

upna

Universidad Pública de Navarra
Nafarroako Unibertsitate Publikoa



CAMPUS PÚBLICO DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

METODOLOGÍAS DE EVALUACIÓN DE RECURSO EÓLICO: INCORPORACIÓN DE LA ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA COMO VARIABLE

Memoria presentada para optar al grado de Doctor por:

Elena Cantero Nouqueret

Directora:

Dra. Almudena García

Departamento de Ingeniería

UNIVERSIDAD PÚBLICA DE NAVARRA

Pamplona, 2022



CENER

ADitech <https://doi.org/10.48035/Tesis/2454/44391>

A Pablo, Amaya y Sofía

A mis padres, Ruperto y Nivette

A Mariano y Paquita.

“Tell me and I forget. Teach me and I remember. Involve me and I learn.”

Benjamin Franklin

AGRADECIMIENTOS

*"I have made this longer than usual,
because I have not had time to make it shorter."*

Blaise Pascal

Esta tesis ve por fin la luz después de muchos años en los que se ha visto desplazada por otros proyectos laborales y personales.

Me gustaría agradecer a todas aquellas personas que me han acompañado, animado y apoyado a lo largo de estos años, sin las cuales no hubiera sido posible presentar este trabajo de investigación para la obtención del título de Doctor.

En primer lugar agradecer a mi directora de tesis Almudena García por su apoyo en el ámbito académico y personal.

Al Bundesministerium für Wirtschaft und Energie (BMWi) y al Projektträger Jülich (PTJ), ambos del Gobierno de Alemania, por el uso de los datos del Proyecto FINO. Y a Olaf Outzen del Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) por las atenciones recibidas y por el acceso a los datos de la plataforma de investigación FINO1.

A Iberdrola por haberme dejado usar los datos de la estación de medida de Cuesta Colorada y en especial a Daniel Paredes por sus ideas y ayuda en el enfoque de esta tesis.

Al Centro Nacional de Energías Renovables (CENER) por apoyar financiera y técnicamente mis estudios durante la realización de esta tesis. En particular al Departamento de Energía Eólica, en el que desarrollo mi actividad profesional desde hace veinte años, y a los que han sido mis compañeros en el servicio de Evaluación y Predicción de Recurso Eólico y siguen siendo grandes amigos. Especialmente a Pedro y Bibiana por sus correcciones y ánimo, a Fernando, sin su ayuda el procesado de los datos sónicos no habría sido posible, a Javier por las orientaciones recibidas con la continua aportación de su experiencia investigadora y a Sergio que siempre me ha transmitido energía positiva. También a mis compañeros de Informática Técnica, Xabi, Juanjo, Eva, Pablo y Joseba porque siempre están dispuestos a ayudar y dar soporte.

Sin embargo, los apoyos más importantes que he recibido durante este tiempo proceden de mi familia. Mis padres, Nivette y Ruperto, porque gracias a ellos "soy y existo" y siempre están ahí sin importar el para qué y el cuándo. Mariano y Paquita por su motivación para continuar este camino de la sabiduría. Mis hijas, Amaya y Sofía, por quienes hago siempre el mejor esfuerzo para ser mejor. Y por último, el más importante, Pablo, que con su incondicional apoyo e insistencia ha hecho posible que hoy pueda finalmente escribir estas líneas, ¡gracias por estar a mi vera!

RESUMEN

La estabilidad atmosférica tiene un efecto determinante en el perfil vertical de viento y la intensidad de turbulencia, y estas variables, a su vez, tienen un impacto directo en la producción eólica y en las cargas que soportan los aerogeneradores. Es por tanto importante saber cómo caracterizar la estabilidad atmosférica para poder realizar una mejor estimación energética en un parque eólico.

Basado en las medidas registradas en tres mástiles meteorológicos, FINO1 (mástil meteorológico de investigación en el Mar del Norte, emplazamiento offshore), CC1 (mástil en un parque eólico en Cuesta Colorada, parque eólico propiedad de Iberdrola en Cuenca) y MP5 (mástil meteorológico de investigación en Alaiz, parque experimental de CENER en Navarra), esta tesis doctoral compara y evalúa diferentes configuraciones de sensores y metodologías para la caracterización de la estabilidad atmosférica. Por un lado el parámetro de Obukhov, medido con anemometría sónica; y por otro el número de Richardson bulk estimado a partir de la medida de dos temperaturas a diferentes alturas y una velocidad de viento. Los métodos son examinados considerando su justificación teórica, complejidad en su implementación, requerimientos de los sensores utilizados y su uso práctico en conexión con las necesidades de la industria eólica.

ABSTRACT

Atmospheric stability has a significant effect on wind shear and turbulence intensity, and these variables, in turn, have a direct impact on wind power production and loads on wind turbines. It is therefore important to know how to characterize atmospheric stability in order to make better energy yield estimation in a wind farm.

Based on three mast data, FINO1 (a research grade meteorological mast at North Sea, offshore), CC1 (wind farm mast at Cuesta Colorada, Iberdrola's wind farm next to Cuenca, Spain) and MP5 (a research grade meteorological mast at Alaiz, CENER's Test Site in Navarre, Spain), this PhD Thesis compares and evaluates different instrument set-ups and methodologies for stability characterization, namely: the Obukhov parameter, measured with a sonic anemometer, and the bulk Richardson number based on two temperature and one wind speed measurements. The methods are examined considering their theoretical background, implementation complexity, instrumentation requirements, and practical use in connection to wind energy applications.

CONTRIBUCIONES

Revistas internacionales:

1. **Cantero, E.**, Sanz, J., Borbón, F., Paredes, D. and García, A.: On the measurement of stability parameter over complex mountainous terrain, *Wind Energy Sci.*, 7(1), 221-235, doi:10.5194/WES-7-221-2022, 2022.
2. Santos, P., Mann, J., Vasiljević, N., **Cantero, E.**, Sanz Rodrigo, J., Borbón, F., Martínez-Villagrasa, D., Martí, B. and Cuxart, J.: The Alaiz experiment: untangling multi-scale stratified flows over complex terrain, *Wind Energy Sci.*, 5(4), 1793-1810, doi:10.5194/wes-5-1793-2020, 2020.
3. **Cantero, E.**, Borbón, F., Sanz Rodrigo, J., Santos, P., Mann, J., Vasiljević, N., M. Courtney, D., Martí, B. and Cuxart, J.: Alaiz Experiment (ALEX17): Campaign and Data Report, doi:10.5281/ZENODO.3187482, 2019.
4. Mann, J., Angelou, N., Arnqvist, J., Callies, D., **Cantero, E.**, Arroyo, R. C., Courtney, M., Cuxart, J., Dellwik, E., Gottschall, J., Ivanell, S., Kühn, P., Lea, G., Matos, J. C., Palma, J. M. L. M., Pauscher, L., Peña, A., Rodrigo, J. S., Söderberg, S., Vasiljevic, N. and Rodrigues, C. V.: Complex terrain experiments in the New European Wind Atlas, *Phil. Trans. R. Soc. A*, 375(2091), 20160101, doi:10.1098/RSTA.2016.0101, 2017.
5. Sanz Rodrigo, J., **Cantero, E.**, García, B., Borbón, F., Irigoyen, U., Lozano, S., Fernandez, P. M. and Chávez, R. A.: Atmospheric stability assessment for the characterization of offshore wind conditions, *J. Phys. Conf. Ser.*, 625, 012044, doi:10.1088/1742-6596/625/1/012044, 2015.
6. Hasager, C. B., Vincent, P., Husson, R., Mouche, A., Badger, M., Peña, A., Volker, P., Badger, J., Di Bella, A., Palomares, A., **Cantero, E.** and Correia, P. M. F.: Comparing satellite SAR and wind farm wake models, *J. Phys. Conf. Ser.*, 625, 012035, doi:10.1088/1742-6596/625/1/012035, 2015.

Conferencias:

1. **Cantero, E.**, Sanz, J., Borbón, F., Paredes, D. and García, A. Poster: Stability parameters in Onshore wind farm sites. Wind Europe's Resource Assessment 2017, Edinburgh, United Kingdom.

Proyectos europeos:

1. New European Wind Atlas (NEWA). ERA-NET Plus, topic FP7-ENERGY.2013.10.1.2; <http://www.neweuropeanwindatlas.eu>
2. Design Tools for Offshore wind farm Clusters (DTCO). ERA, topic FP7-ENERGY-2011-1; <http://www.eera-dtco.eu>

CONTENIDOS

AGRADECIMIENTOS	IV
RESUMEN	V
ABSTRACT	VI
CONTRIBUCIONES	VII
LISTA DE FIGURAS	XIII
LISTA DE TABLAS	XIX
LISTA DE ACRÓNIMOS	XXI
NOMENCLATURA	XXIV
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. ANTECEDENTES	1
1.2. CONTEXTO	5
1.3. OBJETIVOS	6
1.4. METODOLOGÍA	6
1.5. ESTRUCTURA DE LA TESIS	7
2. EL VIENTO COMO RECURSO ENERGÉTICO	10
2.1. CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA	10
2.1.1. Célula de Hadley	13

2.1.2.	Célula de Ferrel.....	16
2.1.3.	Célula polar	17
2.1.4.	Corrientes en chorro.....	17
2.2.	PRINCIPIOS GENERALES DEL MOVIMIENTO ATMOSFÉRICO	19
2.2.1.	Fuerza del gradiente de presión	20
2.2.2.	Efecto de Coriolis	21
2.2.3.	Fuerza de fricción.....	21
2.2.4.	Gravedad efectiva	22
2.2.5.	Balance de fuerzas. Viento geostrófico.....	23
2.3.	EL VIENTO.....	24
2.3.1.	Variaciones espaciales.....	24
2.3.2.	Variaciones temporales.....	30
3.	ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA	34
3.1.	INTRODUCCIÓN A LA ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA	34
3.1.1.	Estabilidad estática	34
3.1.2.	Estabilidad dinámica	37
3.2.	CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA	39
3.2.1.	Capa límite atmosférica sobre terreno plano	40
3.2.2.	Teoría de semejanza de Monin- Obukhov	43
3.2.3.	Terrenos con variaciones de rugosidad y topografía.....	46
3.2.4.	Capa límite marina	51
4.	EVALUACIÓN DE RECURSO EÓLICO	54
4.1.	CAMPAÑA DE MEDIDAS.....	54
4.1.1.	Instrumentación.....	55
4.1.2.	Anemómetros sónicos.....	63

4.2.	PROCESADO DE DATOS	66
4.3.	CARACTERIZACIÓN DEL RECURSO EÓLICO EN EL PUNTO DE MEDIDA	67
4.3.1.	Velocidad de viento	67
4.3.2.	Perfil vertical de la velocidad de viento	71
4.3.3.	Intensidad de turbulencia	73
4.3.4.	Otros parámetros	76
4.4.	ESTIMACIONES DE FLUJOS	77
4.4.1.	Método Eddy Covariance	77
4.4.2.	Doble rotación (DR).....	82
4.4.3.	Ajuste de plano (PF).....	83
4.5.	MODELOS DE SIMULACIÓN DE FLUJO DE VIENTO	84
4.5.1.	Modelos de microescala.....	86
4.5.2.	Efecto de estela.....	89
5.	ESTUDIO EXPERIMENTAL	93
5.1.	CASO 01: EMPLAZAMIENTO MARINO	94
5.1.1.	Descripción de la plataforma FINO1 y los equipos de medida	94
5.1.2.	Base de datos	95
5.1.3.	Procesado de las medidas	96
5.1.4.	Obtención de flujos.....	98
5.1.5.	Caracterización del recurso eólico	99
5.1.6.	Caracterización de la estabilidad atmosférica.....	101
5.2.	CASO 02: EMPLAZAMIENTO EN TERRENO LLANO	112
5.2.1.	Descripción de la torre de medición CC1 y los equipos de medida	112
5.2.2.	Base de datos	114
5.2.3.	Procesado de las medidas	114
5.2.4.	Obtención de flujos.....	117
5.2.5.	Caracterización del recurso eólico	117

5.2.6.	Caracterización de la estabilidad atmosférica.....	120
5.3.	CASO 03: EMPLAZAMIENTO EN TERRENO COMPLEJO.....	130
5.3.1.	Descripción de la torre de medición MP5 y los equipos de medida	130
5.3.2.	Base de datos	132
5.3.3.	Procesado de las medidas	133
5.3.4.	Obtención de flujos.....	134
5.3.5.	Caracterización del recurso eólico	134
5.3.6.	Caracterización de la estabilidad atmosférica.....	137
6.	SÍNTESIS, CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO	146
6.1.	SÍNTESIS	146
6.2.	CONCLUSIONES.....	147
6.3.	TRABAJO FUTURO	150
7.	ANEXOS	152
7.1.	ANEXO 1: GLOSARIO.....	152
7.2.	ANEXO 2: INSTRUMENTACIÓN FINO1.....	160
7.3.	ANEXO 3: INSTRUMENTACIÓN CC1	162
7.4.	ANEXO 4: INSTRUMENTACIÓN MP5.....	163
	REFERENCIAS	164

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 GW eólicos instalados a nivel mundial en 2020.....	2
Figura 2 GW eólicos instalados en Europa en 2020.....	3
Figura 3 Esquema de las fases de un estudio de evaluación de recurso eólico y estimación de energía.	4
Figura 4 Estructura térmica vertical de la atmósfera.....	12
Figura 5 Figura esquemática de la circulación general en la atmósfera terrestre con la célula de Hadley, la célula de Ferrel y la célula polar. También se muestran los vientos alisios y la Zona de convergencia intertropical.	13
Figura 6 Representación esquemática de la circulación meridional entre los trópicos y los subtropicos impulsada por el calentamiento de las regiones ecuatoriales y el transporte ascendente por convección profunda en los trópicos y la subsidencia en las regiones subtropicales.	14
Figura 7 Representación gráfica de la ZCIT que se asemeja a un cinturón de baja presión formado por la convergencia de aire cálido y húmedo de latitudes por encima y por debajo del ecuador. Este cinturón cambia de posición acorde a la estación temporal y en línea con la posición del Sol. ..	16
Figura 8 Representación esquemática de la posición típica de las corrientes en chorro polar y subtropical en el mundo.	18
Figura 9 Representación de las corrientes en chorro polares y subtropicales en la que se aprecia la mayor intensidad de las corrientes subtropicales.	19
Figura 10 Representación gráfica de la espiral de Ekman que muestra el efecto que ejerce el rozamiento del aire con la superficie terrestre en la dirección y velocidad del viento.	22
Figura 11 Representación esquemática de las fuerzas que actúan sobre las masas de aire cerca de la superficie y encima de la capa de fricción.....	24
Figura 12 Esquema diurno de formación de la brisa marina.	28
Figura 13 Esquema de formación de los vientos de valle y ladera.	28
Figura 14 Esquema del efecto Foehn.	29
Figura 15 Espectro típico de las fluctuaciones del viento en todas las escalas.	31
Figura 16 Escalas de espacio y tiempo de los movimientos atmosféricos.	32
Figura 17 Escalas de espacio y tiempo de los movimientos atmosféricos.	35

Figura 18 Ilustración de la CLA. El espesor de esta capa es variable, pudiendo oscilar entre unas decenas de metros en condiciones muy estables y varios kilómetros en condiciones inestables convectivas.	39
Figura 19 Distribución vertical de la CLA sobre un terreno plano y homogéneo.	41
Figura 20 Variación diurna de la CLA sobre terreno plano y en una región de altas presiones.	41
Figura 21 Perfil vertical de viento sobre una superficie boscosa, el eje vertical representa la altura sobre el nivel del suelo y se ha graficado en escala logarítmica. El eje horizontal representa la velocidad media de viento normalizada entre la velocidad sobre la superficie boscosa y está en escala lineal.	47
Figura 22 Representación gráfica del desarrollo de capas límites internas sobre cambios de la rugosidad de la superficie.	48
Figura 23 Comportamiento del flujo de viento sobre una montaña en función del número de Froude.	50
Figura 24 Estructura vertical de la CLAM. p^+ y p^- indican perturbaciones de presión positivas y negativas en el entorno de las olas.	52
Figura 25 Diferentes mástiles meteorológicos, (a) mástil de celosía permanente en el Parque Eólico Experimental de Alaiz (Navarra); (b) mástil de celosía provisional de la campaña de medidas del proyecto NEWA (Cantero et al., 2019); mástil tubular provisional de un ensayo de curva de potencia (International Electrotechnical Commission, 2017).	56
Figura 26 Opciones de configuración de mástiles, (a) configuración con anemómetro en punta de mástil; (b) configuración con anemómetro principal y anemómetro redundante en soportes en lo alto del mástil.	57
Figura 27 Anemómetros de hélices, (a) en configuración horizontal mediría la componente horizontal del viento y en configuración vertical la componente vertical; (b) anemoveleta de hélices, este sensor es capaz de medir tanto la velocidad horizontal como la dirección de viento.	58
Figura 28 Anemómetros de cazoletas, (a) cónicas; (b) semiesféricas.	58
Figura 29 Modelo de veleta típico usado en las campañas de medida eólicas.	61
Figura 30 Modelo de sensor de temperatura eléctrico con carcasa protectora de la radiación solar usado en las campañas de medida eólicas.	62
Figura 31 Esquema simplificado del proceso de medida de un anemómetro sónico con dos transductores.	64
Figura 32 Diferentes modelos en el mercado de anemómetros sónicos: (a) sónico 1D con una pareja de transductores capaz de medir la velocidad escalar y la temperatura virtual; (b) sónico 2D con dos parejas de transductores, mide las componentes x e y del vector viento y la temperatura virtual; (c) sónico 3D con tres parejas de transductores mide las tres componentes del vector viento y la temperatura virtual.	65

Figura 33 Densidad de probabilidad de Weibull para varios valores de k y un valor de $A=8.0$ m/s....	68
Figura 34 Distribución de frecuencias y su ajuste Weibull correspondiente. En este caso la distribución del emplazamiento es bimodal y ésta es una característica que la distribución de Weibull no es capaz de reproducir.....	69
Figura 35 Gráfico de rosas de viento: (a) Rosa de velocidades de viento (en lila de 0 a 4 ms^{-1} , en verde de 4 a 8 ms^{-1} , en amarillo de 8 a 12 ms^{-1} , en naranja de 12 a 16 ms^{-1} y en rojo >16 ms^{-1}) (b) Rosa de frecuencias (en gris) y energía (en azul).....	70
Figura 36 Perfil medio diario, en un emplazamiento en tierra (a) y en uno en el mar (b).....	70
Figura 37 Ajustes de las medidas de velocidad de viento (puntos) a un perfil logarítmico (en verde) o un perfil potencial (en naranja), para un emplazamiento en mar (a), en tierra en terreno sencillo (b) y en uno en terreno complejo (c).....	73
Figura 38 Intensidad de turbulencia obtenida en un emplazamiento (en azul) y valores de la intensidad de turbulencia definidas para las 4 subclases de turbulencia según IEC 61400-1 (Ed4)...	76
Figura 39 Explicación conceptual del método Eddy Covariance.....	78
Figura 40 Principio del sistema Covarianza de Remolinos.....	79
Figura 41 Escalas espacio-temporales que afectan a la energía eólica. Las escalas espaciales, que abarcan desde los sistemas meteorológicos a nivel global hasta la capa límite de la superficie aerodinámica de una turbina eólica, y las escalas temporales desde las fluctuaciones estacionales en el clima hasta el control dinámico del aerogenerador y el equilibrio de la generación eléctrica y la demanda que se produce en subsegundos, se reproducen con los modelos de simulación.....	85
Figura 42 Categorías de modelos de simulación de flujo de viento y la escala espacio temporal que resuelve.....	86
Figura 43 Formación de la estela de viento a su paso por los aerogeneradores.....	90
Figura 44 Localización de la plataforma de investigación FINO1.....	94
Figura 45 Características de la plataforma de investigación FINO1.....	95
Figura 46 Ratio entre las velocidades medias registradas en el sensor ubicado en punta de torre (V100 a 103 m de altura) y uno de los sensores ubicados en un soporte a 135° (V90 a 91.5 m de altura) en función de la dirección de viento incidente en el mástil FINO1.....	96
Figura 47 Descripción esquemática del proceso de rotación del sistema de coordenadas según el método de ajuste a plano.....	98
Figura 48 Rosa de frecuencia y energía en FINO1. Datos del año 2006 de V100 y D90.....	99
Figura 49 Distribución de frecuencias y ajuste Weibull en FINO1. Datos del año 2006 de V100.....	100
Figura 50 Perfil vertical de velocidades en FINO1. Datos del año 2006 de V90, V80, V70, V60, V50, V40 y V33.....	100

Figura 51 Perfiles diurnos de velocidad y temperatura en FINO1. Datos del año 2006 de V100 y T100.	101
Figura 52 Ajuste a partir de medidas del perfil de velocidad (izquierda) y temperatura potencial (derecha) en FINO1, para los datos del 10 de enero de 2006 a las 18h.	103
Figura 53 Equivalencia entre el parámetro de estabilidad obtenido a partir del Ri_g y obtenido con los sónicos en FINO1, (a) para 40 m de altura; (b) para 80 m de altura.	104
Figura 54 Equivalencia entre el parámetro de estabilidad obtenido a partir del Ri_b y obtenido con los sónicos en FINO1, (a) para la T30 y la V33; (b) para la T70 y la V80.	104
Figura 55 Perfil vertical de viento e intensidad de turbulencia en función del valor de ζ obtenido con el sónico de 80 m de altura.	106
Figura 56 Perfil vertical de viento e intensidad de turbulencia en función del valor de ζ obtenido con el Ri_g a 80 m de altura.	106
Figura 57 Perfil vertical de viento e intensidad de turbulencia en función del valor de ζ obtenido con el Ri_b a 80 m de altura.	107
Figura 58 Comparación de la clasificación de perfiles medios e intensidad de turbulencia en función de la estabilidad atmosférica (z/L), utilizando diferentes métodos para la caracterización de ésta.	108
Figura 59 Distribución de la estabilidad atmosférica con la velocidad del viento basada en diferentes parámetros de estabilidad en FINO1 (sector de mar abierto).	109
Figura 60 Distribución direccional (todas las direcciones) de la estabilidad atmosférica, obtenida con el sónico a 80 m de altura, en FINO1.	110
Figura 61 Distribución mensual de la estabilidad atmosférica, obtenida con el sónico a 80 m de altura, en FINO1 (todas las direcciones).	110
Figura 62 Distribución diaria de la estabilidad atmosférica, obtenida con el sónico a 80 m de altura, en FINO1 (todas las direcciones).	111
Figura 63 Localización de la torre de medida CC1.	112
Figura 64 Características de la torre de medida CC1.	113
Figura 65 Rosa de frecuencia y energía en CC1. Datos del año en análisis de V82 y D80.	118
Figura 66 Rosa de sectores no afectados (sectores rayados) de acuerdo a la (International Electrotechnical Commission, 2017), teniendo en cuenta, (a) los obstáculos presentes hasta 20 veces el diámetro del aerogenerador (en este caso 1.4 km); (b) una distancia de 30 veces el diámetro del aerogenerador (en este caso 2.1 km).	118
Figura 67 Distribución de frecuencias y ajuste Weibull en CC1. Datos del año en análisis de V82.	119
Figura 68 Perfil vertical de velocidades en CC1. Datos del año en estudio de V80, V56 y V31.	119

Figura 69 Perfil diurno de velocidad y temperatura en CC1. Datos del año en estudio de V82 y T70.	120
Figura 70 Distribución de probabilidad de z/L obtenida con el sónico instalado a 71 m de altura.	121
Figura 71 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m de altura, en función de la velocidad de viento. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.....	121
Figura 72 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m de altura, en función de la hora del día. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.	122
Figura 73 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m de altura, en función del mes del año. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.	123
Figura 74 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m de altura, en función de la dirección del viento. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.....	123
Figura 75 Perfil vertical e intensidad de turbulencia en función del parámetro z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m en CC1. Para el sector de dirección comprendido entre 105° y 135° (a). Para el sector comprendido entre 255° y 335° (b). Los puntos rojos corresponden a valores promedio de z/L con una resolución de 0.1 y los cuadrados negros el valor promedio de z/L en cada una de las clases de estabilidad definidas en la Tabla 18.	124
Figura 76 Equivalencia entre el parámetro de estabilidad obtenido a partir del Ri_b y obtenido con los sónicos en CC1. Para el sector comprendido entre 105° y 135° (a) y para el sector comprendido entre 255° y 285° (b).....	126
Figura 77 Distribución de probabilidad de Ri_b medido entre 70 y 2 m de altura (en rojo), entre 70 y 13 m de altura (en azul) y entre 70 y 56 m de altura (en verde).	127
Figura 78 Comparación de la clasificación de perfiles medios e intensidad de turbulencia en función de la estabilidad atmosférica, utilizando diferentes métodos para la caracterización de ésta.	129
Figura 79 Mapa de elevación de Alaiz (a), curvas de nivel y ubicación de los mástiles y aerogeneradores del PEE de Alaiz (b) e imagen de la sierra de Alaiz desde la colina de Tajonar en dirección norte (c).....	130
Figura 80 Configuración del mástil MP5.....	132
Figura 81 Rosa de frecuencia y energía en MP5. Datos del año en análisis de V118 y D118.	135
Figura 82 Distribución de frecuencias y ajuste Weibull en MP5. Datos del año en análisis de V118.	135
Figura 83 Perfil vertical de velocidades en MP5. Datos del año en estudio de V118, V90, V78 y V40.	136

Figura 84 Perfil diurno de velocidad y temperatura en MP5. Datos del año en estudio de V118 y T113.	136
Figura 85 Distribución de probabilidad de z/L obtenida con los tres anemómetros sónicos instalados en MP5.	137
Figura 86 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con los anemómetros sónicos, en función de la velocidad de viento. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.	138
Figura 87 Distribución de la estabilidad atmosférica en función de la hora del día. El parámetro z/L se ha obtenido con el anemómetro sónico de 115.5 m, figura de la izquierda; con el de 75.5, figura central; y con el de 39.5 m, figura de la derecha. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.	138
Figura 88 Distribución de la estabilidad atmosférica en función del mes del año. El parámetro z/L se ha obtenido con el anemómetro sónico de 115.5 m (figura de la izquierda); con el de 75.5 (figura central); y con el de 39.5 m (figura de la derecha). vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.	139
Figura 89 Distribución de la estabilidad atmosférica en función de la dirección del viento. El parámetro z/L se ha obtenido con el anemómetro sónico de 115.5 m (figura de la izquierda); con el de 75.5 (figura central); y con el de 39.5 m (figura de la derecha). vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.	139
Figura 90 Perfil vertical e intensidad de turbulencia en función del parámetro z/L para el sector de dirección comprendido entre 337.5° y 22.5° . Los puntos rojos corresponden a valores promedio de z/L con una resolución de 0.1 y los cuadrados negros el valor promedio de z/L en cada una de las clases de estabilidad definidas en la Tabla 18.	140
Figura 91 Perfil vertical e intensidad de turbulencia en función del parámetro z/L para el sector de dirección comprendido entre 157.5° y 202.5° . Los puntos rojos corresponden a valores promedio de z/L con una resolución de 0.1 y los cuadrados negros el valor promedio de z/L en cada una de las clases de estabilidad definidas en la Tabla 18.	140
Figura 92 Distribución de probabilidad de Ri_b medido entre 113 y 2 m de altura (en rojo) y entre 113 y 38 m de altura (en azul).	141
Figura 93 Distribución de la estabilidad atmosférica en función de la velocidad de viento. (a) obtenida a partir del Ri_b ; (b) con el z/L obtenido a través del Ri_b y las funciones de transformación de Businger y Dyer. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.	142
Figura 94 Comparación de la clasificación de perfiles medios e intensidad de turbulencia en función de la estabilidad atmosférica, utilizando diferentes métodos para la caracterización de ésta.	144

LISTA DE TABLAS

Tabla 1 Clases de estabilidad de capa.....	36
Tabla 2 Clases de estabilidad de flujo en función del número de Richardson de flujo.....	38
Tabla 3 Clasificación de los anemómetros de cazoletas y sónicos de acuerdo al estándar IEC 61400-12-1 (International Electrotechnical Commission, 2017).	60
Tabla 4 Rangos de los parámetros de influencia (promedios de 10 minutos) de las clases A, B, C, D y S.....	60
Tabla 5 Parámetros básicos de clasificación de aerogeneradores según IEC 61400-1 (Ed4).....	75
Tabla 6 Clasificación de modelos de estela.....	91
Tabla 7 Mástiles, periodo de medida y sensores (alturas en metros) usado en la caracterización de la estabilidad atmosférica.....	93
Tabla 8 Medidas utilizadas en el estudio de la caracterización de la estabilidad a partir de datos de FINO1.....	96
Tabla 9 Cobertura de datos de los sensores meteorológicos instalados en la torre de medida FINO1. *En estos sensores no se han eliminado los datos afectados por el efecto mástil.....	97
Tabla 10 Cobertura de datos de los sensores sónicos instalados en la torre de medida FINO1.....	98
Tabla 11 Resumen de los parámetros de estabilidad e instrumentación requerida.....	101
Tabla 12 Clasificación de la estabilidad atmosférica en función de $\zeta=z/L$ (Sorbjan and Grachev, 2010).	105
Tabla 13 Medidas utilizadas en el estudio de la caracterización de la estabilidad a partir de datos de CC1.....	114
Tabla 14 Cobertura de datos de los sensores meteorológicos instalados en la torre de medida CC1.....	115
Tabla 15 Valores máximos mínimos y números de código de error registrados en los datos brutos de alta frecuencia de CC1.....	115
Tabla 16 Ejemplo de los estancamientos detectados en los datos de alta frecuencia de los anemómetros sónicos de CC1.....	116
Tabla 17 Cobertura de datos de los sensores sónicos instalados en la torre de medida CC1.....	117
Tabla 18 Clasificación de la estabilidad atmosférica con base en la Tabla 12 reduciéndola a 5 clases de estabilidad.....	122
Tabla 19 Clasificación de la estabilidad atmosférica con base en Ri_b (Mohan, 1998).....	127
Tabla 20 Frecuencia de ocurrencia de las clases de estabilidad obtenidas con diferentes metodologías y configuraciones de sensores.....	128

Tabla 21 Medidas utilizadas en el estudio de la caracterización de la estabilidad a partir de datos de MP5.	133
Tabla 22 Cobertura de datos de los sensores meteorológicos instalados en la torre de medida MP5.	133
Tabla 23 Cobertura de datos de alta frecuencia (20 Hz) de los sensores sónicos instalados en la torre de medida MP5.	134
Tabla 24 Frecuencia de ocurrencia de las clases de estabilidad obtenidas con diferentes metodologías y configuraciones de sensores.	143

LISTA DE ACRÓNIMOS

ABL	Atmospheric Boundary Layer, <i>Capa Límite Atmosférica</i> .
ASL	Atmospheric Surface Layer, <i>Capa Superficial Atmosférica</i> .
AEE	Asociación Eólica Empresarial.
AEMET	Asociación Española de Meteorología.
BEM	Blade Element Momentum, <i>Momento de Elemento de Pala</i> ,
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, <i>Organismo Federal Marítimo e Hidrográfico</i> .
CBL	Convective Boundary Layer, <i>Capa de Mezcla Convectiva</i> .
CC	Corriente Continua.
CENER	Centro Nacional de Energías Renovables.
CFD	Computational Fluid Dynamics, <i>Dinámica de Fluidos Computacional</i> .
CMNUCC	Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático.
CLA	Capa Límite Atmosférica, en inglés <i>Atmospheric Boundary Layer</i> , <i>ABL</i> .
CLAM	Capa Límite Atmosférica Marina, en inglés <i>Marine Atmospheric Boundary Layer</i> , <i>MABL</i> .
DEWI	Deutsches Windenergie Institut GmbH, <i>Instituto Alemán del Viento</i> .
DNS	Direct Numerical Simulation, <i>Simulación Numérica Directa</i> .
DR	Doble Rotación.
DTU	Technical University of Denmark, <i>Universidad Técnica de Dinamarca</i> .
EC	Eddy Covariance, <i>Covarianza de remolinos</i> .
EEI	Estación Espacial Internacional, en inglés <i>International Space Station</i> , <i>ISS</i> .
GAH	Gradiente Adiabático Húmedo.
GAS	Gradiente Adiabático Seco.
GWEC	Global Wind Energy Council, Consejo Mundial de la Energía Eólica.
GSM	Global System for Mobile communications, <i>Sistema Global para las comunicaciones Móviles</i> .
ECT	Energía Cinética Turbulenta, en inglés <i>Turbulent Kinetic Energy</i> .
ENAC	Entidad Nacional de Acreditación.

IBL	Internal Boundary Layer, <i>Capa Límite Interna</i> .
IEC	International Electrotechnical Commission, <i>Comisión Electrotécnica Internacional</i> .
INTEF	Instituto de Nacional de Tecnologías Educativas y Formación del profesorado.
ITCZ	Inter-Tropical Convergence Zone, <i>Zona de Convergencia Intertropical</i> .
LES	Large-Eddy Simulation, <i>Simulación de Grandes Remolinos</i> .
LIDAR	Light Detection And Ranging o Laser Imaging Detection And Ranging.
MABL	Marine Atmospheric Boundary Layer, <i>Capa Límite Atmosférica Marina</i> .
MCG	Modelo de Circulación General, <i>Global Circulation Model</i>
ML	Mixed Layer, <i>Capa de Mezcla</i> .
MEASNET	MEASuring NETwork of Wind Energy Institutes, <i>Red de Institutos de Medida de Energía Eólica</i> .
MOST	Monin-Obukhov Similarity Theory, <i>Teoría de Similitud de Monin-Obukhov</i> .
NREL	National Renewable Energy Laboratory, <i>Laboratorio Nacional de Energías Renovables</i> .
NTM	Normal Turbulence Model, <i>Modelo Normal de Turbulencia</i> .
NWP	Normal Wind Profile model, <i>Modelo Normal de Perfil de Viento</i> .
NWP	Numerical Wether Prediction model, <i>modelo de Predicción Numérica del Tiempo</i>
OMM	Organización Meteorológica Mundial.
PEE	Parque Eólico Experimental.
PFIT	Método de Ajuste del Perfil, <i>Profile FIT</i> .
PF	Planar Fit, <i>Método de Ajuste de Plano</i> .
PNT	Predicción Numérica del Tiempo.
RANS	Reynolds Average Navier-Stokes.
RIX	Ruggedness Index, <i>Índice de Complejidad del terreno</i> .
RL	Residual Layer, <i>Capa Residual</i> .
RF	Radio Frecuencia.
SBL	Stable Boundary Layer, <i>Capa Estable Nocturna</i> .

SGS	Subgrid-scale.
SIM	Subscriber Identity Module, <i>Módulo de Identificación de Abonado.</i>
s.n.m.	Sobre el nivel del mar.
SODAR	SONic Detection And Ranging.
SST	Sea Surface Temperature, <i>Temperatura de la Superficie del Mar.</i>
TIBL	Thermal Internal Boundary Layer, <i>Capa Límite Interna Térmica.</i>
TKE	Turbulent Kinetic Energy, <i>Energía Cinética Turbulenta.</i>
TSM	Temperatura de la Superficie del Mar, <i>Sea Surface Temperature.</i>
VKI	Von Karman Institute, <i>Instituto Von Karman.</i>
WASP	Wind Atlas Analysis and Applications Programs.
ZCIT	Zona de Convergencia Intertropical, en inglés <i>Inter-Tropical Convergence Zone.</i>

NOMENCLATURA

Símbolos latinos:

a	Parámetro de fricción	$[s^{-1}]$
A	Parámetro de escala de la distribución de frecuencias de Weibull	$[ms^{-1}]$
A^+	Subclase de aerogenerador de turbulencia muy alta	$[-]$
A	Subclase de aerogenerador de turbulencia alta	$[-]$
B	Subclase de aerogenerador de turbulencia media	$[-]$
c	Parámetro de Charnock	$[-]$
c	Velocidad del sonido en un fluido	$[ms^{-1}]$
c	Cobertura de datos (%)	$[-]$
C_p	Calor específico a presión constante	$[Jkg^{-1}K^{-1}]$
C	Subclase de aerogenerador de turbulencia baja	$[-]$
d	Altura de desplazamiento	$[m]$
E_c	Energía cinética	$[J]$
f	Parámetro de Coriolis	$[rads^{-1}]$
f_w	Función de distribución de Weibull	$[-]$
F_R	Número de Froude	$[-]$
g	Gravedad efectiva o aceleración de la gravedad	$[ms^{-2}]$
h_c	Altura del elemento de rugosidad	$[m]$
H	Flujo vertical de calor	$[Js^{-1}]$

l	Distancia entre dos transductores acústicos	[m]
I	Intensidad de turbulencia (%)	[-]
I_{ref}	Intensidad de turbulencia de referencia	[-]
k	Parámetro de forma de la distribución de frecuencias de Weibull	[-]
L	Longitud de Monin-Obukhov	[-]
m	Masa	[kg]
N	Número de registros posibles	[-]
N_{BV}	Frecuencia de Brunt-Vaisala	[s ⁻¹]
N_i	Número de registros en el sector i	[-]
N_{valido}	Número de registros válidos	[-]
p	Presión	[Pa]
P	Fuerza del gradiente de presión	[Pa]
P_0	Presión a nivel del mar	[Pa]
P_1	Coficiente de ajuste	[ms ⁻¹ o °C]
P_2	Coficiente de ajuste	[ms ⁻¹ o °C]
P_w	Presión del vapor de agua	[Pa]
r	Ratio de mezcla agua-vapor	[-]
R_0	Constante de los gases para el aire seco	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]
R_w	Constante de los gases para el húmedo	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]
Ri_b	Número de Richardson bulk	[-]

Ri_c	Número crítico de Richardson para el comienzo de la turbulencia	[-]
Ri_f	Número de Richardson de flujo	[-]
Ri_g	Número de Richardson de gradiente	[-]
Ri_T	Número crítico de Richardson para la terminación de la turbulencia	[-]
t	Tiempo	[s]
T	Temperatura	[K]
u	Componente longitudinal (dirección del flujo) de la velocidad de viento	$[ms^{-1}]$
u_*	Velocidad de fricción	$[ms^{-1}]$
u_k	Con $k=1, 2, 3$ las tres componentes del vector viento, U, V y W	$[ms^{-1}]$
U	Componente en el eje x de la velocidad de viento	$[ms^{-1}]$
v	Módulo de la velocidad de viento	$[ms^{-1}]$
V	Componente en el eje y de la velocidad de viento	$[ms^{-1}]$
V_{ave}	Velocidad promedio	$[ms^{-1}]$
V_{ref}	Velocidad máxima diezminutal con periodo de retorno 50 años	$[ms^{-1}]$
W	Componente en el eje z de la velocidad de viento	$[ms^{-1}]$
W_T	Longitud del obstáculo topográfico	[m]
WPD	Densidad de potencia	$[Wm^{-1}]$
z	Altura sobre el nivel del suelo	[m]
z_0	Longitud de rugosidad	[m]
z_r	Altura de referencia	[m]

x	Variable a ajustar	[ms ⁻¹ o °C]
-----	--------------------	-------------------------

Símbolos griegos:

α	Coeficiente de Hellmann también coeficiente de cortadura	[-]
----------	--	-----

α	Angulo de rotación en torno al eje z	[°]
----------	--------------------------------------	-----

β	Angulo de rotación en torno al eje y	[°]
---------	--------------------------------------	-----

γ	Angulo de rotación en torno al eje x	[°]
----------	--------------------------------------	-----

γ	Gradiente térmico	[Km ⁻¹]
----------	-------------------	---------------------

Γ_d	Gradiente adiabático seco	[Km ⁻¹]
------------	---------------------------	---------------------

Γ_s	Gradiente adiabático húmedo	[Km ⁻¹]
------------	-----------------------------	---------------------

θ	Temperatura potencial	[K]
----------	-----------------------	-----

θ_v	Temperatura potencial virtual	[K]
------------	-------------------------------	-----

θ	Temperatura potencial	[K]
----------	-----------------------	-----

θ_0	Temperatura potencial promedio	[K]
------------	--------------------------------	-----

θ_R	Temperatura de referencia	[K]
------------	---------------------------	-----

κ	Constante de von Karman de valor 0.41	[-]
----------	---------------------------------------	-----

ρ	Densidad del aire	[kgm ⁻³]
--------	-------------------	----------------------

σ_u	Desviación estándar de la velocidad horizontal	[ms ⁻¹]
------------	--	---------------------

τ	Tensión superficial	[Pa]
--------	---------------------	------

ϕ	Latitud	[°]
--------	---------	-----

Φ	Humedad relativa	[-]
Φ_h	Función de semejanza del flujo de calor	[-]
Φ_m	Función de semejanza de la cantidad de movimiento	[-]
Ψ	Función de estabilidad atmosférica	[-]
Ω	Velocidad angular de rotación	[rads ⁻¹]

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo introductorio en primer lugar se realizará un breve resumen de los antecedentes, para a continuación explicar los objetivos del trabajo y finalmente detallar la metodología empleada en su consecución.

1.1. ANTECEDENTES

A lo largo de la historia el desarrollo de la humanidad ha ido de la mano del conocimiento y explotación de diferentes fuentes de energía. Primero fue el descubrimiento y control del fuego, el cual propició el poder calentarse cuando hacía frío, matar bacterias en la comida que podían causar la muerte y librarse de animales peligrosos que atacaban.

Ya viviendo en esquemas de civilización, el ser humano echó mano del viento y el agua como fuentes de energía para producir sus alimentos. Los excedentes se podían almacenar, pero también comerciar con otros pueblos, lo cual sentó las primeras bases de la economía. El transporte se volvió primordial, tanto para el comercio como para la conquista. La energía del viento llevaba a los barcos por los mares y los caballos llevaban a los hombres por tierra.

La primera revolución industrial en el siglo XVIII fue un evento con un impacto enorme en el desarrollo de la humanidad. El poder calorífico del carbón, junto con el desarrollo de la máquina de vapor, permitieron al hombre generar trabajo y transportarse como nunca lo había podido hacer. La industria emergió y se alcanzó un nivel de producción nunca vivido. La explosión demográfica que se vivió en los siguientes 200 años fue muy superior a la acumulada en todos los años anteriores. La segunda revolución impulsada por el petróleo, el motor de combustión interna y el teléfono, dio lugar a un nivel de confort que nunca se había imaginado. El transporte se volvió universal y propició una extensa migración de las poblaciones rurales hacia las ciudades.

De igual modo el descubrimiento de la electricidad marcó el fin de la “oscuridad”. Los hombres podían quedarse leyendo o trabajando aún de noche, y las máquinas eléctricas se volvieron un elemento clave en el rápido desarrollo moderno. Para generarla, se comenzaron a explotar diversos combustibles fósiles, como el gas, petróleo y carbón, que han permitido cubrir las necesidades energéticas que han ido surgiendo de forma exponencial en las últimas décadas. Pero pese al gran desarrollo económico que los combustibles fósiles han impulsado, su masiva combustión ha ido asociada a un elevado incremento de las emisiones de carbono que ha roto el equilibrio natural que ha existido durante miles de años, causando aumentos sin precedentes de la temperatura del planeta y por ende el cambio climático de éste (Naciones Unidas, 2021).

La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), en su artículo 1 (Naciones Unidas, 1992), define el cambio climático como "cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera global y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables". La CMNUCC diferencia, pues, entre el cambio climático atribuible a las actividades humanas que alteran la composición atmosférica y la variabilidad climática atribuible a causas naturales.

Así, en pleno siglo XXI se plantea el desafío más importante de la historia: detener el cambio climático. El uso de combustibles fósiles ha tenido un impacto positivo en muchos aspectos de la sociedad, pero la escala de su explotación es tal, que según el 97% de la comunidad científica dedicada al cambio climático, se está muy cerca del punto de no retorno, volviendo inviable a medio plazo la vida como se conoce. Es por ésta y otras razones económicas y geopolíticas que el mundo está tendiendo hacia la descarbonización y una generación mediante energías renovables más sostenible y respetuosa con el medioambiente (EU, n.d.; EURELECTRIC, 2018; MITECO, 2020; Steinberg et al., 2017).

En el marco de esta apuesta política, económica y medioambiental, la energía eólica representa uno de los sectores con mayor crecimiento. En el año 2019, por cuarto año consecutivo, se instaló en el mundo más capacidad eólica y solar que de carbón, gas y nuclear (AEE, 2020). En el año 2020, la energía eólica instalada en el mundo, experimentó un crecimiento del 53% respecto al año anterior, lo que ha supuesto 93 nuevos GW instalados de esta tecnología que suma un total mundial de 743 GW (GWEC, 2021). Los primeros productores mundiales en este sector son: China, Estados Unidos, Alemania, India y España (ver Figura 1).

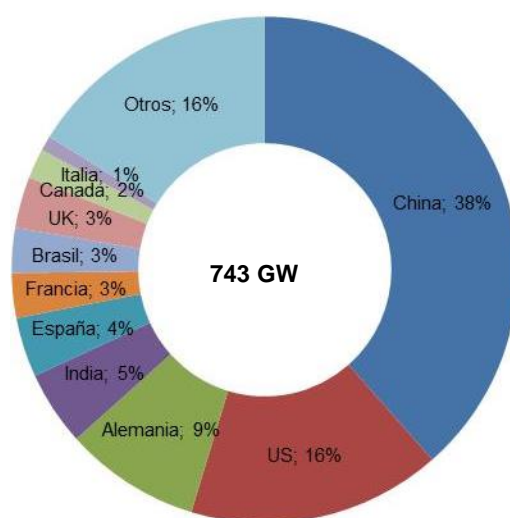


Figura 1 GW eólicos instalados a nivel mundial en 2020.

Fuente: GWEC (GWEC, 2021).

La energía eólica en Europa tiene un gran peso, habiendo suministrado en el año 2020 el 16% de la electricidad consumida en la Unión Europea (incluida Gran Bretaña). En la Figura 2 se muestra el desglose de la capacidad total instalada en Europa por porcentajes. Alemania encabeza el listado de países con una capacidad del 29% seguida de España, Reino Unido, Italia y Suecia (WindEurope, 2021b).

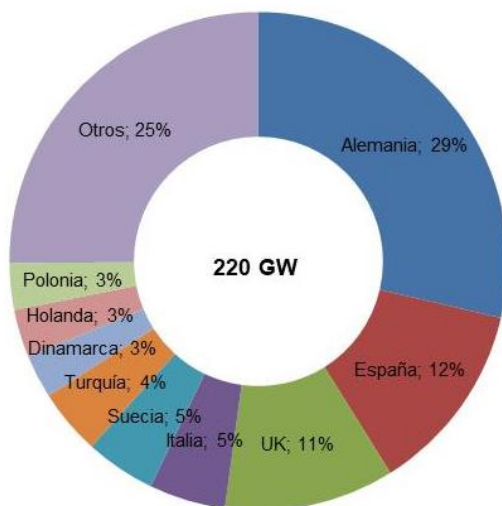


Figura 2 GW eólicos instalados en Europa en 2020.

Fuente: Wind Europe (WindEurope, 2021b).

Durante la Cumbre sobre la Acción Climática celebrada en 2019 y organizada por Naciones Unidas (Guterres, 2019), 77 países y más de 100 ciudades se comprometieron a reducir las emisiones de gases de efecto invernadero a cero para 2050. Esto impulsa el desarrollo de nuevas tecnologías en el ámbito de las energías renovables y en concreto de la energía eólica, pero como apunta el Consejo Mundial de Energía Eólica (GWEC) en su informe anual (GWEC, 2021) el mundo necesitaría instalar energía eólica tres veces más rápido durante la próxima década que lo que está haciendo en los últimos años para mantenerse en una vía cero neto y evitar los peores impactos del cambio climático.

Para conseguir este objetivo es necesario concienciar y reformular las políticas energéticas pero también optimizar la producción de los parques eólicos. Para ello un factor clave es caracterizar de forma adecuada el recurso eólico en los emplazamientos en los que se van a realizar desarrollos eólicos (REOLTEC, 2019; Veers et al., 2019).

El estudio de recurso eólico y estimación energética que se realiza en la fase de prospección de un parque eólico condiciona la rentabilidad de éste en el tiempo. Consiste en analizar el recurso eólico disponible en el emplazamiento de interés a largo plazo. Para ello, tradicionalmente se han instalado mástiles de medición equipados con diferentes sensores: anemómetros y veletas principalmente, a una o varias alturas de medida. A través de los registros del periodo de medida

se caracteriza el recurso eólico en los puntos en los que se ha realizado la medición, corrigiéndose posteriormente a largo plazo y utilizando modelos de simulación de flujo para la extrapolación espacial a toda la zona en estudio. En la Figura 3 se ilustra de forma esquemática este proceso que se analizará en detalle en el Capítulo 4.



Figura 3 Esquema de las fases de un estudio de evaluación de recurso eólico y estimación de energía.

Fuente: CENER (www.cener.com).

El recurso eólico en un determinado emplazamiento depende de muchos factores entre los que pueden citarse la estabilidad atmosférica, la topografía del emplazamiento y la rugosidad de la superficie (Emeis, 2013).

Las metodologías de evaluación de recurso eólico, tradicionalmente, se han basado en una descripción bastante simplista de la distribución del clima eólico, centrada principalmente en el estudio de dos variables: la velocidad y la dirección del viento.

Las herramientas tradicionales de diseño de parques eólicos (Mortensen et al., 1993), desarrolladas en pleno auge de la promoción de parques eólicos en tierra, por lo general asumen una estratificación atmosférica neutra y se centran en reproducir con mayor detalle los efectos de la topografía y rugosidad. Esta hipótesis ha proporcionado resultados aceptables en zonas terrestres de latitudes medias sin excesiva complejidad orográfica y para condiciones medias anuales. Sin embargo, presenta desviaciones importantes en lugares con topografía compleja (Alfredsson and Segalini, 2017; Radünz et al., 2021) y emplazamientos marinos (Kalvig et al., 2014).

Estas metodologías tradicionales han sido empleadas en las últimas décadas por la industria eólica y por las entidades bancarias encargadas de suministrar la financiación pertinente para la ejecución del parque.

Sin embargo, en los últimos años y debido a la expansión de la energía eólica en diferentes países, los promotores se han encontrado con emplazamientos de características complejas: ubicaciones marinas con características atmosféricas propias, climas tropicales, desérticos o fríos con condiciones extremas, terrenos de gran pendiente, topografías con fuertes gradientes de velocidad y zonas de elevada turbulencia, donde las metodologías tradicionales fallan e incrementan los niveles de incertidumbre en las estimaciones energéticas de los posibles parques eólicos. Es por esto que se ha visto la necesidad de incorporar nuevas técnicas de medición (Peña et al., 2013) y modelización (Ayotte, 2008; Chavez-Arroyo et al., 2015) así como de explorar nuevas variables que permitan caracterizar explícitamente el comportamiento del flujo en la capa límite de la atmósfera y por tanto estimar mejor el comportamiento de los parques eólicos.

En relación a la estabilidad atmosférica, en los últimos años se está viendo su importancia de cara a explicar variaciones en los perfiles verticales y en los comportamientos de la turbulencia del viento (Lange et al., 2004a). La duda que se plantea es cómo medir y caracterizar dicha estabilidad. El método más preciso de medición pasa por la instalación de anemómetros sónicos, lo que supone un mayor coste respecto a la instalación de los usuales anemómetros de cazoletas. De cara a justificar el incremento del gasto en la instalación de los equipos de medida, es necesario analizar si hay aproximaciones al cálculo de la estabilidad atmosférica que puedan realizarse mediante la instrumentación habitual por un lado, y por otro evaluar si el estudio de la estabilidad atmosférica implica una disminución de la incertidumbre asociada a la estimación del recurso eólico que justifique dicho incremento.

El trabajo que se plantea en esta tesis doctoral pretende analizar en detalle la estabilidad atmosférica: cómo caracterizarla, cómo medirla, ver las implicaciones de introducirla como variable en las metodologías de evaluación de recurso eólico y estudiar si se mejora la fiabilidad de los resultados obtenidos.

1.2. CONTEXTO

Esta tesis doctoral se ha realizado en el Departamento de Energía Eólica del Centro Nacional de Energías Renovables (CENER) en cooperación con la Universidad Pública de Navarra (UPNA).

El Departamento de Energía Eólica de CENER está formado por tres servicios; el de Análisis y Diseño de Aerogeneradores (ADA), el Laboratorio de Ensayo de Aerogeneradores (LEA) y el de Evaluación y Predicción de Recurso (EPR). Este último, con más de 15 años de experiencia en caracterización, predicción y evaluación del recurso eólico, ha sido en el que se ha desarrollado la actividad de investigación.

1.3. OBJETIVOS

Como se ha visto en el apartado 1.1, la estabilidad atmosférica tiene una afección importante en el flujo de viento y necesita ser caracterizada experimentalmente en cada emplazamiento. Así, el objetivo final de esta tesis es introducir la caracterización de la estabilidad atmosférica en los estudios de evaluación de recurso eólico para un mejor conocimiento de éste. Para alcanzar este objetivo final será necesario abordar los siguientes objetivos parciales.

1. Establecer un procedimiento de cómo estimar/medir la estabilidad atmosférica mediante la instrumentación de uso habitual en las campañas de evaluación de recurso (sin anemómetros sónicos) por un lado, e incluyendo anemómetros sónicos por otro.
2. Realizar un estudio experimental en varios emplazamientos en los que caracterizar la estabilidad en base a la instrumentación disponible. Para esto será necesario seleccionar una o varias torres de medida con instrumentación adecuada.
3. Analizar cómo integrar la estabilidad atmosférica en la metodología de evaluación de recurso eólico.

1.4. METODOLOGÍA

Para la consecución de los objetivos se ha aplicado la metodología que se describe a continuación.

En primer lugar se ha realizado un **Estudio Bibliográfico** profundo. A partir de la bibliografía disponible de las materias de estudio: estabilidad atmosférica, evaluación de recurso eólico y anemómetros sónicos, se ha obtenido una idea generalizada del estado del arte en dichas materias.

Para contextualizar como introducir la caracterización de la estabilidad atmosférica en los estudios de evaluación de recurso se ha realizado primero un estudio general de la meteorología aplicada a la energía eólica, posteriormente se ha abordado la definición física de los parámetros que definen el comportamiento de la capa límite atmosférica, también se ha analizado y recopilado la información existente en la actualidad sobre esta capa en zonas terrestres y marinas, así como su relación con la caracterización del viento, especialmente con la turbulencia y el perfil vertical. A continuación se ha analizado la evolución y situación actual de las fases de un proceso de evaluación de recurso eólico teniendo en cuenta las guías de buenas prácticas y la normativa de aplicación. Se ha puesto el foco de atención en la campaña de medidas, la obtención de los parámetros relevantes y los modelos de simulación de flujo de viento, por ser estas las fases en las que el incorporar el análisis de la estabilidad atmosférica tiene afecciones.

Por último el estudio bibliográfico de los anemómetros sónicos incluye el principio de funcionamiento de los mismos y características de los registros.

Tras el estudio bibliográfico se ha procedido a formular cómo realizar la estimación de la estabilidad atmosférica a partir de los registros de instrumentación convencional de evaluación de recurso eólico y de registros de anemómetros sónicos (objetivo parcial 1).

Para verificar que el procedimiento establecido en el objetivo 1 es adecuado de cara a estimar parámetros que orienten acerca de la estabilidad atmosférica, se ha realizado un **Estudio Experimental**. Para ello se han recopilado datos de estaciones de medida (objetivo parcial 2), la estación en terreno complejo de 118 m de altura *MP5* del Parque Eólico Experimental Alaiz en la Sierra de Alaiz (Navarra), perteneciente al Centro Nacional de Energías Renovables (CENER), la estación en terreno sencillo de 80 m de altura *CC1* en un Parque Eólico en Cuenca perteneciente a Iberdrola y la estación marina de 100 m de altura *FINO1* ubicada en el Mar del Norte y operada por el Organismo Federal Marítimo e Hidrográfico BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie).

En el estudio experimental con los registros disponibles de los tres emplazamientos citados, se han calculado los parámetros de estabilidad atmosférica y se ha estudiado su influencia en las variables estadísticas de un estudio de evaluación de recurso eólico. Sobre la base de los resultados obtenidos se ha analizado cómo utilizar la estabilidad atmosférica en la metodología de evaluación de recurso eólico (objetivo parcial 3).

A partir de los resultados obtenidos en las fases anteriores, se han establecido las **Conclusiones** acerca de la viabilidad de incorporar el análisis de la estabilidad en los estudios de evaluación de recurso eólico.

1.5. ESTRUCTURA DE LA TESIS

Esta tesis se ha estructurado en 6 capítulos que se resumen a continuación.

Capítulo 1: Introducción. Pretende aportar una idea general de las motivaciones de la tesis, así como introducir al lector en el contexto general de la energía eólica y su importancia en el actual contexto de cambio climático y transición energética a modelos menos contaminantes y más sostenibles. También se desarrollan los objetivos del estudio y la metodología empleada.

Capítulo 2: El viento como recurso energético. Comenzando desde la descripción general de la atmósfera a nivel cualitativo y siguiendo con las leyes físicas que la gobiernan se llegará a la descripción espacio temporal del viento.

Capítulo 3: Estabilidad atmosférica. Se define la estabilidad atmosférica, explicando la diferencia entre la estabilidad estática y la dinámica, e introduce el número de Richardson en sus diferentes versiones como parámetro para caracterizarla. También se analiza y describe la capa límite atmosférica, prestando especial atención a la capa superficial para la que Monin y Obukhov desarrollaron la teoría de semejanza y definieron al longitud de Monin y Obukhov, parámetro con el que también se puede caracterizar la estabilidad atmosférica.

Capítulo 4: Evaluación de recurso eólico. Se abordarán todas las etapas de un estudio de evaluación de recurso eólico y estimación energética, comenzando con la campaña de medidas, el posterior procesado de datos que se realiza para verificar la calidad de los datos registrados y así obtener las variables necesarias que se requieren para la caracterización. Éstas, así como los flujos necesarios para obtener la longitud de Monin-Obukhov también se explicarán en sub apartados de este capítulo, que terminará con un análisis de los modelos de flujo de viento y como se mejoran los resultados con la incorporación de la estabilidad atmosférica.

Capítulo 5: Estudio experimental. Se explicarán los resultados obtenidos en la caracterización de la estabilidad atmosférica a partir de datos de tres torres de medición eólica con diferente instrumentación y representativas de tres emplazamientos diferenciados.

Capítulo 6: Síntesis, conclusiones y trabajo futuro. Se resumen los capítulos anteriores y se analizan las fortalezas y debilidades de las dos metodologías de caracterización de estabilidad atmosférica. Este capítulo final también analiza los planes de validación futuros y las mejoras en la metodología.

CAPÍTULO 2 EL VIENTO COMO RECURSO ENERGÉTICO

2. EL VIENTO COMO RECURSO ENERGÉTICO

En cualquier planta de producción de energía el elemento fundamental es el combustible, en el caso de los parques eólicos el combustible es el viento. La energía contenida en una masa de aire (m) en movimiento, con una velocidad (v) viene determinada por la energía cinética de dicha masa de aire (Avia et al., 2010):

$$E = \frac{1}{2}mv^2$$

Ecuación 2.1

Por lo tanto para caracterizar el recurso eólico disponible en un emplazamiento y consecuentemente estimar la energía que se podría obtener, se debe estudiar el viento disponible de la manera más precisa posible, y en particular la velocidad y como ésta varía en el espacio y tiempo.

En este capítulo se abordarán conceptos relacionados con la meteorología aplicada a la energía eólica o lo que en algunas referencias se denomina “Meteorología de la Energía Eólica” (Emeis, 2013). En un primer apartado se verá de forma cualitativa el funcionamiento de la atmósfera, para seguir en el siguiente apartado con las leyes físicas que la gobiernan. Finalmente en el tercer subapartado se analizarán las características espaciales y temporales del viento.

Debido al gran número de conceptos relacionados con la atmósfera se ha considerado de interés acompañar esta tesis de un glosario con las definiciones de los principales fenómenos.

2.1. CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA

La atmósfera es una mezcla de gases y partículas en suspensión, sólidas y líquidas, sujetas a la superficie terrestre por la fuerza de la gravedad. Comparada con las dimensiones de la Tierra constituye una fina capa de unos 150 km de espesor. La composición gaseosa de la atmósfera ha ido modificándose a lo largo de la historia del planeta. En la actualidad hay cuatro gases principales que constituyen el 99,998% del total y son: nitrógeno, uno de los gases que mantiene seca la atmósfera además de ser el más común diluye el oxígeno y evita que se quemara rápidamente en la superficie terrestre; oxígeno, usado por todos los seres vivos, es esencial para la respiración y es necesario para la combustión; argón, un gas noble incoloro e inerte; y el dióxido de carbono, usado por las plantas para producir oxígeno y que también actúa como una “manta” que evita el escape de calor al espacio exterior.

La atmósfera puede dividirse en varias capas horizontales atendiendo a la temperatura y sus variaciones con la altitud (ver Figura 4).

1. **Troposfera.** Es la capa atmosférica más baja y en la que se dan los fenómenos que afectan a la formación del viento, por lo tanto es la capa en la que se enfoca la

meteorología eólica. En esta capa la temperatura disminuye con la altitud y contiene entre el 75 y el 80 % de la masa total de la atmósfera.

En la troposfera se define una subcapa, que se analiza en detalle en el apartado 2.2, en la que tiene gran importancia la influencia de la superficie terrestre. Esta capa se denomina **capa límite atmosférica (CLA)**, también conocida como **capa límite planetaria**, e identificada muchas veces por su acrónimo en inglés, ABL, *atmospheric boundary layer*. En ella predomina la mezcla turbulenta del aire, generada por el roce permanente con la superficie rugosa del suelo y por la elevación convectiva de masas de aire al calentarse. A esta capa se le asigna una altura de 600 a 800 m, pero puede oscilar entre unas decenas de metros a 1 ó 2 km, dependiendo de factores como la topografía, la rugosidad superficial o el grado de calentamiento o enfriamiento del suelo.

2. **Estratosfera.** Se extiende desde el final de la troposfera, conocido como **tropopausa**, hasta aproximadamente 50 km de altitud. La temperatura aumenta con la altitud en la estratosfera, que es donde reside la capa de ozono. En esta región son frecuentes los vientos fuertes, cuyos sistemas de circulación no están todavía bien definidos y están en continuo estudio por el interés que tienen para la aviación y para conocer las interacciones meteorológicas entre la estratosfera y la troposfera.
3. **Mesosfera.** Se sitúa por encima de la estratosfera y separada de ésta por la **estratopausa**. En esta capa la temperatura disminuye con la altitud de forma rápida. La mayoría de los meteoritos se queman en esta capa, ya que contiene suficientes moléculas para crear fricción.
4. **Termosfera.** Separada de la capa anterior por la **mesopausa**, la temperatura vuelve a aumentar a partir de ésta. Sin embargo, las moléculas de aire son tan pocas que, a pesar de las altas temperaturas, el aire transfiere muy poco calor. La termosfera suele considerarse como el "límite del espacio exterior" y tanto el transbordador espacial como la Estación Espacial Internacional (EEI) orbitan la Tierra a estas altitudes. Los gases ionizados forman una capa interna a la termosfera llamada **ionosfera**, que es donde ocurren las auroras boreales y australes.
5. **Exosfera.** Más allá de la termosfera, esta capa marca la transición al espacio interplanetario.

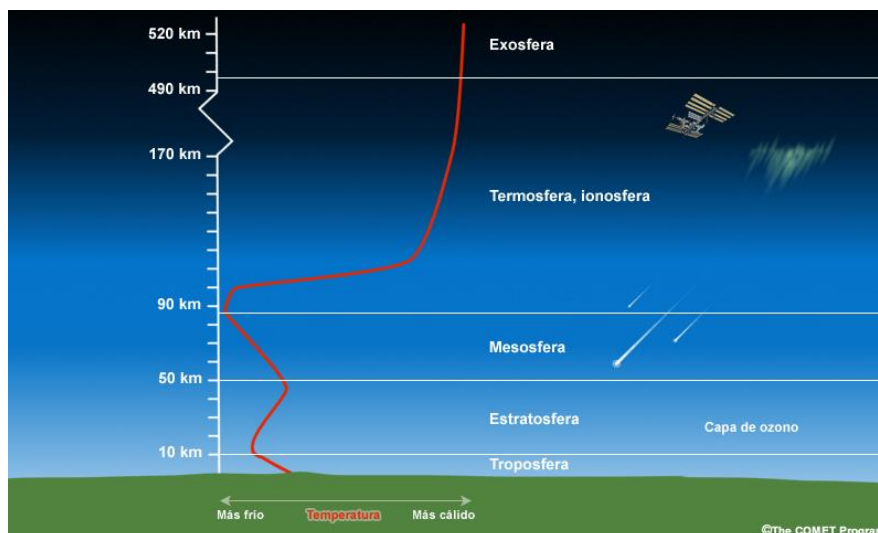


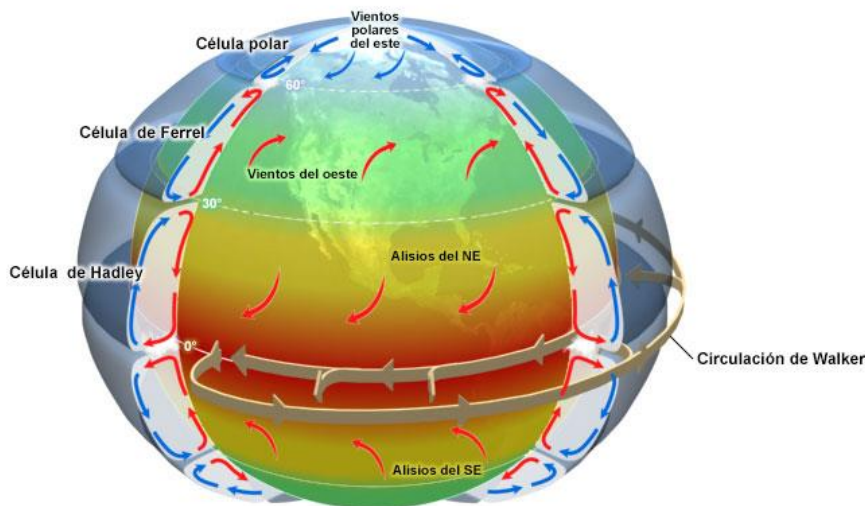
Figura 4 Estructura térmica vertical de la atmósfera.

