{20} - \frac{k(u_{20} + u_{40})}{u^*} \right] \quad (3.4-4)$$

con las cuales se obtuvo  $z_0$  y  $u^*$  para mar y tierra para el año 2005, los cuales presentaron resultados extraños. Analizándolos se encontró que para los meses de octubre, noviembre y diciembre hay inconsistencias en los datos, los cuales se presentan y analizan en el capítulo 4.

### 3.4.2 Determinación de $z_0$ y $u^*$ para datos de anemómetros sónicos

El siguiente paso fue utilizar los datos de los anemómetros de la torre meteorológica actual, los cuales se comenzaron a obtener a partir de agosto del 2010. Una vez realizado todo el procedimiento de preparación de datos descrito en esta sección y teniendo las medias y covarianzas necesarias, se procedió al cálculo de  $z_0$  para condiciones de neutralidad, estabilidad e inestabilidad atmosférica como se detalla a continuación.

#### 3.4.2.1 Condiciones de neutralidad

Para el cálculo de  $z_0$  en condiciones de neutralidad atmosférica se han tomado aquellos valores en los que el último término de la ecuación (2.4-10) se acerque a cero, es decir  $-0.10 < z/L < 0.10$  para garantizar que la atmósfera se encuentre en estado de neutralidad atmosférica, además de tomar los valores en los que se registraron intensidades de viento mayores a 2 m/s (Sozzi et. al., 1998). Tomando como base que los vientos con direcciones entre  $10^\circ$  y  $190^\circ$  provienen del mar y aquellos con direcciones entre  $0$  y  $10^\circ$  y entre  $190$  y  $360^\circ$  provienen de tierra, la presentación de resultados se ha dividido en sectores basándose en las características del terreno, como lo muestra la siguiente tabla y Figura 3.4.1.

SECTOR	INTERVALO DE DIRECCIÓN		TAMAÑO DE MUESTRA	PROVENIENCIA
	DE	HASTA		
1	0	10	0	TIERRA
2	10	22.5	4	MAR
3	22.5	67.5	25	MAR
4	67.5	190	7	MAR
5	190	290.5	0	TIERRA
6	290.5	337.5	4	TIERRA
7	337.5	360	9	TIERRA

Tabla 3.4-1 Diferentes sectores considerados para el estudio de la ABL en condiciones de neutralidad atmosférica.

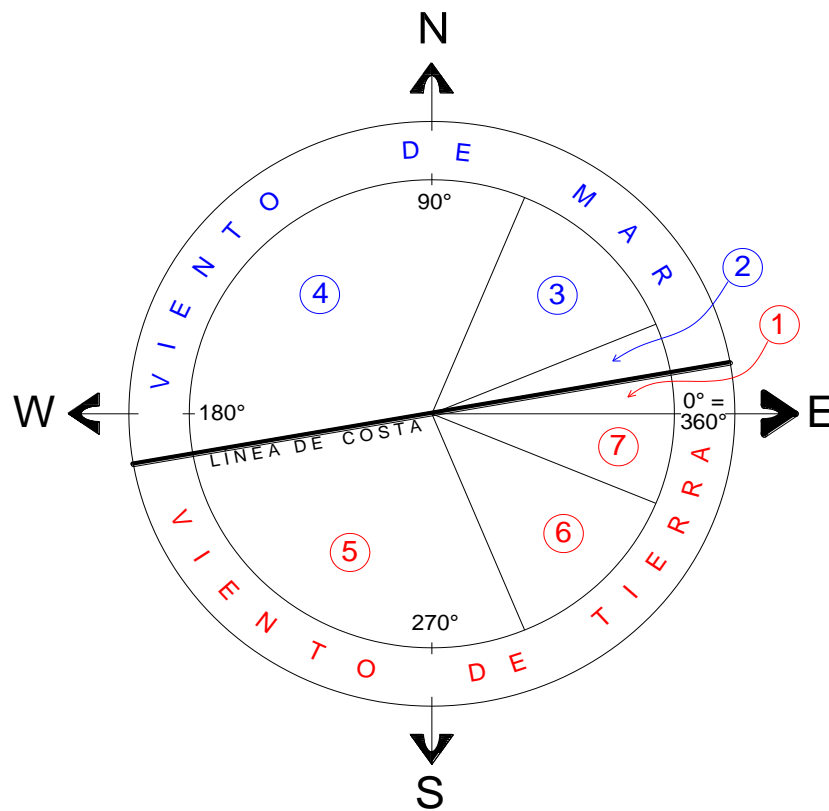


Figura 3.4-1 Ubicación de los diferentes sectores considerados para condiciones de neutralidad atmosférica

Una vez seleccionados los datos que pertenecen al estado neutral, de la ecuación (2.4-9) se agruparon términos para cada grupo de datos como sigue:

$$x = \frac{k}{u^*} u$$

$$y = \ln z$$

Por lo tanto:

$$\ln z_0 = y - x \quad (3.4-5)$$

Si graficamos  $(x, y)$  y aplicamos un ajuste lineal, podremos obtener la ordenada al origen, con la cual, en  $x=0$  se obtiene fácilmente  $z_0$  con la siguiente expresión.

$$z_0 = e^{y-x} \quad (3.4-6)$$

Con esto, al elegir aquellos perfiles en los que se tenga un intervalo de confianza del 95%, se logra asegurar que se están tomando datos en estado neutral. Si observamos la Figura 2.4-1, notamos que al graficar la relación de velocidad del viento con el logaritmo de la altura, se forma una recta para el perfil de viento en condiciones de neutralidad atmosférica.

Partiendo de la ecuación (3.4-6), se obtiene los diferentes  $z_0$  para los distintos sectores considerados, las cuales se muestran en la sección de resultados. Nótese que se tiene información de cinco alturas diferentes, a diferencia de los datos de 2005, donde sólo se tienen 20 y 40 m. Sin embargo existe la complicación siguiente: puede darse el caso (y se da muy seguido) que la estabilidad dentro de la CLI sea distinta que fuera de la misma; es decir, que el anemómetro a 13.4 m detecte neutralidad mientras que el anemómetro a 50 m detecte condiciones inestables, y viceversa. En este trabajo se considera cuasi-neutralidad para vientos de tierra si el anemómetro dentro de la CLI detecta  $-0.1 < z/L < 0.1$ .

### 3.4.2.2 Condiciones de estabilidad e inestabilidad atmosférica (no-neutralidad)

Suponiendo homogeneidad horizontal y agrupando los términos de la ecuación (2.4-10) de la siguiente manera (Paulson, 1970):

$$\ln z_0 - \Psi\left(\frac{z}{L}\right) = -\frac{ku}{u^*} + \ln z \quad (3.4-7)$$

Debido a que  $k$ ,  $u$ ,  $u^*$  y  $z$  son conocidas, con la ecuación anterior se obtiene el término

$$w = \ln z_0 + \Psi\left(\frac{z}{L}\right) \quad (3.4-8)$$

Se agruparon los datos según la dirección de proveniencia del viento, en sectores de 22.5 grados (N, NNE, NE, NEE, E, etc). Debido a que el número de lecturas correspondiente a algunas direcciones es muy bajo, hubo que colapsar algunos sectores en sectores más grandes y numerarlos. Un ejemplo es el sector 7, que es la unión de los sectores SWW, SW, SSW, S, y SSE. La correspondiente numeración queda definida de acuerdo a la Tabla 3.4-2 y la Figura 3.4-2.

SECTOR	INTERVALO DE DIRECCIÓN		TAMAÑO DE MUESTRA	PROVENIENCIA
	DE	HASTA		
1	0	10	134	TIERRA
2	10	22.5	71	MAR
3	22.5	45	210	MAR
4	45	67.5	404	MAR
5	67.5	90	191	MAR
6	90	190	169	MAR
7	190	315	108	TIERRA
8	315	337.5	247	TIERRA
9	337.5	360	292	TIERRA

Tabla 3.4-2 Diferentes sectores tomados para el estudio y cálculo de la ABL en condiciones de no neutralidad atmosférica

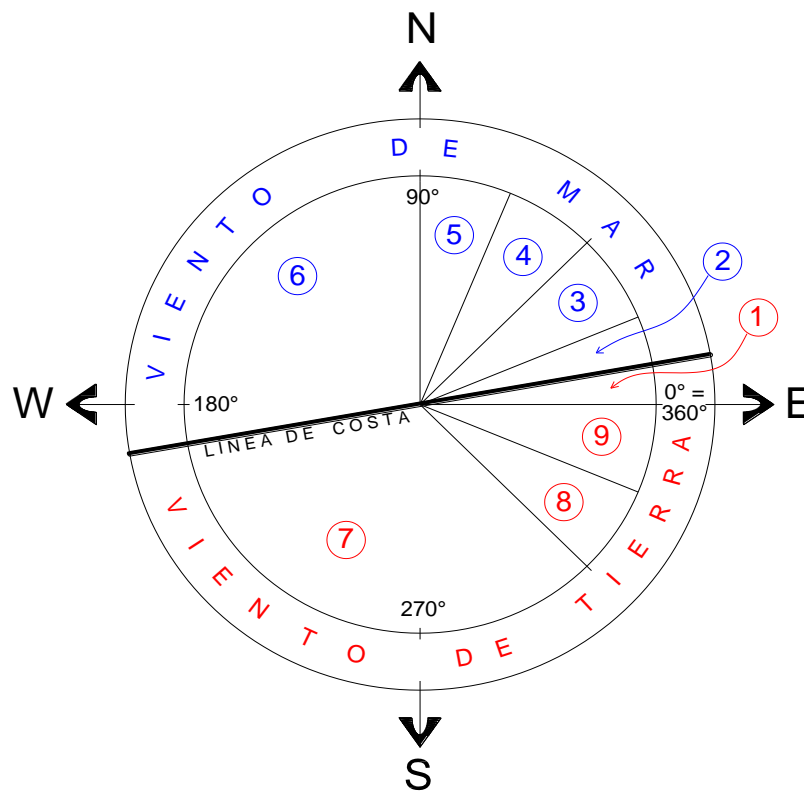


Figura 3.4-2 Ubicación de los diferentes sectores considerados para condiciones de no neutralidad atmosférica

Una vez obtenido  $w$  para cada sector mostrado, graficamos la parte izquierda de la ecuación (3.4-7) contra  $z/L$  (Paulson, 1970), donde  $\Psi$  debe ser una función que cruza por cero cuando  $z/L = 0$ . Se ha verificado experimentalmente que dichas funciones son bastante más suaves que las correspondientes a terrenos homogéneos a ambos lados del cero, así el término  $w$  se puede



ajustar con un polinomio (en nuestro caso de tercer grado), de tal manera que la ordenada al origen es  $\ln z_0$ .

Si el anemómetro es colocado a una altura adecuada, la función de estabilidad de Monin-Obukhov puede ser ajustada a una curva suave, dependiente de  $z/L$  alrededor del origen para estimar la rugosidad superficial efectiva  $z_{0eff}$ . Los estimados obtenidos tienen el orden de magnitud correcto, y son consistentes con la transferencia de momento desde el punto de vista de fetch, dirección y las características del terreno.

Esto ofrece la ventaja de que se obtiene un valor único de rugosidad superficial que corresponde a un valor óptimo en el sentido del error de mínimos cuadrados, pues el problema es lineal en los parámetros.

## 4 Resultados

Con base en lo presentado en el capítulo anterior, en donde se sugiere usar series de 30 minutos, durante el periodo del 29 de julio del 2010 al 1 de enero del 2011, se obtuvieron 4155 periodos de 30 minutos aproximadamente. En los diagramas siguientes se muestran los resultados para los datos obtenidos de los anemómetros a 13.4 y 50 metros de altura, es decir, las dos alturas donde se contó con anemómetros 3D.

### 4.1 Análisis preliminares

#### 4.1.1 Intensidad del viento

Con la ayuda de los histogramas siguientes se tiene una idea de la distribución de la intensidad del viento en la región de estudio.

En la Figura 4.1-1 se observa que tomando en cuenta todos los datos (barras en gris) se tiene un histograma bimodal para una altura de 13.4 m, producto de eventos provenientes de tierra y eventos de mar. Respecto al viento proveniente del mar (barras en azul), se presentan vientos con intensidades mayores al viento proveniente de tierra (barras en rojo). El promedio de la intensidad del viento para mar es de 6.84 m/s y la desviación estándar es de 2.46 m/s. Sumando y restando una desviación estándar a la media, se calcula que un 68% de los datos presentan una intensidad de 4.38 – 9.30 m/s. Los vientos provenientes de tierra presentan una media de 3.58 m/s con una desviación estándar de 1.35, el 68% de los datos se encuentran entre 2.23 y 4.93 m/s.

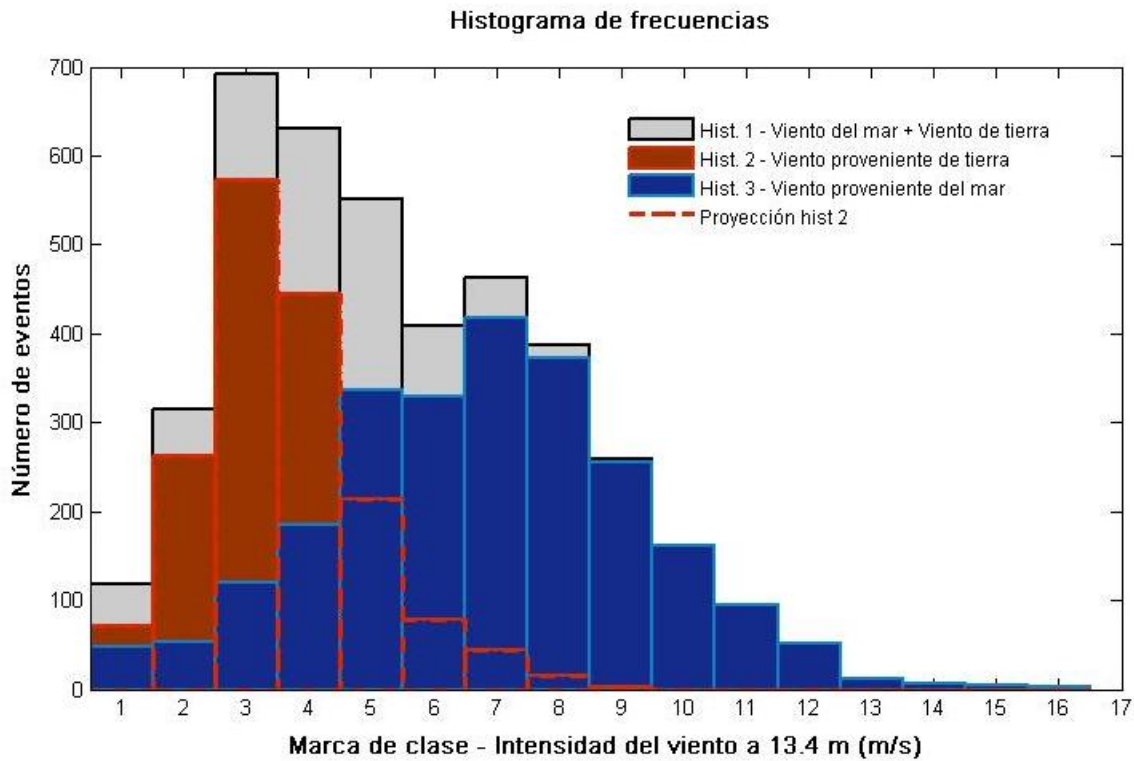
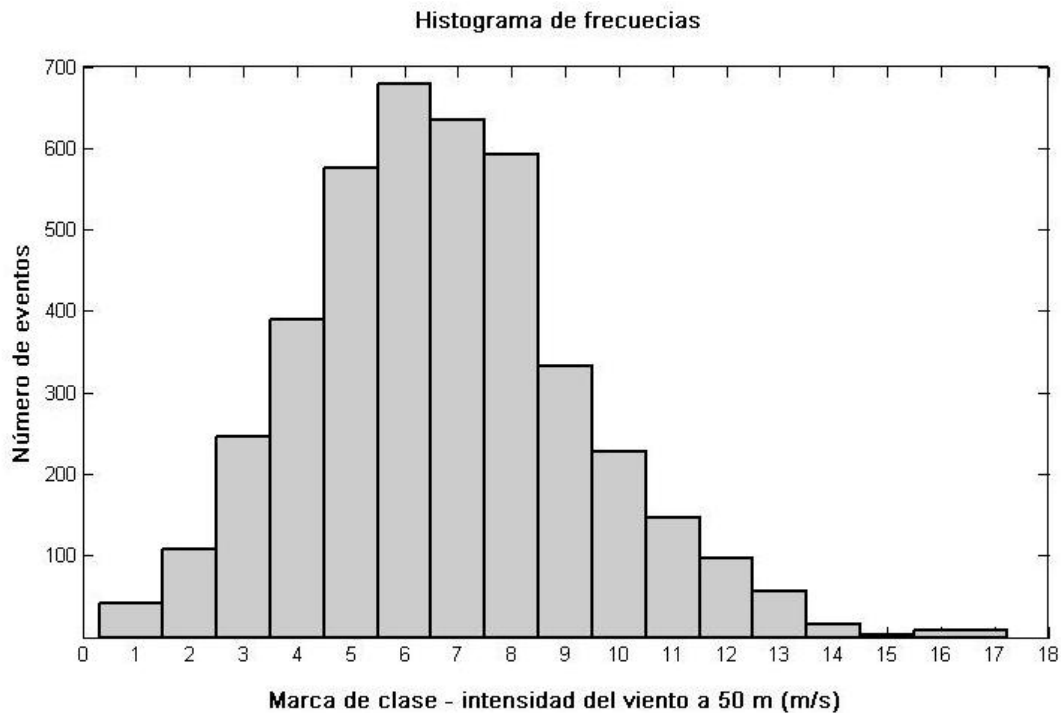


Figura 4.1-1 Distribución de frecuencias de la intensidad del viento a 13.4 m de altura

En el histograma para la intensidad del viento a para 50 m de altura (Figura 4.1-2) se observa que sigue una distribución normal, no se dividió en viento de mar y tierra porque no hay diferencia que pueda ser observada gráficamente entre ellas, puesto que al poner ambos histogramas casi se empalman uno con otro; esto se debe a que suponemos que este anemómetro se encuentra ya sobre el límite de la IBL (Capa límite interna) y a esta altura la intensidad del viento por lo tanto no se ve influenciada significativamente. Este grupo de datos presenta una media de 6.7 m/s y una desviación estándar de 2.53 m/s.



**Figura 4.1-2 Distribución de frecuencias de la intensidad del viento a 50 m de altura**

En la Figura 4.1-3 se observa el comportamiento de la intensidad del viento promedio horario para cada mes para el anemómetro a 13.4 m. El mes de agosto presenta un comportamiento distinto a los otros meses durante las horas de la tarde (15 a 21 horas), y algo similar, aunque a menor grado, sucede para el mes de septiembre. Una hipótesis que puede explicar, al menos parcialmente dicho comportamiento es que la precipitación, la cual sucede en dichos meses y frecuentemente a esas horas, puede estar jugando un papel importante reduciendo la convección y por ende la intensidad del viento. Por otro lado, se puede observar que la intensidad del viento obedece a un ciclo diario, presentando un mínimo alrededor de las 07:00 y 08:00 horas (por la mañana, antes de que inicie la brisa marina) y un máximo alrededor de las 14:00- 16:00 horas, cuando la radiación solar empieza a disminuir (y por ende la intensidad de la brisa marina). Se observa asimismo que las intensidades medias más altas se registraron en el mes de noviembre y las más bajas en agosto.

