



Universidad de Valladolid

Facultad de Ciencias

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

**Características del viento y estudio del potencial de energía eólica en
Estados Unidos**

***Autor:** Mario González Sánchez*

***Tutor/es:** Dra. Nuria Pardo Gómez*

Dr. Isidro A. Pérez Bartolomé

Agradecimientos

A mis tutores Nuria e Isidro, por acogerme en su grupo de investigación
y por su ayuda y consejos durante la realización de este trabajo.

A mi familia y amigos, por su apoyo durante todo este tiempo.



Índice general

Resumen	1
Introducción	3
Objetivos	6
1. Fundamento teórico	7
1.1. Velocidad del viento	7
1.1.1. Ley potencial	9
1.2. Indicadores estadísticos	10
1.2.1. Medidas de localización	10
1.2.2. Medidas de dispersión	11
1.2.3. Simetría	12
1.2.4. Curtosis	13
1.3. Distribución de Weibull	14
1.3.1. Métodos de ajuste	16
1.3.2. Extrapolación a la altura de la turbina	20
1.4. Criterios de eficiencia	20
1.5. Densidad de potencia eólica (WPD)	25
2. Caracterización del área de estudio	29
2.1. Obtención de datos	30
2.2. Caracterización climatológica	31
2.3. Localizaciones para el muestreo	33
2.3.1. Elección de los puntos del muestreo	33

2.3.2. Caracterización de los puntos del muestreo	36
3. Resultados del análisis estadístico	41
3.1. Análisis estadístico espacial	41
3.1.1. Medidas de localización	41
3.1.2. Medidas de dispersión	43
3.1.3. Simetría	44
3.1.4. Curtosis	45
3.2. Análisis temporal de la mediana	55
4. Resultados Weibull y WPD	57
4.1. Distribución de Weibull	57
4.1.1. Elección del mejor método de ajuste	57
4.1.2. Resultados	60
4.2. Densidad de potencia eólica	62
Conclusiones	69
Futuras líneas de investigación	71
Anexo A: Mapa físico de EEUU	73
Bibliografía	75
Índice de figuras	81
Índice de tablas	83

Resumen

En este trabajo se lleva a cabo un estudio de la velocidad del viento en EEUU para un período de 40 años, comprendidos entre 1979 y 2018. Los datos se extraen de la base de datos de libre acceso “GRIDMET”. Se realiza un análisis espacial y temporal de distintos indicadores estadísticos de la velocidad del viento. Se clasifican las velocidades del viento y, para cada clase, se elige el punto más representativo. Para estos puntos, se observa cómo es el clima y se analiza la distribución de direcciones del viento, teniendo en cuenta los accidentes geográficos existentes.

Además, se evalúa la eficiencia de los distintos métodos de cálculo de los parámetros de Weibull que aparecen en la bibliografía, comparando sus resultados en las localizaciones de muestreo. Los resultados muestran que el mejor método de ajuste para los datos de los que se dispone es el de los cuartiles, con valores de eficiencia superiores a 0.80 en 5 de los 7 puntos de muestreo.

Finalmente, se calcula la densidad de potencia eólica utilizando el método de los datos experimentales y el de los coeficientes de Weibull. Este último muestra resultados más similares a los que se pueden encontrar en la bibliografía. El valor medio de la densidad de potencia eólica a 80 m obtenido mediante el método de los coeficientes de Weibull es $286.87 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Palabras clave: velocidad del viento, distribución de Weibull, energía eólica, densidad de potencia eólica.

Abstract

Through this work, a complete study about the wind speed in the USA for a period of 40 years, from 1979 to 2018, is carried out. Data are extracted from an open access database, 'GRIDMET'. A spatial and temporal analysis of different statistical parameters of the wind speed is performed. Wind speed data are classified, and the most representative location is chosen for each class. For these sample locations, their climate and wind direction distribution are analyzed, taking into account the geographical accidents.

Furthermore, the efficiency of the different methods to calculate Weibull coefficients that appear in the bibliography is evaluated. This comparison is made for the sample locations. The results show that the best fit for the data is obtained using the quartile method, with efficiency values above 0.80 in 5 of the 7 sample locations.

Finally, wind power density is calculated using the experimental data and the Weibull coefficient methods. The latter shows more similar results to the ones in the bibliography. The mean value of wind power density at 80 m using the Weibull coefficients method is $286.87 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Keywords: wind speed, Weibull distribution, wind energy, wind power density.

Introducción

El precio de la energía, la incertidumbre en el abastecimiento energético y la preocupación por el medio ambiente han llevado a Estados Unidos a replantear la forma de generar energía y desarrollar diversas fuentes de energía limpia y renovable. En esta línea, en 2006 el presidente Bush enfatizó la necesidad de mejorar la eficiencia de la producción energética, así como la necesidad de disponer de un conjunto de energías más diversas. Esto llevó a la creación de un plan colaborativo para plantear un escenario en el cual la energía eólica suponga un 20 % de la producción de la energía en EEUU antes de 2030 (U.S. Department of Energy, 2008).

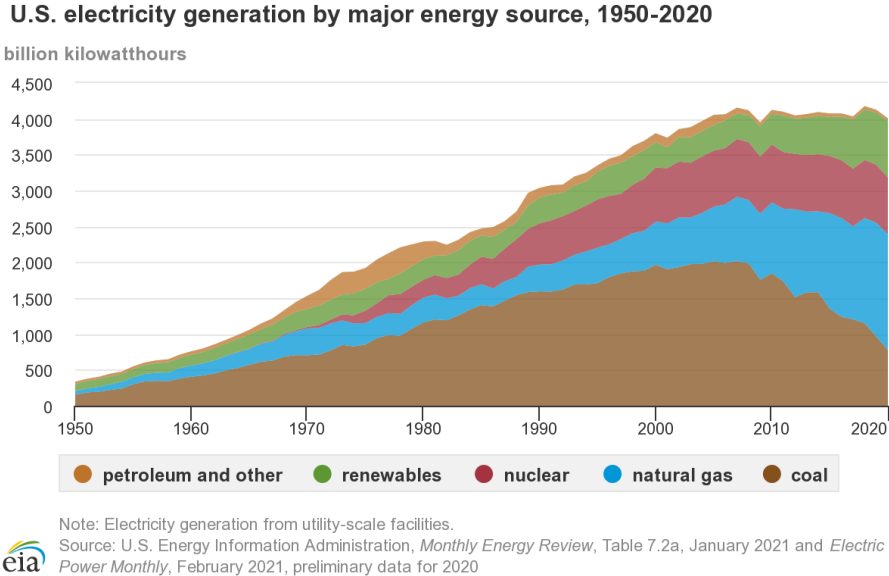


Figura I1: Producción energética en Estados Unidos durante los años 1950-2020. Figura extraída de U.S. Energy Information Administration (EIA), 2021.