Fuente: COMET Program ([MetEd » Home \(ucar.edu\)](http://MetEd.ucar.edu)) (Laing, 2016).

La atmósfera juega un papel esencial en el equilibrio energético de la Tierra porque controla la cantidad de radiación que llega a la superficie terrestre y la radiación terrestre liberada al espacio. A la vez, es el principal medio de transferencia de calor en el planeta, por esta razón se la compara con una gigantesca máquina térmica, impulsada por el permanente desequilibrio de temperatura entre el ecuador y los polos, que recibe energía en forma de calor del Sol, transforma parte de ella en energía cinética, el viento, y realiza un trabajo (Cuadrat and Pita, 2006). Sin embargo, la atmósfera no está sola para realizar esta función, los océanos y el acoplamiento entre éstos y la atmósfera son fundamentales para entender el sistema climático de la Tierra.

La **circulación general de la atmósfera** engloba el conjunto de movimientos atmosféricos que tratan de mantener el balance energético del planeta. Además existen muchos sistemas meteorológicos y de viento de pequeña escala que pueden o no, desempeñar una función dentro de la circulación general. Estos sistemas como veremos más adelante, por lo general están regidos por factores locales como el contraste de temperatura tierra-mar en el caso de la brisa marina, o la concentración de fuertes corrientes verticales que se producen en las nubes tormentosas de los tornados. Muchas características locales influyen en el movimiento a gran escala de la atmósfera, sin embargo la distribución del calentamiento/enfriamiento y la rotación de la Tierra son los factores que configuran la circulación general. En el ecuador no existe rotación en torno al eje vertical de la Tierra mientras que en el polo norte el efecto de rotación es fuerte. La combinación de este efecto y el calentamiento/enfriamiento en función de la latitud obliga a la atmósfera a “elegir” distintas maneras de realizar el necesario transporte de energía entre las zonas tropicales y las latitudes medias (World Meteorological Organization, 1981).

La distribución desigual de la energía solar entrante crea un desequilibrio en la temperatura ambiental, circunstancia que produce algunas de las circulaciones globales dominantes que detallamos a continuación (ver Figura 5).



©The COMET Program

Figura 5 Figura esquemática de la circulación general en la atmósfera terrestre con la célula de Hadley, la célula de Ferrel y la célula polar. También se muestran los vientos alisios y la Zona de convergencia intertropical.

Fuente: COMET Program ([MetEd » Home \(ucar.edu\)](#)) (Laing, 2016).

2.1.1. Célula de Hadley

Debido a la esfericidad de la Tierra la cantidad de energía solar que llega al ecuador es mayor que la que reciben los polos, por tanto el aire en la superficie de las regiones ecuatoriales se calienta, mientras el aire situado sobre los polos se enfría debido a la radiación saliente. El aire que se calienta en la zona del ecuador se vuelve más ligero y comienza a ascender por convección, mientras que el aire frío del norte en el hemisferio boreal comienza a descender, esto hace que el aire cálido ascendente del ecuador se desplace hacia el norte para sustituir la masa de aire que ha descendido. Al mismo tiempo, el aire frío se desplaza hacia el sur calentándose durante este desplazamiento. Las condiciones son similares en el hemisferio sur. De este modo la atmósfera trata de eliminar las diferencias de temperatura entre los dos polos y el ecuador. Este fenómeno fue investigado por primera vez a comienzos del siglo XVIII por George Hadley como explicación de los vientos alisios, y las observaciones posteriores efectuadas en los trópicos han desarrollado sus ideas.

El aire asciende en el ecuador y se desplaza hacia el norte en la troposfera superior, pero el movimiento hacia el norte cesa aproximadamente a 30° N y S en donde el aire comienza a descender. Se produce entonces un flujo de retorno de aire más frío en las capas bajas de la troposfera mediante los **vientos alisios**. La circulación o célula de Hadley se extiende por tanto

sólo hasta aproximadamente 30° N (y 30° S en el hemisferio sur), como se observa en la Figura 5. Al norte (y sur respectivamente) de estas latitudes el movimiento atmosférico se caracteriza por vientos predominantemente del oeste, existiendo un cinturón de vientos del oeste alrededor de todo el globo conocido como **circulación de Walker** en honor de Sir Gilbert Walker, el primero en reconocer su existencia a partir de las oscilaciones en la presión observadas entre Darwin, en Australia, y Tahití, en el Pacífico.

La corriente de aire ascendente sobre el ecuador no es de carácter uniforme y el transporte de calor y humedad ascendente se concentra principalmente en una zona relativamente estrecha alrededor de la Tierra que se denomina **zona de convergencia intertropical** (ZCIT o en inglés ITCZ, *Inter Tropical Convergence Zone*). A lo largo de la ZCIT se producen numerosas tormentas y nubes del tipo cumulonimbos que se extienden hasta alturas de 15-18 km transportando grandes cantidades de calor y humedad hacia arriba mediante sus fuertes corrientes ascendentes (ver diagrama explicativo en la Figura 6). Los cumulonimbos con frecuencia se unen entre sí para formar pequeñas o grandes masas de nubes. Entre estas masas pueden existir claros y espacios de tiempo seco. La ZCIT no se halla fija en la misma posición, sino que experimenta continuos cambios y desplazamientos hacia el norte y hacia el sur como se muestra en la Figura 7.

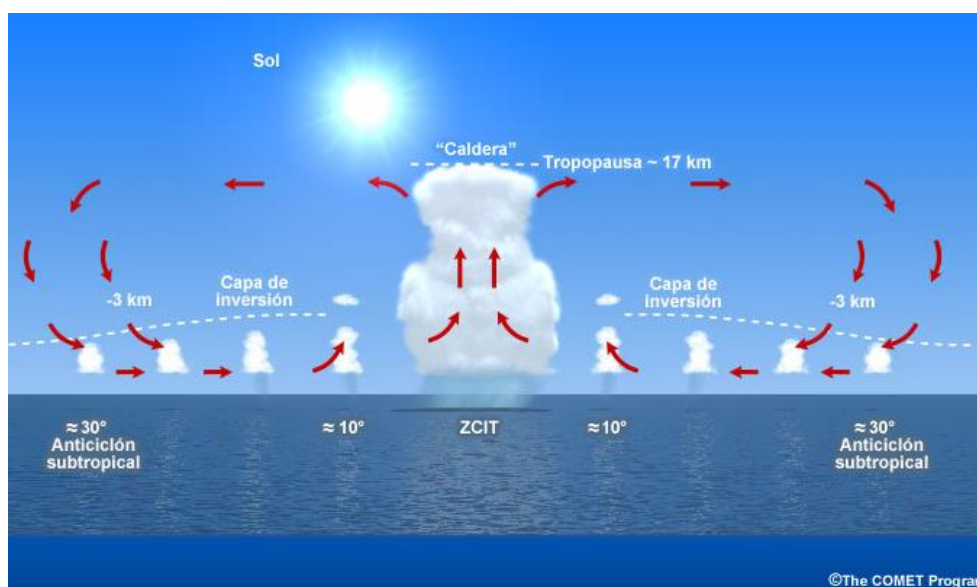


Figura 6 Representación esquemática de la circulación meridional entre los trópicos y los subtrópicos impulsada por el calentamiento de las regiones ecuatoriales y el transporte ascendente por convección profunda en los trópicos y la subsidencia en las regiones subtropicales.

Fuente: COMET Program ([MetEd » Home \(ucar.edu\)](http://MetEd.ucar.edu)) (Laing, 2016).

La ZCIT es la fuerza motriz de la célula de Hadley. Actúa como una enorme bomba que aporta aire caliente y húmedo hasta grandes alturas y allí se mueve hacia el norte y hacia el sur siguiendo las dos ramas de la circulación de Hadley. El aire ascendente en el ecuador, que se mueve hacia el norte o hacia el sur en la troposfera superior, adquirirá gradualmente un exceso de

velocidad hacia el este, en comparación con el aire en superficie, aumentando este exceso de velocidad a medida que se aproxime al norte. A causa de esto se forma el viento del oeste. A aproximadamente 30° N o S y a una altura de 13 km, las partículas de aire tendrían una velocidad con respecto a la superficie terrestre, de unos 64 ms⁻¹ (World Meteorological Organization, 1981). En estas regiones encontramos la **corriente de chorro subtropical**. Esta corriente circunda a la Tierra de manera bastante uniforme aunque en algunos lugares adquiere velocidades muy elevadas que pueden superar los 120 ms⁻¹. Como se ha mencionado, el aire dentro de la circulación de Hadley no se extiende más allá de aproximadamente 30° N o S, ya que a medida que este aire es enfriado se vuelve más pesado y comienza a descender. El continuo descenso del aire produce tiempo despejado y seco y crea sobre la superficie condiciones meteorológicas secas en amplias zonas desérticas alrededor de los trópicos de Cáncer y Capricornio, como por ejemplo en el Sahara. En estas zonas aun cuando el aire superficial se calienta fuertemente sobre el desierto de arena produciéndose convección, no se formarán nubes debido a la sequedad del aire, razón por la que llueve muy raramente sobre las zonas desérticas.

Sobre los océanos el movimiento descendente del aire tiene lugar dentro de las células subtropicales de alta presión, como por ejemplo el anticiclón de las Azores situado en el Atlántico Norte.

El flujo de retorno dirigido hacia el ecuador compuesto de aire más frío y más seco comienza en los anticiclones subtropicales. La rotación de la tierra hace que el aire se desvíe hacia el oeste, creando así los vientos alisios del noroeste al norte del ecuador o de la ZCIT.

En el hemisferio sur se hallan los correspondientes vientos alisios. El aire fluye sobre un mar gradualmente más caliente, adquiriendo calor y recogiendo humedad. Los vientos alisios se extienden hasta una altura de unos 2 km. Por encima de dicha altura el aire desciende suavemente; la nubosidad dentro de estos vientos es en general pequeña, aunque aumenta hacia el ecuador y hacia la ZCIT. Cuando el aire alcanza esta zona está de nuevo caliente y húmedo y dispuesto a girar violentamente dentro de los miles de cumulonimbos que constituyen la ZCIT.

Los vientos uniformes que se hallan dentro de los cinturones de los alisios (ver Figura 5) constituían la fuerza motriz de los barcos veleros que en siglos pasados navegaban entre Europa y América. Cuando pasaban el ecuador tenían también que pasar la ZCIT, allí encontraban vientos débiles y tiempo cálido y muy húmedo que como hoy en día se veía interrumpido por intensas tormentas. Los marinos solían llamar a esta región la de las calmas ecuatoriales. Los vientos débiles o calmas podían también hallarse en los anticiclones subtropicales, entre 25° y 30° N. A este cinturón de calmas se le llamaba "*las latitudes del caballo*", posiblemente porque los buques transportaban ganado entre América y Europa por el Atlántico, y si encontraban vientos

muy débiles podían quedar al páiro durante un tiempo tan largo que hiciera que se quedaran sin alimento para los animales y tuvieran que sacrificarlos (World Meteorological Organization, 1981).

El comportamiento entre el hemisferio norte y sur difiere debido a que el porcentaje de tierra en el hemisferio norte es mayor que en el hemisferio sur, y este último en comparación con el primero está prácticamente cubierto de agua. Las masas terrestres se calientan más fácilmente que los océanos porque la tierra tiene un calor específico inferior al del agua, por lo que se puede almacenar más calor en los océanos. Éstos reaccionan con más lentitud, son más inertes en lo que respecta a la temperatura y actúan como almacenes de calor y reguladores térmicos. Debido a la mayor proporción de tierra que existe en el hemisferio norte, éste se calienta más durante su verano que el hemisferio sur en el suyo. La circulación de Hadley no es pues simétrica alrededor del ecuador, sino que está desplazada hacia el norte. La posición media de la ZCIT es aproximadamente 5° N (ver Figura 7) y está más desplazada al norte durante el verano que hacia el sur en el invierno. Esto significa que el ecuador geográfico y el ecuador térmico no coinciden.

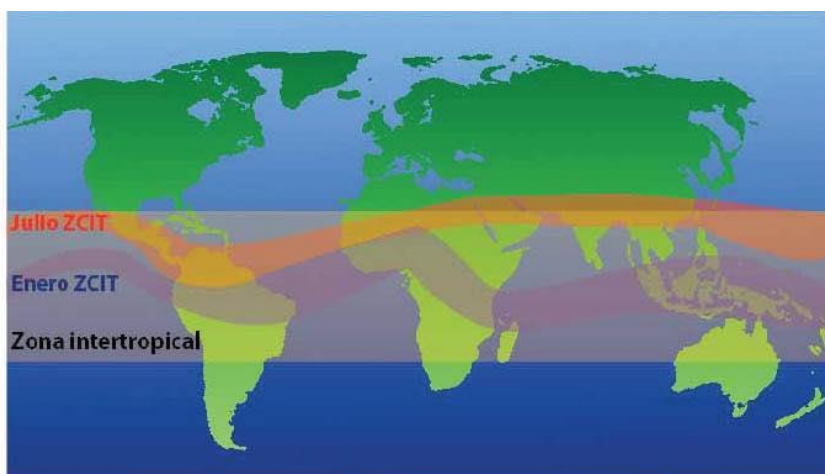


Figura 7 Representación gráfica de la ZCIT que se asemeja a un cinturón de baja presión formado por la convergencia de aire cálido y húmedo de latitudes por encima y por debajo del ecuador. Este cinturón cambia de posición acorde a la estación temporal y en línea con la posición del Sol.

Fuente: Instituto Meteorológico Nacional de Costa Rica ([Inicio – IMN](#))

2.1.2. Célula de Ferrel

Esta célula de circulación del aire está situada entre las células de Hadley y las células polares que se explican en el apartado 2.1.3; y se extiende desde el paralelo 30° sur y norte respectivamente, hasta el paralelo 60° de ambos hemisferios. En la parte más inferior de esta célula encontramos corrientes de aire originadas en los trópicos, que se desplazan en dirección hacia los polos, y una vez llegan al paralelo 60° (zona donde comienza la célula polar), se ven obligados a ascender por convección. Una vez en este punto, estas masas de aire vuelven en dirección contraria hacia los trópicos de donde provenían, desde las capas altas de la atmósfera

hasta las más bajas. Los vientos superficiales u horizontales de la célula de Ferrel son los llamados **vientos del oeste** también conocidos por su nombre en inglés “*Westerlies*”.

Estos vientos que se mueven del oeste hacia el este en las latitudes ubicadas entre los 30° y 60° en ambos hemisferios, tiene un comportamiento muy distinto del flujo habitualmente continuo de los vientos alisios explicados en el apartado anterior. En las zonas continentales e islas que se encuentran en estas latitudes, sobre todo en el hemisferio norte, se puede apreciar el carácter moderador de este viento en el propio clima de estas zonas (Europa, América del Norte, el sur de Chile, o Nueva Zelanda por ejemplo). Estos vientos también pueden llegar a ser muy intensos, sobre todo en el hemisferio sur, ya que al haber menos km² de continente y de islas, hay menos obstáculos que puedan frenar al viento en su camino. Los vientos del oeste alcanzan su máxima intensidad entre las latitudes 40° y 50° del sur, lo que ha dado lugar a lo que se conoce entre los marinos como los “*Roaring Forties*” (los cuarenta rugientes en español) y los “*Furious Fifties*” (los furiosos cincuenta).

2.1.3. Célula polar

Esta célula de circulación de los vientos terrestres se encuentra situada sobre los dos cascos polares del planeta, entre las latitudes 60° y 90° de cada hemisferio. Ambas células se forman debido al aire frío de los Polos, lo que genera una especie de anticiclón permanente en esta zona, y que desplaza el aire frío superficial hacia los ciclones o bajas presiones subpolares. Justo en los círculos polares, el aire asciende divergiendo hacia los polos, y una vez llega a estos, el aire frío se hunde dando lugar a las altas presiones o anticiclones. Los vientos superficiales de la célula polar son los llamados **vientos del este**. Estos vientos son mayoritariamente fríos y secos, soplan desde las zonas de alta presión (en los polos), hacia las zonas de baja presión en la zona de convergencia con los vientos del oeste (en la latitud de 60° en ambos hemisferios). Este flujo de aire que se produce por la diferencia de presión, proviene del este y se desvía hacia el oeste debido al efecto Coriolis que se explica en el apartado 2.2.2. Los vientos polares también tienen su movimiento vertical en la célula polar, y pueden elevarse hasta 10 km por encima de la superficie terrestre.

2.1.4. Corrientes en chorro

En el apartado 2.1.1 se explicó el fenómeno de la **corriente de chorro subtropical** pero no es el único fenómeno con estas características. Estos fenómenos denominados **corrientes en chorro** se producen en la troposfera a unos 10 km de altura y atendiendo a la definición que nos proporciona la Organización Meteorológica Mundial (OMM) en METEOTERM¹, una corriente en

¹ METEOTERM es la base de datos terminológica de la OMM ([Meteterm | Organización Meteorológica Mundial \(wmo.int\)](https://www.wmo.int/)).

chorro es una “*corriente de aire con forma de tubo aplastado, casi horizontal, en general cercana a la tropopausa. Su eje lo forma la línea de velocidades máximas y se distingue por las grandes velocidades del viento y por la presencia de fuertes cizalladuras verticales y horizontales del viento*”. Estas elevadas velocidades de viento (entre 50 y 80 ms⁻¹ pudiendo superar los 123 ms⁻¹) se producen por las pronunciadas diferencias de presión y temperatura de masas de aire frías y templadas al encontrarse, en combinación con el hecho de que la tierra esté girando.

Si bien los vientos de las corrientes en chorro siguen la circulación general de oeste a este, su flujo puede desplazarse hacia el norte o hacia el sur, dependiendo de la ubicación de las principales características meteorológicas. Esencialmente, una corriente en chorro marca la frontera entre aire cálido y aire más frío. Dado que dichas diferencias de temperatura son más pronunciadas en invierno, las corrientes en chorro son más intensas en dicha estación, tanto en el hemisferio sur como en el hemisferio norte.

En la atmósfera se identifican tres tipos de corrientes en chorro (ver Figura 8):

1. **Chorro polar.** En la región entre 50° y 60° de latitud (tanto en el hemisferio sur como en el norte), que sopla a una altitud aproximada de 10 km. Predominantemente son vientos del oeste.
2. **Chorro subtropical.** En ambos hemisferios se encuentran a aproximadamente 30° de latitud y 13 km de altitud. También con vientos predominantes del oeste y más intensos que los anteriores (ver Figura 9).
3. **Chorro tropical.** Se produce directamente sobre el ecuador, en contraposición con los anteriores son predominantemente vientos del este. Esta corriente presenta velocidades más débiles y su ocurrencia es mucho menor que las dos anteriores, no aparece ni en la Figura 8 ni en la Figura 9.

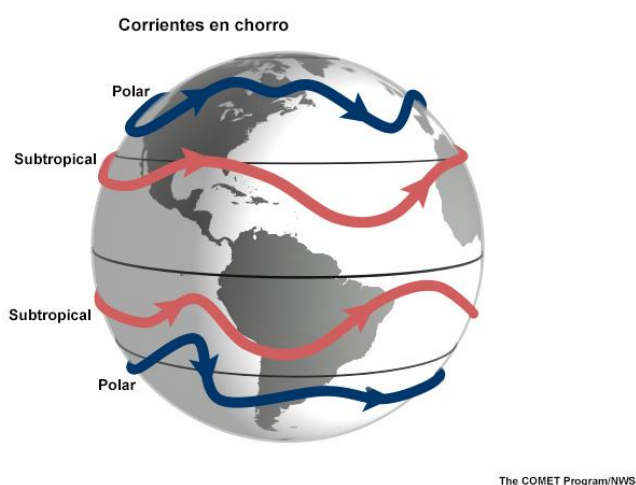


Figura 8 Representación esquemática de la posición típica de las corrientes en chorro polar y subtropical en el mundo.

Fuente: COMET Program ([MetEd » Home \(ucar.edu\)](http://MetEd.Home.ucar.edu)).

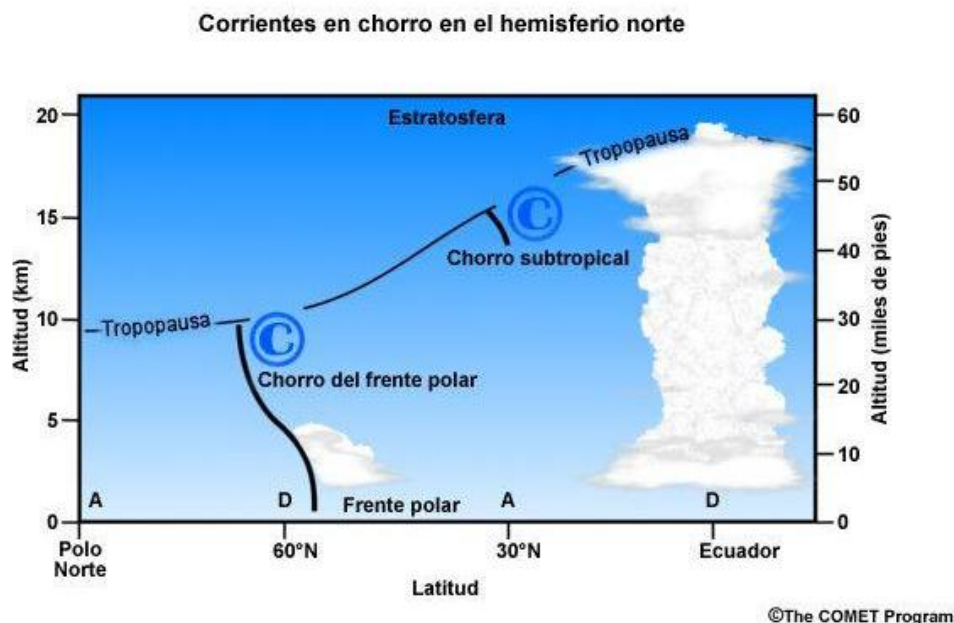


Figura 9 Representación de las corrientes en chorro polares y subtropicales en la que se aprecia la mayor intensidad de las corrientes subtropicales.

Fuente: COMET Program ([MetEd » Home \(ucar.edu\)](http://MetEd.ucar.edu)).

2.2. PRINCIPIOS GENERALES DEL MOVIMIENTO ATMOSFÉRICO

Como se ha desarrollado en el apartado anterior, la causa del movimiento de las masas de aire en la atmósfera es el desigual calentamiento solar entre los polos y el ecuador que genera gradientes horizontales de presión dentro de la misma.

Las variables que se tienen que tener en cuenta para desarrollar la física de la atmósfera son (Landberg, 2016):

- ✓ La **presión** definida por las OMM como “fuerza por unidad de área ejercida por la atmósfera sobre cualquier superficie en virtud de su peso. Equivale al peso de una columna de aire de sección transversal unitaria que se extiende desde un nivel dado hasta el límite superior de la atmósfera”. Generalmente se representa por “ p ” y se mide en pascales [Pa].
- ✓ La **temperatura** definida por la OMM como “magnitud física que caracteriza el movimiento aleatorio medio de las moléculas en un cuerpo físico e informa del calor o energía térmica de la misma”. Generalmente se representa por “ T ” y se mide en grados Kelvin [K].
- ✓ La **densidad** definida por la OMM como “cantidad o masa por unidad de volumen”. Generalmente se representa por “ ρ ” y se mide en [kgm⁻³].

- ✓ El **vector viento** definido por la OMM como “vector dibujado en el sentido y la dirección del viento con una longitud proporcional a la velocidad del viento”. Sus componentes x, y, z se representan como u, v, w y su módulo se mide en [ms⁻¹].

Los movimientos atmosféricos se pueden considerar en términos de la segunda ley de Newton, es decir, la aceleración del fluido por la masa del mismo será igual a la suma de las fuerzas que experimente. En meteorología se presta especial atención a la aceleración de las masas de aire, expresándola como la tasa de cambio por unidad de tiempo en la velocidad, equivalente a las fuerzas experimentadas por unidad de masa. Esta manera de formular la aceleración, en términos de un cambio a lo largo del tiempo, lleva a las **ecuaciones de Navier-Stokes** o ecuaciones del movimiento, aplicables tanto al aire como al agua. Estas ecuaciones comprenden la conservación de masa (ecuación de continuidad), conservación de momento (segunda ley de Newton), conservación de energía (primera ley de la termodinámica) y la ley del gas ideal.

Las fuerzas que actúan sobre una masa de aire en la atmósfera terrestre, que son las que generan, mantienen y disipan el viento, son: la fuerza del gradiente de presión, la de fricción, la gravitatoria, la centrífuga y la de Coriolis; estas dos últimas aparecen por no elegir ejes inerciales sino en rotación con la Tierra. Las fuerzas de presión y fricción son de superficie, y las otras de volumen.

2.2.1. Fuerza del gradiente de presión

Las variaciones de presión producen una fuerza, llamada **fuerza del gradiente de presión**, que contribuye a la formación del viento. Cuando una masa de aire es sometida a una mayor presión a un lado que al otro, el desequilibrio produce una fuerza dirigida desde la zona de alta presión a la de baja presión en forma perpendicular a las isobaras, cruzándolas en ángulo recto. Esta diferencia de presión entre las altas y las bajas presiones, produce el viento, y mientras mayor es la diferencia entre dos lugares, mayor es el viento en esa región.

La fuerza del gradiente de presión por unidad de masa, perpendicular las isobaras se expresa como:

$$\vec{P} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p \quad \text{Ecuación 2.2}$$

Donde ρ es la densidad del aire y $\vec{\nabla}p$ el gradiente de presión.

El efecto más importante de esta fuerza es en el movimiento horizontal ya que el gradiente vertical de presión, pese a ser mucho mayor, se compensa con la fuerza gravitatoria. Los gradientes horizontales de presión son los que originan los grandes movimientos horizontales, los llamados

propriadamente vientos, pues las corrientes ascendentes y descendentes son en promedio mucho menores.

2.2.2. Efecto de Coriolis

De acuerdo a la Ecuación 2.2 la dirección del viento debería ser perpendicular a las isobaras. Sin embargo, en la atmósfera libre, lejos de la superficie terrestre, el viento sopla paralelo a éstas, dejando en el hemisferio norte la zona de alta presión a la derecha y la de baja presión a la izquierda (al contrario en el hemisferio sur). Esta desviación se produce debido a la rotación de la Tierra.

A esta desviación se le llama **efecto de Coriolis**, nombre puesto en honor de Gaspard de Coriolis ingeniero francés que en el siglo XVII obtuvo las ecuaciones de movimiento de los cuerpos en un sistema de referencia en rotación. Físicamente el efecto de Coriolis no es debido a una fuerza real, aunque en las ecuaciones de movimiento se la trata como tal, porque produce un efecto similar al de una fuerza, esto es, aparentemente cambia el estado de movimiento de un objeto. Por esto se la conoce como una fuerza aparente, es decir una fuerza que no es una fuerza o que no existe, pero su efecto sí existe en el sistema en rotación y es desviar el movimiento. Otra implicación física de la fuerza de Coriolis es que, como no es una fuerza real, no realiza trabajo, porque siempre es perpendicular a la dirección del movimiento.

El valor por unidad de masa de la fuerza de Coriolis viene dado por:

$$\vec{C} = -f\vec{k} \times \vec{V} \quad \text{Ecuación 2.3}$$

Con f el parámetro de Coriolis calculado tal que $f = 2\Omega \sin\phi$, donde Ω es la velocidad angular de rotación de la Tierra (360° en 24 horas o $7.292 \cdot 10^{-5} \text{ rads}^{-1}$), ϕ es la latitud y \vec{k} es un vector unitario con la dirección de rotación de la Tierra.

La dirección de la fuerza es perpendicular al movimiento y hace que en el hemisferio norte el aire se desplace desviándose constantemente hacia la derecha (hacia la izquierda en el hemisferio sur). La desviación es proporcional al seno de la latitud y por tanto es máxima en los polos y mínima en el ecuador.

2.2.3. Fuerza de fricción

En la proximidad de la superficie terrestre, el rozamiento con el suelo hace frenarse al viento. La fuerza de Coriolis, como indica la Ecuación 2.2, disminuye proporcionalmente con la velocidad, por lo que se produce una nueva desviación del vector viento respecto a las isobaras.

Verticalmente, el efecto de la fricción disminuye con la altura, con lo que se incrementa la velocidad de viento y por tanto la fuerza de Coriolis, desde cero en la superficie hasta el valor en

la atmósfera libre en la que no hay fuerza de rozamiento. El ángulo del vector viento respecto de las isobaras va variando con la altura. La curva de la variación vertical del vector viento se conoce como la **espiral de Ekman** (ver Figura 10). Este giro del viento varía entre unos 25°-30° sobre la tierra y 10°-15° sobre superficies de agua, sobre las que son menores las fuerzas de fricción.

La fuerza de fricción por unidad de masa, que se opone al movimiento se puede expresar mediante:

$$\vec{F}_R = -a\vec{V} \quad \text{Ecuación 2.4}$$

Donde a es el parámetro de fricción que depende de la rugosidad de la superficie y de la altura sobre ésta. Para superficies más rugosas y alturas cercanas a la superficie la fuerza de fricción será mayor y opuesta al vector viento.

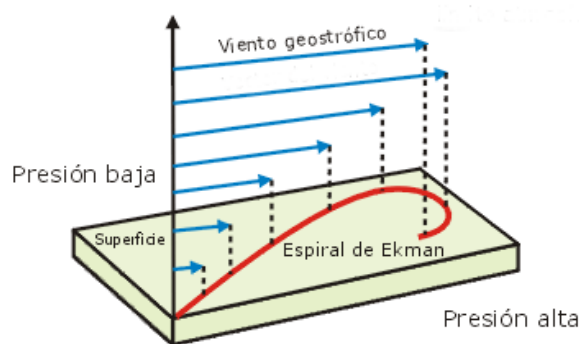


Figura 10 Representación gráfica de la espiral de Ekman que muestra el efecto que ejerce el rozamiento del aire con la superficie terrestre en la dirección y velocidad del viento.

Fuente: Instituto de Nacional de Tecnologías Educativas y Formación del profesorado ([Home - INTEF](#)).

2.2.4. Gravedad efectiva

Además de las fuerzas citadas en los apartados anteriores hay que tener en cuenta la fuerza gravitatoria y la centrífuga.

La fuerza gravitatoria mantiene atrapado el aire contra la superficie y establece un fuerte gradiente vertical de presión. Si la atmósfera no está en equilibrio (y generalmente no lo está), esta fuerza puede dar lugar a movimientos verticales de aire por fuerzas de flotabilidad. Como el coeficiente de dilatación del aire es siempre positivo, basta un pequeño gradiente horizontal de temperatura causado por un calentamiento solar desigual de la superficie para que el campo gravitatorio genere el movimiento de convección natural.

Por otro lado la fuerza centrífuga, que al igual que la de Coriolis es una fuerza aparente, es decir, aparece por tomar ejes giratorios, es una fuerza de menor magnitud (en el Ecuador, donde es máxima, es 300 veces menor que la gravitatoria).

Por simplicidad se utiliza la **fuerza de gravedad efectiva** que es la resultante de la fuerza gravitatoria y centrífuga.

Ésta se puede expresar como:

$$\vec{G} = g\vec{k} \quad \text{Ecuación 2.5}$$

Con \vec{k} un vector unitario con la dirección de rotación de la Tierra y g es la gravedad efectiva [m s^{-2}].

2.2.5. Balance de fuerzas. Viento geostrófico

Como se indicaba al inicio del apartado 2.2 la tasa de cambio por unidad de tiempo en la velocidad se puede expresar como:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p - f\vec{k} \times \vec{V} - a\vec{V} + g\vec{k} \quad \text{Ecuación 2.6}$$

Donde \vec{V} es el vector velocidad (U, V, W) y los términos tras la igualdad cada una de las cuatro fuerzas analizadas en los apartados anteriores.

Es decir la aceleración del movimiento de un fluido en un planeta en rotación se puede expresar como:

$$\text{aceleración} = \text{gradiente de presión} + \text{Coriolis} + \text{fuerzas friccionales} + \text{gravedad efectiva}$$

En la **atmósfera libre**, en la que la fuerza de fricción es despreciable, cuando no se producen aceleraciones de los flujos de viento, la fuerza del gradiente de presión se iguala a la de Coriolis (ver Figura 11, imagen de arriba). El viento ideal que cumple esta igualdad se denomina **viento geostrófico** (\vec{V}_g) y viene determinado por:

$$\vec{V}_g = \vec{k} \times \frac{1}{\rho_f} \nabla p \quad \text{Ecuación 2.7}$$

Cuando está en equilibrio geostrófico, el viento sopla en sentido paralelo a las isobaras, lo cual significa que es paralelo a los demás campos de masa, como los de densidad y temperatura. Esta aproximación geostrófica es válida para los movimientos a gran escala en lugares alejados del ecuador.

La velocidad del viento geostrófico (V_g) es inversamente proporcional al seno de la latitud. Esto significa que para un mismo gradiente de presión asociado a un viento geostrófico, su velocidad va a disminuir conforme se sitúe en latitudes más altas.

Al bajar hacia la superficie, las fuerzas de fricción aumentan y los vientos de superficie ya no son paralelos al campo de presión, sino que soplan con un ángulo hacia la región de presiones más bajas (ver Figura 11, imagen inferior).

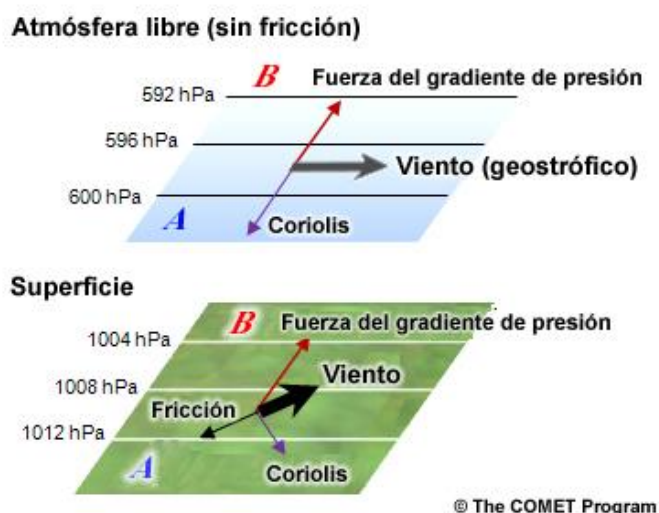


Figura 11 Representación esquemática de las fuerzas que actúan sobre las masas de aire cerca de la superficie y encima de la capa de fricción.

Fuente: COMET Program (([MetEd » Home \(ucar.edu\)](#))).

2.3. EL VIENTO

Se considera viento a toda masa de aire en movimiento, o mejor dicho, a la energía mecánica que en forma de energía cinética transporta el aire en movimiento. El viento es el combustible de la energía eólica.

El viento considerado como recurso energético y desde el punto de vista de su disponibilidad como suministro, tiene unas características específicas: es una fuente energética con importantes variaciones temporales, a pequeña y gran escala, y variaciones espaciales tanto en vertical como en horizontal; además de contar de una componente aleatoria que afecta en gran parte a su variación total.

2.3.1. Variaciones espaciales

En función del recorrido, la dimensión o la fuerza de las masas de aire en movimiento podemos clasificarlas en tres tipos principales de viento:

1. Los vientos constantes o planetarios.
2. Los vientos regionales.
3. Los vientos locales.

Los **vientos constantes o planetarios** son los que se derivan de la circulación general de la atmósfera explicada en el apartado 2.1. Éstos tienen grandes recorridos sobre el planeta (cientos o miles de kilómetros), y son los responsables de transportar una gran cantidad de energía térmica. Como se ha explicado en el apartado 2.1 los principales grupos de vientos globales son los alisios del noreste (hemisferio norte), los vientos alisios del sureste (hemisferio sur), los vientos del oeste (en ambos hemisferios), y los vientos circumpolares (que son los que se producen entre las latitudes de los círculos polares y su polo correspondiente).

Los **vientos regionales** son aquellos definidos por la distribución del mar, la tierra y los relieves continentales. Su dirección no se mantiene constante, cambia con las estaciones y su intensidad puede variar con el momento del día. Los vientos regionales imprimen rasgos particulares a las condiciones climáticas de un territorio, convirtiéndose, en ocasiones, en el elemento climático más significativo de las mismas. Se pueden encontrar tres tipos:

- I. **Anticiclón**, o alta (A en el mapa del tiempo, H en inglés). Región de la atmósfera en donde la presión es más elevada que la de sus alrededores para el mismo nivel. El aire desciende por el interior de los anticiclones, lo que se conoce como **subsistencia**, y fluye hacia afuera desde ellos. La presión más alta se localiza siempre en el centro. Dan lugar a un tiempo apacible y despejado. Otras veces el origen no es dinámico sino térmico, como los anticiclones que se forman por enfriamiento de las superficies de los continentes en invierno; en este caso, la velocidad de la subsidencia disminuye con la altura. Los anticiclones dinámicos son muy estables en localización y duración (con pequeñas oscilaciones de situación e intensidad a lo largo de las estaciones), y por eso se les da nombre propio: anticiclón de las Azores, de Hawái, del Índico, del Atlántico Sur, o del Pacífico Sur. A escala sinóptica el aire circula en torno a un anticiclón en sentido horario en el hemisferio norte (en sentido contrario en el hemisferio sur). Este giro recibe el nombre de anticiclónico.
- II. **Ciclón**, también llamado “baja presión”, depresión, borrasca o baja (B en el mapa del tiempo, L en inglés). Región donde la presión atmosférica es más baja que la del aire circundante. El aire fluye hacia el interior de las borrascas y asciende desde allí, lo que produce formación de nubosidad y precipitaciones. Pueden ser de origen térmico (superficies continentales cálidas en verano, disminuyendo la velocidad con la altura, donde dan lugar a altas presiones), o de origen dinámico (aire absorbido por una dorsal en altura; la velocidad crece en altura en este caso). A escala sinóptica el aire circula en torno a una depresión en sentido antihorario en el hemisferio norte (en sentido contrario en el hemisferio sur). Este giro recibe el nombre de ciclónico. El proceso de formación de una borrasca se denomina ciclogénesis. Hay cinco tipos de ciclones:

- a. **Ciclón tropical.** Se trata de un remolino que gira rápidamente y que tiene un centro (u ojo) con baja presión. Produce fuertes vientos y abundante lluvia, extrayendo su energía de la condensación de aire húmedo. Se desarrolla, la mayoría de las veces, en las regiones intertropicales del planeta, sobre aguas cálidas las cuales registran una temperatura de unos 22°C, y cuando la atmósfera está un poco inestable, dando lugar a un sistema de bajas presiones. Produce grandes daños en las zonas costeras debido a las lluvias torrenciales que a su vez provocan marejadas ciclónicas y corrimientos de tierra. Dependiendo de su fuerza, se llama:
- i. **Depresión tropical:** la velocidad del viento es de un máximo de 62 kmh⁻¹, y puede llegar a causar graves daños e inundaciones.
 - ii. **Tormenta tropical:** la velocidad del viento de entre 63 y 118 kmh⁻¹, y sus fuertes lluvias pueden provocar inundaciones importantes. Los intensos vientos pueden generar tornados.
 - iii. **Huracán:** se pasa a llamar huracán cuando la intensidad supera la clasificación de tormenta tropical. La velocidad del viento es de un mínimo de 119 kmh⁻¹, y puede causar serios daños en las costas.
- b. **Ciclón extratropical.** Conocido también como ciclón de latitud media, se localiza en las latitudes medias de la Tierra, entre los 30° y los 60° desde el ecuador. Son unos fenómenos muy comunes, que junto con los anticiclones mueven el tiempo sobre el planeta, produciendo poca nubosidad. Están asociados con un sistema de baja presión que tiene lugar entre el trópico y los polos, y dependen del contraste de temperatura entre masas de aire frío y cálido. Cabe destacar que si se produce un descenso notorio y rápido de la presión atmosférica pasan a llamarse **ciclogénesis explosiva**. Se pueden formar cuando un ciclón tropical entra en aguas frías, pudiendo ocasionar serios daños, como inundaciones o corrimientos de tierra.
- c. **Ciclón subtropical.** Tiene características de los tropicales y de los extratropicales. Por ejemplo, el ciclón subtropical Arani, formado el 14 de marzo del 2011 cerca de Brasil y que tuvo una duración de cuatro días, tuvo rachas de viento de 110 kmh⁻¹, por lo que se consideró una tormenta tropical, pero se formó en un sector del océano Atlántico donde no se suelen formar los ciclones tropicales (Sánchez, n.d.).
- d. **Ciclón polar** o ciclón ártico. Es un sistema de baja presión con un diámetro de entre 1000 y 2000 km. Tiene una vida más corta que la de los ciclones tropicales, pues tan sólo necesita 24 horas para llegar a su máximo. Genera fuertes vientos, pero no suele producir daños ya que se forman en áreas poco pobladas.
- e. **Mesociclón.** Es un vórtice de aire, de entre 2 y 10 km de diámetro, que se forma dentro de una tormenta convectiva, es decir, que el aire sube y rota en eje vertical.

Suele estar asociado a una región localizada de baja presión dentro de una tormenta eléctrica, las cuales pueden generar fuertes vientos en superficie y granizo. Si se dan las condiciones adecuadas ocurre junto con ascensos en supercélulas, que no son más que tormentas inmensas en rotación, desde donde se podría formar un tornado. Este increíble fenómeno se forma en condiciones de alta inestabilidad, y cuando hay vientos fuertes a grandes alturas. Para poder verlas, es recomendable ir a las Grandes Llanuras de los Estados Unidos y en las Llanuras Pampeanas de Argentina.

En general las depresiones son menos estables que los anticiclones, a excepción de la depresión de Islandia, que es muy estable. Únicamente se les da nombre propio a aquellas que pese a su carácter transitorio merecen detallada atención por los peligros que entrañan (huracanes, borrascas y tormentas).

- III. **Circulación monzónica.** En el límite entre viento regional y planetario. La palabra "monzón" viene del árabe "mawsim", que se traduce como "temporada" o "época del año". Los monzones son vientos constantes y bastante fuertes que cambian de dirección dos veces al año. En el verano, **monzón de verano** o del suroeste, sopla desde el océano hasta la tierra llevando consigo fuertes precipitaciones. En invierno, **monzón de invierno** o del nordeste, los vientos salen del continente más fríos y secos por lo que lleva consigo tiempo seco, excepto en las montañas del sureste de Asia, donde las lluvias se producen en invierno. Los vientos monzónicos son característicos del sur y sudeste asiático. También se observan en África occidental, Florida y la costa de Alaska.

Los **vientos locales** son aquellos que se generan por todas las variaciones que tiene la superficie terrestre: discontinuidades océano-tierra, diferencias de altitud, bosques, ciudades, etc. Éstos aunque no suelen afectar a grandes extensiones de terreno, suelen ser más predominantes en ciertas zonas que el flujo general.

A continuación se detallan algunos ejemplos característicos de este tipo de vientos:

- a. **Brisas.** Son movimientos de aire que se producen por movimientos de masas de aire, tierra↔mar en las costas o tierra↔agua en los lagos. Durante las horas de sol la tierra se calienta más rápidamente que las masas de agua, lo cual hace que el aire situado sobre ella ascienda, ocasionando la formación de vientos que soplan hacia tierra en superficie y en sentido contrario en altura, brisa marina (ver Figura 12). Durante la noche el aire sobre el mar es más cálido y la circulación se invierte (brisa terrestre).



Figura 12 Esquema diurno de formación de la brisa marina.

Fuente: COMET Program (([MetEd](#) » [Home \(ucar.edu\)](#)).

- b. **Vientos de ladera y valle (anabáticos y catabáticos)**. Tienen lugar en valles entre montañas. Tras la salida del sol las laderas del valle se calientan y comienzan sobre ellas flujos de aire ascendente (vientos anabáticos o brisa de valle). Al mediodía estas corrientes ascendentes ya son fuertes y comienza el ascenso del aire valle arriba. Tras la puesta de sol se generan vientos de ladera descendentes (vientos catabáticos) y finalmente se produce un flujo descendente a lo largo del valle, con aire frío de las montañas. El desarrollo de estos vientos de valle depende de la forma del mismo y de las montañas adyacentes, así como de su orientación.

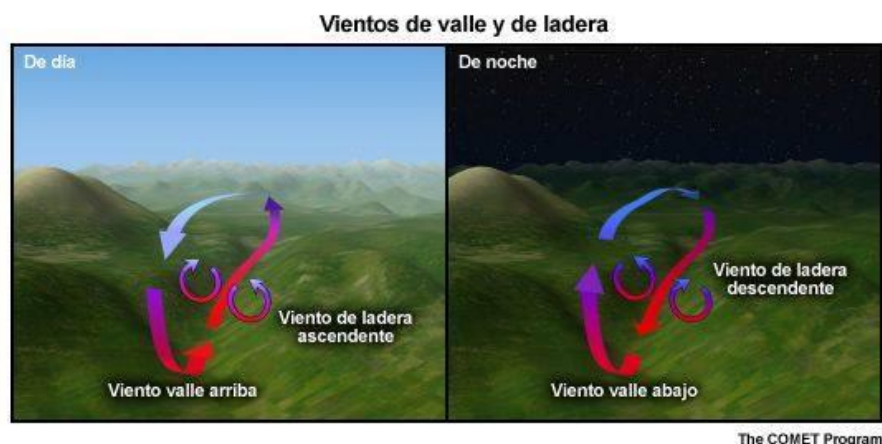


Figura 13 Esquema de formación de los vientos de valle y ladera.

Fuente: COMET Program (([MetEd](#) » [Home \(ucar.edu\)](#)).

- c. **Vientos foehn**. Producidos por efecto Foehn, son vientos fuertes, secos y cálidos que se desarrollan en las laderas del lado contrario a donde sopla el viento o de sotavento de las grandes cordilleras. Es un nombre genérico que se ha adoptado del viento del sur típico que sopla sobre la vertiente norte de los Alpes. Este fenómeno se produce cuando una

masa de aire en movimiento se encuentra con una barrera montañosa que la obliga a elevarse y por tanto a enfriarse. Si el enfriamiento es suficiente, se produce la condensación, la formación de las nubes y la precipitación. Esto sucede en la ladera expuesta al viento o de barlovento, con lo cual en la masa de aire se reduce la cantidad de agua para el posterior descenso por sotavento (ver Figura 14). Cuando éste se inicia, el aire comienza a calentarse produciéndose la evaporación de las gotitas nubosas, pero la masa de aire tiene menos cantidad de agua que en el ascenso y no puede contrarrestar dicho calentamiento. Esto provoca que la base de la nube a sotavento esté más alta que a barlovento. Por debajo del nivel de la nube, el viento continúa calentándose rápidamente. Al llegar al llano, el aire tiene una temperatura superior a la que tenía antes de franquear la montaña. Esto es debido al intercambio de calor que se produce con las precipitaciones y que se ha quedado en el aire al cruzar el obstáculo montañoso, por eso el viento que llega al lado de sotavento es cálido y seco. Cuando se produce el efecto Foehn aparecen algunos signos muy característicos, como la nubosidad que se estanca en la vertiente de barlovento y se deshace enseguida al pasar la montaña, que la zona de sotavento esté despejada con una atmósfera muy limpia y seca y por último, la formación de nubes con aspecto lenticular que se observan más o menos paralelas a la cordillera. No todas las veces que se produce viento de montaña se da el efecto Foehn, debe producirse la formación de la nube y darse precipitación.

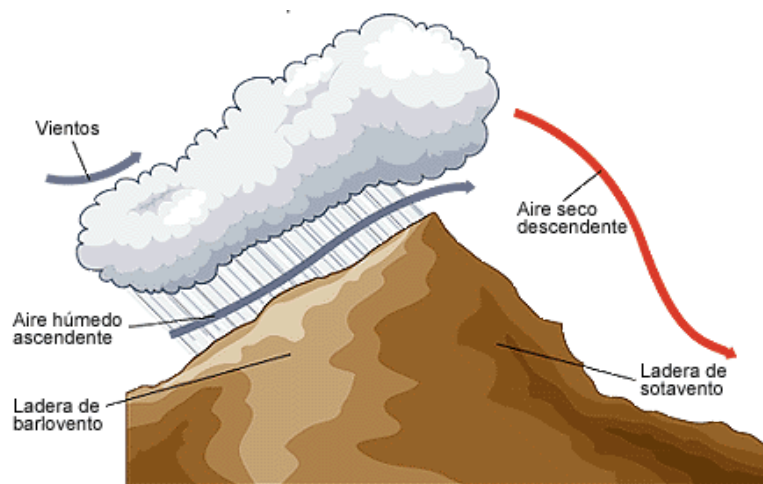


Figura 14 Esquema del efecto Foehn.

Fuente: [Epicentro Geográfico - Tarea de Geografía, Mapas, Clima, Relieve, Monografías, Actividades y Trabajos Prácticos de Geografía \(epicentrogeografico.com\)](#).

A una escala local más pequeña, puede haber muchos otros factores que influyen considerablemente en el viento. Estos generalmente se resumen en tres: la rugosidad del terreno, los obstáculos y las configuraciones orográficas locales que dan lugar a aceleraciones, por ejemplo las colinas, que son de gran interés para el aprovechamiento eólico.

Las condiciones locales influyen considerablemente en el potencial eólico de una zona y puede suceder que dos lugares muy próximos tengan una gran diferencia de condiciones eólicas.

Cada uno de los tres tipos de viento detallados en este apartado, los vientos constantes, los vientos regionales y los vientos locales se enmarcan en una de las tres escalas del movimiento atmosférico definidas por Orlansky (Orlanski, 1975):

- ✓ **Macroescala.** Fenómenos que ocurren con alcances de miles de kilómetros, por ejemplo, una borrasca o un anticiclón.
- ✓ **Mesoescala.** Abarca fenómenos que van desde decenas hasta cientos de kilómetros, como por ejemplo tormentas, brisas marinas o vientos asociados a cordilleras o valles.
- ✓ **Microescala.** Se refiere al tamaño de la perturbación debida a colinas bosques o incluso la estela que generan los aerogeneradores.

2.3.2. Variaciones temporales

Una de las características más destacadas del viento es su variabilidad, tanto espacial como temporal, en un amplio rango de escalas. La variabilidad espacial se ha explicado en el apartado 2.3.1 y se volverá a comentar en próximos apartados. En relación a la variación temporal, si analizamos una serie de registros de viento a alta frecuencia (10 Hz por ejemplo) durante un periodo prolongado (un mínimo de un año) en un punto cercano al suelo (hasta 100 m de altura) se observaría que existen determinados ciclos o fluctuaciones de la velocidad de viento en diversos rangos de frecuencia. Hay fluctuaciones de alta frecuencia totalmente aleatorias que se denominan turbulentas, hay variaciones o ciclos diarios como las brisas explicadas en el apartado anterior, hay variaciones estacionales o mensuales y variaciones de muy baja frecuencia como los ciclos anuales o decadales, estas últimas menos predecibles que las horarias o diarias.

Estos ciclos están asociados a las diferentes escalas de movimiento atmosférico, los cuales no sólo están provocados directamente por la radiación solar, sino también por las energías procedentes de los diversos intercambios (dinámicos, térmicos y radiativos) que tienen lugar simultáneamente en la atmósfera.

La Figura 15 muestra el espectro de van der Hoven (Escalante Soberanis and Mérida, 2015; Van der Hoven, 1957), un análisis espectral de los registros de viento de superficie. En el eje de ordenadas se muestra la densidad espectral de energía cinética multiplicada por la frecuencia y en el eje de abscisas el logaritmo de la frecuencia. Este espectro indica cómo se distribuye la energía cinética del viento para las distintas frecuencias. El área debajo de la curva es la energía cinética en todo el periodo considerado. La zona de bajas frecuencias del espectro, lado izquierdo de la figura, representa la energía asociada al rango macrometeorológico (macroescala) y las variaciones se deben a los movimientos sinópticos a gran escala de las masas de aire. En la zona

de alta frecuencia del espectro, lado derecho, está el rango micrometeorológico (microescala) y las variaciones son debidas a la turbulencia producida como consecuencia del intercambio mecánico en las capas bajas de la atmósfera por las características superficiales del terreno.

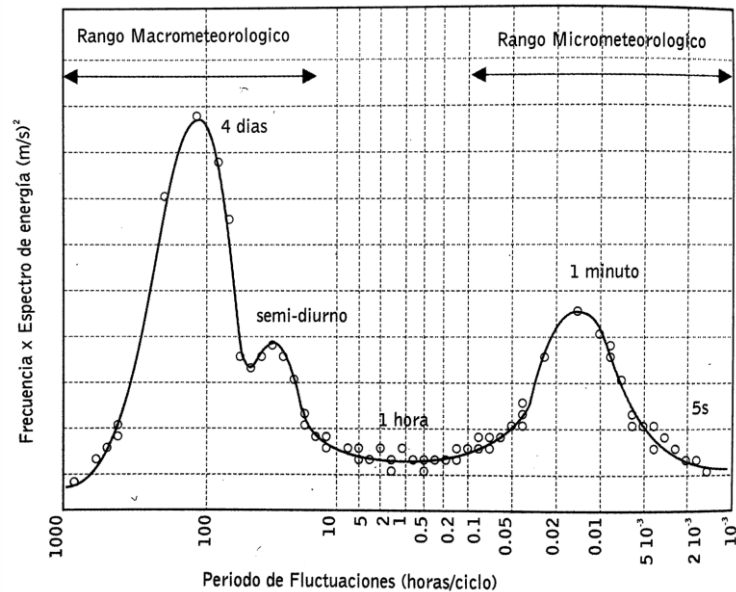


Figura 15 Espectro típico de las fluctuaciones del viento en todas las escalas.

Fuente: Sistemas Eólicos de Producción de Energía Eléctrica (Rodríguez Amenedo et al., 2003).

En Figura 15 se distinguen claramente tres puntos máximos. El máximo absoluto, la mayor cantidad de energía, se da en periodos de aproximadamente 100 horas, lo que más o menos son 4-5 días. Este valor máximo representa el paso de frentes o núcleos de altas o bajas presiones. El siguiente valor máximo, en este caso relativo, con un período de 10-15 horas, corresponde a las variaciones diurnas de la velocidad del viento, mientras que el tercer valor máximo situado alrededor de 1 minuto refleja el hecho de que como se ha comentado en el párrafo anterior el movimiento cercano a la superficie terrestre es casi siempre turbulento o "racheado".

Otra característica importante del espectro de fluctuaciones del viento es lo que se denomina como "laguna o valle espectral" y que se produce en los intervalos temporales comprendidos entre unos pocos minutos y un par de horas, en estos rangos la energía asociada es muy pequeña. En la atmósfera esto corresponde a la ausencia de sistemas persistentes de movimiento dentro de este intervalo temporal. Esta zona también se denomina "laguna o valle mesoescalar" ya que la escala espacial a la que corresponde es la mesoescala (10-100 km aproximadamente). Una consecuencia práctica de esta banda de frecuencias de bajo nivel espectral, es que, para la evaluación del recurso eólico, como en esta zona las variaciones turbulentas están claramente separadas de las variaciones diarias, permite considerar un tiempo de promedio en este intervalo sin perder información característica de los ciclos típicos de energía, pudiéndose separar la variaciones de macroescala de las de microescala debidas a la turbulencia.

Para finalizar este apartado la Figura 16 resume las escalas atmosféricas, tanto espaciales como temporales.

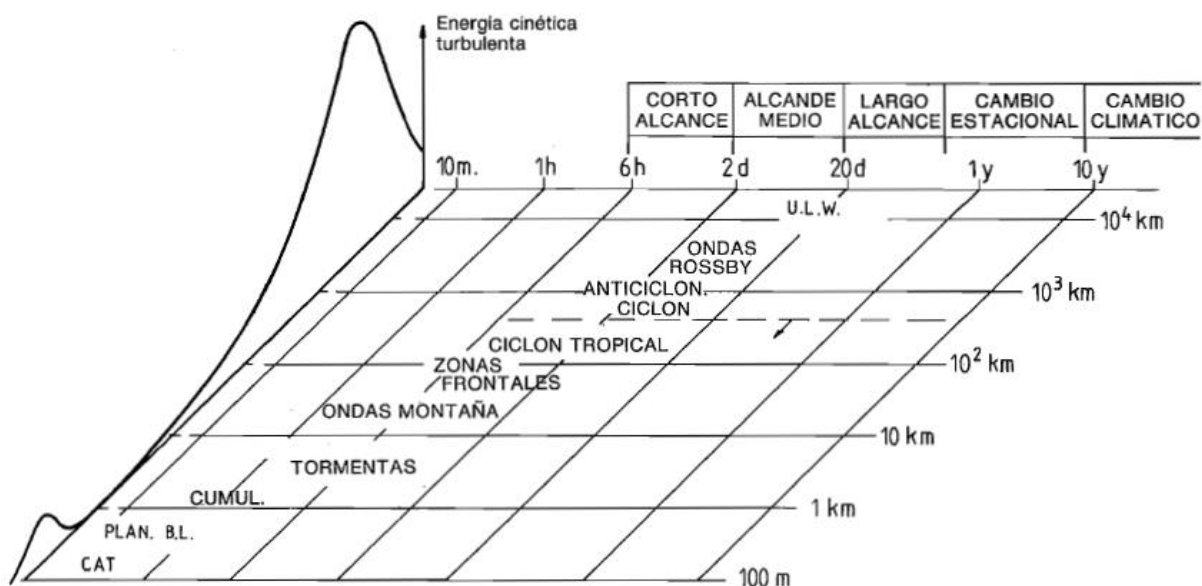


Figura 16 Escalas de espacio y tiempo de los movimientos atmosféricos.

Fuente: Aspectos meteorológicos de la utilización del viento como fuente de energía (Organización Meteorológica Mundial, 1984).

Como se señala en (Organización Meteorológica Mundial, 1984) *“todas estas escalas son importantes en el movimiento atmosférico. Se hallan regidas por distintos tipos de conversión de la energía y muestran fuerzas y procesos dinámicos que complican el estudio de la circulación general, así como otros fenómenos locales relacionados con el tiempo meteorológico y con el viento”*.

CAPÍTULO 3 ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA

3. ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA

La estabilidad atmosférica es un concepto de gran importancia en meteorología y en la caracterización del comportamiento de las masas de aire que dan lugar al viento. Las ecuaciones termodinámicas y las relaciones asociadas a este concepto son complejas pero de manera simplificada se puede decir que la estabilidad atmosférica está relacionada con la variación vertical de la temperatura.

En este capítulo, en primer lugar se definirá la estabilidad atmosférica, se verá la diferencia entre la estabilidad estática y la dinámica, y se introducirá el número de Richardson en sus diferentes versiones como parámetro para caracterizarla. Por otro lado, se analizará la capa límite atmosférica por ser la zona de la atmósfera en la que se instalan los aerogeneradores y en la que se producen los fenómenos que interesa caracterizar para un buen aprovechamiento eólico. Dentro de la capa límite atmosférica se prestará especial atención a la capa superficial para la que Monin y Obukhov desarrollaron la teoría de semejanza. Ésta es válida para un terreno plano y homogéneo horizontalmente con una rugosidad uniforme, para terrenos que no cumplen esta condición se analizarán los límites de la teoría.

3.1. INTRODUCCIÓN A LA ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA

En física la estabilidad es una característica de cómo un sistema reacciona a pequeñas perturbaciones. Si ante una perturbación el sistema continúa como estaba se denomina estable, pero si la perturbación provoca una respuesta que modifica el estado inicial el sistema se denomina inestable. En concordancia se puede definir la **estabilidad atmosférica** como la resistencia de la atmósfera a movimientos verticales, que aun siendo de menor escala que los movimientos horizontales, juegan un papel muy importante en la caracterización de los recursos eólicos ya que son los responsables de la formación de turbulencia.

La estabilidad atmosférica está controlada por todos los procesos (flotabilidad, inercia, cortadura del viento, rotación, etc.) que actúan sobre el flujo de aire. Sin embargo para simplificar la comprensión de los fenómenos a los que da lugar, se suele estudiar la **estabilidad estática**, ignorando todos los procesos que intervienen excepto la flotabilidad, y la **estabilidad dinámica**, dónde únicamente se analizan los procesos de flotabilidad y cortadura vertical del viento (Stull, 2017).

3.1.1. Estabilidad estática

La estabilidad estática es una medida de la capacidad de que se produzca flotabilidad convectiva. El término “estática” se emplea porque no hay dependencia con el viento.

La estabilidad estática se puede estudiar bien con el modelo de “*burbuja de aire*” (también llamada parcela o partícula) o con “*capas atmosféricas*” enteras. A continuación se explican las dos aproximaciones.

Se entiende como **burbuja de aire** un volumen de aire teórico con una densidad dada y dimensiones indefinidas que mantiene su forma y sus propiedades a medida que asciende y desciende en la atmósfera. Las burbujas se pueden expandir y comprimir, pero se supone que el aire circundante no puede mezclarse con el aire de la burbuja. Una burbuja de aire es esencialmente un recipiente cerrado.

Para estudiar la estabilidad atmosférica, se fuerza el ascenso o descenso de la burbuja teórica y se comparan sus propiedades con las del ambiente que la rodea. Si la temperatura de una burbuja ascendente es menor que la del ambiente que la circunda, la burbuja es más densa y tiende a descender a su posición inicial. En este caso, la atmósfera se considera estable. Si por el contrario la temperatura de la burbuja ascendente es mayor que la del ambiente circundante, la burbuja es menos densa y tiende a ascender. En este caso, la atmósfera se considera inestable, (ver Figura 17).

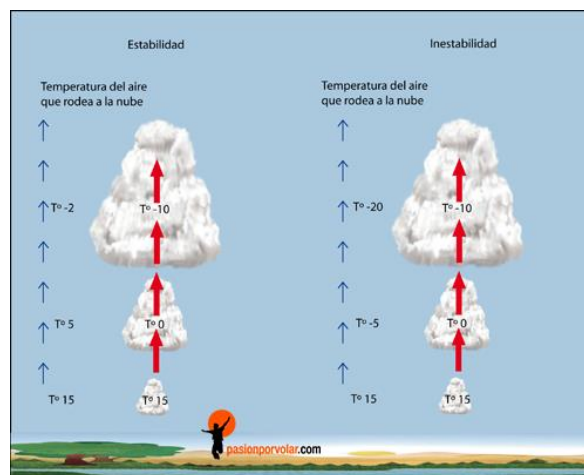


Figura 17 Escalas de espacio y tiempo de los movimientos atmosféricos.

Fuente: <https://www.pasionporvolar.com/la-estabilidad-atmosferica/>.

Por tanto en **condiciones estables**, el movimiento vertical se inhibe, mientras que en **condiciones inestables** la burbuja de aire tiende a moverse continuamente hacia arriba o hacia abajo. Las **condiciones neutras** no propician ni inhiben el movimiento de la burbuja de aire.

El modelo de la burbuja de aire permite analizar de forma sencilla los procesos de estabilidad estática. Sin embargo en la atmósfera generalmente se encuentran movimientos de capas completas de aire, como por ejemplo los frentes fríos y calientes a escala sinóptica. En estos casos no se puede utilizar el método de la burbuja para determinar la estabilidad estática porque

asume un entorno cuasi-estacionario. Para caracterizar la estabilidad de estas capas se introduce el concepto de gradiente térmico (γ) definido como (Stull, 2017):

$$\gamma = -\frac{\Delta T}{\Delta z}$$
Ecuación 3.1

Donde T es la temperatura del aire y z la altura sobre el nivel del suelo.

En función del valor del gradiente térmico se puede caracterizar la estabilidad atmosférica estática de una capa de aire de acuerdo a lo indicado en la Tabla 1.

Donde Γ_s es el gradiente adiabático seco (GAS) que toma el valor de $9.8 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$, y Γ_d es el gradiente adiabático húmedo (GAH) también conocido como del aire saturado, que toma el valor de $6.5 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$.

La caracterización del valor del gradiente térmico en una determinada zona se realiza mediante radiosondeos.

Gradiente térmico (γ)	Clases de estabilidad de capa
$\gamma < \Gamma_s$	Absolutamente estable
$\gamma = \Gamma_s$	Saturada neutra
$\Gamma_s < \gamma < \Gamma_d$	Inestabilidad condicional
$\gamma = \Gamma_d$	Neutra seca
$\gamma > \Gamma_d$	Absolutamente inestable seca

Tabla 1 Clases de estabilidad de capa.

Fuente: Practical Meteorology (Stull, 2017).

Si la capa es estable, significa que si una masa de aire por alguna causa inicia un ascenso, se frenará inmediatamente y regresará al punto de partida, pues se enfría más rápido que su entorno. Como caso particular de capa estable, si el gradiente térmico es positivo tenemos una capa de inversión térmica.

Si la capa es condicionalmente inestable, significa que si una masa de aire inicia un ascenso, continuará su ascenso a través de la capa sólo mientras el aire de la masa esté saturado, en otro caso se frenará.

Si la capa es absolutamente inestable, significa que si una masa de aire inicia un ascenso, continuará su ascenso hasta el final de la capa pues se mantendrá en todo momento más cálida que su entorno.

Si las capas son neutras no se producirán movimientos verticales en ellas.