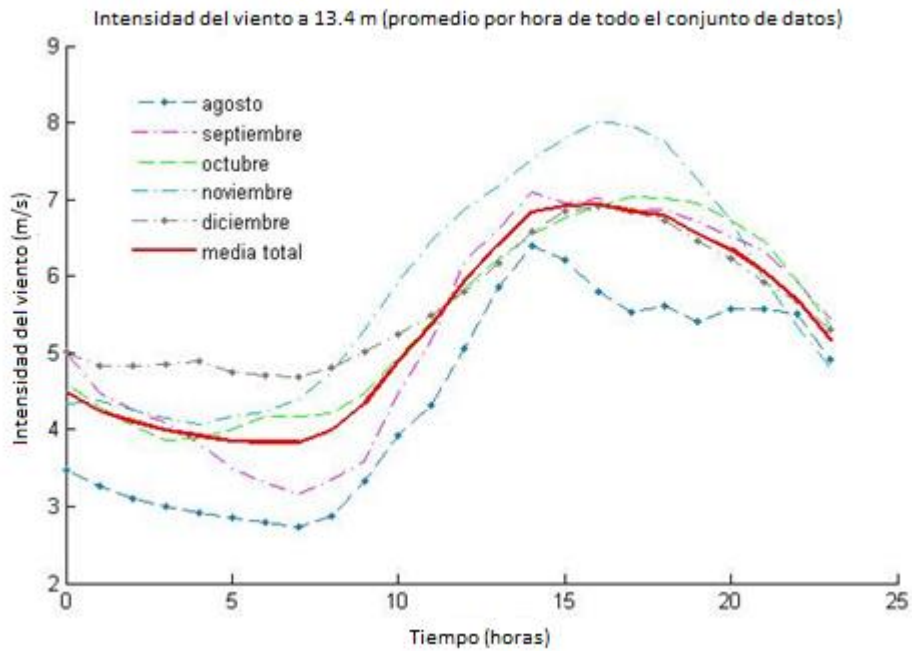


Figura 4.1-3 Comportamiento de la intensidad promedio mensual del viento durante un ciclo diurno para 13.4 m de altura

En la Figura 4.1-4 se observa el comportamiento de la intensidad promedio del viento para el anemómetro 3D a 50 m de altura con características similares al que se encuentra a 13.4 metros pero con diferencias de intensidad más notorias durante la noche entre un mes y otro.

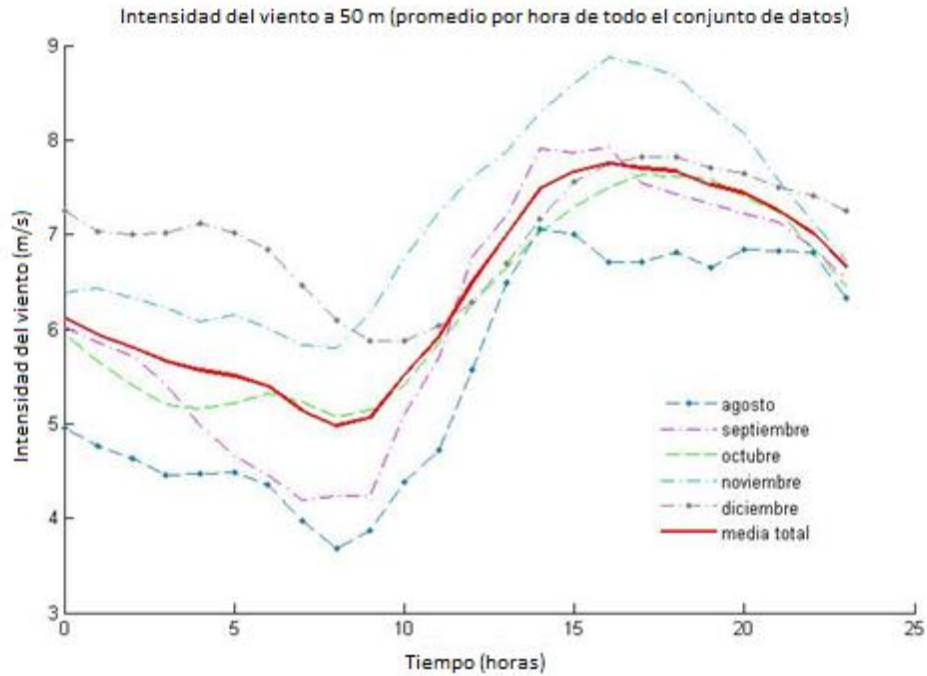


Figura 4.1-4 Comportamiento de la intensidad promedio mensual del viento durante un ciclo diurno para 50 m de altura

#### 4.1.2 Dirección del viento

Para representar el comportamiento de la dirección del viento nos apoyamos en los diagramas de rosas de viento que se muestran en la Figura 4.1-5 para los anemómetros a 4.4, 7.5, 13.4, 25.8 y 50 metros de altura.

De una manera general, se observa que los vientos dominantes pertenecen a dos grupos: los que provienen del noreste correspondiendo al viento de mar y vientos provenientes de tierra o del sureste. Se aprecia también cómo la intensidad del viento aumenta conforme aumenta la altura del anemómetro, sin embargo, a cualquier altura, los vientos provenientes de mar son aquellos que presentan mayor intensidad, en parte porque la fricción y consecuente disipación es menor sobre mar que sobre tierra (Figura 4.1-5).

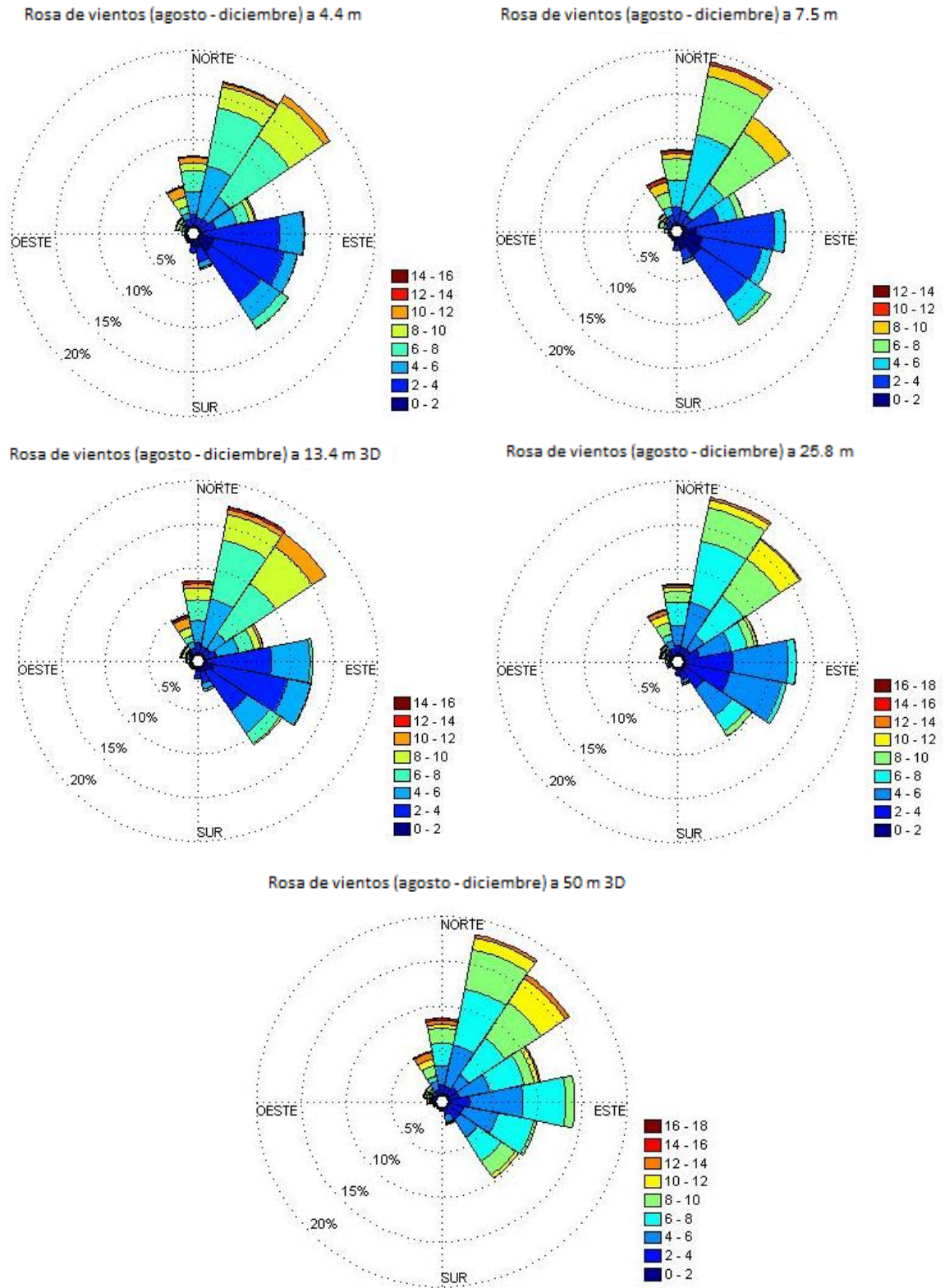


Figura 4.1-5 Rosas de vientos de agosto a diciembre para los anemómetros a 4.4, 7.5, 13.4 y 50 m, en m/s

En la Figura 4.1-6 se muestran las direcciones e intensidades que presenta el viento para el anemómetro a 13.4 m, observándose de igual manera una clara diferencia entre viento de mar y de tierra. En el mes de septiembre los vientos reinantes (dirección en la que incide el viento con mayor frecuencia) son de tierra (Este), aunque los vientos dominantes (dirección en la que incide el viento con velocidades máximas) provienen de mar (Noreste). En los otros meses (octubre a diciembre) tanto los vientos reinantes como los dominantes provienen de mar (Norte y Noreste), debido a la presencia de nortes en esos meses. También se aprecia que el mes de noviembre se presentaron frecuentemente vientos del Este y Sureste, debido a la presencia de eventos de viento provenientes del mar Caribe.

En la Figura 4.1-7 se muestran direcciones e intensidades que presenta el viento para el anemómetro a 50 m de altura, presentando características similares a las de la Figura 4.1-6 pero con intensidades mayores; de octubre a diciembre también se observa el efecto de los nortes.



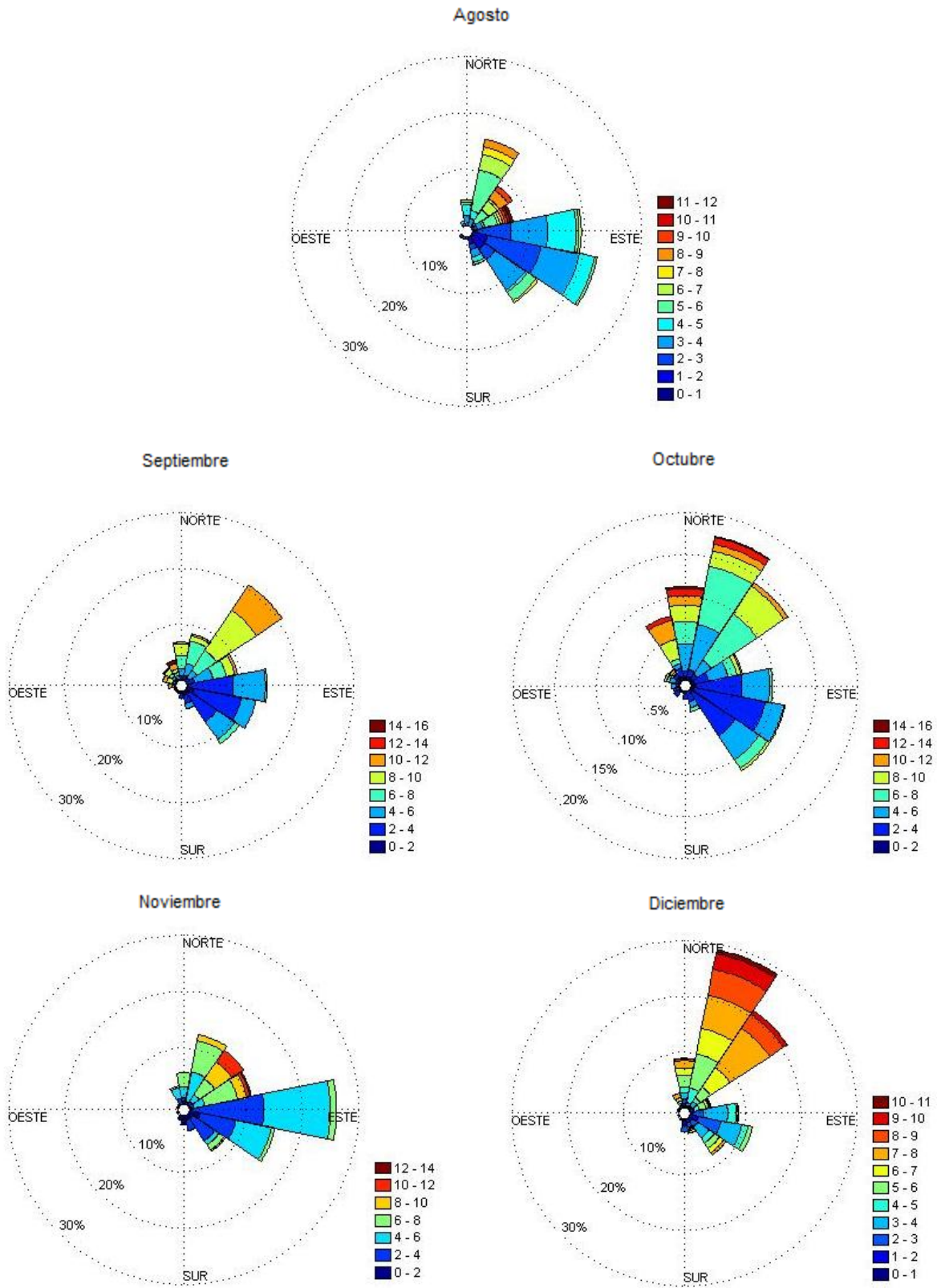


Figura 4.1-6 Rosas de vientos de agosto a diciembre para el anemómetro a 13.4 m, en m/s.

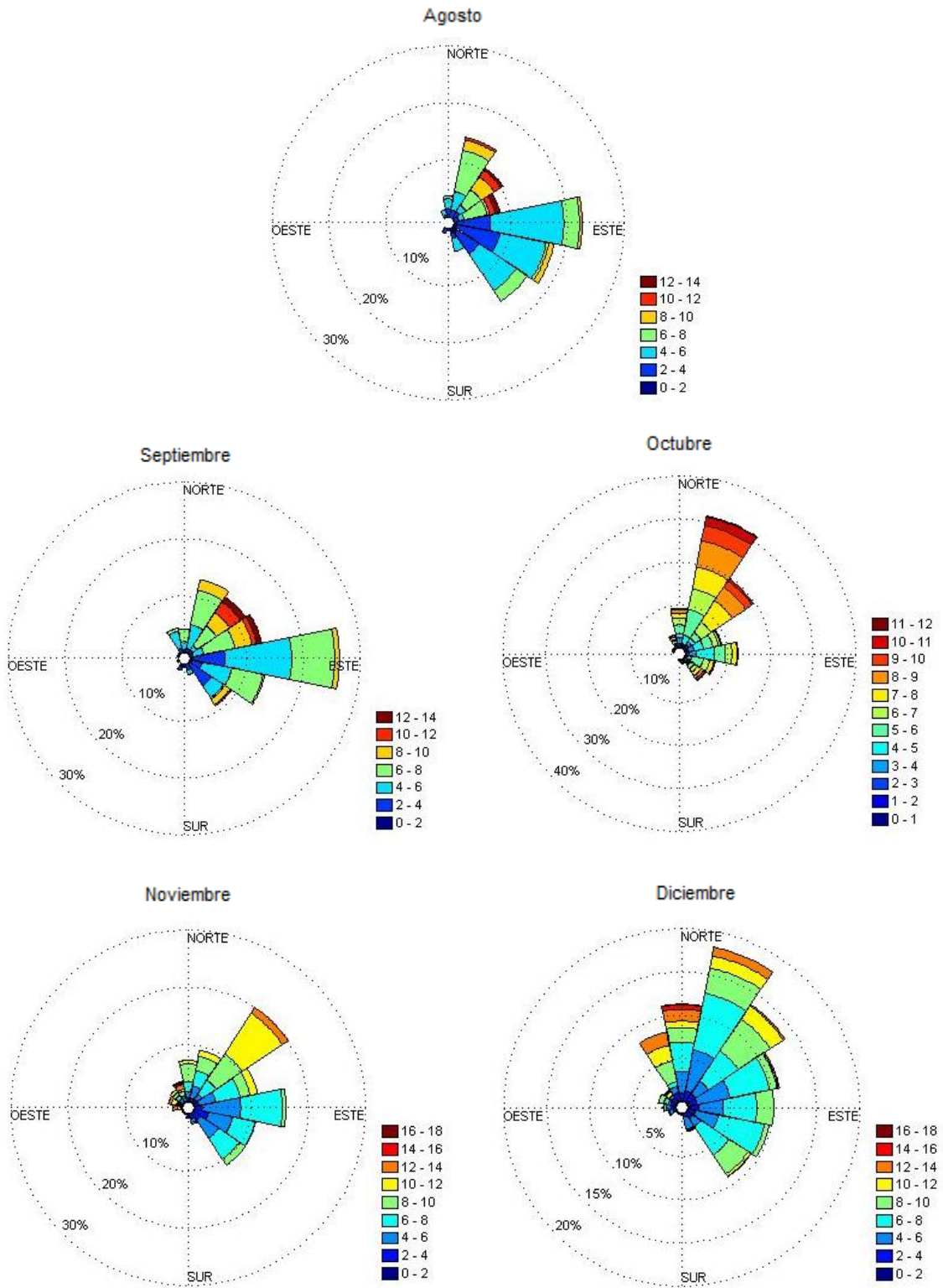


Figura 4.1-7 Rosas de vientos de agosto a diciembre para el anemómetro a 50 m, en m/s

La Figura 4.1-8 muestra el comportamiento diurno promedio de la dirección del viento para los meses de agosto a diciembre. Los ángulos cercanos a cero corresponden a vientos provenientes del este, a 90 grados del norte y -90 del sur. Con esto podemos advertir que durante las horas de la noche el viento proviene de tierra, con ángulos entre  $-20^\circ$  y  $20^\circ$  (del sureste, este y noreste), mientras que durante el día proviene del mar con ángulos alrededor de  $60^\circ$  (del noreste), lo cual nos hace corroborar lo visto en las rosas de vientos. Es importante mencionar que esta convención se ha usado únicamente para facilitar el gráfico de dichos ángulos.

### 4.1.3 Transporte turbulento de calor (covarianzas)

En la Figura 4.1-9 se observa el comportamiento de la covarianza (ver sección 2.3), la cual presenta un ciclo diurno bien definido, especialmente para las horas del amanecer; se observa cómo alrededor de las 7 y 8 am se presenta el cambio de flujo negativo a positivo, pasando por las condiciones de neutralidad. Durante el día existe contribución en el aumento de transporte de calor, conforme el sol va disminuyendo su incidencia, comienza una disminución en el transporte de calor; hasta que por la noche este efecto causa que  $\overline{w'\theta_v'}$  sea negativo, por lo que disminuye el transporte de calor. Sin embargo, por la tarde no se muestra definición en el horario en que la atmósfera cambia de estado inestable a estable.

