

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE AGRONOMÍA

MEMORIA DE TÍTULO

**ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL EÓLICO DE LA REGIÓN DEL MAULE,
CHILE**

FRANCISCO ANDRÉS LANG TASSO

SANTIAGO, CHILE

2010

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE AGRONOMÍA

MEMORIA DE TÍTULO

**ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL EÓLICO DE LA REGIÓN DEL MAULE,
CHILE**

WIND POTENTIAL ESTIMATION OF THE MAULE REGION, CHILE

FRANCISCO ANDRÉS LANG TASSO

SANTIAGO, CHILE

2010

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE AGRONOMÍA

**ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL EÓLICO DE LA REGIÓN DEL MAULE,
CHILE**

Memoria para optar al título profesional de:
Ingeniero en Recursos Naturales Renovables

FRANCISCO ANDRÉS LANG TASSO

	Calificaciones
Profesor Guía	
Luis Morales S Profesor de Cs. Naturales y Física, Dr.	7,0
Profesores Evaluadores	
Manuel Paneque C. Bioquímico, PhD.	7,0
Werther Kern F. Ingeniero Agrónomo, MBA.	7,0
Colaborador	
Cristian Mattar B. Ingeniero en Recursos Naturales Renovables, PhD(c).	

SANTIAGO, CHILE

2010

“One day, I’m gonna grow wings...”
Let Down - Radiohead

AGRADECIMIENTOS

Quiero partir agradeciendo a mi profesor guía y amigo, el Dr. Luis Morales, por su aporte a mi formación como profesional e investigador, y quien me apoyo en esta última etapa. También a Cristian Mattar, por ayudarme y molestarme repetidamente desde otro continente.

Agradecer al grupo de mozitos (nacionales y extranjeros), con quienes compartimos problemas, alegrías, decepciones y un sinnúmero de eventos durante nuestro proceso de titulación, los cuales fueron amablemente conversados en un local de dudosa reputación.

También agradecer a mi madre y mi abuela (mi mami), por su esfuerzo en educarme, por su apoyo y por quererme. Muy especialmente a mi abuelo (mi papi), que fue quien me dio el primer empujón para ser la persona que soy ahora, y que a pesar de no estar presente físicamente, se ha mantenido siempre conmigo.

A Marcela, por simplemente ser mi mejor amiga y apoyarme siempre.

Por último, agradezco a María José, que a pesar de llegar durante la última etapa de este proceso, se convirtió en alguien fundamental, ayudándome, apoyándome y emocionándose.

INDICE

RESUMEN.....	2
ABSTRACT.....	3
INTRODUCCIÓN	4
<i>Objetivo General.....</i>	<i>6</i>
<i>Objetivos Específicos</i>	<i>6</i>
MATERIALES Y MÉTODOS	7
ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	7
<i>Límites administrativos y relieve</i>	<i>7</i>
<i>Clima de la Región del Maule.....</i>	<i>8</i>
DATOS DE VIENTO	8
<i>Base de datos global</i>	<i>8</i>
<i>Estaciones meteorológicas.....</i>	<i>12</i>
MODELACIÓN DE LOS CAMPOS DE VIENTO	13
<i>Modelo de diagnóstico meteorológico CALMET.....</i>	<i>14</i>
<i>Descripción técnica de CALMET</i>	<i>14</i>
<i>Parámetros de entrada del modelo.....</i>	<i>26</i>
<i>Variables geofísicas</i>	<i>27</i>
<i>Salida del modelo.....</i>	<i>28</i>
POTENCIAL EÓLICO.....	28
<i>Variabilidad y distribución estadística del viento</i>	<i>28</i>
<i>Potencia eólica disponible.....</i>	<i>30</i>
EVALUACIÓN DE LA MODELACIÓN.....	31
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	32
PROYECTO NCEP/NCAR REANALYSIS	32
ESTACIONES METEOROLÓGICAS	37
MODELACIÓN DE LOS CAMPOS DE VIENTO	41
<i>Relaciones de la velocidad media del viento</i>	<i>49</i>
POTENCIAL EÓLICO.....	53
<i>Clases de potencial eólico.....</i>	<i>55</i>
<i>Ley cúbica</i>	<i>57</i>
<i>Disponibilidad eólica.....</i>	<i>59</i>
EVALUACIÓN DE LA MODELACIÓN.....	59
CONCLUSIONES.....	62
BIBLIOGRAFÍA.....	64

RESUMEN

El estudio del potencial eólico permitió recopilar información para la identificación de las zonas con características adecuadas para el desarrollo de proyectos de generación eólica. Para esto fue necesario caracterizar los regímenes de viento de una zona específica. Una herramienta que ha tenido buenos resultados para esta caracterización es la modelación de campos de viento, en los cuales la información meteorológica existente es interpolada y ajustada a los efectos específicos asociados al terreno del lugar de estudio.

Este estudio integró información de estaciones meteorológicas de superficie, ubicadas en la Región del Maule, con la base de datos global del proyecto NCEP/NCAR Reanalysis para la estimación de campos de viento mediante la implementación del modelo de diagnóstico meteorológico CALMET. Los campos de viento obtenidos de la modelación permitieron caracterizar información de la velocidad del viento de la región y estimar la densidad de potencia eólica.

El análisis de los resultados muestra que las zonas con la más alta disponibilidad de potencial eólico se encuentran en la cordillera de los Andes, específicamente en las altas cumbres, destacando el volcán Nevados de Longaví con una densidad de potencia eólica de 1186 (W/m^2), 1596 (W/m^2) y 1843 (W/m^2), a las alturas de 50, 100 y 140 metros respectivamente. Además algunos sectores costeros y de la cordillera de la Costa presentan condiciones óptimas para la generación eólica. En contraste, las zonas con la más baja disponibilidad eólica se presentan en los fondos de valles de montaña y la depresión intermedia.

Con respecto a la evaluación de la modelación, se pudo concluir que los resultados son adecuados y representan a grandes rasgos las características del recurso eólico de la Región del Maule. Sin embargo, la falta de estaciones meteorológicas con la cual comparar los resultados impide comprobar de forma completa la validez de la modelación. A pesar de esto, este estudio permite contar con una primera aproximación de las condiciones eólicas de la región.

Palabras Claves: viento, CALMET, potencial eólico, Región del Maule

ABSTRACT

The study of wind potential allowed compiling information for the identification of areas with suitable characteristics for the development of wind projects. This required the characterization of the wind regimes in a specific area. A tool that has had good results for this characterization is the modeling of wind fields, where existing weather data is interpolated and adjusted to the specific effects associated with the terrain of the study site.

This study has integrated data from surface weather stations, located in the Maule Region, with the global database project NCEP/NCAR Reanalysis for the estimation of wind fields by the implementation of the CALMET diagnostic meteorological model. The wind fields obtained from the data modeling allowed to characterize the wind speed in the region and estimate the wind power density.

The results analysis shows that areas with the highest availability of wind potential is found in the Andes Mountains, specifically in the high peaks, standing out the Nevados de Longaví volcano, with a wind power density of 1186 (W/m^2), 1596 (W/m^2) and 1843 (W/m^2), at heights of 50, 100 and 140 meters, respectively. Moreover, some coastal areas and the Coast Ranges presents optimal conditions for wind generation. In contrast, areas with the lowest availability of wind resources are located in the mountain valleys and the intermediate depression.

In regard to the modeling evaluation, it was concluded that the results are adequate and broadly represent the characteristics of the wind resource in the Maule Region. However, the lack of meteorological stations with which the results can be compared makes difficult to verify completely the modeling validity. Despite this, the present study allows for a first approximation of wind conditions in the region.

Key words: wind, CALMET, wind potential, Maule Region

INTRODUCCIÓN

La energía eólica se ha desarrollado rápidamente en el mundo en los últimos veinte años, transformándose en una fuente energética madura, fiable y eficiente (Fyrippis *et al.*, 2010). Entre el año 2003 y 2007, la tasa de crecimiento anual fue de un 29%, mientras que para el periodo entre el año 2004 y 2008, esta tasa fue de un 32%, lo que demuestra un aumento en el tiempo. Durante el año 2007, se instalaron 19.865 MW de capacidad de generación eléctrica y en el 2008 esta cifra fue de 27.051 MW, lo que se traduce en un aumento del 36% de un año a otro. A nivel global existe una capacidad instalada de 120.798 MW, destacando Estados Unidos con 25.170 MW, Alemania con 23.903 MW y España con 16.574 MW, abarcando entre estos tres países el 54% de la generación eléctrica mediante energía eólica (GWEC, 2009). En el caso específico de Chile, el año 2007 se instalaron 18,2 MW, alcanzado un total de 20 MW a nivel nacional durante ese año (GWEC, 2008a). Actualmente existen 24 proyectos en proceso de evaluación ambiental, que en total generarán 1941 MW y se espera que durante el año 2010, otros 8 entren en evaluación, lo que sumaría 780 MW, esto significa que si todos son aprobados se completarían para finales del 2012 un total de 2741 MW de capacidad instalada en Chile (CORFO, 2009).

Este crecimiento durante los últimos años ha permitido, especialmente en Europa, que los costos de explotación de la energía eólica hayan decrecido (Archer and Jacobson, 2005). A pesar de esto, la capacidad global instalada de generación aún es muy baja, ya que actualmente la energía eólica produce aproximadamente solo un 1% de la potencia eléctrica mundial, sin embargo se espera que para el año 2020, este porcentaje aumente y se suministre entre un 10 y 12% de la demanda mundial (GWEC, 2008b).

Las principales barreras para la implementación de la energía eólica han sido: (1) la variabilidad de los vientos, y (2) la dificultad para identificar áreas con buenas condiciones de viento (Archer and Jacobson, 2005). La primera barrera tiene relación con el hecho de que el viento es considerado como una de las más difíciles variables meteorológicas para modelar y predecir, esto debido a su dependencia de las características específicas de lugar de emplazamiento, tales como la topografía y la rugosidad del suelo (Abdel-Aal *et al.*, 2009). Esto se relaciona directamente con la segunda barrera, dado que la clasificación y definición de una zona como de alto o bajo potencial eólico requiere de un estudio detallado de las variaciones espaciales y temporales de la velocidad y dirección del viento en un lugar específico (Keyhani *et al.*, 2010). Es esta dificultad de identificar áreas con alto potencial eólico lo que ha impedido un mayor desarrollo de la energía eólica en Chile, ya que son pocos los estudios realizados y los que existen no cuentan con información suficiente para caracterizar de forma completa la variabilidad interanual y el ciclo diario del viento (DGF/UCH, 1993). De todos los estudios realizados en Chile, en el ámbito de la identificación de los lugares más aptos, destacan el “Proyecto EOLO”, desarrollado en una primera etapa el año 1993, complementado el 2003 (DGF/UCH, 1993; Fundación para la Transferencia Tecnológica, 2003) y el estudio titulado “Mejoría del Conocimiento y Administración de la Información Eólica en Chile” del año 2005 (CERE-UMAG, 2005).

Para poder caracterizar las condiciones eólicas de un sitio específico, es necesario conocer de forma completa el campo de viento (temporal y espacialmente) en todo el dominio de interés. Sin embargo, esto es difícil debido a que generalmente existe una cantidad limitada y puntual de mediciones de viento de estaciones meteorológicas (Wang and Shaw, 2009). Una solución para ampliar las mediciones de un dominio meteorológico es la utilización de modelos numéricos para simular los campos de viento (Lewellen and Sykes, 1989).

La modelación puede ser abordada desde distintos niveles de complejidad dependiendo de los fenómenos físicos que son incluidos en la simulación. El enfoque más completo consiste en la simulación del campo de viento a partir de las leyes físicas fundamentales que rigen el movimiento de los fluidos, expresadas como las ecuaciones de conservación de la cantidad de momentum, masa y energía. El dominio que generalmente se utiliza corresponde a tres dimensiones en el rango meteorológico de mesoescala. Esta modelación tiene la ventaja de incorporar en su metodología las principales forzantes de los campos de viento. Para esto existen dos diferentes tipos de modelos, de diagnóstico y de pronóstico, el primero extrapola una cantidad limitada de datos meteorológicos existentes, mientras que el segundo predice a futuro un estado meteorológico conocido (Wang and Shaw, 2009).

Para el caso específico de la evaluación regional del potencial eólico, se han utilizado los modelos de diagnóstico, los cuales toman en cuenta la variabilidad espacial, vertical y horizontal en la distribución del viento mediante una física simplificada de sus algoritmos (DGF/UCH, 1993). Para este estudio se implementó y utilizó el modelo de diagnóstico meteorológico de mesoescala CALMET, el cual forma parte del modelo de dispersión de contaminantes CALPUFF, desarrollado por Earth-Tech, Inc. Este modelo ha sido revisado y mejorado por instituciones como Interagency Workgroup on Air Quality Modeling (IWAQM), U.S. Environmental Protection Agency (EPA) y otras organizaciones tanto norteamericanas como extranjeras (Scire *et al.*, 2000).

El modelo CALMET simula el campo de viento a partir de las leyes físicas que rigen el movimiento del aire en la atmósfera, tales como efectos de bloqueo, efectos brisa valle-montaña, flujo debido a pendientes y otros. Estas ecuaciones utilizan datos de viento disponibles de una determinada zona, los cuales son interpolados espacialmente y ajustados con condiciones de borde a los efectos asociados al terreno. En CALMET, la calidad de los campos de viento modelados, depende en gran medida del número de estaciones de observación y de su distribución espacial (Cox *et al.*, 2005, Wang *et al.*, 2008). Esta dependencia de las mediciones de los datos recolectados en terreno, es relevante para un análisis acabado del potencial eólico, si estos datos no representan de forma adecuada las condiciones del viento, se produce una fuente de error en el procesamiento de la información y en la modelación (DGF/UCH, 1993; Khan and Iqbal, 2004). Una solución a este problema, es la integración de observaciones meteorológicas provenientes de distintas fuentes, en un mismo sistema para calcular campos de viento (Wisse and Stigter, 2007).

Existen diversos proyectos a nivel global que entregan periódicamente información de observaciones meteorológicas a diferentes escalas, este tipo de proyectos permite estudiar

variables como el viento, tanto a nivel espacial como en el perfil atmosférico. Uno de estos es el proyecto NCEP/NCAR Reanalysis. Este programa Reanalysis fue creado en 1948 por el National Center of Environmental Prediction (NCEP) y el National Center of Atmospheric Research (NCAR), y desde el primero de enero del año de creación, el proyecto está entregando datos climatológicos globales, los cuales pueden ser usados en distintas áreas científicas (Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001). Esta base de datos ha sido usada con anterioridad para la elaboración de mapas eólicos a nivel local (Khan and Iqbal, 2004) y a nivel global (WAsP, 2006).

Si bien, como ya se mencionó, existen estudios previos realizados en Chile para estimar potencial eólico tanto a nivel local como nacional, estos se han realizado con estaciones meteorológicas cuya distribución espacial no es la más adecuada y con series de tiempo que no permiten representar de forma completa los regímenes de viento. Es por esto, que este estudio contempla la integración de información de velocidad y dirección del viento de estaciones superficiales ubicadas en la zona de estudio con datos del proyecto NCEP/NCAR Reanalysis del periodo comprendido entre el año 1977 al año 2006. Esta combinación de datos se utiliza como base para la modelación de campos de viento con CALMET, a una resolución espacial de 1 km, y la posterior estimación del potencial eólico de la Región del Maule. A partir de esto se pretende identificar las zonas con el más alto potencial eólico, lo que permitirá realizar una primera aproximación a las condiciones de viento locales, la cual podrá servir como referencia para posteriores investigaciones en el desarrollo de la energía eólica en esta zona del país.

En base a estos antecedentes, la presente memoria plantea los siguientes objetivos:

Objetivo General

Implementar un modelo de diagnóstico meteorológico para estimar el potencial eólico de la Región del Maule, Chile, mediante el uso de información proveniente de estaciones superficiales y bases de datos meteorológicas globales.

Objetivos Específicos

- Analizar información de dirección y velocidad del viento de estaciones meteorológicas superficiales y de la base de datos del NNR (NCEP/NCAR Reanalysis)
- Implementar el modelo de diagnóstico meteorológico CALMET.
- Estimar el potencial eólico de la zona central de Chile y determinar las zonas más aptas para el desarrollo de la energía eólica.

MATERIALES Y MÉTODOS

Antecedentes del Área de Estudio

Límites administrativos y relieve

El presente estudio comprendió la Región del Maule de Chile continental, localizada aproximadamente entre los 34°41' y los 36°33' latitud sur y entre los 70°18' y 72°45' longitud oeste. Administrativamente se compone de cuatro provincias: Cauquenes, Curicó, Linares y Talca. El relieve corresponde al de la Región Central de Chile, la principal característica geomorfológica de esta región, es la presencia clara y definida de las cuatro microformas del relieve chileno: Planicies Litorales, Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia y Cordillera de los Andes (Errázuriz *et al.*, 1992). En esta zona, la Cordillera de los Andes presenta una altura promedio 3.500 msnm y la Cordillera de la Costa un promedio de 800 msnm. La Depresión Intermedia muestra un valle central más amplio y menos accidentado que el resto de la Región Central. La Figura 1 muestra una imagen que resalta las características del relieve del área de estudio.

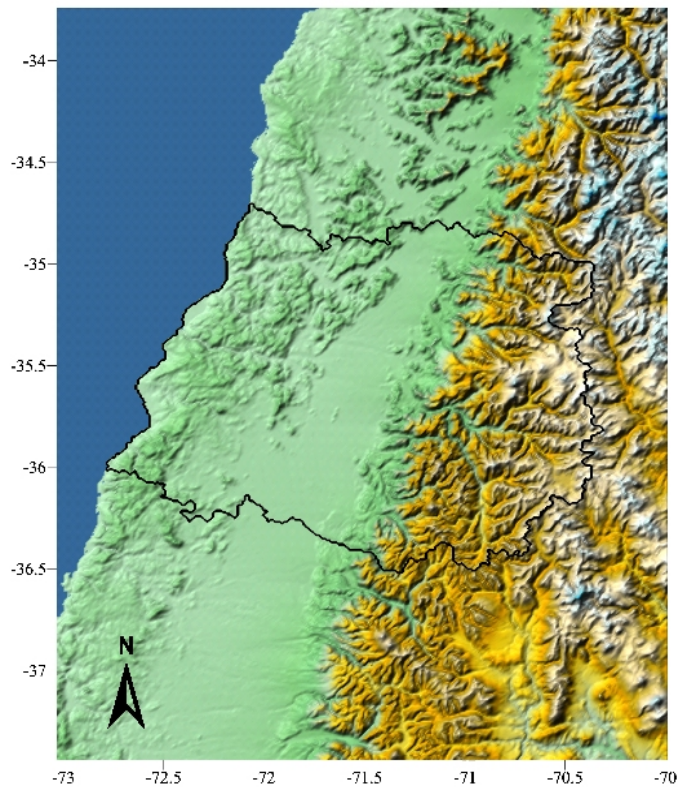


Figura 1. Mapa con los límites administrativos del área de estudio correspondiente a la Región del Maule.

Clima de la Región del Maule

La Región del Maule, tiene un clima principalmente determinado por el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, la influencia marina y el relieve, especialmente por la cordillera de la Costa y la cordillera de los Andes. El Anticiclón del Pacífico es una zona de altas presiones, la cual se desplaza durante el año tanto en sentido norte-sur como oeste-este (Fuenzalida, 1971), esta es una gran área donde el aire desciende lentamente desde los niveles altos de la tropósfera (Garreaud, 2000). Por otra parte, estas altas presiones, originan los vientos oeste, noroeste y suroeste, según se sitúen los puntos al norte o al sur del anticiclón (Romero, 1985). También se asocia a un lento descenso de aire relativamente seco proveniente de la región ecuatorial, que es parte de la circulación meridional característica de las regiones tropicales, denominada celda de Hadley (Holton, 1992).

Climáticamente la Región del Maule pertenece a la Región Mediterránea. Según Di Castri y Hajek (1976), la definición más precisa de este tipo de clima en Chile la entrega Emberger (1955), el cual define “*clima mediterráneo como un clima de la zona extratropical, de un fotoperiodismo diario y estacional, con precipitaciones concentradas en el período frío del año y con sequía durante la estación más cálida*”. Para el caso de Chile Central, de norte a sur, se establece una graduación de climas tipo mediterráneo determinado por el aumento de la pluviosidad y la gradual disminución de las temperaturas (Romero, 1985).

Datos de Viento

Para simular campos de viento es necesario disponer de datos de vientos de la zona de interés, los cuales deben representar las condiciones del régimen de viento específico del lugar. Estos datos son registrados de dos formas, una mediante estaciones meteorológicas superficiales, y la otra mediante estaciones de radiosondeo, las cuales permiten medir las condiciones en el perfil atmosférico. Estos datos son ingresados a un modelo, el cual los interpola espacialmente y los ajusta con condiciones de borde a los efectos asociados al terreno. Esto genera una dependencia de las mediciones recolectadas en terreno, ya que si estos datos no representan de forma adecuada las condiciones del viento, se produce una fuente de error en el procesamiento de la información y en la modelación (DGF/UCH, 1993; Khan and Iqbal, 2004). Una solución propuesta en este estudio, fue la integración de observaciones meteorológicas provenientes de distintas fuentes. Los datos seleccionados para esto provienen de dos tipos de observaciones meteorológicas, el primero corresponde a una base de datos global y el segundo a estaciones meteorológicas en superficies provenientes de diversas fuentes.

Base de datos global

Existen diversos proyectos a nivel global que entregan periódicamente información meteorológica en diferentes escalas, los que permiten estudiar variables como el viento, tanto a nivel espacial como en el perfil atmosférico. Uno de estos proyectos, es el programa

Reanalysis, que fue creado en 1948 por el National Center of Environmental Prediction (NCEP) y el National Center of Atmospheric Research (NCAR), y desde el primero de enero del año de creación, el proyecto está entregando datos climatológicos globales que pueden ser usados en distintas áreas científicas (Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001).

La información del NCEP/NCAR Reanalysis es producto de un modelo de conservación de masa, momentum y energía, que tiene como entrada diversas bases de datos, provenientes de satélites meteorológicos, radiosondeos, boyas meteorológicas, vuelos aéreos, entre otras fuentes de registros. El resultado de este modelo es una grilla a nivel global con una resolución de 2,5° x 2,5° latitud-longitud, la cual contiene información de distintas variables meteorológicas, tales como presión, temperatura del aire, temperatura del mar, velocidad de viento, humedad específica, humedad relativa, agua precipitable, densidad del aire y radiación neta, entre otras.

Los datos proporcionados por el NNR han sido utilizados con anterioridad para la elaboración de mapas eólicos a nivel local (Khan and Iqbal, 2004) y a nivel global (WAsP, 2006). Sin embargo, una de las deficiencias principales de los datos del proyecto NNR es la resolución espacial, lo que impide una visualización en detalle de las condiciones locales de variabilidad del viento.

Este estudio contempló la utilización de dos tipos de datos provenientes del proyecto NNR. El primero es a nivel espacial en superficie, y el segundo a nivel de perfil atmosférico, este último es expresado comúnmente en unidades de presión (Barry y Chorley, 1999), de los cuales se utilizaron los niveles mandatorios 1000, 925, 850, 700, 600 y 500 hPa. Dado que el viento es una magnitud vectorial, ambos tipos de datos se proporcionan en las componentes u (componente horizontal) y v (componente vertical) del viento (m/s).

Se utilizaron grillas de datos del tipo “*long term*” (serie de tiempo), las cuales entregan valores medios con una frecuencia de seis horas, considerando la serie de tiempo comprendida entre el año 1977 y el 2006.