En la figura I1 se puede observar la evolución de la producción energética en EEUU durante los años 1950-2020. La producción de todos los tipos de energía ha aumentado con los años, salvo la proveniente del carbón, que se encuentra en claro retroceso desde antes de 2010 y está dejando paso a fuentes de energía renovables. En 2020, aproximadamente el 20 % de la producción anual de energía en EEUU provino de fuentes renovables.

Analizando en detalle la producción de energía mediante fuentes renovables (figura I2), se puede observar cómo la producción de la energía eólica comenzó a crecer significativamente a partir del año 2000. Actualmente, la energía eólica supone un 43 % de la producción energética de las fuentes renovables y un 8.4 % de la producción total.

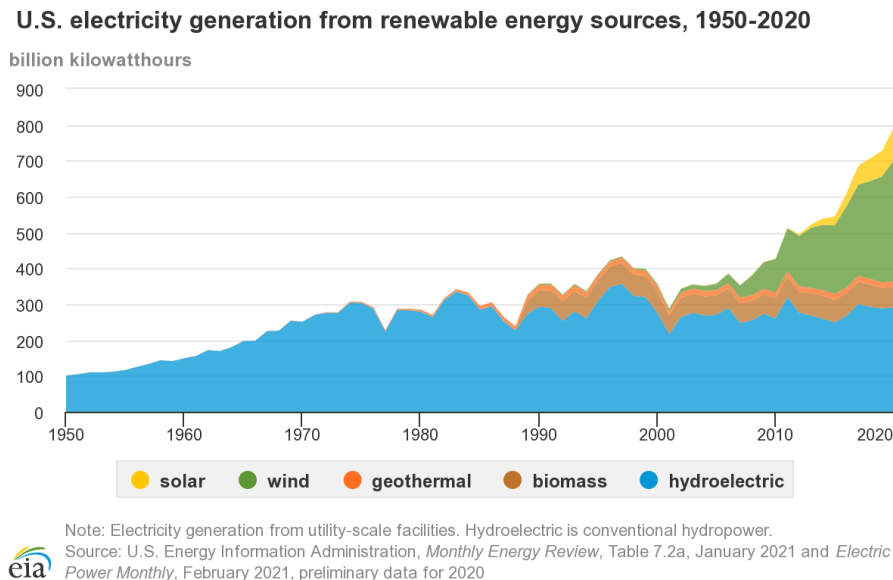


Figura I2: Producción energética a partir de fuentes de energía renovable en Estados Unidos durante los años 1950-2020. Figura extraída de [U.S. Energy Information Administration \(EIA\)](#), 2021.

Para decidir en qué lugar es más adecuado realizar la instalación de una granja eólica, se requiere conocer previamente las características del viento en esa zona ([Ouammi et al., 2010](#); [Mahmood et al., 2020](#)). Para ello, es necesario realizar un estudio lo más detallado posible sobre la densidad de potencia eólica del lugar y su evolución diaria y estacional a lo largo del año. Aunque la velocidad del viento es la variable que determina la energía

que se puede extraer del aire, también es necesario estudiar la distribución de direcciones del viento para determinar la dirección predominante en la que sopla el viento (Fazelpour *et al.*, 2017; Tahir *et al.*, 2021).

Frecuentemente, no se dispone de datos de la velocidad del viento a la altura de la turbina, sino a 10 m del suelo. Para evaluar cómo varía la velocidad del viento con la altura, se pueden utilizar distintos modelos como los que se explican y comparan en Gualtieri, 2019. Entre estos métodos se encuentran el perfil logarítmico (Landberg, 2015) y la ley potencial (Tieo *et al.*, 2020). Generalmente se utiliza esta última, pues da cuenta de esta variación de una forma sencilla. Habitualmente, se considera el exponente de la ley potencial igual a $1/7$ (Gualtieri, 2019), aunque su valor depende de la rugosidad superficial. Tamura *et al.*, 2007 midieron la velocidad del viento para alturas entre 50 m y 340 m mediante un SODAR Doppler y obtuvieron exponentes cercanos a 0.1 para vientos procedentes del mar y exponentes entre 0.2 y 0.3 para vientos en tierra. Además, en Touma, 1977 se relaciona el exponente de la ley potencial con las clases de estabilidad de Pasquill (Mohan y Siddiqui, 1998).

Debido a la gran cantidad de datos que se manejan habitualmente, lo más común es emplear una distribución paramétrica para resumir el comportamiento de la velocidad del viento. La distribución de Weibull es la más empleada debido a su sencillez y su flexibilidad para ajustarse a los datos experimentales. No obstante, en la bibliografía se utilizan también otras distribuciones: Weibull inversa (Akgül *et al.*, 2016), Lognormal (Garcia *et al.*, 1998), Rayleigh (Celik, 2004) o Gamma y Gamma inversa (Masseran, 2015). Una buena referencia en la que se comparan las distintas distribuciones es Han *et al.*, 2019. En otras ocasiones se ha utilizado una combinación de varias distribuciones de Weibull (Jaramillo y Borja, 2004) para representar una distribución bimodal.

Objetivos

Este trabajo tiene un doble objetivo. El primero es el análisis de la variable meteorológica “velocidad del viento” utilizando técnicas estadísticas. En este análisis se incluye tanto el estudio de ciertos indicadores estadísticos (robustos y no robustos) como una clasificación de las velocidades del viento. Posteriormente, se utilizará un modelo estadístico para representar la variable. En este trabajo se ha elegido la distribución de Weibull. El segundo objetivo es el análisis de la densidad de potencia eólica en EEUU, que proporciona una estimación de la energía que se puede extraer del viento.

El presente trabajo se estructura en cuatro capítulos. En el primer capítulo se incluye la parte teórica del trabajo, en la que se introducen todos los conceptos que se van a utilizar posteriormente. El segundo capítulo contiene la caracterización de la zona de estudio. En él se indica la procedencia de los datos utilizados en este trabajo y se presentan las principales características climatológicas del área de estudio. Por último, en el tercer y cuarto capítulo se presentan los resultados del análisis estadístico, distribución de Weibull y densidad de potencia eólica.

Los cálculos y los gráficos que aparecen en este trabajo se han elaborado con el software MATLAB, excepto las figuras extraídas de la bibliografía, en las que se indica explícitamente su procedencia. Para la representación de las rosas de los vientos se ha utilizado el programa de [Pereira, 2021](#), y las barras de color que aparecen en los mapas son de propia elaboración, utilizando el software de [Martínez-Cagigal, 2021](#).