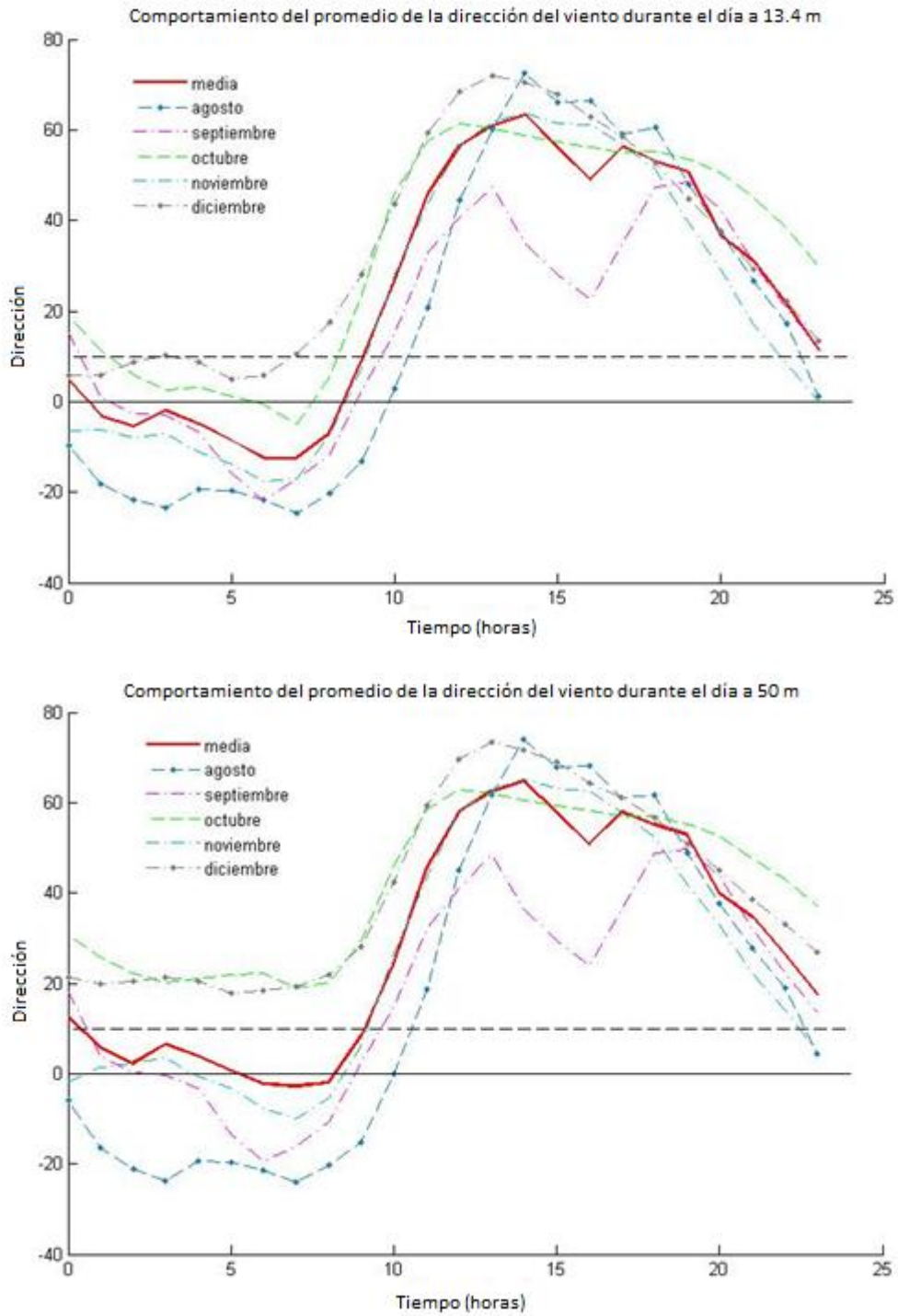


Figura 4.1-8 Comportamiento diario de la dirección del viento a 13.4 y 50 metros de altura. La línea punteada corresponde al ángulo de la línea de costa.

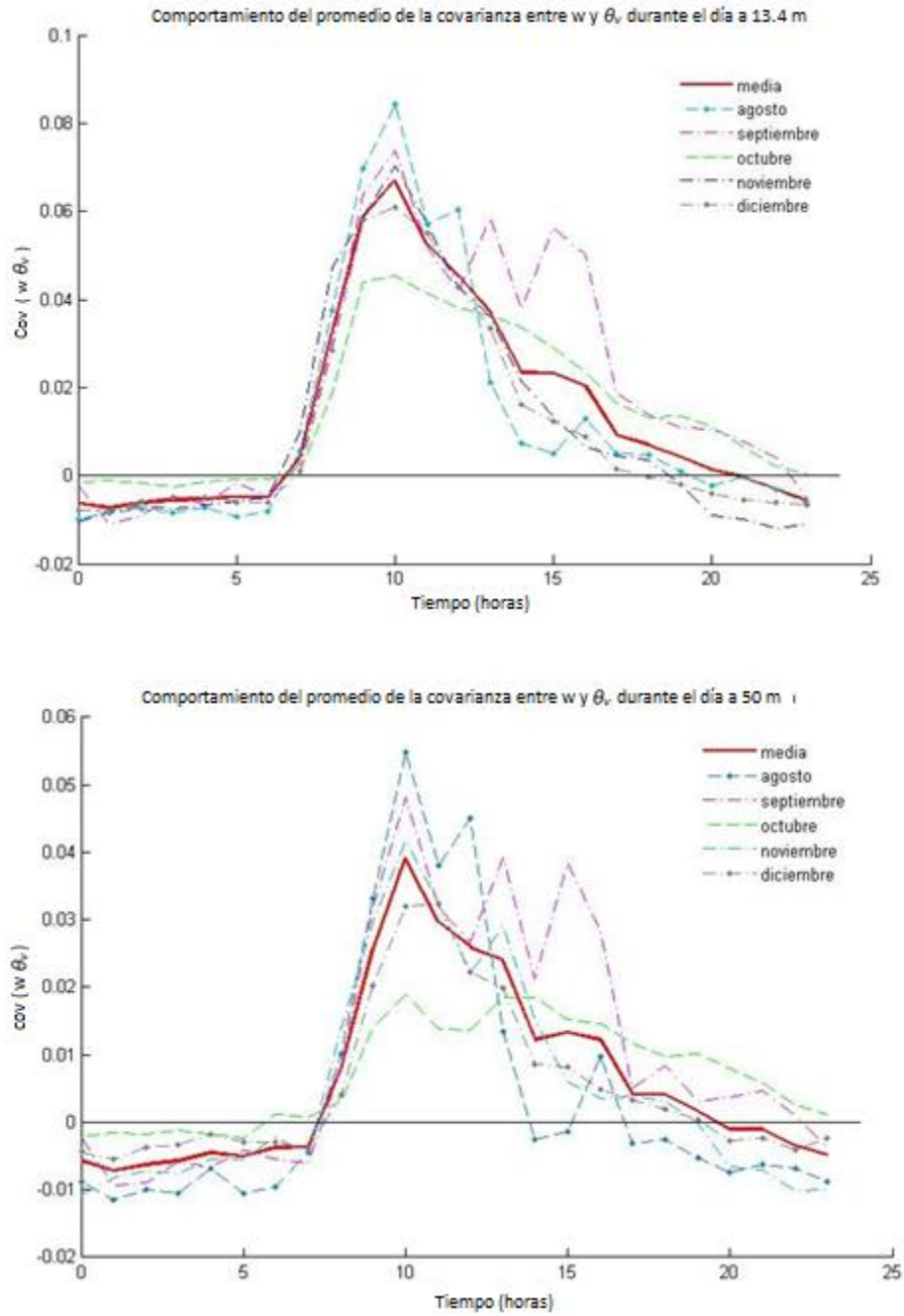


Figura 4.1-9 Comportamiento diario de la covarianza entre componente vertical y temperatura virtual

## 4.2 Longitud de Monin-Obukhov

Los diagramas siguientes muestran el comportamiento de la Longitud de Monin-Obukhov, que se ha calculado con las ecuaciones de la sección 2.4.2. Como se ha mencionado y puede observarse en las figuras, esta longitud es un parámetro que se relaciona con la estabilidad atmosférica; donde valores de  $L$  negativos implican inestabilidad atmosférica, valores positivos estabilidad y valores de  $L=0$  implican neutralidad. Se puede observar que pasando el amanecer y hasta el atardecer, se tiene inestabilidad atmosférica, como es de esperarse debido a la convección durante el día.

En la Figura 4.2-1 puede observarse claramente que después del amanecer, aproximadamente entre las 7 y 8 de la mañana se tiene el cambio de estabilidad a inestabilidad atmosférica. En cambio, el paso por la tarde de inestabilidad a estabilidad no sucede en un rango de horario tan bien definido.

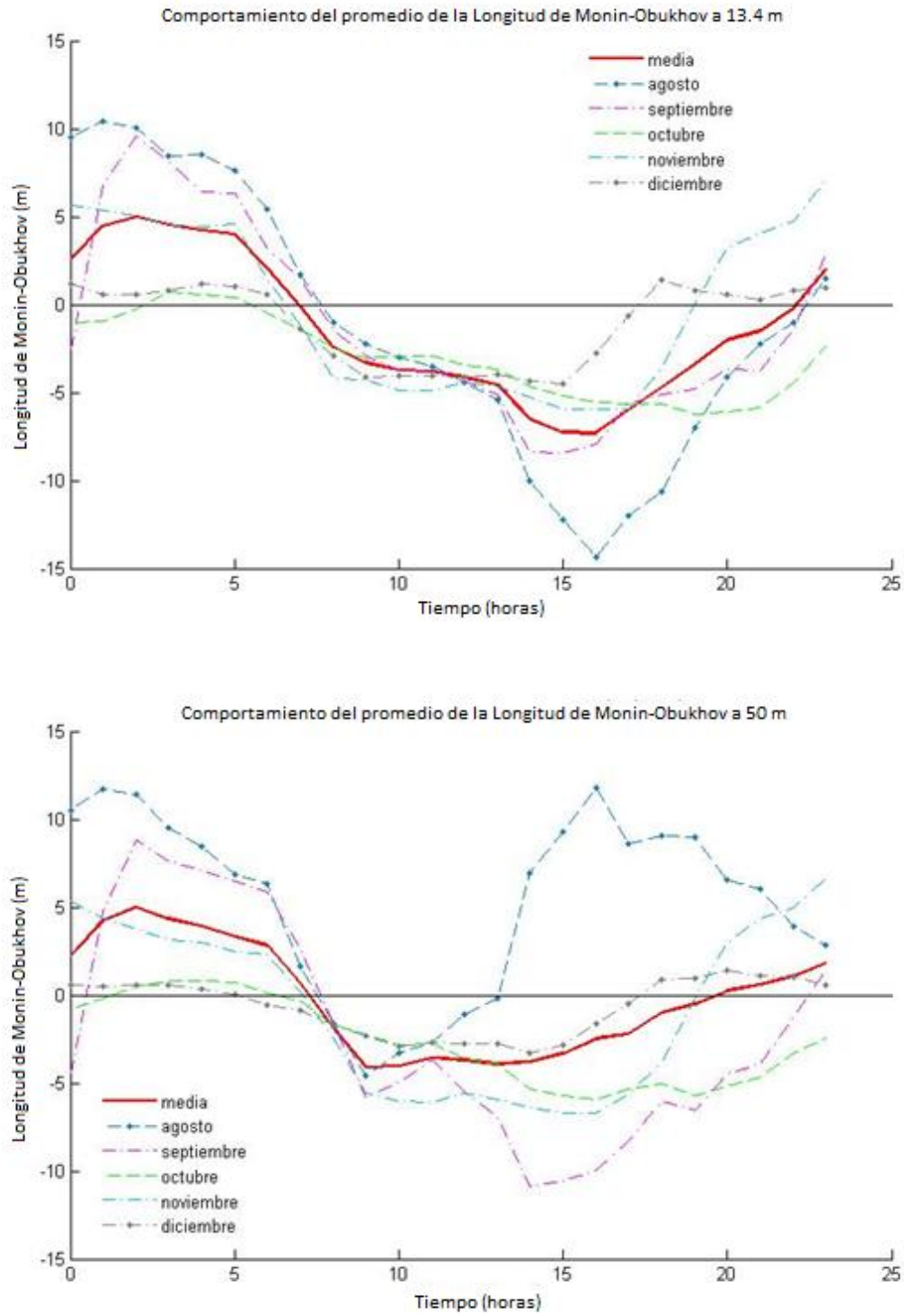


Figura 4.2-1 Comportamiento diario de la Longitud de Monin-Obukhov para los anemómetros 3D a 13.4 m (arriba) y 50 m (abajo).

### 4.3 Velocidad de fricción

Con base en lo visto en la sección 2.3.5 se calculó la velocidad de fricción para cada altura. En las figuras siguientes (Figura 4.3-1 y Figura 4.3-2) se observa que, para ambos anemómetros, se tienen distribuciones uni-variadas y de forma sustancialmente log-normal. La velocidad de fricción para el anemómetro colocado a 13.4 m de altura presenta una media de 0.2498 m/s y una desviación estándar de 0.1236 m/s, mientras que el anemómetro ubicado a 50 metros tiene una media de 0.2248 m/s y desviación estándar de 0.1393 m/s.

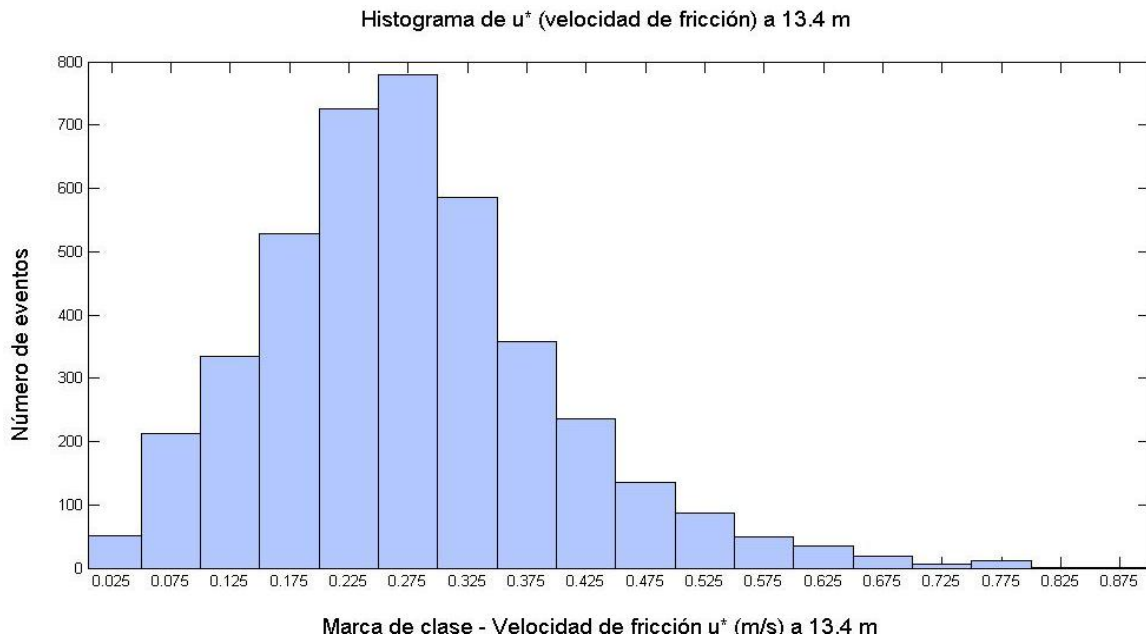


Figura 4.3-1 Histograma de velocidad de Fricción para anemómetro a 13.4 m

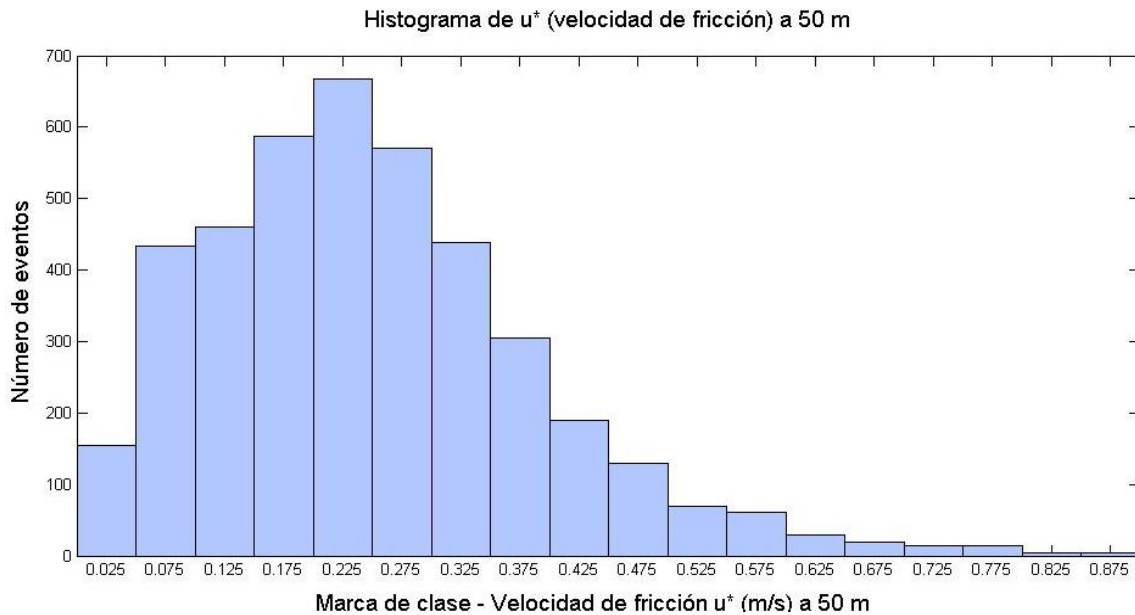


Figura 4.3-2 Histograma de velocidad de Fricción para anemómetro a 50 m



En la Figura 4.3-3 se ha graficado la velocidad de fricción contra la intensidad del viento para los datos del anemómetro a 13.4 metros de altura. En ella se observa la clara relación y dependencia que existe entre ellas, como es de esperarse por lo visto en la sección 2.3.5, en la que se vio que para calcular  $u^*$  se toman las componentes del viento  $u$ ,  $v$  y  $w$ . Se forman dos grupos bien definidos, los datos de vientos provenientes de mar (círculos en azul) que presentan un coeficiente de correlación lineal positivo de 0.87 y los provenientes de tierra (círculos en rojo) que dan un valor del coeficiente de 0.85, con ecuaciones para las líneas de ajuste mostradas en la figura.

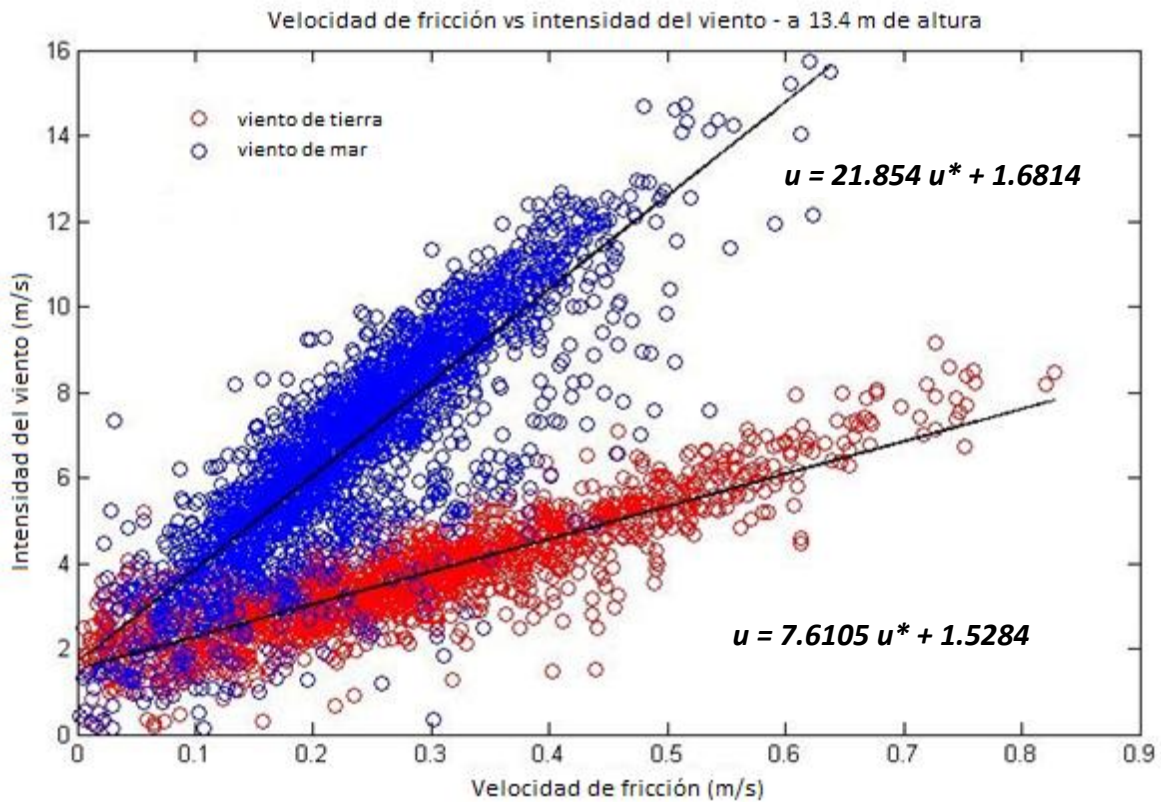


Figura 4.3-3 Velocidad de fricción contra intensidad del viento para el anemómetro a 13.4 m de altura

Por lo tanto, la determinación de  $u^*$  con base en la intensidad del viento puede aproximarse como:

$$u^* = 0.04676 u - 0.07694 \quad (4.3-1)$$

para viento proveniente de mar, y para viento proveniente de tierra:

$$u^* = 0.1314 u - 0.2008 \quad (4.3-2)$$

## 4.4 Rugosidad superficial

### 4.4.1 $Z_0$ para datos de la torre vieja

En esta sección se presentan resultados de mediciones con anemómetros de copas, los cuales se presentan y comparan con los datos de los anemómetros ultrasónicos.