Procesamiento de imágenes NNR. Las grillas de información provenientes del NNR se encuentran en archivos binarios de extensión *.nc*, que deben ser procesados por programas específicos, para este estudio se utilizó el software GRADS¹, el cual es gratuito. Este permite gestionar y visualizar los archivos provenientes de la base de datos del proyecto (Figura 2).

¹ Grid Analysis and Display System - <http://grads.iges.org/grads/>

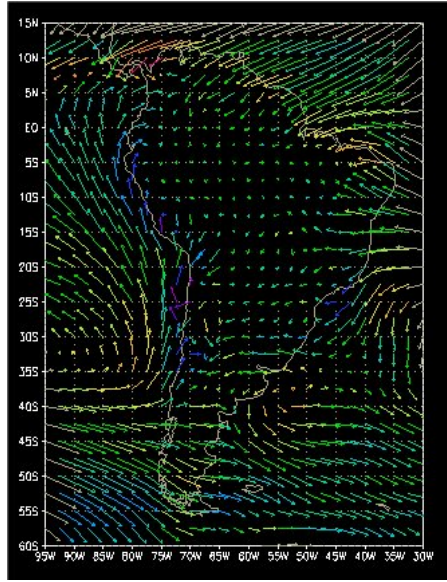


Figura 2. Vectores del viento en superficie para Sudamérica. Esta figura muestra la visualización de GRADS, con una resolución espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ latitud-longitud.

Estos archivos en formato *.nc* fueron transformados en archivos binarios (*binary*), con el fin de facilitar el manejo de los mismos mediante rutinas en *IDL* y *Visual Basic Excel*.

Posteriormente, los archivos fueron convertidos a un formato raster sin extensión, los cuales pueden ser manejados con el software *ENVI 4.3*². Este software basa la programación de sus funciones en el lenguaje *IDL* y fue desarrollado especialmente para la investigación en percepción remota, lo que permite de manera rápida y eficiente realizar análisis espaciales de imágenes raster.

Una vez obtenidos los archivos en formato raster y dado que los datos de viento se encuentran en sus componentes u y v , fue necesario transformarlos a su módulo y dirección, esto se realizó mediante las siguientes ecuaciones:

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} \quad \text{Ecuación 1}$$

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{u}{v} \right) \quad \text{Ecuación 2}$$

donde V corresponde a la módulo o magnitud de la velocidad del viento, θ al ángulo o dirección del viento y u, v a las componentes horizontales (x, y) del viento.

² Sitio: <http://www.itvis.com/whoweare/index.asp>

Finalmente, se obtuvieron grillas de la velocidad y dirección del viento en formato raster, las cuales fueron acotadas a la zona de Sudamérica, comprendida entre los 15°N hasta 60°S en latitud y desde los 95°O hasta los 30°O en longitud. Esta zona posteriormente fue interpolada espacialmente y temporalmente, antes de acotarlas al área de estudio.

Interpolación espacial de los datos de viento NNR. La principal deficiencia de los datos del proyecto NNR es su baja resolución espacial, esto debido a que el proyecto está enfocado principalmente al estudio de escala global. Para solucionar esta limitante, fue necesario realizar un cambio de la resolución espacial a través de un regrillado de los datos, para ello se utilizó el método de interpolación espacial Kriging, el cual es ampliamente utilizado en modelación ambiental (Shen *et al.*, 2001) y ha sido utilizado para la interpolación espacial del viento a nivel local (Luo *et al.*, 2008).

La amplia aceptación del método de Kriging se fundamenta en la solución al problema de la estimación de un valor desconocido en modelos continuos de variables espaciales, considerando las características de autocorrelación de las variables regionalizadas, minimizando la varianza del valor estimado usando datos de los vecinos cercanos a este y sus respectivas distancias (Barbosa, 2000; Webster and Oliver, 2001).

La aplicación de este método geoestadístico permitió obtener imágenes de Sudamérica con una resolución espacial de 0,5° x 0,5° latitud-longitud.

Interpolación temporal de los datos de viento NNR. Como ya se mencionó, los datos entregados por el proyecto NNR corresponden a medias de cada seis horas, que es la menor resolución temporal que se encuentra disponible. Sin embargo, los modelos meteorológicos requieren datos horarios para caracterizar de mejor forma las variaciones diarias que se necesiten modelar.

Para solucionar esto, los datos de cada seis horas fueron interpolados temporalmente y llevados a datos cada 1 una hora, se aplicó esta interpolación a todo el periodo de estudio. Se seleccionó para esto la interpolación segmentaria, también conocida como “*spline*”, que consiste en la aplicación de polinomios de bajo orden a subconjuntos de datos. Su principal ventaja es que el uso de polinomios de bajo orden evita oscilaciones bruscas o cambios súbitos producidos al interpolar mediante polinomios de orden superior, lo que permite ajustar curvas complejas mediante una representación simple y facilidad de cálculo (Chapra y Canale, 1999).

Esta técnica de interpolación fue validada antes de aplicarla a los datos del NNR, para esto se utilizó en una serie de datos horarios observados de viento de una estación meteorológica ubicada en Cauquenes. A esta serie de datos de viento horario se le eliminaron datos, dejando valores con una frecuencia de seis horas, de forma de replicar la temporalidad de los datos del NNR. Esta nueva serie de datos de la estación meteorológica fue interpolada mediante el “*spline*”, creando una tercera serie de datos de viento horarios simulados de la estación en Cauquenes, estos datos fueron comparados con los datos originales observados

mediante una correlación lineal, lo que permitió establecer si este método de interpolación era útil para simular datos de viento.

Datos de viento NNR y zona de estudio. La interpolación espacial y temporal permitió obtener una base de datos horarios de velocidad y dirección del viento para el periodo comprendido entre 1977 y el 2006 de toda Sudamérica. De esta forma se pretende que esta base de datos pueda ser usada posteriormente en estudios de potencial eólico de todo Chile y Sudamérica.

Para el caso específico de esta investigación, se debió acotar esta base de datos a la zona de estudio correspondiente a la Región del Maule, Chile. Una vez delimitada la base de datos al área de estudio, se calcularon las medias horarias climatológicas.

Estaciones meteorológicas

Para este estudio se utilizó información de cuatro estaciones meteorológicas de la Región de Maule, las cuales contaba con registros horarios de velocidad y dirección del viento. Estas corresponden a las estaciones de Pahuil y Putú, administradas por la Dirección Meteorológica de Chile, las cuales se obtuvieron del Proyecto EOLO del año 1993, con un periodo de registro entre mayo y octubre del 1992. Las otras dos estaciones corresponden a la estación meteorológica del Centro Experimental Cauquenes del INIA (Instituto de Investigaciones Agropecuarias), con un periodo de registro entre el año 2003 y el 2005, y la estación experimental Panguilemo de la Universidad de Talca, con un periodo de registro entre el año 2003 y el 2006. La Figura 3 muestra la ubicación de estas estaciones.

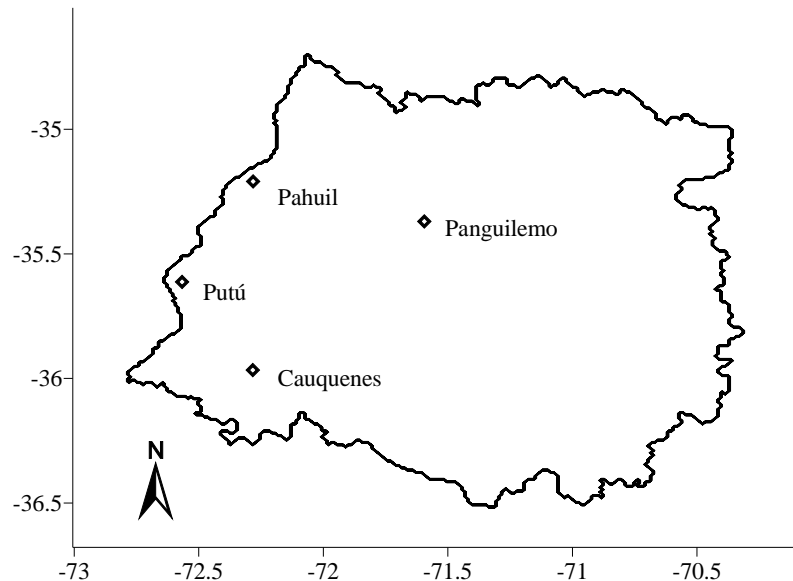


Figura 3. Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio.

Antes de procesar los datos de estas estaciones meteorológicas, se determinó un filtro para eliminar valores anómalos producto de algún registro mal hecho debido a fallas en los

instrumentos o errores en la manipulación de la información meteorológica. Para esto se generó una rutina en *Visual Basic Excel* que calculó la media y la desviación estándar climatológica del periodo total de cada estación, de tal manera de anular cualquier valor anómalo, para esto se definió como valor anómalo cualquier registro n veces la desviación estándar climatológica, por lo tanto el algoritmo del filtro es el siguiente:

$$|x_i - \bar{X}| > a \cdot S \Rightarrow A \quad \text{Ecuación 3}$$

$$|x_i - \bar{X}| < a \cdot S \Rightarrow B \quad \text{Ecuación 4}$$

donde x_i es el valor de la variable a ser filtrada, \bar{X} es la media climatológica de la variable a ser filtrada, a es una constante y S es la desviación estándar climatológica de la muestra.

Si ocurriera el evento A , se tiene que el valor x_i debe ser eliminado de la base de datos por considerarse anómalo. Por el contrario, si ocurre el evento B , x_i se conserva en la base de datos.

Una vez filtrados los datos de las estaciones meteorológicas, se estimaron medias horarias climatológicas. Estos datos, junto a los obtenidos desde la base de datos NNR, se procesaron como archivos de entrada para la modelación de campos de vientos de la Región de Maule.

Modelación de los Campos de Viento

Los modelos meteorológicos son programas computacionales complejos que mediante una simplificación abstracta de la atmósfera real buscan entregar como resultado la distribución espacial y/o temporal de distintas variables meteorológicas, entre ellas la dirección y velocidad del viento (Fundación para la Transferencia Tecnológica, 2003; CERE-UMAG, 2005).

El enfoque más completo consiste en la simulación de un campo de viento a partir de las leyes físicas fundamentales que rigen el movimiento de los fluidos, expresadas como las ecuaciones de conservación de momentum, masa y energía. Para esto existen dos tipos de modelos, los de diagnóstico, que buscan representar de la mejor forma las condiciones meteorológicas presentes o pasadas; y los de pronóstico, que buscan predecir la meteorología y que por lo tanto contienen ecuaciones que dependen del tiempo (Carrasco, 2000). En el caso de la evaluación regional del potencial eólico, los más utilizados corresponden a los modelos de diagnóstico de vientos, los cuales toman en cuenta la variabilidad espacial, vertical y horizontal en la distribución del viento mediante una física simplificada de sus algoritmos (DGF/UCH, 1993).

Para este estudio, fue seleccionado el modelo de diagnóstico meteorológico CALMET³, el cual tiene las ventajas de ser gratuito y contar con el respaldo de la Environmental Protection Agency (EPA).

Modelo de diagnóstico meteorológico CALMET

CALMET es un modelo meteorológico de tipo diagnóstico, por lo que se basa en mediciones previamente registradas, lo que impide representar tendencias en el tiempo (Carrasco, 2000).

Este modelo meteorológico, es parte del sistema de modelación de dispersión de contaminantes conocido como CALPUFF, el cual es un modelo tipo Puff⁴, y utiliza la información meteorológica generada por CALMET como entrada en la modelación de contaminantes. El modelo de dispersión fue desarrollado por Earth Tech, USA, bajo el auspicio de la EPA, para evaluar el impacto en la calidad del aire de las emisiones industriales y urbanas, formando parte del procedimiento regulatorio de Estados Unidos. Este sistema de modelación (CALMET y CALPUFF) ha sido revisado y mejorado por instituciones como Interagency Workgroup on Air Quality Modeling (IWAQM), la misma EPA y otras organizaciones tanto norteamericanas como extranjeras (Scire *et al.*, 2000), y actualmente es uno de los sistemas de modelación más usados para diagnóstico meteorológico a nivel global por la mayoría de los países industrializados debido al respaldo de la EPA (Carrasco, 2000). Para este estudio se utilizó la versión 6.211 del modelo CALMET.

Descripción técnica de CALMET⁵

Sistema de grillas. Un problema al modelar el comportamiento de la atmósfera en una zona determinada (en especial los vientos), es transformar un medio continuo, en uno compuesto por elementos discretos (volúmenes finitos) (Carrasco, 2000).

El modelo CALMET propone para solucionar este problema, un sistema de grillas que consiste en N_z capas de N_x por N_y grillas cuadradas horizontales, lo cual genera una serie de $N_x \cdot N_y \cdot N_z$ celdas que abarcan todo el volumen de modelación.

La discretización horizontal que el modelo utiliza es un sistema coordinado con un ancho de grilla (tanto en x como en y) constante en todo el dominio de la modelación y en todas las alturas. Se define en este caso, el “*punto de grilla*”, que se refiere al punto central de la grilla, el cual representa el valor medio de la variable meteorológica en esa grilla (Figura 4).

³ Sitio: <http://www.src.com>

⁴ Bocanada o nubecilla en inglés. Un modelo tipo Puff asume que la dispersión de contaminantes se produce mediante una serie de nubecillas que se desplazan de acuerdo a los vientos reinantes y en que cada una representa una dispersión gaussiana.

⁵ Traducción Libre de la “*User’s Guide for the CALMET Meteorological Model*” por Carrasco (2000).

La orientación de las coordenadas x e y se consideran correspondientes a las direcciones cardinales, es decir, Oeste-Este y Sur-Norte respectivamente. Si esto se cumple, el sistema de grillas es compatible con la definición usual de las componentes u y v horizontales del viento.

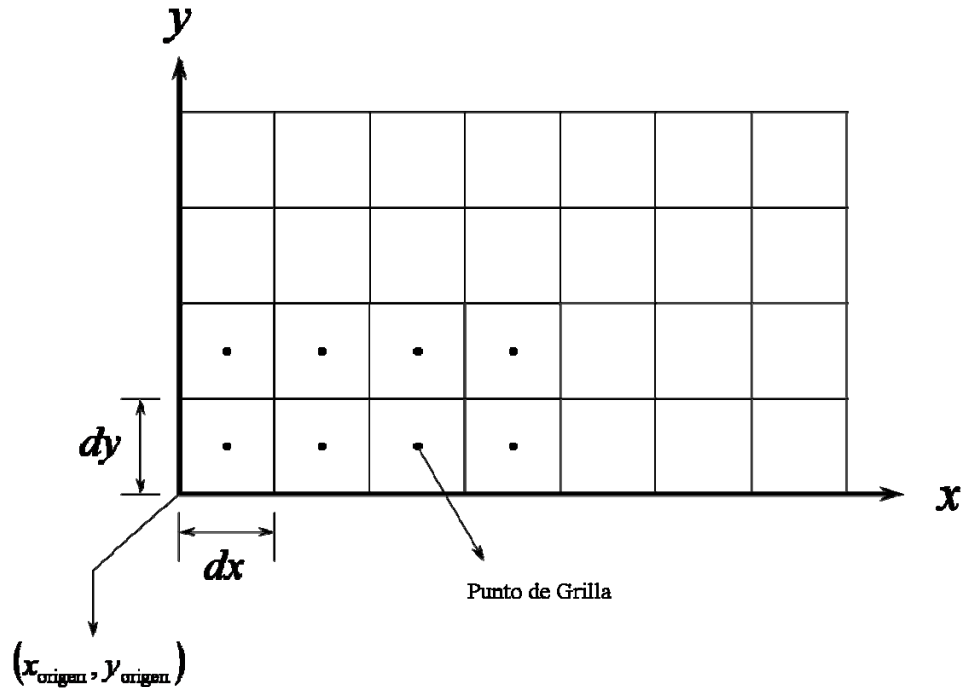


Figura 4. Esquema del sistema de grillas horizontales de CALMET

Respecto a la discretización vertical, las capas (Nz) del modelo, tienen una altura constante con respecto al nivel del terreno, lo cual representa algunas simplificaciones meteorológicas. La Figura 5 ilustra la forma en la cual el modelo discretiza la atmósfera verticalmente.

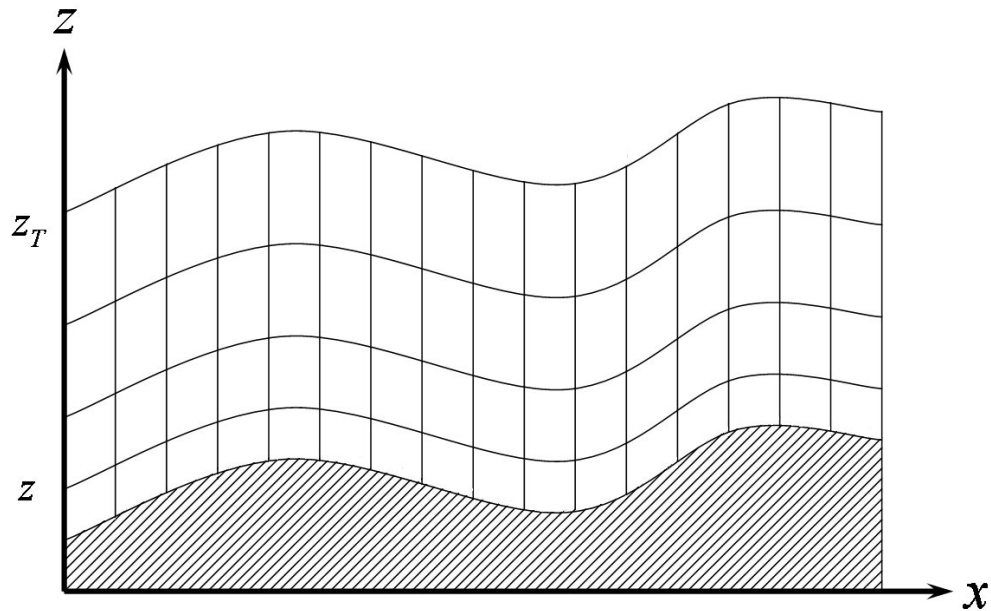


Figura 5. Discretización vertical de la atmósfera de CALMET

De acuerdo a esto, CALMET opera el sistema de coordenadas verticales mediante la siguiente ecuación:

$$Z = z - h_t \quad \text{Ecuación 5}$$

donde Z es la coordenada vertical corregida que sigue al terreno (m), z es la coordenada vertical cartesiana sobre el nivel del mar (m) y h_t es la altura del terreno (m).

Esta definición de las coordenadas verticales dentro del modelo implica también un cambio en la definición de la componente vertical de la velocidad del viento, que se desprende al aplicar la derivada directa a la Ecuación 5. De esta forma, se tiene que la velocidad vertical corregida es:

$$W = w - \left(u \cdot \frac{\partial h_t}{\partial x} + v \cdot \frac{\partial h_t}{\partial y} \right) \quad \text{Ecuación 6}$$

donde W es la velocidad vertical corregida debido al sistema de coordenadas que sigue el terreno (m/s), w es la componente vertical del viento sobre el nivel del mar (m/s) y u, v son las componentes horizontales de la velocidad del viento (m/s).

En meteorología es común suponer que los vientos cercanos a la superficie son paralelos a está, es decir, los vientos verticales (w) tienden a anularse. Bajo esta hipótesis, la coordenada vertical W en las capas más cercanas a la superficie tenderá a cero, según su definición (Carrasco, 2000).

Módulo de cálculo de los campos de viento. El modelo CALMET utiliza dos pasos para el cálculo de los campos de viento. Al finalizar cada paso, este verifica la ecuación de continuidad en todo el volumen comprobando la mínima divergencia de los vientos en cada celda.

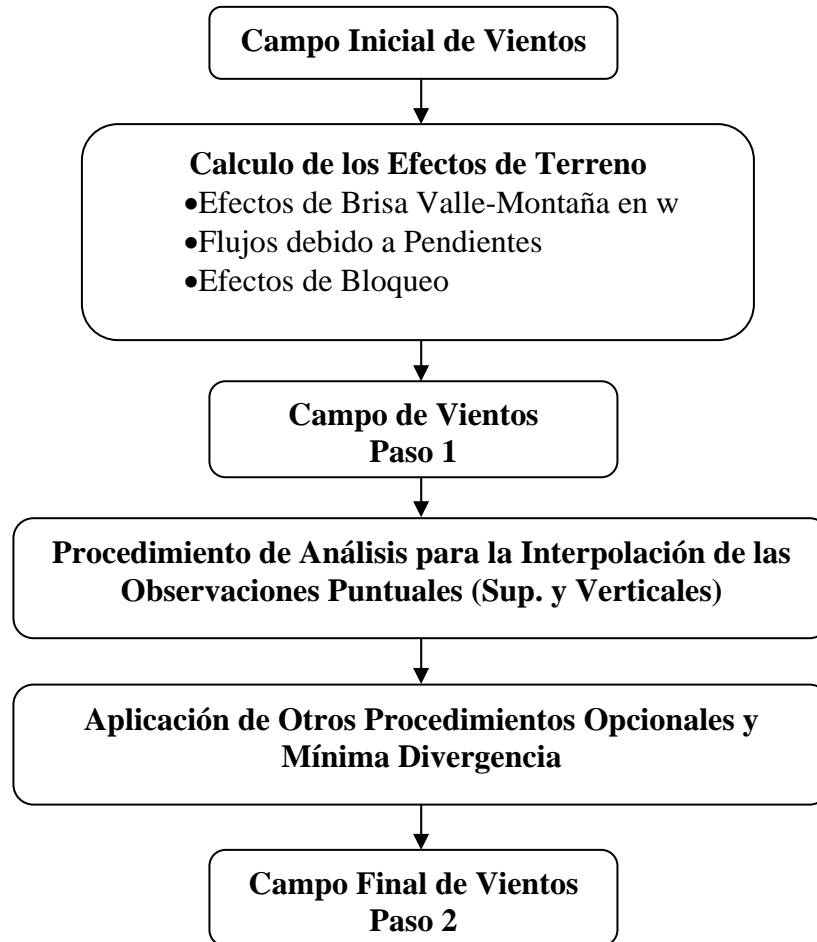


Figura 6. Diagrama de flujo del módulo de cálculo de los campos de viento.

Formulación del paso 1. En el primer paso, un campo de vientos inicial uniforme correspondiente a los datos observados hora a hora es ajustado a los siguientes efectos asociados al terreno:

- Efectos de brisa valle-montaña en la velocidad vertical cartesiana w .
- Flujo debido a pendientes.
- Efectos de bloqueo.
- Mínima divergencia de los vientos en cada celda (conservación de masa).

A continuación se describen estos efectos:

Efectos de brisa valle-montaña en la velocidad vertical cartesiana w . Este es uno de los efectos locales del relieve, se produce generalmente en zonas reducidas y en las capas más bajas de la atmósfera, se debe principalmente a las diferencias de temperatura entre el valle y las laderas de las montañas. Durante la noche, las laderas de las montañas, al tener una mayor superficie radiativa, se enfrían más rápidamente que los valles, provocando que el aire descienda por las laderas. Estos vientos descendentes son también conocidos como vientos catabáticos. Durante el día, el proceso se invierte, calentándose más rápido el aire de los valles, provocando una subida de éstos a lo largo de las laderas, éstos son los vientos anabáticos (Elías y Castellvi, 1996; Barry y Chorley, 1999).