3.1.2. Estabilidad dinámica

La estabilidad dinámica considera tanto la flotabilidad como la cortadura vertical del viento para determinar si el flujo se volverá turbulento. La cizalladura o cortadura vertical del viento es el cambio de la velocidad y/o dirección del viento con la altura. A su vez la energía cinética turbulenta (ECT más conocida por sus siglas en inglés, TKE) es función de esta velocidad al cuadrado e indica la capacidad de generación de turbulencia, entendiéndose ésta como fluctuaciones irregulares que aparecen en el movimiento del aire en forma de ondas y remolinos aleatorios.

El término “dinámica” hace referencia en este caso al “movimiento” ya que depende en parte del viento. Aun cuando la masa de aire sea estáticamente estable, la cizalladura del viento puede generar turbulencia.

En un entorno estáticamente estable, los movimientos turbulentos verticales se oponen a la fuerza de la gravedad. La flotabilidad tiende a suprimir la turbulencia mientras que la cortadura vertical del viento tiende a generar turbulencia de forma mecánica.

El ratio entre la flotabilidad y la cizalladura vertical (o entre la energía potencial y la cinética) se denomina número de Richardson en honor a Lewis F. Richardson.

Este número se puede calcular desde diferentes aproximaciones como se detalla en (Stull, 1989):

- Número de Richardson de flujo (Ri_f), definido como:

$$Ri_f = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right) (\overline{w'\theta'_v})}{(\overline{u'w'}) \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} + (\overline{v'w'}) \frac{\partial \bar{V}}{\partial z}} \quad \text{Ecuación 3.2}$$

Con θ_v la temperatura potencial virtual, $\overline{w'\theta'_v}$ el flujo de temperatura virtual promedio, $\overline{u'w'}$ y $\overline{v'w'}$ las componentes del flujo de momento vertical promedio y U y V las componentes de la velocidad horizontal del viento.

La temperatura potencial virtual, θ_v , puede relacionarse con la temperatura del aire mediante la siguiente expresión:

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61r) \quad \text{Ecuación 3.3}$$

Donde r es el ratio de mezcla agua-vapor del aire y θ la temperatura potencial del aire que se puede calcular como:

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P}\right)^{0.286} \cong T + \frac{g}{C_p} \quad \text{Ecuación 3.4}$$

Donde P es la presión del aire, $P_0=100$ kPa es la presión superficial de referencia, C_p es el calor específico a presión constante del aire, y $g/C_p=0.0098$ Km⁻¹ es el gradiente adiabático.

En la Tabla 2 se categorizan los flujos de viento con base en el Ri_f .

Número de Richardson de flujo (Ri_f)	Clases de estabilidad de flujo
$Ri_f < 0$	Estáticamente inestable
$Ri_f = 0$	Neutro
$0 < Ri_f < 1$	Dinámicamente inestable (flujo turbulento)
$Ri_f > 1$	Dinámicamente estable (flujo laminar)

Tabla 2 Clases de estabilidad de flujo en función del número de Richardson de flujo.

Fuente: An Introduction to Boundary Layer Meteorology (Stull, 1989).

- Número de Richardson de gradiente (Ri_g), definido como:

$$Ri_g = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right) \left(\frac{\partial \theta'_v}{\partial z}\right)}{\left[\left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial z}\right)^2\right]} \tag{Ecuación 3.5}$$

Éste es el número que más se usa en meteorología. De acuerdo al Ri_g los criterios de estabilidad dinámica se pueden establecer de la siguiente manera:

- El flujo laminar se vuelve turbulento cuando $Ri_g < Ri_c$
- El flujo turbulento se vuelve laminar cuando $Ri_g > Ri_T$

Donde Ri_c es el número crítico de comienzo de turbulencia y Ri_T el número crítico de término de la turbulencia. De acuerdo a (Stull, 1989), Ri_c está entre 0.21 y 0.25 y $Ri_T \sim 1$.

- Número de Richardson bulk (Ri_b)

$$Ri_b = \frac{g \Delta \bar{\theta}_v \Delta z}{\theta_v [(\Delta \bar{U})^2 + (\Delta \bar{V})^2]} \tag{Ecuación 3.6}$$

Las diferencias finitas de la temperatura potencial virtual, y de las componentes de las velocidades del viento, U y V , son las variaciones de dichos parámetros con la altura. La Ecuación 3.6 se puede simplificar considerando la temperatura potencial virtual próxima a la temperatura potencial del aire, el incremento de la temperatura potencial virtual como la diferencia entre la temperatura potencial del aire y de la superficie terrestre o marítima, y la

componente horizontal de la velocidad del viento con la altura, U , como única componente. La expresión queda entonces:

$$Ri_b = -\frac{gz\Delta\theta}{\theta_0\bar{U}^2} \quad \text{Ecuación 3.7}$$

Donde de acuerdo a (Sanz Rodrigo et al., 2015) θ_0 es la temperatura potencial promedio entre la superficie y la altura a la que se mida la temperatura potencial del aire, $\Delta\theta$ es la diferencia de temperatura potencial entre el aire y la superficie terrestre o marítima, z la altura media entre los dos niveles de temperatura considerados y U la velocidad horizontal del viento.

3.2. CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA

La **capa límite atmosférica**, CLA, también conocida como **capa límite planetaria**, es la parte baja de la troposfera directamente influenciada por la superficie terrestre y cuyos efectos tienen una escala de tiempo en torno a una hora o menos (Stull, 1989).

El interés en esta capa de la atmósfera es debido a que la mayoría de las actividades que desarrolla el ser humano se producen en ella, y en concreto es donde se instalan los aerogeneradores para extraer energía del viento. Las propiedades de la capa límite atmosférica tienen gran influencia en el diseño y funcionamiento de los aerogeneradores (F., 2013; Kalvig et al., 2014; Lange et al., 2004b; Peña et al., 2015), especialmente el comportamiento del perfil vertical de viento y la turbulencia atmosférica.

En esta zona se crea un calentamiento desigual de la superficie terrestre que junto a la disminución de la temperatura con la altura hace que se produzcan fenómenos convectivos importantes que originan movimientos caóticos del aire, conocidos como turbulencia atmosférica, (ver Figura 18).

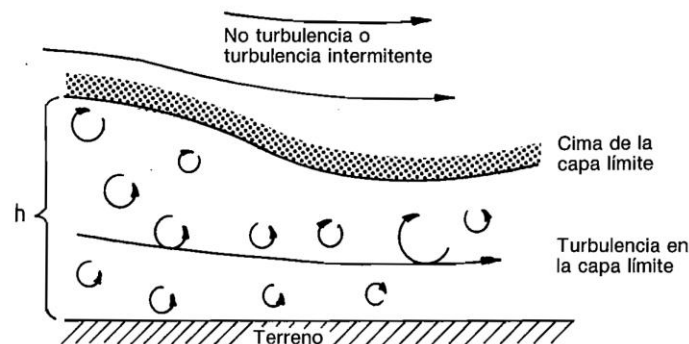


Figura 18 Ilustración de la CLA. El espesor de esta capa es variable, pudiendo oscilar entre unas decenas de metros en condiciones muy estables y varios kilómetros en condiciones inestables convectivas.

Fuente: Aspectos meteorológicos de la utilización del viento como fuente de energía (Organización Meteorológica Mundial, 1984).

La turbulencia atmosférica es uno de los parámetros que más afectan a la energía eólica (Peinke et al., 2004) por un lado en los aerogeneradores porque genera cargas en las estructuras que deben tenerse en cuenta para garantizar la seguridad de la máquina (International Electrotechnical Commission, 2019b; Mücke et al., 2011), y por otro porque en los parques eólicos influye en la estelas, las afecciones de los propios aerogeneradores en el flujo de viento (F., 2012, 2013; Westerhellweg et al., 2014).

Por encima de la capa límite el comportamiento de la atmósfera no está sujeto a dichos intercambios turbulentos.

Como indica la Figura 18 el espesor de esta capa varía en el tiempo y en el espacio dependiendo del calentamiento de la superficie, de la fuerza del viento, de las características rugosas y topográficas de la superficie, de los movimientos verticales a gran escala y de la advección horizontal de calor y de humedad, entre otros factores.

A modo de referencia, la altura de la capa límite sobre zonas terrestres puede variar entre decenas de metros en noches frías y despejadas hasta más de dos kilómetros en días soleados. Sobre los océanos, la altura de la capa límite varía de forma relativamente lenta debido, entre otros factores, a que el agua tiene una gran capacidad calorífica, lo que significa que puede absorber grandes cantidades de calor del sol con poco cambio de temperatura.

3.2.1. Capa límite atmosférica sobre terreno plano

La estructura más simple de la CLA se encuentra sobre un terreno plano y homogéneo horizontalmente, con una rugosidad uniforme sin cambios destacados en ésta. En estas condiciones la CLA se puede caracterizar por dos regiones como se muestra en la Figura 19, una externa denominada **capa de Ekman** y otra interna denominada **capa superficial** (*atmospheric surface layer, ASL*) también denominada **capa de Prandtl** o capa de flujo constante. En la capa externa el flujo no tiene dependencia con la superficie terrestre y la influencia de la fuerza de Coriolis es importante (ver apartado 2.2.2).

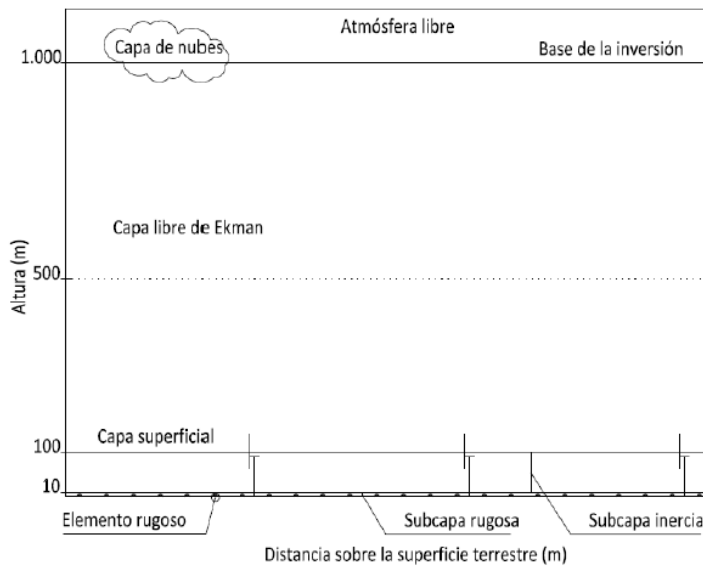


Figura 19 Distribución vertical de la CLA sobre un terreno plano y homogéneo.

Fuente: Atmospheric Boundary Layer (Garratt, 1994).

En terrenos planos, en situaciones de altas presiones, la estructura de la CLA está bien definida y sigue un patrón diario como se indica en la Figura 20. Esta estructura se divide en las siguientes componentes (Stull, 1989): la **capa de mezcla** (*mixed layer, ML*) o capa de mezcla convectiva (*convective boundary layer, CBL*) muy turbulenta, la **capa residual** (*residual layer, RL*) menos turbulenta, y la **capa estable nocturna** (*stable boundary layer, SBL*), con turbulencia esporádica.

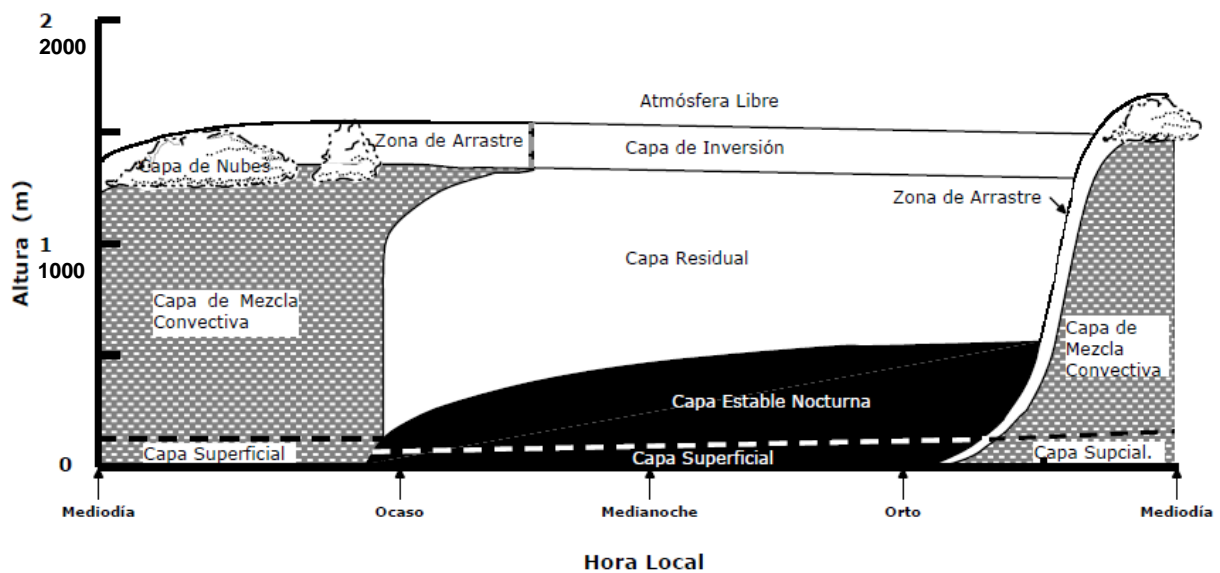


Figura 20 Variación diaria de la CLA sobre terreno plano y en una región de altas presiones.

Fuente: An introduction to boundary layer meteorology (Stull, 1989).

Durante el día, cuando la irradiancia solar que llega al suelo es intensa, se desarrolla convección térmica. Es decir, el aire caliente asciende, creándose una estructura de inestabilidad (turbulencia

convectiva o térmica) en las capas bajas de la atmósfera. Otra fuente de turbulencia térmica, aunque menos activa, es la generada por la base de los cúmulos que actúan como un cuerpo negro radiando energía. Éstos se enfrían, así como también el aire que está en contacto con ellos, obteniéndose aire frío descendente. Esta turbulencia activa tiende a hacer desaparecer los gradientes de calor, de humedad y de momento, creándose una capa de mezcla.

Después de la puesta de sol la superficie terrestre no recibe irradiación solar pero sí emite irradiación en onda larga (Ley de Stefan-Boltzmann). Consecuentemente el suelo y el aire en contacto con él así como las capas más bajas de la atmósfera se van enfriando más rápidamente que el aire en las capas más altas. De esta forma se obtiene un aumento de la temperatura con la altura y, por tanto, una capa térmicamente estable. El aire con estratificación estable tiende a suprimir la turbulencia. A medida que aumenta la altura la inversión se debilita o desaparece, dando paso a la capa residual con estratificación neutra resultante de la mezcla por convección del día anterior.

Al igual que la CLA presenta variación diurna aumentando y disminuyendo su altura como consecuencia del calentamiento diurno y el ciclo de enfriamiento nocturno, el viento, la temperatura y otras propiedades de la capa límite muestran, a su vez, una fuerte variación diurna.

En situaciones de bajas presiones, sin embargo, los movimientos verticales transportan aire de la capa límite atmosférica a altitudes de varios kilómetros a través de la troposfera. Para estas situaciones el límite superior de la CLA no queda bien definido y a menudo se utiliza la base de las nubes como límite de la capa. En general, tanto sobre tierra como sobre el mar, el espesor de la CLA es más estrecho en regiones de altas presiones que en regiones de bajas presiones.

La **capa superficial atmosférica** es la más cercana a la superficie terrestre y su grosor no es fácil de determinar, por lo que se establece como criterio que es un 10% de la capa límite atmosférica. Esto implica que puede variar entre unos pocos metros hasta los 200 m, y por tanto habrá situaciones en las que el rotor del aerogenerador esté dentro de esta capa y situaciones en las que quede por encima. En esta capa la turbulencia es más o menos continua, definiéndose como la capa donde los flujos turbulentos varían menos del 10% del valor que tienen en la superficie terrestre (Stull, 1989).

El hecho de que la capa superficial esté en contacto con la superficie terrestre justifica la gran influencia de esta capa sobre la totalidad de la CLA. En esta capa se producen intensos gradientes verticales de las variables meteorológicas y en consecuencia, la mayoría de intercambios de momento, calor y masa producidos por mecanismos turbulentos.

El comportamiento de la capa superficial atmosférica muestra una fuerte variación diurna. Durante las horas de sol se caracteriza por un gradiente superadiabático, un decrecimiento de la humedad

con la altura y un fuerte perfil vertical de viento. Además, la turbulencia es de carácter térmico y mecánico. Por la noche, la capa superficial atmosférica se caracteriza por una fuerte estabilidad que impide los movimientos verticales de las partículas de aire, mostrando generalmente turbulencia de carácter mecánico exclusivamente.

La temperatura y humedad, a cualquier altura, dependen fuertemente de la historia reciente de la capa superficial atmosférica. Lo mismo le ocurre al módulo del viento, con la salvedad de que es siempre cero en la superficie y aumenta con la altura. En consecuencia, el perfil medio del viento puede describirse mediante un perfil logarítmico en la capa superficial atmosférica (Emeis, 2013):

$$v(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \Psi\left(\frac{z}{L}\right) \right] \quad \text{Ecuación 3.8}$$

Donde u_* es la velocidad de fricción, κ la constante de von Karman, igual a 0.41, z la altura sobre el nivel del suelo, z_0 es la longitud de rugosidad, distancia sobre el nivel del suelo a la que teóricamente la velocidad del viento debería ser nula, y $\Psi\left(\frac{z}{L}\right)$ la función de estabilidad atmosférica que depende de L , longitud de Monin-Obukhov que se analizará en detalle en el apartado 3.2.2.

Como explica (Landberg, 2016) la función Ψ es una función empírica y no está perfectamente definida pero una de las aproximaciones más utilizadas es la Businger-Dyer (Businger et al., 1971; Dyer, 1974; Garratt, 1994):

$$\Psi = \begin{cases} -5 \frac{z}{L} & \text{si } \frac{z}{L} > 0 (\text{estable}) \\ 0 & \text{si } \frac{z}{L} = 0 (\text{neutro}) \\ 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \tan^{-1}(x) + \frac{\pi}{2} & \text{si } \frac{z}{L} < 0 (\text{inestable}) \end{cases} \quad \text{Ecuación 3.9}$$

$$\text{Con } x = \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{1/4}.$$

En el límite del flujo, donde $z/L \rightarrow 0$, ambas relaciones se reducen al perfil logarítmico del viento:

$$v(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad \text{Ecuación 3.10}$$

Éste perfil vertical de la velocidad de viento es válido para la capa superficial en condiciones neutras.

3.2.2. Teoría de semejanza de Monin- Obukhov

La teoría de semejanza de Monin-Obukhov (Monin and Obukhov, 1954) conocida por su acrónimo en inglés MOST (*Monin-Obukhov Similarity Theory*) da una descripción semiempírica de la estructura media y turbulenta de la capa superficial atmosférica.

La hipótesis básica de semejanza, propuesta inicialmente por Monin y Obukhov, es que en una **capa superficial horizontalmente homogénea**, el flujo medio y las características turbulentas dependen sólo de cuatro variables independientes que relacionan las tres dimensiones fundamentales: longitud, tiempo y temperatura. Estas variables son:

1. La altura z sobre la superficie.
2. El flujo superficial cinemático de calor:

$$\overline{w'\theta'} = \frac{H_0}{\rho c_p} \quad \text{Ecuación 3.11}$$

Donde H_0 es el flujo vertical de calor en la superficie, ρ la densidad del aire y c_p el calor específico a presión constante.

3. El parámetro de empuje:

$$\text{Empuje} = \frac{g}{\bar{\theta}} \quad \text{Ecuación 3.12}$$

Con g la constante de gravedad y $\bar{\theta}$ la temperatura potencial.

4. La velocidad de fricción u^* :

$$u_* = \frac{\tau_0}{\rho} \quad \text{Ecuación 3.13}$$

Donde τ_0 es la tensión superficial y ρ la densidad del aire.

La velocidad de fricción u^* puede expresarse también como suma cuadrática de los flujos turbulentos de momento:

$$u_* = \left[(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2 \right]^{1/4} \quad \text{Ecuación 3.14}$$

De acuerdo a esta teoría los flujos de momento y calor en la capa superficial son independientes de la altura, los intercambios moleculares son insignificantes en comparación con los intercambios turbulentos, los efectos rotacionales pueden ser ignorados en la capa superficial y la influencia de la rugosidad superficial, la altura de la capa fronteriza y los vientos geostrofos se reflejan en la velocidad de fricción.

Como las variables independientes en la teoría de semejanza de M-O relacionan las tres dimensiones fundamentales (longitud, tiempo y temperatura), de acuerdo con el teorema de Pi Buckingham, cualquier flujo o cantidad turbulenta media en la capa superficial, cuando se normaliza por una combinación aproximada de las escalas mencionadas anteriormente, debe ser sólo función de un parámetro adimensional. La combinación elegida tradicionalmente en la teoría de semejanza de M-O es el parámetro adimensional $\zeta = z/L$ donde L es la longitud de Monin-Obukhov definida como:

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa \frac{g}{\theta_0} w' \theta'}$$

Ecuación 3.15

En la teoría de semejanza de M-O, L es la altura característica de la subcapa de turbulencia dinámica; y para la capa superficial atmosférica estratificada se generaliza la teoría semiempírica de la turbulencia, usando esta aproximación para describir teóricamente los perfiles verticales del viento medio y la temperatura en términos del parámetro $\zeta=z/L$. Éste se denomina parámetro adimensional de estabilidad atmosférica o longitud adimensional.

El rango de valores de L puede ir desde $-\infty$ hasta ∞ , asociándose los valores extremos a los límites del flujo de calor próximo a cero desde los valores positivos (atmósfera inestable) a los negativos (atmósfera estable), respectivamente.

La longitud de Monin-Obukhov puede interpretarse físicamente como proporcional a la altura sobre la superficie a la que el empuje domina sobre la producción mecánica (cizalla) de la turbulencia. Así, en las capas más bajas ($z \ll |L|$), los efectos de la cizalla del viento generalmente dominan a los efectos del empuje, que suelen ser despreciables. Por otro lado, los efectos del empuje pueden dominar sobre la turbulencia generada por la cizalla para $z \gg |L|$. Por tanto, z/L es un parámetro primordial para medir la importancia relativa del empuje frente a los efectos de la cizalla en la capa superficial estratificada, similar al número del gradiente de Richardson, Ri , que se definió en el apartado 3.1.2 (ver Ecuación 3.6). Hay en la literatura numerosas referencias que relacionan la longitud de Monin-Obukhov con el número de Richardson (De Bruin et al., 2000; Businger et al., 1971; Dyer, 1974; Grachev et al., 2013; Grachev and Fairall, 1997; Zoumakis and Kelessis, 1991).

De acuerdo a las relaciones de semejanza de M-O los gradientes dimensionales del viento y la temperatura potencial se expresan, respectivamente, como:

$$\Phi_m(\zeta) = \frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

Ecuación 3.16

$$\Phi_h(\zeta) = \frac{\kappa z}{\theta_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$$

Ecuación 3.17

Donde Φ_m y Φ_h son las funciones universales de semejanza que, en la capa superficial, relacionan los flujos constantes de calor y cantidad de movimiento (Ecuación 3.11 y Ecuación 3.13 respectivamente) con los gradientes medios de la velocidad y la temperatura respectivamente.

Basado en datos experimentales, Businger (Businger et al., 1971) y Dyer (Dyer, 1974) obtuvieron las siguientes relaciones para la función de semejanza de la cantidad de movimiento, para distintas condiciones de estabilidad atmosférica:

$$\phi_m = \begin{cases} 1 + 4.7\xi & \text{si } \xi > 0 (\text{estable}) \\ 1 & \text{si } \xi = 0 (\text{neutro}) \\ (1 - 15\xi)^{-\frac{1}{4}} & \text{si } \xi < 0 (\text{inestable}) \end{cases} \quad \text{Ecuación 3.18}$$

No obstante aun en una capa superficial horizontalmente homogénea, la teoría semejanza de M-O tiene limitaciones en situaciones de gran inestabilidad o gran estabilidad. Para condiciones muy inestables los movimientos convectivos son muy intensos y se suele considerar el viento en calma, de tal forma que no es aplicable la teoría de semejanza de Monin-Obukhov. Por otro lado para condiciones muy estables, habrá una estratificación muy intensa que impedirá los movimientos verticales. El tamaño de las turbulencias vendrá determinado por la estabilidad de la capa y no por la distancia a la superficie, luego este hecho lleva a un análisis de escala no dependiente de la altura.

3.2.3. Terrenos con variaciones de rugosidad y topografía

En los apartados anteriores se han visto, por un lado el comportamiento de la capa límite atmosférica en terrenos planos y homogéneos horizontalmente, y por otro la teoría de semejanza de M-O también desarrollada para este tipo de terrenos. Sin embargo la mayor parte de la superficie terrestre no es plana y aun las superficies planas no siempre son homogéneas.

Las desviaciones respecto a terrenos planos y homogéneos horizontalmente serán debidas a la rugosidad y a la topografía de los diferentes emplazamientos.

En el caso de la rugosidad se puede diferenciar entre rugosidad constante pero elevada (zonas boscosas o de cultivos densos con altura destacada) o zonas con cambios de rugosidad (zonas de costa por ejemplo).

En el primer caso el perfil del viento en la capa atmosférica superficial, se modifica incorporando la **altura del desplazamiento**, d , que es la altura sobre el suelo donde se considera totalmente absorbido el flujo de momento. Esta altura suele ser entre un 70% u 80% la altura del elemento de rugosidad, h_c (Kaimal and Finnigan, 1994) (ver Figura 21), y para situaciones de estabilidad atmosférica neutra transforma la Ecuación 3.10 en:

$$v(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad \text{Ecuación 3.19}$$

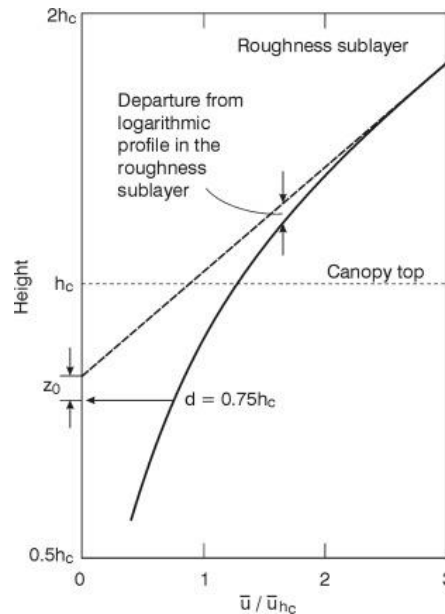


Figura 21 Perfil vertical de viento sobre una superficie boscosa, el eje vertical representa la altura sobre el nivel del suelo y se ha graficado en escala logarítmica. El eje horizontal representa la velocidad media de viento normalizada entre la velocidad sobre la superficie boscosa y está en escala lineal.

Fuente: Atmospheric Boundary Layer Flows: Their structure and measurement (Kaimal and Finnigan, 1994).

Por encima de esta subcapa de rugosidad, el flujo es similar a lo que se describe en la teoría de similitud de Monin-Obukhov y las funciones universales de semejanza pueden expresarse como:

$$\phi_m(\zeta) = \frac{\kappa(z-d)}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \tag{Ecuación 3.20}$$

$$\phi_h(\zeta) = \frac{\kappa(z-d)}{\theta_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \tag{Ecuación 3.21}$$

Antes de analizar las modificaciones en la CLA que implican los emplazamientos con cambios de rugosidad introduciremos el concepto de **capa límite interna**.

La estructura de flujo de la CLA sobre una superficie homogénea tiende a estar en equilibrio con las propiedades de la superficie que gobiernan los movimientos turbulentos verticales y los flujos de calor y humedad. Cuando el flujo transita de un tipo de superficie a otro con diferentes propiedades superficiales, la estructura del flujo debe adaptarse a las nuevas características de la superficie. Esto conduce a la formación de una capa límite interna (en inglés *internal boundary layer*, IBL). Es interna porque es un proceso que tiene lugar dentro de una capa límite ya existente que crece con la distancia desde la línea de transición (ver Figura 22).

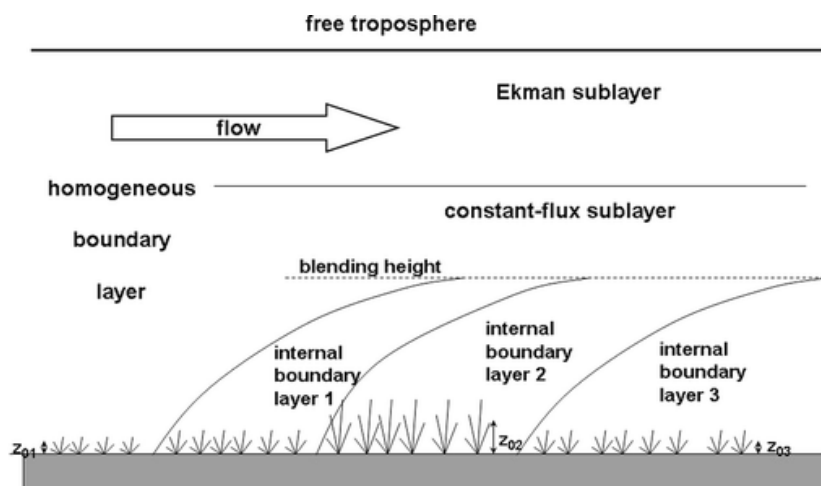


Figura 22 Representación gráfica del desarrollo de capas límites internas sobre cambios de la rugosidad de la superficie.

Fuente: Wind Energy Meteorology: Atmospheric Physics for Wind Power Generation (Emeis, 2013).

Una IBL con una estructura dinámica modificada puede desarrollarse cuando el flujo se mueve a un área de diferente rugosidad (por ejemplo, de zona de cultivo a bosque o de áreas agrícolas a áreas urbanas) o cruza una línea de costa. Una IBL con una estructura térmica modificada (también denominada capa límite interna térmica, en inglés *thermal internal boundary layer* TIBL) puede aparecer cuando el flujo avanza hacia un área con una temperatura de superficie diferente (por ejemplo, de tierra a mar o de agua a hielo). A menudo, los cambios térmicos y dinámicos ocurren simultáneamente. Los perfiles verticales de viento, turbulencia, temperatura y humedad se modifican dentro de la IBL y vuelven a los valores inalterados en la parte superior de la IBL.

Las líneas de costa son regiones donde los cambios en los flujos de calor superficial sobre el mar y sobre la tierra pueden producir el desarrollo de una TIBL cuando un flujo circula de una superficie hacia la otra. Los casos de las brisas de mar o de tierra explicados en el apartado 2.3.1 son ejemplos claros de la formación de estas capas.

Kaimal y Finnigan en (Kaimal and Finnigan, 1994) recogen diferentes experimentos realizados en zonas de variación de rugosidad y la afección detectada en los perfiles verticales de velocidad de viento y en la turbulencia atmosférica.

Por último se analizará el comportamiento de la CLA en terrenos no planos como colinas o montañas. Los cambios de rugosidad se ha visto que implican la generación de capas límites internas y éstas a su vez generan ligeras perturbaciones del campo de presiones. En el caso de terrenos no planos lo que se produce es una variación en la elevación de la superficie y esto implicará cambios a gran escala en el campo de presiones. El comportamiento de la CLA en torno a una elevación del terreno estará condicionado por la forma y el tamaño de ésta.

De acuerdo a Kaimal y Finnigan en (Kaimal and Finnigan, 1994) la troposfera está estratificada de manera estable en la mayor parte de su altura, excepto dentro de la CLA. Como resultado, el movimiento vertical de las burbujas de aire, cuando el aire fluye sobre una colina va acompañado de una fuerza de restauración gravitacional. Si la colina es lo suficientemente grande como para perturbar toda la CLA y la troposfera estable suprayacente, entonces los efectos de flotabilidad son importantes en cualquier momento del día; a la inversa, los patrones de flujo alrededor de una colina en escalas mucho más pequeñas que la profundidad de la CLA solo se ven afectados por la flotabilidad cuando la CLA en sí está estratificada de manera estable.

Se puede cuantificar esta condición comparando el tiempo que tarda una burbuja de aire en atravesar la colina (y por lo tanto el tiempo durante el cual se desplaza verticalmente) con el período de su oscilación vertical en un gradiente de densidad estable. Este período es el inverso de la frecuencia de Brunt-Vaisala o frecuencia de flotabilidad, N_{BV} , que cuantifica el nivel de estabilidad estática,

$$N_{BV} = \left(\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Ecuación 3.22}$$

Donde θ_0 es una temperatura de referencia en grados Kelvin y g es la aceleración debida a la gravedad, con lo que $\frac{g}{\theta_0}$ es el coeficiente de expansión térmica de la atmósfera. Tomando la longitud del elemento topográfico que perturba el flujo de aire como W_T , la velocidad del flujo de aire como U , la relación de la escala de tiempo es el **Número de Froude**, F_R :

$$F_R = \frac{\pi U}{N_{BV} W_T} \quad \text{Ecuación 3.23}$$

En ocasiones se omite el número π .

En función del número de Froude se pueden caracterizar las siguientes situaciones que se recogen de forma gráfica en la Figura 23:

- Para estabilidades estáticas fuertes o vientos débiles, $F_R \ll 1$. La longitud de onda natural del aire es mucho más corta que el ancho de la montaña, lo que hace que solo fluya un poco de aire sobre la cima de la colina, con pequeñas ondas (ver Figura 23(a)). La mayor parte del aire queda bloqueado frente a la elevación o la rodea.
- Para estabilidades moderadas donde la longitud de onda natural es casi igual al doble del ancho de la colina, $F_R \approx 1$. El aire supera el obstáculo pero entra en resonancia con el terreno, provocando ondas muy intensas (ver Figura 23(b)) y la formación de células turbulentas denominadas rotores. Estas ondas tienen gran probabilidad de formar nubes lenticulares y representan la amenaza de violentas turbulencias para los aviones. Se forman fuertes vientos cerca de la superficie en el lado de sotavento de las montañas.

- Para estabildades estáticas débiles y vientos fuertes, la longitud de onda natural es mucho mayor que el ancho de la colina, $F_R \gg 1$. Se forma una estela turbulenta que supera la montaña (ver Figura 23(c)). Las circulaciones de los rotores y de la cavidad son impulsadas por la cizalladura del viento como una cadena de bicicleta girando un engranaje.
- Para condiciones estáticamente neutras, $F_R \rightarrow \infty$. El aire supera la montaña y se produce una gran estela turbulenta (ver Figura 23(d)). Estas estelas son peligrosas para los aviones.

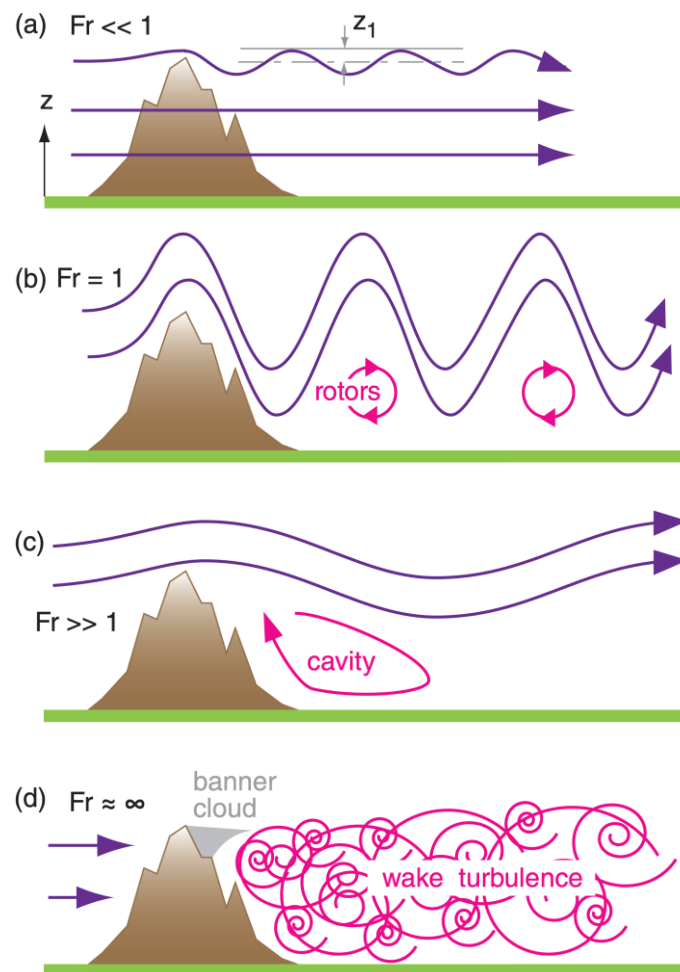


Figura 23 Comportamiento del flujo de viento sobre una montaña en función del número de Froude.

Fuente: Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science (Stull, 2017).

El empleo de la teoría de semejanza de M-O para estimar flujos turbulentos a partir de variables meteorológicas medias no está justificado en terrenos montañosos, ya que MOST se ha desarrollado y por lo tanto es válida, a priori, solo en terrenos planos horizontalmente homogéneos. Si bien existe una amplia bibliografía sobre la aplicación de MOST en terrenos no homogéneos (pero planos), hay poca información sobre la aplicabilidad de MOST en terreno montañoso.

3.2.4. Capa límite marina

Dado el creciente desarrollo de la energía eólica marina en el mundo (DNV, 2021; GWEC, 2021; International Energy Agency (IEA), 2021; WindEurope, 2021a) es de interés analizar las condiciones atmosféricas en entornos marinos.

En este apartado se destacan las características diferenciadoras de la capa límite atmosférica sobre mares y océanos, también conocida como **capa límite atmosférica marina** (CLAM, en inglés MABL, *marine atmospheric boundary layer*).

En primer lugar, la superficie del mar es mucho más lisa que la superficie terrestre y además a diferencia de lo que ocurre sobre una superficie terrestre “fija”, donde la velocidad del viento en el punto de contacto debe ser cero, sobre una superficie acuática el efecto forzante del viento consiste en desplazar la superficie en tres dimensiones. Esto implica que se producen velocidades del viento más altas a una altura determinada sobre la superficie, intensidades de turbulencia más pequeñas y menos profundidad de la capa superficial. Por otro lado la rugosidad de la superficie del mar no es un valor fijo sino que depende de la velocidad del viento debido a la formación de olas. Charnock (Charnock, 1955) definió la siguiente relación entre la longitud de rugosidad z_0 y la velocidad de fricción u_* :

$$z_0 = \frac{cu_*^2}{g} \quad \text{Ecuación 3.24}$$

Donde c es el parámetro empírico de Charnock, que depende del emplazamiento. Para mar abierto Smith (Stuart D. Smith, 1980) propone el valor de $c=0.011$ mientras que en sitios poco profundos o cercanos a la costa algunos autores (J. R. Garratt, 1977; Wu, 1980) dan valores más elevados, alrededor de 0.016-0.020.

Debido a la gran capacidad calorífica del agua, los ciclos diurnos de temperatura y estabilidad atmosférica están casi ausentes. Además la fuente de humedad infinita en la superficie del mar tiende a sesgar la estabilidad estática de la CLAM hacia estratificaciones inestables. En la Figura 24 se muestra de forma esquemática las características principales de la estructura vertical de la CLAM. Adyacente a la superficie del mar se produce la subcapa de olas dentro de la cual predomina la influencia directa de olas individuales a través de las fuerzas de presión. Esta subcapa tiene una profundidad aproximada de 5 veces la amplitud de onda. Por encima de la subcapa de ondas, encontramos la capa de flujo constante o capa de Prandtl que a menudo es menos profunda que la capa respectiva sobre la tierra. Esta profundidad puede ser del orden de solo 10 m para una estratificación estable con vientos de bajos a moderados. El 90% restante de la CLAM está formado por la capa de Ekman, dentro de la cual el viento gira ligeramente y

alcanza el viento geostrófico en su parte superior. Al igual que la capa de flujo constante, toda la CLAM suele ser menos profunda que la CLA sobre tierra.

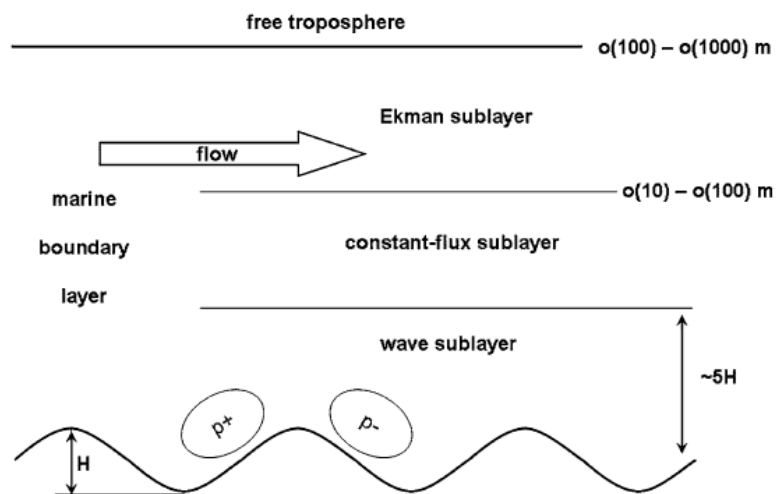


Figura 24 Estructura vertical de la CLAM. p_+ y p_- indican perturbaciones de presión positivas y negativas en el entorno de las olas.

Fuente: Wind Energy Meteorology: Atmospheric Physics for Wind Power Generation (Emeis, 2013).

CAPÍTULO 4 EVALUACIÓN DE RECURSO EÓLICO

4. EVALUACIÓN DE RECURSO EÓLICO

Como se introdujo en el Capítulo 1, los estudios de recurso eólico que se realizan en la fase de promoción de un parque eólico tienen como objetivo caracterizar el recurso eólico disponible en el emplazamiento de interés. Por un lado para la estimación energética del futuro parque eólico a instalar y tener así una estimación de su viabilidad económica, y por otro para caracterizar las cargas que un aerogenerador sufrirá durante su vida útil y garantizar así su diseño y la seguridad del mismo.

El término **evaluación de recurso eólico** cubre un amplio abanico de métodos, procesos y datos que se pueden sintetizar en las fases que aparecen en la Figura 3. La evaluación puede basarse en mediciones in situ y caracterizar el recurso eólico únicamente en la ubicación y a la altura de la medición, o por contra puede basarse únicamente en modelos, dando el recurso eólico en tres dimensiones en una determinada zona. Sin embargo, en este caso el valor de dicha evaluación derivada del modelo tendrá un importante grado de incertidumbre si no se dispone de una medida real para validarlo. Por lo tanto, la evaluación de recurso eólico más robusta contará con una combinación de medidas y modelos. De forma sintetizada el proceso de evaluación de recurso eólico que las guías de buenas prácticas recomiendan (MEASNET, 2016) y que los bancos reconocen (Barthelmie and Pryor, 2011; Pramod Jain, 2016) consiste en una campaña de medidas de un mínimo de un año de duración en una o varias posiciones en el emplazamiento en estudio y el uso de un modelo de simulación de flujo de viento para extrapolar los resultados al resto de puntos de interés.

En este capítulo, siguiendo el esquema presentado en Figura 3, se comienza explicando las campañas de medidas diseñadas para la estimación del recurso eólico y posteriormente se detalla el procesado de datos que se realiza para verificar la calidad de los datos registrados y así obtener las variables necesarias que se requieren para la caracterización. Éstas, así como los flujos necesarios para obtener la longitud de Monin-Obukhov también se explicarán en subapartados de este capítulo, que termina con un análisis de los modelos de flujo de viento y como se mejoran los resultados con la incorporación de la estabilidad atmosférica.

4.1. CAMPAÑA DE MEDIDAS

La campaña de medidas juega un papel fundamental en todas las fases de un estudio de evaluación de recurso eólico. Como indica L. Landberg en (Landberg, 2016) “se mide en un emplazamiento para obtener **conocimiento** acerca de determinadas variables” por lo tanto a la hora de definir una campaña de medidas se deben plantear las siguientes preguntas:

- ✓ Qué se mide, qué variables se necesita medir, con qué objetivo y con qué precisión.

- ✓ Dónde se mide, es decir en qué posición o posiciones del emplazamiento de interés.
- ✓ A qué alturas, lo óptimo es a la altura de buje de los aerogeneradores, pero hay proyectos en los que esto no es posible, por temas económicos o por otras restricciones.

En relación a la pregunta “Qué se mide”, desde los inicios del desarrollo eólico en los años 80 se han instalado mástiles de medición con instrumentación específica para determinar el recurso eólico disponible. En el primer manual de buenas prácticas en los estudios de recurso eólico, desarrollado por la empresa AWS Scientific Inc. para el Laboratorio Nacional de Energías Renovables (NREL) de Estados Unidos (Bailey and McDonald, 1997), las variables que se consideraban de interés eran la velocidad y dirección del viento a varias alturas, y se señalaban como opcionales la radiación solar, por si también se quería estudiar el recurso solar; la componente vertical del viento, porque en el momento del desarrollo de la guía se comenzaba a ver la afección de esta variable en las cargas que soporta un aerogenerador; la variación de la temperatura con la altura para analizar la estabilidad atmosférica y la presión atmosférica para caracterizar la densidad del aire. En el más reciente procedimiento desarrollado por la red de Institutos de Medida de Energía Eólica MEASNET (MEASNET, 2016) se siguen considerando como esenciales la velocidad y dirección del viento a varias alturas, una de ellas lo más cercana a la altura del buje de los aerogeneradores a instalar, y como recomendables la temperatura y humedad del aire, la presión atmosférica y la inclinación del flujo de viento. En esta guía, aunque de manera somera, se recomienda también, para aquellos emplazamientos en los que predominen las situaciones de no-neutralidad, caracterizar la estabilidad atmosférica. Para ello, en primer lugar se sugiere el uso de anemómetros sónicos para medir directamente los flujos de calor y como alternativa se plantea el uso de dos sensores de temperatura a diferentes alturas sin dar más indicaciones al respecto.

A continuación se analizarán los sensores utilizados para caracterizar las variables mencionadas prestando especial atención a los anemómetros sónicos.

4.1.1. Instrumentación

En la actualidad en el ámbito eólico se pueden hacer dos tipos de medidas, “*in situ*” y/o remotas. Las primeras son las más habituales y en las que se centra este apartado, consisten en instalar sensores de medida en un mástil meteorológico. Las segundas se realizan con sensores remotos de medida: SODAR (efecto Doppler con ondas de sonido) o LIDAR (efecto Doppler con ondas luminosas). No se profundiza más en este estudio en los sensores remotos, porque pese a ser un desarrollo que se está usando en diversas aplicaciones relacionadas con la energía eólica (Probst and Cárdenas, 2010) con esta instrumentación no se puede caracterizar la estabilidad atmosférica objeto de este trabajo.

Un mástil meteorológico es una estructura metálica, tubular o de celosía, que se instala de forma permanente (durante la campaña de medidas y la posterior vida útil del parque eólico) o provisional (solamente durante la duración de la campaña de medidas) (ver Figura 25) con el objetivo de instalar en él diferentes sensores de medida, generalmente anemómetros, veletas, sensores de temperatura, humedad relativa y presión.

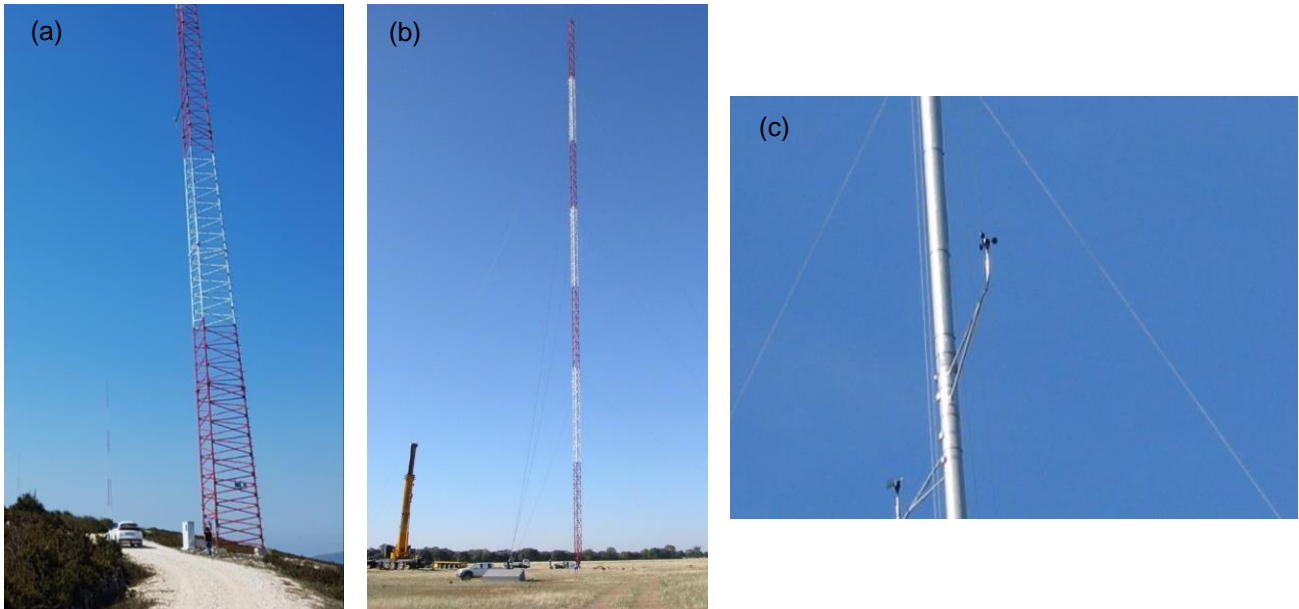


Figura 25 Diferentes mástiles meteorológicos, (a) mástil de celosía permanente en el Parque Eólico Experimental de Alaiz (Navarra); (b) mástil de celosía provisional de la campaña de medidas del proyecto NEWA (Cantero et al., 2019); mástil tubular provisional de un ensayo de curva de potencia (International Electrotechnical Commission, 2017).

Fuente: CENER (www.cener.com).

En relación a la altura de los mástiles, como ya se ha señalado en el apartado anterior, la recomendación de la guía de buenas prácticas de MEASNET (MEASNET, 2016) y de las normativas de la Comisión Electrotécnica Internacional, también conocida por sus siglas en inglés IEC (International Electrotechnical Commission, 2017, 2019b, 2019a) es la de medir a altura de buje, especialmente en terrenos de topografía compleja. Si esto no es posible se debe intentar medir a una altura lo más cercana posible, siendo el límite de altura mínima recomendado $2/3$ de la altura de buje del aerogenerador.

La configuración de cómo ubicar los sensores y las características de los soportes en los que instalarlos para evitar distorsiones en el flujo medido se recogen en el anexo G del estándar (International Electrotechnical Commission, 2017). A modo resumen la Figura 26 muestra dos opciones de configuraciones: la Figura 26-(a) para anemómetro a mayor altura en lo alto de la torre de medida y la Figura 26-(b) con configuración de anemómetros a mayor altura en soportes.

2008). Sí que se utilizan colocándolos con el eje en vertical para medir la componente vertical del flujo de viento, (ver Figura 27-(a)).

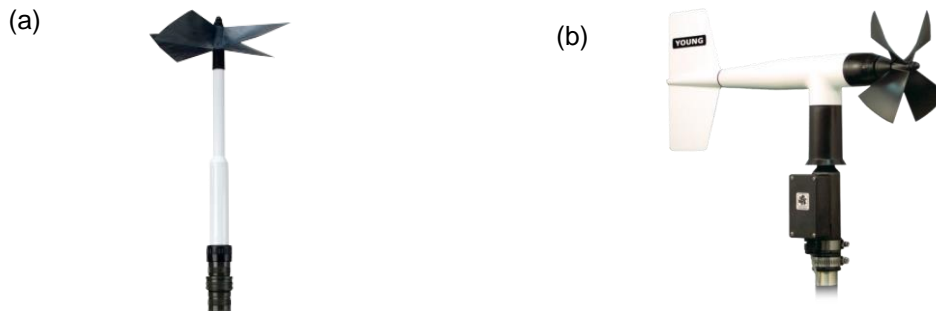


Figura 27 Anemómetros de hélices, (a) en configuración horizontal mediría la componente horizontal del viento y en configuración vertical la componente vertical; (b) anemoveleta de hélices, este sensor es capaz de medir tanto la velocidad horizontal como la dirección de viento.

Fuente: Campbell Scientific ([Monitorización robusta: Instrumentación de medida y control para... \(campbellsci.es\)](http://www.campbellsci.es)).

2. **Anemómetros de cazoletas** (ver Figura 28). Por su relación fiabilidad-precio son los más utilizados en el ámbito eólico, tanto para las campañas de medidas como para instalarlos en las góndolas de los aerogeneradores en operación. Como su nombre indica están compuestos de cazoletas, lo más habitual es que sean tres, semiesféricas o cónicas, dependiendo del modelo, y un eje vertical. El viento hace que el conjunto de cazoletas gire. Un transductor en el anemómetro convierte este movimiento de rotación en una señal eléctrica, que se envía a través de un cable al data-logger. Éste mide la frecuencia o la magnitud de la señal y aplica un multiplicador predeterminado (pendiente) y un desplazamiento (intercepción) para convertir la señal a la velocidad del viento.

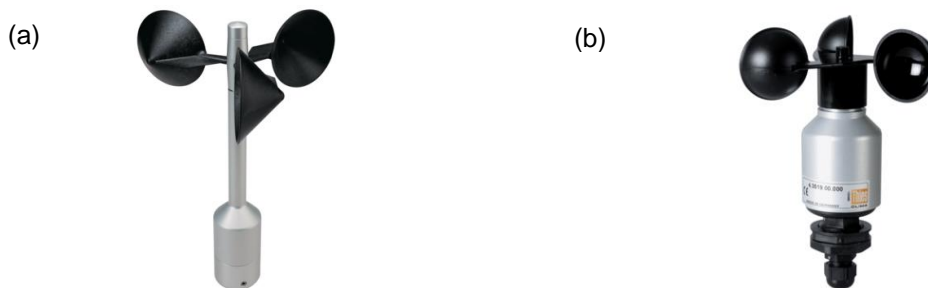


Figura 28 Anemómetros de cazoletas, (a) cónicas; (b) semiesféricas.

Fuente: Thies CLIMA (thiesclima.com).

3. **Anemómetros sónicos**. Estos sensores se analizarán en detalle en el Apartado 4.1.2.

Cuando se va a seleccionar un anemómetro hay que tener en cuenta diferentes aspectos (Brower, 2012) como la durabilidad, las condiciones ambientales en las que va a tener que trabajar, el umbral mínimo de funcionamiento o la respuesta a la componente vertical del

viento. Con el fin de analizar la precisión de los anemómetros y definir los criterios a tener en cuenta en la selección de los sensores para fines eólicos, en los últimos años la UE ha financiado tres estudios exhaustivos en los que participaron institutos de renombre como la Universidad Técnica de Dinamarca (DTU antes Risø) y el Instituto Alemán del Viento (DEWI actualmente perteneciente a la empresa UL). Los proyectos SITEPARIDEN², CLASSCUP³ (Pedersen, 2003) y ACCUWIND⁴ (Pedersen, 2006) indican que los siguientes criterios son cruciales para los anemómetros utilizados en la medición del viento:

- Respuesta angular: comportamiento del anemómetro según el ángulo de flujo variable.
- Comportamiento de turbulencia: reacción del anemómetro al cambiar la velocidad.
- Fricción del rodamiento: influencia de la temperatura en la fricción del rodamiento.

A partir de los resultados de estos proyectos, el anexo I del estándar internacional (International Electrotechnical Commission, 2017) clasifica los anemómetros en función de dos parámetros: la precisión de medición y el tipo de terreno en el que se realice la medida.

La precisión del anemómetro se indica con un índice de clase, k , donde k toma valores entre 0 y 3, y se calcula tal que:

$$k = 100 \times \max \left| \frac{\varepsilon_i}{\omega_i} \right| \quad \text{Ecuación 4.1}$$

Donde ε_i es la desviación en ms^{-1} , ω_i es una función de pesos que se calcula tal que:

$$\omega_i = 5 + 0.5u_i \quad \text{Ecuación 4.2}$$

Con u_i la velocidad de viento e i entre 1 y 15 ms^{-1} .

La segunda parte de la clasificación de los anemómetros está influenciada por el terreno, la inclinación del flujo incidente tiene un impacto significativo en la precisión de la medida de

² SITEPARIDEN (2001): El proyecto SITEPARIDEN demostró que los diferentes tipos de anemómetros de cazoletas proporcionan valores de medición que se desvían hasta un 4%. Las desviaciones también se refieren a anemómetros calibrados.

³ CLASSCUP (2003): El proyecto CLASSCUP analizó las causas de las desviaciones en los valores de medición en el estudio SITEPARIDEN. Los resultados fueron: respuesta angular, comportamiento frente a turbulencia y fricción del rodamiento. Los resultados del estudio llevaron a un sistema de clasificación que describe las desviaciones de los anemómetros de cazoletas. El sistema de clasificación se trasladó al estándar IEC 61400-12-1 (International Electrotechnical Commission, 2005).

⁴ ACCUWIND (2006): El proyecto ACCUWIND evaluó la precisión de los anemómetros en el mercado. El estudio indicó que el anemómetro de cazoletas Thies First Class Advance era el mejor anemómetro a nivel mundial basado en el estándar IEC 61400-12-1 (International Electrotechnical Commission, 2005).

los anemómetros. El tipo de terreno en el que se realiza la medición se indica con una letra desde la A hasta la S, la Tabla 3 y la Tabla 4 muestran la clasificación en función de este valor para anemómetros de cazoletas y sónicos.

Clase	Definición
A	Asociado con un terreno que cumple con los requerimientos del Anexo B de (International Electrotechnical Commission, 2017) y para los rangos de los parámetros de influencia en este tipo de terrenos.
B	Asociado con un terreno que NO cumple con los requerimientos del Anexo B de (International Electrotechnical Commission, 2017) y para los rangos de los parámetros de influencia en este tipo de terrenos.
C	Igual que la clase A pero para temperaturas hasta -20 ° C.
D	Igual que la clase A pero para temperaturas hasta -20°C.
S	Para condiciones que se desvían de las clases A, B, C o D. En esta clase los usuarios definen los rangos de los parámetros de influencia, esto puede ser debido a condiciones especiales de terreno o clima.

Tabla 3 Clasificación de los anemómetros de cazoletas y sónicos de acuerdo al estándar IEC 61400-12-1 (International Electrotechnical Commission, 2017).

Fuente: Wind energy generation systems. Part 12-1: Power performance measurements of electricity producing wind turbines. (International Electrotechnical Commission, 2017).

	Clase A	Clase B	Clase C	Clase D	Clase S
Velocidad de viento v [ms^{-1}]	4 ... 16	4 ... 16	4 ... 16	4 ... 16	4 ... 16
Intensidad de turbulencia	0.03 ... 0.12 + 0.48/V	0.03 ... 0.12 + 0.96/V	0.03 ... 0.12 + 0.48/V	0.03 ... 0.12 + 0.96/V	Definido por el usuario
Estructura de la Turbulencia $\sigma_u/\sigma_v/\sigma_w$	1/0.8/0.5	1/0.8/0.5	1/0.8/0.5	1/0.8/0.5	Definido por el usuario o 1/0.8/0.5
Temperatura del aire [$^{\circ}\text{C}$]	0 ... 40	-10 ... 40	-20 ... 40	-20 ... 40	Definido por el usuario
Densidad del aire [kgm^{-3}]	0.9 ... 1.35	0.9 ... 1.35	0.9 ... 1.35	0.9 ... 1.35	Definido por el usuario
Inclinación de flujo promedio [$^{\circ}$]	-3 ... 3	-15 ... 15	-3 ... 3	-15 ... 15	Definido por el usuario

Tabla 4 Rangos de los parámetros de influencia (promedios de 10 minutos) de las clases A, B, C, D y S.

Fuente: Wind energy generation systems. Part 12-1: Power performance measurements of electricity producing wind turbines. (International Electrotechnical Commission, 2017).

Ejemplos de clasificaciones de anemómetro son Clase 0.5B, Clase 1A, Clase 2D, etc. La Clase 0 es la de mayor precisión (inalcanzable) y la Clase 3 es un anemómetro de menor precisión. Generalmente los anemómetros que se utilizan para la medición de curva de potencia o estudios de recurso eólico son los de clase entre 1.5 y 2.0 ya que anemómetros de clase mejor de 1.5 tiene un precio más elevado.

- **Veletas.** La medición de la dirección del viento es el segundo ingrediente necesario para modelar la distribución espacial del recurso eólico en el área de un proyecto y para optimizar la disposición de las turbinas eólicas. El sensor que se utiliza para medir la dirección del viento en el plano horizontal es la veleta (con las anemoveletas de hélice o los anemómetros sónicos, la dirección de viento se obtiene con el mismo sensor). Los sensores más habituales constan

de una cola horizontal conectada a un eje vertical que gira para alinearse con el viento (ver Figura 29).



Figura 29 Modelo de veleta típico usado en las campañas de medida eólicas.

Fuente: Thies CLIMA (thiesclima.com).

- **Sensores de temperatura.** La temperatura del aire es una característica importante del entorno en el que trabajará un parque eólico. Con la temperatura se calculará la densidad del aire que determina la densidad de potencia disponible en un emplazamiento y por tanto la energía producible por un aerogenerador. También es una medida que en el procesado de datos ayuda a identificar posibles periodos de congelaciones de los sensores. Además, como se ha señalado en el Capítulo 3, es una variable fundamental para caracterizar la estabilidad atmosférica. En campañas de medidas eólicas normalmente se mide de 2 a 3 m por encima del nivel del suelo, cerca de la altura de buje como indica el estándar (International Electrotechnical Commission, 2017), o en ambos niveles. Hay una amplia variedad de sensores de temperatura como se explica en (Organización Meteorológica Mundial, 2018) y los que más se utilizan en el ámbito eólico son los sensores de temperatura eléctricos compuestos típicamente de tres partes: el transductor, un dispositivo de interfaz y un escudo de radiación (ver Figura 30). El transductor contiene un material (generalmente níquel o platino) con una relación conocida entre la resistencia y la temperatura. El valor de la resistencia es medido por el data logger (u otro dispositivo de interfaz), que luego calcula la temperatura del aire basándose en la relación conocida. El transductor de temperatura está ubicado dentro de un escudo de radiación para evitar que la medida de la temperatura del aire se perturbe por el calentamiento debido a la radiación solar.



Figura 30 Modelo de sensor de temperatura eléctrico con carcasa protectora de la radiación solar usado en las campañas de medida eólicas.

Fuente: NRG Systems ([NRG Systems - Wind + Solar Measurement Tools](https://www.nrgsystems.com/)).

- **Sensor de presión.** La presión atmosférica junto con la temperatura del aire permite determinar la densidad del aire. Sin embargo, la presión atmosférica es difícil de medir con precisión en entornos ventosos debido a las presiones dinámicas inducidas por el viento sobre el instrumento (Brower, 2012). Por esta razón, los instrumentos de alta precisión son bastante costosos y, como resultado, algunas campañas de estimación de recurso eólico no los incluyen, usando como alternativa la elevación del terreno o medidas de presión de estaciones meteorológicas cercanas. Varios sensores de presión atmosférica, o barómetros están disponibles comercialmente. La mayoría de los modelos utilizan un transductor piezoeléctrico que envía un voltaje de corriente continua (CC) a un data logger y puede requerir una fuente de alimentación externa.
- **Sensor de humedad relativa.** Permitirá calcular con mayor precisión el valor de la densidad del aire y realizar correcciones sobre la medida de temperatura que registran los anemómetros sónicos. Además, junto al valor de la temperatura del aire permite detectar periodos en los que se ha podido formar hielo en los equipos. En una mezcla de aire y agua, la humedad relativa es la relación entre la presión de vapor de agua parcial y la presión de vapor de saturación del agua a la misma temperatura. En otras palabras, la humedad relativa es la relación entre la cantidad real de humedad en la atmósfera y la cantidad de humedad que puede contener. Por lo tanto, una humedad relativa del 100% significa que el aire no puede retener más agua (es probable que llueva o se forme rocío) y una humedad relativa del 0% indica que no hay humedad en la atmósfera. Dependiendo del principio de funcionamiento hay diferentes tipos de sensores de humedad o higrómetros (Organización Meteorológica Mundial, 2018). Por lo general, el sensor de humedad relativa se instala en combinación con el sensor de temperatura del aire para reducir el coste.
- **Data loggers.** O sistemas de adquisición de datos, son equipos que como su nombre indica tendrán la función de almacenar los datos que midan los diferentes sensores. La mayoría de los fabricantes ofrecen sistemas completos de registro de datos que incluyen opciones de transferencia y almacenamiento de datos integrados. Todos los data loggers

almacenan datos localmente y muchos pueden transferir los datos a otra ubicación vía GSM a través de una tarjeta SIM, telemetría de radiofrecuencia (RF) o enlace satelital. La transferencia remota de datos permite al analista obtener e inspeccionar los datos medidos sin realizar visitas frecuentes al sitio, y también verificar que el sistema está funcionando correctamente. El data logger debe ser compatible con los tipos de sensores empleados y debe poder admitir el número deseado de sensores, parámetros de medición e intervalos de muestreo y registro. En la mayoría de las campañas de evaluación de recurso en las que no haya un especial interés en temas de turbulencia o estabilidad atmosférica el **intervalo de muestreo** suele ser del orden del Hz. En relación al **intervalo de registro**, como se explicó en el Apartado 2.3.2 al analizar el espectro de fluctuaciones del viento, en los promedios temporales comprendidos entre unos pocos minutos y un par de horas hay un valle espectral en el que es adecuado registrar los promedios de la velocidad de viento para la caracterización del recurso eólico ya que en esta zona las variaciones turbulentas están claramente separadas de las variaciones diarias; por esto tanto los estándares IEC (International Electrotechnical Commission, 2017, 2019b) como la OMM (Organización Meteorológica Mundial, 2018) recomiendan registrar los promedios de viento en intervalos temporales de 10 minutos. Respecto a los parámetros de medición, las referencias citadas recomiendan registrar de cada variable el valor promedio, el valor máximo, el valor mínimo y la desviación estándar.