Una vez realizado el procedimiento explicado en la sección 3.4.1, se obtuvieron los siguientes resultados para la torre vieja, con datos del año 2005 y para los meses de enero hasta mediados de septiembre, ya que para los meses de octubre, noviembre y diciembre resultan parámetros erróneos por problemas con los aparatos.

Es importante mencionar que la convención usada para estos resultados es la trigonométrica, que parte del Este en sentido contrario a las manecillas del reloj.

INTERVALO DE DIRECCIÓN		VELOCIDAD DE FRICCIÓN (m/s)	RUGOSIDAD SUPERFICIAL (m)			TAMAÑO DE MUESTRA	PORCENTAJE
DE	HASTA		$Z_0$	MENOR	MAYOR		
<b>VIENTO PROVENIENTE DE TIERRA</b>							
190	220	0.32	0.051	0.011	0.427	13	3%
220	250	0.36	0.344	0.041	0.9237	7	1%
250	280	0.25	0.258	6.8E-04	0.6292	12	3%
280	310	0.20	0.422	0.328	0.6082	46	10%
310	340	0.20	0.354	0.309	0.3999	146	31%
340	10	0.20	0.340	0.220	0.4082	250	53%
<b>Total viento de tierra</b>		0.21	0.353	0.309	0.3867	474	100%
<b>VIENTO PROVENIENTE DE MAR</b>							
10	40	0.4951	8.34E-04	4.10E-04	0.0017	223	62%
40	70	0.8302	2.21E-04	1.01E-04	5.45E-04	54	15%
70	90	0.6931	0.012	2.57E-04	0.0258	33	9%
90	130	0.8402	1.19E-04	4.93E-05	7.12E-04	35	10%
130	160	2.1004	1.44E-04	1.02E-05	0.0494	5	1%
160	190	0.2111	0.3692	0.0408	0.7802	10	3%
<b>Total viento de mar</b>		0.6931	6.33E-04	3.46E-04	0.001	361	100%

Tabla 4.4-1 Resultados del año 2005 para los meses de enero a mitad de septiembre con anemómetros 2D de la antigua torre.

Como puede observarse en la Tabla 4.4-1 para vientos provenientes de tierra:

- En los sectores de 190 a 280° se tienen muy pocos datos. La velocidad de fricción resultó de 30 cm para este grupo de sectores y la rugosidad se encuentra en el rango de 5 a 34 cm.

- Los sectores de 280 a 10° cubren 94% de los datos provenientes de tierra: la velocidad de fricción ( $u^*$ ) resulta de alrededor de 20 cm/s y la rugosidad  $z_0$  de 35 cm aproximadamente.

Como se verá más adelante, estos valores son significativamente mayores que los calculados con anemómetros ultrasónicos 3D.

Para viento proveniente de mar:

- La mayor incidencia de datos se ven provenientes de 10 a 40° (del noreste) con una velocidad de fricción de 49.51 cm/s y un  $z_0$  de 0.0834 cm, aunque al promediar junto con el resto arroja una velocidad de fricción de 69.31 cm/s y un  $z_0$  de 0.063 cm.

#### 4.4.2 Rugosidad superficial y velocidad de fricción para anemómetros sónicos

##### 4.4.2.1 Para condiciones de neutralidad atmosférica

En la sección 3.4.2.1 se expuso el procedimiento para el cálculo de  $z_0$  en condiciones de neutralidad atmosférica, del cual se han obtenido los siguientes perfiles y resultados:

###### 4.4.2.1.1 Vientos provenientes de mar

Para el sector 2 (de 10° a 22.5°, Figura 4.4-1), se observan los perfiles resultantes de vientos provenientes de mar, con intensidades de 5 a 5.5 m/s para una altura de 3 metros; vientos de 8 m/s para 50 metros y un  $z_0 = 3.53$  cm cuando la atmósfera se encuentra en estado neutral.

La Figura 4.4-2 muestra el sector 3, en el que se observa mayor incidencia de eventos con neutralidad atmosférica. Los vientos son más intensos, varían desde 8 hasta 11.5 m/s para el anemómetro a 3 metros y de 11 a 15 m/s aproximadamente para el anemómetro colocado a 50 metros, con un  $z_0 = 5.5362e-5$  m.

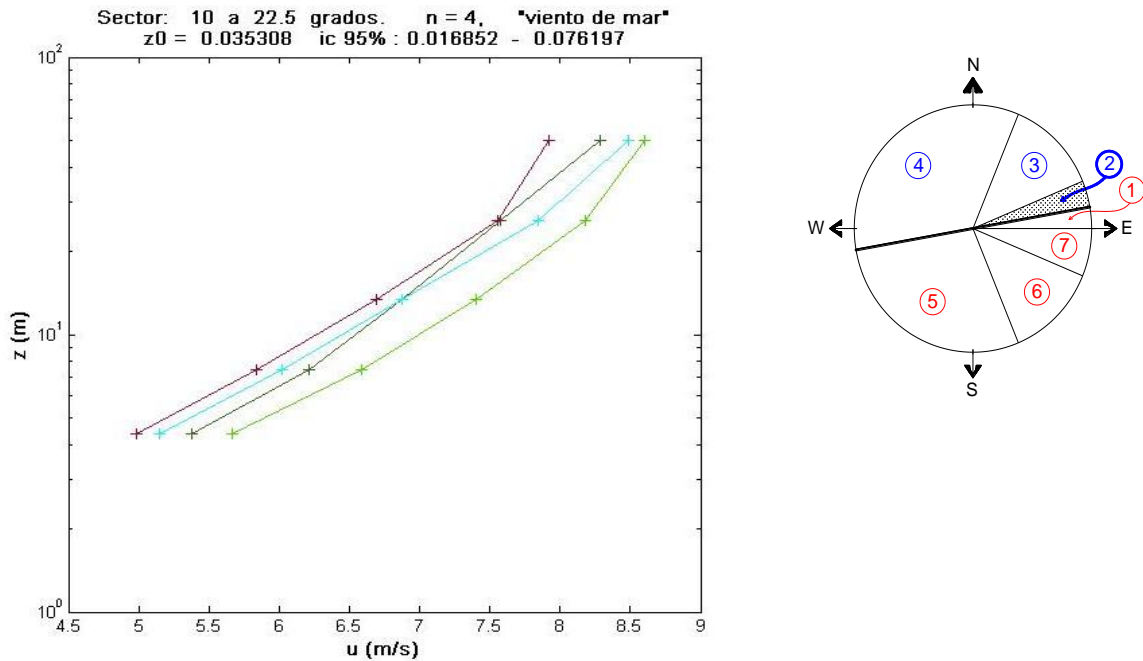


Figura 4.4-1 Perfiles de viento en sector 2

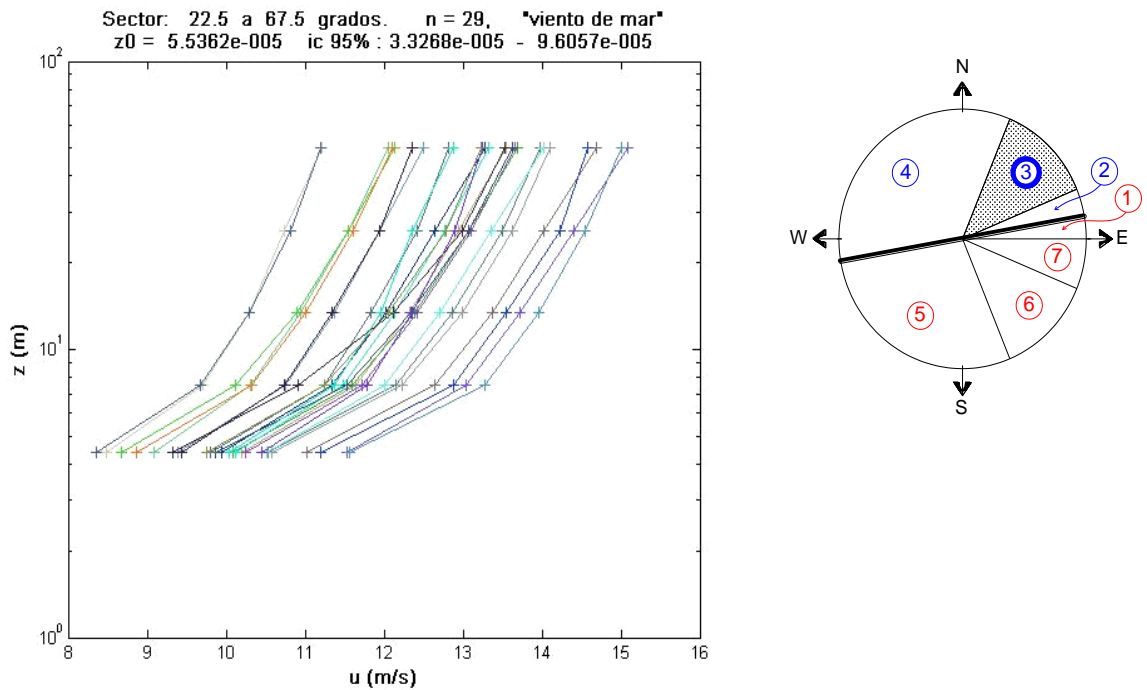


Figura 4.4-2 Perfiles de viento en sector 3

La Figura 4.4-3 muestra los perfiles del viento en el sector 4, con menor presencia de eventos de neutralidad atmosférica, como se esperaba debido a lo visto en la sección 4.1.2; el viento proviene

principalmente del noreste para vientos de mar. El valor de  $z_0$  para este sector es de  $9.7887e-07$  m.

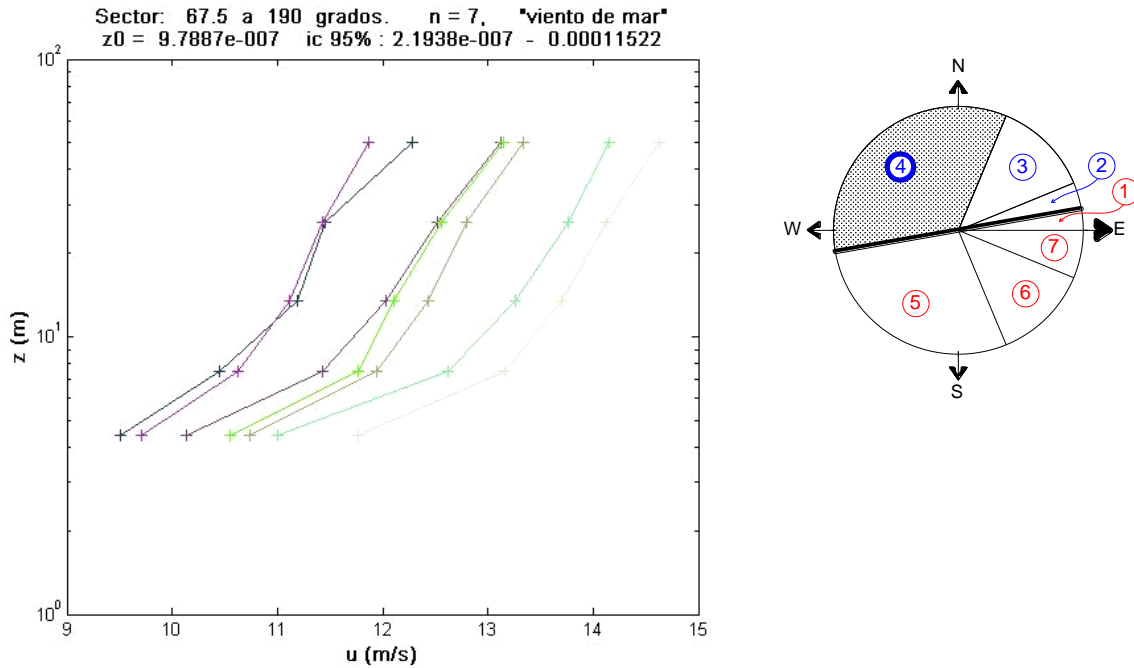


Figura 4.4-3 Perfiles de viento en sector 4

El viento presentado en estas tres figuras proviene del mar, de los cuales, aquellos con más intensidad son los provenientes del Noreste ubicados en el sector 3 ( $22.5^\circ - 67.5^\circ$ )

Para las dos últimas figuras podemos observar que se presenta un punto de inflexión, que se interpreta como la altura de la Capa Límite Interna (Echols, et. al. 1972). Esta altura tiene un valor aproximado de 7 m, la cual se asemeja a la mostrada en dicha referencia (6.7 m). Sin embargo, este valor carece de mucha credibilidad, debido a que el perfil que se forma sobre la IBL cuenta con 4 puntos, seleccionados a partir de que cumplieran con el 95% en el intervalo de confianza para ajustar una línea recta. Lo que no ocurre con el perfil que se encuentra dentro de la IBL, puesto que únicamente contamos con dos puntos, el que pertenecen al anemómetro colocado a 4.4 m y el colocado a 7.5 metros. En este caso, no se sabe a qué distancia exactamente se encuentre la inflexión, pero si podemos afirmar que ha comenzado el desarrollo de la IBL en las lecturas de los anemómetros inferiores. Para el sector 2 (de 10 a  $22.5^\circ$ ) se tiene un fetch aproximadamente del doble (200 metros). De cual podemos decir que para este caso el desarrollo de la IBL ocurre antes de llegar a la torre, cuando al pasar por ella se ha desarrollado a una altura de entre los 25.8 y 50 metros según lo muestra la Figura 4.4-1;

Por otro lado, se observa una mayor rugosidad en el sector 2 que para el viento de los sectores 3 y 4, lo cual se debe a que los vientos provenientes de este sector fluyen casi paralelos a la línea de la costa, por lo que en ese sector se puede tener presencia de viento que ha pasado por tierra.

4.4.2.1.2 Para vientos provenientes de tierra

Para los sectores 1 y 5 no se obtuvieron perfiles, debido a que se tiene poca incidencia de eventos y a que los datos registrados no cumplieron con las condiciones descritas en la sección 3.4.2. Para vientos provenientes del sector 6 (Figura 4.4-4) se tiene una  $z_0$  de 2.77 cm y vientos muy variables de 3.5 a 4.5 m/s aproximadamente para el anemómetro a 3 metros y de 6.5 a 9 m/s para el anemómetro a 50 metros de altura. Aunque estamos suponiendo que la atmósfera se encuentra en estado neutral, nótese que para los cuatro anemómetros inferiores se forma la curva cóncava propia de la atmósfera en estado estable que se presenta durante la noche, cuando el viento de manera general fluye de la tierra hacia el mar.

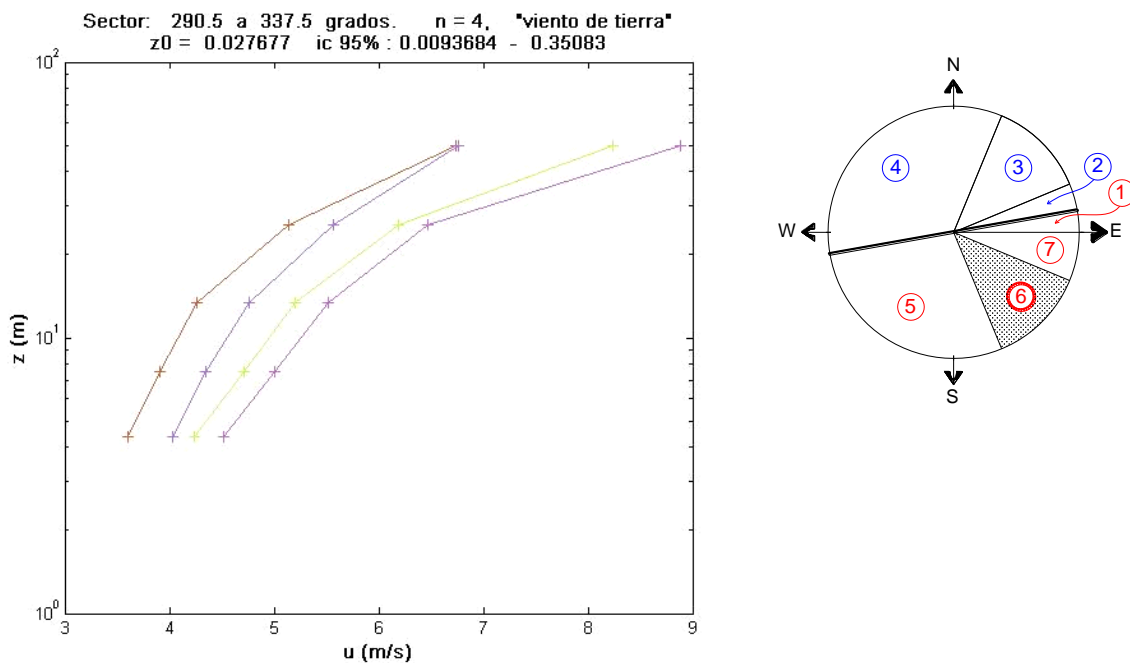


Figura 4.4-4 Perfiles de viento para sector 6

La Figura 4.4-5 muestra los perfiles resultantes para el sector 7, con una rugosidad de 4.25 cm.

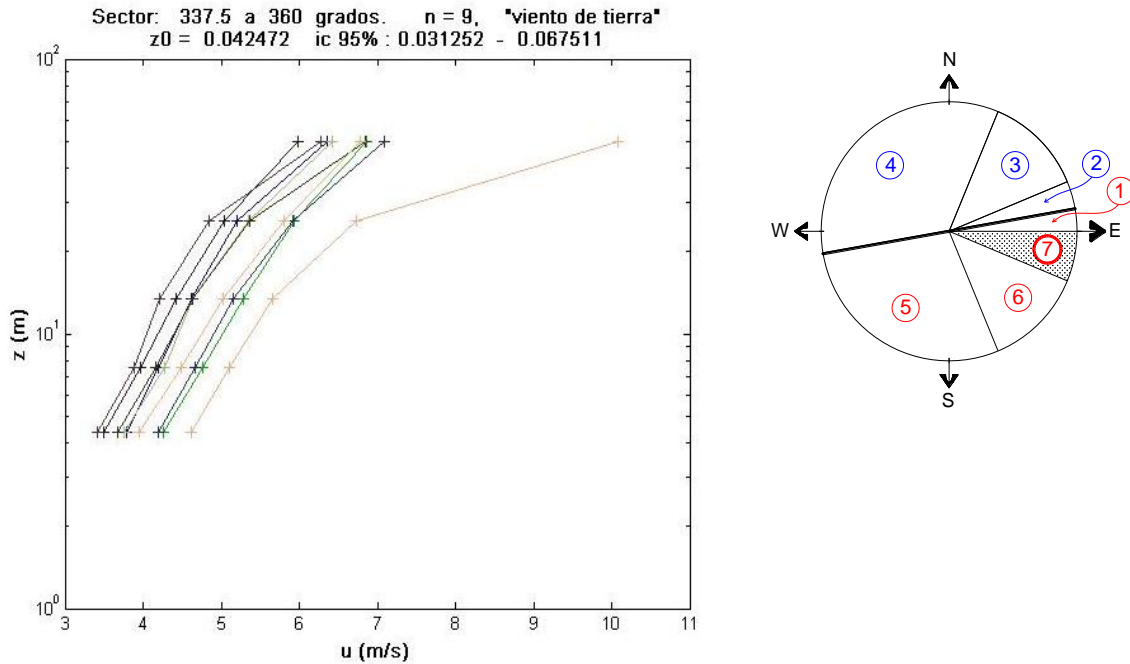


Figura 4.4-5 Perfiles de viento para sector 7

Las gráficas anteriores permiten observar que la mayor incidencia de eventos durante un estado de neutralidad atmosférica, provienen del mar; específicamente del sector 3 (22.5° a 67.5°) o vientos del noreste, con intensidades más altas y rugosidades mucho más pequeñas que el viento proveniente de tierra.