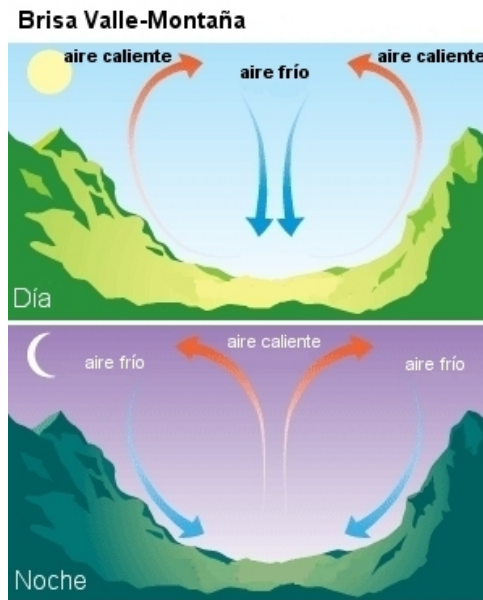


Figura 7. Esquema del efecto brisa valle-montaña (Fuente: Modificado de Encyclopædia Britannica, Inc.)

El modelo CALMET parametriza este efecto de terreno usando la aproximación de Liu y Yocke (1980). La velocidad vertical cartesiana w , se puede estimar como:

$$w = (V \cdot \nabla h_t) \cdot e^{(-k \cdot z)} \quad \text{Ecuación 8}$$

donde V es el viento promedio de todo el dominio (m/s), h_t es la altura del terreno (m), k es un coeficiente que depende de la estabilidad atmosférica y z es la coordenada vertical (m).

El decaimiento exponencial de este efecto crece con la estabilidad atmosférica de la siguiente forma:

$$k = \frac{N}{|V|} \quad \text{Ecuación 9}$$

$$N = \sqrt{\left(\frac{g}{\theta}\right) \cdot \frac{d\theta}{dz}} \quad \text{Ecuación 10}$$

donde N es la frecuencia de Brunt-Väisälä en una capa desde la superficie hasta una altura tope ingresada por el usuario (1/seg), θ es la temperatura potencial (K), g es la aceleración de gravedad (m/s^2) y $|V|$ es la rapidez promedio del viento en el dominio (m/s).

Es en esta última expresión en donde se encuentra implícita la condición de día o de noche, esto debido a que el término $(d\theta/dz)$ permite evaluar la estabilidad atmosférica, la cual se caracteriza de acuerdo a las siguientes condiciones:

$$\begin{aligned} \left(\frac{d\theta}{dz}\right) < 0 &\Rightarrow \text{Atmósfera Inestable} && : \text{Condición Noche} \\ \left(\frac{d\theta}{dz}\right) = 0 &\Rightarrow \text{Atmósfera Neutra} \\ \left(\frac{d\theta}{dz}\right) > 0 &\Rightarrow \text{Atmósfera Estable} && : \text{Condición Noche} \end{aligned}$$

De acuerdo a esto, este efecto incrementa o disminuye la velocidad vertical de una masa de aire que se mueve por una ladera de acuerdo a la situación de estabilidad atmosférica que se presenta en el día o en la noche.

Flujos debido a pendientes. Este efecto corresponde a la corrección de las componentes horizontales del viento producto del efecto brisa valle-montaña. Esta corrección es necesaria debido a que el procedimiento anterior sólo afecta a la componente vertical cartesiana del viento.

Para esto, CALMET usa un esquema empírico para estimar la magnitud de los efectos debido a las pendientes en terreno complejo.

La dirección del flujo debido a las pendientes que presenta el terreno es asumida en la dirección de drenaje. La manera en que el modelo evalúa este efecto es calculando vectores de velocidad por flujos de pendientes y sumando estos vectores al campo de viento inicial.

$$u'_1 = u_1 + u_s \quad \text{Ecuación 11}$$

$$v'_1 = v_1 + v_s \quad \text{Ecuación 12}$$

donde (u_1, v_1) son las componentes horizontales del campo de viento del paso 1 sin considerar el efecto de las pendientes (m/s), (u_s, v_s) es la corrección correspondiente al flujo debido a pendientes en las componentes horizontales del campo de viento (m/s) y (u'_1, v'_1) son las componentes horizontales del campo de vientos corregidas por el flujo debido a pendientes (m/s).

Si llamamos S a la magnitud de la velocidad horizontal debido al flujo por las pendientes, entonces según la parametrización de Mahrt (1982) ésta se puede expresar como:

$$S = S_e \cdot \sqrt{1 - e^{\left(\frac{-x}{L_e}\right)}} \quad \text{Ecuación 13}$$

$$S_e = \sqrt{h \cdot g \left(\frac{\Delta\theta}{\theta} \right) \cdot \frac{\sin \alpha}{(C_D + k)}} \quad \text{Ecuación 14}$$

$$L_e = \frac{h}{(C_D + k)} \quad \text{Ecuación 15}$$

donde S_e es la rapidez del equilibrio de los flujos debido a pendientes, L_e es la longitud de escalamiento de equilibrio, x es la distancia hasta la cima de la colina, $\Delta\theta$ es el déficit de temperatura potencial con respecto al resto de la atmósfera, θ es la temperatura potencial de la atmósfera, C_D es el coeficiente de drenaje del terreno, h es la profundidad de la pendiente por la que atraviesa el flujo, α es el ángulo del terreno respecto a la horizontal, k es el coeficiente de intercambio de momentum con la capa inmediatamente superior y g es la aceleración de gravedad (m/s^2).

La velocidad de equilibrio S_e representa el límite superior de la velocidad por efecto del flujo debido a pendientes.

La longitud de escalamiento de equilibrio L_e , corresponde a la razón entre la profundidad de la pendiente por la que atraviesa el flujo y la suma de los coeficientes de intercambio de momentum entre la capa superficial y las capas que la limitan, es decir el terreno por debajo (C_D) y la capa inmediatamente superior por arriba (k). Esta longitud representa la distancia en la que la velocidad del flujo debido a pendientes alcanza el 80% de la velocidad de equilibrio del flujo. Para valores de x pequeños el flujo se encuentra en un régimen advectivo-gravitacional, en donde el efecto del flujo debido a pendientes es mínimo. A medida que el flujo se aleja de la cima de la colina, es decir, el valor de x crece, entonces es enfriado y a la vez su velocidad debido a la pendiente aumenta (Carrasco, 2000; Scire *et al.*, 2000).

El déficit de temperatura potencial con respecto al resto de la atmósfera $\Delta\theta$ es una función de la magnitud del flujo de calor sensible local Q_H en la superficie y la distancia a la cresta

o cima de la colina. Asumiendo como constantes los valores de Q_H y h , entonces la siguiente derivada se puede escribir como:

$$\frac{d(h \cdot \Delta\theta)}{dt} = \frac{Q_H \cdot \theta}{(\rho \cdot c_p \cdot T)} \quad \text{Ecuación 16}$$

Asumiendo que $d/dt() = S \cdot d/dx()$ e integrando a lo largo de la pendiente (x), se tiene que:

$$S \cdot h \cdot \Delta\theta = \frac{Q_H \cdot \theta \cdot x}{(\rho \cdot c_p \cdot T)} \quad \text{Ecuación 17}$$

Sustituyendo la Ecuación 17 en la Ecuación 14 y esto a la vez lo sustituimos en la Ecuación 13, entonces la expresión para la magnitud de la velocidad debido al flujo por pendientes S , queda de la siguiente forma:

$$S = \left[\frac{Q_H \cdot g \cdot x \cdot \sin \alpha}{\rho \cdot c_p \cdot T \cdot (C_D + k)} \right]^{\frac{1}{3}} \cdot \left[1 - e^{\left(-x/L_e\right)} \right]^{\frac{1}{3}} \quad \text{Ecuación 18}$$

Un valor común para C_D y k es $4 \cdot 10^{-2}$, el cual se encuentra dentro de un rango observado para áreas cubiertas por vegetación (Marth, 1982).

El espesor de la capa en que el efecto del flujo debido a pendientes es observable corresponde solamente al 5% de la elevación total de la cima de la colina ΔZ (Horst and Doran, 1986), por lo tanto se puede considerar este grosor como:

$$h = 0,05 \cdot \Delta Z \quad \text{Ecuación 19}$$

Aunque los flujos que ascienden por una pendiente han sido menos estudiados, se sabe que dependen más de la estratificación de la capa superficial y presentan una velocidad menor que los flujos debido a pendientes descendentes. Para este tipo de flujos ascendentes, el valor de la suma de los coeficientes de intercambio de momentum ($C_D + k$) es cercano a 1 y se asume que el efecto de la pendiente no depende de la distancia de la colina (x) sino que de la altura ganada por el flujo desde la depresión del valle expresada en la siguiente ecuación como ΔZ .

$$S \cong \left[\frac{Q_H \cdot g \cdot x \cdot \sin \alpha}{\rho \cdot c_p \cdot T \cdot (C_D + k)} \right]^{\frac{1}{3}} \cong \left[\frac{Q_H \cdot g \cdot \Delta Z}{\rho \cdot c_p \cdot T} \right]^{\frac{1}{3}} \quad \text{Ecuación 20}$$

Efectos de bloqueo. El efecto termodinámico de bloqueo del terreno se parametriza en términos del número de Froude en forma local, este establece una relación entre la raíz cuadrada de la razón entre la energía cinética que lleva la partícula atmosférica debido a la velocidad que presenta (velocidad del viento) y la energía potencial que necesita para superar el obstáculo (Ecuación 21).

$$Fr = \frac{V}{N \cdot \Delta h_t} \quad \text{Ecuación 21}$$

$$\Delta h_t = (h_{\max})_{ij} - (z)_{ijk} \quad \text{Ecuación 22}$$

donde Fr es el número de Froude local, V es la velocidad del viento en el punto de la grilla (m/s), N es la frecuencia Brunt-Väisälä definido en la Ecuación 10, Δh_t es la altura efectiva del obstáculo (m), $(h_{\max})_{ij}$ es la altura máxima de todos los puntos de grilla que se encuentren dentro del radio de influencia (ingresado por el usuario) del punto de grilla (i,j) y $(z)_{ijk}$ es la altura en el nivel k del punto de grilla (i,j) sobre la superficie.

El número de Froude es calculado para cada punto de grilla. Si el valor del número de Froude es menor que un valor crítico y el viento en ese punto de grilla tiene una componente que se dirige cuesta arriba de la ladera, entonces la dirección del viento es ajustada como una tangente al terreno. Si por el contrario, el valor del número de Froude es mayor que el valor crítico, entonces la dirección del viento no varía. El valor crítico para el número de Froude generalmente es cercano a 1, sin embargo este puede ser modificado por el usuario.

Mínima divergencia de los vientos en cada celda (conservación de masa). Una vez que CALMET ha evaluado los efectos del terreno sobre los campos de vientos, se verifica la conservación de masa en cada celda. Con este cálculo se corrigen solamente las velocidades verticales obtenidas al comienzo del paso 1.

$$\frac{du''}{dx} + \frac{dv''}{dy} + \frac{dw_1}{dz} = 0 \quad \text{Ecuación 23}$$

donde w_1 es la velocidad vertical (m/s) y (u'', v'') son las velocidades horizontales del paso 1 (m/s).

Formulación del paso 2. El segundo paso en la modelación consiste en introducir los datos de las observaciones dentro del campo de viento obtenido del paso 1. Este procedimiento se puede dividir en cinco procesos.

- Interpolación de las observaciones.
- Extrapolación vertical de los vientos superficiales.
- Reducción de las discontinuidades en los campos de viento horizontales.
- Ajuste de las velocidades verticales según el procedimiento de O'Brien.
- Mínima divergencia de los vientos en cada celda (conservación de masa).

Interpolación de las observaciones. Para la interpolación espacial de las observaciones, en el campo de viento se utiliza el método inversamente proporcional a la distancia entre el punto de observación y el punto de la grilla donde se pretende estimar la velocidad. Esto de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$(u, v)_2' = \frac{\frac{(u, v)_1}{R^2} + \sum_k \frac{(u_{\text{obs}}, v_{\text{obs}})_k}{R_k^2}}{\frac{1}{R^2} + \sum_k \frac{1}{R_k^2}} \quad \text{Ecuación 24}$$

donde $(u_{\text{obs}}, v_{\text{obs}})_k$ son las componentes de la velocidad del viento observadas en la estación k (m/s), $(u, v)_1$ son las componentes de la velocidad del viento calculadas en el paso 1 en un punto de grilla en particular (m/s), $(u, v)_2$ son las componentes iniciales de la velocidad del viento del paso 2 (m/s), R_k es la distancia de la estación k hasta el punto de grilla (m) y R es el parámetro de peso para los vientos calculados en el paso 1.

Esta interpolación permite, por un lado obtener velocidades del viento muy similares a las registradas en las estaciones de observación en la vecindad de estos puntos, y a la vez mantener un campo de vientos semejante al calculado en el paso 1 en las regiones donde no existen datos observados, es decir, se privilegia en estas zonas los vientos que son producto de los efectos del terreno. El procedimiento de interpolación se aplica para cada capa de forma independiente.

El parámetro de peso R para los campos de viento del paso 1 es especificado por el usuario y se utilizan valores diferentes para la primera capa o capa superficial (R_1) y las capas superiores.

Extrapolación vertical de los vientos superficiales. Antes de interpolar espacialmente los campos de vientos horizontales en las capas superiores con los datos registrados por radiosondeos, CALMET permite extrapolar los datos de viento registrados en la superficie para el resto de las capas.

El modelo tiene tres opciones de extrapolación vertical, para este estudio se utilizó la Ley de Potencia del Viento (Ecuación 25), que es la que más comúnmente se utiliza en estudios de potencial eólico (Khan and Iqbal, 2004; Zhou *et al.*, 2004).

$$u_z = u_m \left(\frac{z}{z_m} \right)^p \quad \text{Ecuación 25}$$

donde z es la altura (m) del punto medio de la celda, z_m es la altura (m) en el punto medio de observación del viento superficial (típicamente 10 metros), u_m es la componente del viento (m/s) medida a la altura z_m , u_z es la extrapolación de la componente u del viento (m/s) en la altura z y p es el exponente de la ley de potencia. La misma ecuación se aplica a la otra componente horizontal v del viento.

Los valores típicos para el exponente p de la ley de potencia están dados para el modelo CALMET según Douglas y Kessler (1988), donde el valor de p sobre el suelo es 0,143 y sobre el agua es de 0,286.

Reducción de las discontinuidades en los campos de viento horizontales. Un procedimiento intermedio en el paso 2 para el cálculo de los campos de viento consiste en reducir las diferencias o discontinuidades de los vientos horizontales mediante un proceso de simple ponderación de los vientos calculados en las grillas adyacentes. La fórmula para corregir las componentes horizontales del viento bajo este concepto es la siguiente:

$$\left(u_{i,j} \right)_2'' = 0,5 \cdot u_{i,j} + 0,125 \cdot \left(u_{i-1,j} + u_{i+1,j} + u_{i,j-1} + u_{i,j+1} \right) \quad \text{Ecuación 26}$$

donde $\left(u_{i,j} \right)_2''$ es la componente horizontal u del viento (m/s) en el punto de grilla (i,j) después de reducir las discontinuidades, $(u_{i,j})$ es la componente horizontal u del viento (m/s) en el punto de grilla (i,j) antes del procedimiento. Esta misma ecuación se aplica a la otra componente horizontal v del viento.

Ajuste de las velocidades verticales según el procedimiento de O'Brien. Este ajuste consiste en poner una condición de borde a la distribución de los vientos verticales. La condición de borde en este caso considera que los vientos verticales en la última capa superior de la modelación deben ser nulos, para lograr esto, CALMET utiliza el procedimiento propuesto por O'Brien (1970) para ajustar w_1 .

$$w_2(z) = w_1(z) - \left(\frac{z}{z_{\text{tope}}} \right) \cdot w_1(z = z_{\text{tope}}) \quad \text{Ecuación 27}$$

donde $w_1(z)$ es la velocidad vertical cartesiana (m/s) antes del ajuste en la altura z (m), $w_2(z)$ es la velocidad vertical cartesiana (m/s) después del ajuste en la altura z y z_{tope} es la altura (m) tope de la modelación.

Este procedimiento fuerza que la velocidad en el tope del dominio de la modelación sea cero.

Mínima divergencia de los vientos en cada celda (conservación de masa). En el paso 1 se efectúa una primera verificación de la continuidad de la masa, pero es solamente para poder estimar los vientos verticales. Por lo tanto, ahora corresponde verificar este principio en los campos de viento finales y corregirlos, para esto el modelo utiliza un proceso iterativo de corrección de las componentes horizontales del viento u y v , dejando fijos los vientos verticales y tomando un valor máximo aceptable para la ecuación de continuidad.

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} < \varepsilon \quad \text{Ecuación 28}$$

donde u, v son las componentes horizontales del viento (m/s), w es la velocidad vertical del viento (m/s) y ε es la máxima divergencia permitida.

En CALMET, las componentes horizontales del viento son definidas en los puntos de grilla, sin embargo, en el caso de las velocidades verticales no ocurre lo mismo, en este caso se definen en la cara superior de cada celda. Por lo tanto la divergencia D en el punto de la grilla (i, j, k) es la siguiente:

$$D_{ijk} = \frac{w_{i,j,k+1/2} - w_{i,j,k-1/2}}{z_{k+1/2} - z_{k-1/2}} + \frac{u_{i+1,j,k} - u_{i-1,j,k}}{2 \cdot \Delta x} + \frac{v_{i,j+1,k} - v_{i,j-1,k}}{2 \cdot \Delta y} \quad \text{Ecuación 29}$$

En donde Δx y Δy corresponden a la extensión de los lados de la grilla en las direcciones x e y respectivamente.

Esta divergencia se calcula para cada punto de grilla y con ella se estima una velocidad de ajuste.

$$u_{\text{ajuste}} = \frac{-D_{ijk} \cdot \Delta x}{2} \quad \text{Ecuación 30}$$

$$v_{\text{ajuste}} = \frac{-D_{ijk} \cdot \Delta y}{2} \quad \text{Ecuación 31}$$

Con esta velocidad de ajuste se corrigen las componentes horizontales de la velocidad.

$$\left(u_{\text{nueva}}\right)_{i+1,j,k} = u_{i+1,j,k} + u_{\text{ajuste}} \quad \text{Ecuación 32}$$

$$\left(u_{\text{nueva}}\right)_{i-1,j,k} = u_{i-1,j,k} - u_{\text{ajuste}} \quad \text{Ecuación 33}$$

$$\left(v_{\text{nueva}}\right)_{i+1,j,k} = v_{i+1,j,k} + v_{\text{ajuste}} \quad \text{Ecuación 34}$$

$$\left(v_{\text{nueva}}\right)_{i-1,j,k} = v_{i-1,j,k} - v_{\text{ajuste}} \quad \text{Ecuación 35}$$

Este procedimiento se efectúa hasta que la divergencia en cada punto de grilla sea cero.

Parámetros de entrada del modelo

El software que se utiliza para la aplicación del modelo CALMET, requiere una serie de parámetros de entrada para la modelación, los cuales se agrupan en cuatro módulos que contienen toda la información necesaria para generar los campos de viento. Estos módulos corresponden a:

- **SURF:** Incluye toda la información de las estaciones meteorológicas de superficie para cada hora, para este estudio se consideró en este módulo tanto la información de las estaciones meteorológicas recopiladas como los datos del NNR en superficie.
- **UP:** Este incluye los datos del perfil vertical registrado por radiosondeos, deben existir tantos módulos de este tipo como estaciones con datos de perfiles verticales. En este estudio no existen estaciones de radiosondeo en la zona, por lo que se utilizaron solo los datos del NNR en el perfil vertical.
- **GEO:** Este módulo incluye los parámetros geofísicos de la zona a modelar, los que corresponden al modelo digital de elevación y el uso de suelos.
- **CALMET.INP:** Este corresponde al módulo de control para cada modelación y es en él donde se especifican cuantas horas se debe modelar, la ubicación de cada una de las estaciones, parámetros de formato de los datos de salida, proyección geográfica, resolución y otros.

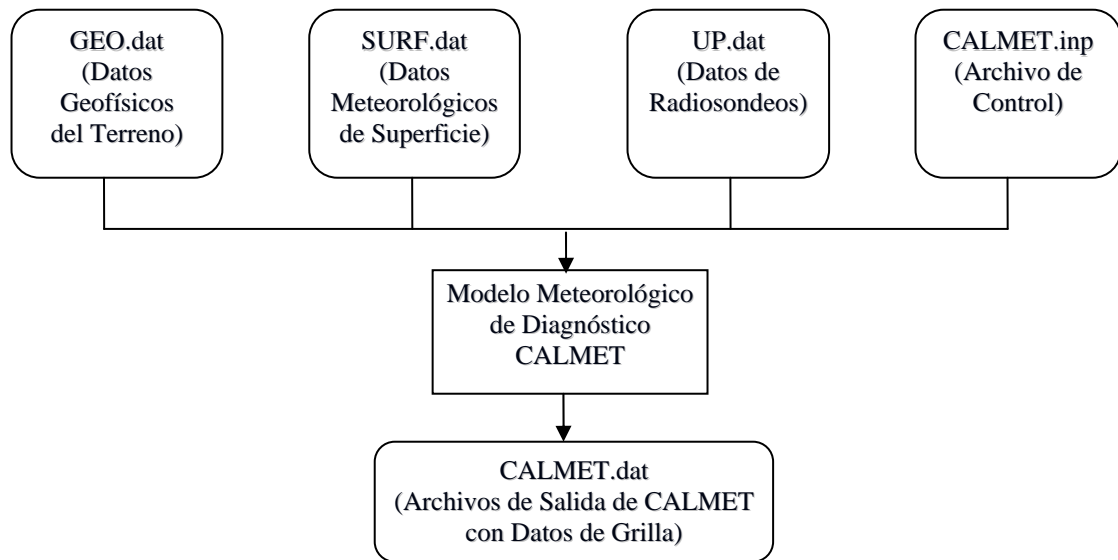


Figura 8. Esquema de manejo del modelo CALMET.

Variables geofísicas

Un modelo que estime campos de viento a mesoescala debe considerar factores topográficos en la modelación, esto debido a que es necesaria una adecuación de las líneas de flujo del aire a las restricciones que impone la topografía compleja, de esta forma la modelación debe ajustar matemáticamente los campos de viento iniciales al relieve complejo, tratando de simular los efectos de canalizaciones, aceleraciones y desaceleraciones que la topografía induce sobre los vientos superficiales (DGF/UCH, 1993).

En el caso de CALMET, el módulo geofísico incluye la información de la topografía y el uso de suelos, de este último se deducen las rugosidades superficiales, las cuales son utilizadas para la extrapolación vertical en el modelo.

Para la topografía, CALMET utiliza el Modelo Digital de Elevación GTOPO30⁶, este fue desarrollado por la United State Geological Survey's EROS Data Center. La información contenida en el GTOPO30 cubre un área global cuya extensión latitudinal va entre los rangos 90° latitud norte hasta 90° latitud sur, y cuya extensión longitudinal va entre los 180° longitud este hasta 180° longitud oeste. El espacio horizontal de la grilla corresponde a 30 arco segundos (0,008333°), aproximadamente 1 kilómetro.

En el caso del uso de suelo, el modelo utiliza la base de datos The Global Land Cover Characterization⁷ (GLCC), la cual fue desarrollada por la U.S. Geological Survey (USGS), la University of Nebraska-Lincoln (UNL), y el European Commission's Joint Research

⁶ Sitio: <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>

⁷ Sitio: <http://edcsns17.cr.usgs.gov/glcc/>

Centre (JRC), quienes generaron una base de datos global de usos de suelo de 1 kilómetro de resolución para ser aplicada en las ciencias ambientales y la modelación.