4.1.2. Anemómetros sónicos

Los anemómetros sónicos, a los que por simplicidad se llamará “sónicos” de aquí en adelante, comenzaron su desarrollo a mediados del siglo pasado, pero hasta hace apenas un par de décadas su uso había estado reservado a la investigación. Su elevada frecuencia de muestreo (hasta 100 Hz) y su capacidad para medir la componente vertical del vector viento hicieron de él un instrumento muy utilizado en la investigación de la turbulencia atmosférica. En la actualidad es un sensor que, pese a tener un coste mayor que el de los anemómetros de cazoletas (del orden de hasta 10 veces mayor), cada vez se utiliza más en diversas aplicaciones relacionadas con el desarrollo eólico.

El principio de funcionamiento de los sónicos, descrito en detalle en (Cuerva and Sanz-Andrés, 2000; Kaimal and Businger, 1963) se basa en la influencia del viento sobre una señal de ultrasonido (es habitual llamar a estos sensores anemómetros ultrasónicos en referencia a la frecuencia de las señales que usan) que se transmite entre dos transductores acústicos. La mayoría de los sensores actuales utilizan transductores que actúan alternativamente como emisores y receptores de la señal. En la Figura 31 se muestra la configuración más sencilla con un flujo de viento que se mueve con una velocidad horizontal uniforme u , y ambos transductores

enfrentados y separados una distancia l . El tiempo que le cuesta al pulso sonoro con velocidad c llegar del transductor 1 (T1) al 2 (T2) se expresa matemáticamente en la Ecuación 4.3.

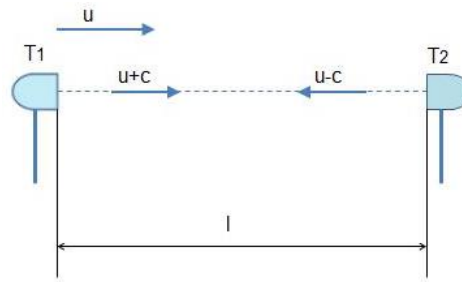


Figura 31 Esquema simplificado del proceso de medida de un anemómetro sónico con dos transductores.

Fuente: Elaboración propia.

$$t = \frac{l}{c + u} \quad \text{Ecuación 4.3}$$

La velocidad del sonido depende de la temperatura ambiente y de la presión por lo que para evitar tener que conocer estas variables cada transductor emite un pulso sonoro que viaja hacia el transductor opuesto. La velocidad de propagación de ambas señales es la suma vectorial de la velocidad del sonido en el fluido, c , y de la velocidad del fluido, u . En un caso (de 1 a 2) es la suma de los módulos, pero en el sentido opuesto (de 2 a 1) es la resta por lo que asumiendo que l y c son constantes la velocidad de viento entre los transductores se puede obtener mediante:

$$u = 0.5l \left(\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right) \quad \text{Ecuación 4.4}$$

Siendo t_1 y t_2 los tiempos que la señal de ultrasonido tarda en llegar a cada transductor. La medición de estos tiempos puede hacerse a partir de pulsos o señales continuas.

Los sónicos del mercado presentan configuraciones de una a tres parejas de transductores (ver Figura 32). La cantidad de parejas de transductores que tenga un anemómetro está relacionada con la capacidad de determinar las componentes del vector velocidad de viento. En flujos que se puedan considerar unidimensionales, con una sola pareja de transductores se mide el módulo y sentido de la velocidad. Los modelos de dos parejas de transductores permiten determinar el vector de velocidad en un plano y se suelen utilizar en ubicaciones donde se sabe que el flujo de viento es horizontal (terrenos planos). Los sensores con tres o más parejas de transductores determinan el vector velocidad de viento completo y la temperatura virtual.

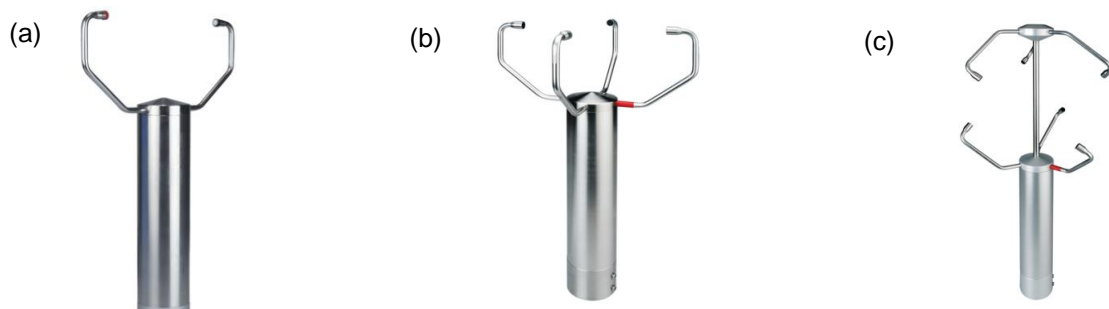


Figura 32 Diferentes modelos en el mercado de anemómetros sónicos: (a) sónico 1D con una pareja de transductores capaz de medir la velocidad escalar y la temperatura virtual; (b) sónico 2D con dos parejas de transductores, mide las componentes x e y del vector viento y la temperatura virtual; (c) sónico 3D con tres parejas de transductores mide las tres componentes del vector viento y la temperatura virtual.

Fuente: Thies CLIMA (thiesclima.com).

Las ventajas principales de los anemómetros sónicos son:

- Al no tener partes móviles, son más robustos desde el punto de vista mecánico.
- Su umbral de detección es virtualmente cero.
- Permiten obtener la temperatura virtual, por lo que pueden utilizarse como “termómetros virtuales” (algunos modelos comerciales incluyen este dato con un precisión nominal de ± 1 K).
- Un único instrumento nos proporciona el módulo y la dirección de la velocidad (además de la temperatura virtual que puede transformarse en temperatura del aire conociendo la humedad relativa de éste), frente al par de instrumentos, anemómetro y veleta, necesarios tradicionalmente.
- Su calibración no varía en el tiempo.
- Su alta resolución temporal permite medir los flujos de calor y momento necesarios para estimar la longitud de Monin-Obukhov (ver Apartado 3.2.2).

Sin embargo, los anemómetros sónicos también tienen sus inconvenientes:

- Los transductores, y los brazos que los soportan, crean pequeñas turbulencias que distorsionan el flujo y la propagación del sonido, afectando a la medida de la velocidad (subestimándola) y a la dirección del viento. Este efecto, que se incrementa con la velocidad, es especialmente notable cuando el viento sopla paralelo a una pareja transductora, y debe ser corregido mediante técnicas de tratamiento de la señal (Cuerva et al., 2006) lo que hace que su electrónica sea compleja.
- La calibración es más compleja que la de los anemómetros de cazoletas (International Electrotechnical Commission, 2017; MEASNET, 2020).
- Algunas formas de precipitación pueden perturbar las medidas (Zhang et al., 2016).

- Debido a su principio de medida y a la electrónica asociada, es un instrumento técnicamente más complejo que los sensores de cazoletas, lo cual para campañas de medida de larga duración en campo puede ser fuente de problemas.
- Su consumo eléctrico es 100 veces mayor que el de un anemómetro de cazoletas (~30 mW un anemómetro de cazoletas frente a ~2.5 W un sónico).
- Su coste es 10 veces mayor que el de un anemómetro de cazoletas (~600 € un anemómetro de cazoletas frente a ~5000 € un sónico).

La combinación de ventajas y desventajas hacen que, pese a ser un equipo que en los últimos años se está utilizando cada vez más en aplicaciones relacionadas con la energía eólica (medida de curva de potencia, caracterización de intensidad de turbulencia...), todavía no sea un sensor que se use de forma sistemática en los estudios de evaluación de recurso eólico.

4.2. PROCESADO DE DATOS

Antes de realizar estimaciones con los datos registrados en las estaciones de medida, bien sean obtenidos mediante instrumentación convencional (anemómetros de cazoletas, veletas y sensores de temperatura, humedad y presión) o mediante sensores sónicos, hay que realizar un procesado de la información para eliminar datos no válidos. El objetivo de este proceso es asegurar que sólo los datos válidos se utilizan en los análisis y cálculos posteriores.

Como se detalló en el Apartado 4.1.1, en las campañas de evaluación de recurso eólico se muestrean los datos a 1 Hz y se almacenan registros diezminutales (promedios, máximos, mínimos y desviaciones estándar) de todas las variables registradas. Estos registros diezminutales se someterán a un control de calidad que puede incluir diferentes comprobaciones. Las más habituales se mencionan en la guía MEASNET (MEASNET, 2016), se describen en detalle en (Brower, 2012) y abarcan: criterios generales acerca del número de datos esperado en un determinado intervalo temporal; control de los valores máximos y mínimos de acuerdo al tipo de variable física; comparación entre variables y análisis de tendencias.

En el caso del uso de los anemómetros sónicos para la estimación de la estabilidad atmosférica es necesario muestrear a frecuencias mayores, como se verá en el Apartado 4.4, y dada la complejidad de los cálculos a aplicar es recomendable almacenar los datos en la frecuencia a la que se muestrean. Sobre estos datos de alta frecuencia habrá que aplicar diferentes técnicas para eliminar datos no válidos. Éstas se explican con más detalle en el Apartado 4.4.1.

4.3. CARACTERIZACIÓN DEL RECURSO EÓLICO EN EL PUNTO DE MEDIDA

Una vez que comienza la campaña de medidas en un emplazamiento con interés eólico se empiezan a generar datos. Tras el procesado y control de calidad de éstos y con un periodo de medida representativo, mínimo un año con una cobertura superior al 90% (MEASNET, 2016), se pueden calcular los estadísticos que ayuden a caracterizar el recurso eólico en el emplazamiento y poder así, por un lado determinar la clase del aerogenerador (International Electrotechnical Commission, 2019b) adecuado a éste, y por otro realizar estimaciones energéticas.

4.3.1. Velocidad de viento

Para caracterizar la velocidad de viento a altura de medida se trabaja con la serie de registros diezminutales del periodo de medida y se obtienen los siguientes estadísticos:

- **Velocidad media del viento** (\bar{u}). Es el promedio de los valores de velocidad válidos (N_{valido}) en el período de análisis (ver Ecuación 4.5). Como se ha señalado, para que la velocidad de viento media sea representativa del recurso disponible debe corresponder a periodos de años completos ya que si no, no reflejará el ciclo estacional completo de variaciones del viento. Incluso si los datos abarcan un año completo, si la cobertura (ver Ecuación 4.6) no es adecuada (mayor de un 90% (MEASNET, 2016)) puede haber grandes lagunas en el registro que pueden sesgar la media a favor de meses con una cobertura más completa.

$$\bar{u} = \frac{1}{N_{valido}} \sum_{i=1}^{N_{valido}} u_i \quad \text{Ecuación 4.5}$$

$$C = \frac{N_{valido}}{N} 100 (\%) \quad \text{Ecuación 4.6}$$

Con N el número de datos posibles en el periodo de análisis, por ejemplo si se está realizando la media anual con datos de 10 minutos N será $365 \times 24 \times 6 = 52560$ valores.

- **Distribución de frecuencias de velocidades de viento**. Representa el número de veces en el período de registro que la velocidad medida cae dentro de un rango definido. Los rangos de velocidad tienen típicamente 0.5 ó 1.0 ms^{-1} de ancho y abarcan al menos el rango de velocidades definido para la curva de potencia del aerogenerador (entre 3 y 25 ms^{-1}), aunque se recomienda abarcar el valor mínimo y máximo registrado en el emplazamiento. Por lo general, se sintetiza en un gráfico de barras o histograma (ver Figura 34) que no discrimina por dirección de viento, aunque puede realizarse también por sectores de dirección. La distribución de frecuencia de velocidad es un dato fundamental, ya que se utiliza directamente para estimar la potencia de salida de una turbina eólica.

- **Función de distribución de Weibull, $f_w(v)$** . Es una función matemática que se utiliza para representar la distribución de frecuencia de la velocidad del viento en un emplazamiento. En la distribución de Weibull, la densidad de probabilidad (la probabilidad de que la velocidad caiga en un rango centrado en la velocidad v) viene dada por la ecuación:

$$f_w(v) = \frac{k}{A} \left(\frac{v}{A}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{v}{A}\right)^k\right] \quad \text{Ecuación 4.7}$$

Siendo A , el parámetro de escala, con unidades de velocidad y estrechamente relacionado con la velocidad media del viento, y k , el parámetro de forma, adimensional, que controla el ancho de la distribución. Los valores de k suelen oscilar entre 1.0 y 3.5, los valores más altos indican una distribución de frecuencia más estrecha (es decir, un viento más estable y menos variable). Los valores de k más habituales suelen estar entre 1.6 y 2.4 (Brower, 2012). La Figura 33 muestra las curvas de densidad de probabilidad de Weibull para varios valores de k y un valor de A constante. En la mayoría de los estudios de recurso eólico se hace referencia a los parámetros de Weibull porque uno de los modelos de simulación de viento más utilizado, WAsP (Mortensen et al., 1993), utiliza este ajuste. Sin embargo, es importante tener en cuenta que la distribución de Weibull es, en el mejor de los casos, una aproximación de la verdadera distribución de frecuencia de la velocidad del viento, y aunque las distribuciones de velocidad real en muchos sitios se ajustan bastante bien a una distribución de Weibull (Ouarda et al., 2015), hay también emplazamientos donde el ajuste es deficiente, como se muestra en la Figura 34. Por esta razón, la curva de Weibull nunca debe usarse en lugar de la distribución de frecuencia de velocidad observada al estimar la producción de energía, excepto de forma preliminar.

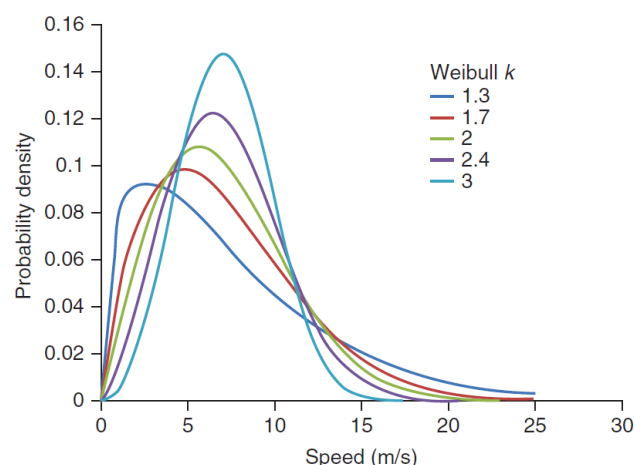


Figura 33 Densidad de probabilidad de Weibull para varios valores de k y un valor de $A=8.0$ m/s.

Fuente: WIND RESOURCE ASSESSMENT: A Practical Guide to Developing a Wind Project. (Brower, 2012).

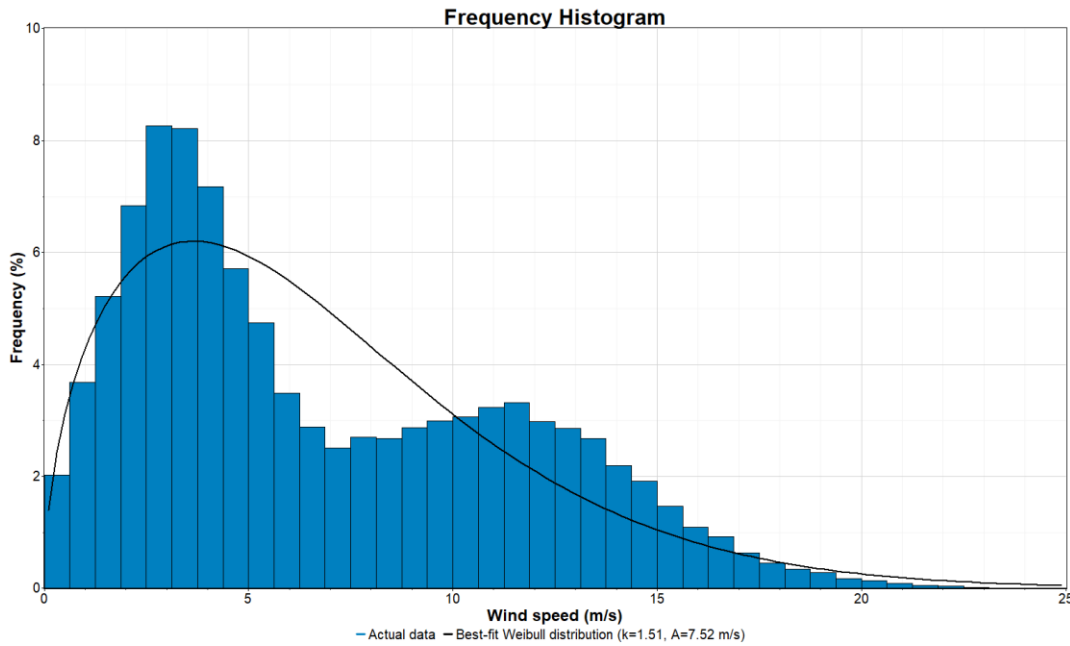


Figura 34 Distribución de frecuencias y su ajuste Weibull correspondiente. En este caso la distribución del emplazamiento es bimodal y ésta es una característica que la distribución de Weibull no es capaz de reproducir.

Fuente: Elaboración propia con datos de CENER (www.cener.com).

- **Rosa de viento.** Es un gráfico polar que muestra la frecuencia de ocurrencia por dirección o sector de viento (ver Ecuación 4.8). Los gráficos de rosas de los vientos a menudo muestran el porcentaje de tiempo que sopla el viento en ciertos rangos de velocidad al dividir cada segmento del gráfico en diferentes bandas de color (ver Figura 35 (a)). Otro tipo de gráfico, conocido como rosa de energía (ver Ecuación 4.9), muestra el porcentaje de energía total en el viento proveniente de cada dirección. A veces, estos gráficos se combinan en uno único (ver Figura 35 (b)). Las rosas de viento y energía se crean clasificando los datos del viento en el número deseado de sectores, normalmente 12 ó 16, y calculando las estadísticas relevantes para cada sector.

$$f_i = 100 \frac{N_i}{N} \tag{Ecuación 4.8}$$

$$E_i = 100 \frac{N_i \times WPD_i}{N \times WPD} \tag{Ecuación 4.9}$$

En estas ecuaciones, N_i se refiere al número de registros en el sector de dirección i , N es el número total de registros en el conjunto de datos, WPD_i es la densidad de potencia eólica (se explicará en el Apartado 4.3.4) promedio para el sector de dirección i , y WPD es la densidad de potencia eólica promedio para todos registros.

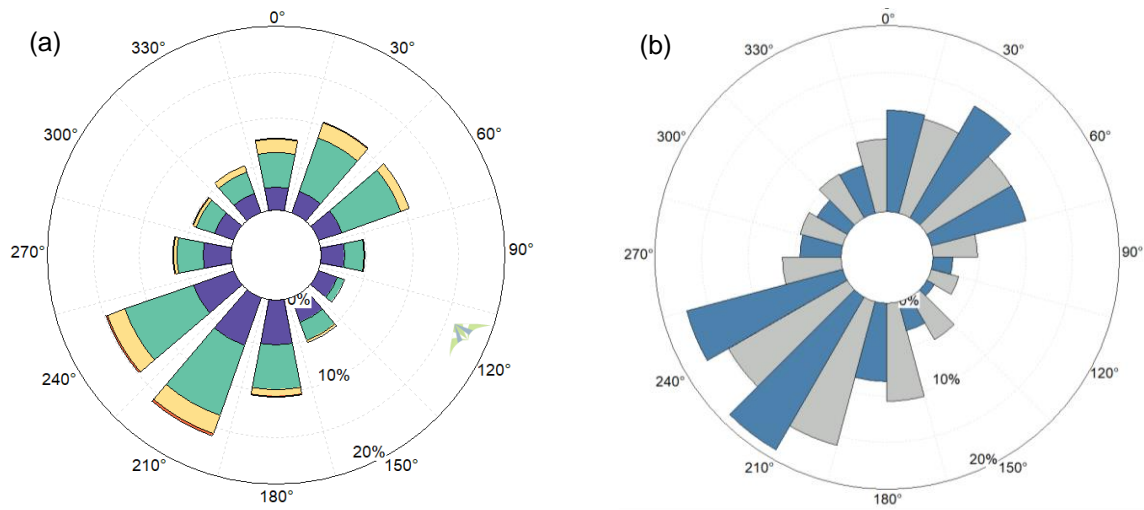


Figura 35 Gráfico de rosas de viento: (a) Rosa de velocidades de viento (en lila de 0 a 4 ms⁻¹, en verde de 4 a 8 ms⁻¹, en amarillo de 8 a 12 ms⁻¹, en naranja de 12 a 16 ms⁻¹ y en rojo >16 ms⁻¹) (b) Rosa de frecuencias (en gris) y energía (en azul).

Fuente: Elaboración propia con datos de CENER (www.cener.com).

- **Variación diurna de la velocidad de viento.** Representa el valor promedio de la velocidad de viento cada hora del día (ver Figura 36). En las latitudes tropicales y templadas, pueden presentarse grandes variaciones en el viento a lo largo del día. Este tipo de variaciones en la velocidad del viento se debe al calentamiento heterogéneo en la superficie de la tierra ocasionado por el ciclo de radiación diario. Una variación típica diurna se manifiesta con un incremento en la velocidad del viento durante el día y entre la media noche produciéndose las velocidades más bajas al amanecer. Los mayores cambios diurnos ocurren en primavera y verano, y los menores se presentan durante el invierno. El comportamiento del ciclo diurno está muy condicionado por si el emplazamiento está en tierra o mar, la altitud o efectos topográficos.

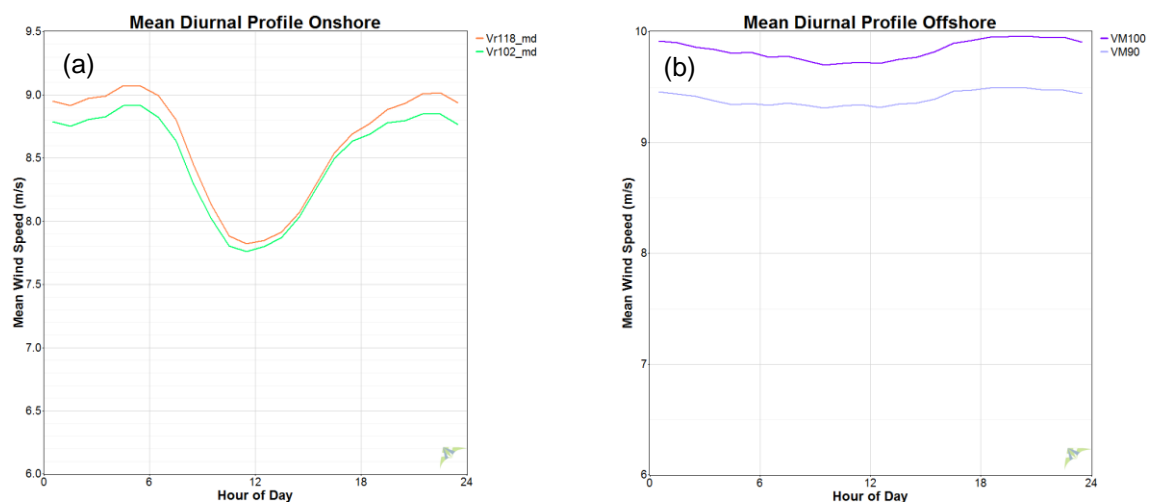


Figura 36 Perfil medio diurno, en un emplazamiento en tierra (a) y en uno en el mar (b).

Fuente: Elaboración propia con datos de CENER (www.cener.com).

- **Inclinación de flujo.** La inclinación de flujo hace referencia a la componente vertical del viento. Generalmente en emplazamientos planos o marinos esta componente es prácticamente nula y si se da, es durante breves períodos con poco viento y un fuerte calentamiento de la superficie. En terrenos complejos, sin embargo, la ocurrencia de la inclinación del flujo puede ser significativa ya que está relacionada con la pendiente del terreno circundante. En estos casos la inclinación de flujo debe estimarse ya que ayuda a caracterizar la turbulencia atmosférica y tiene afección en las cargas que soportará el aerogenerador. Si se dispone de medidas de la componente vertical de la velocidad de viento, la inclinación de flujo se puede estimar a partir de la Ecuación 4.10. Si no se tiene esta información se puede obtener a partir de la pendiente del terreno y del modelado del flujo del viento.

$$\beta = \tan^{-1} \frac{W}{U} \quad \text{Ecuación 4.10}$$

Donde U es la componente horizontal de la velocidad de viento y W la componente vertical.

4.3.2. Perfil vertical de la velocidad de viento

El perfil vertical de la velocidad de viento es la variación de la velocidad del viento con la altura. Debido a los principios generales del movimiento atmosférico que se vieron en el Apartado 2.2, la velocidad de viento cerca de la superficie terrestre es cero y va aumentando con la altura pero cada vez con un ritmo menor. A este ritmo de variación se le denomina cizalladura o cortadura del viento y se expresa como $\frac{du}{dz}$.

Se habla de la velocidad de viento y no de la dirección, ya que ésta apenas varía con la altura en la capa superficial. Por encima de ésta, como se vio en el Apartado 2.2.3, la dirección del viento varía de forma pronunciada siguiendo la espiral de Ekman.

En el Apartado 3.2, se explicó que en la capa superficial atmosférica el perfil medio del viento puede describirse mediante un perfil logarítmico (Ecuación 3.8), dependiente de la velocidad de fricción, la rugosidad y la estabilidad atmosférica. Como se explicó en este apartado la relación con la estabilidad atmosférica es mediante una función empírica cuya obtención no es evidente, lo que complica el poder caracterizar el perfil vertical de viento. Por esto, tradicionalmente, en los estudios de recurso eólico no se han tenido en cuenta los efectos de la estabilidad atmosférica y se ha asumido una estratificación neutra de la atmósfera (Probst and Cárdenas, 2010), lo que reduce la Ecuación 3.8 a la Ecuación 3.10. Esta formulación es la que se ha usado de forma predominante desde los inicios del desarrollo eólico en programas de procesado de datos como

Windographer⁵ o de modelización de flujo de viento como WAsP⁶. Sin embargo con el desarrollo de instrumentación y el estudio tanto del comportamiento de los parques eólicos como de las afecciones de diferentes aspectos meteorológicos en los aerogeneradores se ha visto que esta aproximación no siempre es válida, presentando desviaciones importantes respecto al comportamiento real, especialmente en emplazamientos marinos (Kalvig et al., 2014; Lange et al., 2004a; Motta et al., 2005) y topografía compleja (Radünz et al., 2020) donde se producen frecuentes desviaciones respecto de la asunción de una atmósfera con estratificación neutra. En la caracterización del perfil vertical de viento esto puede tener importantes afecciones ya que éste se utiliza para calcular las cargas que deberán soportar los aerogeneradores en el emplazamiento, y no tener en cuenta la afección de la estabilidad atmosférica puede suponer una subestimación de las cargas por fatiga (Sathe and Bierbooms, 2007).

Desde el punto de vista empírico en los estudios de recurso eólico se usa de forma habitual el perfil potencial (Peterson and Hennessey, 1978), que es un modelo sencillo del perfil vertical de viento, propuesto por primera vez por Hellmann en 1916. Este modelo establece que la velocidad del viento varía con la altura siguiendo aproximadamente una ecuación de tipo estadístico, conocida como ley exponencial de Hellmann:

$$u(z) = u(z_r) \left(\frac{z}{z_r} \right)^\alpha \quad \text{Ecuación 4.11}$$

Donde z_r es la altura de referencia, y α es un exponente adimensional que depende de la rugosidad del terreno y de la estabilidad térmica, conocido como **exponente de Hellmann**. Éste representa la cizalladura del viento en un emplazamiento.

Pese a ser una ley empírica, es de uso común en el mundo eólico y tanto el estándar IEC 61400-1 (International Electrotechnical Commission, 2019b) en su modelo normal de perfil de viento (NWP) como el estándar IEC 61400-12-1 (International Electrotechnical Commission, 2017) para calibrar el emplazamiento (anexo C) lo utilizan.

Emeis en su libro “*Wind Energy Meteorology*” (Emeis, 2013) dedica un apartado a relacionar el perfil vertical de viento potencial con el perfil logarítmico, llegando a la conclusión de que sólo es posible en determinadas combinaciones de rugosidades y condiciones de estabilidad atmosférica.

Para finalizar el capítulo, la Figura 37 muestra los ajustes potencial y logarítmico en tres emplazamientos: uno en el mar (a), uno en terreno sencillo (b) y por último uno en terreno complejo (c).

⁵ <https://store.ul-renewables.com/products/Windographer>

⁶ <https://www.wasp.dk/>

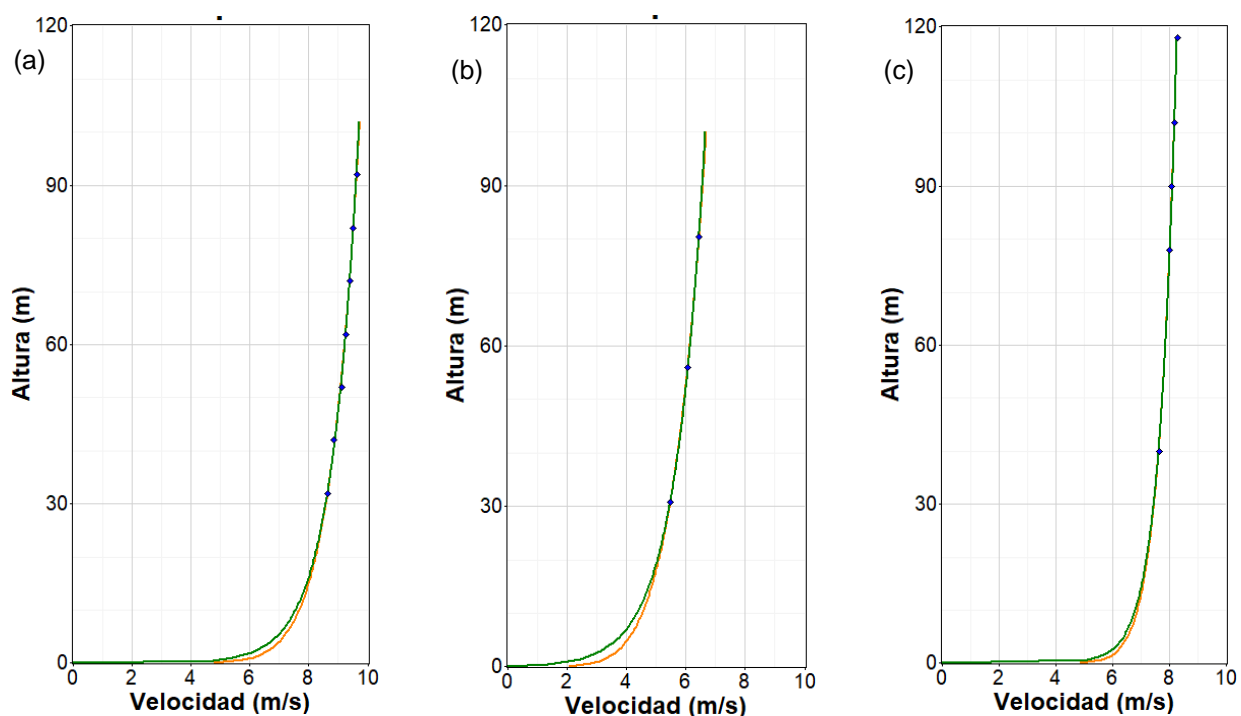


Figura 37 Ajustes de las medidas de velocidad de viento (puntos) a un perfil logarítmico (en verde) o un perfil potencial (en naranja), para un emplazamiento en mar (a), en tierra en terreno sencillo (b) y en uno en terreno complejo (c).

Fuente: Elaboración propia con datos de CENER (www.cener.com).

4.3.3. Intensidad de turbulencia

Como ya se introdujo en el Capítulo 2, la turbulencia atmosférica es la variación temporal y espacial de la velocidad de viento en el rango de la microescala (típicamente menos de unos diez minutos y en extensiones espaciales de decenas de metro). En relación a la Figura 15, es el pico que ocurre en torno al minuto, se vio en la sección 2.3.2 que de acuerdo al espectro de Van der Hoven el viento consiste en una velocidad media determinada por los efectos estacionales, sinópticos y diurnos descritos anteriormente, que varía en una escala de tiempo de una a varias horas, con fluctuaciones turbulentas superpuestas.

En el Capítulo 3 se vio que la turbulencia se genera principalmente por dos causas: por la fricción del flujo de aire con la superficie del suelo por la rugosidad y los elementos topográficos en ella y por efectos térmicos que pueden hacer que las masas de aire se muevan verticalmente como consecuencia de las variaciones de temperatura y, por tanto, de la densidad del aire. A menudo estos dos efectos están interconectados, como cuando una masa de aire fluye sobre una cadena montañosa y es forzada hacia regiones más frías donde ya no está en equilibrio térmico con su entorno. Es por tanto un proceso complejo que no se puede representar únicamente en términos de ecuaciones deterministas.

La turbulencia obedece a ciertas leyes físicas, como las que describen la conservación de masa, momento y energía; pero para describir la turbulencia utilizando estas leyes, es necesario tener en

cuenta también la temperatura, la presión, la densidad y la humedad, así como el movimiento del aire de forma tridimensional. La ecuación de Navier-Stokes, modificada con la inclusión de un término de Coriolis, constituye la base matemática del tratamiento de los flujos turbulentos de la atmósfera. Una descripción matemática detallada se puede encontrar en el anexo A de la nota técnica nº 175 de la OMM (Organización Meteorológica Mundial, 1984) o en el libro “*Turbulence in the atmosphere*” de J. C. Wyngaard (Wyngaard, 2010).

Dada la complejidad de la formulación matemática se han desarrollado descripciones de turbulencia en términos de sus propiedades estadísticas. Existen muchos descriptores estadísticos de turbulencia que pueden resultar útiles, según la aplicación. En el caso de la energía eólica se utiliza la intensidad de turbulencia I definida como:

$$I = \frac{\sigma_u}{\bar{u}} \quad \text{Ecuación 4.12}$$

Donde σ_u es la desviación estándar de la velocidad horizontal promedio \bar{u} . Generalmente se calcula en promedios de 10 minutos y se da en %.

Como descriptor de la turbulencia atmosférica que es, la intensidad de la turbulencia depende de la rugosidad de la superficie del suelo, la altura sobre la superficie a la que se caracterice y de las características topográficas del entorno en que se mida. También depende del comportamiento térmico de la atmósfera y como se vio en el Capítulo 3 está íntimamente ligado a la estabilidad atmosférica y al conocimiento de las propiedades de la capa límite. De forma general los emplazamientos con intensidades de turbulencia altas están asociados a terrenos con topografía compleja, con pendientes acusadas, zonas boscosas o emplazamientos con alta densidad de aerogeneradores. El perfil vertical de viento está íntimamente ligado al nivel de turbulencia. Cuando la turbulencia es alta existe un mayor transporte vertical de cantidad de movimiento que da lugar a que el perfil vertical sea menos acusado.

La intensidad de turbulencia se utiliza para determinar la categoría de turbina apropiada para un determinado emplazamiento. Intensidades de turbulencia altas (por encima del 20%) hacen que la producción de energía disminuya y se incrementen las cargas que los aerogeneradores tienen que soportar durante su vida útil, afectando así a la durabilidad y el funcionamiento de las turbinas.

El estándar internacional IEC 61400-1 cuyo objetivo es especificar los requisitos de diseño esenciales para garantizar la integridad estructural de las turbinas eólicas durante la vida útil planificada (normalmente 20 años), define tres clases de turbina que permiten a la industria eólica clasificar los modelos de aerogenerador en función de las características del emplazamiento donde vayan a ser instalados. Así, las condiciones de diseño y las cargas a soportar dependen del tipo de las condiciones de viento del emplazamiento (velocidad media (V_{AVE}), velocidad máxima con periodo de retorno 50 años (V_{ref}) e intensidad de turbulencia (I_{ref})). En su última versión

(International Electrotechnical Commission, 2019b) la clasificación en función de las condiciones es la que se indica en la Tabla 5. Se definen tres clases de aerogenerador (más una clase especial para aerogeneradores con diseños específicos por requerimientos de los emplazamientos) y cuatro subclases en función de la intensidad de turbulencia.

WIND TURBINE CLASS		I	II	III	S
V_{ave}	[m/s]	10	8.5	7.5	Values specified by the designer
V_{ref}	[m/s]	50	42.5	37.5	
	Tropical [m/s] $V_{ref,T}$	57	57	57	
A ₊	I_{ref} [-]	0.18			
A	I_{ref} [-]	0.16			
B	I_{ref} [-]	0.14			
C	I_{ref} [-]	0.12			
<p>The parameter values apply at hub height and</p> <p>V_{ave} is the annual average wind speed;</p> <p>V_{ref} is the reference wind speed average over 10 min;</p> <p>$V_{ref,T}$ is the reference wind speed average over 10 min applicable for areas subject to tropical cyclones;</p> <p>A₊ designates the category for very high turbulence characteristics;</p> <p>A designates the category for higher turbulence characteristics;</p> <p>B designates the category for medium turbulence characteristics;</p> <p>C designates the category for lower turbulence characteristics; and</p> <p>I_{ref} is a reference value of the turbulence intensity.</p>					

Tabla 5 Parámetros básicos de clasificación de aerogeneradores según IEC 61400-1 (Ed4).

Fuente: Wind energy generation systems. Part 1: Design requirements. (International Electrotechnical Commission, 2019b).

El valor de I_{ref} es la intensidad de turbulencia de referencia para cada subclase de aerogenerador. En el modelo de turbulencia normal (NTM) propuesto por la IEC 61400-1, el valor representativo de la desviación estándar de la turbulencia vendrá dado por el cuantil del 90% para la velocidad del viento a la altura del buje dada. Este valor para las clases estándar de aerogeneradores se calcula mediante (International Electrotechnical Commission, 2019b):

$$\sigma_1 = I_{ref}(0.75V_{hub} + b); \quad b = 5.6 \text{ ms}^{-1} \tag{Ecuación 4.13}$$

A partir de estos valores se generan las curvas de intensidad de turbulencia límite para cada clase de aerogenerador frente a las que hay que comparar la intensidad de turbulencia real en un emplazamiento. En la Figura 38 se presenta un ejemplo en el con base en los datos diezminutales de un año registrados en una estación de medida a 40 m de altura, se ha obtenido la intensidad de turbulencia (en azul) y se ha comparado con los valores de referencia de las 4 subclases

definidas en (International Electrotechnical Commission, 2019b). Se puede observar que la turbulencia en el emplazamiento está por encima de la definida para la subclase C hasta los 16 ms⁻¹ y por encima de la subclase B entre los 18 y 20 ms⁻¹. Por lo que para el emplazamiento en el que se han registrado los datos de viento se recomendaría un aerogenerador subclase A.

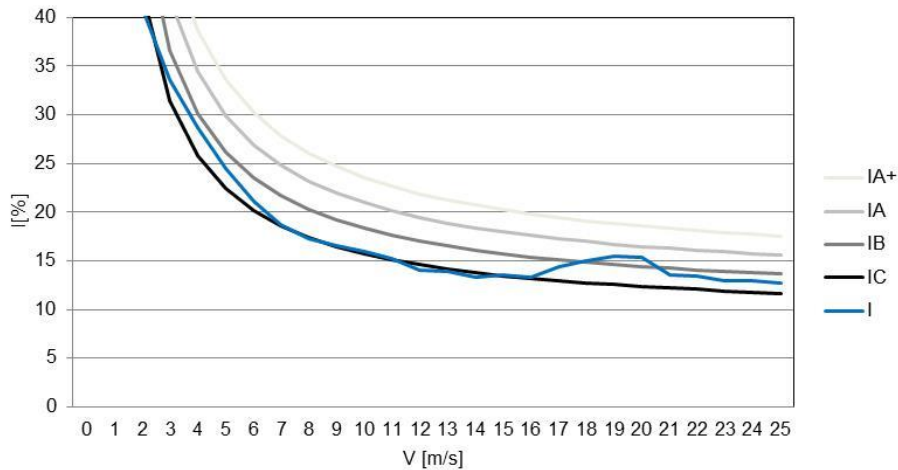


Figura 38 Intensidad de turbulencia obtenida en un emplazamiento (en azul) y valores de la intensidad de turbulencia definidas para las 4 subclases de turbulencia según IEC 61400-1 (Ed4).

Fuente: Elaboración propia con datos de CENER (www.cener.com).

4.3.4. Otros parámetros

Además de los estadísticos relacionados con la velocidad del viento hay otros que son necesarios calcular para obtener una correcta caracterización del recurso eólico en los puntos de medida. Estos son:

- **Densidad de potencia (WPD).** Se define como el flujo de energía cinética del viento por unidad de área de sección transversal. Combinando la distribución de la velocidad del viento del emplazamiento de interés con la densidad del aire, obtenemos una indicación del potencial de producción de energía eólica del sitio. Se calcula de la siguiente forma:

$$WPD = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N \rho_i v_i^3 \tag{Ecuación 4.14}$$

Donde N es el número de registros en el periodo de estudio, ρ_i es la densidad del aire que explicaremos a continuación y v_i es la velocidad del viento del registro i . Al calcular la densidad de potencia hay que tener en cuenta que se debe hacer registro a registro y luego sumarse, y no con valores promedio. Esto se debe a que las velocidades del viento superiores a la media contribuyen mucho más a la WPD que las velocidades inferiores a la media debido al exponente cúbico.

- **Densidad del aire.** Como indica la Ecuación 4.14, la energía cinética disponible en una masa de aire no sólo depende de la velocidad del viento sino también de la densidad (ρ) de dicha masa. De acuerdo al estándar IEC 61400-12-1 (International Electrotechnical Commission, 2017) la densidad del aire se calcula tal que:

$$\rho = \frac{1}{T} \left(\frac{P}{R_0} - \Phi P_w \left(\frac{1}{R_0} - \frac{1}{R_w} \right) \right) \quad \text{Ecuación 4.15}$$

Donde T es la temperatura del aire, P la presión, R_0 la constante de los gases para aire seco (que es $287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), Φ la humedad relativa (que oscila entre 0% y 100%), R_w es la constante de los gases para aire húmedo (que es $461.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y P_w es la presión del vapor de agua que se puede calcular como:

$$P_w = 0.0000205 \exp(0.0631846 \times T) \quad \text{Ecuación 4.16}$$

Si no se dispone de medidas de humedad relativa una aproximación para calcular la densidad del aire es:

$$\rho = \frac{P}{R_0 T} \quad \text{Ecuación 4.17}$$

Del mismo modo si tampoco se dispone de medidas de presión, como alternativa se puede utilizar la altitud del emplazamiento:

$$\rho = \left(\frac{P_0}{R_0 T} \right) \exp \left(\frac{-gz}{R_0 T} \right) \quad \text{Ecuación 4.18}$$

Donde P_0 es la presión a nivel de mar ($101,325 \text{ Pa}$), g la constante gravitacional (9.80665 ms^{-2}) y z la altitud.

4.4. ESTIMACIONES DE FLUJOS

Para caracterizar la estabilidad atmosférica mediante la longitud de Monin –Obukhov y así tener un mejor conocimiento de las características del recurso eólico (poder determinar con mayor fiabilidad el perfil vertical de viento y caracterizar la turbulencia atmosférica), como se vio en el Apartado 3.2.2, es necesario estimar la velocidad de fricción (ver Ecuación 3.14) y el flujo vertical de calor (ver Ecuación 3.11). Para realizar estas estimaciones el procedimiento más utilizado es el del *Método Eddy Covariance* (Burba and Anderson, 2010).

4.4.1. Método Eddy Covariance

El método de covariancia de remolinos, más conocido por su nombre en inglés “Eddy Covariance” o su acrónimo EC, es un método propuesto a mediados del siglo XX para medir intercambios de calor, masa y momento entre una superficie plana y homogénea horizontalmente y la atmósfera

que la rodea. En estas condiciones, el transporte neto entre la superficie y la atmósfera es unidimensional y la densidad de flujo vertical se puede calcular mediante la covarianza entre las fluctuaciones turbulentas del viento vertical y la cantidad de interés (Aubinet et al., 2012).

La aplicación de la metodología es válida en la capa límite superficial, que como se explicó en el Apartado 3.2 puede variar entre unos pocos metros hasta los 200 m. En esta capa los flujos son aproximadamente constantes con la altura y la turbulencia atmosférica es el mecanismo de transporte dominante, lo que justifica el uso del enfoque de covarianza de remolinos para medir los flujos.

Para explicar a nivel conceptual la metodología EC, Bourba (Burba and Anderson, 2010) propone imaginar el flujo de viento como un flujo horizontal de numerosos remolinos (eddies). Cada remolino tiene componentes tridimensionales que incluyen el movimiento vertical del aire (ver Figura 39). La situación parece caótica, pero estas componentes se pueden medir. En esta imagen, el flujo de aire está representado por la flecha evolvente rosa que atraviesa la torre de medida y consta de diferentes tamaños de remolinos. En la zona cercana al suelo, existe una mayor probabilidad de que los remolinos más pequeños sean responsables del transporte de la mayor parte del flujo. Éstos giran más rápido y, por lo tanto, se realiza más transporte mediante movimientos de aire de mayor frecuencia. Al aumentar la distancia al suelo, son los remolinos de mayor tamaño los responsables del transporte de la mayor parte del flujo. En este caso el giro es más lento, y por lo tanto se realiza más transporte mediante movimientos de aire de menor frecuencia. En términos prácticos, siempre hay una mezcla de diferentes tamaños de remolinos, por lo que algunos transportes se realizan a frecuencias más altas y otros a frecuencias más bajas, cubriendo todo el rango de frecuencias: desde grandes movimientos del orden de horas, hasta pequeños del orden de décimas de segundo.

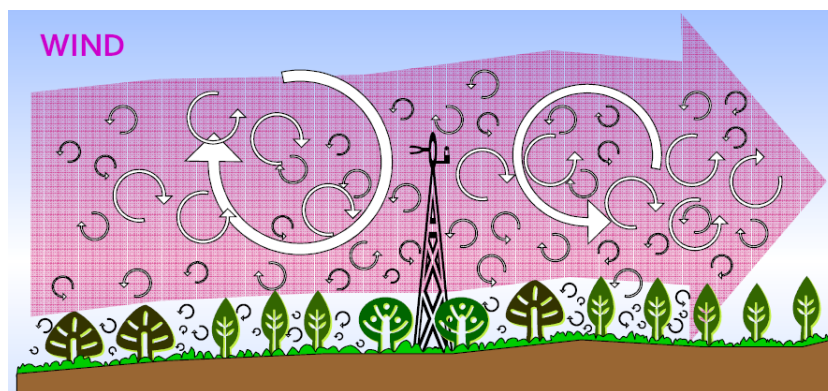


Figura 39 Explicación conceptual del método Eddy Covariance.

Fuente: Eddy Covariance Flux Measurements. (Burba and Anderson, 2010).

Haciendo zoom en un determinado punto (ver Figura 40) se observa que en el tiempo 1, el remolino 1 mueve la parcela de aire c_1 hacia abajo con una velocidad vertical w_1 . En el tiempo 2,

en el mismo punto, el remolino 2 mueve la parcela de aire c_2 hacia arriba con una velocidad vertical w_2 . Cada parcela de aire tiene sus propias características como temperatura, humedad, concentración de un determinado gas, etc. Si se pueden medir estas características y la velocidad del movimiento vertical del aire, se conocerán los flujos verticales ascendentes o descendentes de concentraciones de gases, vapor de agua, temperatura y humedad.

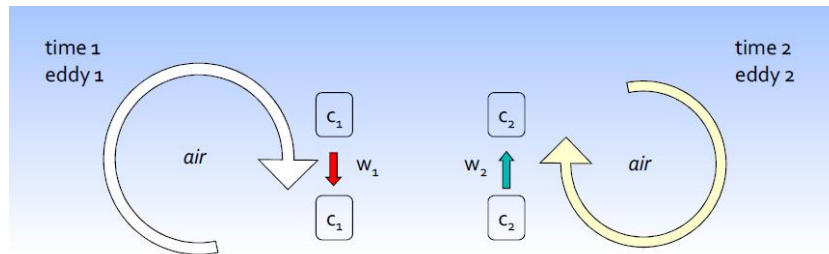


Figura 40 Principio del sistema Covarianza de Remolinos.

Fuente: Eddy Covariance Flux Measurements. (Burba and Anderson, 2010).

Este es el principio general del método Eddy Covariance: las mediciones del flujo de covarianza de los remolinos se basan en determinar la correlación entre los cambios en la velocidad vertical del viento y las desviaciones en una cantidad escalar, como la relación de mezcla de un gas o la temperatura del aire. Para esto las mediciones deben realizarse a una frecuencia de muestreo lo suficientemente alta para capturar la variabilidad debida a la turbulencia atmosférica, que suele ser entre 1–10 Hz, según las características de la superficie (Aubinet et al., 2012).

El principal requisito para los instrumentos y sistemas de adquisición de datos que se utilicen en el método EC es el tiempo de respuesta que debe ser tal que capte fluctuaciones de hasta 10 Hz. Esto significa que la frecuencia de muestreo debe ser lo suficientemente alta como para cubrir todo el rango de frecuencias que transporta el flujo turbulento, lo que generalmente conduce a frecuencias de muestreo de 10 a 20 Hz (Aubinet et al., 2012).

La adquisición de datos en general debe ser flexible con respecto a la frecuencia de muestreo y puede depender de los dispositivos de almacenamiento utilizados. Dada la gran cantidad de datos que se almacenan generalmente la información se divide en ficheros horarios o diarios.

La descripción matemática del método EC es compleja, una descripción detallada puede encontrarse en Aubinet (Aubinet et al., 2012). A modo de resumen a continuación se extraen los principales procedimientos a aplicar para transformar las señales de alta frecuencia en medias, varianzas y covarianzas y obtener de éstas los flujos turbulentos de energía, masa y momento, necesarios para la estimación de la longitud de Monin-Obukhov.

I. Transformación de las señales del sensor en unidades meteorológicas.

Los sensores que se utilizan para realizar estimaciones EC son los anemómetros sónicos 3D (ver Figura 32-(c)) que se han explicado en el Apartado 4.1.2. Éstos, para la frecuencia de muestreo seleccionada aportan como salida las tres componentes del vector viento en un sistema de coordenadas ortogonal asociado a la posición del anemómetro, y la temperatura virtual. En los sensores actuales estas salidas están ya en unidades meteorológicas.

II. Control de calidad de los datos brutos

Los datos brutos de alta frecuencia a menudo contienen “ruido”, es decir, picos, caídas repentinas del valor, valores constantes y otros valores no válidos. Los picos en los datos brutos pueden ser causados por: problemas instrumentales, como un ajuste impreciso de los transductores de los anemómetros sónicos; suministro de energía eléctrica insuficiente; ruido electrónico; presencia de agua o suciedad en los transductores o gotas de lluvia/nieve en el camino entre transductores del anemómetro sónico. Algunos instrumentos emiten indicadores de error en caso de datos sospechosos pero si no lo hacen hay que aplicar una serie de controles de calidad para identificar y/o eliminar estos picos.

Los picos generalmente se pueden detectar por su amplitud, duración o brusquedad de ocurrencia. Como en el caso de los controles de calidad que se aplican sobre los datos diezminutales de sensores convencionales (ver Apartado 4.2) el analizar los valores que superan los umbrales físicos de las variables medidas más criterios con base en las desviaciones estándar (Aubinet et al., 2012) permiten detectar la mayoría de estos picos. No obstante hay diferentes procedimientos y técnicas de detección de estos valores no válidos (Hojstrup, 1993; Vickers et al., 2009; Vickers and Mahrt, 1997) dependiendo de la aplicación de la metodología EC.

III. Obtención de la varianza y covarianza

La varianza de una variable X se obtiene tal que:

$$\overline{X'^2} = \frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N (X_j - \bar{X})^2 \quad \text{Ecuación 4.19}$$

Donde N es el número de muestras, X_j es la parte que fluctúa, la parte turbulenta, es decir el valor en cada intervalo temporal registrado y \bar{X} es la parte que no fluctúa, la media aritmética.

La covarianza de una de las componentes del viento, u_k o un escalar, x , con otra de las componentes del viento u_i se calcula como:

$$\overline{x'u_j'} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N [(x_j - \bar{x})(u_{i,j} - \bar{u}_i)] = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N x_j' u_{i,j}' \quad \text{Ecuación 4.20}$$

$$\overline{u_k' u_i'} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N [(u_{k,j} - \bar{u}_k)(u_{i,j} - \bar{u}_i)] = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N u_{k,j}' u_{i,j}' \quad \text{Ecuación 4.21}$$

Donde u_k , con $k=1, 2, 3$ son las tres componentes del vector viento, U , V y W .

Los promedios de las variables se obtienen para intervalos determinados de tiempo que suelen considerarse entre los 10 y los 60 minutos.

IV. Rotación del sistema de coordenadas

Para que las condiciones de aplicabilidad del método EC se cumplan se debe garantizar la elección de un sistema de coordenadas cartesiano rectangular con la dirección x paralela al vector de viento medio local. Esto puede no ocurrir por dos razones. La primera es si el terreno es plano y homogéneo horizontalmente, porque el soporte vertical del anemómetro no esté perpendicular a la superficie terrestre, en cuyo caso habrá un ángulo de inclinación con la vertical que habrá que corregir en las medidas ya que podría alterar fuertemente los resultados (Wilczak et al., 2001). La segunda razón es debida a la topografía del emplazamiento en la que esté instalada la torre de medida, si ésta no es plana y homogénea horizontalmente, el vector de viento medio local puede variar su inclinación de un intervalo temporal a otro y por tanto se deberán hacer correcciones del sistema de coordenadas para cada bloque temporal.

Si se da alguna de estas dos razones es necesario realizar una rotación de los datos. Para definir los ángulos de rotación hay dos metodologías: el llamado método de doble rotación (DR) y el método de ajuste plano (PF). El DR se ha utilizado desde los primeros años de las mediciones EC y es el método más común y más fácil de usar. De acuerdo a Finnigan (Finnigan, 2004) el PF tiene ventajas sobre el método DR en terrenos complejos. Ambos se presentan en las siguientes subsecciones y ambos se aplicarán a cada intervalo de promediado de flujo (típicamente promedios entre 10 y 60 minutos).

V. Estimación de los flujos para cada intervalo temporal

Después de aplicar las rotaciones se obtendrán los flujos de interés para cada intervalo temporal (típicamente promedios entre 10 y 60 minutos).

4.4.2. Doble rotación (DR)

La rotación del sistema de coordenadas tiene tres posibles grados de libertad, que se pueden caracterizar por los ángulos de Euler “ α ”, “ β ” y “ γ ”. La primera rotación se realiza en torno al eje z con un ángulo α , la segunda en torno al nuevo eje y con un ángulo β y la tercera en torno al nuevo eje x con un ángulo γ . Estas rotaciones se pueden expresar matemáticamente en forma de matriz tal que (Aubinet et al., 2012):

$$R_{01} = \begin{pmatrix} \cos\alpha & \text{sen}\alpha & 0 \\ -\text{sen}\alpha & \cos\alpha & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \tag{Ecuación 4.22}$$

$$R_{12} = \begin{pmatrix} \cos\beta & 0 & \text{sen}\beta \\ 0 & 1 & 0 \\ -\text{sen}\beta & 0 & \cos\beta \end{pmatrix} \tag{Ecuación 4.23}$$

$$R_{23} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\gamma & \text{sen}\gamma \\ 0 & 0 & -\text{sen}\gamma \end{pmatrix} \tag{Ecuación 4.24}$$

Estas rotaciones se aplican sucesivamente sobre el vector viento inicialmente en las coordenadas del anemómetro sónico para transformarlas al sistema de coordenadas deseado.

$$\begin{pmatrix} \overline{u_3} \\ \overline{v_3} \\ \overline{w_3} \end{pmatrix} = R_{03}(\alpha, \beta, \gamma) \times \begin{pmatrix} \overline{u_0} \\ \overline{v_0} \\ \overline{w_0} \end{pmatrix} \tag{Ecuación 4.25}$$

Donde R_{03} es la matriz producto de las tres rotaciones secuenciales:

$$R_{03}(\alpha, \beta, \gamma) = R_{23}(\gamma) \times R_{12}(\beta) \times R_{01}(\alpha) \tag{Ecuación 4.26}$$

Para la covarianza de un escalar con el vector viento la matriz viene dada por:

$$\begin{pmatrix} \overline{u'_3 x'} \\ \overline{v'_3 x'} \\ \overline{w'_3 x'} \end{pmatrix} = R_{03}(\alpha, \beta, \gamma) \times \begin{pmatrix} \overline{u'_0 x'} \\ \overline{v'_0 x'} \\ \overline{w'_0 x'} \end{pmatrix} \tag{Ecuación 4.27}$$

Y para la covarianza entre componentes del vector de viento la matriz es:

$$\begin{pmatrix} \overline{u'_3 u'_3} & \overline{u'_3 v'_3} & \overline{u'_3 w'_3} \\ \overline{v'_3 u'_3} & \overline{v'_3 v'_3} & \overline{v'_3 w'_3} \\ \overline{w'_3 u'_3} & \overline{w'_3 v'_3} & \overline{w'_3 w'_3} \end{pmatrix} = R_{03}(\alpha, \beta, \gamma) \times \begin{pmatrix} \overline{u'_0 u'_0} & \overline{u'_0 v'_0} & \overline{u'_0 w'_0} \\ \overline{v'_0 u'_0} & \overline{v'_0 v'_0} & \overline{v'_0 w'_0} \\ \overline{w'_0 u'_0} & \overline{w'_0 v'_0} & \overline{w'_0 w'_0} \end{pmatrix} R_{03}^T(\alpha, \beta, \gamma) \tag{Ecuación 4.28}$$

Donde R_{03}^T es la matriz traspuesta de R_{03} .

Las rotaciones se aplican a cada intervalo de temporal (típicamente promedios entre 10 y 60 minutos).

En el método de la doble rotación (DR) propuesto por *Tanner y Thurtell* (Tanner and Thurtell, 1969), y ampliamente descrito por *Kaimal y Finnigan* (Kaimal and Finnigan, 1994), únicamente se realizarán dos de las tres posibles rotaciones. El objetivo es conseguir un sistema de coordenadas

“natural” del viento y consiste en hacer que el eje z sea perpendicular al flujo de viento medio (en el intervalo temporal definido) y el eje x apunte en la dirección del flujo y creciendo en el sentido de avance. La primera rotación que se hace es alinear la componente U en la dirección del viento y forzar a que la componente V sea cero, esto da lugar a:

$$\alpha_{DR} = \tan^{-1} \left(\frac{\overline{v_0}}{\overline{u_0}} \right) \quad \text{Ecuación 4.29}$$

La segunda rotación debe anular W :

$$\beta_{DR} = \tan^{-1} \left(\frac{\overline{w_1}}{\overline{u_1}} \right) \quad \text{Ecuación 4.30}$$

Con estos valores, y asumiendo que la matriz R_{23} es la unidad se aplican de la Ecuación 4.22 a la Ecuación 4.28.

El DR es una forma eficaz de realizar correcciones del sistema de referencia del anemómetro con respecto a la superficie en situaciones de flujo homogéneo y su aplicación es relativamente sencilla. Sin embargo, presenta limitaciones en terrenos no planos y a largo plazo. Éstas son el riesgo de sobre rotación, la pérdida de información (se pierde información sobre posibles componentes verticales del viento (W) distintas de cero), la degradación de la calidad de los datos (sobreestimación de ángulos de paso en condiciones de baja velocidad del viento) y filtrado de paso alto de los datos (produce el efecto no deseado de tener series de tiempo turbulentas que son discontinuas) (Aubinet et al., 2012).

4.4.3. Ajuste de plano (PF)

En terrenos con fuerte vegetación y/o terrenos complejos, puede existir una velocidad del viento vertical media distinta de cero (en los promedios de análisis) y debe tenerse en cuenta, como señalaron, primero *Lee* (Lee, 1998), y más tarde *Paw* (Paw et al., 2000). Como solución, *Wilczak* (Wilczak et al., 2001) propuso un procedimiento alternativo de rotación, el llamado "método de ajuste de plano" en inglés planar fit, (PF). Se basa en el supuesto de que la componente vertical del viento solo es igual a cero durante períodos promediados más largos, generalmente semanas o periodos mayores, dependiendo de las características del flujo de viento en el emplazamiento en estudio.

En esta metodología primero se define un plano en la dirección del flujo promedio de viento. El flujo promedio debe calcularse en períodos lo suficientemente largos como para abarcar todas las direcciones del viento y un tamaño de muestra que permita promedios sólidos. El eje z se fija entonces como perpendicular a este plano, el eje x como la proyección normal de la velocidad media del viento (en cada uno de los intervalos seleccionados, entre 10 y 60 minutos) en este plano y el eje y como la normal a los otros dos ejes. Para obtener el plano aerodinámico medio, se

realiza una regresión lineal múltiple en los componentes del viento (en cada uno de los intervalos seleccionados, entre 10 y 60 minutos) siguientes:

$$\overline{w_0} = b_0 + b_1 \overline{u_0} + b_2 \overline{v_0} \quad \text{Ecuación 4.31}$$

Con b_0 , b_1 y b_2 coeficientes de la regresión. b_0 da el offset instrumental de la componente vertical que debe descontarse a w_0 . b_1 y b_2 se utilizarán para calcular los ángulos β_{PF} y γ_{PF} :

$$\text{sen} \beta_{PF} = \frac{-b_1}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} \quad \text{Ecuación 4.32}$$

$$\text{cos} \beta_{PF} = \frac{\sqrt{b_2^2 + 1}}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} \quad \text{Ecuación 4.33}$$

$$\text{sen} \gamma_{PF} = \frac{b_2}{\sqrt{b_2^2 + 1}} \quad \text{Ecuación 4.34}$$

$$\text{cos} \gamma_{PF} = \frac{1}{\sqrt{b_2^2 + 1}} \quad \text{Ecuación 4.35}$$

Las rotaciones β y γ se aplican con estos ángulos fijos a cada uno de los periodos individuales (entre 10 y 60 minutos, según la selección) que se utilizaron para la determinación de los coeficientes. El eje z del sistema de coordenadas de referencia es perpendicular al plano de flujo viento medio local a largo plazo. Finalmente, la rotación α se aplica para cada período individual con un ángulo variable:

$$\alpha_{PF} = \tan^{-1} \left(\frac{\overline{v_2}}{\overline{u_2}} \right) \quad \text{Ecuación 4.36}$$

Debido a que las rotaciones no son conmutativas y debido a que los coeficientes de regresión se han calculado a partir de las componentes del viento en el marco del anemómetro sónico, las rotaciones β y γ deben aplicarse antes de la rotación α y la definición de la matriz R_{03} (Ecuación 4.26) debe modificarse en consecuencia.

Usando el método PF, se superan los inconvenientes del DR. De hecho, el riesgo de sobrerotación se minimiza porque el eje z ahora es independiente de la dirección del viento. Sin embargo el método de ajuste plano también tiene algunos inconvenientes; los coeficientes de regresión dependen de la orientación del anemómetro, el offset en la velocidad vertical y la vegetación del entorno. Por lo tanto, deben calcularse cada vez que se modifica uno de estos parámetros.

4.5. MODELOS DE SIMULACIÓN DE FLUJO DE VIENTO

Como se ha visto en los anteriores apartados de este Capítulo 4 mediante la campaña de medidas y su procesado se caracteriza el recurso eólico en los puntos de medida, pero en un parque eólico

se instalan varios aerogeneradores y aunque lo ideal sería medir en cada posición de turbina, el coste de cada mástil (del orden de 50000 € un mástil de 100 m de altura instrumentado para emplazamientos en tierra y dos órdenes de magnitud más en mar), hace esto inviable. La alternativa para la caracterización del recurso eólico en cada localización de aerogenerador es utilizar modelos matemáticos de simulación del flujo de viento.

Los modelos de simulación de flujo de viento se vienen desarrollando desde mediados del siglo pasado y su desarrollo ha ido parejo al desarrollo computacional (Porté-Agel et al., 2020; Rodrigo et al., 2017). Como se explicó en el Capítulo 2 el viento se produce en diferentes escalas espacio-temporales y del mismo modo hay modelos que resuelven el comportamiento del flujo en diferentes escalas. La Figura 41 muestra de forma resumida éstas escalas y su afección en la energía eólica.