En la tabla siguiente se muestran los resultados de rugosidad superficial para la atmosfera en estado neutral, así como el rango de valores inferior y superior encontrados para cada sector.

SECTOR	INTERVALO DE DIRECCIÓN		TAMAÑO DE MUESTRA	PROVENIENCIA	$z_0$	$z_0$ INTERVALOS	
	DE	HASTA				INFERIOR	SUPERIOR
1	0	10	0	TIERRA	---	---	---
2	10	22.5	4	MAR	0.03531	0.01685	0.07620
3	22.5	67.5	29	MAR	5.536e-5	3.326e-5	9.606e-5
4	67.5	190	7	MAR	9.789e-7	2.194e-7	1.152e-4
5	190	290.5	0	TIERRA	---	---	---
6	290.5	337.5	4	TIERRA	0.02767	0.00937	0.35083
7	337.5	360	9	TIERRA	0.04247	0.03125	0.06751

Tabla 3.4-1 Rugosidades superficiales para la atmósfera en estado neutral

#### 4.4.2.2 Para condiciones de estabilidad e inestabilidad atmosférica

Debido al tipo de vegetación que se presenta en la zona, con hierbas y plantas entre 10 y 60 cm, se esperan valores de  $z_0$  de entre 2.3 y 5 cm. En los siguientes subtemas se muestran las gráficas mediante las que se obtuvieron los resultados de  $z_0$  para cada sector estudiado y para los anemómetros 3D (13.4 y 50 metros), la simbología utilizada se describe brevemente:

En la sección 3.4.2.2 se expuso el procedimiento utilizado, en el cual se habló de la función  $\Psi$  mostrada en línea punteada; los círculos en rojo son el cálculo del término siguiente:

$$\ln z_0 + \Psi\left(\frac{z}{L}\right) \quad (4.4-1)$$

la línea segmentada representa el polinomio ajustado a estos resultados una vez que se le ha restado el tercer coeficiente de dicho polinomio, el cual representa la ordenada al origen ( $\ln z_0$ ); las cruces en magenta son el resultado del término (4.4.1) una vez restada la ordenada al origen, con la cual se ha obtenido el valor de  $z_0$ . También se muestra en la parte superior derecha de cada gráfica, el histograma de velocidades, la variable  $n$  corresponde al número de eventos registrados. Al final se muestra la tabla de las rugosidades calculadas para cada uno de los sectores estudiados.

##### 4.4.2.2.1 Resultados para anemómetro a 13.4 metros de altura

En la Figura 4.4-6 se muestran los resultados para el sector 1, en la que se observa que se tiene más incidencia de eventos cuando el parámetro  $z/L$  es positivo; es decir, en condiciones de estabilidad, que en general en la costa se presenta durante la noche, cuando el viento sopla de tierra hacia el mar. Es importante aclarar que los resultados arrojados por los sectores cercanos a la costa son poco confiables debido a todos los factores que se presentan en estas condiciones.

En la Figura 4.4-7 se muestran los resultados del sector 2. La intensidad promedio del viento oscila entre 4 y 6 m/s; se observan pocos datos con mayor dispersión, los cuales son poco confiables debido a su cercanía con la línea costera.

Para el sector 3 (Figura 4.4-8), se aprecia inestabilidad atmosférica ( $z/L < 0$ ), que se presenta durante el día, cuando el viento generalmente va en dirección del mar hacia la tierra; también se observan mayores intensidades promedio del viento (6 a 10 m/s).

Los resultados del sector 4 (Figura 4.4-9) muestran claramente el estado de inestabilidad atmosférica, con intensidades de viento parecidas al sector 3 pero con mejor definición en el grupo de datos y en la distribución del histograma de velocidades; como se observa en las rosas de vientos, es en este sector donde se tiene la mayor presencia de eventos.



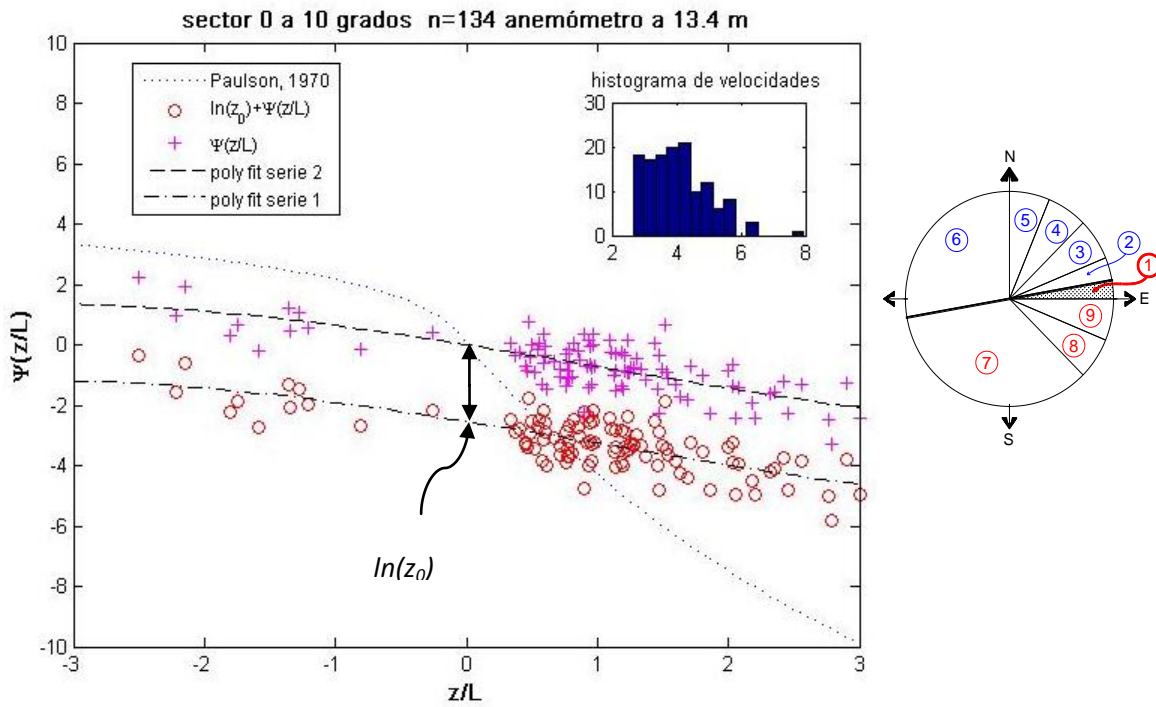


Figura 4.4-6 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 1 a 13.4 m

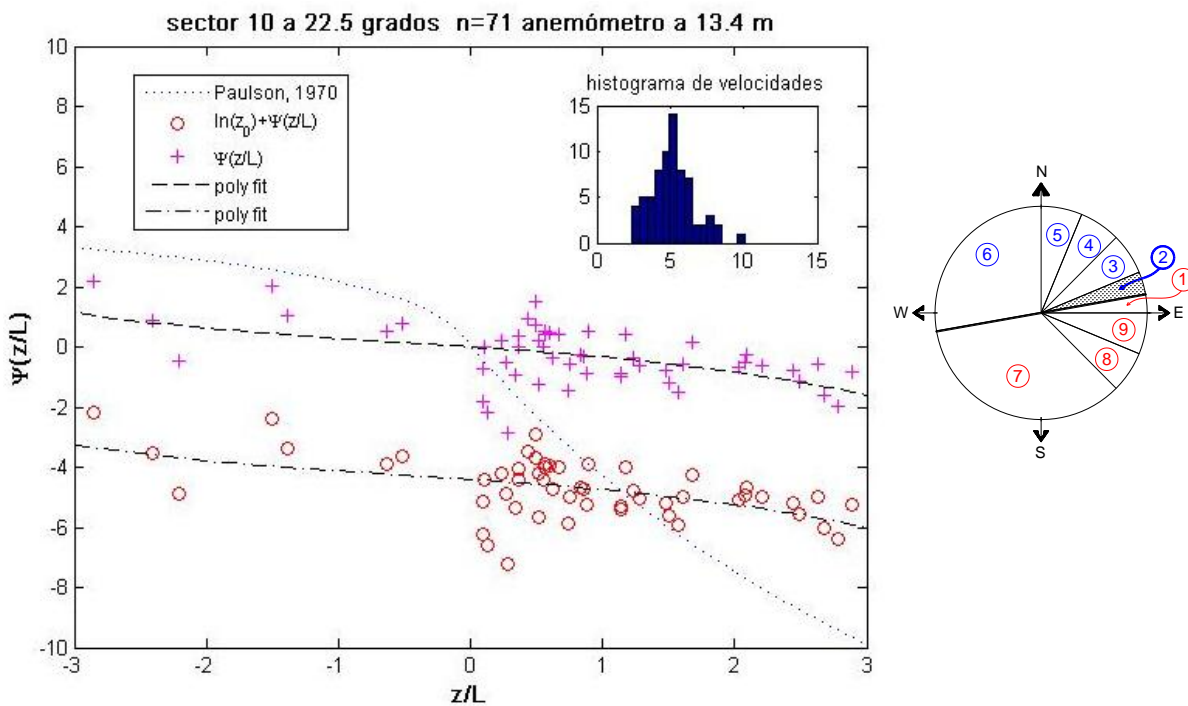


Figura 4.4-7 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 2 a 13.4 m

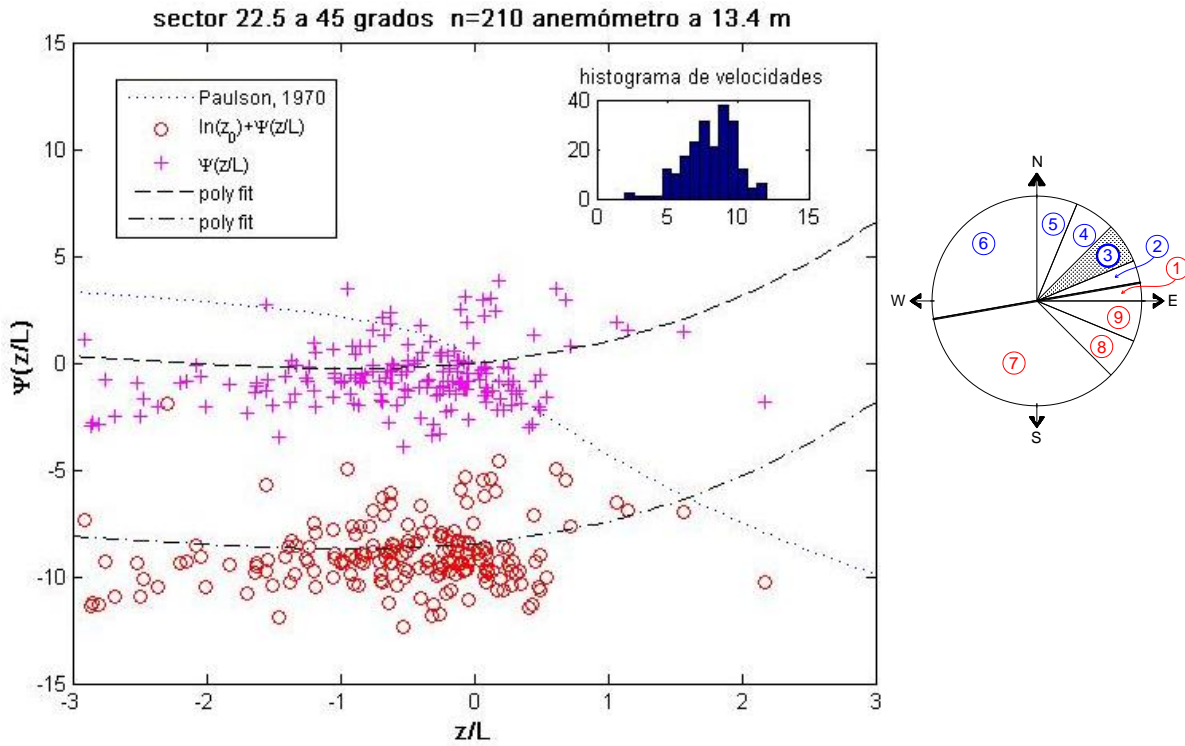


Figura 4.4-8 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 3 a 13.4 m

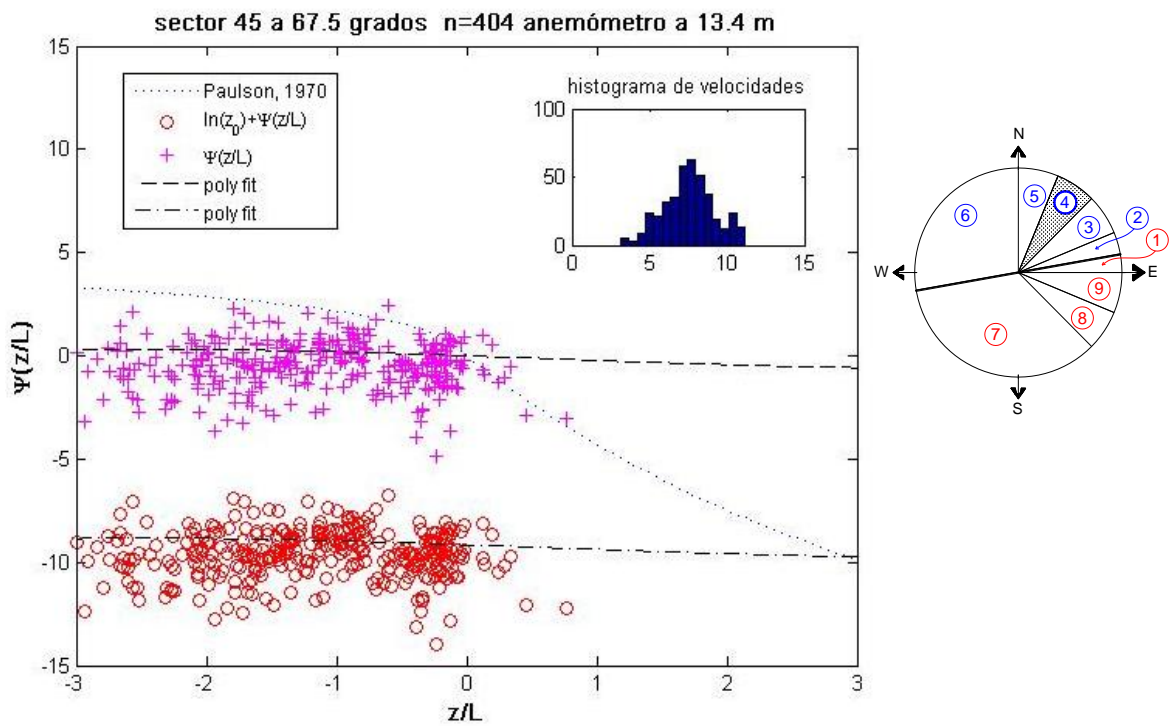


Figura 4.4-9 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 4 a 13.4 m

En el sector 5 (Figura 4.4-10) se observa que los datos muestran inestabilidad atmosférica, con vientos de entre 5 y 9 m/s provenientes de mar, lo mismo que para el sector 6 (Figura 4.4-11); en ambos casos se observa una disminución en el número de eventos presentados, lo cual concuerda con los resultados de dirección (rosas de vientos), en los que vemos que se tiene más incidencia de vientos provenientes de los sectores 3 y 4 (22.5 a 67.5°), es decir del noreste.

En la Figura 4.4-12 se muestran los resultados de los eventos provenientes del sector 7, con vientos provenientes de tierra e intensidades muy variables de 2 a 6 m/s en promedio.

En el sector 8 (Figura 4.4-13) se observa que el histograma de velocidades muestra un rango de 3 a 5 m/s en promedio con una distribución uni-variada, así como mayor presencia de estabilidad atmosférica para vientos provenientes de tierra.