Salida del modelo

Como ya se mencionó, el modelo CALMET permite obtener un perfil de vientos a diferentes alturas. Para este estudio, es necesario que las alturas modeladas correspondan al eje de giro de los generadores eólicos, de forma que se estime el potencial eólico para estos equipos.

Se definieron tres alturas, la primera es de 50 metros, la elección de esta altura se debe a que es la de uso más común en estudios de potencial eólico (Jewer *et al.*, 2004; Khan and Iqbal, 2004; Zhou *et al.*, 2004). La segunda altura seleccionada corresponde a 100 metros, que es la altura promedio del eje de las turbinas eólicas (GWEC, 2008). La tercera altura seleccionada corresponde a la de la máquina eólica de mayor altura que actualmente existe, esta es de aproximadamente 140 metros (ENERCON, 2007).

Para estas tres alturas se obtuvieron campos de viento del área de estudio, estos tienen una resolución temporal de una hora y corresponden a las medias horarias climatológicas. Estos campos de viento salen del modelo como archivos de extensión *.vec*, los cuales mediante una rutina en *Visual Basic Excel* se convirtieron a formato raster. Posteriormente se calcularon las velocidades del viento medias mensuales climatológicas y la media anual climatológica.

Potencial Eólico

Variabilidad y distribución estadística del viento

La característica más importante del viento es su variabilidad. El viento es altamente variable, tanto espacialmente como en el tiempo (Burton *et al.*, 2001). Las variaciones espaciales generalmente dependen de la altura sobre el suelo y de las condiciones geográficas locales y globales. En cambio las variaciones temporales dependen de la escala en que se trabaje, estas se pueden dividir en: interanual, anual, diaria y short-term (corto plazo) (Mawell *et al.*, 2002); donde el origen de la variabilidad es distinto dependiendo la escala que se considere.

La importancia de esta variabilidad es que el potencial eólico depende del cubo de la velocidad del viento (Burton *et al.*, 2001), lo que se traduce en una mayor sensibilidad en la cuantificación de esta variable. Es por esto que la caracterización del viento es importante para aspectos de exploración de la energía eólica.

Para la caracterización del viento es necesario que este sea modelado mediante ajustes de distribuciones teóricas. Esto con el fin de generar una expresión matemática para predecir

el comportamiento del viento (Fundación para la Transferencia Tecnológica, 2003; Villarrubia, 2004). Además, desde que es posible obtener datos de velocidad del viento de largas series temporales, es necesario tener solo unos pocos parámetros que pueden caracterizar un ancho rango de datos de velocidad del viento (Zhou *et al.*, 2004).

Para caracterizar la distribución del viento, Stevens y Smulders (1979) propusieron la función de densidad de probabilidad de Weibull, la cual experimentalmente comprobó aproximarse a la curva de densidad de probabilidad del viento y entrega una buena representación de la variación de la velocidad del viento media horaria en muchos sitios (Burton *et al.*, 2001; Naci, 2003; Omer, 2007). La función de distribución de Weibull, expresada en la Ecuación 36, basa su éxito en el ajuste de dos parámetros, los cuales pueden entregar una gran flexibilidad en la función de distribución de los valores medidos con distinto comportamiento (Zhou *et al.*, 2004).

$$f(v) = \frac{k}{c} \cdot \left(\frac{v}{c}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{v}{c}\right)^k\right] \quad \text{Ecuación 36}$$

donde v es la velocidad del viento, c (m/s) es el parámetro de escala de Weibull y k (adimensional) es el parámetro de forma que caracteriza la asimetría de la función de probabilidad.

Existen varios métodos para determinar estos parámetros (Seguro and Lambert, 2000; Burton *et al.*, 2001). El más simple considera la media de la velocidad del viento y la desviación estándar para calcular los parámetros k y c (Villarrubia, 2004), mediante las siguientes aproximaciones:

$$k = \left(\frac{\sigma}{\bar{v}}\right)^{-1,086} \quad (1 \leq k \leq 10) \quad \text{Ecuación 37}$$

$$c = \frac{\bar{v}}{\Gamma(1+1/k)} \quad \text{Ecuación 38}$$

donde \bar{v} (m/s) es la velocidad media del viento, σ es la desviación estándar y Γ es la función Gamma, la cual está definida por la siguiente ecuación:

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} t^{x-1} \exp(-t) dt \quad \text{Ecuación 39}$$

La distribución de Weibull para las medias de velocidad del viento horaria durante un año es claramente el resultado de un considerable grado de variación aleatoria. Sin embargo,

también puede tener un fuerte componente estacional subyacente a estas variaciones, impulsada por las fluctuaciones de la radiación en la superficie de la tierra durante el año, resultado de la inclinación de la tierra en su eje de rotación (Burton *et al.*, 2001).

A pesar de que la distribución de Weibull proporciona una buena representación de las tendencias de viento en muchos lugares, esto no siempre es el caso. Por ejemplo, algunos sitios muestran claramente diferentes regímenes de viento en verano y en invierno, los cuales pueden ser bien representados por una distribución de doble peak (bi-Weibull), con diferentes factores de escala y de forma para las dos temporadas (Burton *et al.*, 2001).

Potencia eólica disponible

Una vez que la distribución de velocidad del viento es conocida, es posible determinar el potencial eólico (Zhou *et al.*, 2004). La potencia eólica disponible es la máxima potencia que podríamos extraer del viento si pudiésemos convertir toda la energía cinética del viento en energía útil (Villarrubia, 2004).

Se define densidad de potencia o potencia eólica por unidad de área según:

$$P(v) = \frac{1}{2} \rho v^3 \quad \text{Ecuación 40}$$

donde v (m/s) es la velocidad del viento y ρ (kg/m³) es la densidad del aire. Para condiciones estándar de 1 atm. y 15°C, la densidad del aire es 1,225 kg/m³ (Mawell *et al.*, 2002; Jaramillo *et al.*, 2004). Las unidades de superficie están dadas por el área expuesta perpendicularmente al flujo del viento (Villarrubia, 2004).

Considerando que la velocidad del viento varía a lo largo del tiempo, una adecuada caracterización del potencial eólico disponible debe considerar los valores de potencia de cada velocidad del viento, para ello se debe promediar estas velocidades en un determinado período de tiempo (Villarrubia, 2004), esto puede ser expresado con la siguiente ecuación:

$$P(v) = \frac{1}{2} \rho \int_0^{\infty} v^3 f(v) dv \quad \text{Ecuación 41}$$

donde $f(v)$ es la función de densidad de probabilidad de Weibull dada por la Ecuación 36.

La Ecuación 41 entrega una estimación de la máxima potencia eólica disponible en un determinado sitio. Sin embargo, las maquinas eólicas no pueden utilizar toda esta potencia, ya que existe un límite superior teórico para la potencia aprovechada, conocido como el Límite de Betz, el cual es producto de factores aerodinámicos y de rendimiento de las

maquinas eólicas (Mawell *et al.*, 2002; Villarubia, 2004; Omer, 2007). Este límite corresponde a un 59,3% de aprovechamiento de la potencia eólica (Betz, 1920).

Evaluación de la Modelación

La modelación de campos de viento no sustituye las mediciones in-situ, esto debido a que las aproximaciones y simplificaciones que tiene los modelos introducen un error en sus resultados. Es por esto que es necesario comparar y evaluar los resultados de los modelos con observaciones disponibles, esto con el objeto de conocer el carácter de los errores y estimar si los resultados son confiables (Fundación para la Transferencia Tecnológica, 2003).

Para la evaluación de la modelación de este estudio, se utilizó una estación implementada por la Comisión Nacional de Energía (CNE) para su estudio “Prospección eólica en zonas de las regiones de Atacama, de Coquimbo y del Maule” (CNE, 2009). Específicamente se utilizó la estación meteorológica Faro Carranza, la que se ubica en la comuna de Chanco.

La estación presenta anemómetros ubicados a 20, 30 y 40 metros. Se seleccionaron las velocidades del viento medidas a 40 metros para evaluar la modelación, las cuales fueron extrapoladas a 50, 100 y 140 metros, de forma de comparar a las mismas alturas. Para la extrapolación se usó la Ecuación 25, que corresponde a la Ley de Potencia del Viento, la misma que es usada por CALMET.

Una vez extrapoladas las velocidades del viento de la estación Faro Carranza a las alturas definidas en la modelación, se calcularon las medias horarias anuales. De los campos de viento obtenidos de la modelación, se extrajo la información en la misma grilla donde se ubica geográficamente la estación Faro Carranza, de esta forma se compararon los valores obtenidos en la misma posición.

La evaluación se realizó mediante la aplicación del Error Cuadrado Medio (ECM) para los datos horarios entre Faro Carranza y la grilla modelada, esto para las tres alturas (50, 100 y 140 metros). El EMC es un parámetro que entrega la desviación entre el valor modelado y el registrado (Ecuación 43).

$$ECM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - E_i)^2}{N}} \quad \text{Ecuación 42}$$

donde O corresponde a las velocidades del viento (m/s) de la estación Faro Carranza, E a las velocidades del viento (m/s) obtenidas de la modelación y N al total de datos. Entre más pequeño es el valor entregado por el ECM, mejor es el ajuste de la curva (Fyrrippis *et al.*, 2010).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Proyecto NCEP/NCAR Reanalysis

Se discuten a continuación los resultados obtenidos de los procedimientos realizados a los datos del proyecto NCEP/NCAR Reanalysis, correspondientes a la variable de viento. El viento es una magnitud vectorial, por lo que es proporcionado en sus componentes del plano horizontal u y v , tanto a nivel superficial como en el perfil vertical para cada nivel mandatorio de presión (Figura 9).

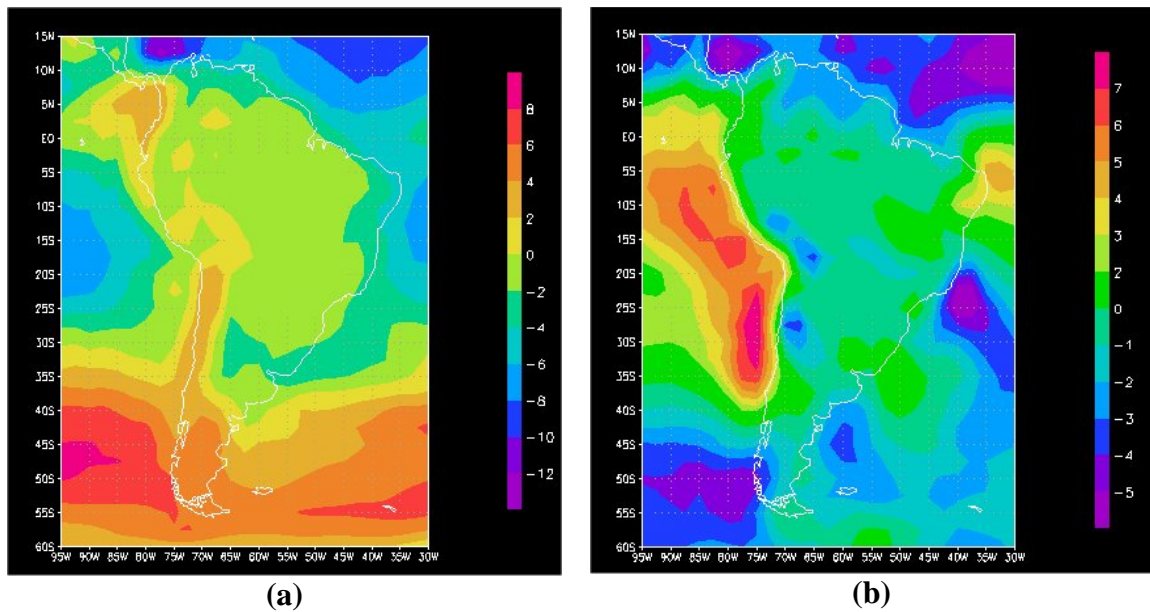


Figura 9. Componentes del viento a nivel superficial para el mes de enero del 2006 visualizados en GRADS (a) componente u (m/s) y (b) componente v (m/s).

La transformación de las componentes u y v , permitió obtener imágenes del módulo (magnitud de la velocidad) y la dirección del viento para Sudamérica de todo el periodo de estudio comprendido entre 1977 y 2006.

A continuación se realizó el proceso de interpolación espacial para aumentar la resolución de $2,5^\circ$ a $0,5^\circ$ lat–lon, el cual se muestra en la Figura 10.

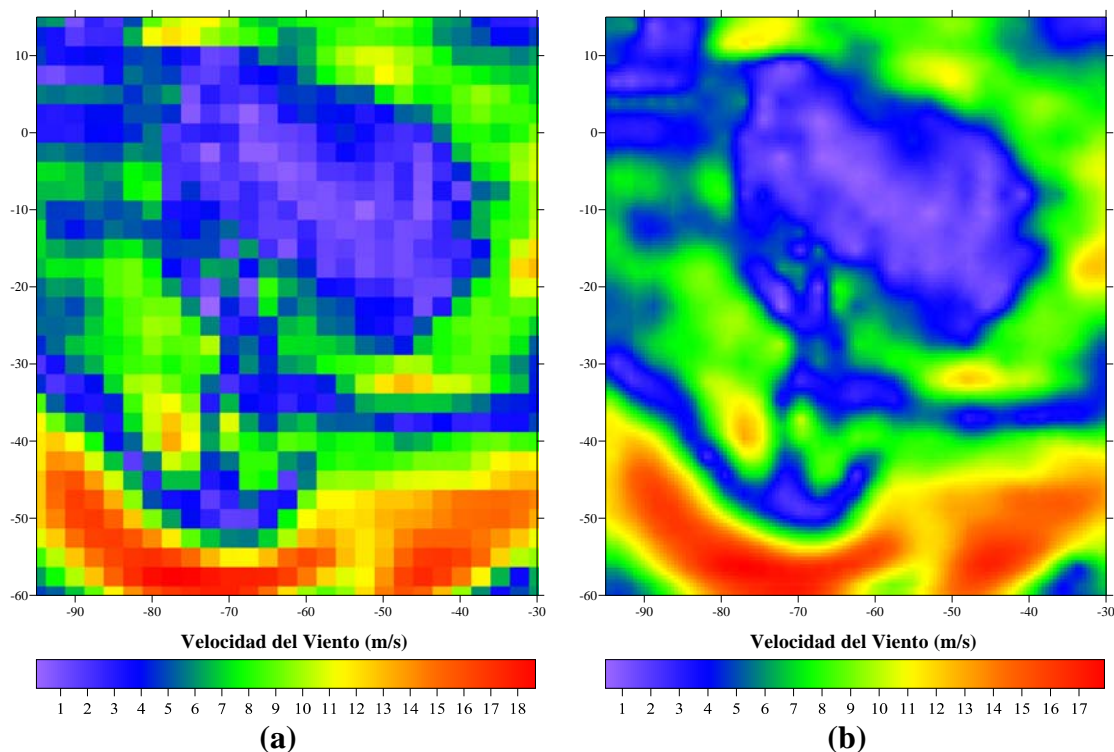


Figura 11. (a) Imagen del proyecto NNR sin interpolar y (b) imagen del proyecto NNR interpolada.

La Figura 10(a) muestra la distribución en Sudamérica del módulo del viento en metros por segundo (m/s) para el mes de enero medio climatológico, antes de la interpolación por Kriging. Sin embargo, la resolución espacial de $2,5^\circ$ a la cual se encuentra es gruesa tanto para Sudamérica, como para la zona de estudio correspondiente a la Región del Maule, esta última es representada en un solo píxel de la grilla a esta resolución, este hecho justifica el cambio de resolución espacial a una más adecuada para este estudio. La Figura 10(b) muestra la misma distribución del viento después de haber aplicado la interpolación espacial, en ésta imagen se aprecia una mayor continuidad de los datos. Este método de interpolación espacial ha sido utilizado con anterioridad para estimar distribuciones superficiales continuas de velocidad del viento, según Luo *et al.* (2008), quienes estimaron campos de viento en Inglaterra con esta técnica, la interpolación geoestadística Kriging es superior a otras técnicas de interpolación como el inverso de la distancia ponderada o una interpolación polinómica.

Por otra parte, la Figura 11(a) muestra el módulo de la velocidad del viento medio anual climatológico para Sudamérica a nivel superficial, en ella se puede observar que los centros de altas y bajas presiones tiene un influencia directa sobre el campo de vientos que afectan al continente, destacándose los vientos alisios (Garreaud and Aceituno, 2007). También se puede observar la orientación este-oeste de los vientos al sur del Anticiclón Subtropical del Pacífico, producto de una fuerte disminución de la presión hacia el sur, lo cual es típico a nivel hemisférico. Esta configuración indica que en promedio el viento en este sector sopla

desde el oeste (océano Pacífico), por lo que esta zona también recibe el nombre de "*cinturón de los oestes*" (Saavedra, 1983; Müller y Figueroa, 1996). La Figura 11(b) muestra la dirección del viento media anual climatológica, en ella se puede observar que en la zona norte y centro del país predominan los vientos con componente sur y suroeste, que son aproximadamente constante durante todo el año, integrando el gran sistema de los vientos alisios, siendo estos una de las principales características de la circulación general de la atmósfera; estos flujos de vientos se producen por efecto de la rotación de la Tierra, los que se asocian a la circulación atmosférica de gran escala en el Hemisferio Sur, dirigiéndose aproximadamente en dirección paralela a las isóbaras, dejando las presiones más altas a la izquierda (respecto a un observador de espalda al viento). En cambio, en la zona sur del continente, predominan los vientos con componentes oeste y noroeste (Cuadrat y Pita, 1997).

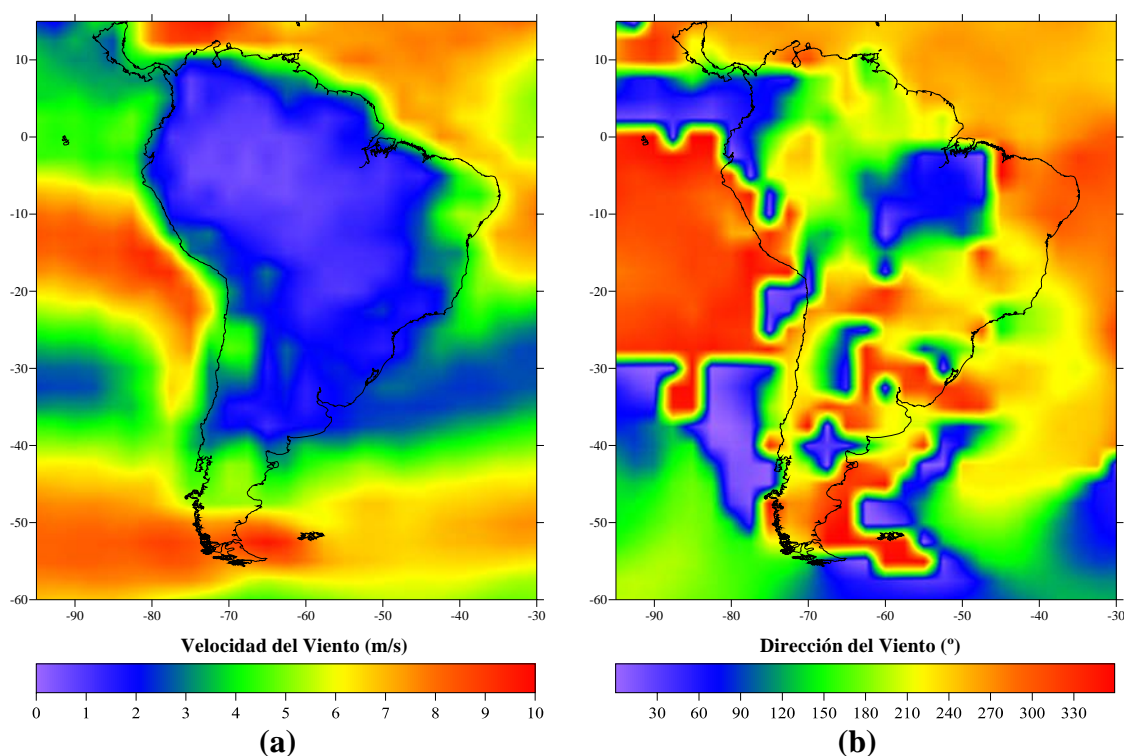


Figura 11. Distribución media climatológica del viento en Sudamérica (a) Módulo del viento. (b) Dirección del viento.

Otra característica importante de analizar es la influencia del relieve en la distribución de la velocidad del viento superficial en el continente, este hecho se observa en la Figura 12, en ella se puede observar las condiciones de influencia continental sobre el patrón de circulación general, lo que produce la desviación del flujo cuando llega al borde costero del continente y disminuye la intensidad hacia el centro del continente, por efecto de la fricción en superficie (Inzunza, 2003), a esto se agrega la presencia de la cordillera de los Andes, presente de forma continua a lo largo de la costa oeste del continente, desde el Ecuador

hasta los 40° de latitud sur, alcanzando alturas superiores a los 4 km., lo cual representa un importante obstáculo para el flujo atmosférico (Garreaud and Aceituno, 2007).

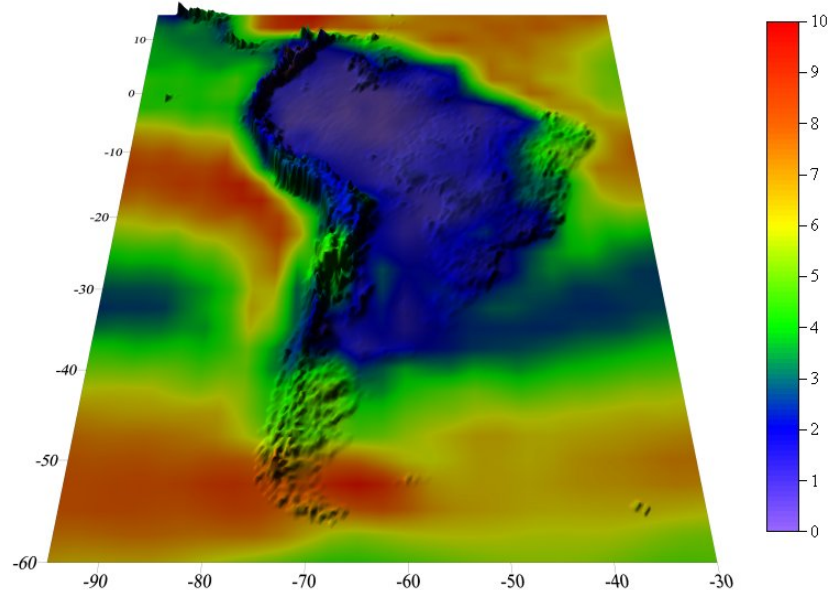


Figura 12. Influencia del relieve sobre la velocidad del viento media climatológica superficial (m/s).

Posteriormente se realizó la interpolación temporal mediante “*spline*” de los datos del NNR, la cual, como ya se mencionó anteriormente, se realizó debido a que los datos se encuentran disponibles con una frecuencia de cada seis horas, pero el modelo CALMET requirió datos horarios de velocidad y dirección del viento.

Antes de aplicar esta interpolación temporal al proyecto NNR, se realizó una evaluación del método con datos de la estación meteorológica del Centro Experimental Cauquenes del INIA, los resultado de esta se presentan en la Figura 13, en la cual se muestra una correlación lineal positiva entre la velocidad del viento simulada y la observada por la estación.