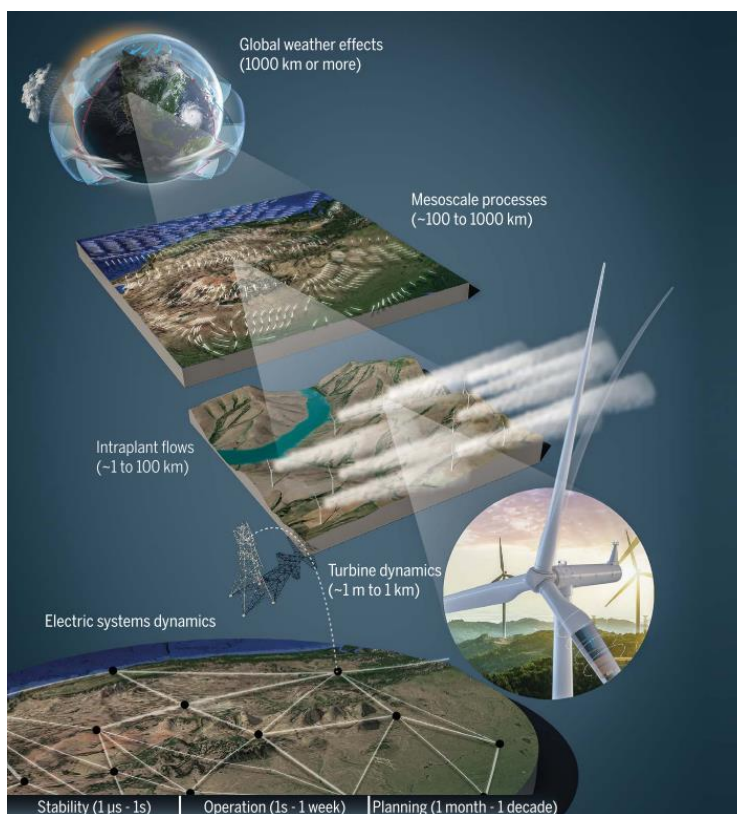


Figura 41 Escalas espacio-temporales que afectan a la energía eólica. Las escalas espaciales, que abarcan desde los sistemas meteorológicos a nivel global hasta la capa límite de la superficie aerodinámica de una turbina eólica, y las escalas temporales desde las fluctuaciones estacionales en el clima hasta el control dinámico del aerogenerador y el equilibrio de la generación eléctrica y la demanda que se produce en subsegundos, se reproducen con los modelos de simulación.

Fuente: Grand challenges in the science of wind energy (Veers et al., 2019).

De acuerdo a la escala espacio temporal que resuelvan los modelos de simulación de flujo de viento se pueden clasificar en tres grandes bloques (ver Figura 42):

1. **Modelos globales**, conocidos como **modelos de circulación general** (MCG). Trabajan con dominios espaciales que cubren el planeta y resuelven fenómenos

meteorológicos que se desarrollan en periodos diarios, estacionales y climáticos. Se utilizan para el pronóstico del tiempo a medio plazo, para comprender el clima y para proyectar el cambio climático.

2. **Modelos de mesoescala.** Son modelos de predicción numérica del tiempo (PNT, más conocidos por sus siglas en inglés *NWP*, *Numerical Weather Prediction models*) cuya resolución horizontal y vertical es suficiente para pronosticar fenómenos meteorológicos de mesoescala. La resolución espacial con la que trabajan está entre los 30 y 1 km y resuelven fenómenos que se producen en horas. Su uso es para predicción meteorológica de corto alcance (horas) y en el sector eólico se utilizan para la generación de mapas de viento y series meteorológicas virtuales (Dörenkämper et al., 2020; Hahmann et al., 2020).
3. **Modelos de microescala.** Son modelos de alta resolución espacial y temporal, tienen diversas aplicaciones pero la que es de interés en el desarrollo de esta tesis es la de simular las condiciones del flujo de viento en cada posición de aerogenerador. Estos modelos se analizarán en detalle en el siguiente apartado.

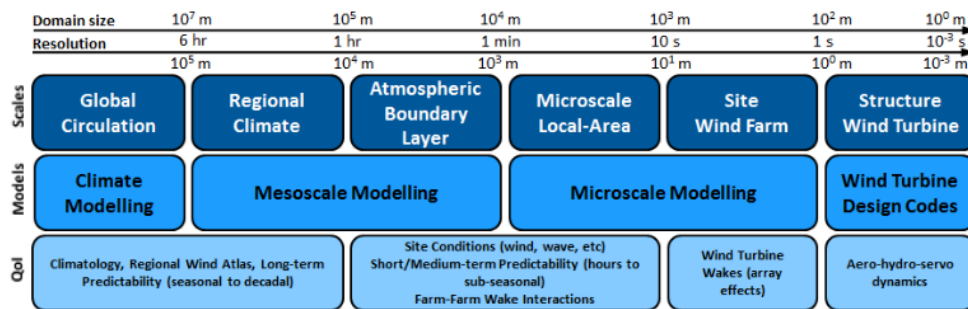


Figura 42 Categorías de modelos de simulación de flujo de viento y la escala espacio temporal que resuelve.

Fuente: Mesoscale to microscale wind farm flow modeling and evaluation (Rodrigo et al., 2017).

4.5.1. Modelos de microescala

La extensión de los parques eólicos suele abarcar varias decenas de kilómetros. Interesa por tanto caracterizar el comportamiento del flujo de viento en estas dimensiones espaciales. Para ello, como se ha indicado en el apartado anterior, se utilizarán modelos de microescala. La caracterización del recurso eólico se ha realizado tradicionalmente en sectores de dirección del viento y para intervalos de velocidad. Con el desarrollo de la energía eólica en diferentes emplazamientos y un mayor conocimiento de la influencia de la capa límite atmosférica, la estabilidad atmosférica se está introduciendo progresivamente como una tercera variable para tener en cuenta los efectos de la estratificación térmica sobre la turbulencia y el perfil vertical del viento. La caracterización de la estabilidad atmosférica a partir de las variables introducidas en el Capítulo 3 está bien establecida en la meteorología de la capa límite, pero sigue siendo una tarea

difícil integrarla de manera coherente en los modelos de flujo y las herramientas de diseño de parques eólicos (Sanz Rodrigo et al., 2015).

Los modelos de flujo de viento a microescala se pueden clasificar en:

- Modelos de conservación de masa.
- Modelos lineales.
- Modelos de dinámica computacional de fluidos (CFD).

Los **modelos de conservación de masa** se denominan así porque resuelven sólo una de las ecuaciones físicas del movimiento, la que gobierna la conservación de la masa. Cuando se aplica a la atmósfera, asumiendo que es incompresible (una buena suposición dentro de la capa límite atmosférica), el principio de conservación de masa implica que el viento forzado sobre un terreno más alto debe acelerarse para que el mismo volumen de aire pase a través de la región en un tiempo dado. Como resultado, estos modelos predicen vientos más fuertes en las cimas de las montañas, y vientos más débiles en los valles. Como limitación tienen el que no pueden resolver patrones de viento impulsados térmicamente, como brisas marinas y circulaciones entre valles y montañas o separaciones de flujo en el lado de sotavento de colinas o montañas (Brower, 2012).

Los **modelos de flujo de viento lineal** como el programa de simulación de viento WAsP (Wind Atlas Analysis and Applications Programs) (Troen and Lundtang Petersen, 1989) se basan en la teoría de Jackson y Hunt (Jackson and Hunt, 1975). Éstos, además de la conservación de la masa, incluyen la conservación de la cantidad de movimiento resolviendo una ecuación linealizada de Navier-Stokes bajo varios supuestos: flujo de estado estable, advección lineal y cierre de turbulencia de primer orden. Sin embargo, no tienen en cuenta los gradientes de temperatura horizontales ni la aceleración del flujo.

El software WAsP, que utiliza modelos simplificados para evaluar las influencias locales del terreno, la rugosidad y los obstáculos en la climatología del viento del mástil meteorológico, se ha empleado y se emplea habitualmente en los estudios de evaluación de recurso eólico. Sin embargo debido a las aproximaciones que se realizan para linealizar la turbulencia y la advección, los modelos lineales fallan en la reproducción de los perfiles verticales, especialmente en estratificaciones no neutras y pendientes pronunciadas (superiores al 30%) (Ayotte, 2008).

A medida que ha aumentado la potencia computacional y la complejidad de los emplazamientos, la industria eólica ha experimentado una transición importante de modelos lineales a no lineales más conocidos como **modelos CFD** (Palma et al., 2008). Éstos permiten la simulación de flujos a pequeña escala con resoluciones espaciotemporales muy finas. Existen tres tipos de modelos CFD ordenados de menor a mayor coste computacional:

- **RANS** (*Reynolds Average Navier-Stokes*). Estos modelos resuelven las ecuaciones de Navier-Stokes promediadas para el movimiento del fluido, introduciendo el término de tensión de Reynolds (que explica las fluctuaciones turbulentas) y un modelo de cierre turbulento (Wilcox, 2006). El grado de complejidad de estos modelos varía según el modelo de cierre de turbulencia utilizado. Los enfoques más comunes son los que resuelven dos ecuaciones de transporte, una para la energía cinética turbulenta (TKE) y otra para una cantidad relacionada con su disipación (por ejemplo, la tasa de disipación). Algunos ejemplos de los modelos de turbulencia empleados son, de primer orden el modelo de viscosidad turbulenta de remolinos (*Eddy viscosity model*) o de segundo orden el modelo de transporte de los esfuerzos de Reynolds.
- **LES** (*Large-eddy simulation*). En estos modelos se calculan de forma directa los movimientos de gran escala (grandes remolinos equivalente a *large eddies* en inglés) y los de pequeña escala son modelados y no resueltos directamente, lo que reduce el costo computacional respecto a un DNS. Por pequeña escala se entiende la escala menor que la malla computacional que se establece para modelizar el emplazamiento en estudio, en inglés subgrid-scale SGS. La premisa es que los remolinos de gran escala son afectados directamente por las condiciones de frontera, poseen más información y por eso deben ser calculados directamente. Mientras que la turbulencia de pequeña escala es más débil, posee menos información y por tanto es menos crítica. Además, la turbulencia de pequeña escala tiende a ser más isotrópica y con características más universales, por lo que puede ser modelada. Estos modelos son muy adecuados para simular flujos turbulentos en régimen de transición. No obstante, por resolver de forma directa parte de las ecuaciones de Navier Stokes, el modelo LES resulta computacionalmente muy costoso para algunos problemas prácticos en ingeniería y se requiere una importante experiencia y conocimiento para emplear este modelo y obtener resultados adecuados (Zhiyin, 2015)
- **DNS** (*Direct Numerical Simulation*). Estos modelos no son modelos CFD estrictamente turbulentos porque no aplican ninguna parametrización para las turbulencias de SGS. En cambio, resuelven las ecuaciones de Navier Stokes sin realizar ningún promediado ni filtro, capturando todo el rango de escalas turbulentas y, por esta razón, requieren mallas extremadamente finas y que son las más costosas desde el punto de vista computacional. El uso de este tipo de modelos para simulaciones ABL es inviable porque las escalas resueltas están por debajo del milímetro (Rodrigo and Moriarty, 2015).

Los modelos más utilizados en las evaluaciones de recurso eólico son los modelos RANS. Estos modelos generalmente asumen una estratificación atmosférica neutra, lo que puede conducir a fallos en la modelización y elevada incertidumbre en algunos emplazamientos. Para subsanar este

problema los modelos deben resolver la ecuación de conservación de energía y tener en cuenta los fenómenos térmicos que se producen a lo largo del día (Barcons et al., 2019). En la literatura (Castro et al., 2015; Koblitz et al., 2015; Pieterse and Harms, 2013; Veiga Rodrigues et al., 2016) hay dos aproximaciones principales para poder definir condiciones de contorno dependientes del tiempo para modelos RANS estratificados térmicamente.

La primera aproximación consiste en acoplar dinámicamente el modelo RANS con un modelo de mesoescala (Durán et al., 2019; Schmidt et al., 2016). Esto permite simular las condiciones atmosféricas reales y proporcionar mejoras en las estimaciones de la velocidad del viento con respecto a los resultados de los modelos sin acoplamiento. Sin embargo, esta opción tiene un alto coste computacional que complica su uso en estudios de recurso eólico, especialmente en situaciones en las que los resultados de las simulaciones deban darse con rapidez.

En la segunda aproximación se resuelve la ecuación de energía y se simulan los flujos de calor a lo largo de un día típico utilizando simulaciones transitorias (Barcons et al., 2019; Koblitz et al., 2014, 2015; Pieterse and Harms, 2013). Esto da lugar a una formulación más realista de los efectos térmicos. En esta aproximación se requiere clasificar el comportamiento del viento (velocidad y dirección) en función de la estabilidad atmosférica, para así simular los diferentes comportamientos que se dan en el emplazamiento y caracterizar con menos incertidumbre cada una de las posiciones de aerogenerador.

4.5.2. Efecto de estela

Con los modelos de microescala descritos en el apartado anterior se pueden simular las condiciones de viento “libre”, sin afecciones, en cada posición de aerogenerador. Pero cuando se instalan varias turbinas en un mismo emplazamiento para configurar un parque eólico, se produce el efecto de estela. Éste consiste en que el viento tras atravesar el rotor de un aerogenerador presenta una menor velocidad y una mayor turbulencia que en las condiciones de entrada (ver Figura 43). La reducción de la velocidad de viento implica una menor producción energética y el aumento de intensidad de turbulencia un incremento de las cargas dinámicas que tendrá que soportar la máquina. Dependiendo del diseño del parque eólico y de las condiciones del viento entrante, las pérdidas de potencia debidas a los efectos de la estela pueden llegar a ser del 40% cuando las turbinas están alineadas en condiciones de plena estela (Sanderse et al., 2011). Es por tanto, el efecto de estela, un fenómeno de gran interés en el mundo eólico por sus implicaciones en la producción del parque y en su vida útil. Desde los años ochenta, en paralelo con el desarrollo de los modelos de microescala ha habido una gran labor de investigación en modelos que simulen de forma adecuada la generación y el desarrollo de la estela en el entorno del parque eólico (Ainslie, 1988; Jensen, 1983; Larsen and Crespo, 2011; Ruisi and Bossanyi, 2019; Sanderse et al., 2011).

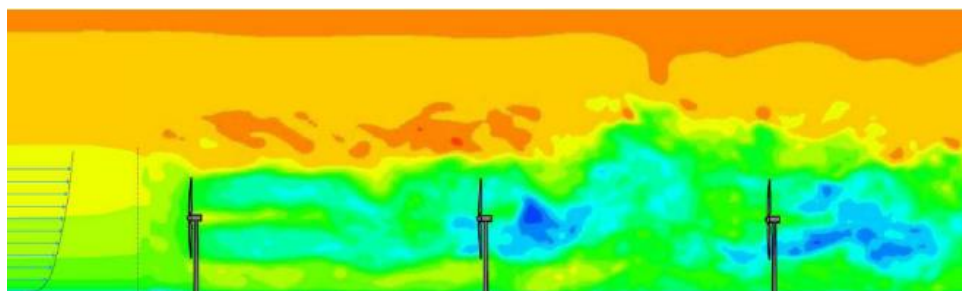


Figura 43 Formación de la estela de viento a su paso por los aerogeneradores.

Fuente: Three dimensional actuator disc modelling of wind farm wake interaction (Ivanell et al., 2008).

Cuando se estudia la estela y sus efectos, se suele diferenciar entre estela cercana y estela lejana. La estela cercana se considera que se produce en la zona comprendida entre el aerogenerador y una distancia de uno o dos diámetros del rotor aguas abajo. En esta zona la geometría de la turbina afecta directamente al flujo y se producen gradientes de velocidad y picos en la turbulencia. En la estela lejana, como se explica en (Sanderse et al., 2011) las características del rotor solo afectan indirectamente, por medio de la velocidad axial reducida y la intensidad de la turbulencia aumentada. La turbulencia es el proceso físico dominante en la estela lejana, y se pueden identificar tres fuentes: la turbulencia atmosférica (causada por la rugosidad de la superficie y los efectos térmicos), la turbulencia mecánica (debida a las palas y la torre) y la turbulencia debida a la estela.

Generalmente la estela cercana se estudia junto con la aerodinámica del rotor y la estela lejana en el análisis de la eficiencia energética del parque eólico (Rodrigo and Moriarty, 2015). A nivel de modelización también se diferencian los modelos según el objeto de estudio. En la Tabla 6 se presenta la clasificación de los modelos de estela que hacen Sanderse y *al.* (Sanderse et al., 2011).

El primer modelo que se señala, y el más sencillo, es un método analítico que explota la naturaleza auto-similar de la estela lejana para obtener expresiones para el déficit de velocidad y la intensidad de la turbulencia. El segundo, *Blade Element Momentum* (BEM), momento de elemento de pala, utiliza un equilibrio entre el balance de momento total y elementos de pala bidimensionales para calcular las características aerodinámicas de la pala. Los métodos de retícula de vórtice y partícula de vórtice asumen un flujo no viscoso e incompresible y lo describen con vorticidad concentrada en láminas o partículas. Los métodos de panel describen de manera similar un campo de flujo no viscoso, pero la geometría de la pala se tiene en cuenta con mayor precisión y los efectos viscosos se pueden incluir con un código de capa límite. Estos métodos se abordan en detalle en varias referencias (Crespo and Hernández, 1999; Snel, 1998; Vermeer et al., 2003). Los dos últimos métodos, el método de disco actuador generalizado y el método directo, son métodos de dinámica de fluidos computacional (CFD).

Método	Modelo de pala	Modelo de estela
Cinemático	Coefficiente de empuje	Soluciones auto similares
BEM	Disco actuador + elemento de pala	Teoría del momento cuasi unidimensional
Retícula/partícula de vórtice	Línea/superficie elevadora +elemento de pala	Lámina de vorticidad fija/libre, partículas
Paneles	Malla de superficie	Lámina de vorticidad fija/libre
Actuador generalizado	Disco/línea/superficie actuadora	Malla de volumen, Euler/RANS/LES
Directo	Malla de volumen	Malla de volumen, Euler/RANS/LES

Tabla 6 Clasificación de modelos de estela.

Fuente: Review of computational fluid dynamics for wind turbine wake aerodynamics (Sanderse et al., 2011).

Como en los modelos de microescala, tradicionalmente las simulaciones del efecto de estela se han realizado considerando una atmósfera neutra. Al identificarse la afección de la estabilidad en el desarrollo de la estela (Abkar and Porté-Agel, 2015; Hansen et al., 2010; Macheaux et al., 2016; Westerhellweg et al., 2014) se ha visto la necesidad de caracterizar dicha estabilidad atmosférica para poder tenerla en cuenta en los modelos de estela (Peña and Rathmann, 2014).

CAPÍTULO 5 ESTUDIO EXPERIMENTAL

5. ESTUDIO EXPERIMENTAL

Una vez analizadas las características del viento como recurso eólico (Capítulo 2), la definición de estabilidad atmosférica y las opciones para su caracterización (Capítulo 3), así como las diferentes fases de un estudio de evaluación de recurso eólico y la importancia de poder caracterizar la estabilidad atmosférica para una mejor caracterización del flujo de viento en cada posición de aerogenerador (Capítulo 4), en este capítulo se presentan los resultados obtenidos en la caracterización de la estabilidad atmosférica a partir de datos de tres torres de medición eólica con diferente instrumentación y representativas de tres emplazamientos diferenciados.

El primer emplazamiento en el que se ha caracterizado la estabilidad atmosférica ha sido el de la plataforma offshore de investigación FINO1 (BMUM (Federal Ministry for the Environment Nature Conservation Building and Nuclear Safety), 2021). Parte de los resultados presentados en este documento se han publicado en (Sanz Rodrigo et al., 2015).

El segundo emplazamiento ha sido en un parque eólico propiedad de Iberdrola en Cuenca.

Por último se ha caracterizado la estabilidad atmosférica en el parque experimental de CENER en Navarra. Estos resultados se han publicado en (Cantero et al., 2022).

La Tabla 7 muestra un resumen de las configuraciones de medida disponibles en cada mástil y el periodo de medida analizado.

Mástil	Desde	Hasta	Sónicos (alturas [m])	Cazoletas (alturas [m])	Veletas (alturas [m])	Termómetros (alturas [m])
FINO1	01/01/2006	31/12/2006	41.5, 61.5 y 81.5	34, 41.5, 51.5, 61.5, 71.5, 81.5, 91.5 y 103	34, 51.5, 71.5, y 91.5	TSM, 34.5, 42, 52, 72 y 103
CC1	01/07/2014	30/06/2015	13.7, 56 y 71	30.9, 55.9, 80.5 y 82	80.5 y 30.9	1.5, 12.7, 55.1, 70.1.
MP5						

Tabla 7 Mástiles, periodo de medida y sensores (alturas en metros) usado en la caracterización de la estabilidad atmosférica.

Fuente: Elaboración propia.

5.1. CASO 01: EMPLAZAMIENTO MARINO

En este apartado se describe el estudio experimental realizado con los datos de la plataforma offshore de investigación FINO1 (BSH, 2021) operada por el Organismo Federal Marítimo e Hidrográfico BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie) de Alemania. Los datos analizados han sido facilitados por dicho organismo.

5.1.1. Descripción de la plataforma FINO1 y los equipos de medida

La plataforma FINO1 está situada en el Mar del Norte, aproximadamente a 45 km de la isla de Borkum, a una profundidad de 30 m, con coordenadas $54^{\circ}0'51.6''N$ y $6^{\circ}35'15.6''E$ (Cañadillas et al., 2011; Neumann and Nolopp, 2007).

Como puede apreciarse en el mapa de situación de la Figura 44, la torre está expuesta a condiciones de mar abierto en el cuadrante NW. El resto de cuadrantes tienen presencia de costa con distancias entre 45 y 300 km.

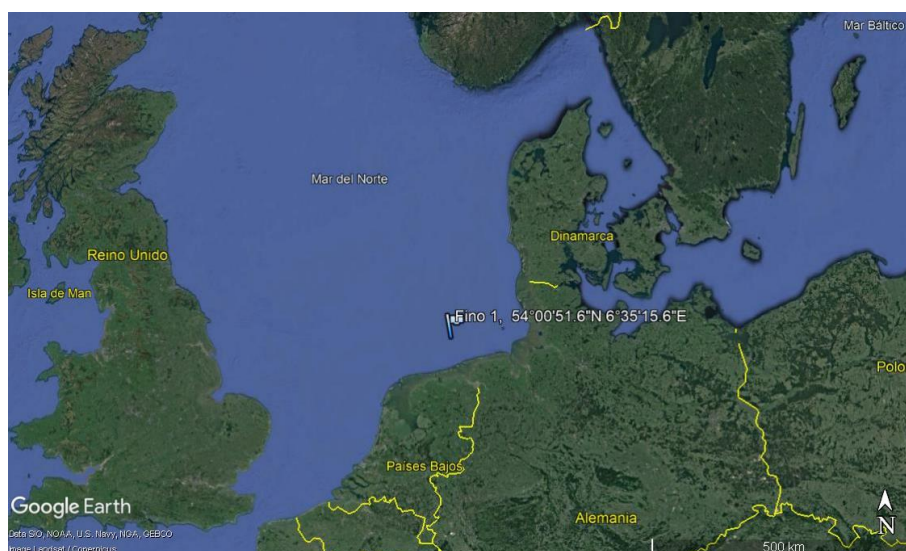


Figura 44 Localización de la plataforma de investigación FINO1.

Fuente: Imagen generada con Google Earth ([Google Earth](https://www.google.com/earth/)).

El mástil de medida, instalado sobre una plataforma marítima, tiene una altura de 100 m (ver Figura 45) y lleva midiendo desde el año 2003.

El equipamiento meteorológico consiste en: 8 anemómetros de cazoletas, 7 instalados entre 33 y 90 m en soportes orientados al sureste y uno en lo alto de la torre a 100 m de altura; 3 anemómetros sónicos 3-D a 40, 60 y 80 m de altura en soportes orientados al noroeste; adicionalmente el mástil cuenta con veletas, sensores de temperatura, de humedad, presión e irradiancia solar. La instrumentación de respuesta “lenta” (anemómetros de cazoletas, veletas, sensores de temperatura y presión...) se muestrea una vez por segundo (1 Hz) y se almacena

como promedios de 10 minutos. La instrumentación de respuesta "rápida" (anemómetros sónicos) se muestrea y almacena con una frecuencia de 10 Hz.

Las medidas oceanográficas incluyen temperatura superficial del mar (TSM), altura de ola, caracterización de corrientes y propiedades físicas del agua de mar.

El sistema de adquisición de datos se compone de tres dispositivos operativos autónomos: dos registradores de datos para datos meteorológicos "lentos" y un sistema para las señales de respuesta "rápida".

En el anexo 7.2 se presenta información adicional sobre el equipamiento instalado.

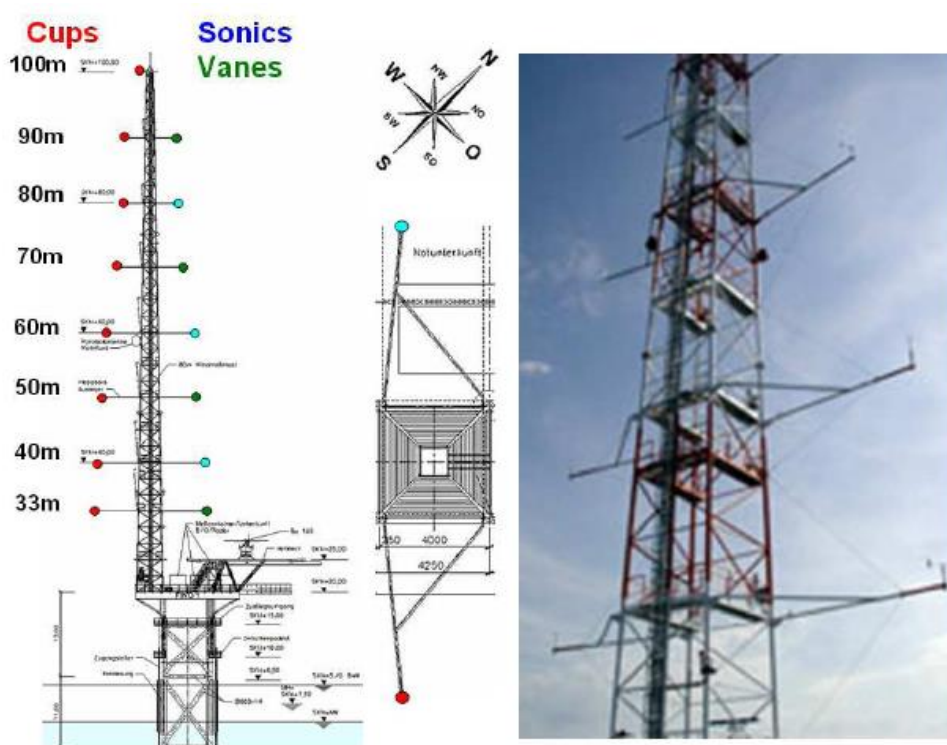


Figura 45 Características de la plataforma de investigación FINO1.

Fuente: Diseño propio.

5.1.2. Base de datos

En el presente trabajo, se ha analizado el año 2006. La selección de este año ha sido motivada por el hecho de que en ese intervalo temporal todavía no había parques eólicos offshore en la zona y por tanto los datos no están afectados por estos.

Para los anemómetros sónicos se dispone de datos de alta frecuencia, 10 Hz, y para el resto de sensores meteorológicos, anemómetros, veletas y sensores de temperatura, promedios diezminutales. Los datos de la temperatura superficial del mar registrados en una boya anclada a la plataforma son registros horarios.

Los equipos utilizados, los modelos de sensor con su precisión, y las alturas sobre la base de la plataforma con los que se ha trabajado se resumen en la Tabla 8.

Sensor	Modelo (precisión)	Altura [m]
Anemómetro sónico	Gil R3-50 Ultrasonic anemometer (<1% rms)	41.5, 61.5, 81.5
Anemómetros de cazoletas	Vector A100LK-WR-PC3 ($\pm 0.01 \text{ms}^{-1}$)	103, 91.5, 81.5, 71.5, 61.5, 51.5, 41.5, 34.
Veletas	Thies Wind Vane Classic 4.3120.22.012 ($\pm 1^\circ$)	91.5, 81.5, 71.5, 61.5, 51.5, 41.5, 34.
Temperatura del aire	Thies thermo transmitter ($\pm 0.1 \text{K}$ at 0°)	72, 52, 42, 34, 5
Temperatura del mar	Wavec datawell buoy ($\pm 3\%$)	TSM
Presión	Vaisala ($\pm 0.03 \text{hPa}$)	22.5

Tabla 8 Medidas utilizadas en el estudio de la caracterización de la estabilidad a partir de datos de FINO1.

Fuente: Elaboración propia.

5.1.3. Procesado de las medidas

El procesado realizado sobre los registros diezminutales (los medidos con anemómetros de cazoletas, veletas, sensores de presión, temperatura y humedad) ha consistido en comprobar la completitud de los datos registrados y aplicar varios test (de rango, de relaciones y tendencia) para detectar datos erróneos. Dada las dimensiones del mástil meteorológico también se ha analizado el efecto de éste en las medidas. Como puede comprobarse en la Figura 46, tiene gran afección en los anemómetros ubicados en soportes orientados a sureste ($\sim 135^\circ$) en las direcciones en las que el flujo de viento atraviesa en primer lugar la torre de medida ($\sim 315^\circ$).

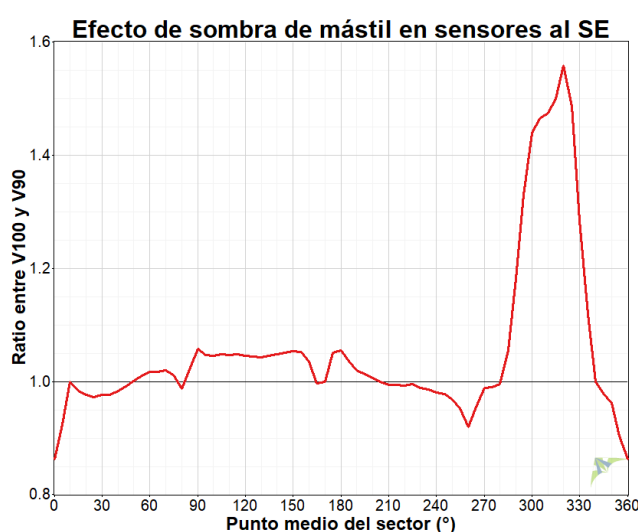


Figura 46 Ratio entre las velocidades medias registradas en el sensor ubicado en punta de torre (V100 a 103 m de altura) y uno de los sensores ubicados en un soporte a 135° (V90 a 91.5 m de altura) en función de la dirección de viento incidente en el mástil FINO1.

Fuente: Diseño propio.

La cobertura obtenida tras este proceso para todos los sensores analizados se muestra en la Tabla 9. En los anemómetros de cazoletas ubicados en soportes orientados al sureste se han identificado los datos afectados por el efecto de mástil en las direcciones comprendidas entre 285° y 335° pero no se han eliminado de la base de datos.

Sensor	Altura [m]	Cobertura (%)
V100	103	99.53
V90*	91.5	99.53
V80*	81.5	99.53
V70*	71.5	99.53
V60*	61.5	99.53
V50*	51.5	99.53
V40*	41.5	99.49
V33*	34	99.49
D90	91.5	99.53
D80	81.5	83.78
D70	71.5	90.66
D60	61.5	57.42
D50	51.5	85.97
D40	41.5	90.72
D33	34	92.02
T100	103	99.66
T70	72	99.55
T50	52	99.44
T40	42	99.56
T30	34.5	99.66
P20	22.5	49.67

Tabla 9 Cobertura de datos de los sensores meteorológicos instalados en la torre de medida FINO1. *En estos sensores no se han eliminado los datos afectados por el efecto mástil.

Fuente: Elaboración propia.

La cobertura del sensor de TSM en el año 2006 ha sido del 80%.

En el caso de las medidas registradas con los anemómetros sónicos, el procesado se ha realizado sobre los datos de alta frecuencia (10 Hz) registrados. El anemómetro ubicado a 61.5 m de altura (V60) no se ha considerado ya que sólo estuvo operativo la primera mitad del año 2006.

Como se explicó en el Apartado 4.4.1 los datos de alta frecuencia a menudo suelen contener “ruido”, es decir, picos, valores fuera de rango, valores estancados....Hay numerosos procedimientos (Aubinet et al., 2012) y criterios para el control de calidad de las series temporales turbulentas y estudios sobre el impacto en los resultados de dichos procedimientos. En el control de calidad de los datos sónicos registrados en la estación FINO1, únicamente se han aplicado test de rango de acuerdo a las especificaciones técnicas de los sensores utilizados:

- $|x| < 50$
- $|y| < 50$
- $|z| < 50$
- $|t| < 60$

En la Tabla 10 se muestra la cobertura obtenida tras este proceso.

Sensor	Altura [m]	Cobertura (%)
Vs80	81.5	97.91
Vs40	41.5	97.91
Ds80	81.5	97.91
Ds40	41.5	97.91
Ts80	81.5	97.91
Ts40	41.5	97.91

Tabla 10 Cobertura de datos de los sensores sónicos instalados en la torre de medida FINO1.

Fuente: Elaboración propia.

5.1.4. Obtención de flujos

Tras el procesado de los datos de los anemómetros sónicos y siguiendo el método Eddy Covariance descrito en el Apartado 4.4.1, los registros de alta frecuencia se rotan siguiendo el método de ajuste a plano (PF) (Richiardone et al., 2008; Wilczak et al., 2001) explicado en el Apartado 4.4.3. La Figura 47 muestra de forma esquemática los pasos a seguir para realizar la rotación desde el sistema de coordenadas de montaje a uno en el que el flujo siga al terreno.

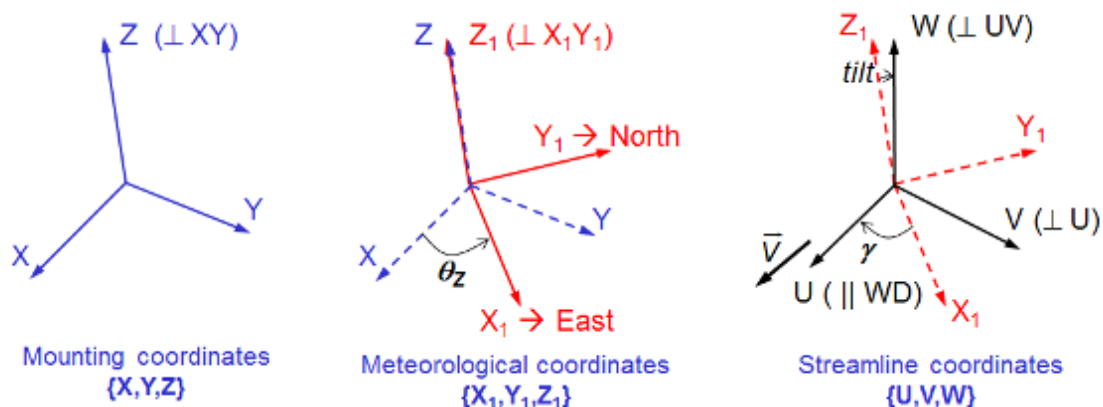


Figura 47 Descripción esquemática del proceso de rotación del sistema de coordenadas según el método de ajuste a plano.

Fuente: Diseño propio.

En el periodo analizado se han detectado ángulos de inclinación (“tilt” en inglés) de 1° a 1.8° en ambos sónicos.

Una vez rotadas las medidas de alta frecuencia se procede a calcular las varianzas y covarianzas y los flujos turbulentos de calor y momento de acuerdo a la Ecuación 4.20 y Ecuación 4.21.

Los promedios de las variables se han obtenido para intervalos de 60 minutos.

5.1.5. Caracterización del recurso eólico

Una vez que los datos diezminutales han sido procesados se realiza su análisis estadístico para obtener la información relevante necesaria en la caracterización del recurso eólico en el emplazamiento en estudio. Como se ha explicado en el Apartado 4.3 los parámetros de mayor relevancia asociados a la velocidad y dirección del viento, además de la cobertura y distribución mensual de velocidades medias, son el histograma de frecuencias de velocidades de viento, el perfil vertical, la variación diaria promedio de la velocidad del viento, la rosa de frecuencias, velocidades y energía y la intensidad de turbulencia.

La Figura 48 muestra la rosa de frecuencia y energía del sensor V100. Las direcciones principales vienen del tercer cuadrante, especialmente del SW, si bien existen vientos en todas las direcciones. Direccionalmente, el clima eólico se puede dividir en dos categorías en función de si existe efecto de costa o no (mar abierto). Esta distinción es fundamental de cara a la interpretación de las condiciones de viento marinas.

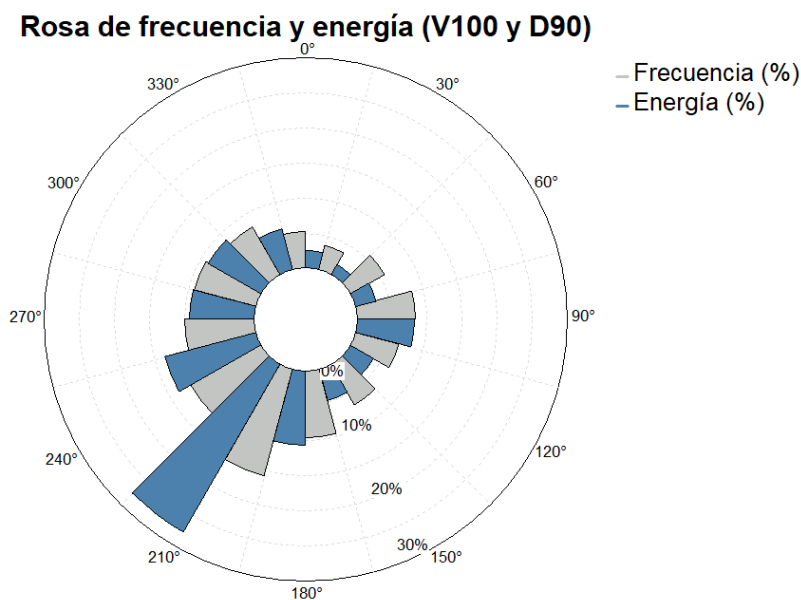


Figura 48 Rosa de frecuencia y energía en FINO1. Datos del año 2006 de V100 y D90.

Fuente: Diseño propio.

Como puede apreciarse en la Figura 49, la distribución de velocidades se ajusta bien a una función Weibull con un factor de forma k de 2.33, a 103 m de altura sobre el nivel de la plataforma.

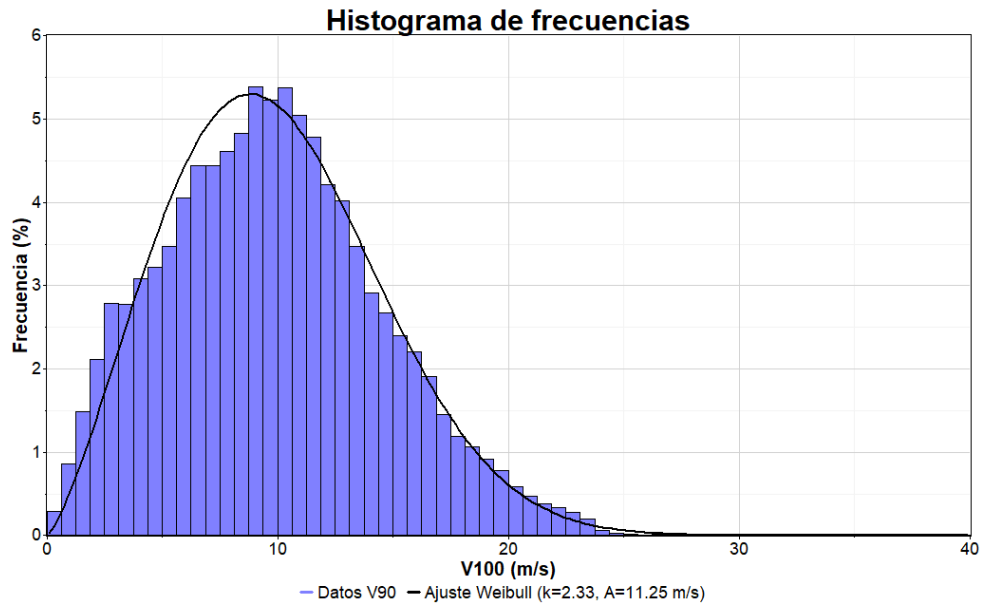


Figura 49 Distribución de frecuencias y ajuste Weibull en FINO1. Datos del año 2006 de V100.

Fuente: Diseño propio.

El perfil de velocidades medias, Figura 50, se ajusta bien al perfil logarítmico, que generalmente se asume para condiciones offshore, con una rugosidad de 2 mm. Asumiendo un perfil potencial el coeficiente de cortadura es de 0.098.

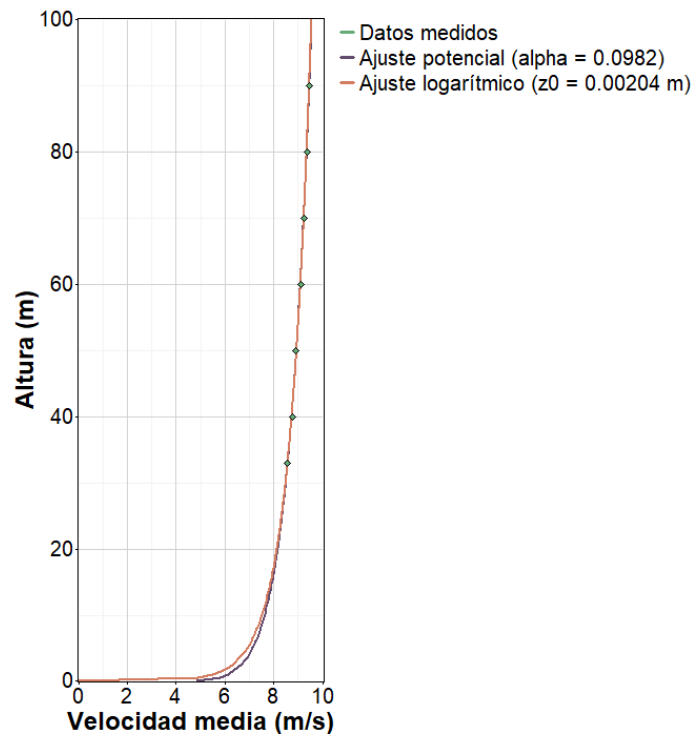


Figura 50 Perfil vertical de velocidades en FINO1. Datos del año 2006 de V90, V80, V70, V60, V50, V40 y V33.

Fuente: Diseño propio.

La Figura 51 muestra el perfil diario de velocidad y temperatura. Como puede apreciarse la variabilidad diaria en ambas variables es reducida con velocidades medias en el rango de 10.0-9.6 ms⁻¹ y temperaturas medias entre 10.9-11.7 °C

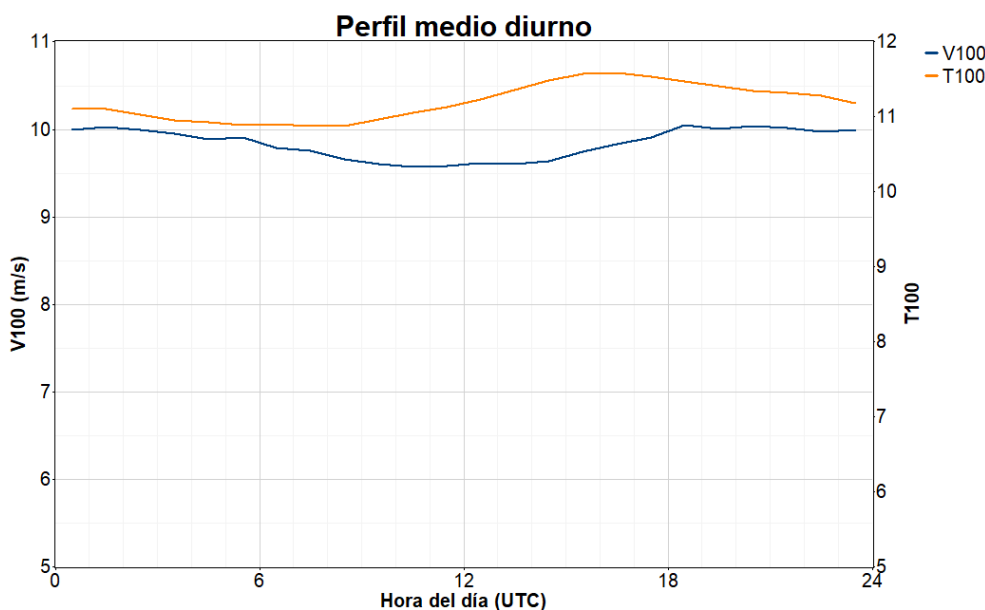


Figura 51 Perfiles diarios de velocidad y temperatura en FINO1. Datos del año 2006 de V100 y T100.

Fuente: Diseño propio.

5.1.6. Caracterización de la estabilidad atmosférica

Como se explica en el Capítulo 3 y se sintetiza en la Tabla 11, la estabilidad atmosférica se puede caracterizar a través de la longitud de Monin-Obukhov (L) o con el número de Richardson que establece el ratio entre la producción de energía cinética turbulenta debido a efectos térmicos (flotabilidad) con respecto a efectos mecánicos (gradiente de velocidades). Hay tres formas de obtener el número de Richardson: de forma directa a partir de mediciones de los flujos turbulentos (método sónico o Ri_f), a partir del gradiente de velocidad y temperatura (método del gradiente o Ri_g) y a partir del gradiente de temperatura y la velocidad en un nivel (método volumétrico o Ri_b).

Parámetro de estabilidad	Símbolo	Instrumentación
Longitud de Monin-Obukhov (Ecuación 3.15)	L	Flujos de momento y temperatura (sónicos)
Richardson de flujo (Ecuación 3.2)	Ri_f	Flujos de momento y temperatura (sónicos)
Richardson de gradiente (Ecuación 3.5)	Ri_g	Varios niveles de velocidad y temperatura
Richardson bulk (Ecuación 3.7)	Ri_b	Un nivel de velocidad y dos de temperatura

Tabla 11 Resumen de los parámetros de estabilidad e instrumentación requerida.

Fuente: Elaboración propia.

En emplazamientos offshore, como es el caso de FINO1, para el Ri_b se recomienda medir la diferencia entre la temperatura del aire y del mar. En este caso al haber medidas de temperatura superficial de mar así se ha hecho.

Para el análisis realizado sólo se han considerado condiciones de mar abierto, sin efectos de distorsión del mástil, reduciendo el análisis al sector de dirección del viento $225^\circ \pm 45^\circ$. También se han filtrado las velocidades fuera de las condiciones de funcionamiento típicas de las turbinas eólicas (4 a 25 ms^{-1}).

De acuerdo con la instrumentación disponible se ha calculado:

- La longitud de Monin-Obukhov a partir de los flujos obtenidos mediante el procesado de los datos de los sónicos de 80 y 40 m de altura,
- El Richardson de gradiente, obteniendo el gradiente de la velocidad y temperatura potencial virtual mediante el método de ajuste del perfil (PFIT). Este método consiste en buscar un perfil que se ajuste a las variables conocidas con un ajuste de mínimos cuadrados. Siguiendo la teoría de M-O, se asume un perfil logarítmico tanto para la velocidad como para la temperatura (Sanz Rodrigo et al., 2015):

$$x = P_1 \log(z) + P_2 \quad \text{Ecuación 5.1}$$

Donde x es la velocidad o la temperatura potencial virtual y P_1 y P_2 son coeficientes de ajuste. Por tanto, el gradiente a una altura z es:

$$\frac{\partial x}{\partial z} = \frac{P_1}{z} \quad \text{Ecuación 5.2}$$

En la Figura 52 se muestra un ejemplo de ajustar el perfil horario registrado en la estación de medición FINO1. El método PFIT se recomienda cuando el mástil está equipado con al menos cuatro sensores de velocidad/temperatura.

Utilizando la Ecuación 5.1 se asume que los gradientes tienen el mismo signo en todo el perfil, produciendo por tanto estabilidad del mismo signo. Esta hipótesis es consistente con los modelos de capa límite y producirá estimaciones más robustas del Ri local, compensando parcialmente el sesgo introducido por las mediciones de temperatura absoluta individuales.

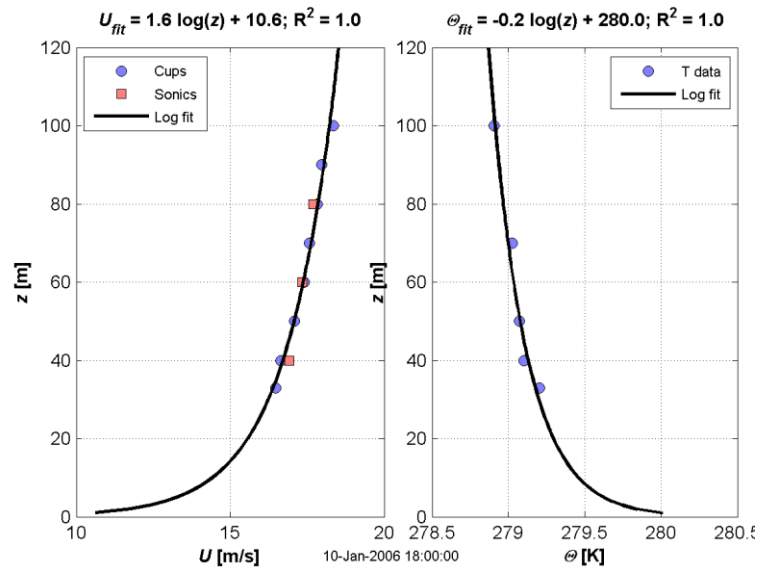


Figura 52 Ajuste a partir de medidas del perfil de velocidad (izquierda) y temperatura potencial (derecha) en FINO1, para los datos del 10 de enero de 2006 a las 18h.

Fuente: Diseño propio.

- El Richardson Bulk se ha calculado, por un lado utilizando la TSM, la T30 y la V33, y por otro lado con la TSM, la T70 y la V80.

Para realizar una comparativa entre los tres parámetros de estabilidad se han utilizado las funciones empíricas propuestas por (Sorbjan and Grachev, 2010) para obtener $z/L (= \zeta)$ en función del Ri_g (ver Ecuación 5.3), y las propuestas por (Grachev and Fairall, 1997) para emplazamientos offshore y que relacionan el Ri_b con z/L (ver Ecuación 5.4).

$$\zeta = \begin{cases} Ri_g & \zeta \leq 0 \\ \frac{Ri_g (1 + 300Ri_g^2)^{9/4}}{0.9 (1 + 250Ri_g^2)^{3/2}} & \zeta > 0 \end{cases} \tag{Ecuación 5.3}$$

$$\zeta = \begin{cases} \frac{C_1 Ri_b}{1 - C_2 Ri_b} & \zeta \leq 0 \\ C_1 Ri_b & \zeta > 0 \end{cases} \tag{Ecuación 5.4}$$

Con $C_1 = 10$ y $C_2 = 5$.

La Figura 53 muestra los diagramas de dispersión del parámetro de estabilidad (ζ) obtenido mediante el Ri_g aplicando la Ecuación 5.3, frente al calculado directamente con los sónicos. Asumiendo que el cálculo obtenido con los anemómetros sónicos es la referencia por medir directamente la longitud de Monin-Obukhov, se observa que para ambos niveles con el Ri_g se produce una subestimación sistemática del parámetro de estabilidad. Esto puede ser debido a las funciones empíricas utilizadas para transformar el Ri_g en ζ , y/o debido a un sesgo sistemático en las mediciones de la temperatura.

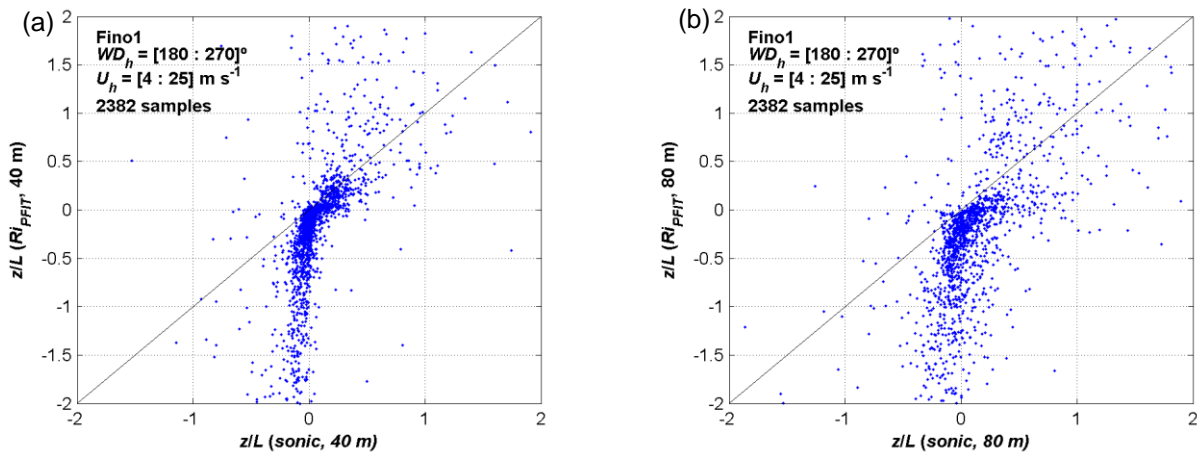


Figura 53 Equivalencia entre el parámetro de estabilidad obtenido a partir del Ri_g y obtenido con los sónicos en FINO1, (a) para 40 m de altura; (b) para 80 m de altura.

Fuente: Diseño propio.

La dispersión entre el parámetro de estabilidad obtenido del Ri_b frente al obtenido con los sónicos se muestra en la Figura 54. Por un lado se ha obtenido el Ri_b con la TSM, la T30 y la V33; y por otro lado con la TSM, la T70 y la V80. Esta metodología presenta una buena correlación con el valor de ζ directamente obtenido con los sónicos para la altura de 33 m, lo que ofrece un método robusto para caracterizar la estabilidad de la capa superficial en alta mar. Cuando se usan las velocidades y temperaturas de mayor altura se observa una mayor dispersión que con las medidas del nivel más bajo, pero aún existe una correlación aceptable más allá de la capa superficial.

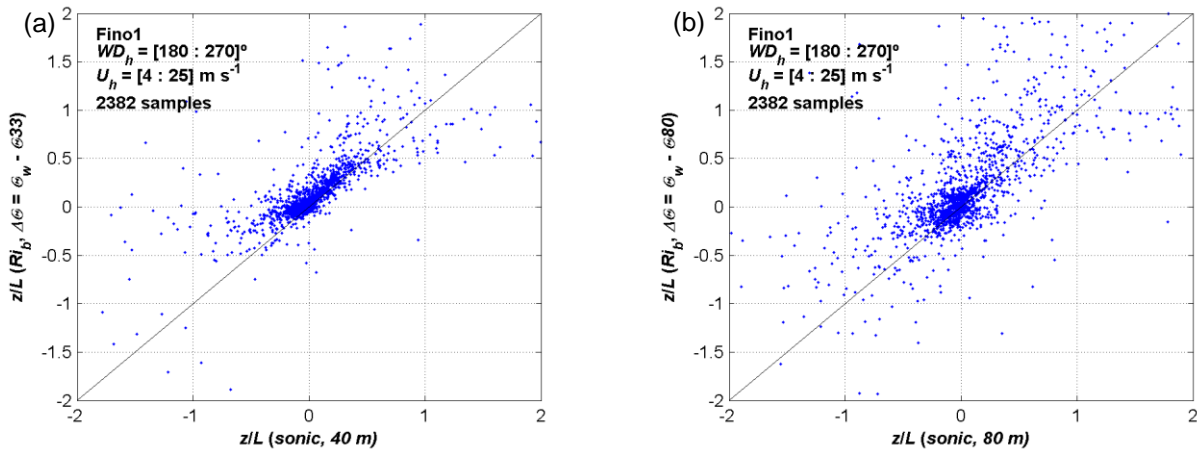


Figura 54 Equivalencia entre el parámetro de estabilidad obtenido a partir del Ri_b y obtenido con los sónicos en FINO1, (a) para la T30 y la V33; (b) para la T70 y la V80.

Fuente: Diseño propio.

Para clasificar las condiciones de estabilidad se sigue la clasificación propuesta en (Sorbjan and Grachev, 2010) para $\zeta=z/L$ en el rango estable y se asume por simplicidad una clasificación simétrica en el rango inestable. Estos valores se recogen en la Tabla 12.

Clase de estabilidad	Parámetro de estabilidad $\zeta = z/L$
Extremadamente inestable (xu)	$\zeta < -1$
Muy inestable (vu)	$-1 < \zeta < -0.6$
Inestable (u)	$-0.6 < \zeta < -0.2$
Ligeramente inestable (wu)	$-0.2 < \zeta < -0.02$
Neutral (n)	$-0.02 < \zeta < 0.02$
Ligeramente estable (ws)	$0.02 < \zeta < 0.2$
Estable (s)	$0.2 < \zeta < 0.6$
Muy estable (vs)	$0.6 < \zeta < 1$
Extremadamente estable (xs)	$\zeta > 1$

Tabla 12 Clasificación de la estabilidad atmosférica en función de $\zeta=z/L$ (Sorbjan and Grachev, 2010).

Fuente: Elaboración propia.

La Figura 55 muestra las condiciones del viento (perfil vertical de viento expresado como el cociente entre V_{100} y V_{33} , e intensidad de turbulencia calculada de acuerdo a la Ecuación 4.12 para 80 m de altura) en función del parámetro de estabilidad obtenido con el sónico a 80 m. Los círculos amarillos muestran cantidades promediadas por clase de estabilidad basadas en un ancho uniforme de 0.2. El histograma del parámetro de estabilidad indica que el rango más relevante es $|\zeta| < 2$. Más allá de $|\zeta| > 2$ hay pocos registros y con una dispersión muy grande. Los cuadrados azules indican los valores medios del conjunto de cada clase de estabilidad siguiendo la clasificación de estabilidad que se muestra en la Tabla 12.

Los promedios del conjunto de las clases de estabilidad siguen la variabilidad de las condiciones del viento para el rango relevante de estabilidades en FINO1. La cizalladura del viento es aproximadamente constante en condiciones inestables y aumenta progresivamente en condiciones neutras a estables, llegando a una meseta en condiciones muy estables. La intensidad de turbulencia en concordancia presenta valores mayores en situaciones de inestabilidad decreciendo progresivamente en condiciones neutras a estables.

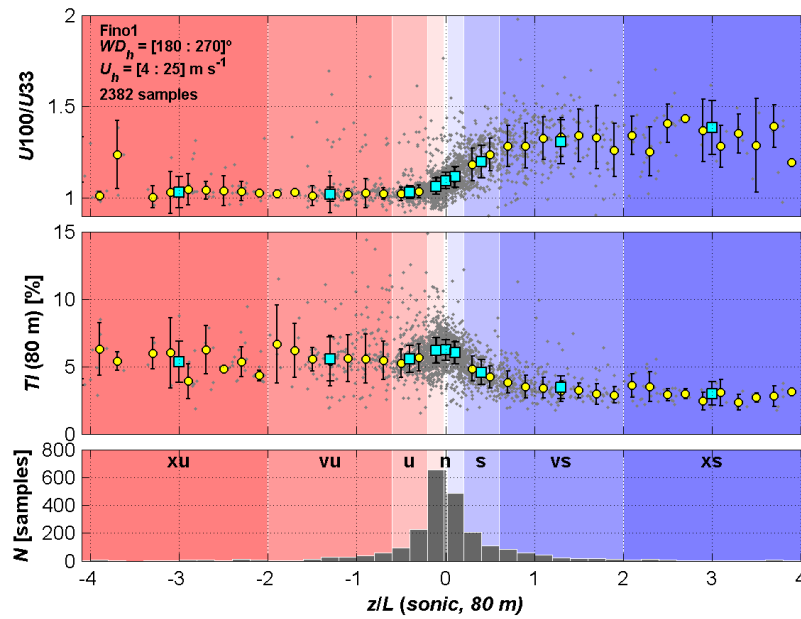


Figura 55 Perfil vertical de viento e intensidad de turbulencia en función del valor de ζ obtenido con el sónico de 80 m de altura.

Fuente: Diseño propio.

La clasificación del perfil vertical y la intensidad de turbulencia por clases de estabilidad en función del gradiente de Richardson transformado en z/L con las funciones empíricas propuestas por (Sorbjan and Grachev, 2010) se muestra en la Figura 56. El histograma de estabilidad que se obtiene con este método es muy asimétrico con un número mucho mayor de condiciones inestables y una mayor dispersión. Este método presenta una distribución más amplia que el método sónico.

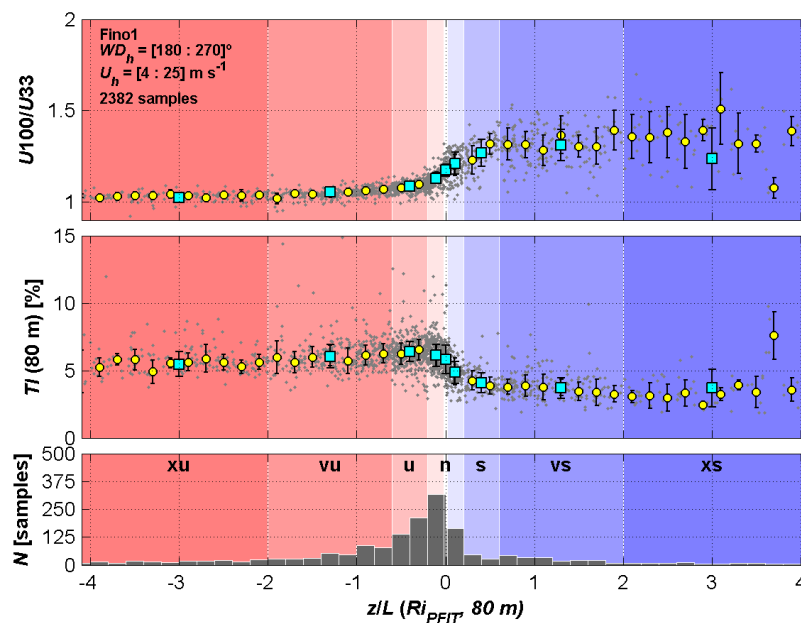


Figura 56 Perfil vertical de viento e intensidad de turbulencia en función del valor de ζ obtenido con el Ri_z a 80 m de altura.

Fuente: Diseño propio.

La Figura 57 muestra la clasificación de las condiciones del viento basada en el método de Richardson bulk. Este método presenta un mejor rendimiento en los gráficos de dispersión que el gradiente de Richardson (ver Figura 54). En la distribución de frecuencias se observa que la mayoría de los datos se concentran en los regímenes de inestable a estable produciendo una distribución más estrecha que la obtenida con la medida de z/L obtenido con el método sónico.

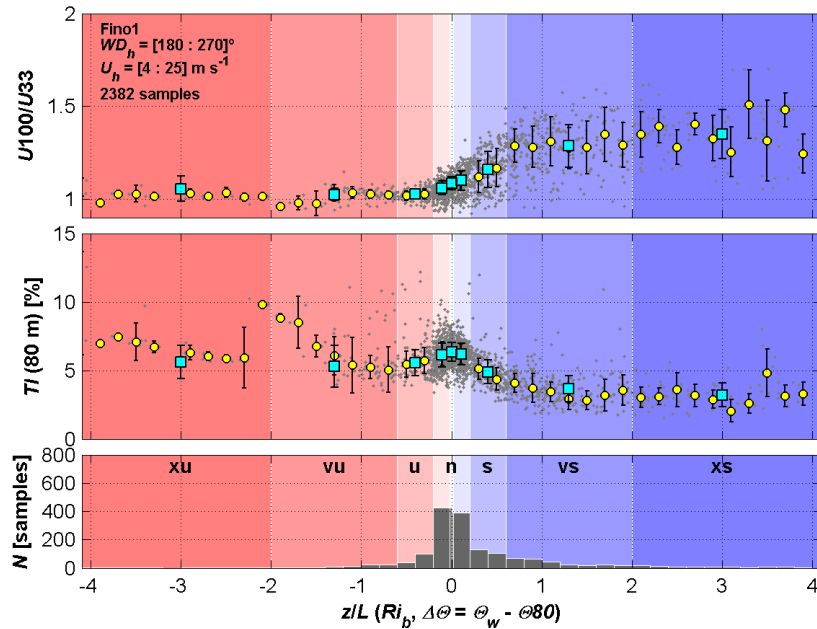


Figura 57 Perfil vertical de viento e intensidad de turbulencia en función del valor de ζ obtenido con el Ri_b a 80 m de altura.

Fuente: Diseño propio.

Como resumen, la Figura 58 presenta el perfil vertical de viento y la intensidad de la turbulencia para las 9 clases de estabilidad utilizando los tres métodos de clasificación descritos anteriormente. Si tomamos el método sónico como punto de referencia, se observa que el número de Richardson bulk es capaz de seguir los perfiles mucho mejor que el método basado en el número de Richardson de gradiente.