Capítulo 1

Fundamento teórico

1.1. Velocidad del viento

Cuando se produce algún desequilibrio o inestabilidad en la atmósfera, ésta tiende a equilibrarse de forma natural. Si el desequilibrio se produce por un gradiente de presión entre dos zonas, entonces el aire se desplazará de la zona de mayor presión a la zona de menor presión. Este desplazamiento de aire, que se produce en sentido horizontal, recibe el nombre de **viento**, que viene caracterizado por su dirección y velocidad. La dirección del viento es la dirección de la que proviene. Por ejemplo, se dice que hay viento de componente norte cuando viene del norte y se dirige hacia el sur. En un mapa de isobaras, el viento es débil cuando las isobaras están muy separadas y es fuerte cuando las isobaras están muy juntas (gran diferencia de presión).

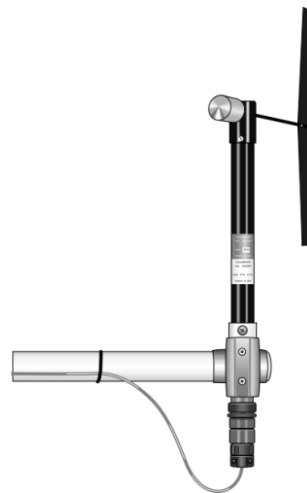
Un ejemplo de la instrumentación utilizada para medir la velocidad y dirección del viento se puede encontrar en las figuras 1.1.1 y 1.1.2. Para determinar la dirección del viento se emplea una **veleta** (figura 1.1.2(b)), cuya flecha indica la dirección de procedencia del viento; y para medir la velocidad del viento se emplea un **anemómetro** (figura 1.1.2(a)). El tipo más usual consiste en unas cazoletas huecas semiesféricas tales que su velocidad de giro es proporcional a la velocidad del viento.



Figura 1.1.1: Estación meteorológica automática en Sheyenne, Dakota del Norte. Imagen extraída de <https://raws.dri.edu/>, una de las bases de datos que utiliza GRIDMET.



(a) Anemómetro de 3 cazoletas, modelo 014A-L



(b) Veleta, modelo 024A-L

Figura 1.1.2: Instrumentos para medir la velocidad y dirección del viento que utiliza AgWeatherNet, una de las bases de datos que utiliza GRIDMET. Imágenes extraídas de <http://weather.wsu.edu/?p=92550>.

La velocidad del viento se suele clasificar en diferentes clases según el propósito para el que se utilice esta variable. Una clasificación habitual es la Escala de Beaufort (Fuentes Yagüe, 2000), aunque no es la que se utilizará en este trabajo. La clasificación que se va a utilizar es la que aparece en Elliott *et al.*, 1987, y sigue las clases de la tabla 1.1.1, que están adaptadas para medir la velocidad del viento en Estados Unidos. Se utilizará esta clasificación y no otras debido a su relación directa con la densidad de potencia eólica, cuyo estudio es uno de los objetivos de este trabajo.

Tabla 1.1.1: Clasificación de la velocidad del viento relacionada con las clases de densidad de potencia eólica (valores de la velocidad a 10 m).

WPD denota la densidad de potencia eólica, que se introducirá en la sección 1.5.

Clase	WPD / $W \cdot m^{-2}$	Velocidad / $m \cdot s^{-1}$
1	0 - 100	0.0 - 4.4
2	100 - 150	4.4 - 5.1
3	150 - 200	5.1 - 5.6
4	200 - 250	5.6 - 6.0
5	250 - 300	6.0 - 6.4
6	300 - 400	6.4 - 7.0
7	400 - 1000	7.0 - 9.4

1.1.1. Ley potencial

Aunque el perfil logarítmico proporciona en general muy buenos resultados, el método más utilizado para extrapolar velocidades del viento a diferentes alturas es la **ley potencial**. Si se denota por v a la velocidad y por z a la altura, y utilizando el subíndice r para indicar los datos de referencia (altura de referencia y velocidad a la altura de referencia), entonces la expresión de la ley potencial es:

$$v(z) = v_r \left(\frac{z}{z_r} \right)^\alpha \quad (1.1.1)$$

El exponente α toma valores dentro de un rango entre 0.05 y 0.5. Varía de zonas urbanas a zonas suburbanas, aunque su valor típico es 1/7 para condiciones atmosféricas neutras.

Sorprendentemente, aunque la ley potencial (ecuación (1.1.1)) no tiene base en la teoría meteorológica, es muy útil en la práctica, pues se ajusta muy bien a muchos perfiles de velocidad del viento (Brower *et al.*, 2012) y es sencilla, pues sólo requiere un parámetro, el exponente α . Además, existen una gran cantidad de estudios en la bibliografía en los que se determina el valor del exponente α en diferentes condiciones (Irwin, 1979; Hsu *et al.*, 1994).

1.2. Indicadores estadísticos

Los indicadores estadísticos que se van a calcular en este trabajo se pueden clasificar en medidas de centralización (o localización) y medidas de dispersión, entre las que se encuentran las propias medidas de dispersión, simetría y curtosis (Wilks, 2019).

1.2.1. Medidas de localización

A. Media

Supongamos que tenemos una muestra de tamaño N , donde la variable estadística v toma los valores v_1, v_2, \dots, v_N . Se define la **media** de la variable v como

$$\bar{v} = \frac{\sum_{i=1}^N v_i}{N} \quad (1.2.1)$$

El problema que presenta la media es la sensibilidad a la existencia de valores extremos que pueden ser anómalos. Por ello, usualmente es más conveniente estudiar la mediana.

B. Mediana

La **mediana** \tilde{v} se define como la medida central tal que, ordenando los datos de menor a mayor, el 50 % de los datos es inferior a dicho valor y el otro 50 % es superior. Es decir, la mediana divide en dos partes iguales la distribución de frecuencias. El cálculo de la mediana depende de si N es par o impar:

(a) Si N es impar:

$$\tilde{v} = v_{([N+1]/2)} \quad (1.2.2)$$

donde $v_{([N+1]/2)}$ denota el percentil $[N + 1]/2$ de la variable v .

(b) Si N es par:

$$\tilde{v} = \frac{v_{(N/2)} + v_{([N/2]+1)}}{2} \quad (1.2.3)$$

La mediana es la medida de localización robusta más común y resistente.

C. Cuartiles, deciles y percentiles

Los **cuartiles** son los tres valores que dividen la muestra ($v_i, i = 1, \dots, N$) en cuatro partes iguales. Se denotan por $v_{0.25}$, $v_{0.5}$ y $v_{0.75}$. Empleando esta notación, se tiene que la mediana es el segundo cuartil, $\tilde{v} = v_{0.5}$.

De la misma forma, se pueden definir los **deciles** de la variable v como los 9 valores que dividen la muestra en 10 partes iguales. Se denotan por $v_{0.10}, v_{0.20}, \dots, v_{0.90}$.

Por último, generalizando los conceptos anteriores, se pueden definir los **percentiles** de la variable v como los 99 valores que dividen la muestra en 100 partes iguales. Se denotan por $v_{0.01}, v_{0.02}, \dots, v_{0.99}$.