Esta correlación lineal se puede evaluar mediante el coeficiente de determinación (R^2), el cual entrega una medida en porcentaje de la variación de los datos simulados, midiendo lo cerca que está la nube de puntos de la recta de regresión, moviéndose en un intervalo entre 1 y -1, con 0 indicando una ausencia de correlación entre las variables. El valor R^2 obtenido para la estación corresponde a 0,82. Esto quiere decir que existe una interdependencia en la variación conjunta de los datos, lo que indica que el modelo tiene la capacidad de reproducir una serie real. En un sentido práctico, la serie interpolada reproduce adecuadamente a una serie real.

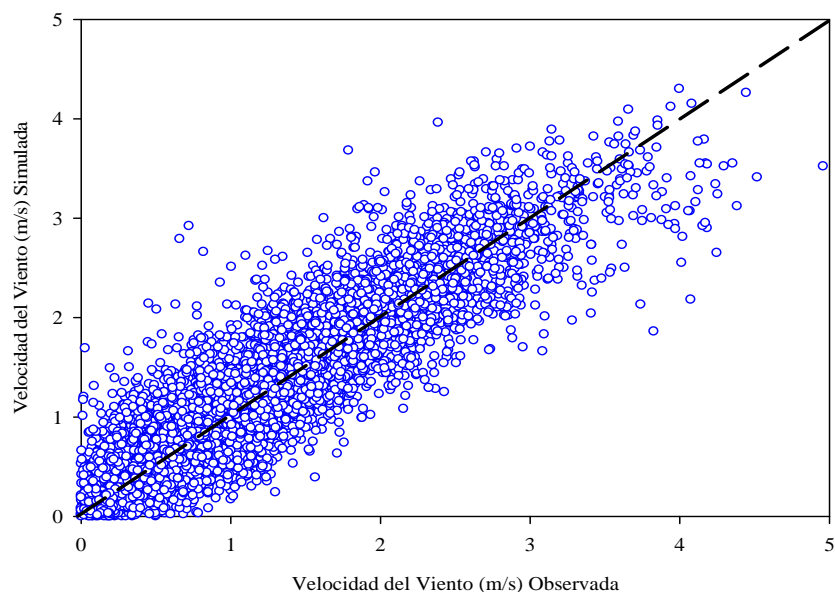


Figura 13. Gráfico de dispersión entre las series de velocidad del viento observada y la simulada para la estación meteorológica en Cauquenes.

Esta evaluación del método de interpolación para la variable de velocidad del viento nos permite justificar el uso de la interpolación segmentaria para los datos del proyecto NNR.

Una vez que se validó el método de interpolación para viento, se aplicó a los datos del NNR, los resultados de esto se muestran en la Figura 14, en ella se observan para veinticuatro horas los datos originales del proyecto NNR (cada seis horas) y los datos interpolados mediante el método segmentario o “*spline*” (cada una hora). Se puede observar además la suavización de las curvas, producto de la aplicación de la interpolación, lo que se debe a que este método interpola con polinomios de bajo orden, evitando oscilaciones bruscas o cambios súbitos (Chapra y Canale, 1999).

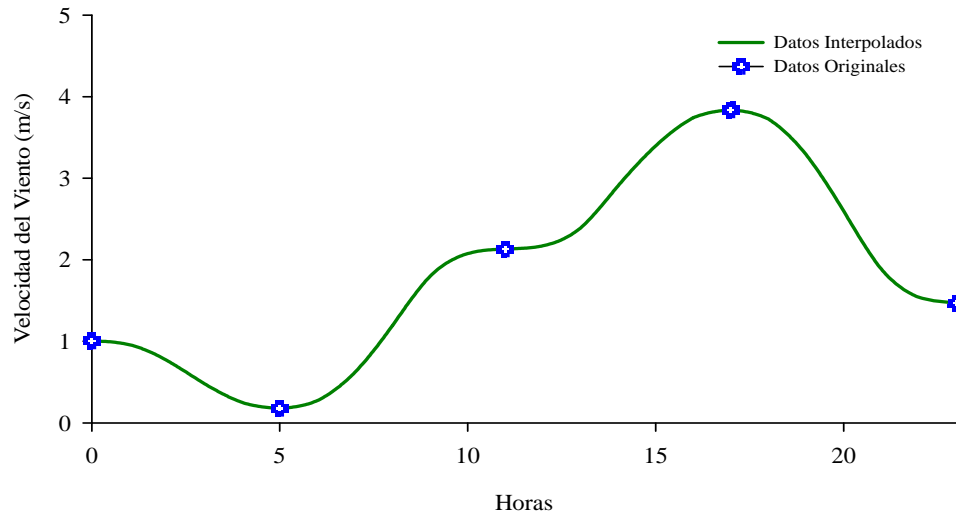


Figura 14. Gráfico de la aplicación de la interpolación segmentaria para datos de un día del proyecto NNR.

El procesamiento de los datos del proyecto NNR para Sudamérica, permitió generar una base de datos de la velocidad y dirección del viento, con una resolución espacial de $0,5^\circ$ lat-long y una resolución temporal de una hora, la cual puede ser usada posteriormente para estudios de esta variable y del potencial eólico en Sudamérica. Finalmente, la base de datos fue acotada al área de estudio.

Estaciones Meteorológicas

A continuación se presentan los resultados obtenidos del procesamiento y análisis de la información de las estaciones meteorológicas de la Región del Maule. Las estaciones consideradas para la modelación fueron cuatro, siendo la altura del anemómetro 10 metros para todas, en el Cuadro 1 se presentan sus coordenadas geográficas.

Cuadro 1. Coordenadas geográficas de las estaciones meteorológicas

Estación	Latitud Sur	Longitud Oeste
Pahuil	$35^\circ 36'$	$72^\circ 34'$
Putú	$35^\circ 12'$	$72^\circ 16'$
Cauquenes	$35^\circ 58'$	$72^\circ 17'$
Panguilemo	$35^\circ 23'$	$71^\circ 40'$

Estas estaciones meteorológicas recopiladas contienen información sobre la velocidad y dirección del viento, y tienen la ventaja de considerar las variaciones meteorológicas a microescala (Villarubia, 2004), las cuales no están consideradas en las bases de datos globales como es el caso del proyecto NNR. Sin embargo, estas estaciones meteorológicas

están usualmente instaladas para la predicción del tiempo y no son adecuadas para la evaluación de la energía eólica debido a tres principales razones. En primer lugar, la altura de medición es demasiado baja (10 metros), mientras que los aerogeneradores funcionan sobre los 30 metros. En segundo lugar, los obstáculos cercanos como edificios, casas o árboles rodean en muchos casos a las estaciones meteorológicas, generando perturbaciones en la información registrada. En tercer lugar, muchas estaciones no están automatizadas y pueden presentar tratamientos erróneos de sus datos (Khan *et al.*, 2004).

Los dos últimos puntos justificaron la necesidad de realizar un filtro a los datos de las estaciones meteorológicas, con este método se eliminaron los datos anómalos que se podrían haber traducido en errores de la estimación del potencial eólico. La Figura 15, muestra los resultados del filtro utilizado para las cuatro estaciones meteorológicas, en ella se puede observar los datos horarios de velocidad del viento antes y después de utilizar el filtro, en donde los datos anómalos más altos han sido eliminados de la serie temporal. Como valor para la constante a del filtro se utilizó 2,5 (Morales, 2009⁸), lo que significa que todo valor que superó 2,5 veces la desviación estándar fue eliminado.

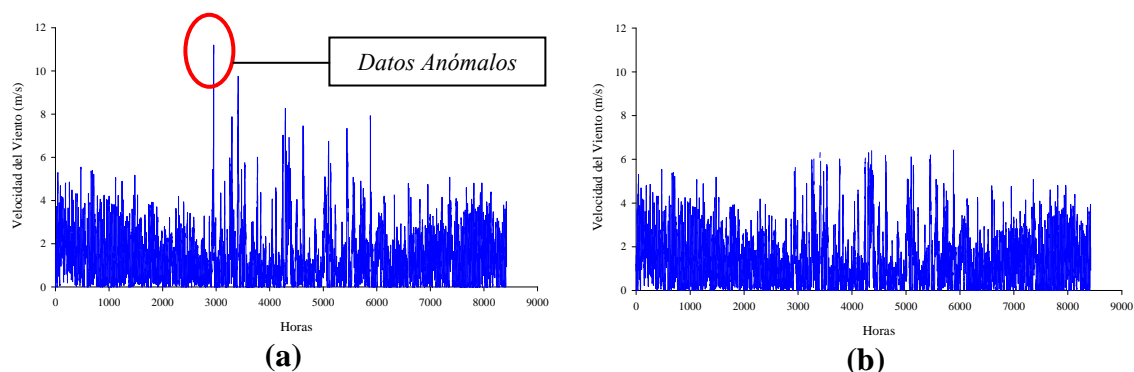


Figura 15. Datos de velocidad del viento de la estación meteorológica en Cauquenes. (a) Datos sin filtro. (b) Datos filtrados.

Posterior al filtrado de los datos, se calcularon las medias mensuales climatológicas a 10 metros de altura para cada estación, estas se muestran en la Figura 16.

⁸ Comunicación Personal

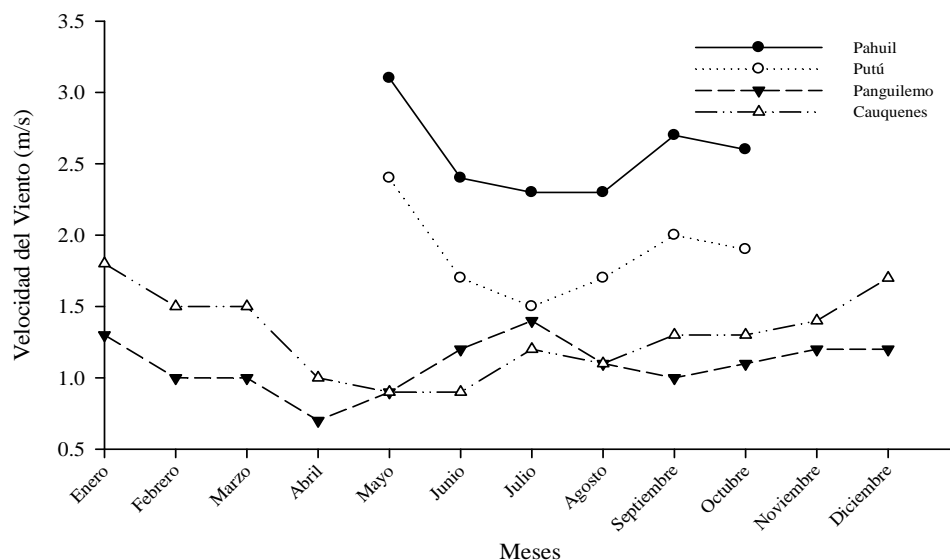


Figura 16. Medias mensuales de las estaciones meteorológicas de la Región del Maule.

Para las estaciones de Pahuil y Putú, solamente se contaba con información entre los meses de mayo y octubre del año 1992, por lo que solamente se pudo obtener las medias para estos meses.

Al comparar los resultados de cada estación, se puede observar que las estaciones de Pahuil y Putú, ubicadas en la costa, presentan velocidades del viento más altas que las estaciones Panguilemo y Cauquenes, ubicadas en la depresión intermedia. Esto concuerda con el hecho de que las estaciones en sitios costeros presentan mayores velocidades del viento debido al gradiente de presión entre la costa y el océano, esto se conoce como brisas de mar y brisas de tierra (Omer, 2007). El Cuadro 2 presenta las medias climatológicas anuales a 10 metros de altura para cada estación.

Cuadro 2. Media anual climatológica

Estación	Velocidad del viento (m/s)
Pahuil	2,6
Putú	1,8
Panguilemo	1,1
Cauquenes	1,3

Con respecto a la dirección del viento, la Figura 17 muestra la rosa de los vientos media climatológica de cada estación meteorológica. En ella se puede observar que las estaciones ubicadas en la depresión intermedia tienen una dirección predominante sur, específicamente Cauquenes presenta vientos S, SSW y SW, y Panguilemo vientos S, SSE, y SSW. En cambio, las dos estaciones meteorológicas ubicadas en la costa, presentan

vientos predominantes norestes, en el caso de la estación ubicada en Pahuil se presentan vientos N, NE y ENE; y en la estación en Putú vientos NNE, NE y ENE.

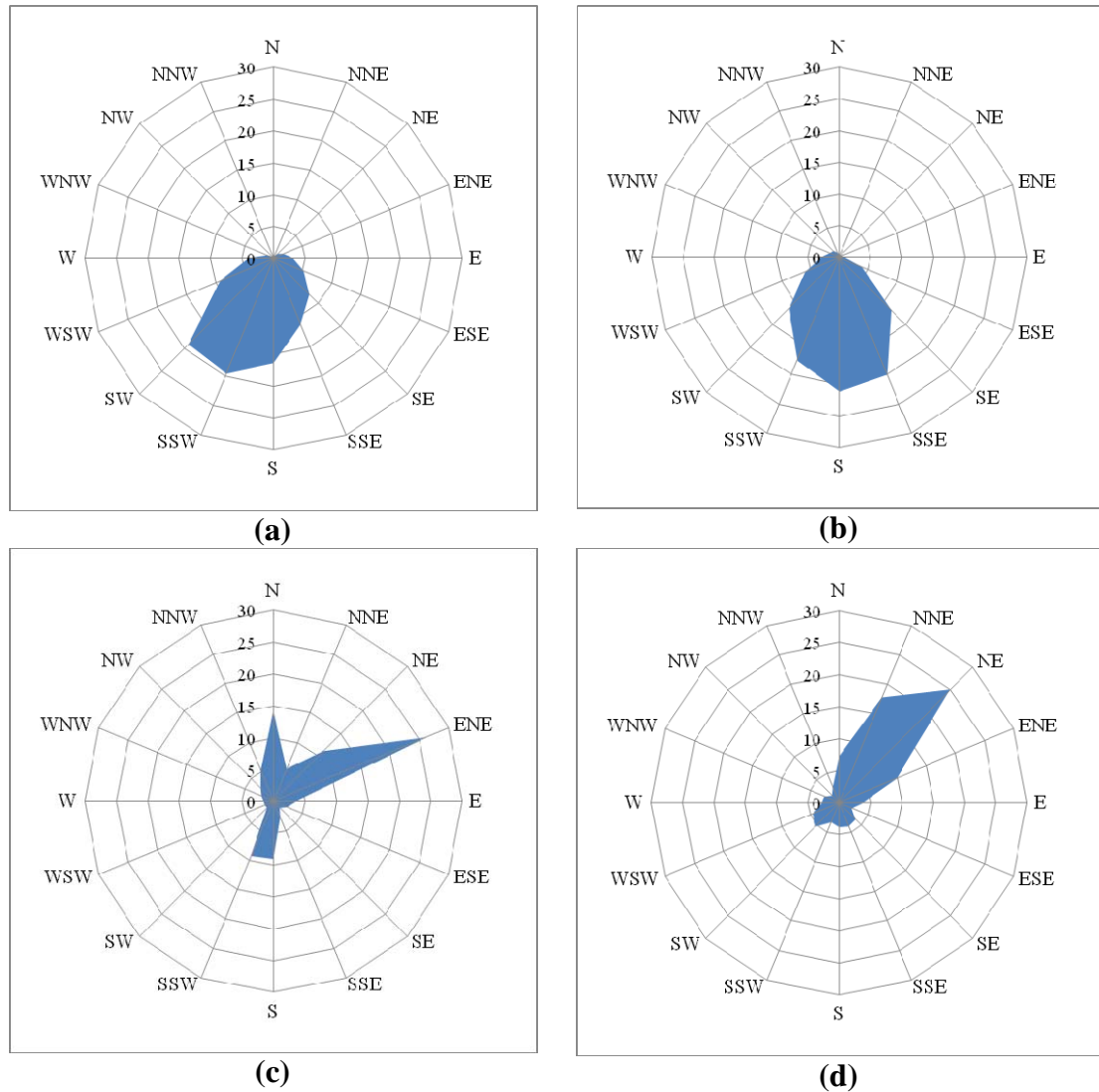


Figura 17. Dirección del viento media climatológica para (a) Cauquenes, (b) Panguilemo, (c) Pahuil y (d) Putú

Por último, es importante señalar que la distribución espacial de las estaciones meteorológicas utilizadas de la Región del Maule, no es la más adecuada para considerar las variaciones a microescala, lo que se debe a que las estaciones son pocas, produciendo que la influencia individual de cada una sea asignada a zonas muy amplias y que además no se representen todas las microformas del relieve de la región. Por ejemplo, en este caso, la zona de la cordillera de los Andes no queda representada por ninguna estación meteorológica. Sin embargo, la combinación de esta información con los datos del proyecto NNR, permitió generar adecuadamente los campos de viento de la zona de estudio.

Modelación de los Campos de Viento

Los resultados de la modelación de los campos de viento con CALMET se presentan para cada nivel definido, los que corresponden a las alturas de interés en la prospección eólica del presente estudio. Se obtuvieron mapas de viento a un kilómetro de resolución espacial, estos permiten observar las variaciones espaciales del viento producto de efectos locales como la orografía, obstáculos, rugosidad superficial y flujos térmicos (Khan and Iqbal, 2004).

En cada nivel, se puede observar el ciclo anual de los campos de vientos de la Región del Maule (Figuras 19, 21 y 23), estos se caracterizan por presentar los valores máximos en verano y los mínimos en invierno. Este comportamiento estacional es bien marcado, en primavera-verano, predominando las condiciones locales que forman brisas que alcanzan su máxima intensidad en horas de la tarde; en cambio en otoño-invierno predominan las condiciones de gran escala, destacando el viento del suroeste con condiciones meteorológicas de predominio anticiclónico y vientos con componente del norte de predominio ciclónico (Inzunza, 2003). Un factor importante en esta variación anual es la fluctuación de la radiación en la superficie de la tierra y la variación de la influencia térmica a gran escala que ejerce el anticiclón del Pacífico Sur durante el año (Pizarro *et al.*, 1994). Esta influencia del anticiclón es la que da las características a gran escala en superficie del régimen de vientos en la región y en Chile central (Inzunza, 2003).

A estas influencias globales de los vientos, se superponen las de escala menor, que se caracterizan por un marcado ciclo diario. La Figura 18 muestra esta influencia de menor escala en la variación de la velocidad del viento durante el ciclo diario medio de la región para cada mes. En ella se puede observar que las velocidades más altas se presentan durante el día, entre las 16:00 y las 20:00 hrs. La variación estacional muestra que los meses de primavera y verano (octubre a marzo) la velocidad del viento comienza a disminuir ligeramente en la mañana y vuelve a aumentar durante la tarde. En cambio, los meses de otoño e invierno (abril a septiembre) la variación diurna es más estable, lo cual puede ser explicado por la baja estratificación de la temperatura (Barry y Chorley, 1999). Una explicación para la fluctuación del ciclo diario durante los meses de primavera y verano, es que la variación de la estabilidad atmosférica afecta el intercambio vertical de momentum (suponiendo constante la fuerza de presión horizontal), esto produce que durante la tarde exista una mayor convección térmica, lo que se traduce en un aumento de la velocidad del viento. Durante la noche, este intercambio vertical de momentum es menor (Fyrippis *et al.*, 2010).

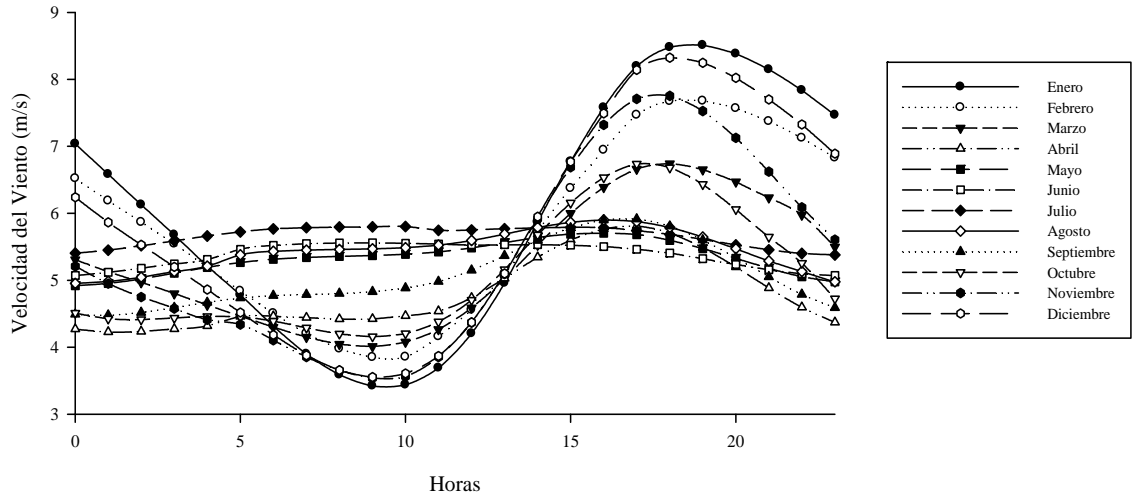


Figura 18. Variación horaria del ciclo diario de la velocidad del viento para cada mes en la Región del Maule.

Por otra parte, también se pudo observar en los campos de viento obtenidos la influencia topográfica sobre la circulación del aire superficial. Esto se debe a que la irregularidad de la topografía ejerce un efecto de roce, lo que retarda el flujo cerca de superficie y altera su dirección (Inzunza, 2003). Esto generó diferencias entre la depresión intermedia y los sectores cordilleranos, la primera presentó las más bajas velocidades del viento y una distribución espacial más homogénea de los campos de vientos. En cambio, la cordillera de los Andes y de la Costa, presentaron las mayores velocidades del viento, pero una menor homogeneidad.

A continuación se presentan los campos de vientos medios mensuales climatológicos para cada nivel definido.

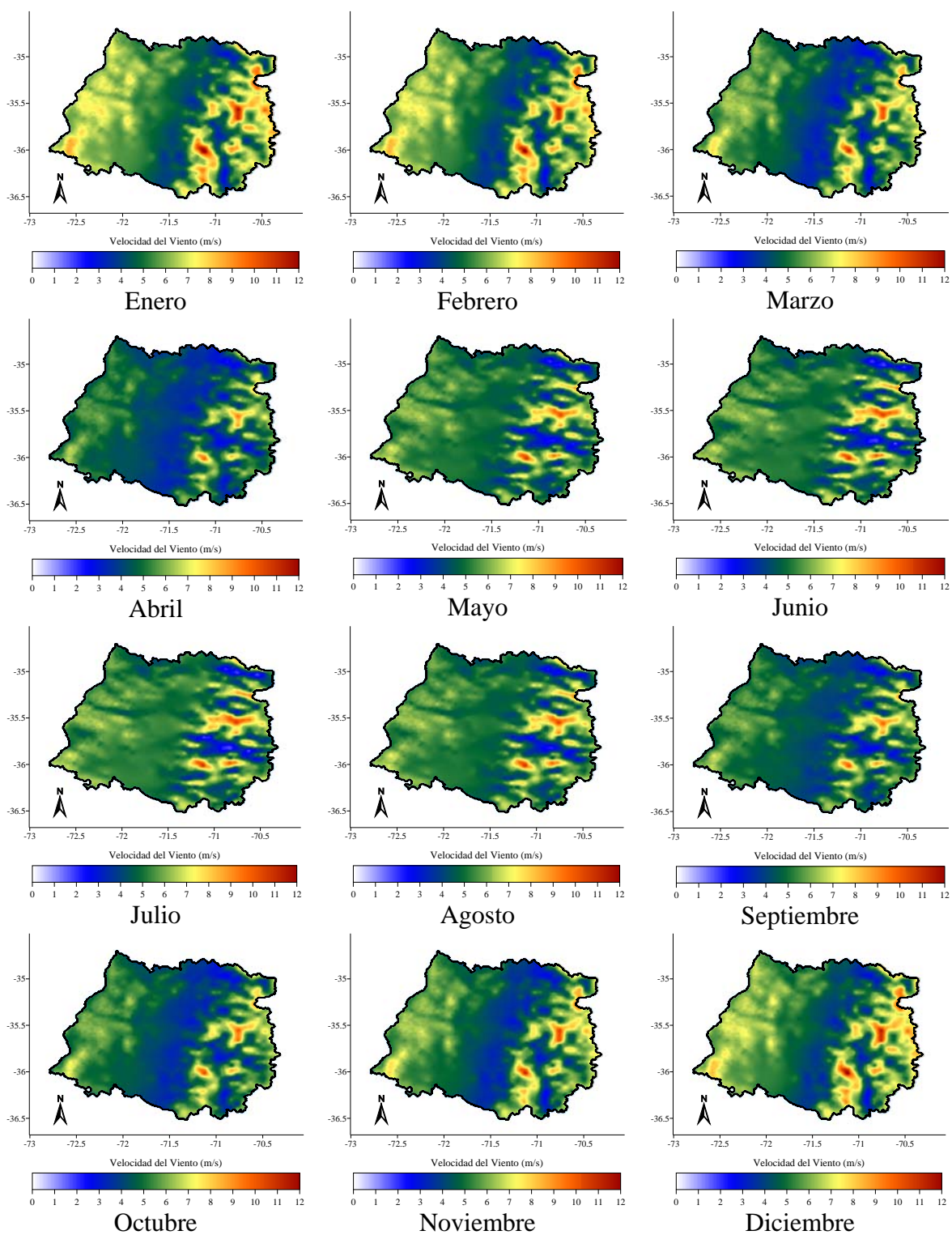


Figura 19. Campos de viento medios mensuales a 50 metros de altura para la Región del Maule.