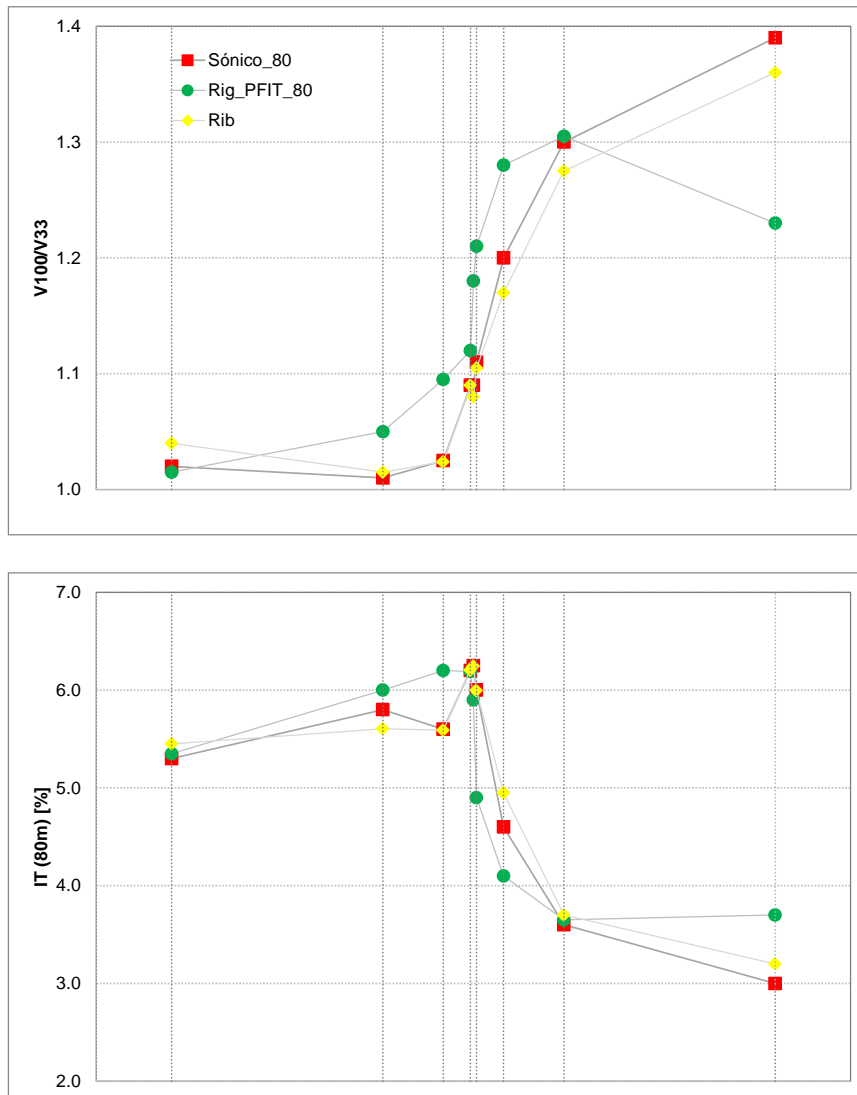


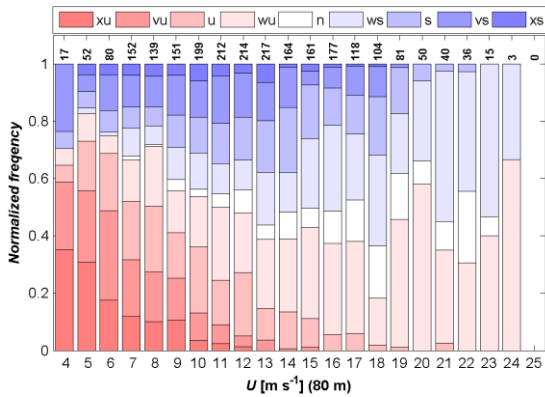
Figura 58 Comparación de la clasificación de perfiles medios e intensidad de turbulencia en función de la estabilidad atmosférica (z/L), utilizando diferentes métodos para la caracterización de ésta.

Fuente: Diseño propio.

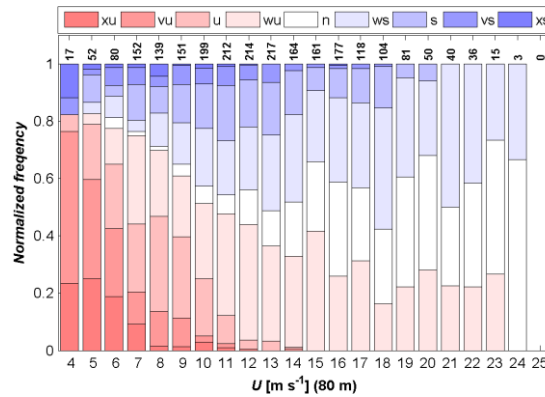
La Figura 59 muestra la distribución de la estabilidad atmosférica frente a la velocidad del viento para cada uno de los tres métodos de clasificación de la estabilidad empleados. Comparando las figuras a) y b) para el método sónico a 80 y 40 m, se observa una dependencia significativa de las distribuciones de estabilidad con la altura. En niveles más altos, las distribuciones de estabilidad son más amplias y hay casos más frecuentes con estabilidad muy grande y extrema. De la comparativa entre la clasificación con base en el Ri_b (d) y los resultados obtenidos con los sónicos (a y b), se observa que hay similitud entre ambas distribuciones en el rango estable. En el rango inestable, sin embargo, con el Ri_b se predice en exceso el número de condiciones extremadamente inestables. Esto puede deberse a situaciones con Ri_b mucho mayor que el valor crítico de 0.2, que hace que usando la función de transformación de Grachev y Fairall (Grachev and Fairall, 1997) se muevan al régimen inestable. Estas situaciones se dan cuando las diferencias de temperatura agua-aire son grandes (más de 1 °C) y las velocidades son bajas. Por

otro lado, el método basado en el gradiente de Richardson (Figura 59 c) produce una distribución con casos extremadamente estables e inestables demasiado frecuentes.

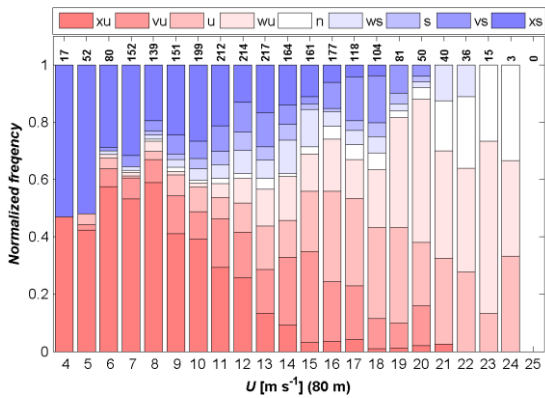
a) z/L (sonic, 80 m)



b) z/L (sonic, 40 m)



c) z/L (Ri_{PFT} , 80 m)



d) z/L ($Ri_b, \Delta\theta = \theta_w - \theta_{80}$)

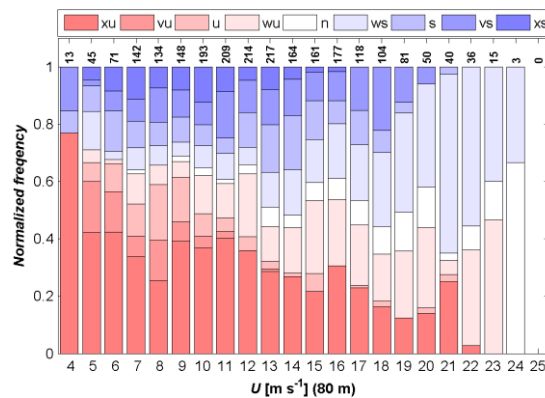


Figura 59 Distribución de la estabilidad atmosférica con la velocidad del viento basada en diferentes parámetros de estabilidad en FINO1 (sector de mar abierto).

Fuente: Diseño propio.

En la Figura 60 se muestra la distribución de la estabilidad atmosférica basada en el método sónico a 80 m en función del sector de dirección del viento. El régimen inestable domina todos los sectores de dirección del viento a excepción de aquellos en los que la distancia a la costa es menor. En estos sectores, las diferencias de temperatura entre la tierra y el mar son responsables de una mayor proporción de condiciones estables debido a las temperaturas del mar más frías que el aire que llega desde la tierra, especialmente durante el verano. Este efecto estacional también se observa en la Figura 61 con un régimen estable que alcanza su punto máximo en abril y un régimen inestable que alcanza su punto máximo en enero.

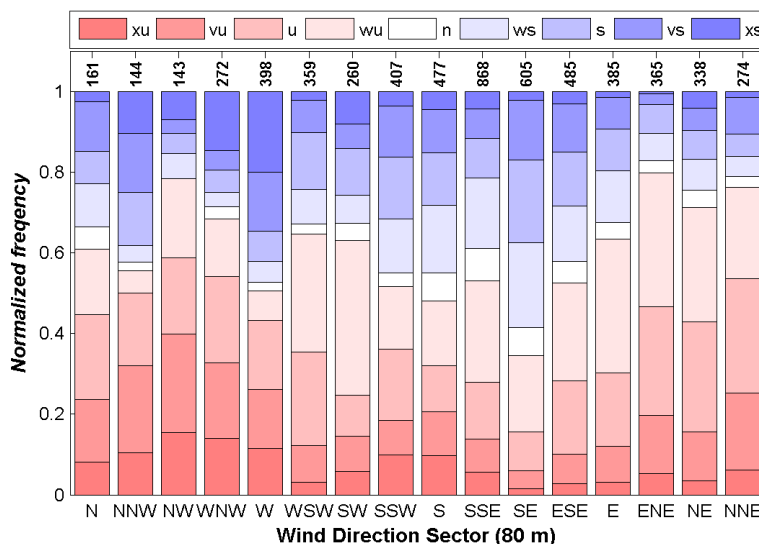


Figura 60 Distribución direccional (todas las direcciones) de la estabilidad atmosférica, obtenida con el sónico a 80 m de altura, en FINO1.

Fuente: Diseño propio.

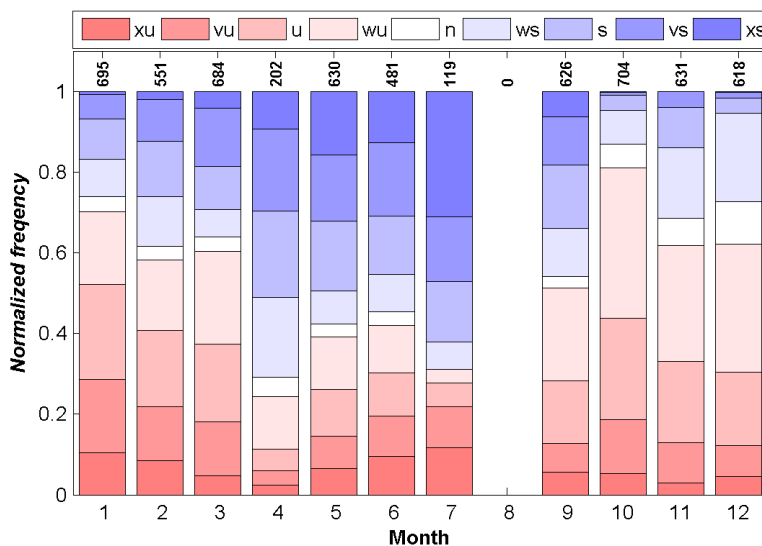


Figura 61 Distribución mensual de la estabilidad atmosférica, obtenida con el sónico a 80 m de altura, en FINO1 (todas las direcciones).

Fuente: Diseño propio.

La distribución diurna de la estabilidad atmosférica (ver Figura 62) muestra una variabilidad muy débil (si la hay), una característica distintiva del clima eólico marino. Esto se debe a las lentas variaciones de temperatura de la superficie del mar durante el día. El clima eólico en FINO1 se divide aproximadamente en un 60% de rango inestable y un 40% de rango estable.

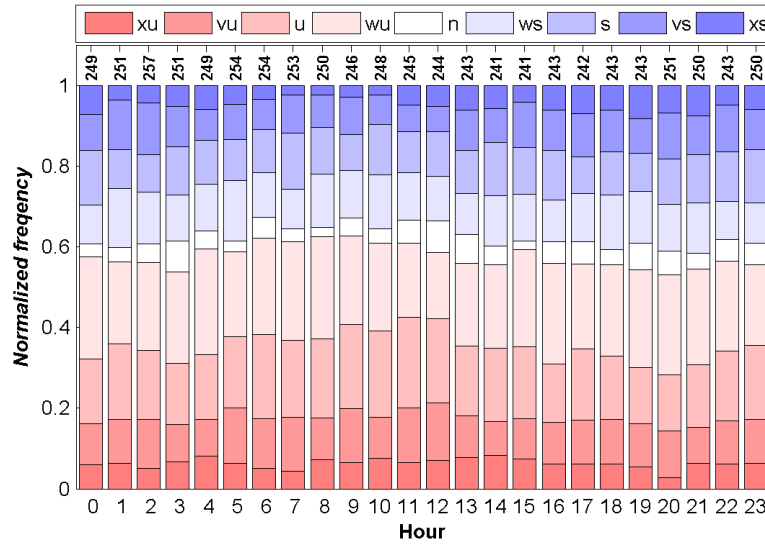


Figura 62 Distribución diaria de la estabilidad atmosférica, obtenida con el sónico a 80 m de altura, en FINO1 (todas las direcciones).
Fuente: Diseño propio.

5.2. CASO 02: EMPLAZAMIENTO EN TERRENO LLANO

En este apartado se describe el estudio experimental realizado con los datos de la torre de medición CC1 propiedad de Iberdrola. Los datos analizados han sido facilitados por dicha empresa.

5.2.1. Descripción de la torre de medición CC1 y los equipos de medida

La torre de medida CC1 está localizada en Cuenca en un parque eólico propiedad de Iberdrola.

Como puede apreciarse en la fotografía aérea de la Figura 63, la torre se encuentra al inicio de la primera fila de aerogeneradores de un parque eólico de 33 turbinas orientadas NNE-SSW. Además de éste en la zona hay otros cuatro parques eólicos.

La topografía de esta zona está clasificada como no compleja (International Electrotechnical Commission, 2017, 2019b). La zona, como se muestra en la Figura 63 es un gran terreno llano típico de esta parte de España, la región cercana es agrícola y los cambios de elevación de la superficie son como máximo de unos pocos metros a lo largo de varios kilómetros.

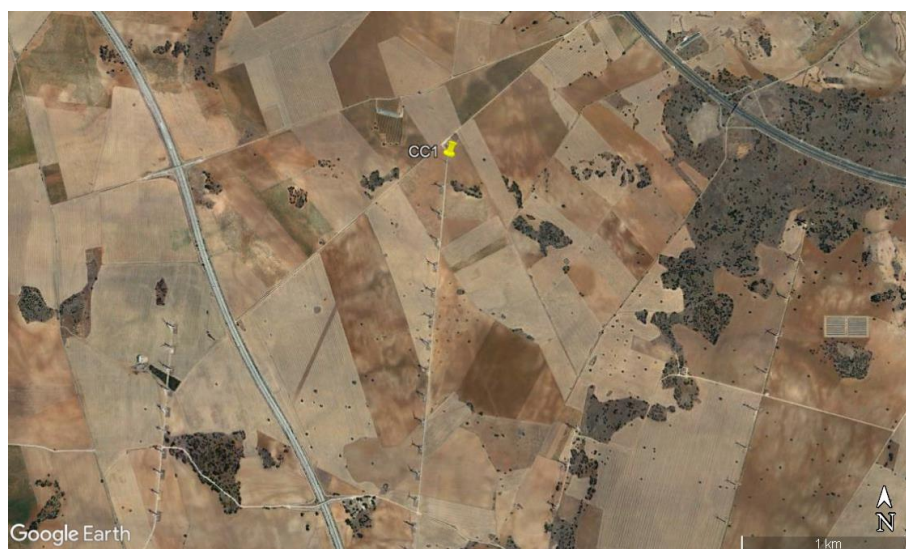


Figura 63 Localización de la torre de medida CC1.

Fuente: Imagen generada con Google Earth ([Google Earth](https://www.google.com/earth/)).

El mástil de medición es una estructura telescópica tubular de 81 m de altura (ver Figura 64).

El equipamiento meteorológico consiste en: 4 anemómetros de cazoletas, 3 instalados entre 30 y 80 m en soportes orientados a 57° y uno en lo alto de la torre a 82 m de altura; 3 anemómetros sónicos 3-D a 13.7, 56 y 71 m de altura en soportes orientados a 147° ; y adicionalmente veletas, sensores de presión, de detección de precipitación, de temperatura y humedad. La instrumentación de respuesta “lenta” (anemómetros de cazoletas, veletas, sensores de

temperatura y presión...) se muestrea una vez por segundo (1 Hz) y se almacena como promedios de 10 minutos. La instrumentación de respuesta “rápida” (anemómetros sónicos) se muestrea y almacena con una frecuencia de 5 Hz. Para estos sensores se propuso una frecuencia de muestreo más rápida, 20 Hz, de acuerdo a las recomendaciones de (Aubinet et al., 2012) pero el sistema de adquisición de datos instalado en el mástil (Campbell Scientific / CR1000) no puede trabajar a esta frecuencia, por lo que tuvo que bajarse a 5Hz.

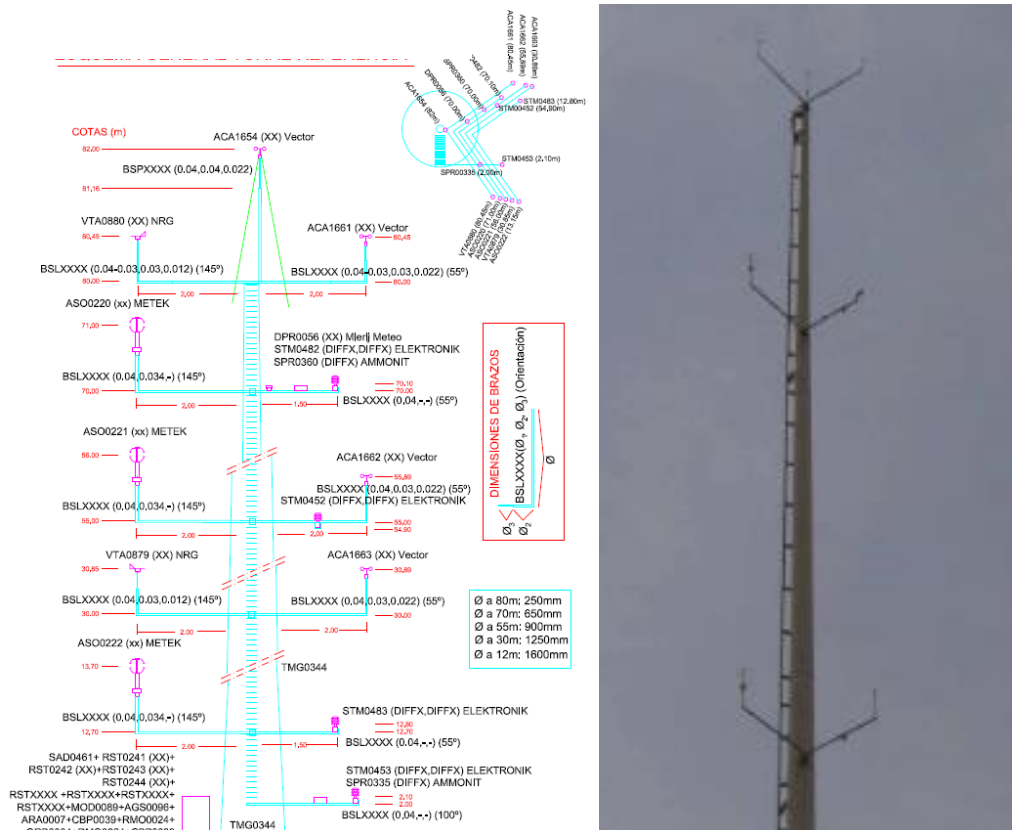


Figura 64 Características de la torre de medida CC1.

Fuente: Diseño propio.

Todos los sensores de respuesta “lenta” han sido calibrados. Los anemómetros de cazoletas en el Instituto Ignacio da Riva ([E.T.S.I. Aeronáutica y del Espacio: Instituto Universitario de Microgravedad "Ignacio Da Riva" IDR \(upm.es\)](http://www.upm.es)), centro perteneciente a MEASNET (Red de Medición de Institutos de Energía Eólica) y con acreditación ENAC (Entidad Nacional de Acreditación) según UNE-EN ISO / IEC 17025 (International Organization for Standardization, 2000). Las veletas en el laboratorio de la empresa Barlovento Recursos Naturales. Y los sensores de presión, temperatura y humedad en Alpe metrología industrial. Estas dos empresas también están con acreditación ENAC según UNE-EN ISO / IEC 17025.

Los anemómetros sónicos instalados no tienen calibración específica.

En el anexo 7.3 se presenta información adicional sobre el equipamiento instalado.

5.2.2. Base de datos

En el presente trabajo, se ha analizado el periodo temporal comprendido entre el 1 de julio de 2014 al 30 de junio de 2015. La selección de este año ha sido motivada por el hecho de que en este intervalo temporal se instalaron los anemómetros sónicos para caracterizar la estabilidad atmosférica en el emplazamiento.

Para los anemómetros sónicos se dispone de datos de alta frecuencia, 5 Hz, y para el resto de sensores meteorológicos, anemómetros, veletas y sensores de temperatura, promedios diezminutales.

Los equipos utilizados, el modelo de sensor con su precisión, y las alturas sobre el nivel del suelo con los que se ha trabajado se resumen en la Tabla 13.

Sensor	Modelo (precisión)	Altura [m]
Anemómetro sónico	Metek USA1 (1 m/s o 2 % / 2°)	17.7, 56 y 71.
Anemómetros de cazoletas	Vector A100LK-WR-PC3 ($\pm 0.01 \text{ms}^{-1}$)	82, 80.5, 55.9, 30.9.
Veletas	NRG 200P ($\pm 2^\circ$)	80.5 y 50.9.
Temperatura y Humedad	Electronick EE21 ($\pm 0.4^\circ\text{C}$ at 0°)	1.5, 12.7, 55.1 y 70.1.
Presión	Ammonit AB60 ($\pm 0.3 \text{hPa}$)	70 y 1.5.

Tabla 13 Medidas utilizadas en el estudio de la caracterización de la estabilidad a partir de datos de CC1.

Fuente: Elaboración propia.

5.2.3. Procesado de las medidas

El procesado realizado sobre los registros diezminutales (los medidos con anemómetros de cazoletas, veletas, sensores de presión, temperatura y humedad) ha consistido en comprobar la completitud de los datos registrados y aplicar varios test (de rango, de relaciones y tendencia) para detectar datos erróneos.

La cobertura obtenida tras este proceso para todos los sensores analizados se muestra en la Tabla 14.

Sensor	Altura [m]	Cobertura (%)
V82	82.0	99.80
V80	80.5	99.79
V56	55.9	99.79
V31	30.9	99.81
D80	80.5	99.61
D31	30.9	99.61
T70	70.1	99.81
T55	55.1	99.81
T13	13.0	99.81
T2	2.0	99.80
P70	70.0	99.81
P2	2.0	92.83
HR70	70.1	99.81
HR55	55.1	99.81
HR13	13.0	99.81
HR2	2.0	99.80

Tabla 14 Cobertura de datos de los sensores meteorológicos instalados en la torre de medida CC1.

Fuente: Elaboración propia.

En el caso de las medidas registradas con los anemómetros sónicos, el sistema de adquisición utiliza un código de error de “-7999” para registros con alguna incidencia, por lo que antes de hacer el control de calidad se ha analizado el número de códigos de error que hay en los datos de alta frecuencia, los resultados se presentan en la Tabla 15. Como puede observarse hay una gran cantidad de registros erróneos así como valores fuera de rango en los registros de los sónicos de 56 y 13.7 m de altura.

Sensor_variable	max	min	Nº -7999
71_x	24.29	-7999	2233
71_y	14.87	-7999	7485
71_z	21.8	-7999	7502
71_T	307.45	-7999	89086
56_x	11192.35	-7999	230
56_y	4824.69	-8889	58776
56_z	4421	-7999	60288
56_T	233404.50	-7999	187849
14_x	8102.72	-7999	151
14_y	6444.12	-10722	12005
14_z	1321.00	-7999	13521
14_T	122459.10	-7999	140944

Tabla 15 Valores máximos mínimos y números de código de error registrados en los datos brutos de alta frecuencia de CC1.

Fuente: Elaboración propia.

En el control de calidad (test de rango y repetición) de los datos de alta frecuencia, se ha detectado que, a lo largo del año de medida, para intervalos de varios segundos, en cada una de

las cuatro componentes registradas por los sónicos de CC1 (x, y, z y T) se producen estancamientos de la señal (ver ejemplo en la Tabla 16). Estas repeticiones se han asociado a las limitaciones de procesado del data logger instalado en la torre de medida para la frecuencia de muestreo a la que se configuró (5 Hz). Los datos que presentan más de tres repeticiones consecutivas de los valores en las cuatro componentes registradas, se han considerado datos no válidos. Para analizar el impacto de este filtrado en la cobertura de los datos diezminutales se ha controlado el número de registros disponibles asociado a cada valor diezminutal.

Para el sensor de 71 m de altura el número de valores válidos asociado a cada valor diezminutal es adecuado, por encima del 80%, pero en el caso de los sensores de 56 y 13.7 m, la cobertura es por debajo de este valor con lo que la representatividad de los resultados de estos sensores es dudosa.

fecha hora	sec_frac	x	y	z	T
07/08/2014 0:29	55	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	55.2	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	55.4	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	55.6	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	55.8	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	56	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	56.2	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	56.4	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	56.6	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	56.8	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	57	0.72	-0.57	0.04	300.2016
07/08/2014 0:29	57.2	1.41	-1.09	0.51	300.1759
07/08/2014 0:29	57.4	1.78	-0.58	0.44	300.1765
07/08/2014 0:29	57.6	1.92	0.16	0.22	300.2669
07/08/2014 0:29	57.8	1.7	0.08	1	300.2454
07/08/2014 0:29	58	0.93	-0.24	0.6	300.2417
07/08/2014 0:29	58.2	0.29	-0.82	-0.04	300.2314
07/08/2014 0:29	58.4	0.72	-0.63	0.19	300.1817

Tabla 16 Ejemplo de los estancamientos detectados en los datos de alta frecuencia de los anemómetros sónicos de CC1.

Fuente: Elaboración propia.

En la Tabla 17 se muestra la cobertura obtenida tras el control de calidad realizado.

Sensor	Altura [m]	Cobertura (%)
71_x	71	80.10
71_y	71	80.10
71_z	71	80.10
71_T	71	80.10
56_x	56	57.47
56_y	56	57.47
56_z	56	57.47
56_T	56	57.47
14_x	13.7	51.56
14_y	13.7	51.56
14_z	13.7	51.56
14_T	13.7	51.56

Tabla 17 Cobertura de datos de los sensores sónicos instalados en la torre de medida CC1.

Fuente: Elaboración propia.

5.2.4. Obtención de flujos

Como en el caso de FINO1, tras el procesado de los datos de los anemómetros sónicos y siguiendo el método Eddy Covariance descrito en el Apartado 4.4.1, los registros de alta frecuencia se rotan siguiendo el método de ajuste a plano (PF) (Richiardone et al., 2008; Wilczak et al., 2001) explicado en el Apartado 4.4.3. La Figura 47 muestra de forma esquemática los pasos a seguir para realizar la rotación desde el sistema de coordenadas de montaje a uno en el que el flujo siga al terreno.

Una vez rotadas las medidas de alta frecuencia se procede a calcular las varianzas y covarianzas y los flujos turbulentos de calor y momento de acuerdo a la Ecuación 4.20 y Ecuación 4.21.

Los promedios de las variables se han obtenido para intervalos de 10 minutos.

5.2.5. Caracterización del recurso eólico

Una vez que los datos diezminutales han sido procesados se realiza su análisis estadístico para obtener la información relevante necesaria en la caracterización del recurso eólico en el emplazamiento en estudio. Como se ha explicado en el Apartado 4.3, los estadísticos de mayor relevancia asociados a la velocidad y dirección del viento, además de la cobertura y distribución mensual de velocidades medias, son el histograma de frecuencias de velocidades de viento, el perfil vertical, la variación diaria promedio de la velocidad del viento, la rosa de frecuencias, velocidades y energía y la intensidad de turbulencia.

La Figura 65 muestra la rosa de frecuencia y energía del sensor V82. Las direcciones predominantes son 270° y 120°.

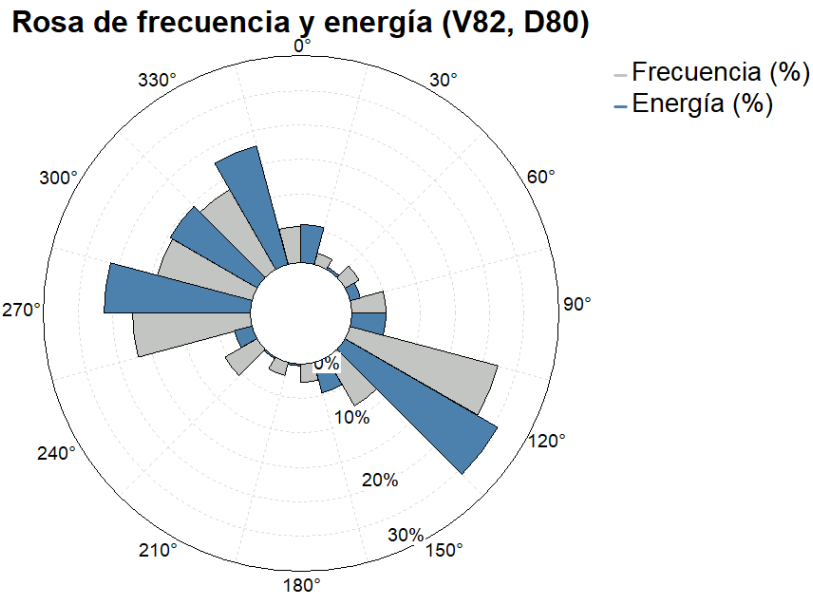


Figura 65 Rosa de frecuencia y energía en CC1. Datos del año en análisis de V82 y D80.

Fuente: Diseño propio.

Como se ha indicado en el Apartado 5.2.1 la torre de medida CC1 se encuentra ubicada en un parque eólico con varios aerogeneradores a escasa distancia de su ubicación. De acuerdo al estándar (International Electrotechnical Commission, 2017) hay sectores de este mástil afectados por la estela de los aerogeneradores. La Figura 66 muestra los sectores afectados.

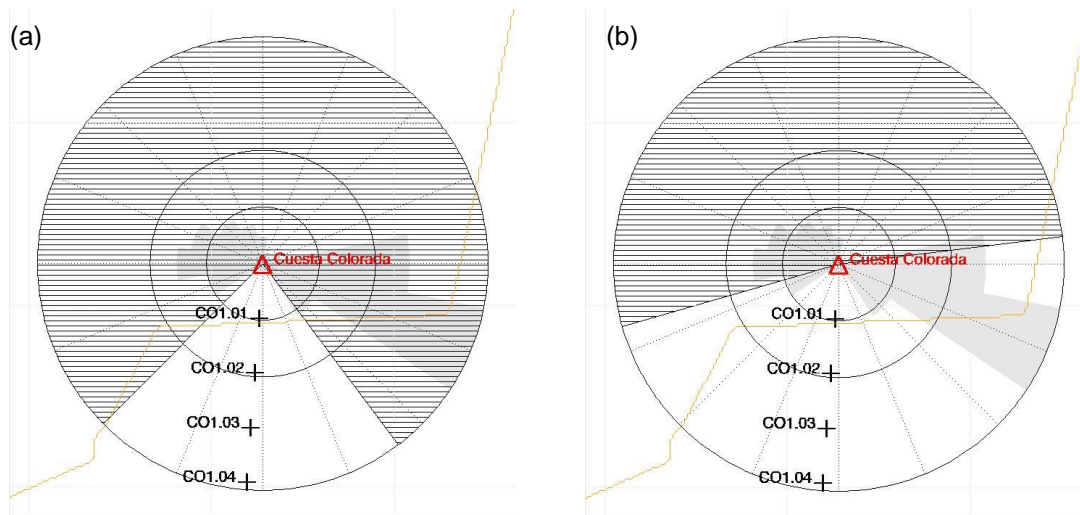


Figura 66 Rosa de sectores no afectados (sectores rayados) de acuerdo a la (International Electrotechnical Commission, 2017), teniendo en cuenta, (a) los obstáculos presentes hasta 20 veces el diámetro del aerogenerador (en este caso 1.4 km); (b) una distancia de 30 veces el diámetro del aerogenerador (en este caso 2.1 km).

Fuente: Diseño propio.

Como puede apreciarse en la Figura 67, la distribución de velocidades se ajusta bien a una función Weibull con un factor de forma k de 2.20, a 82 m de altura sobre el nivel del suelo.

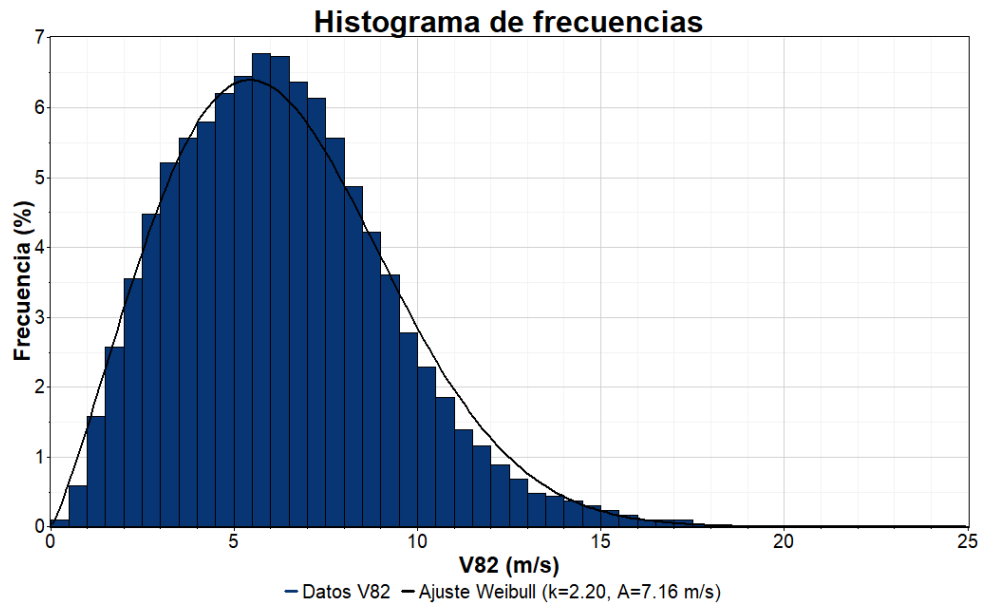


Figura 67 Distribución de frecuencias y ajuste Weibull en CC1. Datos del año en análisis de V82.

Fuente: Diseño propio.

El perfil de velocidades medias, Figura 68, se ajusta bien al perfil logarítmico con una rugosidad de 132 mm algo superior a la del emplazamiento de CC1. Asumiendo un perfil potencial el coeficiente de cortadura es de 0.169.

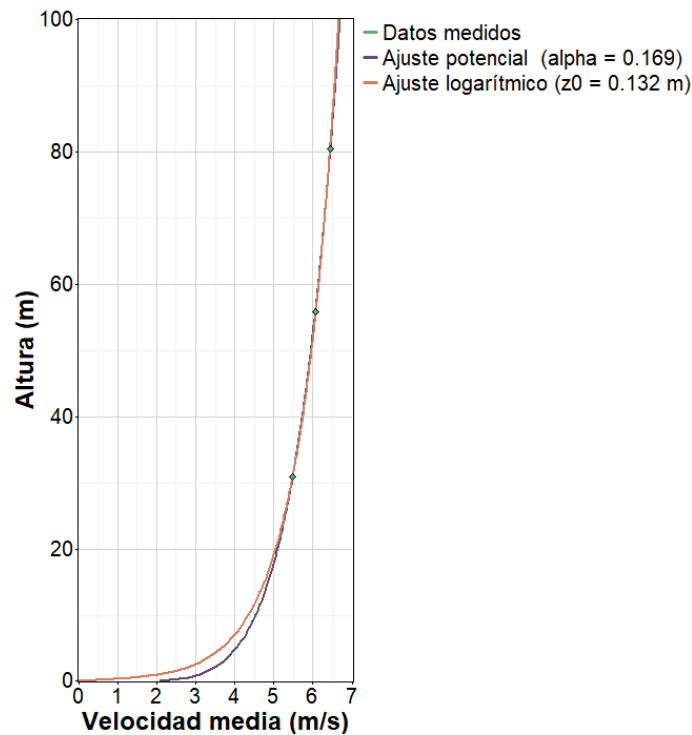


Figura 68 Perfil vertical de velocidades en CC1. Datos del año en estudio de V80, V56 y V31.

Fuente: Diseño propio.

La Figura 69 muestra el perfil diurno de velocidad y temperatura, como puede apreciarse la variabilidad diurna en ambas variables está marcada, especialmente en la temperatura. La velocidad media oscila en el rango comprendido entre 5.47 m/s (a las 12 h) y 7.14 m/s (a las 23 h). La temperatura entre los 10.68 °C (a las 8 h) y los 17.78 °C (a las 17 h).

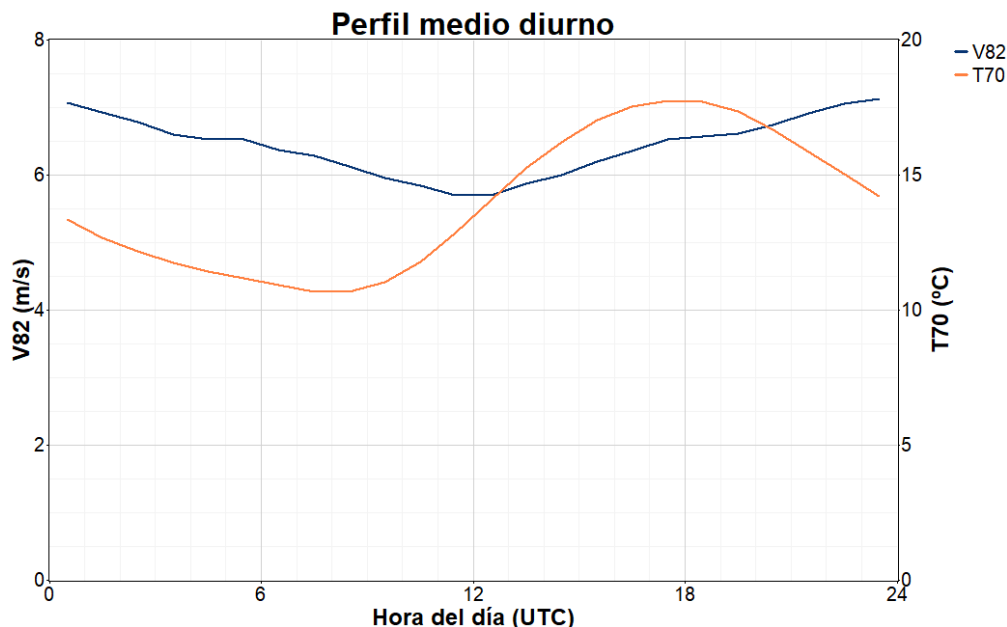


Figura 69 Perfil diurno de velocidad y temperatura en CC1. Datos del año en estudio de V82 y T70.

Fuente: Diseño propio.

5.2.6. Caracterización de la estabilidad atmosférica

En el emplazamiento de la torre de medición CC1 a partir de la instrumentación disponible se ha calculado:

- La longitud de Monin-Obukhov a partir de los flujos obtenidos mediante el procesado de los datos del sónico de 71 m de altura. Los datos de los sensores sónicos de 56 y 14 m de altura no se han considerado por tener muy baja cobertura de datos.
- El Richardson Bulk, dado que no se dispone de sensor de temperatura superficial, se ha calculado con diferentes combinaciones de sensores de temperatura para analizar la dependencia con este valor. En concreto se ha calculado entre los sensores T70-T2, T70-T13 y T70-T55. En los tres casos se ha utilizado la velocidad V82.

Se ha prospectado el cálculo del Richardson de gradiente pero no había un buen ajuste de los valores de temperatura por lo que no se ha considerado.

La distribución de frecuencias del parámetro ζ directamente obtenido con el sónico para la altura de 71 m se muestra en la Figura 70.

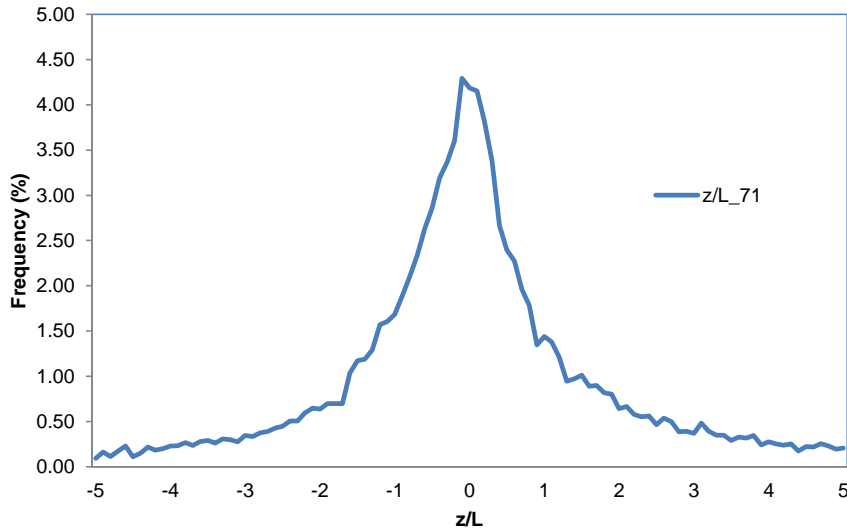


Figura 70 Distribución de probabilidad de z/L obtenida con el sónico instalado a 71 m de altura.
Fuente: Diseño propio.

La Figura 71 muestra la distribución de la estabilidad atmosférica frente a la velocidad del viento a 82 m de altura, las 9 clases de estabilidad propuestas en la Tabla 12 se reducen a cinco combinando: clases débilmente inestables/estables con clases inestables/estables; y muy inestable/estable con extremadamente inestable/estable. La Tabla 13 muestra esta unificación.

Como se aprecia en la figura el porcentaje de situaciones de estabilidad es ligeramente superior al de inestabilidad (49.9% frente a 48.8%) incrementándose estas situaciones al aumentar la velocidad media. Sorprende en esta clasificación el escaso porcentaje de condiciones de neutralidad.

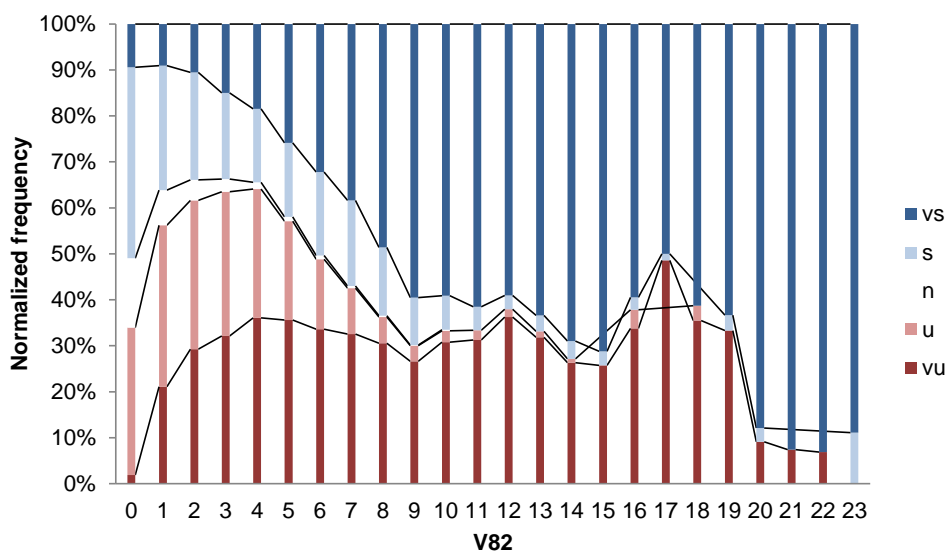


Figura 71 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m de altura, en función de la velocidad de viento. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.
Fuente: Diseño propio.

Clase de estabilidad	Parámetro de estabilidad $\zeta = z/L$
Muy inestable (vu)	$-\zeta < -0.6$
Inestable (u)	$-0.6 < \zeta < -0.02$
Neutral (n)	$-0.02 < \zeta < 0.02$
Estable (s)	$0.02 < \zeta < 0.6$
Muy estable (vs)	$0.6 < \zeta$

Tabla 18 Clasificación de la estabilidad atmosférica con base en la Tabla 12 reduciéndola a 5 clases de estabilidad.

Fuente: Elaboración propia.

El ciclo diario (ver Figura 72) muestra un desarrollo de las condiciones de inestabilidad entre las 9 h y las 19 h. El resto de día se caracteriza por condiciones de estabilidad que como se explicó en el Apartado 3.2.1 tiende a minimizar la turbulencia.

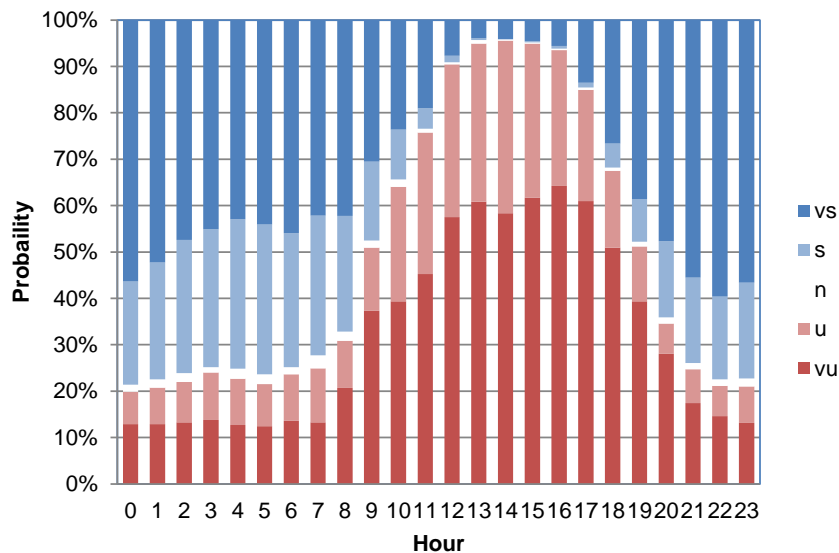


Figura 72 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m de altura, en función de la hora del día. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.

Fuente: Diseño propio.

La Figura 73 muestra la evolución de la estabilidad atmosférica a lo largo de año. Las condiciones de estabilidad dominan en los meses de otoño e invierno.

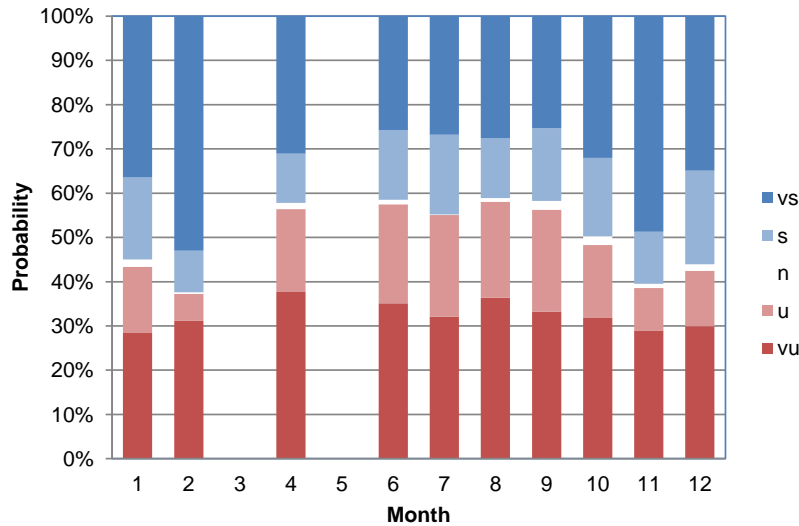


Figura 73 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m de altura, en función del mes del año. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.

Fuente: Diseño propio.

La variación de la estabilidad atmosférica con la dirección de viento se muestra en la Figura 74, las situaciones inestables predominan, por un lado entre 130° y 210°, direcciones afectadas por el parque eólico aguas debajo de la torre de medida; y por otro entre 280° y 320°, direcciones predominantes de viento en el emplazamiento.

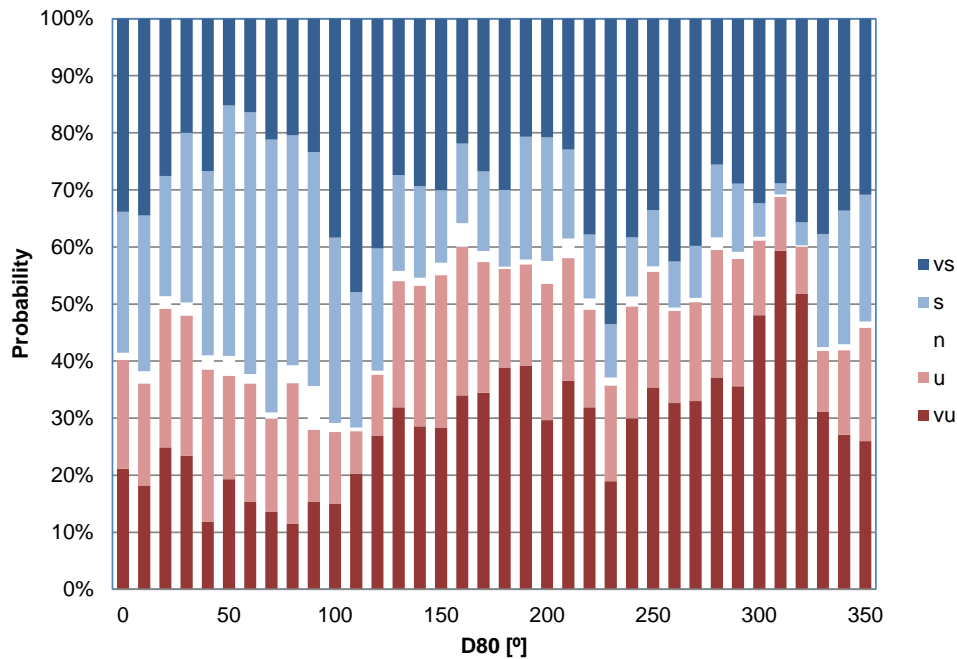


Figura 74 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m de altura, en función de la dirección del viento. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.

Fuente: Diseño propio.

De acuerdo a la clasificación de estabilidad de la Tabla 18, la Figura 75 muestra la dependencia del perfil vertical, expresado como el cociente entre la velocidad del nivel de 82 m y el de 31 m, y

de la intensidad de turbulencia (ver Ecuación 4.12) con la estabilidad atmosférica en los dos sectores de viento predominantes en el emplazamiento (105° - 135° y 255° - 235°). Como puede apreciarse, el sector 255° - 235° , con mayor ocurrencia, presenta valores más elevados de intensidad de turbulencia en situaciones de inestabilidad y también en las situaciones estables, posiblemente debido a la afección de los aerogeneradores del parque eólico en el que está instalada la torre de medida.

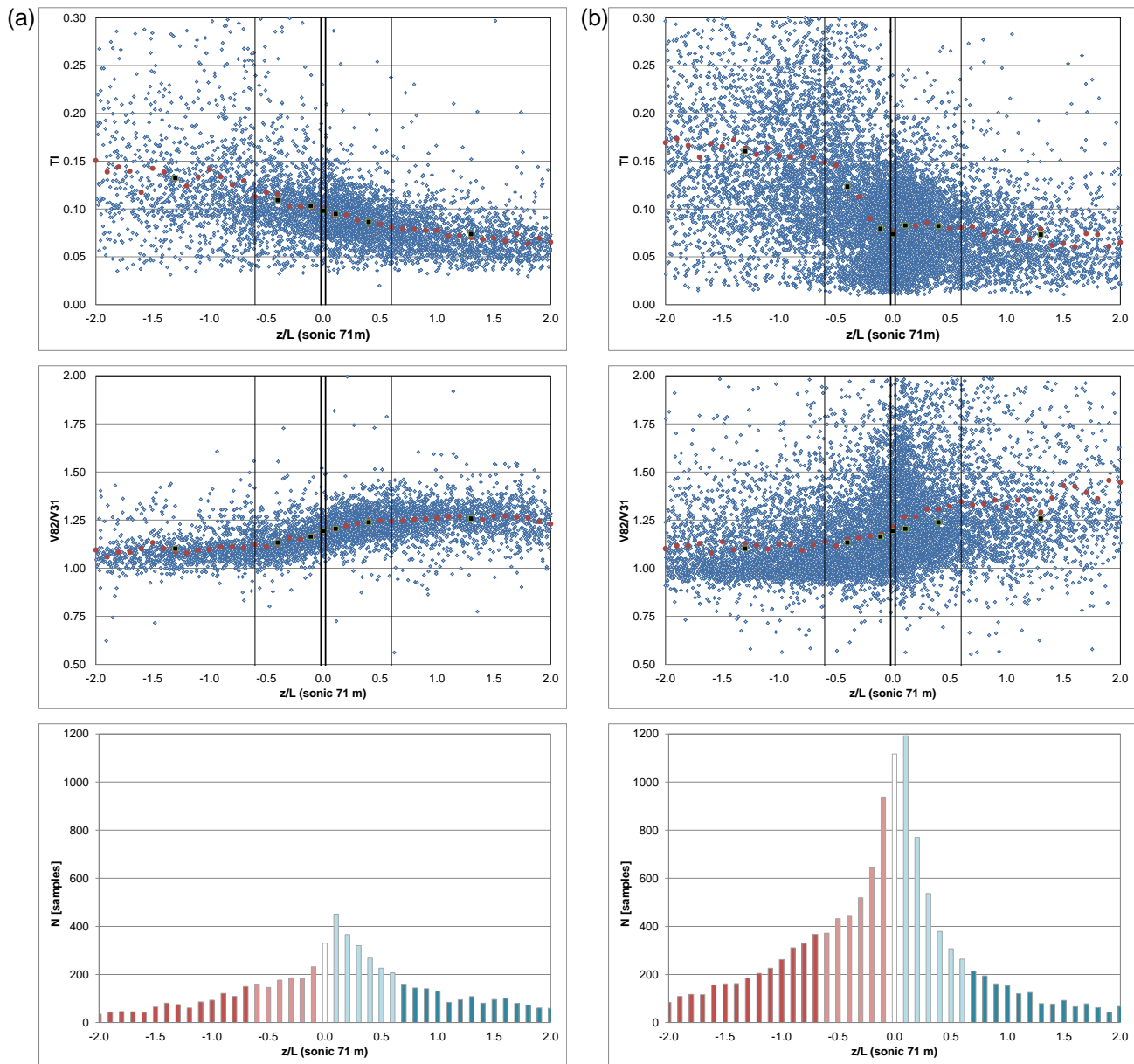


Figura 75 Perfil vertical e intensidad de turbulencia en función del parámetro z/L obtenido con el sónico instalado a 71 m en CC1. Para el sector de dirección comprendido entre 105° y 135° (a). Para el sector comprendido entre 255° y 335° (b). Los puntos rojos corresponden a valores promedio de z/L con una resolución de 0.1 y los cuadrados negros el valor promedio de z/L en cada una de las clases de estabilidad definidas en la Tabla 18.

Fuente: Diseño propio.

Una vez analizada la estabilidad mediante el parámetro $\zeta=z/L$ y dado que la mayoría de los emplazamientos eólicos no disponen de anemómetros sónicos procederemos a analizar la caracterización que se obtiene con el Ri_b .

Para el análisis de la estabilidad atmosférica con el Ri_b idealmente hay que contar con medida de temperatura superficial del suelo (Kaimal and Finnigan, 1994). Si no se dispone de esta medida, algunos autores (Machefaux et al., 2016) proponen extrapolar el valor de la temperatura a la superficie; otros sin embargo realizar el cálculo con la información disponible (Martin et al., 2016; Ruisi and Bossanyi, 2019; Zhan et al., 2020). En este trabajo se ha optado por utilizar las medidas disponibles y probar varias combinaciones de sensores para ver la influencia de la altura a la que se colocan los sensores de temperatura en la clasificación de la estabilidad atmosférica con esta metodología. Se han utilizado las siguientes combinaciones de medidas: T70-T2, T70-T13 y T70-T55.

Para realizar una comparativa entre ζ y Ri_b se ha utilizado la relación empírica propuesta por (Businger et al., 1971) y ligeramente modificada por (Dyer, 1974) que se muestra en la Ecuación 5.5.

$$\zeta = \begin{cases} \frac{Ri_b}{1 - 5Ri_b} & 0 < Ri_b < 0.2 \\ Ri_b & Ri_b < 0 \end{cases} \quad \text{Ecuación 5.5}$$

La Figura 76 muestra los diagramas de dispersión del parámetro de estabilidad (ζ) obtenido mediante el Ri_b aplicando la Ecuación 5.5, frente al calculado directamente con el sónico de 71 m de altura. Asumiendo que el cálculo obtenido con el anemómetro sónico es la referencia por medir directamente la longitud de Monin-Obukhov, se observa que para ninguna de las combinaciones de sensores de temperatura utilizados hay correlación con el valor de ζ directamente obtenido con el sónico. Esto puede ser debido a que la relación empírica propuesta por Businger-Dyer no sea adecuada en este emplazamiento.

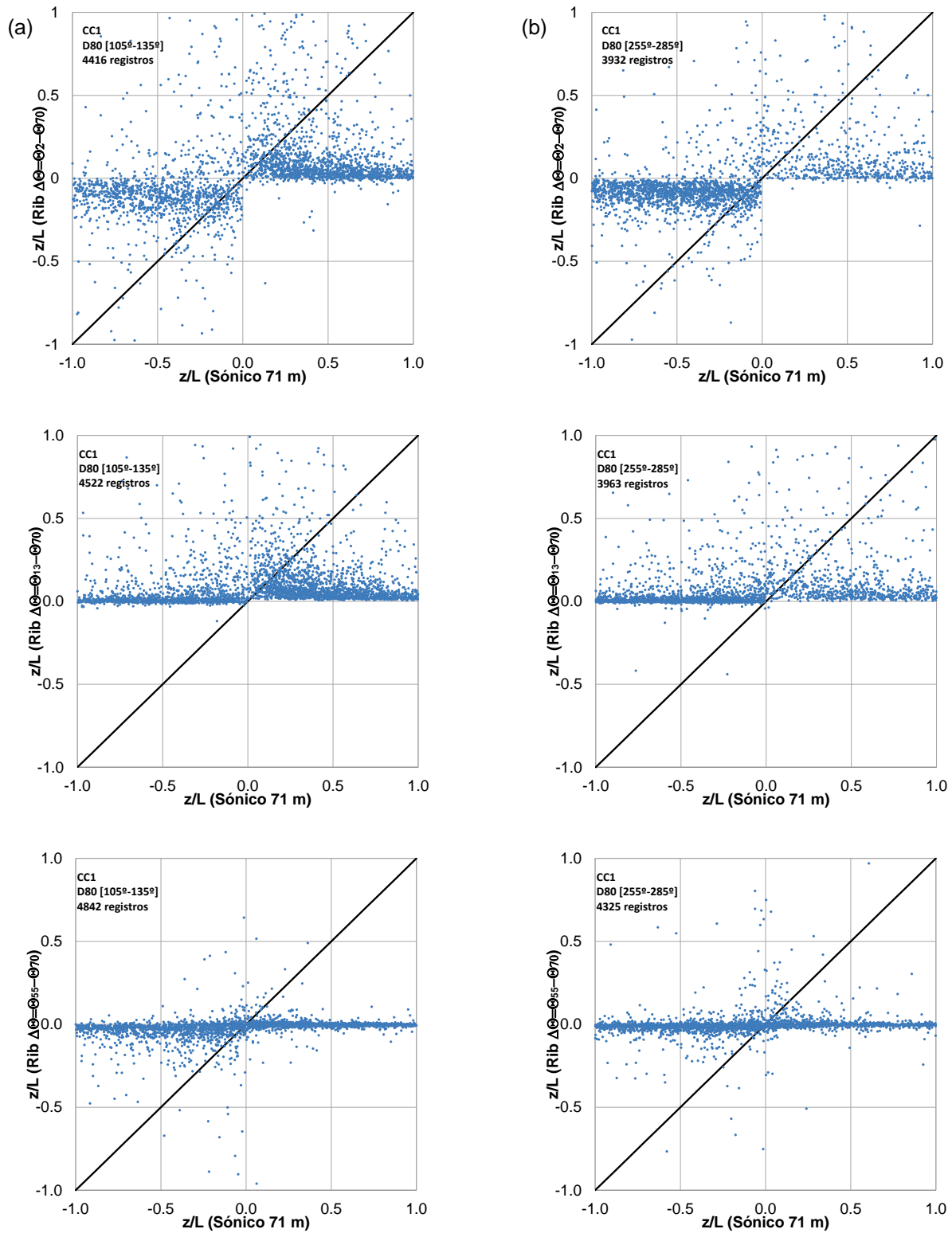


Figura 76 Equivalencia entre el parámetro de estabilidad obtenido a partir del Ri_b y obtenido con los sónicos en CC1. Para el sector comprendido entre 105° y 135° (a) y para el sector comprendido entre 255° y 285° (b).

Fuente: Diseño propio.

Dado que la conversión del valor de Ri_b al parámetro de estabilidad (ζ) no presenta resultados acordes a las medidas obtenidas con el sónico, para analizar la fiabilidad del método Richardson bulk se ha procedido a clasificar la estabilidad en CC1 directamente con el valor del Ri_b . Para ello se utiliza la clasificación propuesta por (Mohan, 1998), pero por simplicidad, utilizando 5 clases en lugar de 7 que propone el autor. Se unifican las clases de ligeramente estable/inestable con la de estable/inestable. Los rangos se muestran en la Tabla 19.

Clase de estabilidad	Parámetro de estabilidad Ri_b
Muy inestable (vu)	$Ri_b < -0.023$
Inestable (u)	$-0.023 \leq Ri_b < -0.0036$
Neutral (n)	$-0.0036 \leq Ri_b < 0.0072$
Estable (s)	$0.0072 \leq Ri_b < 0.084$
Muy estable (vs)	$Ri_b \geq 0.084$

Tabla 19 Clasificación de la estabilidad atmosférica con base en Ri_b (Mohan, 1998).

Fuente: Elaboración propia.

La Figura 77 muestra la distribución de probabilidad del Ri_b . El nivel inferior de temperatura varía entre 2 y 56 m de altura. Para la combinación T70-T13 se observa que, de acuerdo a la clasificación de la Tabla 19, prácticamente desaparecen las condiciones de inestabilidad atmosférica. Esto no es físicamente posible y no ocurre en la clasificación obtenida con el método sónico (ver Figura 70) por lo que los resultados obtenidos usando el sensor de temperatura de 13 m de altura como representativo de la temperatura superficial no son adecuados.

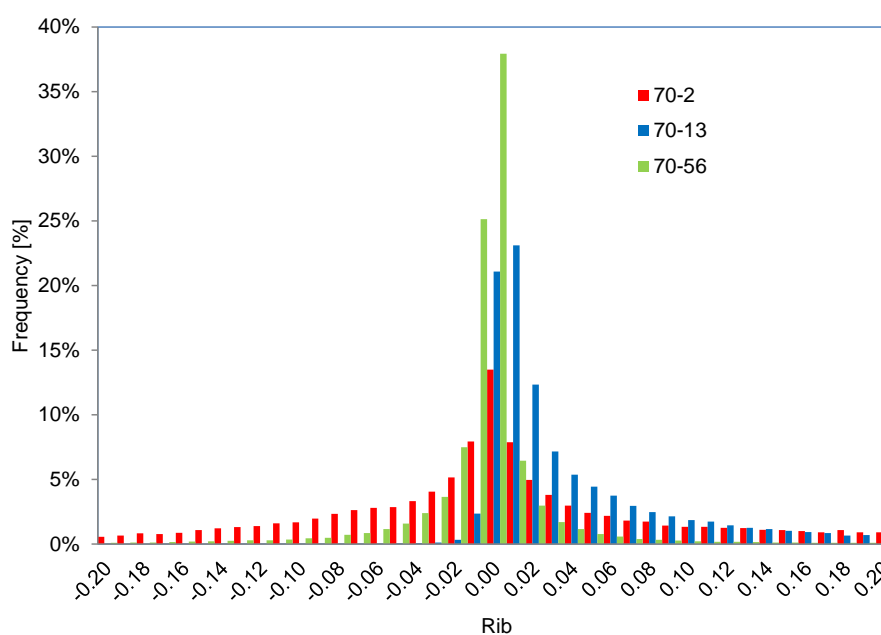


Figura 77 Distribución de probabilidad de Ri_b medido entre 70 y 2 m de altura (en rojo), entre 70 y 13 m de altura (en azul) y entre 70 y 56 m de altura (en verde).

Fuente: Diseño propio.

La Tabla 20 muestra la frecuencia de ocurrencia de las clases de estabilidad con datos concurrentes y diferentes metodologías. Esta comparación cuantitativa indica, tomando los valores obtenidos a partir del anemómetro sónico como referencia, que, como ya se observó con los diagramas de dispersión del parámetro ζ obtenido con el anemómetro sónico frente al obtenido a partir del Ri_b (ver Figura 76), utilizar la Ecuación 5.5 para transformar el Ri_b en ζ sobreestima el porcentaje de situaciones de neutralidad. Por otro lado el utilizar directamente el valor de Ri_b para la combinación de sensores de temperatura T70-T2 m de altura, da una clasificación similar a la obtenida con el sónico para las situaciones de inestabilidad aunque con un aumento de las condiciones de neutralidad en detrimento de las de estabilidad. La clasificación obtenida con el Ri_b con las otras dos combinaciones de sensores de temperatura presenta resultados que difieren de los obtenidos con el anemómetro sónico, bien por una sobreestimación de las condiciones de estabilidad en el caso de la combinación T70-T13, o por una subestimación de las mismas en el caso de usar los sensores de temperatura T70-T55. Además de las limitaciones de las funciones de Businger y Dyer para la que algunos autores (Bardal et al., 2018) proponen relaciones más complejas, como se explica en algunas referencias (Bardal et al., 2018; Sathe et al., 2011), la caracterización de la estabilidad atmosférica con el Ri_b tiene varios puntos débiles. Por un lado es muy sensible a la incertidumbre en los valores de las diferencias de temperatura entre los niveles seleccionados y por otro la del uso de medidas que no representen las condiciones superficiales. Además de estas cuestiones metodológicas una causa física de las discrepancias encontradas es que el número de Richardson bulk representa la estabilidad promedio en una capa atmosférica y la medida del sónico es local.

	71/L	$z/L (Ri_{b,70-2})$	$z/L (Ri_{b,70-13})$	$z/L (Ri_{b,70-55})$	$Ri_{b,70-2}$	$Ri_{b,70-13}$	$Ri_{b,70-55}$
vu	36.02%	1.05%	0.03%	0.11%	36.61%	0.36%	15.54%
u	15.76%	36.72%	0.39%	17.60%	11.94%	3.58%	45.06%
n	0.46%	31.97%	53.99%	79.80%	14.36%	26.53%	33.34%
s	10.80%	25.40%	44.83%	2.47%	23.65%	62.30%	5.95%
vs	36.96%	4.86%	0.76%	0.02%	13.45%	7.23%	0.11%

Tabla 20 Frecuencia de ocurrencia de las clases de estabilidad obtenidas con diferentes metodologías y configuraciones de sensores.