1.2.2. Medidas de dispersión

A. Desviación estándar

La **desviación estándar** es la raíz cuadrada del momento central de segundo orden de la variable v . Da cuenta de la dispersión de los valores respecto de la media, y su expresión es:

$$s = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (v_i - \bar{v})^2} \quad (1.2.4)$$

El problema con esta medida de la dispersión es que las desviaciones grandes se magnifican al elevarlas al cuadrado. Por lo tanto, se trata de una medida de dispersión no robusta.

B. Rango intercuartílico

Con el fin de evitar la excesiva influencia de los valores extremos que aparecen en la variable, se define una nueva medida de dispersión, el **rango intercuartílico**, como

$$IQR = v_{0.75} - v_{0.25} \quad (1.2.5)$$

Es un buen indicador de la dispersión en la parte central de un conjunto de datos puesto que está referido al 50% de los datos centrales. Al no considerar el 25% superior e inferior de los datos, esto hace que sea muy resistente a valores atípicos.

1.2.3. Simetría

Se dice que la distribución de la variable v es simétrica cuando los valores de la variable equidistantes del valor central a uno y otro lado tienen la misma frecuencia. Esto se estudia a través del sesgo y la asimetría robusta.

A. Sesgo

Se define el **sesgo** o **coeficiente de asimetría** de v como su momento central de orden 3

$$\gamma = \frac{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (v_i - \bar{v})^3}{s^3} \quad (1.2.6)$$

La distribución normal es simétrica y se dice que no está sesgada (tiene sesgo nulo). En el caso de no tener simetría, se dice que la distribución está sesgada a la derecha si tiene sesgo positivo o a la izquierda si tiene sesgo negativo. En el caso de una distribución asimétrica, la media y la mediana no coinciden, siendo $\bar{v} \geq \tilde{v}$ para un sesgo positivo y $\bar{v} \leq \tilde{v}$ para un sesgo negativo.

B. Asimetría robusta

El **coeficiente de Yule-Kendall** es una alternativa robusta al sesgo. Se trata de un coeficiente adimensional comprendido entre $+1$ y -1 y su expresión matemática es

$$\gamma_{YK} = \frac{(v_{0.75} - v_{0.5}) - (v_{0.5} - v_{0.25})}{v_{0.75} - v_{0.25}} = \frac{v_{0.75} + v_{0.25} - 2\tilde{v}}{IQR} \quad (1.2.7)$$

Si los datos están sesgados a la derecha, al menos en el 50% central de los datos, entonces la distancia a la mediana será mayor desde el cuartil superior ($v_{0.75}$) que desde el inferior ($v_{0.25}$). En este caso, el coeficiente de Yule-Kendall es positivo, consistente con la convención usual de que el sesgo a la derecha es positivo. Los casos extremos son $\gamma_{YK} = 1$ si se cumple $v_{0.25} = v_{0.5}$ y $\gamma_{YK} = -1$ si $v_{0.75} = v_{0.5}$.

1.2.4. Curtosis

A. Curtosis

El ordenamiento de los datos en torno al valor central de la distribución se mide utilizando la **curtosis**. Si existe un gran apuntamiento (o pico en el histograma) alrededor del valor central, la distribución resultante se llama leptocúrtica; en el extremo contrario, si el histograma es muy aplanado, se dice que la distribución es platicúrtica. En el caso intermedio, se dice que la distribución es mesocúrtica y corresponde a una distribución normal (campana de Gauss). Matemáticamente, la curtosis es el momento central de orden 4 y se calcula como sigue:

$$\kappa = \frac{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (v_i - \bar{v})^4}{s^4} \quad (1.2.8)$$

Las distribuciones con $\kappa > 3$ son leptocúrticas y tienen colas relativamente grandes, mientras que las distribuciones con $\kappa < 3$ son platicúrticas y tienen colas relativamente cortas. La distribución normal tiene curtosis $\kappa = 3$, y esto hace que la cantidad $\kappa - 3$ se denomine “exceso de curtosis”.

B. Curtosis robusta

La **curtosis robusta** es el estadístico robusto análogo a la curtosis y se calcula como sigue:

$$\kappa_{rob} = \frac{IQR}{2(v_{0.90} - v_{0.10})} = \frac{v_{0.75} - v_{0.25}}{2(v_{0.90} - v_{0.10})} \quad (1.2.9)$$

En el caso de la distribución normal (distribución mesocúrtica) su valor es 0.263.

1.3. Distribución de Weibull

La distribución de Weibull ([Weibull, 1951](#)) es una distribución biparamétrica cuya función de densidad de probabilidad (f.d.p.) se puede expresar como

$$f(v) = \frac{k}{c} \cdot \left(\frac{v}{c}\right)^{k-1} \cdot \exp\left[-\left(\frac{v}{c}\right)^k\right], \text{ si } v > 0 \quad (1.3.1)$$

donde v es la velocidad del viento y los coeficientes que aparecen en la expresión anterior son:

- **k: parámetro de forma**, adimensional. Su valor es positivo. Indica cómo está distribuida la velocidad del viento alrededor del máximo. Si la velocidad del viento tiende a ser próxima al máximo, el valor de k será elevado. En la tabla [1.3.1](#) se discuten las características de la distribución en función del valor de k y en la figura [1.3.1](#) se ha representado la f.d.p. para $c = 3$ considerando distintos valores de k .
- **c: parámetro de escala**, $[c] = \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. El parámetro de escala es positivo e indica cómo es de fuerte el viento.

Tabla 1.3.1: Características de la distribución de Weibull en función del parámetro de forma.

Valor de k	Características de la distribución
$k < 1$	La f.d.p. es monótona decreciente
$k = 1$	La distribución es exponencial con media c
$k > 1$	La f.d.p. presenta un máximo alejado del origen

Nótese que, tal como se ha definido, la función de densidad de probabilidad está normalizada a 1. Es decir, su integral es $\int_0^\infty f(v)dv = 1$.

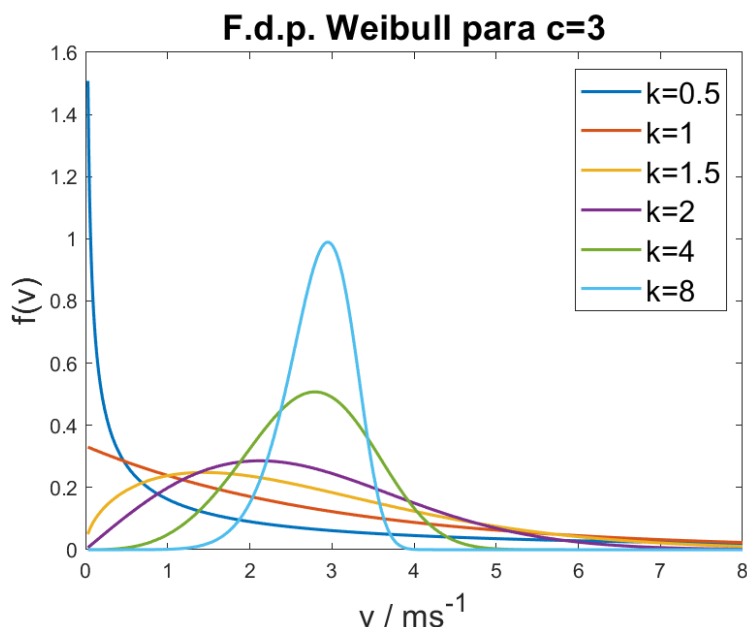


Figura 1.3.1: Representación de la función de densidad de probabilidad de la distribución de Weibull para $c = 3$ y distintos parámetros k .