La Figura 19 muestra las medias mensuales para los 50 metros de altura, estos valores de velocidad del viento oscilan entre los 5,78 (m/s) en el mes de enero y los 4,61 (m/s) en el mes de abril. El valor medio máximo se presenta durante el mes de enero y corresponde a los 12,92 (m/s). En general, los valores máximos durante todo el año se presentan en los sectores de mayor altura en la cordillera de los Andes.

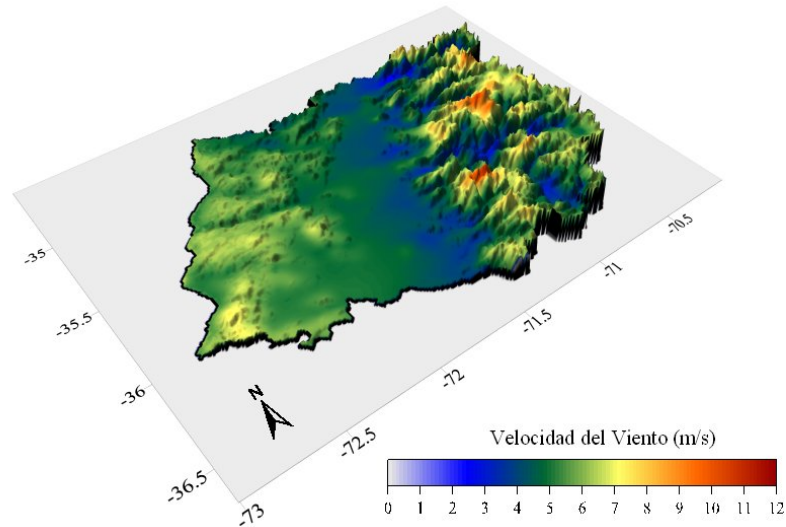


Figura 20. Campo de viento medio climatológico a 50 metros para la Región del Maule.

La media anual para este nivel se muestra en la Figura 20, en ella se puede observar la variación espacial del viento a los 50 metros de altura. Destacan los sectores con altas cumbres, los cuales presentan velocidades del viento sobre los 5 (m/s). Otro sector de interés corresponde a la zona sur de la cordillera de la Costa, con máximos cercanos a los 7 (m/s). La depresión intermedia en cambio, presenta valores medios de 4 (m/s), y corresponde a la zona con más bajas velocidades del viento de la Región del Maule.

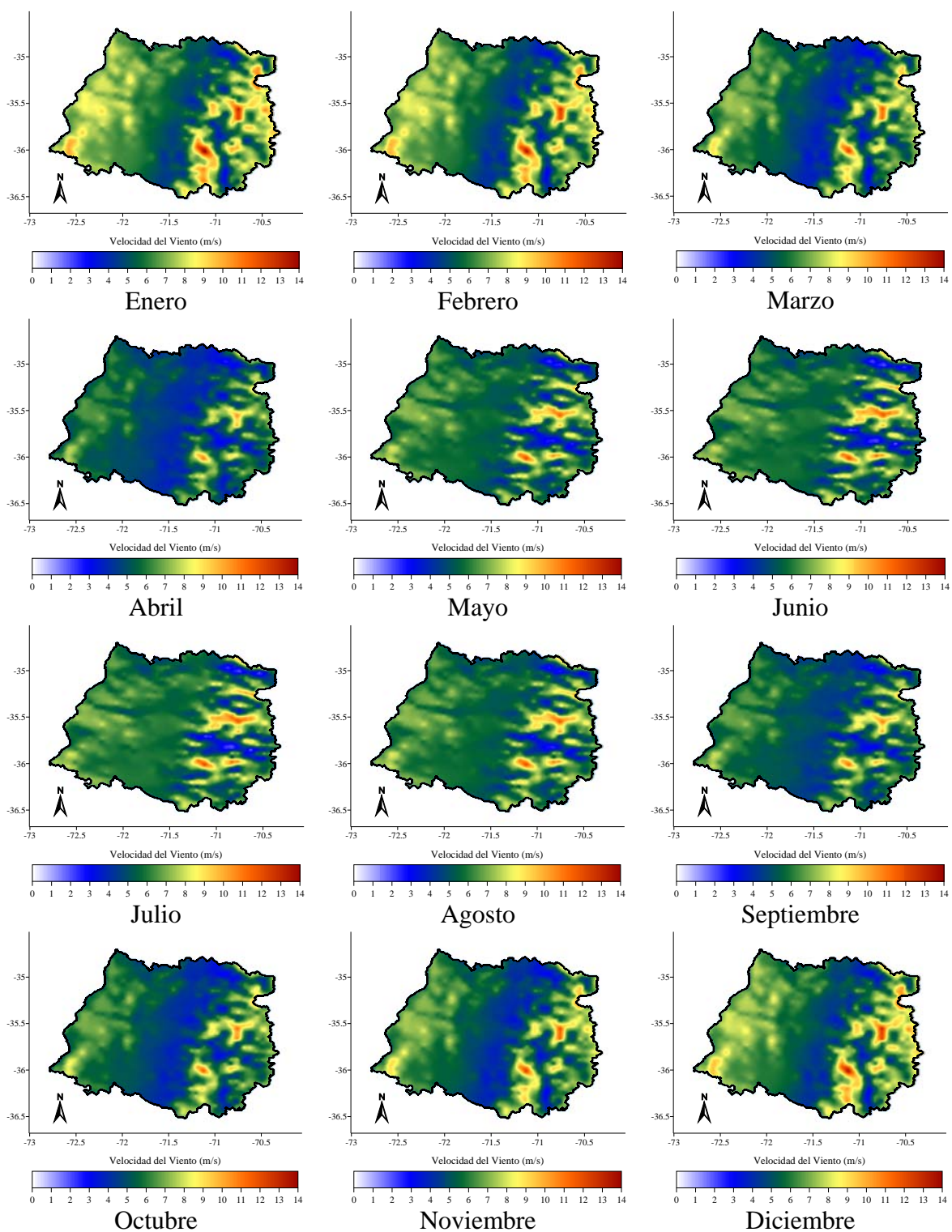


Figura 21. Campos de viento medios mensuales a 100 metros de altura para la Región del Maule.

Las velocidades del viento para los 100 metros de altura se muestran en la Figura 21, la media para la región oscila entre los 5,23 (m/s) y los 6,56 (m/s). Al igual que a los 50 metros de altura, los valores medios máximos durante todo el año se presentan en la cordillera de los Andes, con velocidades que superan los 14 (m/s) durante el mes de enero.

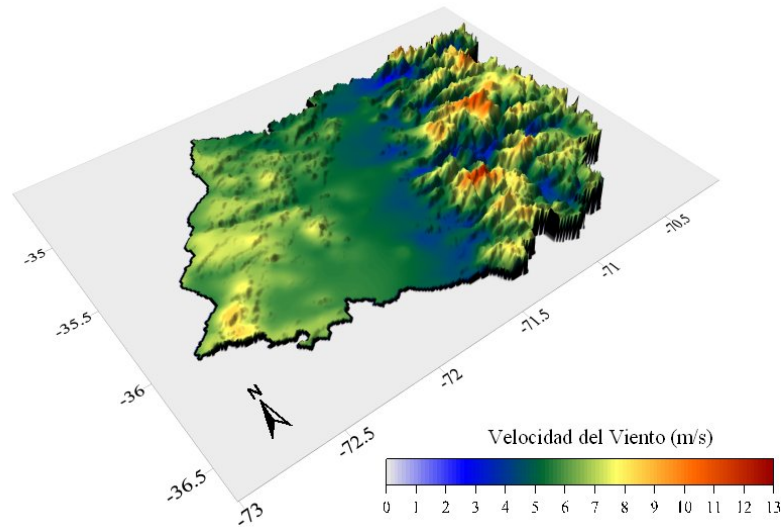


Figura 22. Campo de viento medio climatológico a 100 metros para la Región del Maule.

Para los 100 metros de altura, la media anual se muestra en la Figura 22, en ella se puede observar que la cordillera de los Andes presenta las velocidades del viento más altas, con un máximo de 12,29 (m/s). La depresión intermedia a esta altura también se presenta con bajos valores de velocidades del viento, los cuales oscilan entre los 3 y 5 (m/s).

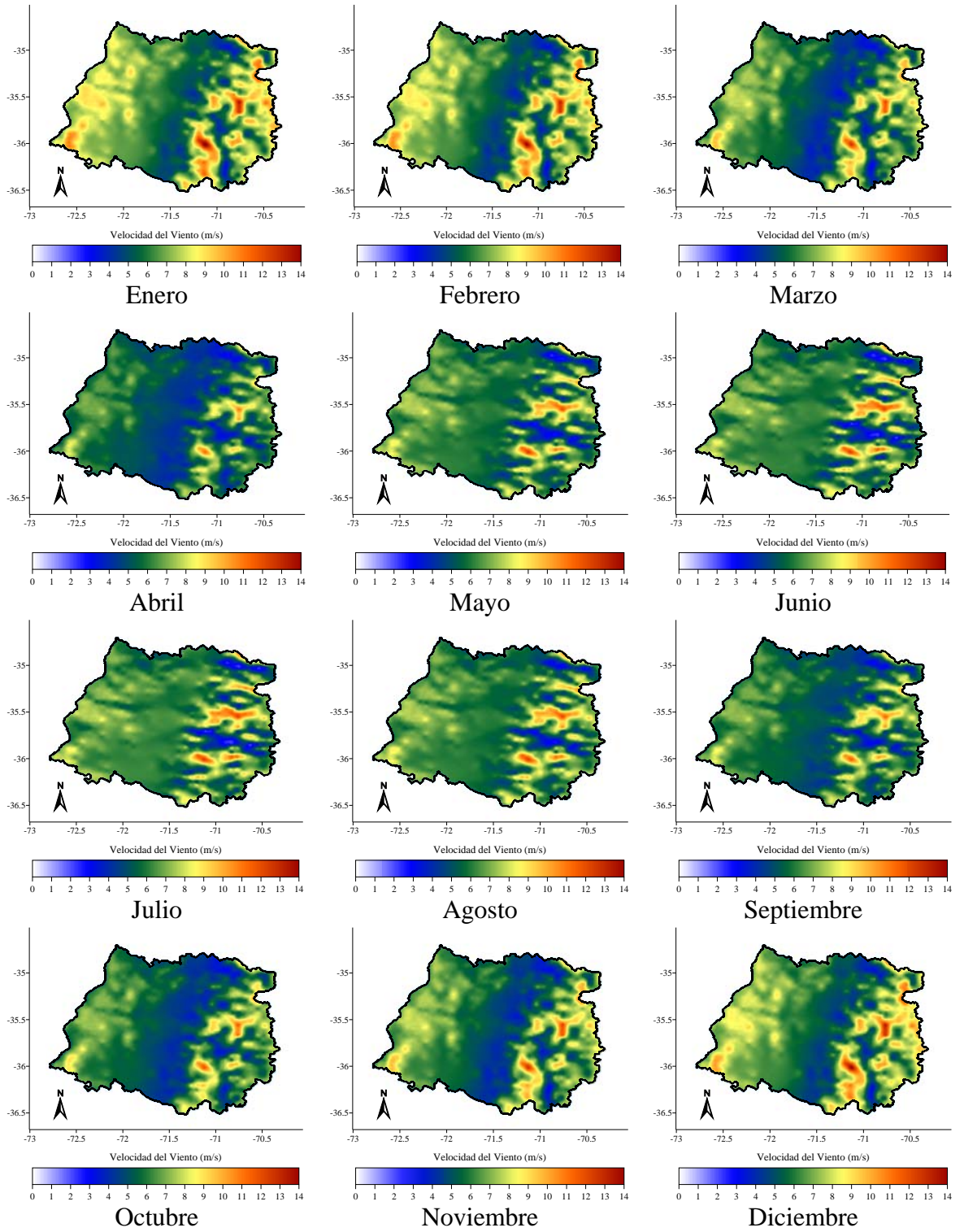


Figura 23. Campos de viento medios mensuales a 140 metros de altura para la Región del Maule.

La Figura 23, muestra los campos de viento medios mensuales para los 140 metros de altura. Este nivel se presenta con características similares a las de las otras alturas, con las más altas velocidades del viento en la cordillera de los Andes, cuyos valores medios máximos oscilan entre los 11 y 15 (m/s), siendo enero el mes que presenta las velocidades más altas del año.

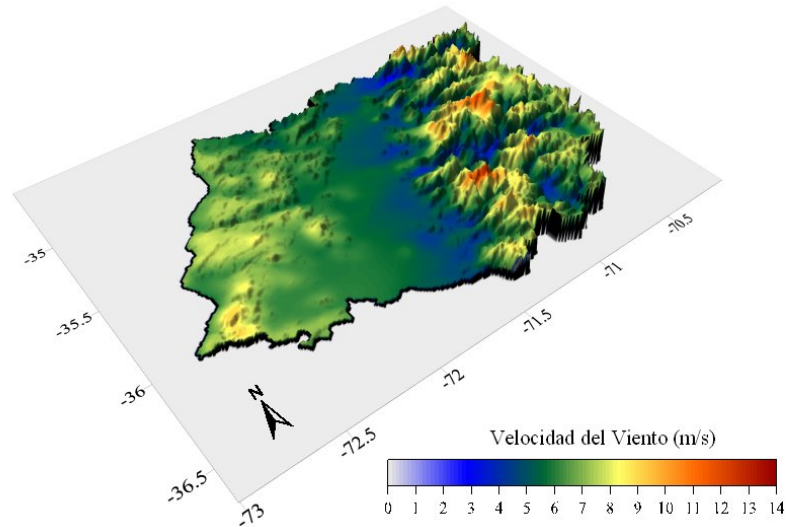


Figura 24. Campo de viento medio climatológico a 140 metros para la Región del Maule.

La media anual de los campos de viento para los 140 metros de altura se muestra en la Figura 24. A esta altura, la cordillera de los Andes presenta un valor máximo de 12,83 (m/s). Los valores más bajos se siguen presentando en la depresión intermedia, con valores que oscilan entre los 4,5 y los 6 (m/s).

Como se puede observar en las figuras anteriores, las tres alturas modeladas presentan variaciones de las velocidades del viento entre ellas, lo que se debe a que las capas más próximas a la superficie rozan con el suelo produciendo un efecto de cizallamiento, lo cual disminuye la velocidad del flujo de aire. A medida que la altura aumenta de los 50 metros a los 100 metros y posteriormente a los 140 metros, los efectos de rozamiento del terreno disminuyen, por lo que la velocidad del viento tiende a aumentar. Esta variación o gradiente de velocidad del viento con la altura se conoce como perfil vertical de la velocidad del viento (Villarubia, 2004), y es considerado como un factor importante en los estudios de disponibilidad eólica, ya que a mayor altura, mayor es el potencial eólico (Fundación para la Transferencia Tecnológica, 2003).

El análisis de los campos de viento muestra que las mayores velocidades del viento, durante todo el año y en cada nivel, se presentan en las altas cumbres de la cordillera de los Andes, destacando los volcanes Descabezado Grande en la comuna de San Clemente, Planchón en la comuna de Curicó y Nevados de Longaví en la comuna de Linares, siendo este último el

que presenta los valores máximos de la Región del Maule. Esto concuerda con el hecho de que en los sectores montañosos, particularmente en las cimas, se producen efectos sobre los flujos que los atraviesan, en donde el aire se comprime y por lo tanto acelera (Barry y Chorley, 1999). Por otra parte, se puede observar que algunos sectores cordilleranos, tales como los pasos angostos de ríos a través de las cadenas montañosas y los fondos de valles, presentan bajas velocidades del viento, lo se debe a una desaceleración del flujo de aire producto del relieve (Omer, 2007). Todo esto concuerda con los resultados de la modelación para relieve y rugosidad del estudio EOLO93.

Otro sector de interés corresponde a la cordillera de la Costa, la cual presenta un buen régimen de vientos en toda la región, especialmente en el sector sur, lo que es producto del mismo efecto de aceleramiento del aire por compresión. Destacan en este sector las comunas de Chanco, Pelluhue y Cauquenes, presentando altas velocidades del viento en los sectores altos de esta cordillera.

Relaciones de la velocidad media del viento

A continuación se presentan diagramas de dispersión entre la velocidad media de cada altura y sus respectivas variables de ubicación, correspondientes a la latitud, longitud y altura sobre el nivel del mar.

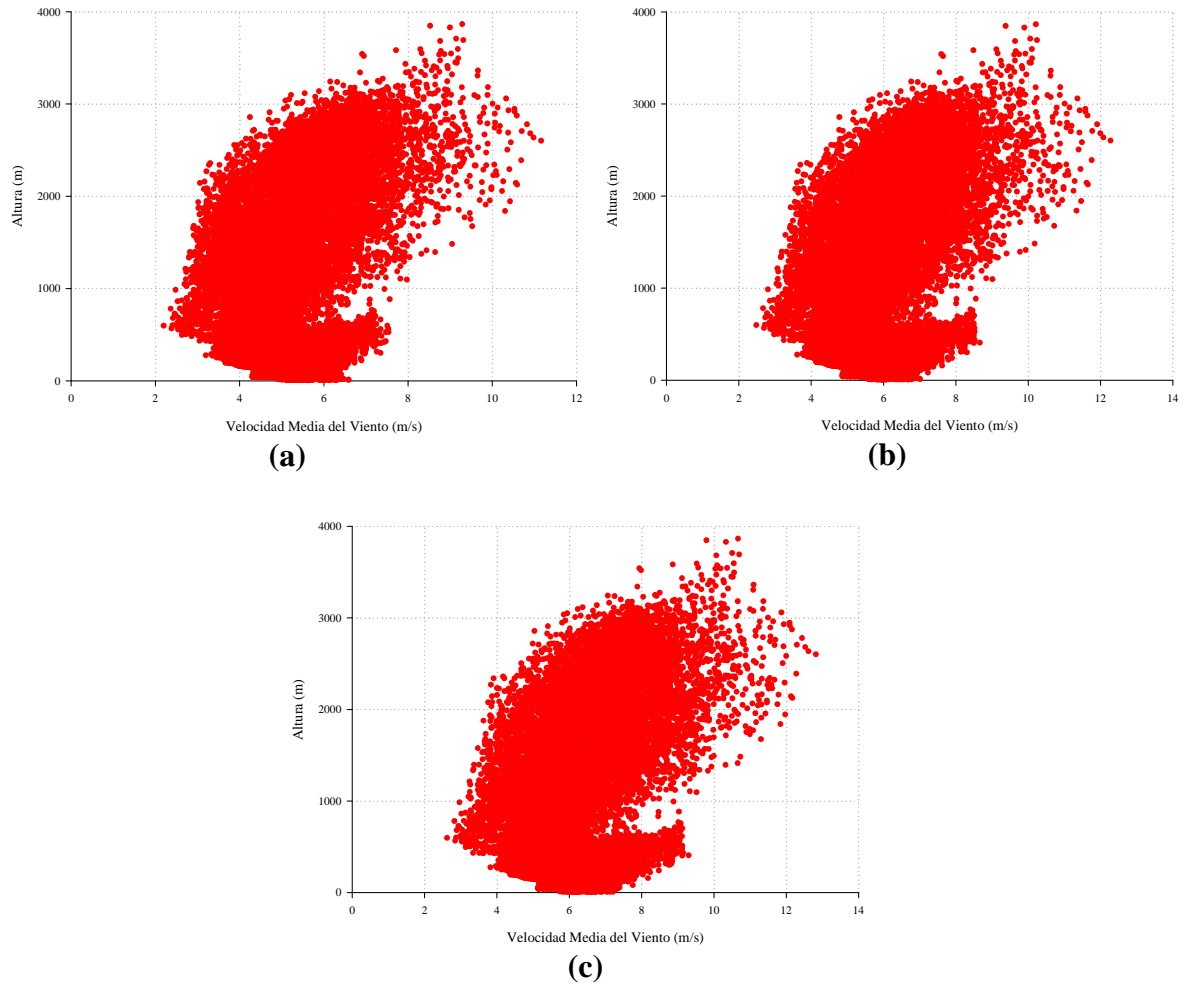


Figura 25. Diagrama de la velocidad media del viento versus la altura sobre el nivel del mar, (a) 50 metros, (b) 100 metros y (c) 140 metros.

La Figura 25, muestra el diagrama de dispersión entre la velocidad media de los tres niveles (50, 100 y 140 metros de altura) y la altura sobre el nivel del mar. En estos diagramas se puede observar una tendencia al aumento de la velocidad del viento con la altura. Las mayores velocidades del viento se presentan sobre los 2000 metros. En cambio, bajo los 1000 metros se presentan las menores velocidades, además bajo esta altura es donde se encuentra la mayor concentración de velocidades del viento.