Fuente: Elaboración propia.

A modo de resumen, la Figura 78 presenta el perfil vertical de viento y la intensidad de la turbulencia para las 5 clases de estabilidad utilizando los dos métodos de clasificación descritos anteriormente, por un lado a partir del anemómetro sónico de 71 m de altura y el parámetro z/L y por otro con el Richardson bulk obtenido con medidas de dos sensores de temperatura y una velocidad. En el caso del Ri_b se ha variado la altura del nivel de temperatura inferior utilizado para analizar su influencia. Si tomamos el método sónico como punto de referencia, se observa que el número de Richardson bulk obtenido con los niveles de temperatura de 70 y 2 m de altura muestra

un comportamiento muy similar al observado con éste en las cinco clases de estabilidad, tanto para el perfil vertical como para la intensidad de turbulencia.

En el caso de la combinación T70-T13, se subestima el perfil vertical y se sobreestima la intensidad de turbulencia; y para la combinación T70-T55, en las condiciones extremas de estabilidad/inestabilidad se subestima el perfil, sobreestimándose la intensidad de turbulencia, y en el resto de clase al contrario.

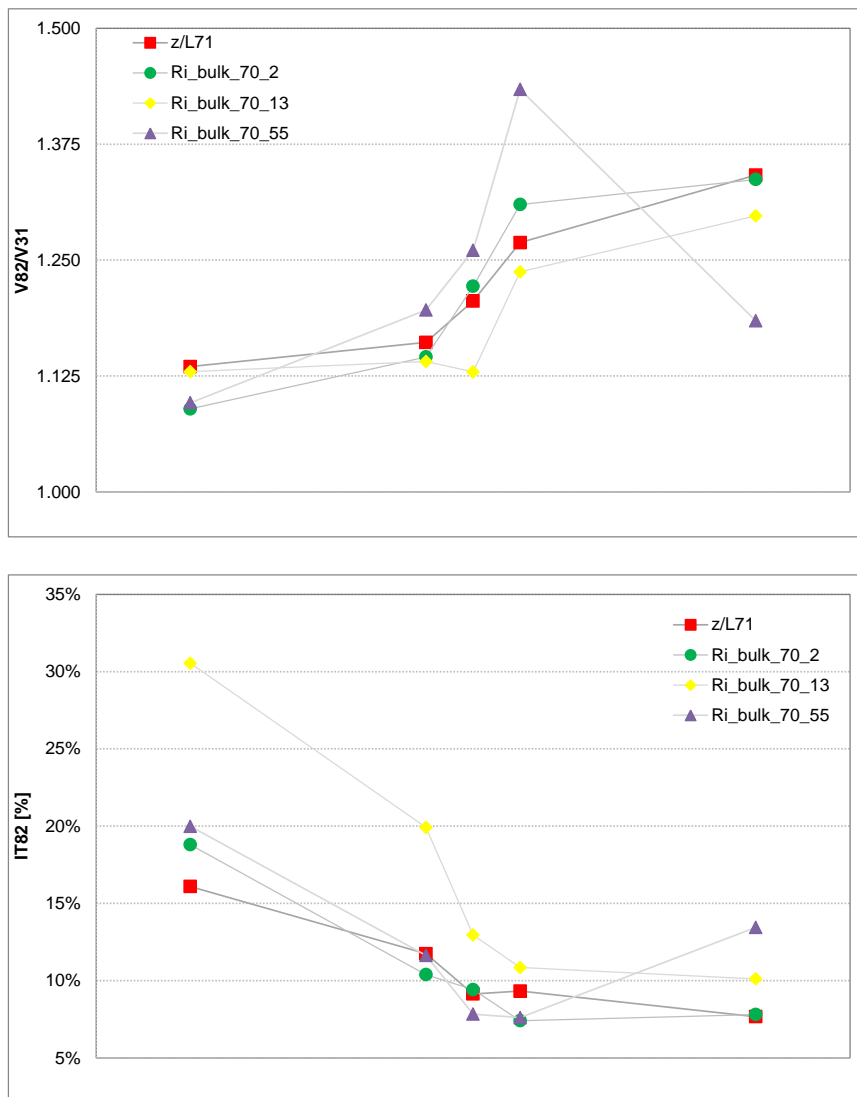


Figura 78 Comparación de la clasificación de perfiles medios e intensidad de turbulencia en función de la estabilidad atmosférica, utilizando diferentes métodos para la caracterización de ésta.

Fuente: Diseño propio.

5.3. CASO 03: EMPLAZAMIENTO EN TERRENO COMPLEJO

En este apartado se describe el estudio experimental realizado con los datos de la torre de medición MP5 instalada en el parque experimental de Alaiz y propiedad del Centro Nacional de Energías Renovables (CENER). Los datos analizados han sido facilitados por dicho centro.

5.3.1. Descripción de la torre de medición MP5 y los equipos de medida

El mástil MP5 está instalado en lo alto de la Sierra de Alaiz en la provincial de Navarra, a 15 km al SSE de Pamplona, en el Parque Eólico Experimental (PEE) de CENER. Sus coordenadas son: 42°41.7' N, 1°33.5'.

La Sierra de Alaiz (ver Figura 79) comprende un complejo montañoso de 2 km de longitud orientado WNW-ESE, con una altitud promedio de 1100 m sobre el nivel del mar (s.n.m). Al norte se encuentra un valle con una altitud promedio de 400 m s.n.m. limitado por una colina de unos 550 m s.n.m., la Sierra de Tajonar, que discurre paralela a la Sierra de Alaiz a unos 5 km de distancia al norte. Al sur la complejidad del terreno es mayor y se encuentran los aerogeneradores de los parques eólicos de Alaiz, Monreal y Echagüe, todos propiedad de Acciona Energía. Las posiciones más cercanas al parque experimental se encuentran a 2 km al sur de las seis posiciones del PEE de Alaiz. Como indican (Sanz Rodrigo et al., 2013) se puede asumir que las estelas debidas a estos parques eólicos se van amortiguando antes de llegar al PEE en la mayoría de las condiciones atmosféricas y por tanto no suponen un incremento de turbulencia en la posición del mástil MP5. El terreno está clasificado como complejo con fuertes pendientes y considerables cambios de altitud (International Electrotechnical Commission, 2017, 2019b).

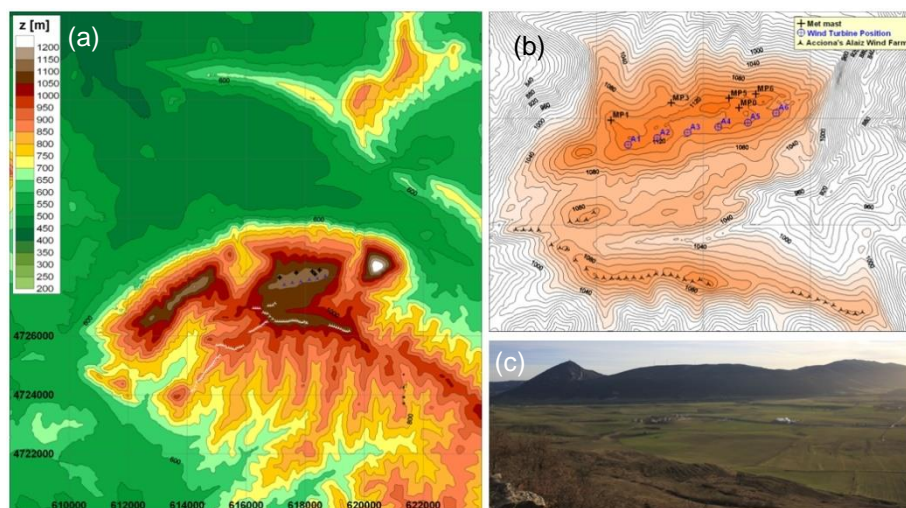


Figura 79 Mapa de elevación de Alaiz (a), curvas de nivel y ubicación de los mástiles y aerogeneradores del PEE de Alaiz (b) e imagen de la sierra de Alaiz desde la colina de Tajonar en dirección norte (c).

Fuente: Diseño propio.

Además del mástil MP5 en el parque hay otros tres mástiles de medición de similares características: MP1, MP3 y MP6.

El mástil MP5 es una estructura de celosía auto soportada de 118 m de altura con 9 niveles de medida orientados 360° y 180° (ver Figura 80). En cinco niveles (118, 102, 90, 78 y 40 m) se registran valores de velocidad y dirección de viento con anemómetros de cazoletas y veletas. En los niveles de 118, 78 y 40 hay además instalados sensores sónicos. Valores de temperatura y humedad relativa se registran en cinco niveles, 113, 97, 81, 38 y 2 m.

El sistema de adquisición de datos está compuesto por un controlador en tiempo real modelo CompactRIO de National Instruments con 128 MB DRAM y 2 GB de almacenaje embebido en un chasis en conexión con 8 módulos de adquisición de señales analógicas y digitales, todo conectado a una red Ethernet.

La frecuencia de muestreo de los anemómetros de cazoletas (sensores Vector A100LK) es de 5 Hz y la de los anemómetros sónicos (sensores METEK USA-1), veletas, sensores de presión y sensores de temperatura y humedad relativa es de 20 Hz.

Todos los anemómetros de cazoletas han sido calibrados en el Instituto Ignacio da Riva, centro perteneciente a la red MEASNET y con acreditación ENAC de acuerdo a la norma UNE-EN ISO/IEC 17025.

Los anemómetros sónicos han sido calibrados en el túnel de viento del Instituto Von Karman (VKI) de dinámica de fluidos ([The von Karman Institute for Fluid Dynamics \(vki.ac.be\)](http://www.vki.ac.be)).

Las veletas (sensores Thies Compact) no tienen calibración específica.

Los sensores de presión (Vaisala PTB100A) y los sensores de temperatura y humedad relativa (Ammonit P6312) han sido calibrados en Alpe metrología industrial ([ALPE Metrología Industrial | Calibración / Precisión / Calidad \(alpemetrologia.com\)](http://www.alpemetrologia.com)) con acreditación ENAC de acuerdo a la norma UNE-EN ISO/IEC 17025.

En el anexo 7.4 se presenta información adicional sobre el equipamiento instalado.

Mástil meteorológico permanente

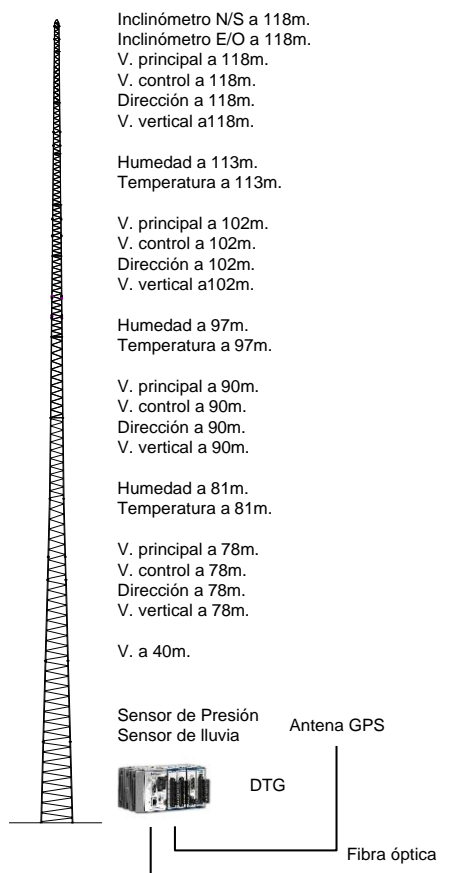


Figura 80 Configuración del mástil MP5.

Fuente: Diseño propio.

5.3.2. Base de datos

La torre de medición MP5, ubicada en el parque eólico experimental de Alaiz fue instalada con la configuración actual en enero de 2011. Los sensores sónicos se instalaron a final de 2012 pero comenzaron a registrar de forma adecuada avanzado el año 2013. Para el estudio general de parámetros de estabilidad se ha seleccionado como periodo de referencia el comprendido entre el 1 de Julio de 2014 y el 30 de Junio de 2015. La selección de este año ha sido motivada por el hecho de analizar el mismo periodo que en la estación CC1, cuyos resultados se presentan en el Apartado 5.2.

Para los anemómetros sónicos se ha trabajado con los datos de alta frecuencia, 20 Hz, y para el resto de sensores meteorológicos, anemómetros, veletas y sensores de temperatura, se han utilizado promedios diezminutales.

Los equipos utilizados, el modelo de sensor con su precisión, y las alturas sobre la base de la plataforma con los que se ha trabajado se resumen en la Tabla 21.

Sensor	Modelo (precisión)	Altura [m]
Anemómetro sónico	Metek USA1 (1 m/s o 2 % / 2°)	115.5, 75.5, 39.5.
Anemómetros de cazoletas	Vector A100LK-WR-PC3 ($\pm 0.01 \text{ms}^{-1}$)	118, 102.5, 90, 78.6, 40.
Veletas	THIES Compact ($\pm 3^\circ$)	102.5, 90, 78.6.
Temperatura y Humedad	Ammonit P6312 ($\pm 0.3^\circ\text{C}$)	2, 38, 81, 97 y 113
Presión	Vaisala PTB100A ($\pm 0.25 \text{hPa}$)	2.

Tabla 21 Medidas utilizadas en el estudio de la caracterización de la estabilidad a partir de datos de MP5.

Fuente: Elaboración propia.

5.3.3. Procesado de las medidas

Como en el caso de los datos de CC1, el procesado realizado sobre los registros diezminutales (los medidos con anemómetros de cazoletas, veletas, sensores de presión, temperatura y humedad) ha consistido en comprobar la completitud de los datos registrados y aplicar varios test (de rango, de relaciones y tendencia) para detectar datos erróneos.

Los principales problemas detectados en estos sensores ocurren durante los meses de invierno en los que se producen congelaciones en los equipos que hacen que un porcentaje de los datos registrados en estos meses no sean válidos.

La cobertura obtenida tras este proceso para todos los sensores analizados se muestra en la Tabla 22.

Sensor	Altura [m]	Cobertura (%)
V118	118	98.58
V102	102.5	0
V90	90	98.58
V78	78.6	98.58
V40	40	98.58
D118	118	98.58
D102	102.5	98.58
D90	90	98.58
D78	78.6	98.58
T113	113	98.58
T97	97	98.58
T81	81	98.58
T38	38	98.58
T2	2	98.58
HR113	113	98.58
HR97	97	98.58
HR81	81	98.58
HR38	38	98.58
HR2	2	98.58
P81	81	98.58
P2	2	0

Tabla 22 Cobertura de datos de los sensores meteorológicos instalados en la torre de medida MP5.

Fuente: Elaboración propia.

En el caso de las medidas registradas con los anemómetros sónicos, como se explica en el Apartado 4.4.1 el primer paso a realizar con los datos brutos de alta frecuencia registrados por estos sensores es un control de calidad. La Tabla 23 muestra la cobertura de datos de 20 Hz en los tres sónicos después del filtrado de alta frecuencia. El porcentaje promedio de datos utilizados en la obtención de los promedios diezminutales es superior al 90% todos los meses y para los tres anemómetros sónicos, lo que implica que apenas se han eliminado datos con los filtros de alta frecuencia.

Sensor	Altura [m]	Cobertura (%)
Vs118	115.5	94.05
Vs78	75.5	94.05
Vs40	39.5	94.05

Tabla 23 Cobertura de datos de alta frecuencia (20 Hz) de los sensores sónicos instalados en la torre de medida MP5.

Fuente: Elaboración propia.

5.3.4. Obtención de flujos

Como en el caso de los datos analizados en los apartados 5.1 y 5.2, tras el procesado de los datos de los anemómetros sónicos y siguiendo el método Eddy Covariance descrito en el Apartado 4.4.1, los registros de alta frecuencia se rotan siguiendo el método de ajuste a plano (PF) (Richiardone et al., 2008; Wilczak et al., 2001) explicado en el Apartado 4.4.3. La Figura 47 muestra de forma esquemática los pasos a seguir para realizar la rotación desde el sistema de coordenadas de montaje a uno en el que el flujo siga al terreno.

Una vez rotadas las medidas de alta frecuencia se procede a calcular las varianzas y covarianzas y los flujos turbulentos de calor y momento de acuerdo a la Ecuación 4.20 y la Ecuación 4.21.

Los promedios de las variables se han obtenido para intervalos de 10 minutos.

5.3.5. Caracterización del recurso eólico

Una vez que los datos diezminutales han sido procesados se procede a su análisis estadístico para obtener la información relevante necesaria en la caracterización del recurso eólico en el emplazamiento en estudio. Como se ha explicado en el Apartado 4.3, los estadísticos de mayor relevancia asociados a la velocidad y dirección del viento, además de la cobertura y distribución mensual de velocidades medias, son el histograma de frecuencias de velocidades de viento, el perfil vertical, la variación diaria promedio de la velocidad del viento, la rosa de frecuencias, velocidades y energía y la intensidad de turbulencia.

La Figura 81 muestra la rosa de frecuencia y energía del sensor V118. Las direcciones predominantes son en este caso las comprendidas entre 330° y 360° y 180°.

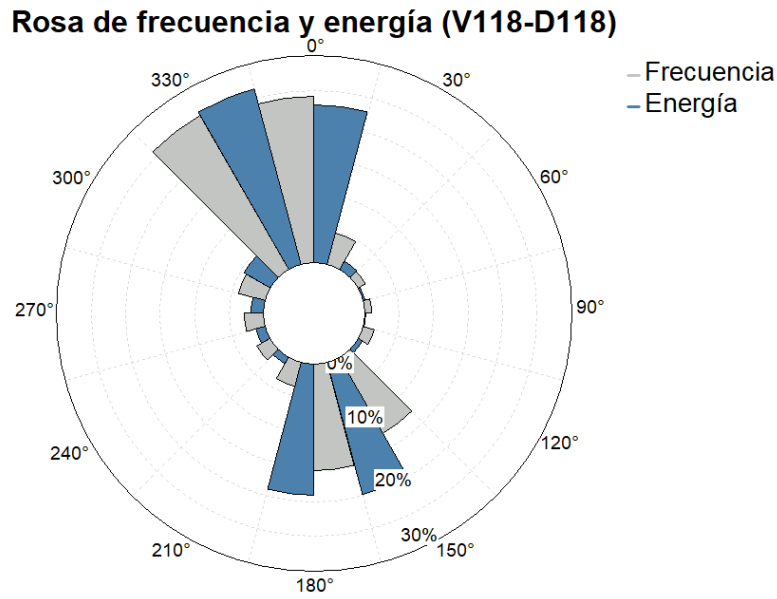


Figura 81 Rosa de frecuencia y energía en MP5. Datos del año en análisis de V118 y D118.

Fuente: Diseño propio.

La distribución de velocidades se presenta en la Figura 82 junto con el ajuste a una función Weibull. En este caso el mejor ajuste es para una distribución con un factor de forma k de 2.15, a 118 m de altura sobre el nivel del suelo.

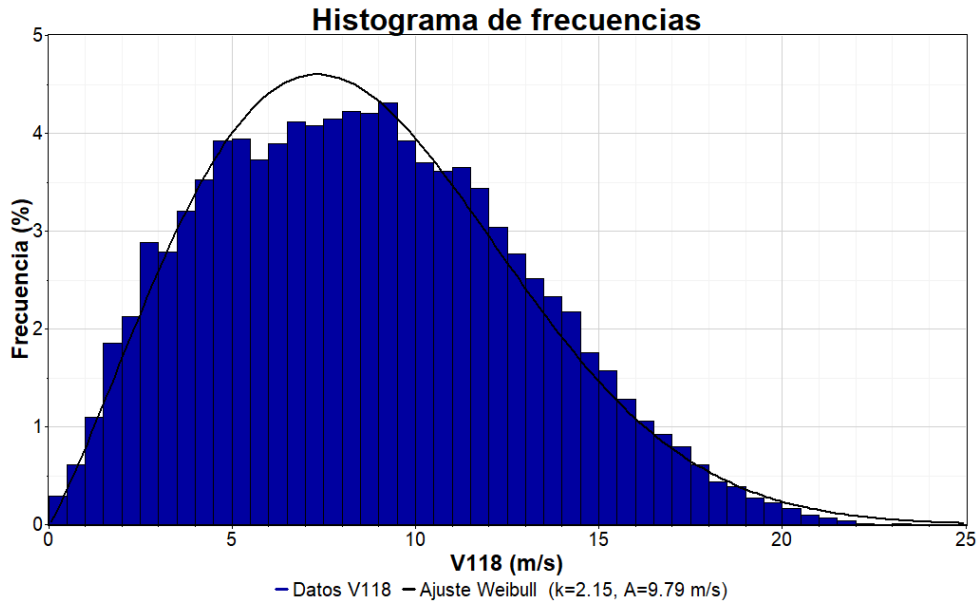


Figura 82 Distribución de frecuencias y ajuste Weibull en MP5. Datos del año en análisis de V118.

Fuente: Diseño propio.

La Figura 83 muestra el perfil de velocidades medias, con un ajuste al perfil logarítmico para una rugosidad de 1 mm algo inferior a la del emplazamiento en la que está instalada la MP5.

Asumiendo un perfil potencial, el coeficiente de cortadura es de 0.060. Ambos perfiles presentan un buen ajuste a los valores registrados en la torre de medida MP5.

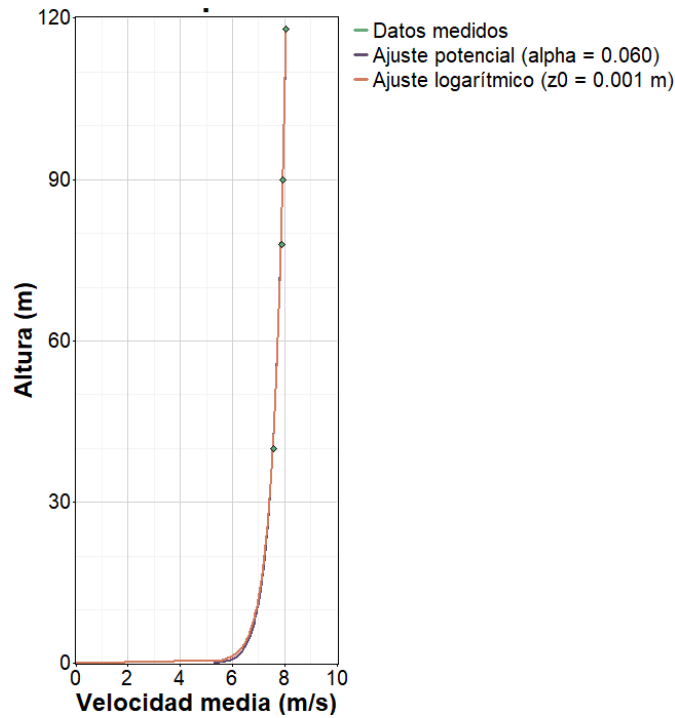


Figura 83 Perfil vertical de velocidades en MP5. Datos del año en estudio de V118, V90, V78 y V40.

Fuente: Diseño propio.

El perfil diurno de la velocidad y temperatura se presenta en la Figura 84. En ambas variables la variabilidad está marcada, con oscilaciones entre 7.22 m/s (a las 11 h) y 8.59 (a las 19 h), en el caso de la velocidad. Y entre los 9.00 °C (a las 8 h) y los 11.44 °C (a las 15 h).

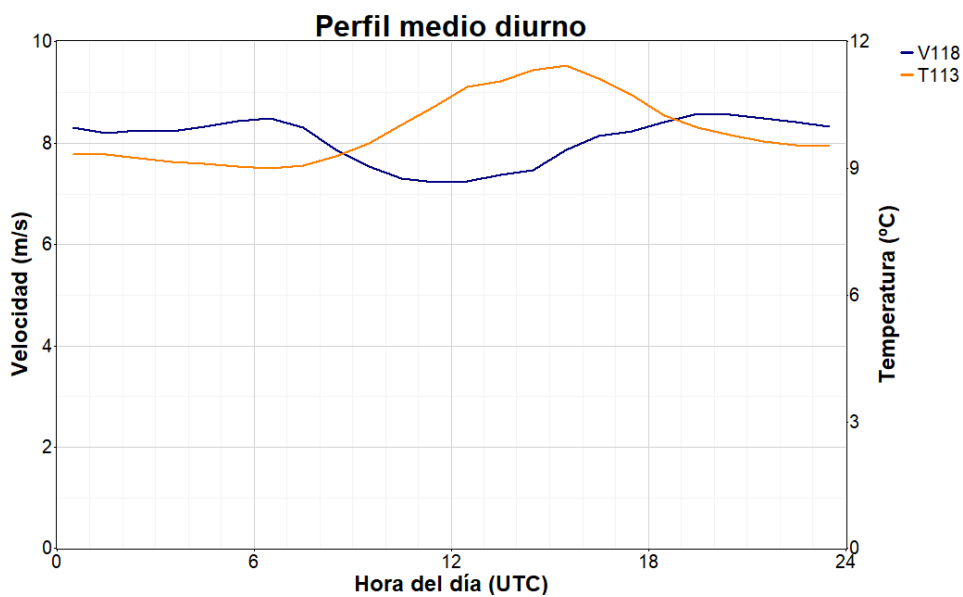


Figura 84 Perfil diurno de velocidad y temperatura en MP5. Datos del año en estudio de V118 y T113.

Fuente: Diseño propio.

5.3.6. Caracterización de la estabilidad atmosférica

En el emplazamiento de la torre de medición MP5 a partir de la instrumentación disponible se ha calculado:

- La longitud de Monin-Obukhov a partir de los flujos obtenidos mediante el procesado de los datos de los tres anemómetros sónicos instalados a las alturas de 115.5 m (Vs118), 75.5 m (Vs78) y 39.5 m (Vs40).
- El Richardson Bulk. Al igual que en la torre meteorológica CC1, no se dispone de sensor de temperatura superficial, por lo que se ha calculado con diferentes combinaciones de sensores de temperatura para analizar la dependencia con este valor, en concreto se ha calculado entre los sensores T113-T2 y T113-T38. En ambos casos se ha utilizado la velocidad del anemómetro de cazoletas de 118 m de altura (V118).

Se ha analizado el cálculo del Richardson de gradiente pero no había un buen ajuste de los valores de temperatura por lo que no se ha considerado.

La Figura 85 muestra la distribución de frecuencias del parámetro ζ directamente obtenido con los anemómetros sónicos. Los datos empleados son datos concurrentes de los tres sensores.

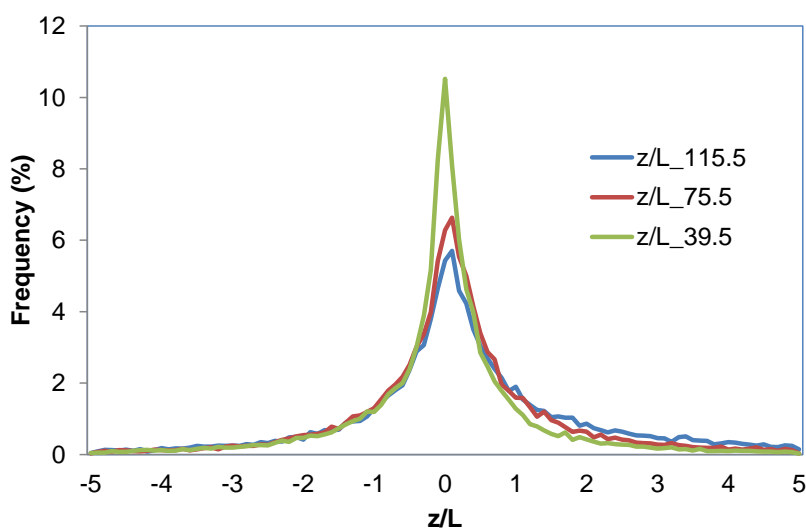


Figura 85 Distribución de probabilidad de z/L obtenida con los tres anemómetros sónicos instalados en MP5.

Fuente: Diseño propio.

La distribución de la estabilidad atmosférica obtenida con los tres anemómetros sónicos frente a la velocidad a 118, 78 y 40 m de altura, para las 5 clases de estabilidad propuestas en la Tabla 13, se muestra en la Figura 86.

Como se aprecia en la figura hay una dependencia significativa de la distribución de estabilidad con la altura. En los niveles más altos las distribuciones de estabilidad son más amplias y las

situaciones de “muy” estables e inestables tienen una mayor frecuencia. Esta dependencia es debida a que el valor de la altura z está en la definición parámetro adimensional $\zeta=z/L$, y con forme nos acercamos al suelo hay más situaciones de neutralidad porque z/L tiende a cero.

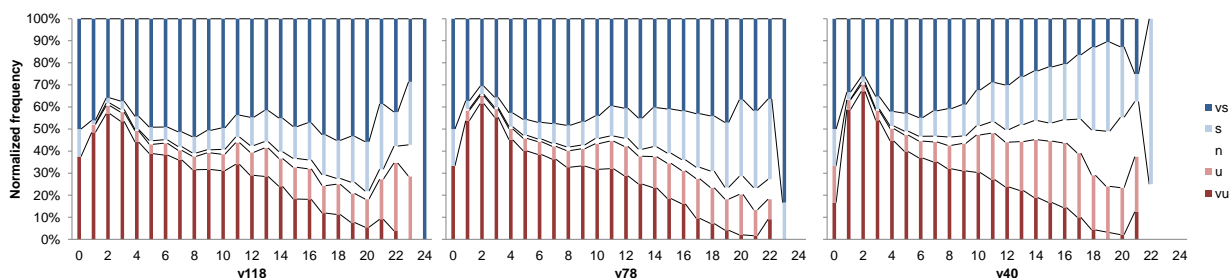


Figura 86 Distribución de la estabilidad atmosférica, z/L obtenido con los anemómetros sónicos, en función de la velocidad de viento, vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.

Fuente: Diseño propio.

El ciclo diario (ver Figura 87) muestra un desarrollo de las condiciones de inestabilidad entre las 9 h y las 15 h, el resto de día se caracteriza por condiciones de estabilidad y una reducción de la turbulencia.

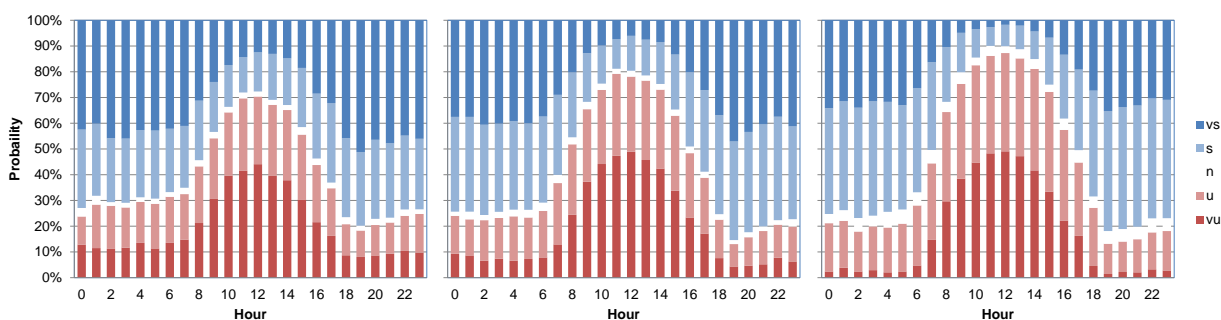


Figura 87 Distribución de la estabilidad atmosférica en función de la hora del día. El parámetro z/L se ha obtenido con el anemómetro sónico de 115.5 m, figura de la izquierda; con el de 75.5, figura central; y con el de 39.5 m, figura de la derecha. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.

Fuente: Diseño propio.

La Figura 88 muestra la evolución de la estabilidad atmosférica a lo largo de año. Las condiciones de estabilidad dominan en los meses de invierno, con un pico de situaciones de inestabilidad entre Abril y Agosto en el que éstas se sitúan en el 50%.

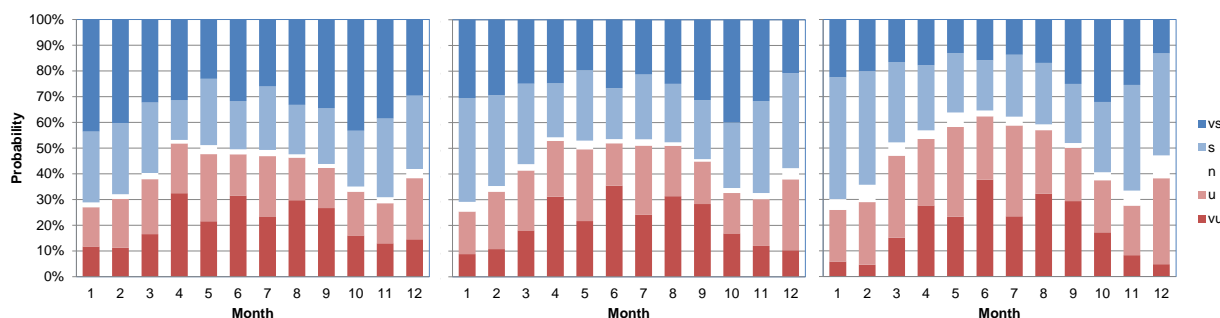


Figura 88 Distribución de la estabilidad atmosférica en función del mes del año. El parámetro z/L se ha obtenido con el anemómetro sónico de 115.5 m (figura de la izquierda); con el de 75.5 (figura central); y con el de 39.5 m (figura de la derecha). vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.

Fuente: Diseño propio.

La variación de la estabilidad atmosférica con la dirección de viento se muestra en la Figura 89. Las situaciones estables dominan en la mayoría de las direcciones a excepción de la dirección NW (330° - 350°), que es una de las predominantes en la Sierra de Alaiz. Como se puede ver en la Figura 79, la ladera norte de la sierra tiene una pendiente muy pronunciada (el valor del índice de complejidad, RIX (Bowen and Mortensen, 1996), en el sector norte de la MP5 es del 22.4%) que termina en un valle con un desnivel de 700 m. De acuerdo a (Stull, 1989) en este tipo de topografías se originan vientos de ladera y valle, descritos en el Apartado 2.3.1, que generan turbulencia convectiva y por tanto situaciones de inestabilidad que justificarían el incremento de las situaciones de estabilidad detectado en el sector de dirección 330° - 350° .

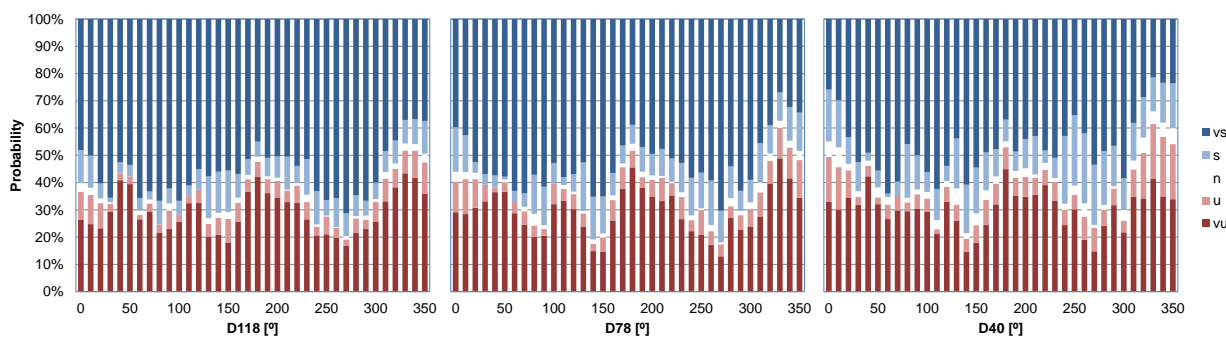


Figura 89 Distribución de la estabilidad atmosférica en función de la dirección del viento. El parámetro z/L se ha obtenido con el anemómetro sónico de 115.5 m (figura de la izquierda); con el de 75.5 (figura central); y con el de 39.5 m (figura de la derecha). vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.

Fuente: Diseño propio.

De acuerdo a la clasificación de estabilidad de la Tabla 18, la Figura 90 y la Figura 91 muestran la dependencia del perfil vertical, expresado como el cociente entre la velocidad del nivel de 118 m y el de 40 m, y de la intensidad de turbulencia (ver Ecuación 4.12) con la estabilidad atmosférica en los dos sectores de viento predominantes en el emplazamiento NNW y SSE.

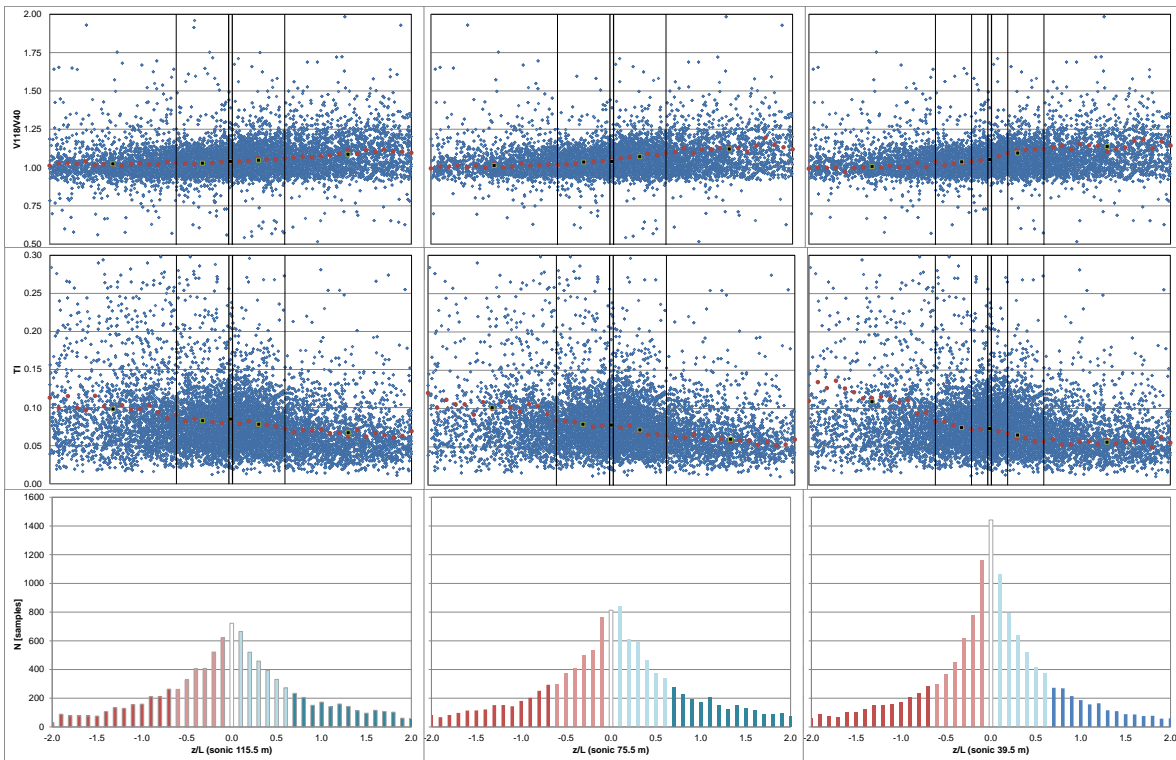


Figura 90 Perfil vertical e intensidad de turbulencia en función del parámetro z/L para el sector de dirección comprendido entre 337.5° y 22.5° . Los puntos rojos corresponden a valores promedio de z/L con una resolución de 0.1 y los cuadrados negros el valor promedio de z/L en cada una de las clases de estabilidad definidas en la Tabla 18.

Fuente: Diseño propio.

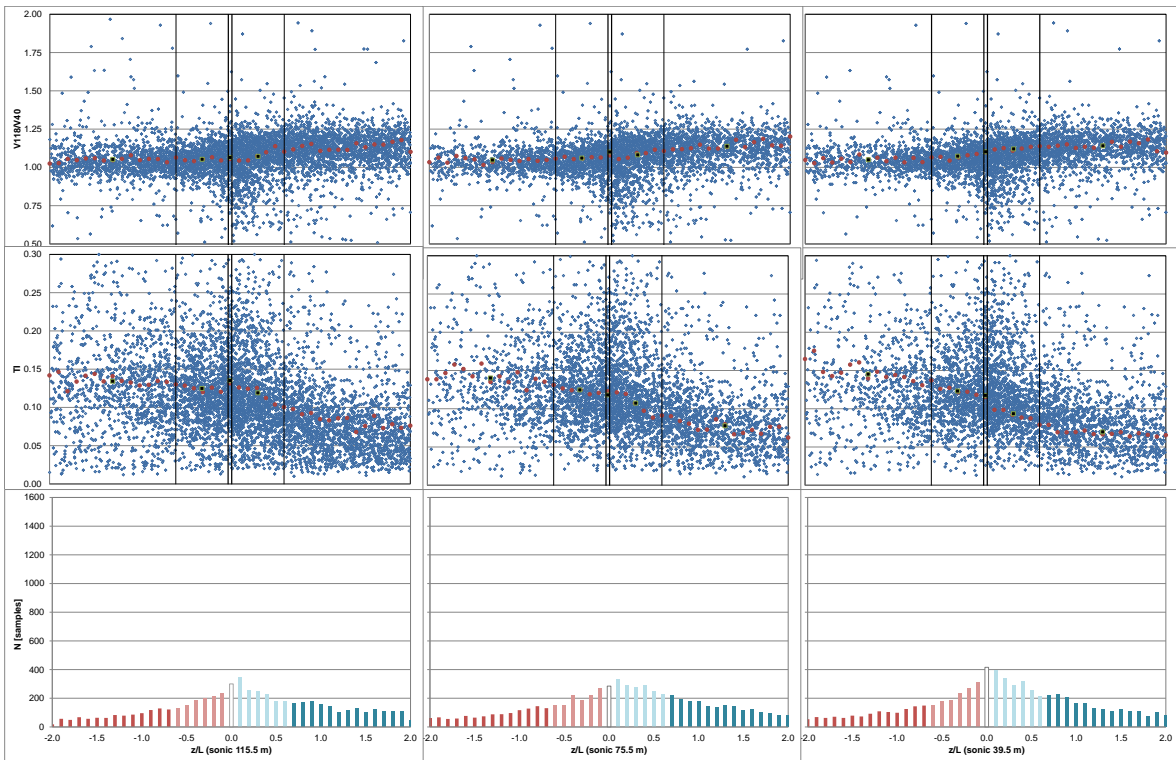


Figura 91 Perfil vertical e intensidad de turbulencia en función del parámetro z/L para el sector de dirección comprendido entre 157.5° y 202.5° . Los puntos rojos corresponden a valores promedio de z/L con una resolución de 0.1 y los cuadrados negros el valor promedio de z/L en cada una de las clases de estabilidad definidas en la Tabla 18.

Fuente: Diseño propio.

Para las tres alturas se observa que, como explica (Emeis, 2013), en situaciones inestables la superficie del suelo está más caliente que el aire por encima por lo que hay un flujo de calor positivo que provoca más turbulencia. Esto da como resultado una capa superficial convectiva, bien mezclada, con pequeños gradientes verticales. Por otro lado, los perfiles de viento de baja turbulencia y alta cizalladura están asociados a situaciones estables donde la turbulencia se reduce debido a un flujo de calor vertical negativo.

Como en los casos anteriores una vez analizada la estabilidad mediante el parámetro $\zeta=z/L$ procederemos a analizar la caracterización que se obtiene con el Ri_b .

En este caso a partir de la información disponible se ha calculado el Ri_b , por un lado utilizando la combinación de sensores de temperatura T113-T2 y por otro utilizando la pareja T113-T38. En ambos casos se ha utilizado la velocidad del anemómetro de cazoletas de 118 m de altura (V118).

La Figura 92 muestra la distribución de probabilidad del Ri_b . El nivel inferior de temperatura varía entre 2 y 38 m de altura. Para la combinación T113-T38 se observa, como también ocurría en CC1 al usar la combinación T70-T13, que, de acuerdo a la clasificación de la Tabla 19, prácticamente desaparecen las condiciones de inestabilidad atmosférica. Esto no es físicamente posible y no ocurre en la clasificación obtenida con el método sónico (ver Figura 85) por lo que los resultados obtenidos utilizando el sensor de 38 m de altura como representativo de la temperatura superficial no son adecuados.

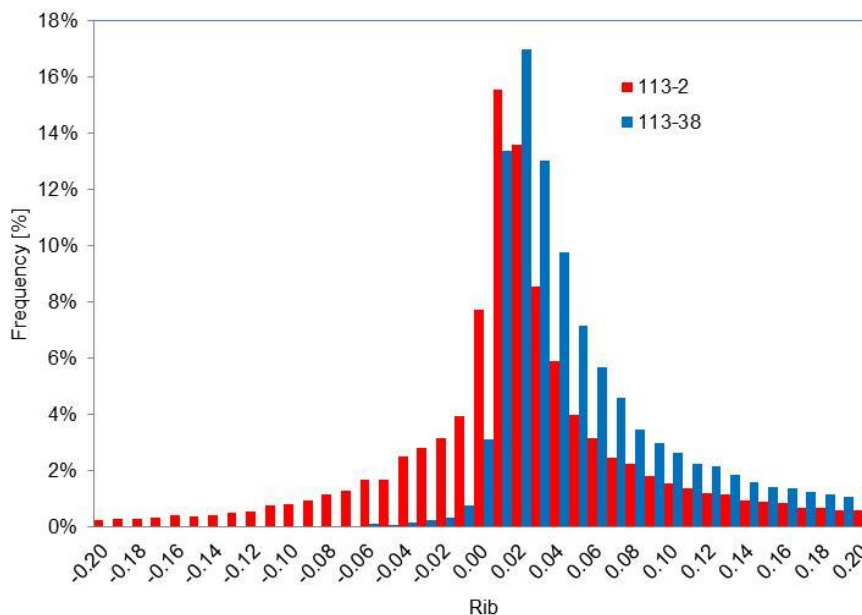


Figura 92 Distribución de probabilidad de Ri_b medido entre 113 y 2 m de altura (en rojo) y entre 113 y 38 m de altura (en azul).

Fuente: Diseño propio.

Como ya observamos en el caso de CC1, pequeñas diferencias de temperatura tienen una gran afcción en el cálculo del número de Richardson Bulk por lo que la precisión de los sensores de medida utilizados tiene gran importancia en estas estimaciones. Los sensores de temperatura instalados en la torre de medición MP5 tienen una precisión de 0.3 °C. Según el Manual de garantía de calidad de la EPA (Baker and Bowen, 1989), el error máximo permitido en la medida de la diferencia de temperaturas a dos alturas es 0.003 °Cm⁻¹. Con alturas de 38 y 113 m, el error permitido es de solo 0.2 °C, menor que la precisión de los sensores.

Uno de los desafíos de usar el número de Richardson bulk para caracterizar la estabilidad atmosférica es por tanto, medir la diferencia de temperatura con suficiente precisión para que sea útil. Para lograr esto, se suele utilizar un par de subsistemas de detección de temperatura idénticos calibrados y adaptados por el fabricante. Para maximizar la diferencia de altura y, por lo tanto, la precisión del resultado, un sensor debe colocarse lo más cercano posible al suelo, 2 m o menos, y el otro a la mayor distancia posible. Además, ambos sensores deben montarse y protegerse de la misma manera para que respondan de manera similar a las condiciones ambientales.

La Figura 93 muestra la distribución de la estabilidad atmosférica en función de la velocidad de viento.

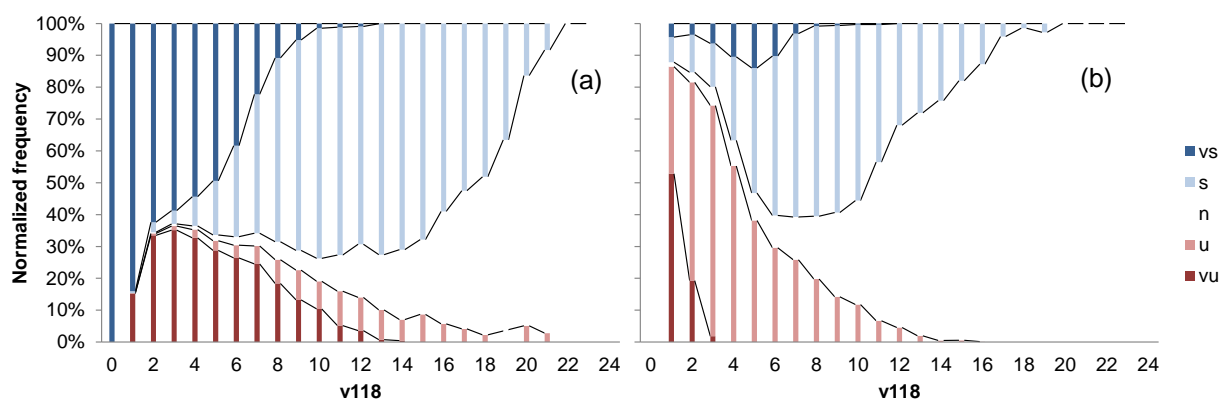


Figura 93 Distribución de la estabilidad atmosférica en función de la velocidad de viento. (a) obtenida a partir del Ri_b ; (b) con el z/L obtenido a través del Ri_b y las funciones de transformación de Businger y Dyer. vs, muy estable; s, estable; n, neutro; u, inestable; vu, muy inestable.

Fuente: Diseño propio.

En el gráfico de la izquierda, la estabilidad se ha clasificado en función del Ri_b obtenido con los registros de velocidad del anemómetro de cazoletas a 118 m de altura y la temperatura del aire registrada a 113 m y 2 m de altura, siendo este último nivel el seleccionado como representativo de la temperatura superficial. La clasificación se ha realizado de acuerdo a la Tabla 19.

En el gráfico de la derecha, se muestra la clasificación realizada mediante el parámetro $\zeta=z/L$ obtenido con los valores de Ri_b y la Ecuación 5.5 y de acuerdo a la clasificación propuesta en la Tabla 18.

Ambas distribuciones muestran un comportamiento diferente con pocas situaciones “VU” y “VS” y un gran número de situaciones de neutralidad en el caso de la clasificación con ζ (gráfico de la derecha de la Figura 93).

Comparando estas distribuciones con las obtenidas a partir de los anemómetros sónicos (ver Figura 86) se observan importantes diferencias.

La Tabla 24 muestra la frecuencia de ocurrencia de las clases de estabilidad con datos concurrentes y diferentes metodologías. Esta comparación cuantitativa indica, tomando los valores obtenidos a partir de los anemómetros sónicos como referencia, que, al igual que lo observado con los datos de CC1, utilizar la Ecuación 5.5 para transformar el Ri_b en ζ sobreestima el porcentaje de situaciones de neutralidad y estabilidad, en detrimento de las VU y VS, probablemente debido a valores similares de las temperaturas de 113 y 2 m de altura. Por otro lado el utilizar directamente el valor de Ri_b y la clasificación de Mohan sobreestima las situaciones estables a costa de subestimar las inestables.

Ya se indicaron en el Apartado 5.2.6 las limitaciones de las funciones de Businger y Dyer y las debilidades del Ri_b que se confirman con el análisis realizado con los datos de la MP5.

	115.5/L	75.5/L	39.5/L	$z/L (Ri_{b,113-2})$	$Ri_{b,113-}$
vu	21.2%	21.3%	19.9%	0.7%	18.1%
u	19.4%	21.4%	26.8%	21.2%	5.9%
n	2.2%	2.4%	4.4%	32.5%	8.2%
s	24.0%	28.2%	29.9%	42.2%	43.6%
vs	33.2%	26.7%	19.1%	3.5%	24.2%

Tabla 24 Frecuencia de ocurrencia de las clases de estabilidad obtenidas con diferentes metodologías y configuraciones de sensores.

Fuente: Elaboración propia.

A modo de resumen, la Figura 94 presenta el perfil vertical de viento y la intensidad de la turbulencia para las 5 clases de estabilidad, utilizando por un lado la clasificación a partir del z/L obtenido con los tres anemómetros sónicos, y por otro mediante el Ri_b calculado a partir de las medidas de los sensores de temperatura a 113 y 3 m y el anemómetro de cazoletas a 118m.

Comparando los resultados obtenidos con los sónicos a diferentes alturas, se observa que para todas las clases de estabilidad, excepto para la VU, el perfil vertical observado es menor con forme el sensor está instalado a mayor altura y por tanto la intensidad de turbulencia mayor. Esto constata la afcción de la altura a la que se instalen los anemómetros sónicos en los resultados

del análisis, y por tanto si el objeto del estudio es caracterizar el comportamiento del flujo de viento a altura de buje se recomienda instalar el anemómetro sónico a esta altura.

Por otro lado, si se selecciona el método sónico como punto de referencia, se observa que el número de Richardson bulk obtenido con los niveles de temperatura de 113 y 2 m de altura muestra un comportamiento similar al observado con los anemómetros sónicos para el perfil vertical pero con discrepancias para la intensidad de turbulencia para las situaciones VU y S.

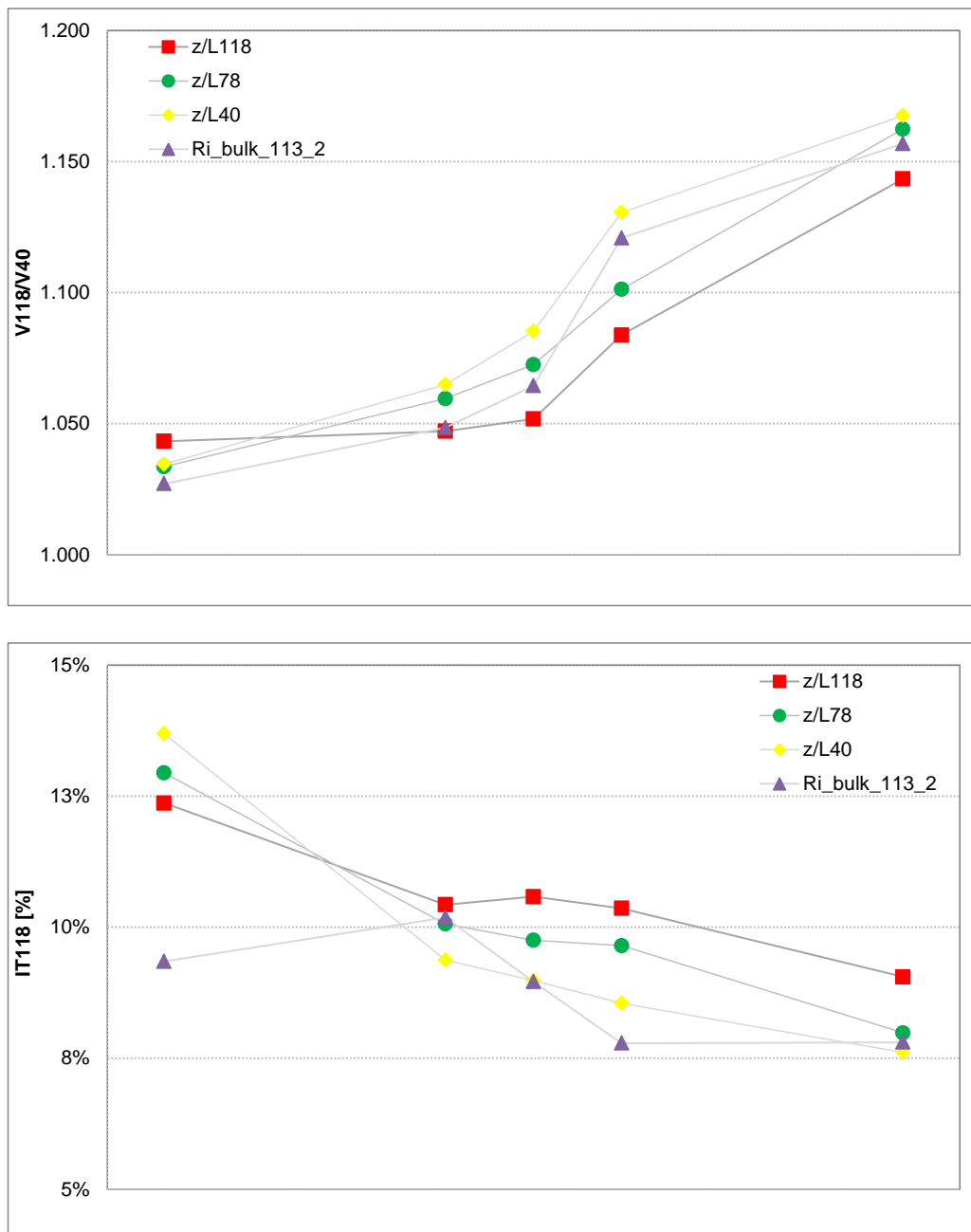


Figura 94 Comparación de la clasificación de perfiles medios e intensidad de turbulencia en función de la estabilidad atmosférica, utilizando diferentes métodos para la caracterización de ésta.

Fuente: Diseño propio.

CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES

6. SÍNTESIS, CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

En este último capítulo se hace una breve recapitulación del trabajo realizado así como las conclusiones más relevantes. También se presentan algunas líneas de investigación que pueden ser objeto de interés de acuerdo con el trabajo expuesto en esta tesis.

6.1. SÍNTESIS

Como se ha desarrollado en los apartados 4.3.2 y 4.3.3, la variación vertical del viento y la turbulencia en la capa límite atmosférica (CLA) son dos de los principales fenómenos físicos que, por un lado influyen en la producción de energía eólica, y por otro generan cargas en las turbinas que afectan a la vida útil de éstas. El perfil de viento vertical es especialmente importante ya que los rotores son cada vez más grandes y las alturas de los bujes son cada vez más altas, por lo que es necesario conocer la velocidad del viento a estas alturas. A pesar de que la norma internacional IEC 61400-1 especifica un modelo de perfil vertical independiente de la estabilidad atmosférica para realizar los cálculos de carga, la dependencia de éste y, a su vez, de la intensidad de turbulencia con la estabilidad atmosférica se ha analizado en el Capítulo 3 y Capítulo 4 del presente documento. Además, en el Capítulo 4 se ha visto el impacto de la estabilidad atmosférica en la evaluación del recurso eólico, no sólo en la caracterización del perfil vertical y la intensidad de turbulencia, sino también en la modelización del flujo de viento y en la estimación de las estelas que sufren los aerogeneradores dentro de un parque eólico. Ésta es la razón por la que la industria eólica está desarrollando modelos y métodos para incluir el efecto de la estabilidad atmosférica en el diseño de los parques eólicos y en la evaluación del rendimiento energético. Éstos requieren conocer la distribución de probabilidad de la estabilidad atmosférica en cada emplazamiento de interés, y para esto se utilizan diferentes métodos y parámetros sin que haya una convención en toda la industria sobre cuál es el más apropiado.

Como se ha descrito en el Capítulo 3 de acuerdo con la teoría de similitud de Monin y Obukhov (MOST), la estabilidad se puede estimar en términos del inverso de la longitud de Obukhov que se calcula a partir de los flujos verticales de calor y cantidad de movimiento obtenidos con el método de covarianza de remolinos detallado en el Capítulo 4. Para obtener las medidas de alta frecuencia necesarias de las componentes del vector de velocidad del viento y de la temperatura, se utilizan anemómetros sónicos, por lo que este método de cálculo se conoce como "método sónico".

Otra medida para la estabilidad es el número de Richardson que como se explica en el Capítulo 3 tiene varias formulaciones: el número de Richardson de flujo, el número de Richardson de gradiente y el número de Richardson bulk. Este último se basa en una medición de la velocidad

del viento en altura y la diferencia de temperaturas entre dos niveles, uno en altura y otro representativo de la superficie, terrestre o marítima.

Este trabajo de tesis pretende dar una orientación sobre cómo caracterizar la estabilidad atmosférica para su incorporación en los estudios de evaluación de recurso eólico y estimación energética. Para ello se han analizado datos experimentales de tres emplazamientos con diferentes características topográficas, atmosféricas y de instrumentación disponible.

Los métodos utilizados han sido el método sónico y el del número de Richardson. Y se han examinado teniendo en cuenta su base teórica, la complejidad de su implementación, los requisitos de instrumentación y el uso práctico en relación con las aplicaciones de energía eólica.

6.2. CONCLUSIONES

A continuación se presentan las principales conclusiones obtenidas.

El introducir la caracterización de la estabilidad atmosférica en los estudios de evaluación de recurso eólico afectará a la instrumentación que se tenga que instalar en la campaña de medidas.

La opción recomendada por su fiabilidad es el método sónico, lo que implica el uso de estos sensores. Esto tendrá las siguientes implicaciones:

- Un mayor coste económico (en comparación al uso de anemómetros de cazoletas).
- Tener equipos de adquisición de datos y almacenaje adecuados a la gran cantidad de datos que se generarán (se trabajará en frecuencias entre 10 y 20 Hz).
- Sobre los datos de alta frecuencia, además de controles de calidad hay que rotar las mediciones para alinear el sistema de coordenadas con el vector de viento medio. Esto requiere una atención especial en terrenos complejos para garantizar que el plano del flujo promedio sea paralelo a la superficie del terreno.
- Para obtener los flujos turbulentos hay que aplicar la técnica de covarianza de remolinos.

Como alternativa está la caracterización con el número de Richardson que puede estimarse con sensores de temperatura y anemómetros más convencionales. Siendo los anemómetros de cazoletas, bien calibrados, adecuados para este uso.

En el caso del gradiente de Richardson pequeños errores en el gradiente de velocidad se magnifican con el exponente cuadrado por lo que este método es especialmente sensible al cálculo de este valor. El número de Richardson bulk, en contraste, es un método robusto que solo requiere diferencias de temperatura entre el aire y la superficie marítima o terrestre y un nivel de velocidad del viento. Sin embargo como se ha constado con los datos analizados es un método muy sensible a la precisión de la medida de las diferencias de temperatura. Para el caso de

emplazamientos marítimos, como la torre de FINO1 estudiada en este trabajo, dado que los valores del gradiente de temperatura mar-aire están por encima de la precisión de los sensores el método funciona dando resultados adecuados. En los emplazamientos en tierra, sin embargo, como se ha constatado con los datos de CC1 y MP5, los valores del gradiente de temperatura son menores y están en el rango de la precisión de los sensores de temperatura con lo que las alturas que se utilicen para el cálculo afectan a la validez de los resultados.

Del estudio de los datos registrados en FINO1, plataforma situada en el Mar del Norte, se observa que asumiendo que el cálculo obtenido con los anemómetros sónicos es la referencia, el método de Richardson de gradiente produce una subestimación sistemática del parámetro de estabilidad. El Richardson bulk, sin embargo es una aproximación robusta para caracterizar la estabilidad atmosférica. También se ha demostrado que las funciones empíricas propuestas por Grachev y Fairall para emplazamientos offshore y que relacionan el Ri_b con z/L dan buenos resultados.

En el caso del análisis realizado con los datos de CC1, para todas las combinaciones de sensores de temperatura analizadas, la conversión del valor de Ri_b al parámetro de estabilidad (ζ) mediante la relación empírica propuesta por Businger-Dyer no presenta resultados acordes a las medidas ζ directamente obtenidas con el anemómetro sónico para la altura de 71 m. Como alternativa para analizar la fiabilidad del método Richardson bulk en este emplazamiento se ha procedido a clasificar la estabilidad en CC1 directamente con el valor del Ri_b . En este caso, para la combinación de sensores de temperatura T70-T2, se obtiene una clasificación similar a la obtenida con el sónico para las situaciones de inestabilidad aunque con un aumento de las condiciones de neutralidad en detrimento de las de estabilidad. Con las otras dos combinaciones de sensores de temperatura se obtienen resultados que difieren de los obtenidos con el anemómetro sónico.

Para los datos de la torre de medida MP5, ubicada en un emplazamiento de topografía compleja, de acuerdo al parámetro de estabilidad $\zeta=z/L$ obtenido con los tres anemómetros sónicos instalados, para las tres alturas, 118, 78 y 40 m, se observa, como ya se constató en FINO1, una dependencia significativa de las distribuciones de estabilidad con la altura, de manera similar a lo que ocurre con la velocidad del viento. Esta dependencia está determinada por la estructura turbulenta de la capa límite y cuánto se ve afectada ésta por los flujos mecánicos y térmicos. A niveles más altos, las distribuciones de estabilidad son más amplias y hay mayor frecuencia de situaciones de gran estabilidad y estabilidad extrema. Por tanto, para caracterizar el comportamiento del flujo de viento a altura de buje se recomienda instalar el anemómetro sónico a esta altura.

Como en el caso de CC1, en la torre de medición MP5 no se instaló sensor de temperatura superficial, por lo que se ha utilizado el sensor de 2 m de altura como representativo de la

superficie. El siguiente sensor de temperatura disponible en dicho mástil está instalado a 38 m de altura, para analizar cómo influye la selección de las alturas de los sensores de temperatura se han utilizado las medidas de este sensor como alternativa a la de 2 m. Los valores obtenidos para el número de Richardson bulk con esta configuración no son físicamente posibles, probablemente debido a que la diferencia de temperaturas entre los niveles de 38 m y 113 m de altura son del mismo orden que la precisión de los sensores de temperatura utilizados.

De los resultados obtenidos con los datos de CC1 y MP5 se concluye que hay que tener cautela en el uso del número de Richardson Bulk para caracterizar la estabilidad atmosférica en emplazamientos terrestres. En ambos emplazamientos, el Ri_b explica los diferentes comportamientos del perfil vertical de viento y la intensidad de turbulencia, pero es muy dependiente de la precisión del sensor de temperatura y según la configuración de alturas da una clasificación de estabilidad anual sin sentido físico.