Habitualmente, el valor de k es próximo a 2. Cuando se cumple exactamente $k = 2$, la distribución de Weibull se denomina **distribución de Rayleigh**, y se obtiene una familia uniparamétrica de funciones de densidad de probabilidad y de distribución, simplificando el cálculo. Por último, el valor $k = 3.6$ proporciona una aproximación a la distribución normal (Gaussiana).

Integrando la función de densidad (1.3.1) se obtiene la función de distribución acumulada:

$$F(v) = \int_0^v f(v') \cdot dv' = 1 - \exp \left[- \left(\frac{v}{c} \right)^k \right] \quad (1.3.2)$$

Las funciones de densidad de probabilidad y de distribución se pueden interpretar como:

- $f(v)$: fracción de tiempo (o probabilidad) en la que el viento sopla con velocidad v .

- $F(v)$: fracción de tiempo (o probabilidad) en la que la velocidad del viento es menor o igual que v .

Aunque el origen de la distribución de Weibull no está en la climatología, su uso para representar los datos de velocidades del viento está justificado en la bibliografía (Hennessey, 1977; Carta *et al.*, 2009) debido a su sencillez y también a que es una de las distribuciones que mejor modela las fluctuaciones de la velocidad del viento.

1.3.1. Métodos de ajuste

En el cálculo del ajuste de los parámetros de la distribución de Weibull a los datos experimentales se emplean distintos métodos. A continuación se explican algunos de los más utilizados en la bibliografía (Pérez *et al.*, 2004; Pérez *et al.*, 2007; Sedghi Dehnavi *et al.*, 2015; Wu *et al.*, 2013).

A. Método de los momentos

El parámetro de forma (k) se calcula como sigue

$$k = \left(\frac{s}{\bar{v}}\right)^{-1.086} \quad (1 \leq k \leq 10) \quad (1.3.3)$$

Y el parámetro de escala (c) se puede hallar utilizando una de las siguientes expresiones, que son equivalentes:

$$\bar{v} = c \cdot \Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \quad (1.3.4)$$

$$s = c \cdot \left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right) \right]^{1/2} \quad (1.3.5)$$

donde \bar{v} y s son la media y la desviación típica muestral, respectivamente, y Γ es la función Gamma, definida por la integral impropia $\Gamma(z) = \int_0^{\infty} t^{z-1} e^{-t} dt$.

B. Método de los cuartiles

Los parámetros de escala y forma de la distribución de Weibull se pueden calcular como sigue (denotando por $v_{0.25}$ y $v_{0.75}$ al primer y tercer cuartil de los datos de la velocidad del viento, respectivamente):

$$k = \frac{\ln\left(\frac{\ln(0.25)}{\ln(0.75)}\right)}{\ln\left(\frac{v_{0.75}}{v_{0.25}}\right)} \quad (1.3.6)$$

$$c = \frac{v_{0.5}}{(\ln 2)^{1/k}} \quad (1.3.7)$$

C. Método de máxima verosimilitud

El método de máxima verosimilitud es un método en el que se calcula el valor del parámetro k de forma iterativa. Denotando por $k^{(n)}$ al iterante n -ésimo, se suele comenzar con $k^{(0)} = 2$ y el criterio de parada de la iteración es $|k^{(n)} - k^{(n-1)}| < tol$, donde tol es una tolerancia establecida.

La iteración para hallar la aproximación de k en cada iteración se escribe como:

$$k^{(n)} = \left[\frac{\sum_{i=1}^N v_i^{k^{(n-1)}} \ln(v_i)}{\sum_{i=1}^N v_i^{k^{(n-1)}}} - \frac{\sum_{i=1}^N \ln(v_i)}{N} \right]^{-1} \quad (1.3.8)$$

donde N es el número total de datos de velocidad del viento v_i , $i = 1, 2, \dots, N$ de los que se dispone.

Una vez calculado k , el parámetro de escala (c) se calcula como

$$c = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N v_i^k \right)^{1/k} \quad (1.3.9)$$

D. Método de máxima verosimilitud modificado

Este método es similar al método de máxima verosimilitud. La diferencia entre los dos métodos radica en que el método de máxima verosimilitud modificado es un método directo (no iterativo) y el parámetro de forma (k) se calcula como sigue:

$$k = \frac{\pi}{\sqrt{6}} \left[\frac{N(N-1)}{N \left(\sum_{i=1}^N \ln^2(v_i) \right) - \left(\sum_{i=1}^N \ln(v_i) \right)^2} \right]^{0.5} \quad (1.3.10)$$

El parámetro de escala c se calcula como en la ecuación (1.3.9).

E. Método de los momentos de probabilidad ponderada

En este método, los parámetros de la distribución de Weibull se calculan a partir de las siguientes ecuaciones:

$$k = \frac{\ln 2}{L_{2,(\ln v)}} \quad (1.3.11)$$

$$c = \exp \left(L_{1,(\ln v)} + \frac{0.5772}{k} \right) \quad (1.3.12)$$

donde $L_{1,(\ln v)}$ y $L_{2,(\ln v)}$ son los momentos L_1 y L_2 del logaritmo de la velocidad del viento, que se calculan como $L_1 = b_0$ y $L_2 = 2b_1 - b_0$, siendo

$$b_0 = \overline{\ln v} \quad (1.3.13)$$

$$b_1 = \sum_{j=1}^N \frac{N-j}{N(N-1)} \ln(v_j) \quad (1.3.14)$$

suponiendo que los datos de la velocidad están ordenados en orden descendente de sus logaritmos, es decir:

$$\ln v_N \leq \dots \leq \ln v_j \leq \dots \leq \ln v_1$$

F. Método de regresión lineal

Se denota por F a la función de distribución acumulada de los datos de la velocidad del viento (función de distribución empírica). Para calcularla, se ordenan los datos de menor a mayor y se expresan en un vector $v = (v_1, \dots, v_N)$ sin repetición, de modo que cada valor v_i tiene una frecuencia relativa f_i ($0 \leq f_i \leq 1$) según el número de veces que aparece. De este modo, la función de distribución empírica toma los valores $F_i = \sum_{j=1}^i f_j$, $1 \leq i \leq N$.