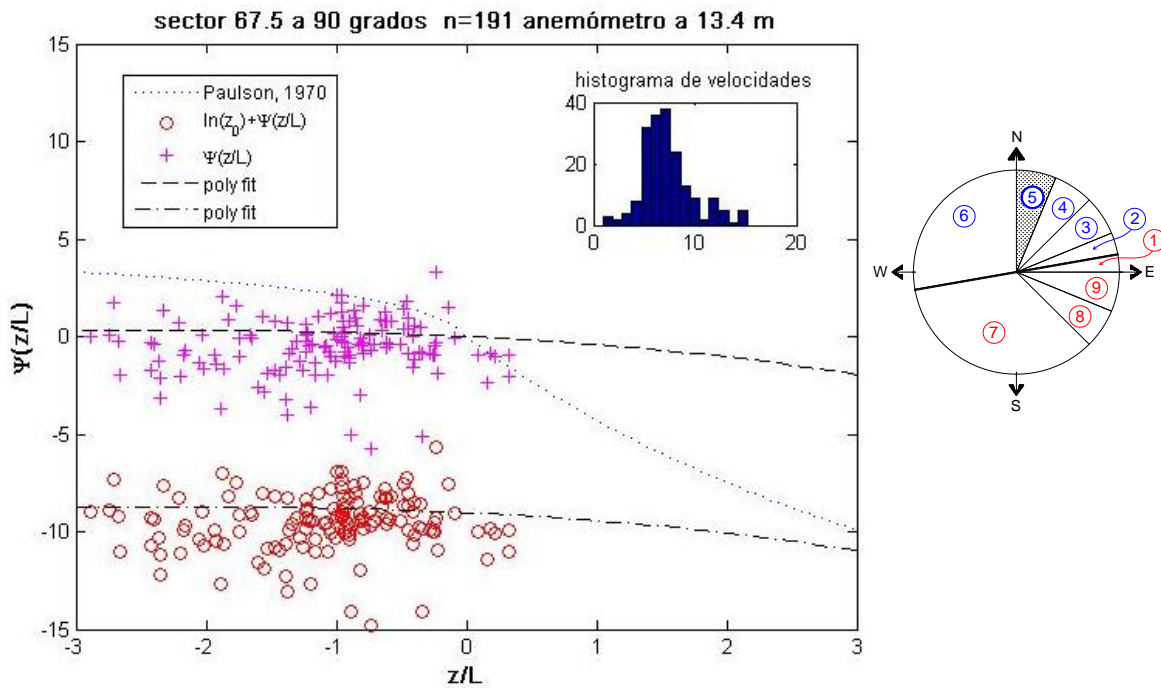


Figura 4.4-10 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 5 a 13.4 m

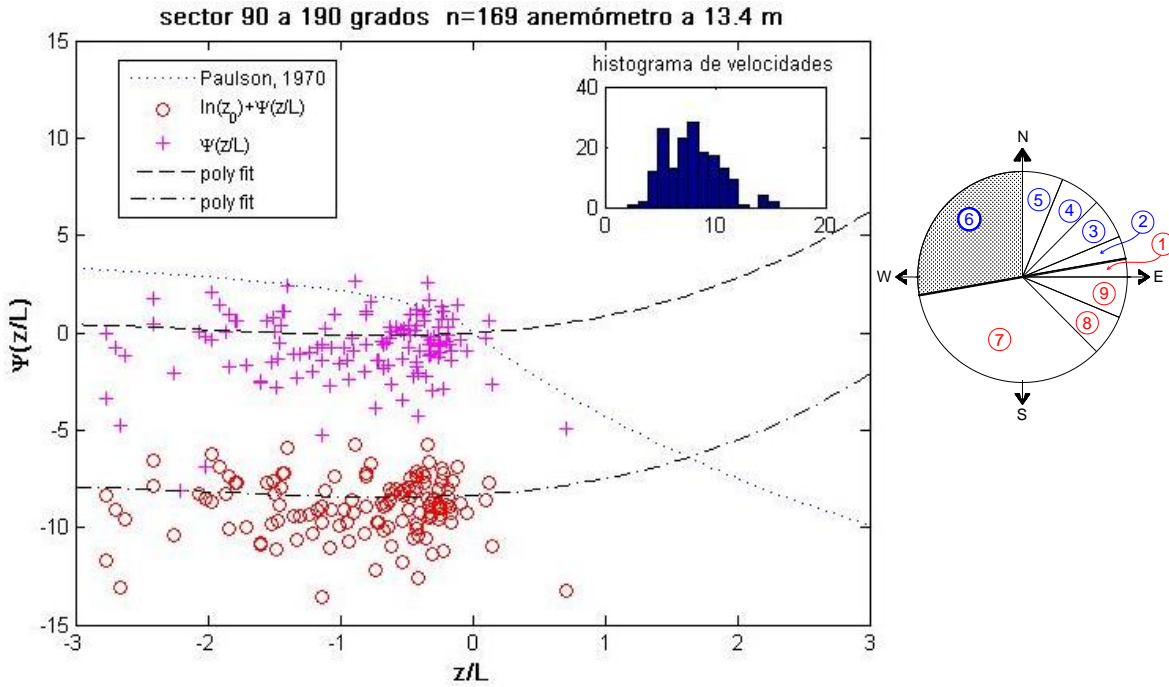


Figura 4.4-11 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 6 a 13.4 m

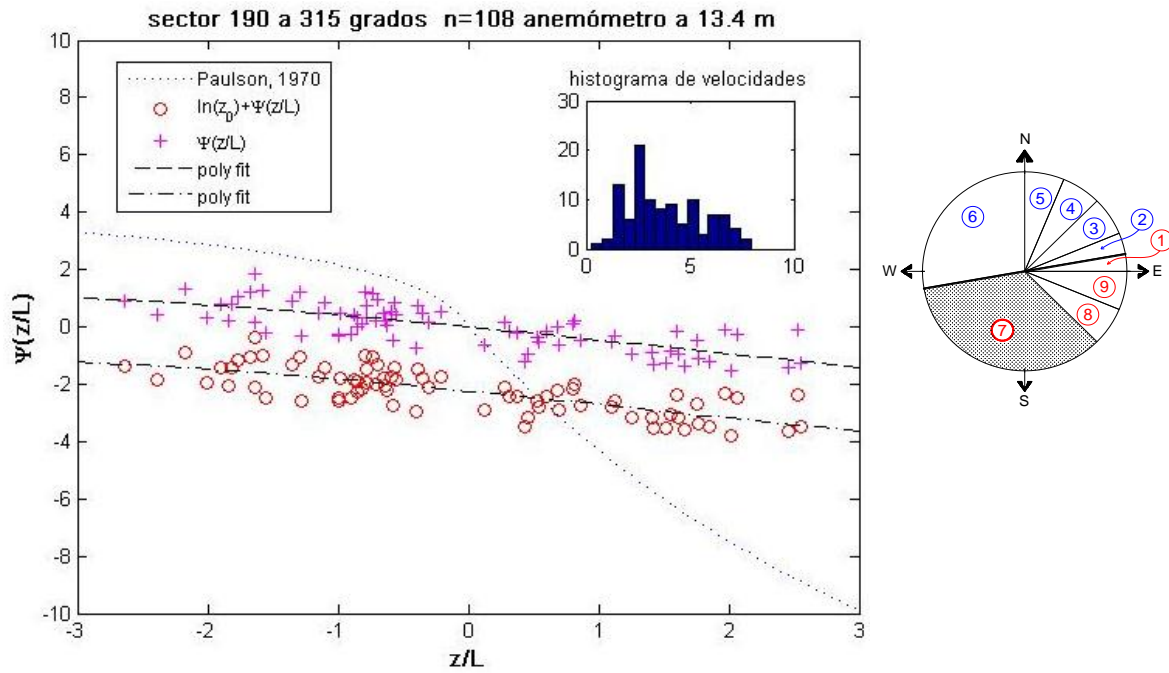
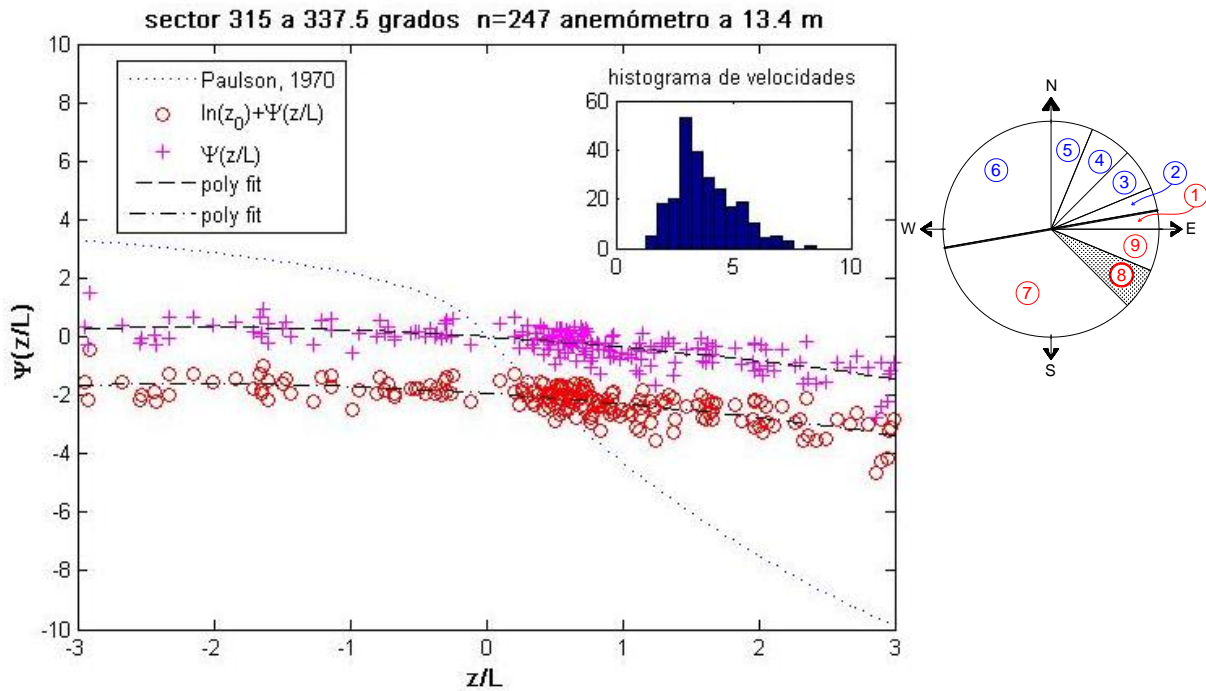
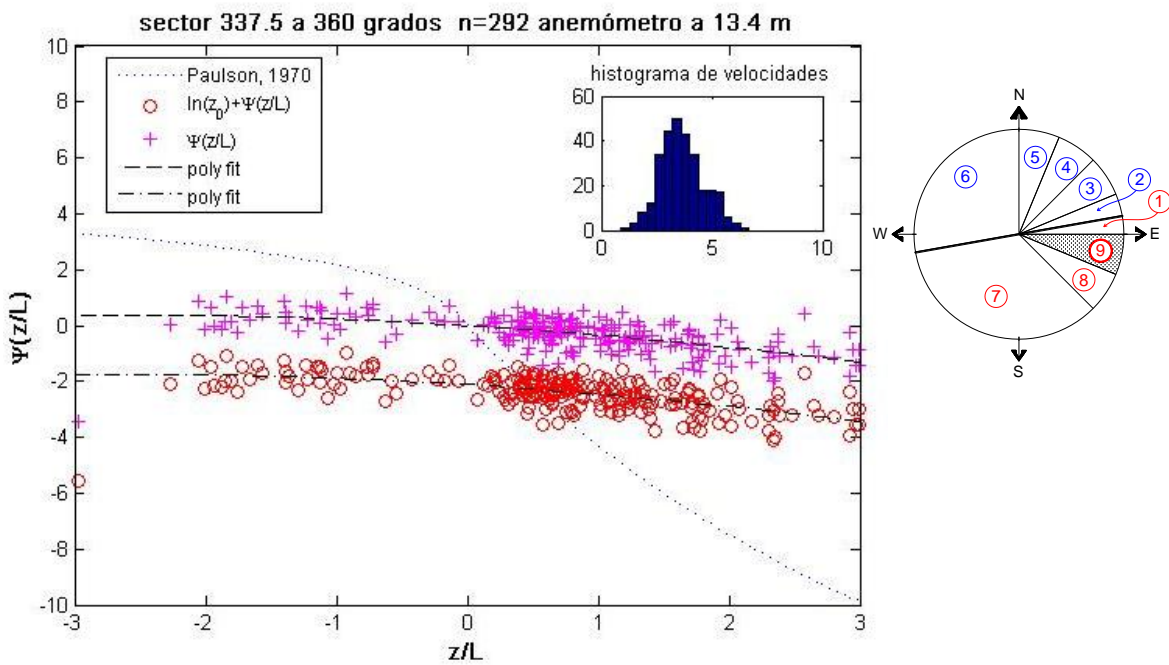


Figura 4.4-12 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 7 a 13.4 m



Por último, en el sector 9 (Figura 4.4-14), se observa que la mayoría de datos presentan estabilidad atmosférica con un histograma que presenta una distribución normal con vientos de 3 a 5 m/s en promedio.



En la tabla siguiente se muestran los resultados de rugosidad superficial así como el rango de valores inferior y superior encontrados para cada sector del anemómetro colocado a 13.4 m.

SECTOR	INTERVALO DE DIRECCIÓN		TAMAÑO DE MUESTRA	PROVENIENCIA	$z_0$	$z_0$ INTERVALOS	
	DE	HASTA				INFERIOR	SUPERIOR
1	0	10	134	TIERRA	0.07864	0.06565	0.09421
2	10	22.5	71	MAR	0.01218	0.00896	0.01655
3	22.5	45	210	MAR	2.18E-04	1.65E-04	2.86E-04
4	45	67.5	404	MAR	1.06E-04	8.32E-05	1.35E-04
5	67.5	90	191	MAR	1.20E-04	6.95E-05	2.08E-04
6	90	190	169	MAR	2.43E-04	1.49E-04	3.96E-04
7	190	315	108	TIERRA	0.10596	0.0923	0.12164
8	315	337.5	247	TIERRA	0.14465	0.13324	0.15703
9	337.5	360	292	TIERRA	0.12022	0.11022	0.13112

Tabla 4.4-2 Resultados de rugosidad superficial en condiciones de inestabilidad y estabilidad atmosférica a 13.4 m

Puede observarse en la tabla anterior, que para vientos provenientes de mar se tienen valores de rugosidad superficial muy pequeños, del orden de décimas de milímetro ( $10^{-4}$  m). En cambio, para viento proveniente de tierra, la rugosidad superficial es tres órdenes de magnitud mayor (promedio de 13 cm para sectores 8 y 9). Es importante recalcar que los sectores con más confiabilidad en los resultados serían en nuestro caso el 3 y 4 para viento proveniente de mar y 8 y 9 para viento proveniente de tierra, debido a que en ellos se tiene más presencia de eventos, además de que no se ven afectados por las condiciones que conlleva el estar cerca de la línea costera. En este contexto, al promediar los sectores 3 y 4 para vientos provenientes de tierra el valor de rugosidad superficial es de 0.0162 cm y promediando los sectores 8 y 9, se obtiene un  $z_0$  de 13.24 cm para vientos provenientes de tierra.

En las siguientes gráficas se muestra el comportamiento de  $z_0$  para cada sector en estudio así como sus límites inferior y superior (líneas rojas) para el anemómetro ubicado a 13.4 metros.

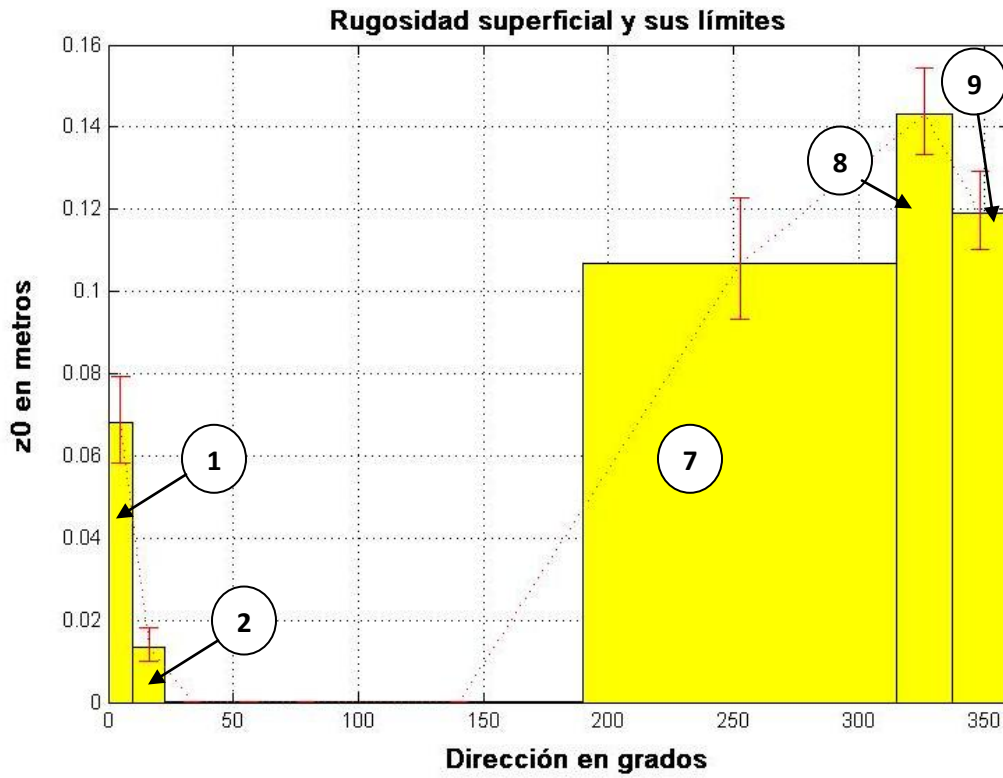


Figura 4.4-15 Rugosidad superficial para los sectores 1, 2, 7, 8 y 9

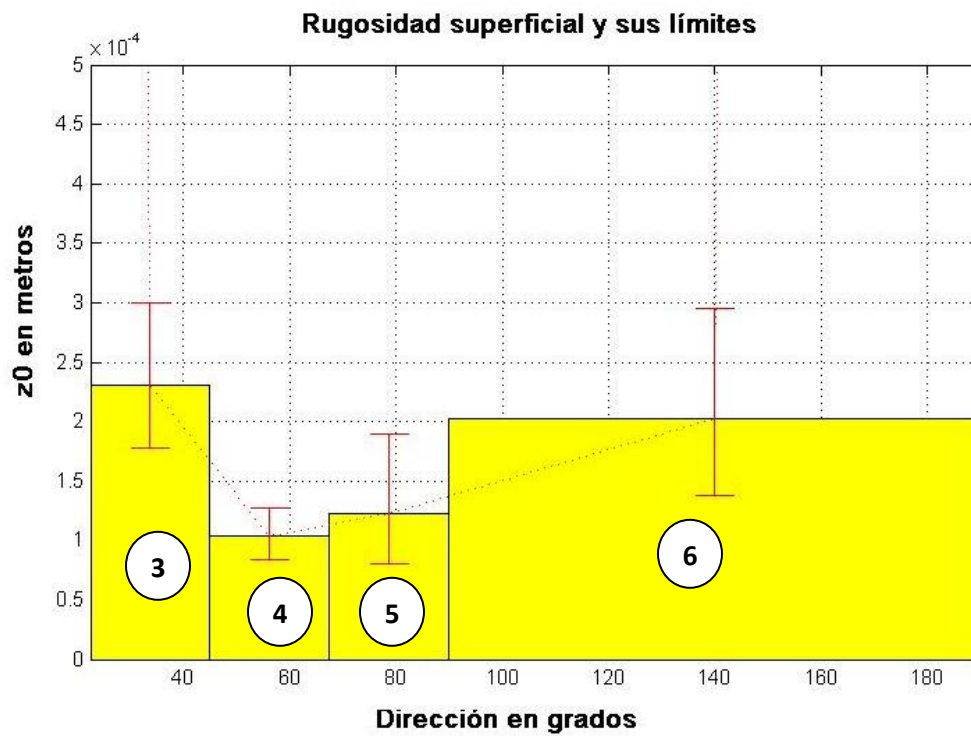


Figura 4.4-16 Rugosidad superficial para los sectores 3 – 6

4.4.2.2.2 Resultados para anemómetro a 50 metros de altura

En la Figura 4.4-17 se muestran los resultados para el sector 1 y se observan ocurrencias de eventos parecidos a los del anemómetro a 13.4 metros, sin embargo la rugosidad superficial es más pequeña; esto se debe a que en este anemómetro ya no se tiene la presencia de la Capa Límite Interna y, por lo tanto, se cree que estos datos son más representativos de la zona costera cercana a la playa que los anteriores, al menos en la caracterización del viento para fines de aprovechamiento. Aunque este es un sector cercano a la costa y puede tener errores significativos, se observa mayor presencia de estabilidad. La gráfica muestra intensidades del viento de 5 a 7 m/s promedio con un histograma de frecuencias con distribución normal.

En la Figura 4.4-18 se muestran los resultados del sector 2, con intensidades de viento promedio de 6 y 7 m/s. Se observa que los datos no se agrupan muy bien aunque en su mayoría muestra estabilidad atmosférica. Este sector colinda también sobre la línea costera, por lo que la variabilidad es alta.