Para reducir la incertidumbre con esta metodología se recomienda:

- Tener un sensor de temperatura superficial o en su defecto uno de referencia a una altura menor de 10 m, mejor cuanto más cercano al suelo.
- Usar sensores de temperatura diferenciales o en su defecto de alta precisión.
- Calibrar los sensores de temperatura a utilizar al mismo tiempo y en las mismas condiciones y en el rango de operación para un mejor ajuste.

Además de la dependencia del método de Richardson bulk con la precisión de la instrumentación y la configuración de las alturas seleccionadas, están las limitaciones de las funciones de Businger y Dyer que no son universales y por tanto es necesario seguir investigando en cómo relacionar Ri_b con ζ y si estas relaciones dependen del emplazamiento o se pueden generalizar.

Para los tres emplazamientos analizados se observa que la cizalladura del viento es aproximadamente constante en condiciones inestables y aumenta progresivamente en condiciones neutras a estables, llegando a una meseta en condiciones muy estables. La intensidad de turbulencia en concordancia presenta valores mayores en situaciones de inestabilidad decreciendo progresivamente en condiciones neutras a estables. También, del análisis con base en la estabilidad atmosférica realizado, se identifican tendencias diurnas, estacionales y direccionales que aportan un mayor conocimiento del comportamiento del recurso eólico justificándose la incorporación de la variable estabilidad atmosférica a los estudios de evaluación de recurso eólico y estimación energética.

Como resumen de esta tesis se concluye que la caracterización de la estabilidad atmosférica depende del método con el que se estime. El método sónico es más costoso y complejo pero, en

este estudio, muestra resultados acordes con el conocimiento general de la capa límite atmosférica, por lo que se recomienda como primera opción para obtener una medida local de la estabilidad atmosférica que pueda asociarse a un cierta altura sobre el suelo y, en consecuencia, proporcionar una correcta caracterización de la intensidad de la turbulencia y la cizalladura del viento a la altura del buje. Para el número de Richardson bulk, basado en las referencias bibliográficas consultadas, no existe una metodología estándar para caracterizar la estabilidad atmosférica utilizando este método y existen muchas aproximaciones diferentes. Además, las relaciones empíricas para relacionar Ri_b con $\zeta=z/L$ se han obtenido para emplazamientos marítimos o terrenos de topografía simple, por lo que existe la necesidad de ampliar el conocimiento en terrenos más complejos y con diferentes características.

6.3. TRABAJO FUTURO

Finalmente se proponen un par de líneas de investigación que pueden contribuir a introducir la caracterización de la estabilidad atmosférica en los estudios de evaluación de recurso eólico para una mejor caracterización de éste.

Como se ha dicho, aún no está resuelta la definición de una metodología para la evaluación del recurso eólico y diseño de parques eólicos que incluya la estabilidad atmosférica como variable de estudio. Una barrera importante para este desarrollo es la falta de buenos casos de prueba donde los modelos de flujo puedan validarse bajo una variedad de condiciones de estabilidad bien definidas. En esta línea, aprovechando el experimento realizado en Alaiz (Cantero et al., 2019) dentro del contexto del Proyecto europeo NEWA se podría trabajar sobre la base de datos experimental generada para definir casos de prueba y validación.

Por otro lado entre las variables que simulan los modelos de mesoescala está la longitud de Monin Obukhov por lo que hasta que la industria adopte el medir la estabilidad atmosférica como práctica estándar, estos modelos son una herramienta a explorar en la caracterización preliminar de la estabilidad atmosférica en un emplazamiento. Éstos pueden ser un complemento muy útil y rentable. También deberían ser útiles para caracterizar otras variables que no se miden de forma rutinaria y que están presentes en las herramientas de diseño, como la altura de la capa límite o la estabilidad en atmósfera libre.

CAPÍTULO 7 ANEXOS

7. ANEXOS

7.1. ANEXO 1: GLOSARIO

- Alisios (Laing, 2016), Vientos predominantes del este engendrados en las regiones de alta presión subtropicales que afectan las regiones ecuatoriales y subtropicales. Los alisios soplan principalmente de este a nordeste en el hemisferio norte y de este a sudeste en el hemisferio sur. Durante el monzón, los alisios del este cesan y los vientos soplan principalmente del oeste.
- Anticiclón (AEMET, n.d.), Región de la atmósfera en donde la presión es más elevada que la de sus alrededores para el mismo nivel. El aire desciende por el interior de los anticiclones, lo que se conoce como subsidencia, y fluye hacia afuera desde ellos. La presión más alta se localiza siempre en el centro. Se llama también alta presión o, simplemente, alta. A escala sinóptica el aire circula en torno a un anticiclón en sentido horario en el hemisferio norte (en sentido contrario en el hemisferio sur). Este giro recibe el nombre de anticiclónico. En términos generales, el tiempo asociado a los anticiclones está caracterizado por la ausencia de nubosidad y precipitaciones y la presencia de vientos flojos, aunque las condiciones precisas del tiempo dependen de muchos otros factores.
- Atmósfera (AEMET, n.d.), Envoltura gaseosa que rodea la Tierra. La atmósfera seca está compuesta casi enteramente por nitrógeno (78%) y oxígeno (21%), consistiendo el 1% restante en cierto número de gases traza, como argón, helio y ciertos gases de efecto invernadero radiativamente activos como dióxido de carbono y ozono (1%). Además, la atmósfera contiene vapor de agua, que es también un gas de efecto invernadero, en cantidades muy variables, aunque generalmente, con un coeficiente de mezcla volumétrico de alrededor del 1%. La atmósfera contiene también nubes (de agua líquida o sólida) y aerosoles (partículas sólidas o líquidas). Todos los fenómenos meteorológicos ocurren en la atmósfera.
- Convencionalmente, se considera el límite superior de la atmósfera los 1000 km por encima del nivel del mar, aunque la parte de la atmósfera que se extiende por encima de los primeros 30 km apenas tiene el 1% de su masa total.
- En otro sentido, se denomina atmósfera a una unidad de presión igual

a la presión de una columna de mercurio de 760 mm de alto, que es la de la atmósfera estándar al nivel del mar.

Atmósfera libre (AEMET, n.d.),	Parte de la atmósfera situada por encima de la capa de fricción y en la cual el movimiento del aire no está afectado más que en un grado despreciable por el rozamiento de la superficie.
Borrasca (también conocida como depresión), (AEMET, n.d.),	Región donde la presión atmosférica es más baja que la del aire circundante. El aire fluye hacia el interior de las borrascas y asciende desde allí, lo que produce formación de nubosidad y precipitaciones. Las borrascas o depresiones también se conocen como ciclones, bajas presiones o, simplemente, bajas. A escala sinóptica el aire circula en torno a una depresión en sentido antihorario en el hemisferio norte (en sentido contrario en el hemisferio sur). Este giro recibe el nombre de ciclónico. El proceso de formación de una borrasca se denomina ciclogénesis.
Brisa de Mar, (AEMET, n.d.),	Viento de las regiones costeras que sopla durante el día desde una gran superficie de agua (mar o lago) hacia tierra a consecuencia del mayor calentamiento diurno del suelo. Se llama también brisa diurna.
Brisa de Montaña (o viento catabático), (AEMET, n.d.),	Viento catabático (descendente) que sopla por la noche y a primeras horas del día después del ocaso solar o puesta del Sol, a lo largo de las pendientes, desde las montañas hacia los valles o llanuras. Es equivalente a la brisa de valle descendente. La brisa de montaña es consecuencia del enfriamiento radiativo diferencial entre el aire que hay sobre las laderas y el que hay sobre el eje de los valles, de manera que el aire que se sitúa sobre las primeras tiende a aumentar relativamente su densidad y peso y a caer por gravedad.
Brisa de Tierra, (AEMET, n.d.), (AEMET, n.d.),	Viento de las regiones costeras que sopla por la noche desde tierra hacia el mar a consecuencia del enfriamiento nocturno del suelo.
Brisa de Valle (o viento anabático)	Viento anabático (ascendente) que sopla por el día a lo largo de las pendientes, desde los valles hacia las montañas.
Burbuja de aire (Stull, 2017)	Esta burbuja, teóricamente infinitesimal, es un cuerpo nítido de aire (un número constante de moléculas) que actúa como un todo. Pero al ser independiente, no se mezcla fácilmente con el aire circundante. El intercambio de calor entre la porción de aire y sus alrededores es mínimo y su temperatura, generalmente uniforme. Una burbuja de aire

es análoga al aire contenido en un globo.

Calentamiento global (AEMET, n.d.),	Término utilizado para referirse al fenómeno del aumento gradual (observado o proyectado) de la temperatura superficial global, como una de las consecuencias del forzamiento radiativo provocado por las emisiones antropogénicas.
Cambio climático (AEMET, n.d.),	<p>Variación del estado del clima que persiste durante largos períodos de tiempo. El análisis estadístico de las propiedades del clima permite identificar cambios en el valor medio, o bien cambios en la variabilidad de dichas propiedades. Cuando estos cambios persisten durante períodos de al menos diez años, se habla de cambio climático.</p> <p>El cambio climático puede deberse a procesos internos naturales, a forzamientos externos (por ejemplo, ciclos solares o erupciones volcánicas) o a cambios antropogénicos persistentes de la composición de la atmósfera o del uso del suelo.</p> <p>La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), en su artículo 1, define el cambio climático como “cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera global y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables”. La CMNUCC diferencia, pues, entre el cambio climático atribuible a las actividades humanas que alteran la composición atmosférica y la variabilidad climática atribuible a causas naturales.</p> <p>Recientemente se vienen acuñando términos como “crisis climática”, que añade al concepto de cambio la connotación de que dicho cambio es intenso y de consecuencias graves, y “emergencia climática”, que enfatiza el hecho de que este cambio supone una situación de peligro que requiere una acción inmediata.</p>
Capa límite Atmosférica (AEMET, n.d.),	La capa límite atmosférica o capa límite planetaria es la capa más baja de la troposfera, en contacto con la superficie terrestre en la cual los efectos de la superficie (fricción, calentamiento y enfriamiento) se sienten directamente en escalas temporales de menos de un día. Esta capa es a menudo turbulenta y su espesor varía temporal y espacialmente, dependiendo de su grado de estabilidad: de decenas de metros en situaciones de fuerte estabilidad hasta varios kilómetros en ambientes altamente inestables. Sobre tierra, las características de la capa límite atmosférica tienen un ciclo diurno bien definido: su

grosor aumenta durante las horas centrales del día (capa mixta turbulenta o convectiva) y disminuye en gran medida durante la noche (capa estable). La capa límite suele estar delimitada en su parte superior por una inversión térmica. Cuando la capa es suficientemente húmeda, se pueden formar nubes tipo cúmulo o estratocúmulo en la parte superior de una capa convectiva o nieblas en la parte inferior de una capa estable.

Chorro, corriente

(METEORE
D, n.d.)

Las corrientes en chorro son bandas ocasionalmente estrechas de viento fuerte en niveles altos de la atmósfera, estas soplan de oeste a este debido a la rotación terrestre. Dichos sistemas se ubican entre el aire caliente y el frío, este contraste es más pronunciado en invierno; por lo tanto, las corrientes en chorro son más fuertes en época invernal, tanto para hemisferio norte como para el sur.

Para ambos hemisferios en la región de 50°-60° de latitud es donde se ubica el chorro polar, y en la región 30° el chorro subtropical.

Ciclón subtropical (Laing,
2016),

Sistema de baja presión no frontal que tiene características tanto de los ciclones tropicales y como de los ciclones extratropicales. El tipo más común es una depresión fría en altura cuya circulación se extiende hasta la capa de superficie y cuyos vientos máximos sostenidos en general alcanzan un radio aproximado de 150 km o más desde el centro. En comparación con los ciclones tropicales, las zonas de vientos máximos de estos sistemas son relativamente anchas y están más alejadas del centro, y suelen tener campos de viento y distribución de la convección menos simétricos. Otro tipo de ciclón subtropical es la baja de mesoescala que se origina en o cerca de una zona de cizalladura horizontal del viento en fase de frontolisis (disipación frontal), con un radio de vientos máximos sostenidos generalmente menor que 50 km. En un comienzo, la totalidad de la circulación puede tener un diámetro de menos de 160 km. Estos sistemas, que generalmente son de duración breve, pueden ser de núcleo frío o de núcleo cálido.

Ciclón tropical (Laing, 2016),

Ciclón de núcleo cálido, no frontal, de escala sinóptica que se origina sobre las aguas tropicales o subtropicales, con una convección profunda organizada y una circulación cerrada de vientos en la superficie alrededor de un centro bien definido. Una vez que se forme, el ciclón tropical se mantiene mediante la extracción de la energía térmica del océano a alta temperatura y la exportación del calor a las

temperaturas bajas de la troposfera superior. En esto difieren de los ciclones extratropicales, los cuales derivan su energía del contraste de temperaturas horizontal en la atmósfera (efectos baroclínicos).

- Circulación general (AEMET, n.d.), Conjunto de configuraciones de las corrientes de la atmósfera sobre todo el globo terráqueo. Con frecuencia, el término se aplica a la configuración de la corriente media en un intervalo de tiempo dado, aunque el análisis detallado de la circulación también debe considerar los cambios estacionales, la presencia de ondas planetarias semipermanentes y el paso de depresiones, dorsales y vaguadas móviles. El motor de esta circulación a escala planetaria es el diferente grado de calentamiento solar de las distintas franjas latitudinales de la Tierra. La circulación general atmosférica tiende a restablecer el balance energético del sistema mediante el transporte de calor y de cantidad de movimiento. Los elementos fundamentales de la circulación general atmosférica son: el cinturón de vientos polares del este, el cinturón de vientos del oeste en latitudes medias, el cinturón de vientos alisios del este entre los trópicos, las células de circulación verticales meridionales (Polar, Hadley y Ferrel) y la célula vertical zonal de Walker.
- Doppler, efecto (Laing, 2016), El corrimiento aparente de la frecuencia y longitud de onda de una onda respecto de un observador que se mueve en relación con el origen de la onda.
- Escalas meteorológicas (AEMET, n.d.), Medida y clasificación de las dimensiones espaciales y temporales de los fenómenos meteorológicos. Existen multitud de escalas. La más usada es la de Orlanski (Orlanski, 1975), con sus distintas variantes, que divide a los fenómenos en macroescala, mesoescala y microescala.
- Espiral de Ekman (Organización Meteorológica Mundial, 1984) Representación, en un diagrama polar, de la variación del vector viento a diferentes alturas en la capa de fricción, conforme a diversos supuestos simplificadores y adoptando la forma de una espiral.
- Ferrel, célula (AEMET, n.d.), Células de circulación atmosférica en la dirección de los meridianos propuesta por William Ferrel en 1859. Se sitúa en latitudes intermedias, entre la célula de Hadley y la célula polar (aproximadamente entre los 30° y los 60° de latitud) y es responsable de la existencia de los vientos del oeste predominantes en latitudes

medias (westerlies).

- Gradiente adiabático húmedo (Stull, 1989), Cuando la masa de aire en ascenso se enfría hasta alcanzar el punto de rocío, el vapor de agua se condensa formándose nubes y liberando el calor latente. Este aumento de temperatura provoca un aumento en el trabajo realizado por la masa de aire, ascendiendo a mayor velocidad. Normalmente con una tasa de cambio de $0.65\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m.
- Gradiente adiabático seco (Stull, 1989), Cuando una parcela de aire es forzada a ascender se enfría, pero no cede energía en forma de calor al aire que la rodea. En estas situaciones se dice que la temperatura disminuye siguiendo una tasa de cambio adiabático. La tasa de cambio adiabático de una masa de aire en ascenso es de $0.98\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m.
- Hadley, célula (Laing, 2016), Células de circulación en la cuales el aire asciende en la ZCIT, desciende en la región del anticiclón subtropical y regresa a la vaguada ecuatorial a lo largo de los alisios. En 1735, George Hadley propuso un modelo de circulación atmosférica global con un movimiento ascendente en el ecuador, donde existe un exceso de calor, y un movimiento descendente en los polos, donde hay un enfriamiento neto. El modelo de Hadley no tenía en cuenta el efecto de Coriolis, que produce el movimiento medio desde el oeste en las latitudes medias. El modelo de Hadley sí explica la circulación dentro de 30 grados de latitud del ecuador.
- Isobaras (AEMET, n.d.) Las isobaras son las líneas que unen puntos de igual presión. Los datos de presión en superficie se dibujan por medio de isobaras sobre mapas, cuyo resultado se llama carta de tiempo, carta sinóptica o carta de presión. La separación entre las isobaras indica las variaciones de presión sobre el mapa, a estas variaciones de presión se le llama gradiente de presión. En el mapa, donde las isobaras están más juntas, indican un gradiente de presión grande que produce vientos más fuertes, y donde las isobaras están más separadas, el gradiente de presión es más pequeño y el viento es más débil.
- Masa de aire (AEMET, n.d.) La definición de "*masa de aire*" fue desarrollada por un grupo de meteorólogos en Escandinavia, Noruega, en la escuela Bergen, a comienzo del siglo XX. "Masa de aire" se define como un gran fluido o cuerpo de aire, que se mantiene en un espacio atmosférico

establecido, donde puede llegar a cubrir más de 1000 km de espesor, esto quiere decir, que su extensión es en la vertical y la horizontal. Una de las cosas más importantes es que se caracteriza por tener propiedades físicas homogéneas lo que permite que exista uniformidad en los parámetros que la componen como lo es la temperatura y la humedad.

Radiosondeos (AEMET, n.d.)	Es una observación de variables meteorológicas en la vertical en la atmósfera (presión, temperatura, humedad y viento) por medio de una radiosonda cuyas mediciones son transmitidas continuamente a una estación. La radiosonda suele lanzarse mediante un globo (globo-sonda), pero también puede lanzarse desde una aeronave o un cohete. A través de una antena de radiofrecuencia y un receptor GPS se reciben los datos de la sonda en los equipos electrónicos del radiosondeo.
Temperatura potencial (Organización Meteorológica Mundial, n.d.)	Temperatura que alcanzaría una partícula de aire si se la llevara, por un proceso adiabático seco, a una presión de 1000 hPa.
Temperatura potencial virtual (Organización Meteorológica Mundial, n.d.)	En un sistema de aire húmedo, temperatura del aire absolutamente seco que tiene la misma densidad y la misma presión que el aire húmedo.
Walker, circulación (célula) (AEMET, n.d.) (Laing, 2016),	Células de circulación de este a oeste que se forman a lo largo del ecuador en respuesta al calentamiento diferencial en la superficie. El aire asciende por encima de las aguas calientes del Pacífico occidental, es impulsado en altura por el viento predominante del oeste y desciende por subsidencia sobre las aguas frías del Pacífico oriental, provocando altas presiones en superficie. Esta célula es cerrada por los vientos alisios en superficie. La célula de Walker es inducida fundamentalmente por la presencia de bajas (parte occidental) y altas (parte oriental) presiones en el Pacífico sur y sufre inversiones de carácter regular. Estas variaciones constituyen lo que se conoce como Oscilación del Sur- El Niño (ENSO), por lo que la circulación de Walker está ligada a los ciclos de El Niño y la Niña.
Zona de convergencia intertropical, ZCIT (Laing,	Región donde los alisios del noreste (hemisferio norte) o del sudeste (hemisferio sur) convergen. Se caracteriza por baja presión,

2016),

movimiento ascendente y la formación de tormentas convectivas, producto del fuerte calentamiento de la superficie. Su posición latitudinal cambia en respuesta al máximo de radiación solar y a la respuesta de calentamiento de la superficie. En las imágenes satelitales se reconoce como una banda de tormentas entre los trópicos. Aunque no siempre es así, a menudo su posición coincide con la zona de bajas presiones que se conoce como “vaguada ecuatorial”.

7.2. ANEXO 2: INSTRUMENTACIÓN FINO1

A continuación se presenta información detallada sobre todos los sensores instalados en la plataforma de medida offshore FINO1. Esta información ha sido suministrada por el Organismo Federal Marítimo e Hidrográfico BSH del gobierno alemán.

Name	Sensor position with respect to centre mast				Sensor alignment	Parameter	Installation at	Sensor type
	x[m]	y [m]	z [m]	alpha [°]	Description			
	Directing from centre of mast towards NE	Directing from centre of mast towards NW	Height LAT	Position of sensor with respect to centre of mast (angle from N) or: Direction under which the sensor can be seen from centre of mast (origin)	Wind sensors: direction of north mark with respect to sensor axis (angle from N) Radiation and rain sensors: orientation with respect to horizontal plain (H=horizontal)			

Name	Sensor position with respect to centre mast				Sensor alignment	Parameter	Installation at	Sensor type
	x[m]	y [m]	z [m]	alpha [°]	Description			
v(100)	0	0	103	-	-	Wind speed	Telescope bar	Vector A100LM-WR-PC3 Cup Anemometer
hygro(100)			101	-	-	Humidity	Suporting frame	Thies Hygro-Thermo Transmitter 1.1005.50.512
temp(100)			101	-	-	Air temperature		
v(90)	0	-3.7	91.5	135	-	Wind speed	Bracket SE	Vector A100LM-WR-PC3 Cup Anemometer
dir(90)	0	-3.7	91.5	315	45	Wind direction	Bracket NW	Thies Wind Vane Classic 4.3120.22.012
rain(90)			101		H	Precipitation	Suporting frame	Thies Precipitation Monitor 5.4103.10.000
pyrano(90)			91.5		H	Global radiation	Bracket	Kipp & Zonen Pyranometer CM11
UV(90)			91.5		H	UV radiation	Bracket	Kipp & Zonen CUV3
v(80)	-0.3	-3.9	81.5	139	-	Wind speed	Bracket SE	Vector A100LM-WR-PC3 Cup Anemometer
USA(80)_u	-0.3	-3.9	81.5	311	until 2006/07/06 11h30 33.1 since 2007/02/019h26 11	Wind vector u	Bracket NW	Gil R3-50 Ultrasonic anemometer
USA(80)_v	-0.3	-3.9	81.5			Wind vector v		
USA(80)_w	-0.3	-3.9	81.5			Wind vector w		
v(70)	-0.7	-5.06	71.5	143	-	Wind speed	Bracket SE	Vector A100LM-WR-PC3 Cup Anemometer
dir(70)	-0.7	5.06	71.5	307	40	Wind direction	Bracket NW	Thies Wind Vane Classic 4.3120.22.012
temp(70)			72	-	-	Air temperature	Suporting frame	Thies Thermo Transmitter
v(60)	-0.74	-5.75	61.5	139	-	Wind speed	Bracket SE	Vector A100LM-WR-PC3 Cup Anemometer
USA(60)_u	-0.74	5.75	61.5	308	until 2006/07/06 11h30 83 since 2007/02/019h26 23.5	Wind vector u	Bracket NW	Gil R3-50 Ultrasonic anemometer
USA(60)_v	-0.74	5.75	61.5			Wind vector v		
USA(60)_w	-0.74	5.75	61.5			Wind vector w		
v(50)	-0.6	-7	51.5	140	-	Wind speed	Bracket SE	Vector A100LM-WR-PC3 Cup Anemometer
dir(50)	-0.6	7	51.5	310	123.5	Wind direction	Bracket NW	Thies Wind Vane Classic 4.3120.22.012
hygro(50)			101	-	-	Humidity	Suporting frame	Thies Hygro-Thermo Transmitter 1.1005.50.512
temp(50)			101	-	-	Air temperature		
v(40)	-1	-8.2	41.5	142	-	Wind speed	Bracket SE	Vector A100LM-WR-PC3 Cup Anemometer
USA(40)_u	-1	8.2	41.5	308	until 2006/07/06 11h30 30.6 since 2007/02/019h26 252.5	Wind vector u	Bracket NW	Gil R3-50 Ultrasonic anemometer
USA(40)_v	-1	8.2	41.5			Wind vector v		
USA(40)_w	-1	8.2	41.5			Wind vector w		
temp(40)			42	-	-	Air temperature	Suporting frame	Thies Thermo Transmitter
v(30)	-1.15	-8.35	34	143	-	Wind speed	Bracket SE	Vector A100LM-WR-PC3 Cup Anemometer
dir(30)	-1.15	8.35	34	307	43	Wind direction	Bracket NW	Thies Wind Vane Classic 4.3120.22.012
hygro(30)			34.5	-	-	Humidity	Suporting frame	Thies Hygro-Thermo Transmitter 1.1005.50.512
temp(30)			34.5	-	-	Air temperature		
pyrano(90)			34.5	SW	H	Global radiation	Bracket SW	Kipp & Zonen Pyranometer CM11
rain(20)			23.5	-	H	Precipitation	Outside measurement container	Thies Precipitation Monitor 5.4103.10.000
baro(20)			22.5	-	-	Air Pressure		Vaisala Baro transmitter PTB 100 A

7.3. ANEXO 3: INSTRUMENTACIÓN CC1

Equipo	Marca / Modelo	Código	Nº serie	Altura [m]	Orientación brazo [°] (1)	Nº Calibración	Canal	Slope programado	Offset programado	Cabecero
Anemómetro de cazoletas	Vector / A100K	ACA1654	3594 EUZ1	82	TOP	17615AC	C1	0.04994	0.17344	Ane82
		ACA1661	3601 EUZ8	80.5	57	17622AC	C2	0.05093	0.13458	Ane80
		ACA1662	3602 EUZ9	55.9	57	17623AC	C3	0.05045	0.16013	Ane56
		ACA1663	3603 EVA0	30.9	57	17624AC	C4	0.05023	0.20245	Ane31
Veleta	NRG / 200P	VTAD881	-	80.5	147	14-0077	Se.1	360	326.27	VTAVanem80mRM
		VTAD879	-	30.85	147	14-0027	Se.2	360	326.27	VTAVanem31mRM
Sensor de temperatura y humedad	Electronick / EE21	STM0482	121212000078	70.1	57	LTH-130079-4	Se.3/Se.4	0.0251924 / 0.0260192	-45.5818 / -26.1052"	Temp70RM/RH70RM
		STM0452	132601000057	55.1	57	LTH-140006-3	Se.5/Se.6	0.0253836 / 0.024308	-45.8161 / -26.6713	Temp55RM/RH55RM
		STM0483	121212000014	12.7	57	LTH-130079-5	Se.7/Se.8	0.0250732 / 0.0261632	-45.6975 / 27.4007	Temp13RM/RH13RM
		STM0453	132512000023	1.5	192	LTH-140006-4	Se.9/Se.10	0.0252368 / 0.0257352	-45.4446 / 26.7651	Temp2RM/RH2RM
Sensor de presión	Ammonit / AB60	SPR0360	B120306	70	57	LP-130190-6	Se.11	0.0602702	799.6280	Barom70mRM
		SPR0335	B120654	1.5	192	LP-130011-1	Se.12	0.0599551	798.8801	Barom2mRM
Detector de precipitación	Mierij / RD204	DPR0055	1870367	70	57	-	Se.13	0.001	0	Rain70mRM
Anemómetro sónico	Scientific Metek / USA1	ASO0021	107034473	71.1	147	-	RS232 Sad Iberdrola	1	0	SVx71m SVy71m SVz71m STemp71
		ASO0022	107034474	56.1	147	-	CSI-O 7 Sad Iberdrola	1	0	SVx50m SVy50m SVz50m STemp50
		ASO0020	107034475	13.7	147	-	CSI-O 8 Sad Iberdrola	1	0	SVx13m SVy13m SVz13m STemp13

(1)La orientación está referida al norte magnético.

7.4. ANEXO 4: INSTRUMENTACIÓN MP5

DESCRIPCIÓN	USO	ALTURA [m]	POSICIÓN	VARIABLE	OFFSET DIRECCIÓN	CÓDIGO INTERNO	Nº DE SERIE	FABRICANTE	MODELO	RANGO FÍSICO	RANGO ELÉCTRICO
Anemo cazoletas	Velocidad horizontal	118	263° W	na	na	5210-ANC-213	6454/WEC	Vector	A100LK-PC3	1 a 75 ms ⁻¹	0 a 1500 Hz.
Anemo cazoletas	Velocidad horizontal	116	263° W	na	na	5210-ANC-081	1871/BIX	Vector	A100LK-PC3	0 a 75 ms ⁻¹	0 a 1500 Hz.
Anemo Sónico	Velocidad horizontal	115.5	263° W	na	083°	5210-ANS-003	101091655	Geónica	USA-1	0 a 50 ms ⁻¹	0 a 10000 mV
Anemo cazoletas	Velocidad horizontal	102.5	263° W	na	na	5210-ANC-197	6406/WBB	Vector	A100LK-PC3	0 a 75 ms ⁻¹	0 a 1500 Hz.
Anemo cazoletas	Velocidad horizontal	90	263° W	na	na	5210-ANC-234	6475/WEZ	Vector	A100LK-PC3	0 a 75 ms ⁻¹	0 a 1500 Hz.
Anemo cazoletas	Velocidad horizontal	78.6	263° W	na	na	5210-ANC-204	6413/FCUM	Vector	A100LK-PC3	0 a 75 ms ⁻¹	0 a 1500 Hz.
Anemo cazoletas	Velocidad horizontal	76.1	263° W	na	na	5210-ANC-190	6399/FCUK	Vector	A100LK-PC3	0 a 75 ms ⁻¹	0 a 1500 Hz.
Anemo Sónico	Velocidad horizontal	75.5	263° W	na	083°	5210-ANS-004	101091656	Geónica	USA-1	0 a 50 ms ⁻¹	0 a 10000 mV
Anemo cazoletas	Velocidad horizontal	40	263° W	na	na	5210-ANC-043	1683/WAN	Vector	A100LK-PC3	0 a 75 ms ⁻¹	0 a 1500 Hz.
Anemo Sónico	Velocidad horizontal	39.5	263° W	na	083°	5210-ANS-002	101091654	Geónica	USA-1	0 a 50 ms ⁻¹	0 a 10000 mV
Veleta/ Cola	Dirección de viento	118	83° E	na	263°	5210-VLT-062	506309	Thies	Compact	0 a 360 (°)Dir	0 a 2000 Ohmios
Anemo Sónico	Dirección de viento	115.5	263° W	na	083°	5210-ANS-003	101091655	Geónica	USA-1	360 a 0 °	0 a 10000 mV
Veleta/ Cola	Dirección de viento	102.5	83° E	na	263°	5210-VLT-076	806430	Thies	Compact	0 a 360 (°)Dir	0 a 2000 Ohmios
Veleta/ Cola	Dirección de viento	90	83° E	na	263°	5210-VLT-067	506332	Thies	Compact	0 a 360 (°)Dir	0 a 2000 Ohmios
Veleta/ Cola	Dirección de viento	78.6	83° E	na	263°	5210-VLT-149	4132407	Thies	Compact	0 a 360 (°)Dir	4 a 20 mA
Anemo Sónico	Dirección de viento	75.5	263° W	na	083°	5210-ANS-004	101091656	Geónica	USA-1	360 a 0 °	0 a 10000 mV
Anemo Sónico	Dirección de viento	39.5	263° W	na	083°	5210-ANS-002	101091654	Geónica	USA-1	360 a 0 °	0 a 10000 mV
Termohigrómetro	Temperatura	113	na	na	na	5210-STH-048	77845	Ammonit	P6312	-30 a 70 °C	0 a 1000 mV
Anemo Sónico	Temperatura	115.5	263° W	na	083°	5210-ANS-003	101091655	Geónica	USA-1	-30 a 50 °C	0 a 10000 mV
Termohigrómetro	Temperatura	97	na	na	na	5210-STH-047	77844	Ammonit	P6312	-30 a 70 °C	0 a 1000 mV
Termohigrómetro	Temperatura	81	na	na	na	5210-STH-045	77842	Ammonit	P6312	-30 a 70 °C	0 a 1000 mV
Anemo Sónico	Temperatura	75.5	263° W	na	083°	5210-ANS-004	101091656	Geónica	USA-1	-30 a 50 °C	0 a 10000 mV
Anemo Sónico	Temperatura	39.5	263° W	na	083°	5210-ANS-002	101091654	Geónica	USA-1	-30 a 50 °C	0 a 10000 mV
Termohigrómetro	Temperatura	38	na	na	na	5210-STH-049	101091657	Ammonit	P6312	-30 a 70 °C	0 a 1000 mV
Termohigrómetro	Temperatura	2	na	na	na	5210-STH-046	101091658	Ammonit	P6313	-30 a 70 °C	0 a 1000 mV
Termohigrómetro	Humedad relativa	113	na	na	na	5210-STH-048	77845	Ammonit	P6312	0 a 100 %HR	0 a 1000 mV
Termohigrómetro	Humedad relativa	97	na	na	na	5210-STH-047	77844	Ammonit	P6312	0 a 100 %HR	0 a 1000 mV
Termohigrómetro	Humedad relativa	81	na	na	na	5210-STH-045	77842	Ammonit	P6312	0 a 100 %HR	0 a 1000 mV
Termohigrómetro	Humedad relativa	38	na	na	na	5210-STH-049	101091657	Ammonit	P6312	0 a 100 %HR	0 a 1000 mV
Termohigrómetro	Humedad relativa	2	na	na	na	5210-STH-046	101091658	Ammonit	P6313	0 a 100 %HR	0 a 1000 mV
Sensor de presión	Presión atmosférica	2	na	na	na	5210-SPR-027	B3720010	Vaisala	PTB100A	800 a 1060 hP	0 a 5000 mV
Detector de lluvia	Detección lluvia	5	na	na	na	5210-DLL-037	760625.0005	LAMBRECHT	15152	NO LLUEVE a SI LLUEVE	0 a 5 V

REFERENCIAS

- Abkar, M. and Porté-Agel, F.: Influence of atmospheric stability on wind-turbine wakes: A large-eddy simulation study, *Phys. Fluids*, 27(3), 35104, doi:10.1063/1.4913695, 2015.
- AEE: Anuario Eólico 2020. [online] Available from: <https://www.aeolica.org/anuario/2020/> (Accessed 8 April 2021), 2020.
- AEMET: GLOSARIO METEOROLOGICO VISUAL - AEMET, [online] Available from: <https://meteoglosario.aemet.es/> (Accessed 18 April 2021), n.d.
- Ainslie, J. F.: Calculating the flowfield in the wake of wind turbines, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 27(1–3), 213–224, doi:10.1016/0167-6105(88)90037-2, 1988.
- Alfredsson, P. H. and Segalini, A.: Wind farms in complex terrains: An introduction, *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, 375(2091), doi:10.1098/rsta.2016.0096, 2017.
- Aubinet, M., Vesala, T. and Papale, D.: *Eddy Covariance : A practical guide to measurement and data analysis.*, 2012.
- Avia, F., González, Á., Ramiro, J. G., Zubiaur, R., Martín, F., Arias, F., Tizón, J. M., Estebán, M., Bercebal, D., Cuerva, A. and Cruz, I.: *PRINCIPIOS DE CONVERSION DE LA ENERGIA EOLICA*, edited by CIEMAT, CIEMAT. [online] Available from: <https://www.casadellibro.com/libro-principios-de-conversion-de-la-energia-eolica-5-ed/9788478344635/1020664>, 2010.
- Ayotte, K. W.: Computational modelling for wind energy assessment, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 96(10–11), 1571–1590, doi:10.1016/j.jweia.2008.02.002, 2008.
- Bailey, B. H. and McDonald, S. L.: *WIND RESOURCE ASSESSMENT HANDBOOK: Fundamentals for Conducting a Successful Monitoring Program*, AWS Scientific, Inc., 1997.
- Baker, B. and Bowen, J.: *Quality Assurance Handbook for Air Pollution Measurement Systems: Volume IV : Meteorological Measurements.*, 1989.
- Barcons, J., Avila, M. and Folch, A.: Diurnal cycle RANS simulations applied to wind resource assessment, *Wind Energy*, 22(2), 269–282, doi:10.1002/we.2283, 2019.
- Bardal, L. M., Onstad, A. E., Sætran, L. R. and Lund, J. A.: Evaluation of methods for estimating atmospheric stability at two coastal sites, *Wind Eng.*, 42(6), 561–575, doi:10.1177/0309524X18780378, 2018.
- Barthelmie, R. J. and Pryor, S. C.: *Meteorology and wind resource assessment for wind farm*

development, *Wind Energy Syst. Optimising Des. Constr. Safe Reliab. Oper.*, 3-e28, doi:10.1533/9780857090638.1.3, 2011.

BMUM (Federal Ministry for the Environment Nature Conservation Building and Nuclear Safety): FINO1,2,3 - Forschungsplattformen in Nord- und Ostsee, [online] Available from: <https://www.fino-offshore.de/en/index.html> (Accessed 15 October 2021), 2021.

Bowen, A. J. and Mortensen, N. G.: Exploring the limits of WAsP—the wind atlas analysis and application program, *Riso—Contribution from Dep. Meteorol. Wind Energy to EUWEC*, 96, 23–26 [online] Available from: <https://www.osti.gov/etdeweb/servlets/purl/368380#page=24>, 1996.

Brower, M. C.: *WIND RESOURCE ASSESSMENT: A Practical Guide to Developing a Wind Project*, John Wiley & Sons., 2012.

De Bruin, H. A. R., Ronda, R. J. and Van De Wiel, B. J. H.: Approximate Solutions For The Obukhov Length And The Surface Fluxes In Terms Of Bulk Richardson Numbers, *Boundary-Layer Meteorol.*, 95(1), 145–157, doi:10.1023/A:1002671628167, 2000.

BSH: FINO 1, 2021.

Burba, G. and Anderson, D.: Eddy Covariance Flux Measurements. [online] Available from: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18767616>, 2010.

Businger, J. A., Wyngaard, J. C. and Izumi, Y.: Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer, *J. Atmos. Sci.*, 28, 181–189, 1971.

Cañadillas, B., Muñoz-esparza, D., Neumann, T. and Windenergie-institut, D. G. D.: Fluxes Estimation and the Derivation of the Atmospheric Stability at the Offshore mast FINO1, *EWEA Offshore*, 1(December), 2011, 2011.

Cantero, E., Fernando, Javier, Pedro, Jakob, Nikola, Michael, Daniel, Belén and Joan: *Alaiz Experiment (ALEX17): Campaign and Data Report*, , doi:10.5281/ZENODO.3187482, 2019.

Cantero, E., Sanz, J., Borbón, F., Paredes, D. and García, A.: On the measurement of stability parameter over complex mountainous terrain, *Wind Energy Sci.*, 7(1), 221–235, doi:10.5194/WES-7-221-2022, 2022.

Castro, F. A., Santos, C. S. and Costa, J. C. L. da: One-way mesoscale–microscale coupling for the simulation of atmospheric flows over complex terrain, *Wind Energy*, 18(7), 1251–1272, doi:10.1002/WE.1758, 2015.

Charnock, H.: Wind stress on a water surface, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 81(350), 639–640,

doi:10.1002/qj.49708135027, 1955.

Chavez-Arroyo, R., Correia, P., Amezcua, J., Lozano, S., Probst, O. and Sanz, J.: A novel approach to statistical dynamical downscaling for long-term wind resource predictions., *Appl. Therm. Eng.*, In Press, 2015.

Crespo, A. and Hernández, J.: Survey of Modelling Methods for Wind Turbine Wakes and Wind Farms, *Wind Energy*, 2, 1–24, doi:10.1002/(SICI)1099-1824(199901/03)2:1, 1999.

Cuadrat, J. M. and Pita, M. F.: *CLIMATOLOGIA*, 4^o., edited by CATEDRA., 2006.

Cuerva, A. and Sanz-Andrés, A.: On sonic anemometer measurement theory, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 88(1), 25–55, doi:10.1016/S0167-6105(00)00023-4, 2000.

Cuerva, A., Sanz-Andrés, A., Franchini, S., Eecen, P., Busche, P., Pedersen, T. F. and Mouzakis, F.: ACCUWIND: Task 2. Improve the Accuracy of Sonic Anemometers., 2006.

DNV: Technology Progress Report., 2021.

Dörenkämper, M., Olsen, B. T., Witha, B., Hahmann, A. N., Davis, N. N., Barcons, J., Ezber, Y., García-Bustamante, E., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Sastre-Marugán, M., Sīle, T., Trei, W., Žagar, M., Badger, J., Gottschall, J., Sanz Rodrigo, J. and Mann, J.: The Making of the New European Wind Atlas -- Part 2: Production and Evaluation, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, 2020, 1–37, doi:10.5194/gmd-2020-23, 2020.

Durán, P., Meißner, C., Rutledge, K., Fonseca, R., Martin-Torres, J. and Adaramola, M. S.: Meso-microscale coupling for wind resource assessment using averaged atmospheric stability conditions, *Meteorol. Zeitschrift*, 28(4), 273–291, doi:10.1127/metz/2019/0937, 2019.

Dyer, A. J.: A review of flux-profile relationships, *Boundary-Layer Meteorol.*, 7(3), 363–372, doi:10.1007/BF00240838, 1974.

Emeis, S.: *Wind Energy Meteorology Atmospheric Physics for Wind Power Generation (Green Energy and Technology)*, First Edit., Springer, Berlin, Heidelberg., 2013.

Escalante Soberanis, M. A. and Mérida, W.: Regarding the influence of the Van der Hoven spectrum on wind energy applications in the meteorological mesoscale and microscale, *Renew. Energy*, 81, 286–292, doi:10.1016/j.renene.2015.03.048, 2015.

EU: Innovation Fund | Climate Action, [online] Available from: https://ec.europa.eu/clima/policies/innovation-fund_en (Accessed 3 May 2021), n.d.

EURELECTRIC: Decarbonisation Pathways. [online] Available from:

<https://www.eurelectric.org/decarbonisation-pathways/> (Accessed 3 May 2021), 2018.

F., P.-A.: Atmospheric turbulence effects on wind-turbine wakes: An LES study, *Energies*, 5, 5340, 2012.

F., P.-A.: Wind-turbine wakes in a convective boundary layer: A wind-tunnel study, *Boundary-Layer Meteorol.*, 146, 161, 2013.

Finnigan, J. J.: A Re-Evaluation of Long-Term Flux Measurement Techniques Part II: Coordinate Systems, *Boundary-Layer Meteorol.* 2004 1131, 113(1), 1–41, doi:10.1023/B:BOUN.0000037348.64252.45, 2004.

Garratt, J. R.: *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge University Press. [online] Available from: <https://books.google.es/books?id=xEVtBRApAkC>, 1994.

Grachev, A. A. and Fairall, C. W.: Dependence of the M-O stability parameters on the Bulk Ri over the ocean, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 406–415, doi:10.1175/1520-0450(1997)036<0406:DOTMOS>2.0.CO;2, 1997.

Grachev, A. A., Andreas, E. L., Fairall, C. W., Guest, P. S. and Persson, P. O. G.: The Critical Richardson Number and Limits of Applicability of Local Similarity Theory in the Stable Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 147(1), 51–82, doi:10.1007/s10546-012-9771-0, 2013.

Guterres, A.: Remarks at COP25 event on Climate Ambition | United Nations Secretary-General, [online] Available from: <https://www.un.org/sg/en/content/sg/speeches/2019-12-11/remarks-cop25-event-climate-ambition> (Accessed 15 April 2021), 2019.

GWEC: Global Wind Report 2021. [online] Available from: <https://gwec.net/wp-content/uploads/2021/03/GWEC-Global-Wind-Report-2021.pdf> (Accessed 8 April 2021), 2021.

Hahmann, A., Sile, T., Witha, B., Davis, N., Dörenkämper, M., Ezber, Y., García-Bustamante, E., González Rouco, J. F., Navarro, J., Olsen, B. and Söderberg, S.: The Making of the New European Wind Atlas, Part 1: Model Sensitivity, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, (March), 1–33, doi:10.5194/gmd-2019-349, 2020.

Hansen, K. H., Barthelmie, R. J., Jensen, L. E. and Sommer, A.: The impact of turbulence intensity and atmospheric stability on power deficits due to wind turbine wakes at Horns Rev wind farm., *Wind Energy*, 15, 183–196, 2010.

Hojstrup, J.: A statistical data screening procedure, *Meas. Sci. Technol.*, 4(2), 153, doi:10.1088/0957-0233/4/2/003, 1993.

Van der Hoven, I.: POWER SPECTRUM OF HORIZONTAL WIND SPEED IN THE FREQUENCY RANGE FROM 0.0007 TO 900 CYCLES PER HOUR, *J. Meteorol.*, 14(2), 160–164, doi:10.1175/1520-0469(1957)014<0160:psohws>2.0.co;2, 1957.

International Electrotechnical Commission: IEC61400-12-1 ed1., Wind turbines- Part 12-1: Power performance measurements of electricity producing wind turbines., 2005.

International Electrotechnical Commission: IEC 61400-12-1 ed. 2, Wind energy generation systems - Part 12-1: Power performance measurements of electricity producing wind turbines. [online] Available from: <https://webstore.iec.ch/publication/26603> (Accessed 2 March 2021), 2017.

International Electrotechnical Commission: IEC 61400-3-1 ed. 1, Wind energy generation systems – Part 3-1: Design requirements for fixed offshore wind turbines. [online] Available from: <https://webstore.iec.ch/publication/29360> (Accessed 22 February 2021a), 2019.

International Electrotechnical Commission: IEC61400-1 ed.4, Wind energy generation systems - Part 1: Design requirements. [online] Available from: <https://webstore.iec.ch/publication/26423> (Accessed 16 April 2021b), 2019.

International Energy Agency (IEA): Renewables 2020., 2021.

International Organization for Standardization: ISO/IEC 17025 General requirements for the competence of testing and calibration laboratories., 2000.

Ivanell, S., Mikkelsen, R., Sørensen, J. N. and Henningson, D.: Three dimensional actuator disc modelling of wind farm wake interaction, in European Wind Energy Conference and Exhibition 2008, EWEC 2008; Brussels; Belgium, pp. 1–10, Mechanics, School of Engineering Sciences (SCI), KTH. [online] Available from: <http://urn.kb.se/resolve?urn=urn:nbn:se:kth:diva-9912>, 2008.

J. R. Garratt: Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents, *Am. Meteorol. Soc.*, 915–929, 1977.

Jackson, P. S. and Hunt, J. C. R.: Turbulent wind flow over a low hill, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 101(430), 929–955, doi:10.1002/qj.49710143015, 1975.

Jensen, N. O.: A note on wind generator interaction, Roskilde, Denmark., 1983.

Kaimal, J. C. and Businger, J. a.: A Continuous Wave Sonic Anemometer-Thermometer, *J. Appl. Meteorol.*, 2(1), 156–164, doi:10.1175/1520-0450(1963)002<0156:ACWSAT>2.0.CO;2, 1963.

Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J.: Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement, 1st ed., Oxford University Press., 1994.

- Kalvig, S., Gudmestad, O. T. and Winther, N.: Exploring the gap between 'best knowledge' and 'best practice' in boundary layer meteorology for offshore wind energy, *Wind Energy*, 17(1), 161–171, doi:10.1002/we.1572, 2014.
- Koblitz, T., Bechmann, A., Berg, J., Sogachev, A., Sørensen, N. and Réthoré, P.-E.: Atmospheric stability and complex terrain: comparing measurements and CFD, *J. Phys. Conf. Ser.*, 555(1), 012060, doi:10.1088/1742-6596/555/1/012060, 2014.
- Koblitz, T., Bechmann, A., Sogachev, A., Sørensen, N. N. and Réthoré, P.-E.: Computational Fluid Dynamics model of stratified atmospheric boundary-layer flow, *Wind Energy*, 18(1), 75–89, doi:10.1002/WE.1684, 2015.
- Laing, A. (COMET P.: Introducción a la meteorología tropical, [online] Available from: https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition_es/index.htm (Accessed 15 April 2021), 2016.
- Landberg, L.: METEOROLOGY FOR WIND ENERGY AN INTRODUCTION, 2016th ed., edited by J. Wiley. [online] Available from: www.wiley.com., 2016.
- Lange, B., Larsen, S., Højstrup, J. and Barthelmie, R.: Importance of thermal effects and sea surface roughness for offshore wind resource assessment, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 92(11), 959–988, doi:10.1016/j.jweia.2004.05.005, 2004a.
- Lange, B., Larsen, S., Højstrup, J. and Barthelmie, R.: The Influence of Thermal Effects on the Wind Speed Profile of the Coastal Marine Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 112(3), 587–617, doi:10.1023/B:BOUN.0000030652.20894.83, 2004b.
- Larsen, G. C. and Crespo, A.: Wind turbine wakes for wind energy, *Wind Energy*, 14(7), 797–798, doi:10.1002/WE.534, 2011.
- Lee, X.: On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation, *Agric. For. Meteorol.*, 91(1–2), 39–49, doi:10.1016/S0168-1923(98)00071-9, 1998.
- Machefaux, E., Larsen, G. C., Koblitz, T., Troldborg, N., Kelly, M. C., Chougule, A., Hansen, K. S. and Rodrigo, J. S.: An experimental and numerical study of the atmospheric stability impact on wind turbine wakes, *Wind Energy*, 19(10), 1785–1805, doi:<https://doi.org/10.1002/we.1950>, 2016.
- Martin, C. M. S., Lundquist, J. K., Clifton, A., Poulos, G. S. and Schreck, S. J.: Wind turbine power production and annual energy production depend on atmospheric stability and turbulence, *Wind Energy Sci.*, 1(2), 221–236, doi:10.5194/wes-1-221-2016, 2016.
- MEASNET: MEASNET Procedure: Evaluation of Site Specific Wind Conditions, Version 2 April

2016., 2016.

MEASNET: MEASNET Procedure: Anemometer Calibration, Version 3, December 2020. [online] Available from: www.measnet.com (Accessed 18 July 2021), 2020.

METEORED: Noticias del tiempo - Meteored, [online] Available from: <https://www.meteored.mx/noticias/> (Accessed 18 April 2021), n.d.

MITECO: ESTRATEGIA A LARGO PLAZO PARA UNA ECONOMÍA ESPAÑOLA MODERNA, COMPETITIVA Y CLIMÁTICAMENTE NEUTRA EN 2050. [online] Available from: <https://www.miteco.gob.es/es/> (Accessed 3 May 2021), 2020.

Mohan, M.: Analysis of various schemes for the estimation of atmospheric stability classification, *Atmos. Environ.*, 32(21), 3775–3781, doi:10.1016/S1352-2310(98)00109-5, 1998.

Monin, A. S. and Obukhov, A. M.: Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground, *Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst*, 24, 163–187, 1954.

Mortensen, N. G., Landberg, L., Troen, I. and Lundtang Petersen, E.: Wind atlas analysis and application program (WAsP), Denmark., 1993.

Motta, M., Barthelmie, R. J. and Vølund, P.: The influence of non-logarithmic wind speed profiles on potential power output at Danish offshore sites, *Wind Energy*, 8(2), 219–236, doi:10.1002/WE.146, 2005.

Mücke, T., Kleinhans, D. and Peinke, J.: Atmospheric turbulence and its influence on the alternating loads on wind turbines, *Wind Energy*, 14(2), 301–316, doi:10.1002/we.422, 2011.

Naciones Unidas: CONVENCIÓN MARCO DE LAS NACIONES UNIDAS SOBRE EL CAMBIO CLIMÁTICO. [online] Available from: <https://unfccc.int/> (Accessed 18 April 2021), 1992.

Naciones Unidas: Cambio climático | Naciones Unidas, [online] Available from: <https://www.un.org/es/global-issues/climate-change> (Accessed 3 May 2021), 2021.

Neumann, T. and Nolopp, K.: Three Years Operation of Far Offshore Measurements at FINO1, *DEWI Mag.*, 42–46, 2007.

Organización Meteorológica Mundial: Aspectos meteorológicos de la utilización del viento como fuente de energía, OMM, Ginebra., 1984.

Organización Meteorológica Mundial: Guía de Instrumentos y Métodos de Observación, Edición de., edited by OMM, OMM, Ginebra., 2018.

Organización Meteorológica Mundial: UNTERM, [online] Available from:

<https://unterm.un.org/unterm/portal/welcome> (Accessed 16 June 2021), n.d.

Orlanski, I.: A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes on JSTOR, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 56(nº5), 527–530 [online] Available from:

<https://www.jstor.org/stable/26216020?seq=1> (Accessed 21 May 2021), 1975.

Ouarda, T. B. M. J., Charron, C., Shin, J. Y., Marpu, P. R., Al-Mandoos, A. H., Al-Tamimi, M. H., Ghedira, H. and Al Hosary, T. N.: Probability distributions of wind speed in the UAE, *Energy Convers. Manag.*, 93, 414–434, doi:10.1016/j.enconman.2015.01.036, 2015.

Palma, J. M. L. M., Castro, F. A., Ribeiro, L. F., Rodrigues, A. H. and Pinto, A. P.: Linear and nonlinear models in wind resource assessment and wind turbine micro-siting in complex terrain ARTICLE IN PRESS, , doi:10.1016/j.jweia.2008.03.012, 2008.

Paw, U., Baldocchi, D., Meyers, T. P. and Wilson, K. B.: Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes, *Boundary-Layer Meteorol.*, 97, 487–511, 2000.

Pedersen, F.: Development of a classification system for cup anemometers-CLASSCUP., 2003.

Pedersen, F.: ACCUWIND-Accurate wind speed measurements in wind energy-Summary report. [online] Available from: www.risoe.dk (Accessed 19 July 2021), 2006.

Peinke, J., Barth, S., Böttcher, F., Heinemann, D. and Lange, B.: Turbulence, a challenging problem for wind energy, in *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, vol. 338, pp. 187–193, North-Holland., 2004.

Peña, A. ; Hasager, C. B., Lange, J. ; Anger, J. ; Badger, M. ; Bingöl, F. ; Bischoff, O. ; Cariou, J.-P. ; Dunne, F. ; Emeis, S., Harris, M., Hofsäass, M., Karagali, I., Laks, J., Larsen, S. E., Mann, J., Mikkelsen, T., Pao, L. Y. and Pitter, M.: *Remote Sensing for Wind Energy*, APA., 2013.

Peña, A. and Rathmann, O.: Atmospheric stability-dependent infinite wind-farm models and the wake-decay coefficient, *Wind Energy*, 17(8), 1269–1285, doi:10.1002/WE.1632, 2014.

Peña, A., Floors, R., Sathe, A., Gryning, S.-E., Wagner, R., Courtney, M. S., Larsén, X. G., Hahmann, A. N. and Hasager, C. B.: Ten Years of Boundary-Layer and Wind-Power Meteorology at Hørre, Denmark, *Boundary-Layer Meteorol.*, 158(1), 1–26, doi:10.1007/s10546-015-0079-8, 2015.

Peterson, E. W. and Hennessey, J. P.: On the Use of Power Laws for Estimates of Wind Power Potential, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 17(3), 390–394, doi:10.1175/1520-

0450(1978)017<0390:OTUOPL>2.0.CO;2, 1978.

Pieterse, J. E. and Harms, T. M.: CFD investigation of the atmospheric boundary layer under different thermal stability conditions, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 121, 82–97, doi:10.1016/J.JWEIA.2013.07.014, 2013.

Porté-Agel, F., Bastankhah, M. and Shamsoddin, S.: Wind-Turbine and Wind-Farm Flows: A Review, *Boundary-Layer Meteorol.*, 174(1), 1–59, doi:10.1007/s10546-019-00473-0, 2020.

Pramod Jain, P. D.: *Wind Energy Engineering*, Second Edition, McGraw-Hill Education. [online] Available from: <https://www.accessengineeringlibrary.com/content/book/9780071843843> (Accessed 14 July 2021), 2016.

Probst, O. and Cárdenas, D.: State of the art and trends in wind resource assessment, *Energies*, 3(6), 1087–1141, doi:10.3390/en3061087, 2010.

Radünz, W. C., Sakagami, Y., Haas, R., Petry, A. P., Passos, J. C., Miqueletti, M. and Dias, E.: The variability of wind resources in complex terrain and its relationship with atmospheric stability, *Energy Convers. Manag.*, 222(July), 113249, doi:10.1016/j.enconman.2020.113249, 2020.

Radünz, W. C., Sakagami, Y., Haas, R., Petry, A. P., Passos, J. C., Miqueletti, M. and Dias, E.: Influence of atmospheric stability on wind farm performance in complex terrain, *Appl. Energy*, 282(PA), 116149, doi:10.1016/j.apenergy.2020.116149, 2021.

REOLTEC: Innovación en el Sector Eólico. [online] Available from: https://reoltec.net/wp-content/uploads/2020/07/REOLTEC_-INNOVACION-EN-EL-SECTOR-EÓLICO_2018_2019.pdf (Accessed 3 May 2021), 2019.

Richiardone, R., Giampiccolo, E., Ferrarese, S. and Manfrin, M.: Detection of Flow Distortions and Systematic Errors in Sonic Anemometry Using the Planar Fit Method, *Boundary-Layer Meteorol.*, 128(2), 277–302, doi:10.1007/s10546-008-9283-0, 2008.

Rodrigo, J. S. and Moriarty, P.: WAKEBENCH Model Evaluation Protocol for Wind Farm Flow Models, IEA Wind Task 31, (April), 2015.

Rodrigo, J. S., Arroyo, R. A. C., Moriarty, P., Churchfield, M., Kosović, B., Réthoré, P.-E., Hansen, K. S., Hahmann, A., Mirocha, J. D. and Rife, D.: Mesoscale to microscale wind farm flow modeling and evaluation, *Wiley Interdiscip. Rev. Energy Environ.*, 6(2), e214, doi:10.1002/WENE.214, 2017.

Rodríguez Amenedo, J. L., Burgos Díaz, J. C. and Arnalte Gómez, S.: SISTEMAS EÓLICOS DE PRODUCCIÓN DE ENERGÍA ELÉCTRICA - Editorial Rueda, Editorial Rueda. [online] Available from: [http://www.editorialrueda.es/tienda-online/Catalog/show/sistemas-eolicos-de-produccion-de-](http://www.editorialrueda.es/tienda-online/Catalog/show/sistemas-eolicos-de-produccion-de)

energia-electrica-45, 2003.

Ruisi, R. and Bossanyi, E.: Engineering models for turbine wake velocity deficit and wake deflection. A new proposed approach for onshore and offshore applications, *J. Phys. Conf. Ser.*, 1222(1), doi:10.1088/1742-6596/1222/1/012004, 2019.

Sánchez, M.: Qué son los ciclones, tipos y características de los huracanes y ciclones | *Meteorología en Red*, [online] Available from: <https://www.meteorologiaenred.com> (Accessed 16 May 2021), n.d.

Sanderse, B., Pijl, S. P. van der and Koren, B.: Review of computational fluid dynamics for wind turbine wake aerodynamics, *Wind Energy*, 14(7), 799–819, doi:10.1002/WE.458, 2011.

Sanz Rodrigo, J., Borbón Guillén, F., Gómez Arranz, P., Courtney, M. S., Wagner, R. and Dupont, E.: Multi-site testing and evaluation of remote sensing instruments for wind energy applications, *Renew. Energy*, 53, 200–210, doi:10.1016/j.renene.2012.11.020, 2013.

Sanz Rodrigo, J., Cantero, E., García, B., Borbón, F., Irigoyen, U., Lozano, S., Fernande, P. M. and Chávez, R. A.: Atmospheric stability assessment for the characterization of offshore wind conditions, *J. Phys. Conf. Ser.*, 625, 012044, doi:10.1088/1742-6596/625/1/012044, 2015.

Sathe, A. and Bierbooms, W.: Influence of different wind profiles due to varying atmospheric stability on the fatigue life of wind turbines, *J. Phys. Conf. Ser.*, 75, 012056, doi:10.1088/1742-6596/75/1/012056, 2007.

Sathe, A., Gryning, S.-E. and Peña, A.: Comparison of the atmospheric stability and wind profiles at two wind farm sites over a long marine fetch in the North Sea, *Wind Energy*, 14(6), 767–780, doi:10.1002/we.456, 2011.

Schmidt, J., Chang, C.-Y., Dörenkämper, M., Salimi, M., Teichmann, T. and Stoevesandt, B.: The consideration of atmospheric stability within wind farm AEP calculations, *J. Phys. Conf. Ser.*, 749, 012002, doi:10.1088/1742-6596/749/1/012002, 2016.

Snel, H.: Review of the Present Status of Rotor Aerodynamics, *Wind Energy*, 1, 46–69, doi:[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1824\(199804\)1:1+%3C46::AID-WE3%3E3.0.CO](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1824(199804)1:1+%3C46::AID-WE3%3E3.0.CO), 1998.

Sorbjan, Z. and Grachev, A. A.: An Evaluation of the Flux--Gradient Relationship in the Stable Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 135(3), 385–405, doi:10.1007/s10546-010-9482-3, 2010.

Steinberg, D., Bielen, D., Eichman, J., Eureka, K., Logan, J., Mai, T., Mcmillan, C., Parker, A., Vimmerstedt, L. and Wilson, E.: *Electrification & Decarbonization: Exploring U.S. Energy Use and*

Greenhouse Gas Emissions in Scenarios with Widespread Electrification and Power Sector Decarbonization. [online] Available from: www.nrel.gov/publications. (Accessed 3 May 2021), 2017.

Stuart D. Smith: Wind Stress and Heat Flux over the Ocean in Gale Force Winds, *Am. Meteorol. Soc.*, 709–726, doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2), 1980.

Stull, R.: *Practical_Meteorology.Pdf*, edited by T. U. of B. C. (UBC)., 2017.

Stull, R. B.: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Springer Netherlands., 1989.

Tanner, C. B. and Thurtell, G. W.: Anemoclinometer measurements of Reynolds stress and heat transport in the atmospheric surface layer. [online] Available from:

<http://oai.dtic.mil/oai/oai?verb=getRecord&metadataPrefix=html&identifier=AD0689487>, 1969.

Taylor, M. A., Hale, E. and Brower, M. C.: Performance of a Propeller-Vane Compared to Two Cup Anemometers, in *AWEA.*, 2008.

Troen, I. and Lundtang Petersen, E.: *European Wind Atlas*, Risø National Laboratory., 1989.

Veers, P., Dykes, K., Lantz, E., Barth, S., Bottasso, C. L., Carlson, O., Clifton, A., Green, J., Green, P., Holttinen, H., Laird, D., Lehtomäki, V., Lundquist, J. K., Manwell, J., Marquis, M., Meneveau, C., Moriarty, P., Munduate, X., Muskulus, M., Naughton, J., Pao, L., Paquette, J., Peinke, J., Robertson, A., Rodrigo, J. S., Sempreviva, A. M., Smith, J. C., Tuohy, A. and Wisser, R.: Grand challenges in the science of wind energy, *Science (80-.)*, 366(6464), doi:[10.1126/science.aau2027](https://doi.org/10.1126/science.aau2027), 2019.

Veiga Rodrigues, C., L M Palma, J. M. and Rodrigues, Á. H.: Atmospheric Flow over a Mountainous Region by a One-Way Coupled Approach Based on Reynolds-Averaged Turbulence Modelling, *Boundary-Layer Meteorol.*, 159, 407–437, doi:[10.1007/s10546-015-0116-7](https://doi.org/10.1007/s10546-015-0116-7), 2016.

Vermeer, L. J., Sørensen, J. N. and Crespo, A.: Wind turbine wake aerodynamics, *Prog. Aerosp. Sci.*, 39(6–7), 467–510, doi:[10.1016/S0376-0421\(03\)00078-2](https://doi.org/10.1016/S0376-0421(03)00078-2), 2003.

Vickers, D. and Mahrt, L.: Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 14(3), 512–526 [online] Available from:

<https://ir.library.oregonstate.edu/concern/articles/47429f996> (Accessed 1 September 2021), 1997.

Vickers, D., Thomas, C. and Law, B. E.: Random and systematic CO₂ flux sampling errors for tower measurements over forests in the convective boundary layer, *Agric. For. Meteorol.*, 149(1), 73–83, doi:[10.1016/J.AGRFORMET.2008.07.005](https://doi.org/10.1016/J.AGRFORMET.2008.07.005), 2009.

- Westerhellweg, A., Cañadillas, B., Kinder, F. and Neumann, T.: Wake measurements at alpha ventus - Dependency on stability and turbulence intensity, *J. Phys. Conf. Ser.*, 555(1), doi:10.1088/1742-6596/555/1/012106, 2014.
- Wilcox, D. C.: *Turbulence Modeling for CFD.*, 2006.
- Wilczak, J. M., Oncley, S. P. and Stage, S. A.: Sonic Anemometer Tilt Correction Algorithms, *Boundary-Layer Meteorol.*, 99(1), 127–150, doi:10.1023/A:1018966204465, 2001.
- WindEurope: *Offshore wind in Europe - Key trends and statistics 2020.*, 2021a.
- WindEurope: *Wind Energy in Europe 2020.*, 2021b.
- World Meteorological Organization: *Meteorological aspects of the utilization of wind as an energy source*, WMO, Geneva., 1981.
- Wu, J.: Wind-Stress coefficients over Sea surface near Neutral Conditions—A Revisit, *Am. Meteorol. Soc.*, 727–740, 1980.
- Wyngaard, J. C.: *Turbulence in the Atmosphere*, Cambridge University Press, Cambridge., 2010.
- Zhan, L., Letizia, S. and Valerio Iungo, G.: LiDAR measurements for an onshore wind farm: Wake variability for different incoming wind speeds and atmospheric stability regimes, *Wind Energy*, 23(3), 501–527, doi:https://doi.org/10.1002/we.2430, 2020.
- Zhang, R., Huang, J., Wang, X., Zhang, J. A. and Huang, F.: Effects of precipitation on sonic anemometer measurements of turbulent fluxes in the atmospheric surface layer, *J. Ocean Univ. China*, 15(3), 389–398, doi:10.1007/s11802-016-2804-4, 2016.
- Zhiyin, Y.: Large-eddy simulation: Past, present and the future, *Chinese J. Aeronaut.*, 28(1), 11–24, doi:10.1016/J.CJA.2014.12.007, 2015.
- Zoumakis, N. M. and Kelessis, A. G.: The dependence of the bulk Richardson number on stability in the surface layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 57(4), 407–414, doi:10.1007/BF00120057, 1991.