Haciendo dos transformaciones logarítmicas, la ecuación (1.3.2) se transforma en:

$$\ln[-\ln(1 - F(v))] = k \ln(v) - k \ln(c) \quad (1.3.15)$$

Y mediante un ajuste lineal entre las variables $\ln[-\ln(1 - F(v))]$ en el eje de ordenadas y $\ln(v)$ en el eje de abscisas se obtienen los parámetros de la distribución de Weibull.

G. Método de densidad de potencia eólica

El factor de energía (Sedghi Dehnavi *et al.*, 2015; Sathyajith, 2006) se define como el promedio entre la energía disponible en el viento y la energía disponible en la velocidad media del viento, definida mediante la siguiente ecuación

$$E_{pf} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N v_i^3}{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N v_i\right)^3} \quad (1.3.16)$$

Los parámetros de Weibull se pueden estimar con las siguientes ecuaciones (Akdağ y Dinler, 2009):

$$k = 1 + \frac{3.69}{(E_{pf})^2} \quad (1.3.17)$$

$$c = \frac{\bar{v}}{\Gamma(1 + 1/k)} \quad (1.3.18)$$

donde \bar{v} denota la velocidad media del viento y Γ es la función Gamma de Euler. Este método debe su nombre al concepto de densidad de energía eólica (WPD), que se definirá en la sección 1.5.

1.3.2. Extrapolación a la altura de la turbina

Utilizando la ley potencial (ecuación (1.1.1)), se puede estimar el valor de los parámetros de Weibull a la altura de la turbina usando las siguientes expresiones (Mahmood *et al.*, 2020; Shu *et al.*, 2015):

$$c = c_{ref} \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^n \quad (1.3.19)$$

$$k = k_{ref} \frac{1 - 0.088 \ln \left(\frac{z_{ref}}{10} \right)}{1 - 0.088 \ln \left(\frac{z}{10} \right)} = k_{ref} \frac{1}{1 - 0.088 \ln \left(\frac{z}{10} \right)} \quad (1.3.20)$$

$$n = \frac{0.37 - 0.088 \ln c_{ref}}{1 - 0.088 \ln \left(\frac{z}{10} \right)} \quad (1.3.21)$$

donde el subíndice “ref” indica los parámetros a la altura de referencia (10 m en este trabajo).

1.4. Criterios de eficiencia

Cuando se pretende evaluar la bondad del ajuste de un modelo, se utilizan los denominados **criterios de eficiencia** (Krause *et al.*, 2005), que son medidas matemáticas que caracterizan lo bien que un modelo se ajusta a los datos experimentales observados. En general, la mayoría de criterios de eficiencia contienen sumas del término de error normalizadas por alguna medida de la variabilidad en las observaciones.

En este trabajo, los criterios de eficiencia se van a usar para determinar cuál es el método de ajuste más apropiado para los datos de los que se dispone a la distribución de Weibull. En todos los criterios detallados a continuación, se denotará por O_i ($1 \leq i \leq n$) a los valores observados (en nuestro caso, las frecuencias de aparición de cada valor de la velocidad del viento), mientras que el vector P contiene los valores predichos (probabilidad de aparición de cada uno de estos valores utilizando el ajuste a la distribución de Weibull). El término \bar{O} denota el valor medio de los valores observados.

Para calcular los valores observados, basta con ordenar el vector $\mathbf{V} = [V_1, \dots, V_N]$ que contiene los valores de la velocidad y eliminar los valores repetidos, de modo que se dispone de n valores dados por un vector $\mathbf{v} = [v_1, \dots, v_n]$, tal que cada uno aparece F_i veces, con $\sum_{i=1}^n F_i = N$. Los valores observados son las frecuencias (relativas) $f_i = F_i/N$ para cada $i = 1, 2, \dots, n$.

Una vez se tiene el vector \mathbf{v} ordenado y sin valores repetidos, se considera el histograma de \mathbf{v} con intervalos de modo que los extremos de los subintervalos del histograma vienen dados por un vector \mathbf{w} con $w_1 = 0$, $w_i = (v_{i-1} + v_i)/2$ para cada $i = 2, 3, \dots, n$ y $w_{n+1} = v_n$, de modo que $v_i \in [w_i, w_{i+1}]$ para cada $i = 1, 2, \dots, n$. Considerando esta partición del intervalo $[0, v_n]$, si se construye el histograma normalizado de las velocidades asociado a esta partición (representando las frecuencias), entonces los valores observados O_i representan el área del rectángulo i -ésimo en el histograma.

Del mismo modo, el valor predicho P_i (correspondiente a la velocidad v_i) será el área comprendida bajo la función de densidad de Weibull (para cada método de ajuste) en el subintervalo $[w_i, w_{i+1}]$, que se puede calcular según la ecuación (1.4.1).

$$\begin{aligned}
P_i &= \int_{w_i}^{w_{i+1}} f(v)dv = F(w_{i+1}) - F(w_i) \\
&= \left(1 - \exp\left(-\left(\frac{w_{i+1}}{c}\right)^k\right)\right) - \left(1 - \exp\left(-\left(\frac{w_i}{c}\right)^k\right)\right) \\
&= \exp\left(-\left(\frac{w_i}{c}\right)^k\right) - \exp\left(-\left(\frac{w_{i+1}}{c}\right)^k\right)
\end{aligned} \tag{1.4.1}$$

A continuación, se presentan los criterios de eficiencia más usuales:

A. Coeficiente de determinación r^2

El coeficiente de determinación r^2 se define como el cuadrado del coeficiente de correlación de Bravais-Pearson:

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right)^2 \tag{1.4.2}$$

El valor de r^2 se encuentra entre los límites 0 y 1 y describe qué fracción de la variabilidad es explicada por el modelo. Una de las mayores desventajas en el uso del coeficiente de determinación es la no sensibilidad ante predicciones que estiman por encima (sobrestimación) o por debajo (subestimación) del valor real. Esto se debe a que sólo mide la dispersión.

Para obtener mejores resultados, es preciso utilizar la pendiente b de la estimación lineal. De este modo, se puede ponderar el coeficiente de determinación para penalizar las predicciones sistemáticamente erróneas:

$$wr^2 = \begin{cases} |b| \cdot r^2 & \text{si } |b| \leq 1 \\ |b|^{-1} \cdot r^2 & \text{si } |b| > 1 \end{cases} \tag{1.4.3}$$

B. Eficiencia de Nash-Sutcliffe E

La eficiencia E , propuesta en 1970 por Nash y Sutcliffe (Nash y Sutcliffe, 1970) se define como uno menos la suma de las diferencias cuadráticas entre los valores predichos

y los valores observados normalizada por la varianza de los valores observados. Se calcula como:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (1.4.4)$$

La eficiencia E toma valores entre 1 (ajuste perfecto) y $-\infty$. Una eficiencia negativa indica que la media de los valores observados es una mejor predicción que los valores del modelo. La desventaja principal de la eficiencia E es que al elevar las diferencias al cuadrado, sobrestima los errores de valores grandes frente a los pequeños. Además, de modo similar a r^2 , la eficiencia de Nash-Sutcliffe no es muy sensible a errores sistemáticos.