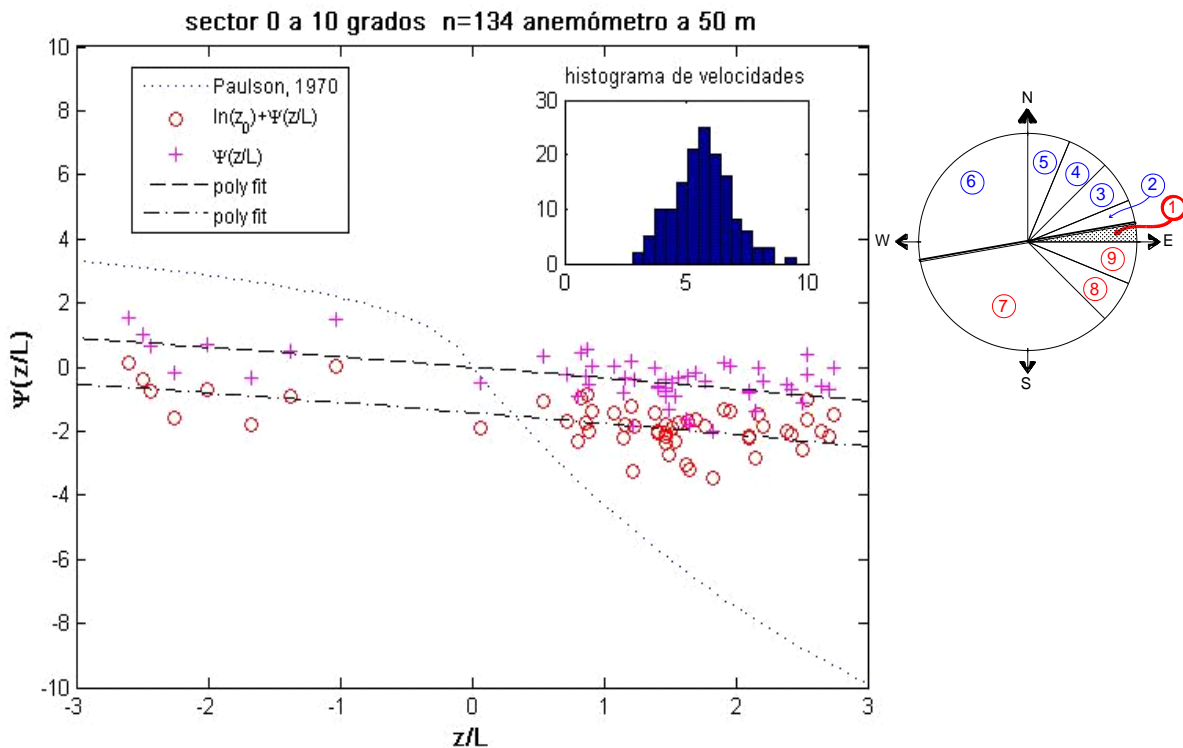


Figura 4.4-17 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 1 a 50 m



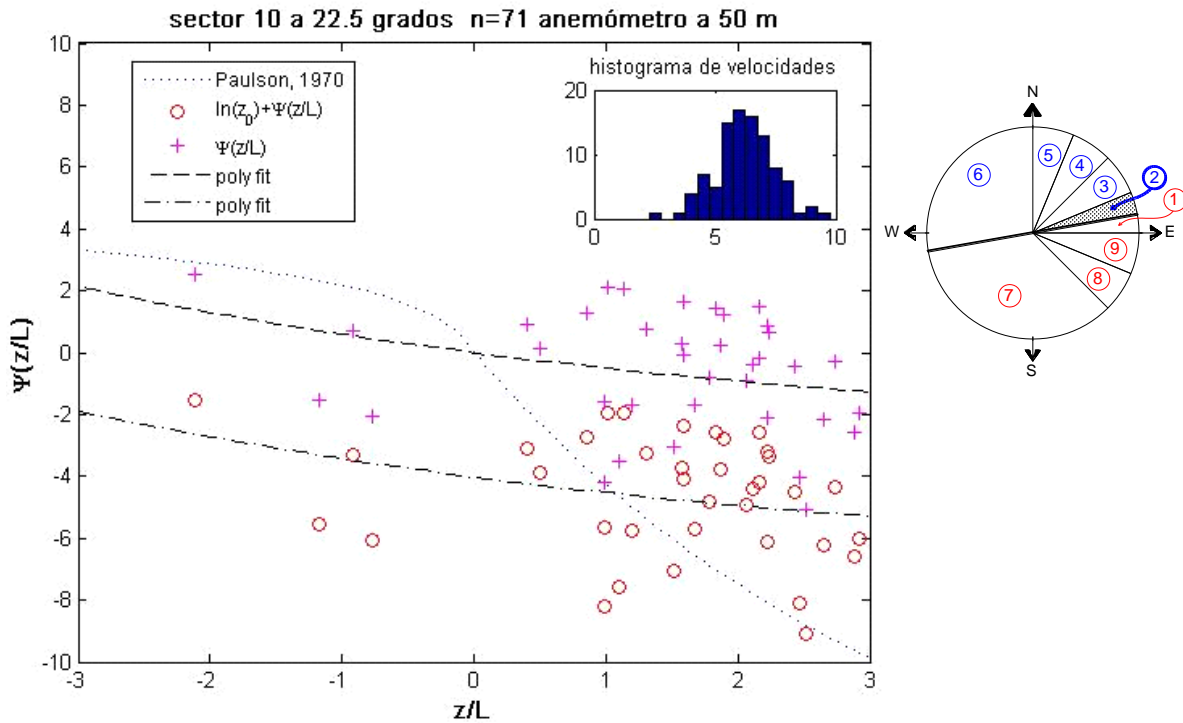


Figura 4.4-18 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 2 a 50 m

Para el sector 3 (Figura 4.4-19), se aprecia presencia de estabilidad e inestabilidad atmosférica ( $z/L < 0$ ), también se observan mayores intensidades del viento (6 a 10 m/s en promedio). Para el sector 4 (Figuro 4.4-20) se muestra que los resultados son similares a los del sector 3, con intensidades de viento dentro del mismo rango, pero con presencia de más eventos con condiciones de inestabilidad

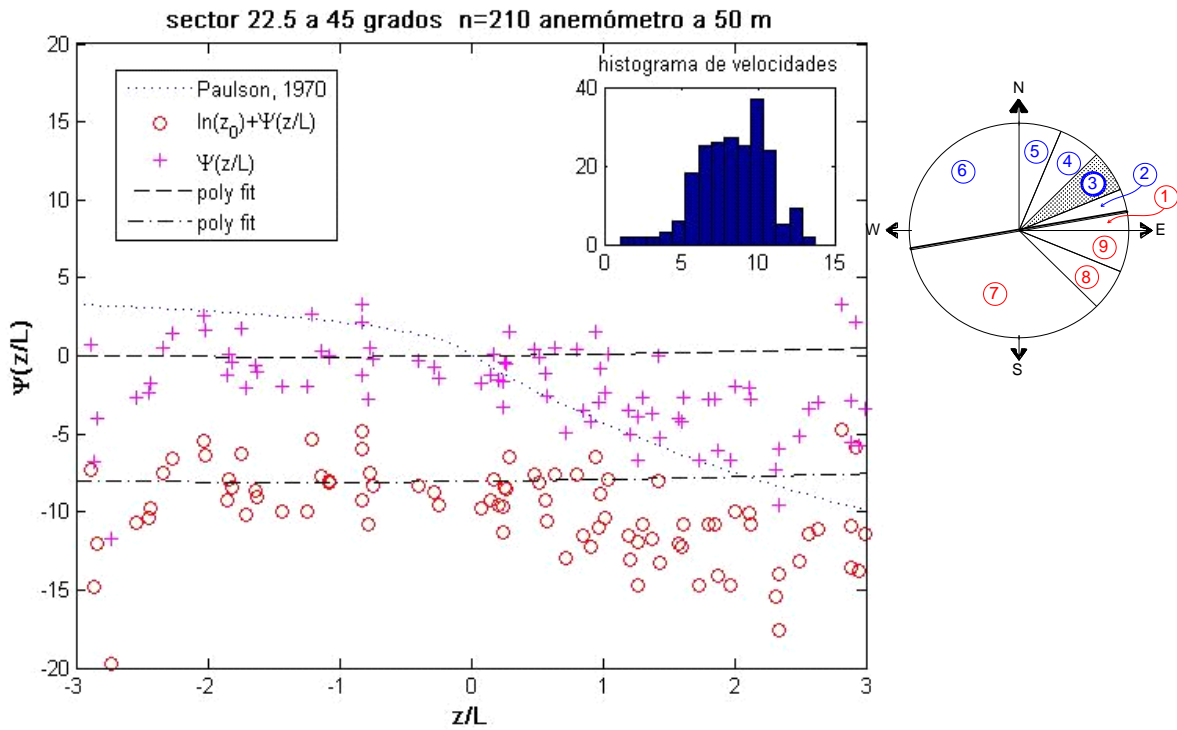


Figura 4.4-19 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 3 a 50 m

En el sector 5 (Figura 4.4-21) podemos observar que los datos muestran inestabilidad atmosférica, con vientos de entre 5 y 9 m/s provenientes de mar, lo mismo que para el sector 6 (Figura 4.4-22) donde hay más casos de inestabilidad atmosférica.

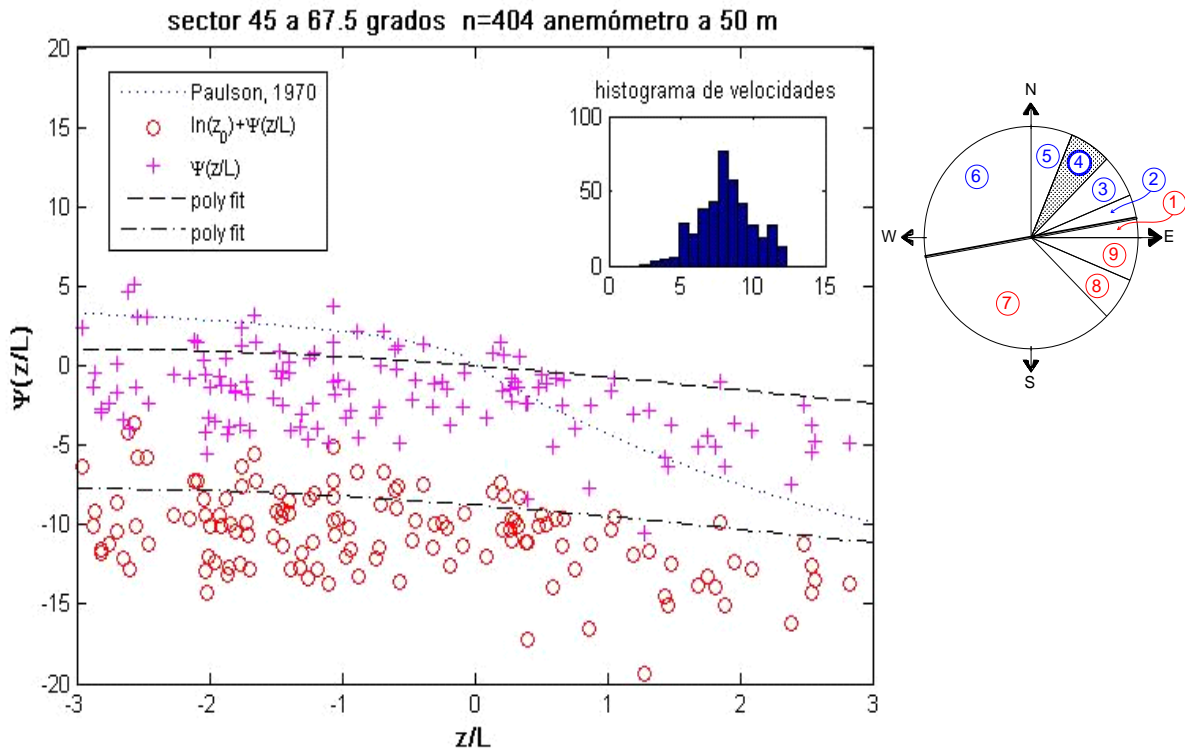


Figura 4.4-20 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 4 a 50 m

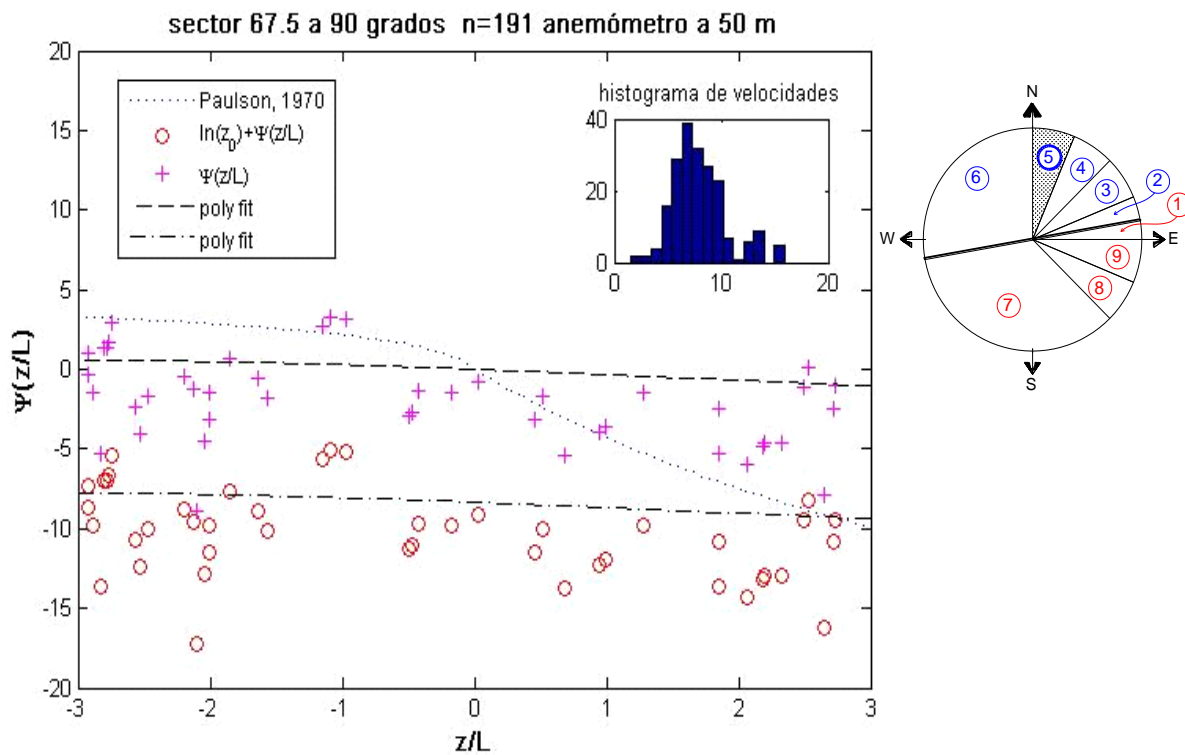


Figura 4.4-21 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 5 a 50 m

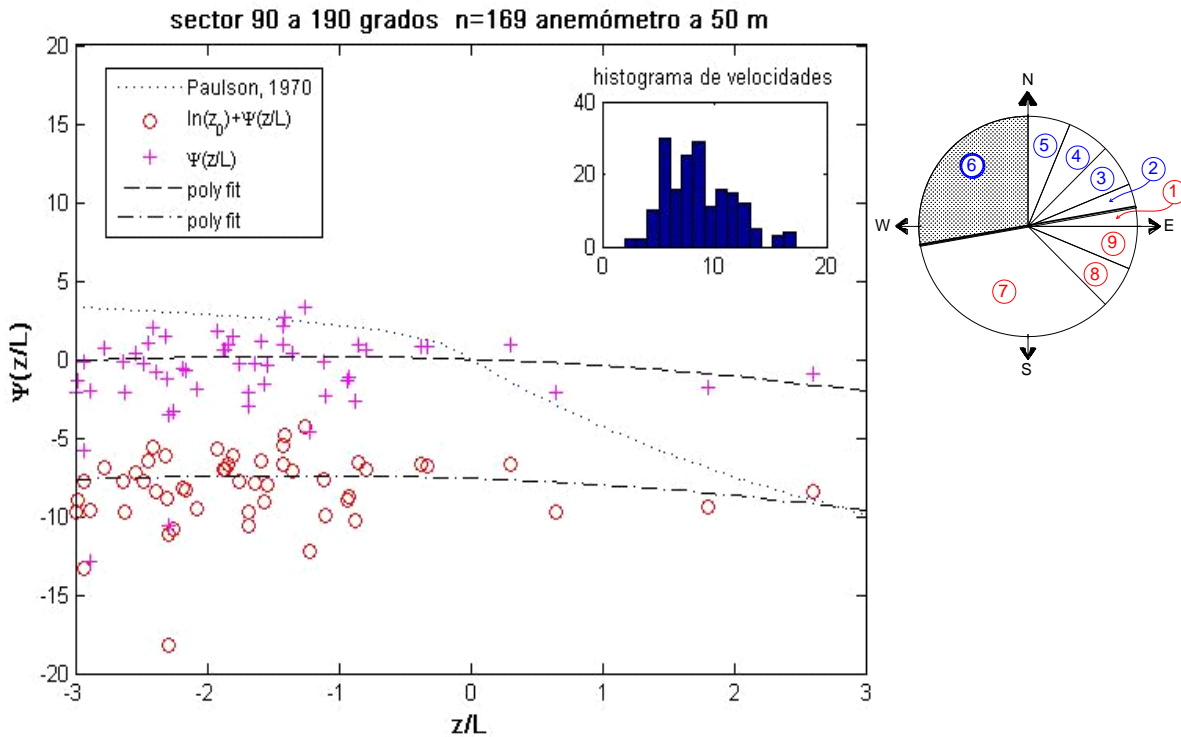


Figura 4.4-22 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 6 a 50 m

En el sector 7 (Figura 4.4-23) se advierte la presencia de pocos eventos con intensidades muy variables, ya que el viento de tierra proviene en su mayoría del sureste, como se observa en las rosas de vientos. En cambio, para el sector 8 (Figura 4.4-24) se encuentran mejor agrupados y con un histograma de frecuencias uni-variado con intensidades de 7 a 8 m/s en promedio. Se observa también que se tiene presencia de estabilidad e inestabilidad atmosférica.

En la Figura 4.4-25 se observa que se tiene presencia de estabilidad e inestabilidad atmosférica, esto puede tener relación con su cercanía con la línea costera. Así también se observa que se tiene mayor presencia de estabilidad, propia de la noche (vientos provenientes de tierra). Los vientos varían más en intensidad, ya que van desde 4 hasta 8 m/s en promedio aproximadamente.