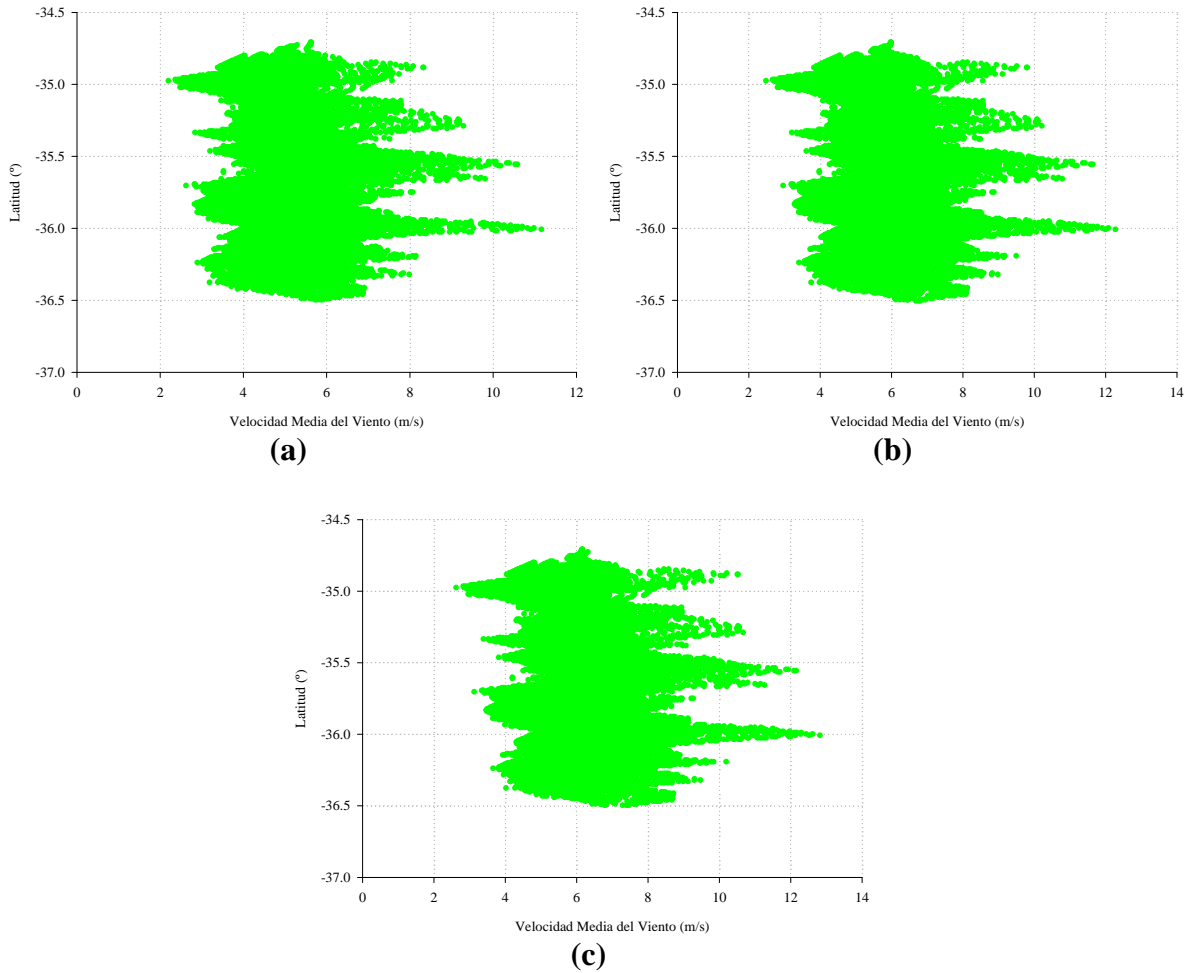


Figura 26. Diagrama de la velocidad media del viento versus la latitud, (a) 50 metros, (b) 100 metros y (c) 140 metros.

El diagrama de dispersión entre la velocidad media del viento y la latitud se muestra en la Figura 26, en este se observa que existen zonas que presentan velocidades sobre los 8,5 (m/s), las cuales corresponde a los sectores cordilleranos de mayor altura. Sin embargo, el diagrama no muestra una relación clara entre la velocidad del viento y la latitud.

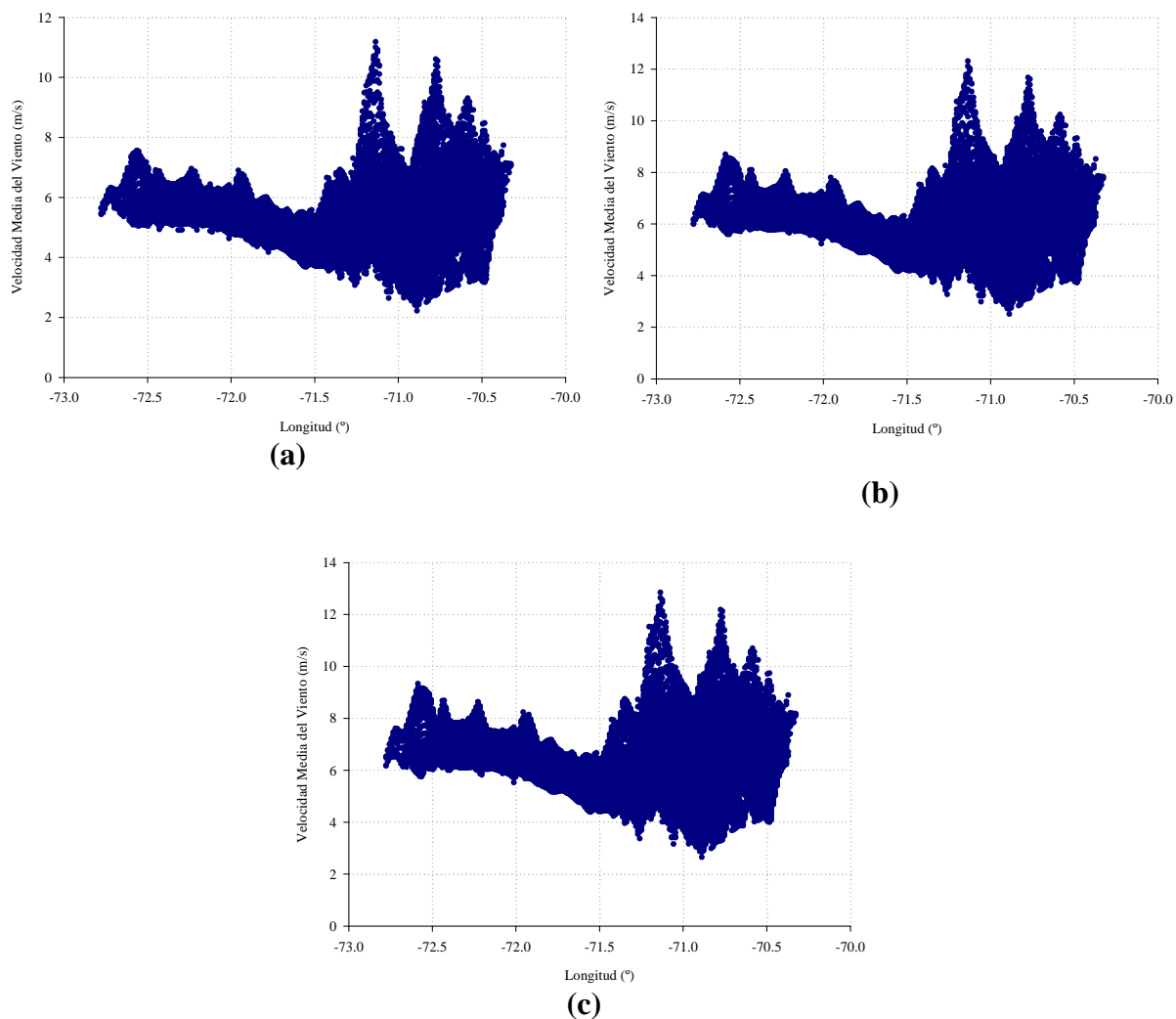


Figura 27. Diagrama de la longitud versus la velocidad media del viento, (a) 50 metros, (b) 100 metros y (c) 140 metros.

La Figura 27 muestra el diagrama de dispersión entre la longitud y la velocidad media del viento. Se puede observar una relación entre el aumento de la velocidad y el aumento de la longitud (moviéndose hacia el este), esto tiene relación con el paso desde la costa hasta la cordillera de los Andes y el aumento de la altitud. En general, las velocidades superiores a 8 (m/s) se presentan sobre los $-71,5^{\circ}$ de longitud (también en algunos sectores más al oeste), lo que coincide aproximadamente con el comienzo de la cordillera de los Andes y la presencia de las altas cumbres.

Potencial Eólico

El potencial eólico por unidad de área estimado se define como la densidad de potencia eólica, se expresa en Watt por metro cuadrado (W/m^2) y es considerado como el mejor indicador de la disponibilidad eólica (Al-Nassar *et al.*, 2005).

Para la determinación de los mapas de potencial eólico se consideraron tres factores, el primero correspondió al cubo de las velocidades del viento obtenidas de la modelación; el segundo fue la distribución de frecuencias de las velocidades del viento, que se obtuvo de la función de densidad de probabilidad de Weibull; y el último factor correspondió a la densidad del aire, para la cual se consideró una atmósfera estándar. Estos tres factores son considerados como los más importantes para determinar la potencia eólica disponible (Keyhani *et al.*, 2010).

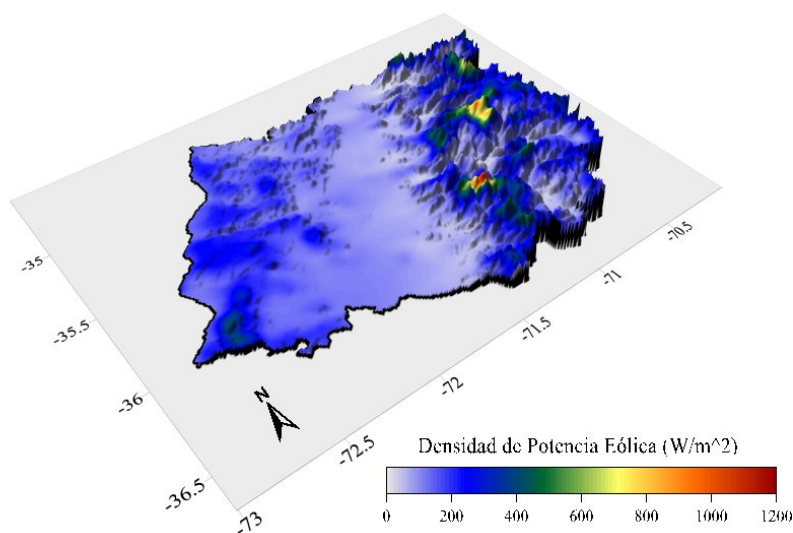


Figura 28. Densidad de potencia eólica (W/m^2) a 50 metros de altura para la Región del Maule.

La Figura 28 muestra la densidad de potencia eólica para los 50 metros de altura. Se puede observar, que al igual como se obtuvo en los campos de viento a esta altura, las zonas con la mayor disponibilidad eólica corresponde a las tres más altas cumbres de la Región del Maule, estas alcanzan valores de $777 \text{ (W}/\text{m}^2)$ en el volcán el Planchón, $935 \text{ (W}/\text{m}^2)$ en el volcán Descabezado Grande y el máximo de la región de $1186 \text{ (W}/\text{m}^2)$ en el volcán Nevados de Longaví. Por otra parte, la cordillera de la Costa y la costa presentan una densidad de potencia eólica uniforme, con valores de potencial que oscilan entre los $100 \text{ (W}/\text{m}^2)$ y los 400 , la densidad máxima en este sector se presenta en la comuna de Cauquenes y corresponde a $423 \text{ (W}/\text{m}^2)$. La depresión intermedia y los fondos de valles cordilleranos presentan valores de densidad menores a los $100 \text{ (W}/\text{m}^2)$.

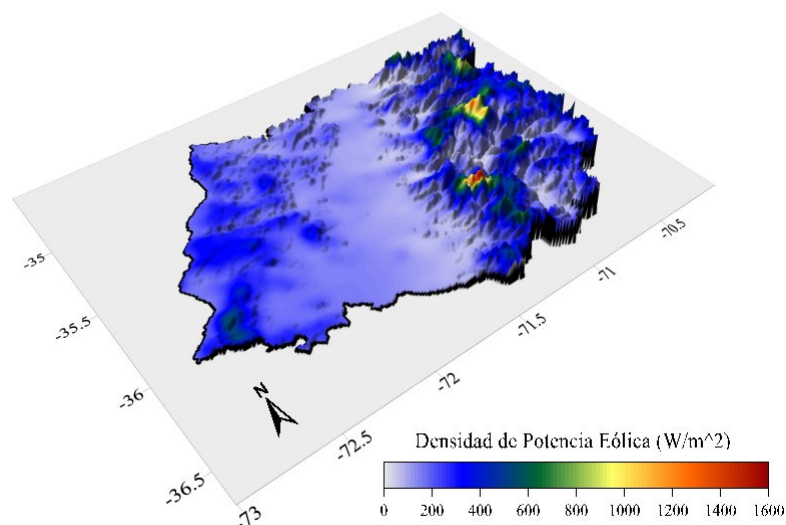


Figura 29. Densidad de potencia eólica (W/m^2) a 100 metros de altura para la Región del Maule.

La densidad de potencia eólica para la altura de 100 metros se muestra en la Figura 29, esta presenta las mismas características espaciales de la densidad a 50 metros, con los valores más altos en la cordillera de los Andes; y los más bajos en la depresión intermedia y valles cordilleranos. Las tres más altas cumbres presentan valores de $1046 \text{ (W/m}^2\text{)}$ en el volcán el Planchón, $1335 \text{ (W/m}^2\text{)}$ en el volcán Descabezado Grande y de $1596 \text{ (W/m}^2\text{)}$ en el volcán Nevados de Longaví. La cordillera de la Costa y la costa presentan valores que oscilan entre los 150 y los $560 \text{ (W/m}^2\text{)}$, destacan las comunas de Chanco, Pelluhue y Cauquenes, con valores sobre los $500 \text{ (W/m}^2\text{)}$ en los sectores cordilleranos.

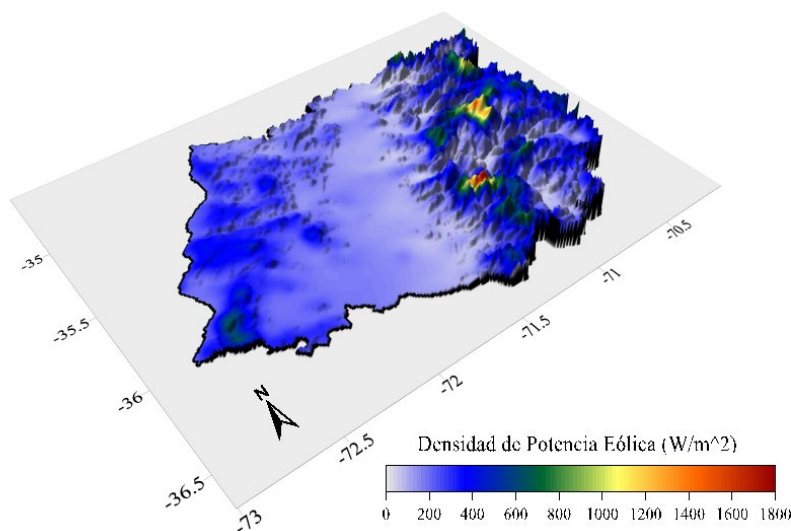


Figura 30. Densidad de potencia eólica (W/m^2) a 140 metros de altura para la Región del Maule.

Para los 140 metros de altura, la densidad de potencia eólica se puede observar en la Figura 30. Al igual que las alturas de 50 y 100 metros los valores máximos se presentan en volcanes de la cordillera de los Andes, estos presentan valores de 1208 (W/m^2), 1542 (W/m^2) y 1843 (W/m^2), en el Planchón, Descabezado Grande y Nevados de Longaví respectivamente. Por otra parte, la cordillera de la Costa alcanza valores que superan los 600 (W/m^2) en las comunas de Pelluhue y Cauquenes. A esta altura, la depresión intermedia supera mayoritariamente los 100 (W/m^2), sin embargo los máximos no superan los 140 (W/m^2).

Clases de potencial eólico

La Figura 31 muestra las clases de densidad de potencia eólica definidas en base a la State Energy Conservation Office⁹ de Texas, la cual establece magnitudes cualitativas de la disponibilidad del recurso eólico (Cuadro 3).

Cuadro 3. Clases de densidad de potencia eólica.

Clase	Densidad de Potencial Eólica (W/m^2)	Viabilidad
1	0 – 200	Muy Pobre
2	200 – 300	Pobre
3	300 – 400	Marginal
4	400 – 500	Buena
5	500 – 600	Muy Buena
6	>600	Excelente

Fuente: *State Energy Conservation Office*

⁹ SECO – State Energy Conservation Office: <http://www.infinitepower.org/reswind.htm> (Visitado el 23 de Diciembre del 2009)

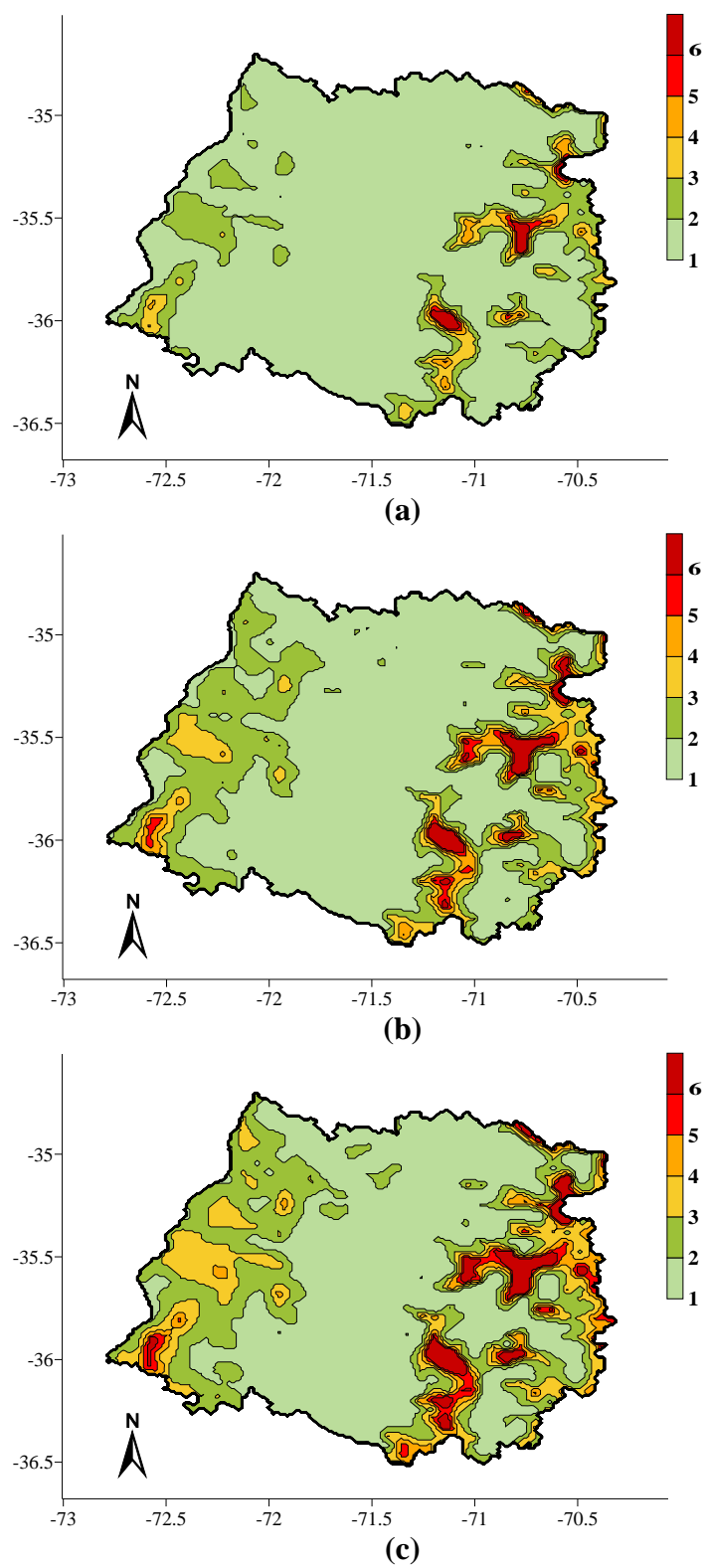


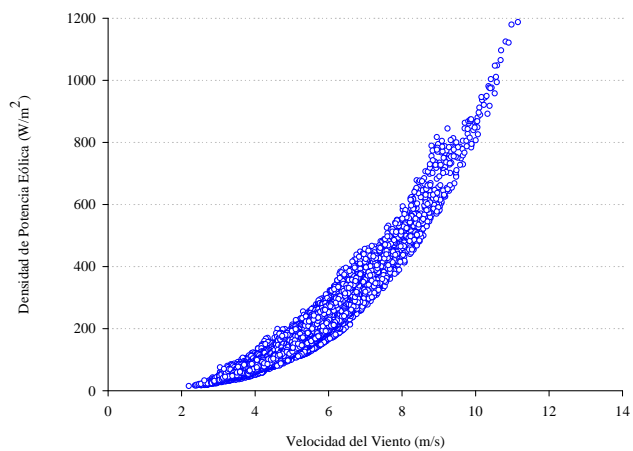
Figura 31. Clases de densidad de potencia eólica disponible, (a) 50 metros, (b) 100 metros y (c) 140 metros.

El análisis de la clasificación muestra que para los tres niveles la depresión intermedia es considerada con una disponibilidad eólica “*muy pobre*”, impidiendo un desarrollo de la energía eólica en este sector de la región, lo que concuerda con el hecho de que en esta zona geomorfológica se presentan las velocidades del viento más bajas. Por otra parte, la cordillera de la Costa presenta una variación de su disponibilidad eólica dependiendo de la altura, para los 50 metros esta zona se presentó en general como “*muy pobre*” o “*pobre*”, sin embargo existe un sector en la comuna de Pelluhue y otro en la comuna de Cauquenes que se presentan con “*buena*” disponibilidad, estos mismos sectores se clasifican como “*excelente*” a los 140 metros de altura, lo que los convierte en sitios aptos para el desarrollo de la energía eólica dentro de la región. La cordillera de los Andes en cambio, presenta para las tres alturas sectores clasificados como “*excelente*”, cuyo potencial eólico supera los 600 (W/m^2) y los cuales aumentan espacialmente desde los 50 metros hasta los 140 metros de altura. Otros sectores de esta cordillera, como los pasos de ríos y fondos de valle, se presentan con una disponibilidad “*muy pobre*” para todas las alturas.

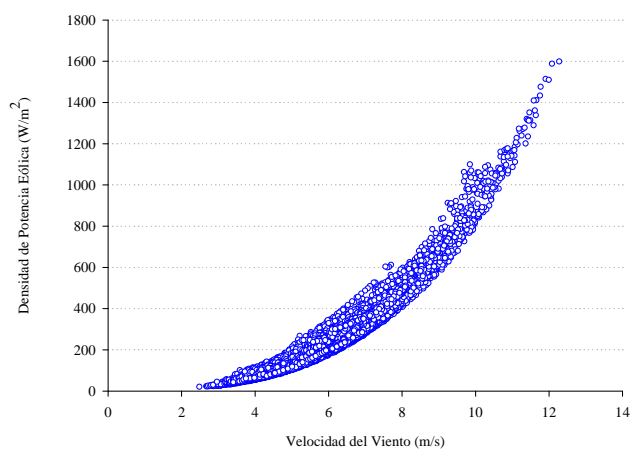
Un aspecto que hay que tener en consideración, es que sectores con fuertes pendientes y donde se presentan los mayores potenciales eólicos, son lugares donde se forman turbulencias, las que reducen la energía que se puede obtener del aerogenerador y producen esfuerzos mecánicos de fatiga sobre la máquina, acortando su vida útil (Villarrubia, 2004). Este efecto es más fuerte cuando la cresta es bastante suave y no demasiado empinada o muy plana. En general, la selección del sitio es fácil en terrenos planos, pero es más complicada en terrenos accidentados o montañosos (Omer, 2007), es por esto que sitios como la cordillera de los Andes y de la Costa, que a pesar de tener alta disponibilidad eólica, en general son sitios complicados para instalaciones de aerogeneradores.