C. Índice de concordancia d

El índice de concordancia d , propuesto por Willmott en 1981 ([Willmott, 1981](#)), representa la ratio entre el error cuadrático medio y el error potencial, definido mediante la siguiente expresión:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (1.4.5)$$

La aplicación de d a modelos concretos muestra algunas de sus desventajas: (1) se pueden obtener valores relativamente altos (superiores a 0.65) incluso para ajustes pobres; y (2) d no es sensible a la sobrestimación o subestimación sistemática.

D. Formas modificadas de E y d

Los índices E y d se pueden modificar de modo que no sean tan sensibles para errores grandes y que se aumente la sensibilidad para valores pequeños. Para cada número j natural, se pueden definir:

$$E_j = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |O_i - P_i|^j}{\sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|^j} \quad (1.4.6)$$

$$d_j = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |O_i - P_i|^j}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^j} \quad (1.4.7)$$

En particular, para $j = 1$, la sobrestimación de los errores grandes se reduce significativamente, dando lugar a una mejor evaluación de la eficiencia del modelo. Además, las formas modificadas para $j = 1$ siempre producen valores menores que las formas cuadráticas. Este comportamiento se puede interpretar de dos maneras: (1) los valores más bajos aportan un margen más amplio para la calibración y optimización, pero (2) al ofrecer valores menores para la eficiencia, se puede interpretar que el modelo es peor.

E. Criterios de eficiencia relativa E_{rel} y d_{rel}

Los criterios descritos anteriormente cuantifican la diferencia entre los valores observados y predichos mediante sus valores absolutos. Como resultado, una subestimación o sobrestimación de valores grandes tiene un mayor efecto que la de valores más pequeños. Estos criterios se pueden modificar de modo que los errores se midan de forma relativa a los valores observados:

$$E_{rel} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{O_i - P_i}{O_i} \right)^2}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{O_i - \bar{O}}{\bar{O}} \right)^2} \quad (1.4.8)$$

$$d_{rel} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{O_i - P_i}{O_i} \right)^2}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|}{\bar{O}} \right)^2} \quad (1.4.9)$$

El principal problema que presentan estos criterios es que son muy sensibles a errores en los valores más pequeños.

1.5. Densidad de potencia eólica (WPD)

La **densidad de potencia eólica** se define como el flujo de energía cinética del viento por unidad de área transversal a la velocidad. Combinando la distribución de la velocidad del viento con la densidad del aire, la densidad de potencia eólica proporciona una estimación del potencial de la producción de energía eólica en dicho sitio.

Si se dispone de N observaciones de la velocidad del viento en una determinada localización, representadas por un vector $v = [v_1, \dots, v_N]$, y para cada observación v_i la densidad del aire es ρ_i , entonces la densidad de potencia eólica se calcula como sigue (Brower *et al.*, 2012):

$$WPD = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N \rho_i v_i^3 \quad (1.5.1)$$

Las unidades de la densidad de potencia eólica son $[WPD] = W \cdot m^{-2}$, si se expresa todo en unidades del Sistema Internacional, es decir, $[v] = m \cdot s^{-1}$ y $[\rho] = kg \cdot m^{-3}$.

Hay que tener en cuenta que la estimación de la densidad de potencia eólica no es exacta, puesto que ignora las variaciones en la velocidad del viento entre medidas. Realmente, la densidad de potencia eólica real es un poco mayor que la calculada con la fórmula (1.5.1).

La densidad del aire, que aparece en la ecuación (1.5.1) depende de la temperatura y la presión, y puede llegar a variar un 10-15% dependiendo de la estación del año. Si se conoce la presión, la densidad del aire (en $kg \cdot m^{-3}$) se puede calcular como

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (1.5.2)$$

donde p es la presión del sitio (en $Pa = N/m^2$), R es la constante de los gases para el aire seco $R = 287.04 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ y T es la temperatura del aire en Kelvin.

Si la presión atmosférica del sitio no se conoce, la densidad del aire se puede estimar

como una función de la presión y la temperatura

$$\rho = \left(\frac{p_0}{RT} \right) \cdot \exp \left(-\frac{gz}{RT} \right) \quad (1.5.3)$$

donde $p_0 = 101.325$ Pa es la presión atmosférica estándar al nivel del mar, T es la temperatura del aire en Kelvin, g es la constante de la gravedad terrestre ($g = 9.807 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) y z es la elevación del terreno (respecto al nivel del mar) en metros.

Sustituyendo los valores numéricos de p_0 , R y g , la ecuación (1.5.3) se convierte en:

$$\rho = \left(\frac{353.05}{T} \right) \cdot \exp \left(-0.03417 \frac{z}{T} \right) \quad (1.5.4)$$

La ecuación anterior es bastante precisa, con errores menores al 0.2% en la mayoría de los sitios, aunque el error crece con la altura ya que la presión atmosférica no sigue exactamente la ley exponencial. Por sencillez, para una primera aproximación se utilizará como valor de la densidad del aire $\rho = 1.225 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (valor a 15°C para aire seco y a nivel del mar).

La velocidad del viento se mide normalmente a 10 m de la superficie. Sin embargo, los aerogeneradores suelen tener un altura superior a 50 m ¹, así que hay que estimar cuál es la velocidad del viento a la altura de la turbina. Para ello se utilizará la ley potencial (1.1.1). Si se considera que el exponente de la ley potencial toma el valor $\alpha = 1/7$, entonces la densidad de potencia eólica se puede calcular como sigue:

$$WPD = \frac{1}{2N} \cdot 1.225 \cdot \left(\frac{z}{10} \right)^{3/7} \cdot \sum_{i=1}^N v_{ref}^3 \quad (1.5.5)$$

Si los datos son los parámetros de la distribución de Weibull, entonces la densidad de potencia eólica se puede calcular utilizando la siguiente ecuación (Wu *et al.*, 2013):

¹Según la EIA, la altura promedio de los aerogeneradores en EEUU ronda los 80 m desde 2012. Fuente: [U.S. Energy Information Administration \(EIA\)](#), 2017.

$$WPD = \frac{1}{2} \cdot \rho \int_0^{\infty} v^3 \cdot f(v) \cdot dv = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot c^3 \cdot \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right) \quad (1.5.6)$$

donde ρ es la densidad del aire y c y k los parámetros de la distribución de Weibull.