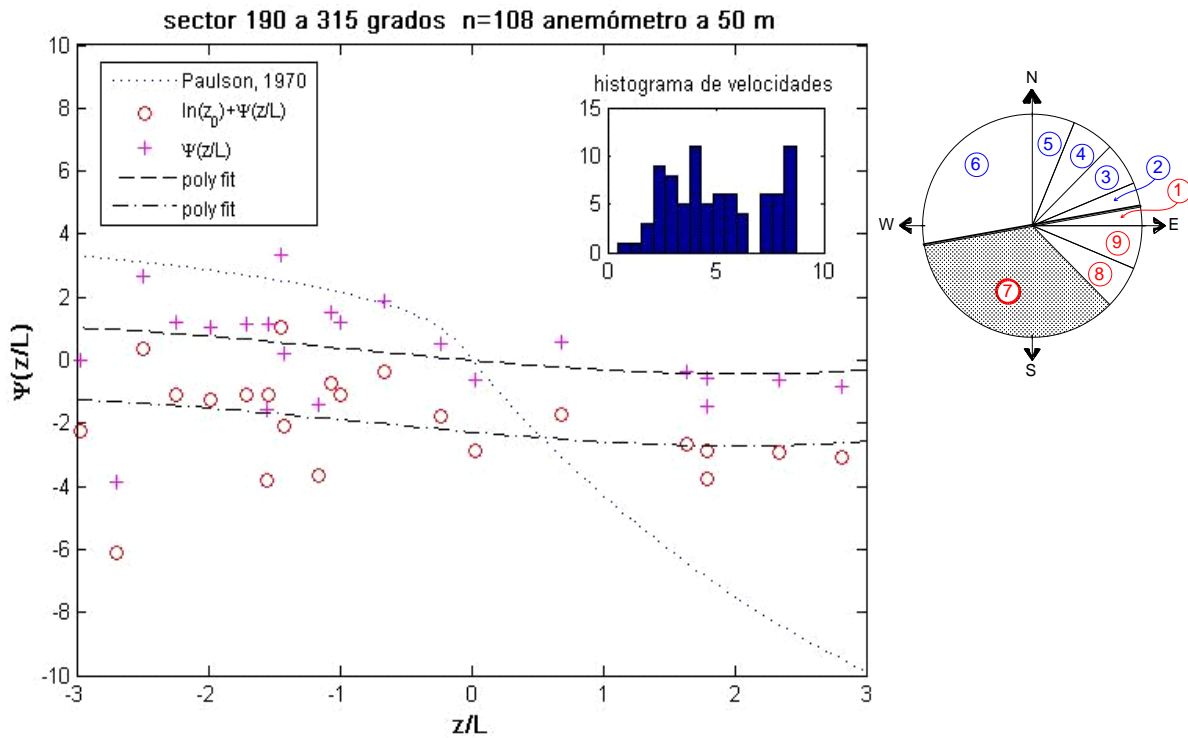


Figura 4.4-23 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 7 a 50 m

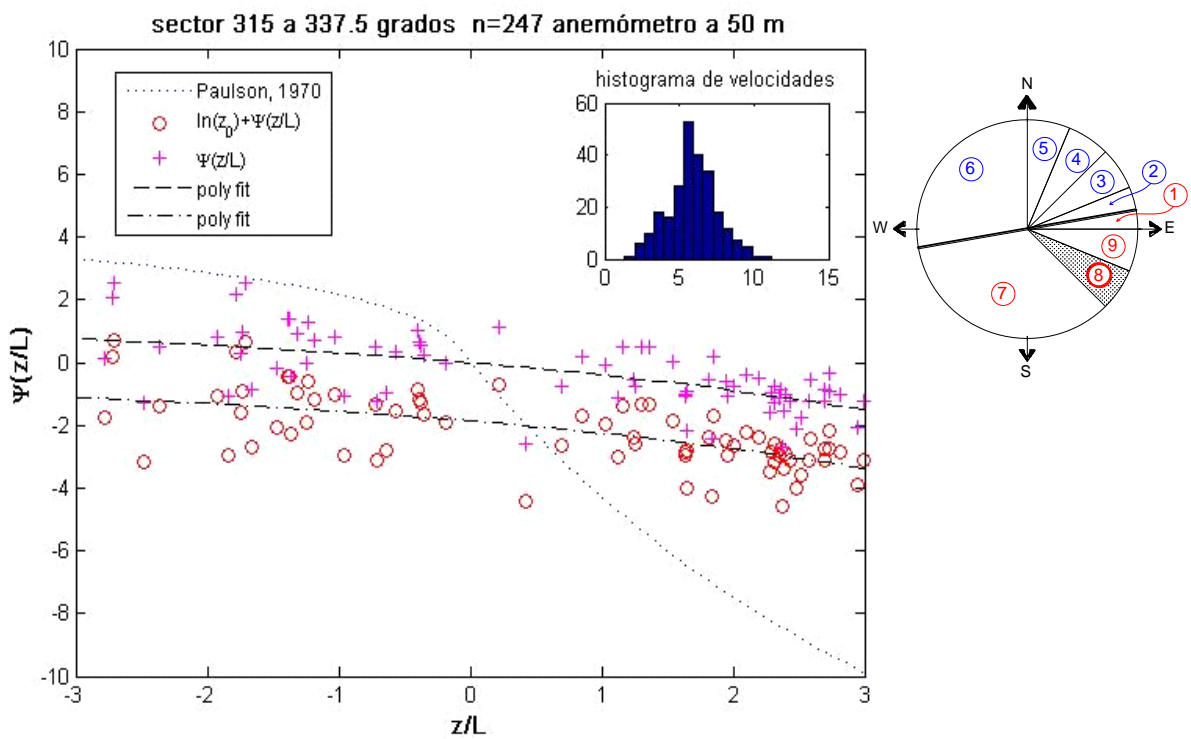


Figura 4.4-24 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 8 a 50 m

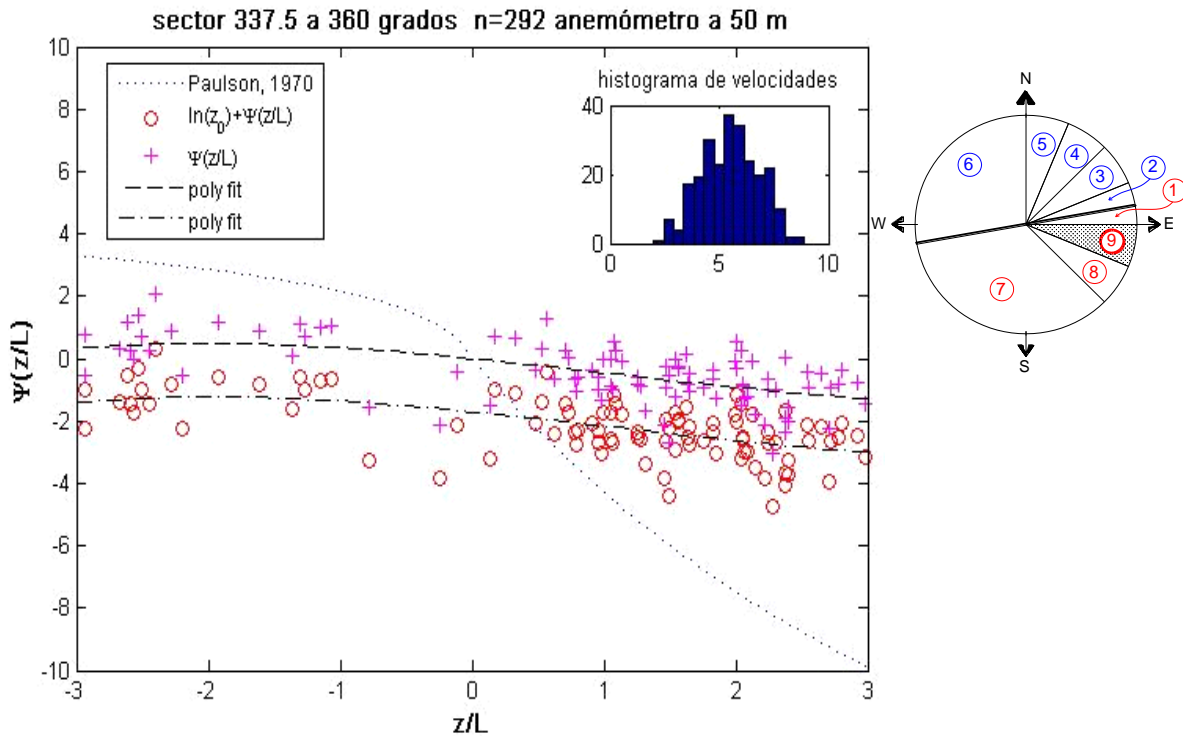


Figura 4.4-25 Parámetro  $z/L$  vs función  $\Psi$  para sector 9 a 50 m

En las siguientes gráficas se muestra el comportamiento de  $z_0$  respecto el sector en estudio así como sus límites inferior y superior (líneas rojas), para cada uno de los sectores estudiados en el anemómetro ubicado a 50 metros.

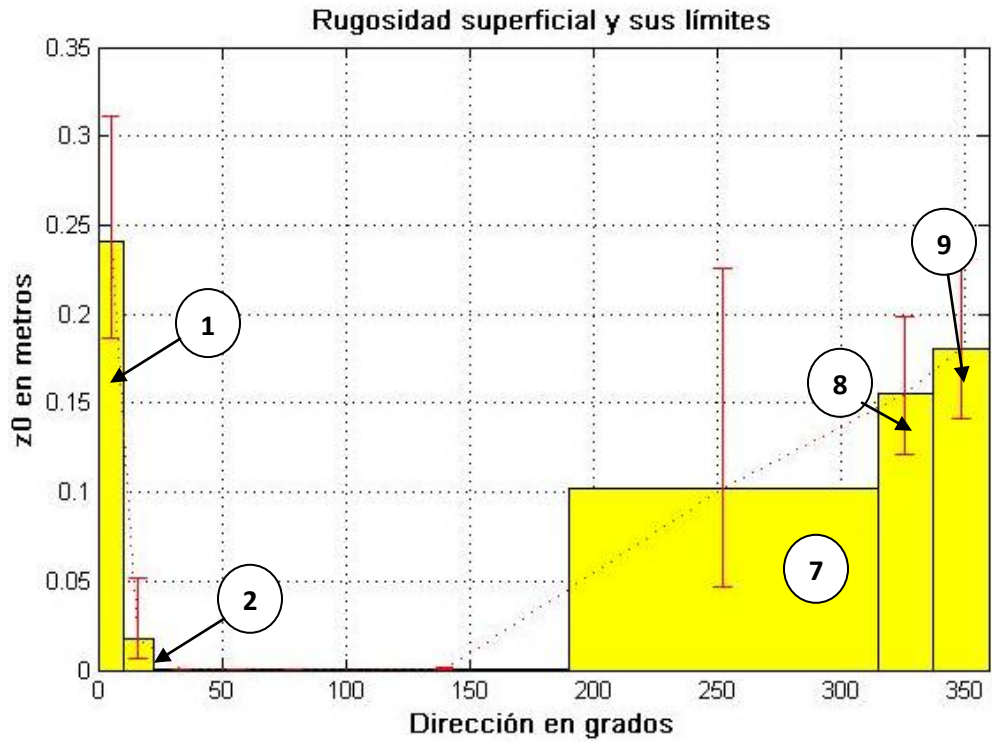


Figura 4.4-26 Rugosidad superficial para los sectores 1, 2, 7, 8 y 9

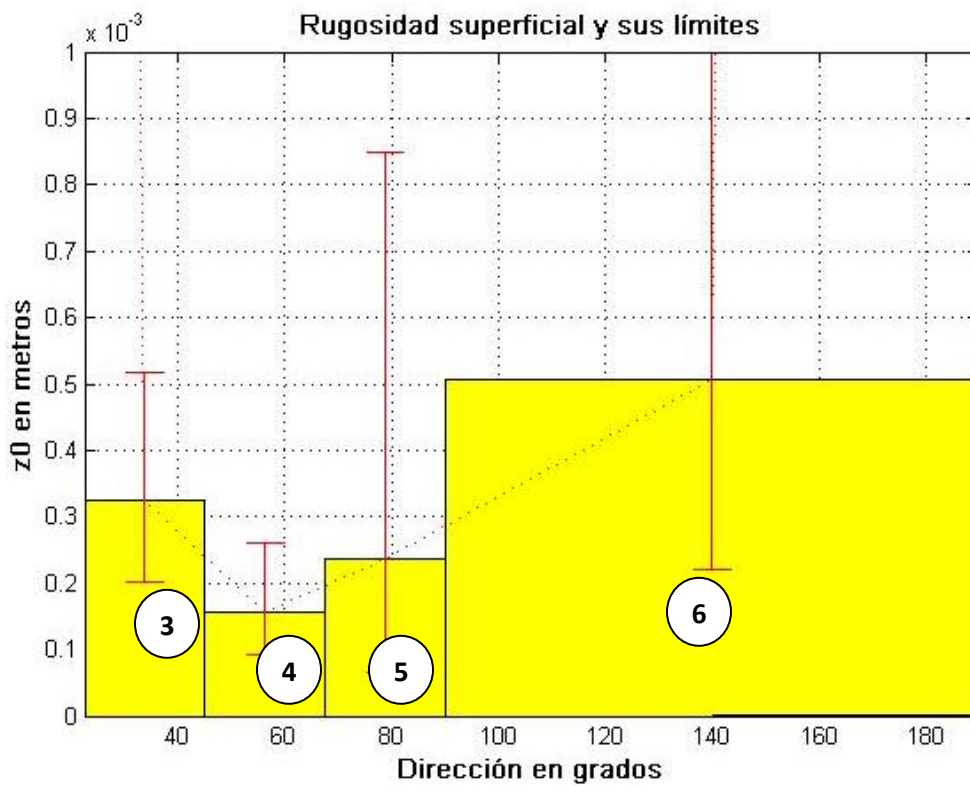


Figura 4.4-27 Rugosidad superficial para los sectores 3 – 6

Por último, en la tabla siguiente se muestran los resultados de rugosidad superficial así como el rango de valores inferior y superior encontrados para cada sector del anemómetro colocado a 50 metros.

SECTOR	INTERVALO DE DIRECCIÓN		TAMAÑO DE MUESTRA	PROVENIENCIA	$z_0$	$z_0$ INTERVALOS	
	DE	HASTA				INFERIOR	SUPERIOR
1	0	10	134	TIERRA	0.24075	0.18617	0.31132
2	10	22.5	71	MAR	0.01791	0.00624	0.05142
3	22.5	45	210	MAR	3.24E-04	2.02E-04	5.18E-04
4	45	67.5	404	MAR	1.55E-04	9.28E-05	2.60E-04
5	67.5	90	191	MAR	2.38E-04	6.67E-05	8.48E-04
6	90	190	169	MAR	5.07E-04	2.22E-04	1.16E-03
7	190	315	108	TIERRA	0.10253	0.04646	0.22624
8	315	337.5	247	TIERRA	0.15513	0.12118	0.19859
9	337.5	360	292	TIERRA	0.24075	0.18617	0.31132

Tabla 4.4-3 Resultados de rugosidad superficial en condiciones de inestabilidad y estabilidad atmosférica a 50 m

Al promediar el valor de rugosidad superficial para los sectores 3 y 4, obtenemos un  $z_0$  de 0.0239 cm en viento de mar. Para vientos provenientes de tierra se promediarán los sectores 8 y 9, obteniendo un  $z_0$  de 19.79 cm.



## 5 Conclusiones

Las conclusiones más relevantes de este estudio son:

1. La dirección del viento en general se presenta en dos grupos, los provenientes de mar o del noreste y los provenientes de tierra o del sureste. Se logró apreciar la influencia de nortes en los meses de octubre a diciembre ya que se encontraron vientos dominantes provenientes del norte y noreste.
2. Se presenta un ciclo diurno bien definido en las covarianzas, encontrando que entre las 07:00 y 08:00 am sucede el cambio de estabilidad atmosférica, pasando por la condición de neutralidad.
3. Durante el día se presenta un aumento en el flujo turbulento vertical, el cual disminuye en cuanto el sol comienza a disminuir su incidencia. Por la noche, no se encontró bien definido el cambio de inestabilidad a estabilidad atmosférica, sin embargo el transporte de calor sí muestra una variación diurna.
4. La velocidad de fricción para el anemómetro a 13.4 metros de altura varía entre los 0.18 y 0.30 m/s y para el anemómetro a 50 metros va de 0.15 a 0.25 m/s, con distribuciones de frecuencias uni-variadas. Ambas ecuaciones para la obtención de  $u^*$ , tanto para viento proveniente de mar como de tierra, presentaron un coeficiente de correlación lineal alto con los datos.
5. A partir de este estudio, se pudo ver la limitación que tiene el uso de los anemómetros de 2 dimensiones. En efecto, los resultados de los anemómetros en 2D ayudaron a tener un panorama sobre el comportamiento del viento en la costa, pero son muy sensibles a errores experimentales debido a que no se considera la componente vertical, así como diversas características atmosféricas.
6. Al calcular la rugosidad superficial en condiciones de neutralidad, se encontró que los perfiles del viento graficados semilogarítmicamente muestran un punto de inflexión cercano a los 6 metros, el cual puede interpretarse como la altura de la Capa Límite Interna, algo similar a lo que encontró Echols et al en 1972. Sin embargo, esta altura es únicamente aproximada debido a la falta de mediciones por debajo de los 9 metros, estimando con esto que la CLI cuando el viento proviene del mar se encuentra entre los 6 y 9 m y la proveniente de tierra pasa aproximadamente entre los 18 y 22 m de altura.
7. Para una atmósfera en estado neutral, considerando los vientos del noreste provenientes del mar y del sureste provenientes de tierra (sectores 3 y 7), se obtuvieron valores de  $z_0$  de 0.0055 cm y 4.24 cm respectivamente, los cuales coinciden con la Figura 2.2-4 (tomada de Stull, 1988) en la cual se observa que los valores esperados de  $z_0$  van desde 0.01 a 0.10 cm para mar abierto y alrededor de 2 cm para pasto sin podar. Es importante mencionar que los arbustos que se encuentran en la costa de Sisal son de mayor tamaño que el pasto normal (alrededor de 50 cm).

8. Para estabilidad e inestabilidad atmosférica se obtuvo un  $z_0$  de 0.0162 cm para viento de mar y 13.24 cm para viento de tierra calculados con datos del anemómetro a 13.4 m. Para el anemómetro ubicado a 50 m se encontró un  $z_0$  de 0.0239 cm para viento de mar y 19.79 cm para viento de tierra. En general se puede decir que los valores más confiables serán los calculados con las variables medidas con el anemómetro a 50 metros, debido a que se encuentra sobre la Capa Límite Interna.
9. Es de vital importancia el conocimiento de las características atmosféricas en la zona, ya que esto permite conocer el comportamiento que tiene la Capa límite atmosférica, sus estados de estabilidad atmosférica, velocidad de fricción y rugosidad superficial, caracterizando con esto la forma del perfil vertical del viento. Se ha visto que la energía extraíble del viento depende de la intensidad de éste, por lo que, con la determinación de estos parámetros se contribuye al estudio de la estimación del potencial eólico en la costa noreste de la Península de Yucatán.

---

## 6 Referencias

- Anderson John D. Jr., Ludwig Prandtl's Boundary Layer. *Physics Today*, American Institute, December 2005, P. 42-48.
- Baldocchi Dennis, *Advanced Topics in Biometeorology and Micrometeorology ESPM 228*, Abril, 2008. Lecture 18 & 19: Wind and Turbulence 2008, Part 1 & 2, Surface Boundary Layer: Theory and Principles.
- Baldocchi Dennis, *Advanced Topics in Biometeorology and Micrometeorology ESPM 228*, 2010, Lecture 15: Micrometeorological Flux Measurements, Eddy Covariance, Implementation, Part 3.
- Birol A. Kara, Tribble Ahsha and Ruscher Paul H.; Effects of roughness length on the FSU one-dimensional atmospheric boundary layer model forecast. *Atmósfera*, 1997, 11, P. 239-256.
- Burba G. and Anderson D. Introduction to the Eddy Covariance method: general guidelines and conventional workflow. LI-COR Biosciences, 2005.
- Chiang E.P., Bawadi M.A., Aswatha Narayana P.A., Zainal Z.A. and Seetharamu K.N.; Wind characteristics influencing wind energy. *Proceedings of the 2nd Regional Conference on Energy Technology Towards a Clean Environment*, February 2003, Phuket, Thailand.
- Echols, W. T. & N. K.Wagner, Surface roughness and internal boundary layer near a coastline. *J. Appl. Meteor.* 11, 1972, P. 658-662 .
- Foken, Th, Wichura, B., Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agr. Forest Meteorol.* 1996, 78, P. 83-105.
- Frank M. White, 2008, *Mecánica de Fluidos*. Sexta Edición. Ed. Mc Graw Hill.
- Hernández R. Walls, Mascarenhas Jr. A.S. y Ocampo F.J. Torres; Una relación entre la velocidad de fricción del viento y el retroesparcimiento de las microondas por la superficie del mar, *Ciencias Marinas*, 2002, vol.28, núm. 003, Ensenada, México. P. 281-288.
- Jorba Casellas Oriol, Tesis doctoral: Simulación de los campos de viento de la Península Ibérica y el área geográfica de Catalunya con alta resolución espacial para distintas situaciones meteorológicas típicas, 2005.
- Kaimal J. C. and Gaynor J. E., Another look at sonic thermometry. *Boundary- Layer Meteorology* 56, 1991, P. 401-410.

- Mantilla Tempaku Megumi I., Tesis: Interacción Oleaje – Corriente en la Boca de Puerto Real de la Laguna de Términos, Campeche. 2004.
- NREL(<http://www.nrel.gov/midc/solpos/spa.html>)
- Oncley P. Steven, Friehe Carl A., Larue John C., Businger Joost A., Itsweire Eric C., Chang Sam. S.; Surface-Layer Fluxes, Profiles, and Turbulence Measurements over Uniform Terrain under Near-Neutral Conditions, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1996, vol. 53, 7, P. 1029-1044.
- Panofsky, HA & Dutton, JA; *Atmospheric Turbulence: Models and methods for engineering applications*. Wiley-Interscience, NY (1984), P. 237-240.
- Paulson C. A., The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *Journal of Applied Meteorology*, Volume 9, 1970, P. 857-861.
- Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos, Hunucmá, Yucatán, Clave geoestadística 310328, INEGI, 2009.
- Rohatgui, J.S. and Nelson, V. *Wind Characteristics: An Analysis for the Generation of Wind Power*. Alternative Energy Institute, Canyon, TX, 1994.
- Salcido Alejandro, Sozzi Roberto, Georgiadis Teodoro; Estudio preliminar de la turbulencia en la capa superficial de la atmósfera en un área suburbana de la zona metropolitana de la Ciudad de México (Texcoco). Seminario Dispersión y caracterización de contaminantes atmosféricos, Ciudad de México. Instituto Nacional de Ecología, Septiembre 2001.
- Saldaña, R. y Miranda, U. Estudio del potencial eoloenergético en un sitio de interés ubicado en la zona costera norte de la península de Yucatán, XVIII Congreso Mexicano de Meteorología, Cancún, Quintana Roo, México, 2009.
- Sozzi Roberto and Favaron Maurizio, 1998, Method for Estimation of Surface Roughness and Similarity Function of Wind Speed Vertical Profile. *American Meteorological Society*, Mayo 1998. P. 461-469.
- Streeter Victor L., E. Benjamin Wylie & Keith W. Bedford, 2000, *Mecánica de Fluidos*. Ed. Mc Graw Hill.
- Stull, R.B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, ISBN 90-277-2768-6, The Netherlands. 1988.
- Vickers, D. y Mahrt, L. Evaluating Formulations of Stable Boundary Layer Height. *J. Appl. Meteor.*, 43, 2004, P. 1736-1749.

- Wilczak, J.M., Oncley, S.P. and Stage, S.A.; Sonic anemometer tilt correction algorithms, *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, 99, 127-150.
- Zhou Liu, Sediment Transport. Laboratoriet for Hydraulik og Havnebygning. Laboratoriet for Hydraulik og Havnebygning Instituttet for Vand, Jord og Miljøteknik Aalborg Universitet. Enero, 2001.