Ley cúbica

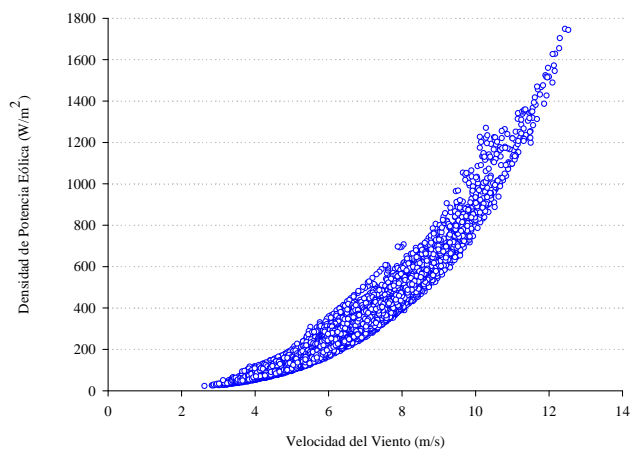
Otro aspecto importante de analizar es la variación de la potencia eólica respecto a la velocidad del viento, la que se establece según lo que se conoce como Ley Cúbica. Esta relación es importante para decidir la adecuada instalación de un aerogenerador, ya que depende de cuan confiables son las medidas de la velocidad a la altura del centro de giro. Errores en este punto pueden significar una mala estimación de la energía final, esto debido a que variaciones relativas en la potencia eólica son tres veces superiores a las correspondientes a la velocidad del viento (Villarrubia, 2004).



(a)



(b)



(c)

Figura 32. Diagrama de la variación de la potencia eólica respecto a la velocidad del viento, (a) 50 metros, (b) 100 metros y (c) 140 metros.

En la Figura 32 se muestra la variación de la densidad de potencia eólica respecto a la velocidad del viento, en las tres curvas se observa el comportamiento creciente cúbico. Se muestra además una menor concentración de puntos en las velocidades superiores a 10 (m/s), esto se debe a estas velocidades son menos frecuentes en la región.

Disponibilidad eólica

En base a los resultados obtenidos de la modelación y a rasgos geomorfológicos, se identificaron dos tipos de zonas para la disponibilidad eólica.

Zonas de alta disponibilidad eólica. Las zonas con mayor disponibilidad eólica se ubican en la cordillera de la Costa y la cordillera de los Andes.

En el caso de cordillera de la Costa, los lugares más aptos se presentan en las comunas de Cauquenes, Pelluhue y Chanco, los cuales presentan buenas condiciones en el régimen de viento.

La cordillera de los Andes presenta alta disponibilidad eólica en las estribaciones y sectores altos de buena exposición al régimen de viento en altura. Destacan las comunas de San Clemente, Linares y Curicó, con las zonas de mayor disponibilidad eólica de la Región de Maule, asociados a las altas cumbres de los volcanes Nevados de Longaví, Descabezado Grande y Planchón.

Zonas de baja disponibilidad eólica. De acuerdo a los resultados de la modelación, la depresión intermedia se presenta con las más bajas velocidades del viento, clasificándose así como una zona de baja disponibilidad eólica.

Dentro de esta categoría de baja disponibilidad también se incluyen las partes bajas de los valles cordilleranos y fondos de quebradas, tanto los de la cordillera de la Costa, como los de la cordillera de los Andes, esto debido a que presentan regímenes de viento con bajas velocidades.

Evaluación de la Modelación

Para la evaluación de la modelación de los campos de viento se utilizó la estación meteorológica Faro Carranza, la cual se ubica en la comuna de Chanco. Sus coordenadas geográficas son 35° 32' 32,3" de latitud sur y los 72° 35' 20,9" de longitud oeste.

La estación fue instalada el año 2006 por la Comisión Nacional de Energía para fines de prospección eólica (CNE, 2009), y su periodo de medición disponible abarca desde el 29 de enero del 2006 al 8 de junio del 2007. La estación presenta anemómetros ubicados a 20, 30 y 40 metros, por lo que se extrapoló las velocidades en el perfil vertical a las alturas modeladas para la evaluación (Figura 33).

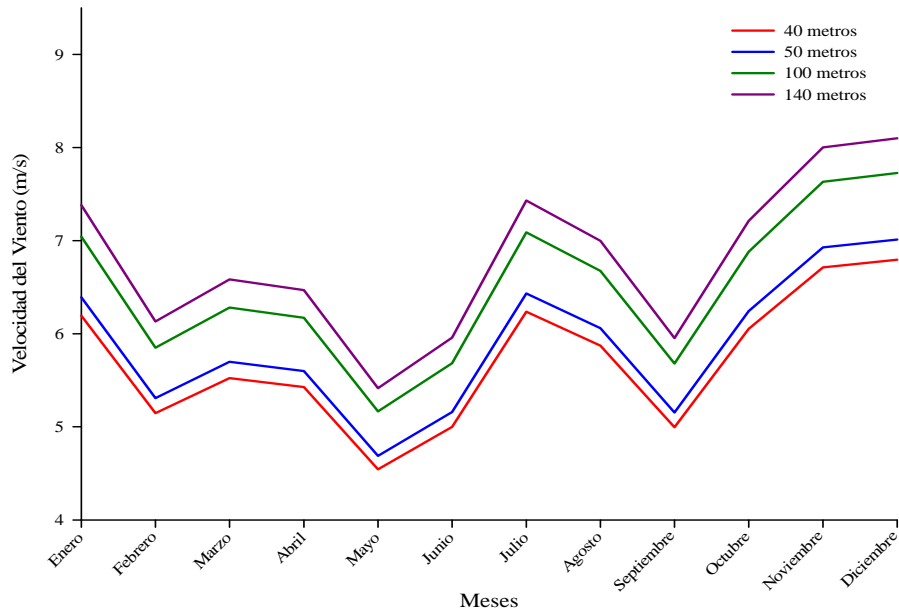


Figura 33. Extrapolación vertical de las velocidades del viento de la estación meteorológica Faro Carranza.

La Figura 34, muestra la comparación de las medias climatológicas mensuales de la velocidad del viento a 140 metros de altura, entre los datos extrapolados de la estación y los obtenidos de la modelación a este nivel.

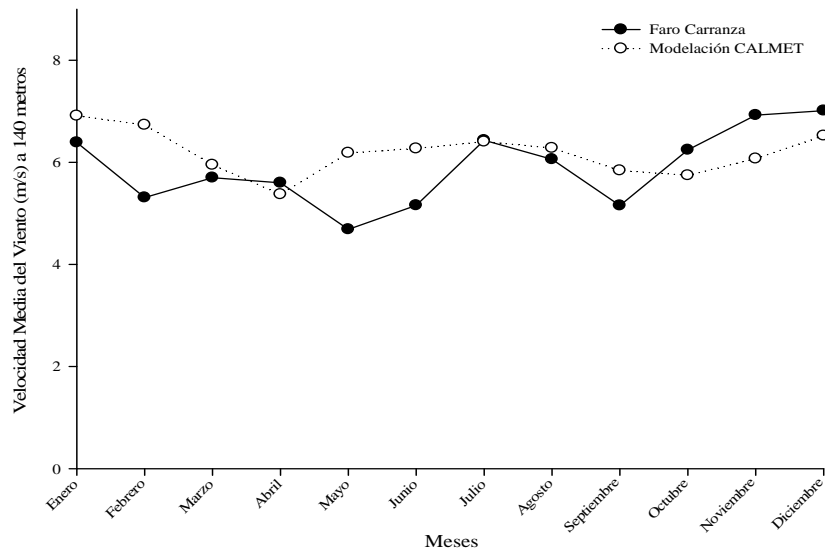


Figura 34. Medias mensuales de la estación Faro Carranza y las obtenidas de la modelación en el mismo sector a 140 metros.

En la evaluación del modelo se obtuvo el error cuadrático medio para cada mes, estos se muestran en el Cuadro 4. Se puede observar que los errores cuadráticos medios para las tres alturas son inferiores en todos los casos a 0,3 (m/s). Por otra parte, también es posible observar que a medida que aumenta la altura en el perfil de velocidades, el porcentaje cuadrático de error es mayor. El mes que presenta los mayores errores es el mes de Julio, con un valor máximo de 0,267 a los 140 metros de altura.

Cuadro 4. Resultados del error cuadrático medio mensual.

	50 (m)	100 (m)	140 (m)
Enero	0,199	0,222	0,231
Febrero	0,165	0,182	0,192
Marzo	0,178	0,196	0,204
Abril	0,170	0,195	0,194
Mayo	0,147	0,162	0,173
Junio	0,173	0,192	0,201
Julio	0,237	0,260	0,267
Agosto	0,212	0,221	0,242
Septiembre	0,163	0,180	0,192
Octubre	0,203	0,221	0,236
Noviembre	0,212	0,237	0,243
Diciembre	0,218	0,244	0,254

Los resultados de la evaluación indican que la modelación con CALMET permite representar a grandes rasgos las características del régimen de vientos en la Región del Maule y por lo tanto el potencial eólico de la misma.

Esta evaluación es necesaria por dos razones fundamentales, la primera es conocer los errores sistemáticos de la modelación y la segunda es para mejorar los modelos en cuanto a los procesos físicos que se consideran o las variables de entrada que lo alimentan (Fundación para la Transferencia Tecnológica, 2003). Sin embargo, la evaluación tiene limitaciones en dos aspectos. Una se debe a que el número de observaciones superficiales y en el perfil atmosférico es limitado, lo que impide caracterizar la estructura espacial y temporal de los campo de vientos completamente. La otra limitación se debe a falta de adecuación de las escalas entre los resultados del modelo y las mediciones discretas observadas de las estaciones meteorológicas; los resultados del modelo representan los promedios de una zona representada en una grilla, mientras que las mediciones de las estaciones meteorológicas representan puntos individuales (Wang and Shaw, 2009).

CONCLUSIONES

Basándose en el proceso de análisis y discusión de los resultados obtenidos, se puede concluir lo siguiente:

La base de datos del proyecto NNR (NCEP/NCAR Reanalysis) permitió suplir la escasez de información meteorológica en la Región del Maule y además tomar un periodo extenso de 30 años para la modelación, esto a pesar de entregar datos cada seis horas, los cuales debieron ser interpolados temporalmente para su utilización. Esta base de datos además entrega información en el perfil atmosférico, lo que permitió caracterizar el perfil de velocidades y la variación de estas con la altura, estimando el potencial eólico a distintas alturas de interés en la prospección eólica.

La integración de información de estaciones meteorológicas con la base de datos NNR, permitió implementar el modelo de diagnóstico meteorológico CALMET, obteniendo campos de viento a las alturas de 50, 100 y 140 metros. Los resultados de la modelación permitieron representar características del viento tales como la variación del ciclo anual, la variación del ciclo diario y la influencia de las condiciones topográficas locales. Sin embargo, las influencias meteorológicas de microescala no pudieron ser representadas de forma completa, esto debido a las pocas estaciones meteorológicas con las cuales se contaba para este estudio y además éstas no estaban distribuidas homogéneamente, por lo que no representaban los regímenes de viento de todas las microformas del relieve de la Región del Maule.

Los campos de viento obtenidos de la modelación permitieron estimar mapas de la densidad de potencia eólica en Watts por metro cuadrado. Se identificaron las zonas con alta disponibilidad eólica, las cuales corresponden a las altas cumbres de la cordillera de los Andes, destacan los volcanes Nevados de Longaví, Descabezado Grande y Planchón, los que presentaron respectivamente valores medios de 1186 (W/m^2), 935 (W/m^2) y 777 (W/m^2) a los 50 metros, 1596 (W/m^2), 1335 (W/m^2) y 1046 (W/m^2) a los 100 metros, y 1843 (W/m^2), 1542 (W/m^2) y 1208 (W/m^2) a los 140 metros. Estos valores estimados son altos para la zona, siendo clasificados los tres volcanes con una viabilidad “*excelente*” en todos los niveles. Sin embargo, sectores con fuertes pendientes como lo son las altas cumbres, reducen la energía que se puede obtener y producen esfuerzos mecánicos de fatiga sobre los aerogeneradores, además son sectores complicados para la instalación debido a sus condiciones de terreno accidentadas.

La evaluación de los resultados obtenidos de la modelación demostró que éstos son adecuados y permiten representar las características eólicas de la zona. Se obtuvieron errores menores a 0,3 m/s para cada nivel definido en la modelación. Sin embargo, la evaluación se realizó solamente con una estación meteorológica, que se encuentra ubicada en la costa, impidiendo la evaluación de otros sectores como la depresión intermedia o la cordillera de los Andes. En este último sector se hace más necesaria la verificación de la

consistencia de los resultados con estaciones meteorológicas, ya que en este lugar de la región es donde se presentan los valores más altos de potencial eólico.

Por último, es importante mencionar que esta investigación corresponde a un estudio preliminar del potencial eólico de la Región del Maule, por lo cual se recomienda continuar y mejorar la exploración del recurso eólico. Para esto es necesario mejorar la prospección eólica con estaciones meteorológicas que permitan caracterizar condiciones de viento locales de los distintos tipos de relieves, y con series temporales lo suficientemente representativas y extensas para caracterizar los ciclos anuales y diarios, de este modo se podría obtener comportamientos que caractericen mejor los regímenes de viento de esta región, reduciendo errores en la estimación del potencial eólico.

BIBLIOGRAFÍA

- Abdel-Aal, R.E., M.A. Elhadidy and S.M. Shaahid. 2009. Modeling and forecasting the mean hourly wind speed time series using GMDH-based abductive networks. *Renewable Energy* 34: 1686-1699.
- Al-Nassar, W., S. Alhajraf, A. Al-Enizi and L. Al-Awadhi. 2005. Potential wind power generation in the State of Kuwait. *Renewable Energy* 30: 2149–2161.
- Archer, C. L. and M. Z. Jacobson. 2005. Evaluation of global wind power. *Journal of Geophysical Research* 110: D12110.1-D12110.20.
- Barbosa, P. 2000. Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas. Departamento de Geología Aplicada, Universidade Estadual Paulista, Ríó Claro, Brasil. 308p.
- Barry, R y R. Chorley. 1999. *Atmósfera, tiempo y clima*. 7^a ed. Ediciones Omega, Barcelona, España. 441p.
- Betz, A. 1920. Screw propellers with minimum loss of energy. *Norchr Der K Geselleschaft der Nissenshaften zu Goettingen*. 193p.
- Burton, T., D. Sharpe, N. Jenkins and E. Bossanyi. 2001. *Wind energy handbook*. John Wiley & Sons, Ltd., England. 617p.
- Carrasco, A. 2000. Aplicación de un modelo meteorológico de tipo diagnóstico para el estudio de trayectorias de partículas atmosféricas en la cuenca de Santiago. *Memoria Ingeniero Civil*. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Santiago, Chile. 64p.
- CERE-UMAG, CHILE. 2005. *Mejoría del conocimiento y administración de la información eólica de Chile, segunda etapa*. Centro de Estudio de los Recursos Energéticos de la Universidad de Magallanes-Comisión Nacional de Energía (CNE), Punta Arenas, Chile. 74p.
- Chapra, S.C., y R.P. Canale. 1999. *Métodos numéricos para ingenieros*, 3^a ed. MacGraw-Hill, México. 981p.
- CNE, CHILE. 2009. *Prospección eólica en zonas de las regiones de Atacama, de Coquimbo y del Maule: Informe preliminar*. Comisión Nacional de Energía (CNE), Santiago, Chile. 21p.

CORFO, CHILE. 2009. Renewables in Chile: Investment opportunities and project financing. CORFO's Investment and Development Division. Santiago, Chile. 127p.

Cox, R.M., J. Sontowski and C.M. Dougherty. 2005. An evaluation of three diagnostic wind models (CALMET, MCSCIPUF, and SWIFT) with wind data from the dipole pride 26 field experiments. *Meteorological Applications* 12(4): 329–341.

Cuadrat J. y M. Pita .1997. *Climatología*. Ediciones Cátedra, Madrid. España. 495p.

DGF/UCH. 1993. Informe Final: Evaluación del potencial de energía eólica en Chile. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile-CORFO, Santiago, Chile. 133p.

Di Castri, F. y E. Hajek. 1976. *Bioclimatología de Chile*. Vicerrectoría Académica de la Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile. 161p.

Douglas, S. and R. Kessler. 1988. User's guide to the diagnostic field model (Version 1.0). Systems Applications, Inc. San Rafael, California, EEUU. 48p.

Elías, F. y F. Castellvi. 1996. *Agrometeorología*. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 517p.

Emberger, L. 1955. Une classification biogéographique des climats. Recueil des Travaux des Laboratoires de Botanique. Géologie et Zoologie (Faculté des Sciences, Montpellier), Série Botanique, Fase 7:3-43.

ENERCON. 2007. Windblatt. Disponible en: [http://www.enercon.de/www/en/windblatt.nsf/vwAnzeige/66BD14BABA22BCA2C12573A7003FA82E/\\$FILE/WB-0407-en.pdf](http://www.enercon.de/www/en/windblatt.nsf/vwAnzeige/66BD14BABA22BCA2C12573A7003FA82E/$FILE/WB-0407-en.pdf) Leído el 24 de enero de 2009

Errázuriz, A., J. González, M. Henríquez, P. Cereceda, M. González y R. Rioseco. 1992. *Manual de geografía de Chile*. Editorial Andrés Bello, Santiago, Chile. 415p.

Fuenzalida, H. 1971. *Climatología de Chile*. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile. 100p.

Fundación para la Transferencia Tecnológica. 2003. Mejoría del conocimiento del recurso eólico en el norte y centro del país. Universidad de Chile-Comisión Nacional de Energía (CNE). Santiago, Chile. 120p.

Fyrrippis, I., P. Axaopoulos and G. Panayiotou. 2010. Wind energy potential assessment in Naxos Island, Greece. *Applied Energy* 87: 577-586.

Garreaud, R.D. 2000. Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano. *Monthly Weather Review* 128: 3337-3346

Garreaud, R.D. and P. Aceituno. 2007. Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. pp.45-95. *In*: Veblen, T., K. Young and A. Orme, Eds. The Physical Geography of South America. Oxford University Press, New York, USA. 199p.

GLOBAL WIND ENERGY COUNCIL (GWEC). 2008a. Global wind energy outlook 2008. Global Wind Energy Council, Bruselas, Bélgica. 60p.

GLOBAL WIND ENERGY COUNCIL (GWEC). 2008b. Global wind 2007 report. Global Wind Energy Council, Bruselas, Bélgica. 72p.

GLOBAL WIND ENERGY COUNCIL (GWEC). 2009. Global wind 2008 report. Global Wind Energy Council, Bruselas, Bélgica. 60p.

Holton, R. 1992. An introduction to dynamic meteorology. 3rd ed. Academic Press, New York, USA. 512p.

Horst, T.W. and J.C. Doran. 1986. Nocturnal drainage flow on simple slopes. *Boundary-Layer Meteorology* 34: 263-286

Inzunza, J. 2003. Apuntes Curso de Meteorología Descriptiva. Disponible en: <http://www2.udec.cl/~jinzunza/meteo/meteo.htm> Leído el 15 de diciembre de 2009.

Jaramillo, O.A., R. Saldaña and U. Miranda. 2004. Wind power potential of Baja California Sur, México. *Renewable Energy* 29: 2087-2100.

Jewer, P., M.T. Iqbal and M.J. Khan. 2004. Wind energy resource map of Labrador. *Renewable Energy* 30: 989-1004.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77: 437-470.

Keyhani, A., M. Ghasemi-Varnamkhasti, M. Khanali and R. Abbaszadeh. 2010. An assessment of wind energy potential as a power generation source in the capital of Iran, Tehran. *Energy* 35: 188-201.

Khan, M.J. and M.T. Iqbal. 2004. Wind energy resource map of Newfoundland. *Renewable Energy* 29: 1211-1221.

Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. Van den Dool, R. Jenne and M. Fiorino. 2001. The NCEP-NCAR 50-year Reanalysis: monthly means CD-rom and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82(2): 247-267.

- Lewellen, W.S. and R.I. Sykes. 1989. Meteorological data needs for modeling air quality uncertainties. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 6(5): 759–768.
- Liu, M.K. and M.A. Yocke. 1980. Siting of wind turbine generators in complex terrain. *Journal Energy* 16: 4-10.
- Luo, W., M.C. Taylor and S.R. Parker. 2008. A comparison of spatial interpolation methods to estimate continuous wind speed surfaces using irregularly distributed data from England and Wales. *International Journal of Climatology* 28: 947-959.
- Mahrt, L. 1982. Momentum balance of gravity flows. *Journal of Atmospheric Science* 39: 2701-2711.
- Manwell, J., J. McGowan and A. Rogers. 2002. *Wind energy explained*. John Wiley & Sons, Ltd., England. 577p.
- Müller, E. y D. Figueroa. 1996. Distribución espacial y estacional del esfuerzo del viento sobre el mar frente a Chile continental, usando datos de barco. *Ciencia y Tecnología del Mar* 19: 7-17.
- Naci, A. 2003. Energy output estimation for small-scale wind power generators using Weibull-representative wind data. *Journal of Wind Engineering* 91: 693-707.
- O'Brien, J. 1970. A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences* 27: 1214-1215.
- Omer, A.M. 2007. On the wind energy resources of Sudan. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 12: 2117-2139.
- Pizarro, O., S. Hormazábal, A. González y E. Yañez, 1994. Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile. *Investigaciones Marinas* 22: 85-101.
- Romero, H. 1985. *Geografía de Chile Tomo XI: Geografía de los climas*. Editorial Instituto Geográfico Militar, Chile. 243p.
- Saavedra, N. 1983. Efecto dinámico de mesoescala de la cordillera de los Andes: Órdenes de Magnitud. *Meteorológica* XIV(1–2): 543–554.
- Scire, J., F. Robe, M. Fernau and R. Yamartino. 2000. *A user's guide for the CALMET meteorological model (Version 5)*. Earth-Tech, Inc. Concord, EE UU. 332p.
- Seguro, J.V. and T.W. Lambert. 2000. Modern estimation of the parameters of the Weibull wind speed distribution for wind energy analysis. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 85: 75-85.

Shen, S., P. Dzikowski, G. Li and D. Griffith. 2001. Interpolation of 1961-97 daily temperature and precipitation data onto Alberta polygons of ecodistrict and soil landscapes of Canada. *Journal of Applied Meteorology* 40: 2161-2177.

Stevens, M. and J.M., Smulders. 1979. The estimation of the parameters of the Weibull wind speed distribution for wind energy utilization purposes. *Wind Engineering* 3: 132-145.

Villarrubia, M. 2004. *Energía eólica*. Ediciones Ceac, Barcelona, España. 323p.

Wang, W., W. Shaw, T.E. Seiple, J.P. Rishel and Y. Xie. 2008. An evaluation of a diagnostic wind model (CALMET). *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47: 1739-1757.

Wang, W. and W. Shaw. 2009. Evaluating wind fields from a diagnostic model over complex terrain in the Phoenix region and implications to dispersion calculations for regional emergency response. *Meteorological Applications* 16: 557-567.

WAsP. 2006. The Wind Atlas Analysis and Application Program. Disponible en: <http://www.WAsP.dk> Leído el 30 de diciembre de 2008.

Webster R. and M. Oliver. 2001. *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley & Sons, Ltd., England. 271p.

Wisse, J. and K. Stigter. 2007. Wind engineering in Africa. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 95: 908-927.

Zhou, W., H. Yang and Z. Fang. 2005. Wind power potential and characteristic analysis of the Pearl River Delta Region, China. *Renewable Energy* 31: 739-753.