La densidad de potencia eólica se suele clasificar también en distintas clases ([Elliott et al., 1987](#)). A 10 m, los valores de la densidad de potencia eólica pertenecientes a cada clase son los que aparecen en la tabla 1.1.1. En la tabla 1.5.1 se presentan los límites de cada clase para una altura de 50 m respecto del suelo junto con el nombre (en inglés) que se asigna a cada clase en [Bandoc et al., 2018](#):

Tabla 1.5.1: Clases de densidad de potencia eólica (valores de la velocidad a 50 m).

Clase	WPD / $W \cdot m^{-2}$	Velocidad / $m \cdot s^{-1}$	Nombre
1	0 - 200	0.0 - 5.6	Poor
2	200 - 300	5.6 - 6.4	Marginal
3	300 - 400	6.4 - 7.0	Fair
4	400 - 500	7.0 - 7.5	Good
5	500 - 600	7.5 - 8.0	Excellent
6	600 - 800	8.0 - 8.8	Outstanding
7	> 800	8.8 - 11.9	Superb

Capítulo 2

Caracterización del área de estudio

La zona de estudio es el país de EEUU cuya latitud se encuentra entre $25^{\circ}4'0''$ N y $49^{\circ}24'0''$ N; y con longitudes entre $67^{\circ}3'29.88''$ W y $124^{\circ}46'0''$ W, sin incluir el estado de Alaska ni las islas de Hawaii.

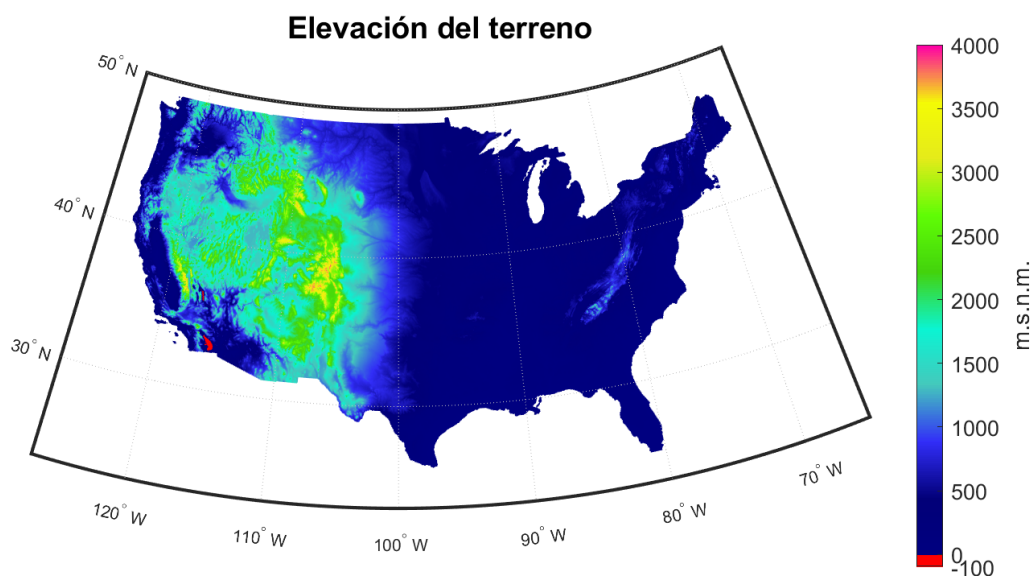


Figura 2.0.1: Elevación del terreno.

La elevación del terreno (figura 2.0.1) toma valores desde -79.00 m hasta un máximo de 3963.24 m respecto al nivel del mar. Los puntos con elevación negativa, representados con un color diferente, se encuentran principalmente localizados en el Valle de la Muerte

(California) y se corresponden con un terreno árido en el que se alcanzan las temperaturas más cálidas de todo el país.

En el anexo I se ha incluido un mapa físico de EEUU (figura A1) que incluye los principales accidentes geográficos, que será de utilidad para analizar adecuadamente los resultados que se obtienen en este trabajo.

2.1. Obtención de datos

La base de datos que se ha utilizado en este trabajo se llama “GRIDMET” y se encuentra alojada en la web <http://www.climatologylab.org/gridmet.html> (Abatzoglou, 2013). Esta base de datos ofrece datos diarios de distintas variables meteorológicas desde 1979 y hasta la actualidad. En este trabajo se ha escogido trabajar con un período de 40 años, comprendidos entre 1979 y 2018, pues los datos del año en curso y el anterior son provisionales y están sujetos a revisión.

La base de datos “GRIDMET” obtiene sus datos, a su vez, de 4 bases de datos distintas con estaciones meteorológicas que cubren gran parte del territorio estadounidense: “RAWS”¹, “AgriMet”², “AgWeatherNet”³ y “USHCN-2”⁴. GRIDMET se encarga de interpolar los datos que obtiene de las distintas estaciones meteorológicas y presentarlos en una red de $585 \times 1386 = 810810$ puntos, con una resolución de $(1/24)^\circ \times (1/24)^\circ = 0.0417^\circ \times 0.0417^\circ$ (aproximadamente $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$).

La variable principal que se va a estudiar en este trabajo es la velocidad del viento, que tiene el nombre “vs” en la base de datos. Otras variables que se utilizarán en este trabajo son las temperaturas máxima (“tmmx”) y mínima (“tmmm”), la precipitación acumulada (“pr”) y la dirección del viento (“th”). Estas cuatro variables se usarán únicamente para elaborar los climogramas en este capítulo.

¹<http://www.raws.dri.edu/>

²<https://www.usbr.gov/pn/agrimet/>

³<http://weather.wsu.edu/?p=93050>

⁴<https://www.ncdc.noaa.gov/ushcn/data-access>

2.2. Caracterización climatológica

La primera clasificación cuantitativa de los climas mundiales se debe al científico alemán Wladimir Köppen en 1900. Gracias a sus estudios en fisiología vegetal, Köppen se dio cuenta de que las plantas son indicadores del clima. De acuerdo con esta observación, clasificó los climas en 5 grupos principales: zona ecuatorial (A), zona árida (B), zona de temperaturas cálidas (C), zona nevosa (D) y zona polar (E). La segunda letra en la clasificación de Köppen depende de las precipitaciones (por ejemplo, “Df” indica un clima nevoso y completamente húmedo), e incluye una tercera letra que tiene en cuenta la temperatura del aire (por ejemplo, “Dfc” indica un clima nevoso, completamente húmedo y con veranos cálidos). De este modo, la clasificación de Köppen se basa en la asignación de tres letras a cada localización en función del tipo de vegetación existente (5 posibilidades), las precipitaciones y la temperatura del aire. Combinando las distintas posibilidades aparecen 34 tipos de clima, de los cuales tres no son posibles (Csd, Cwd y Cfd) dado que en ellos hay varios parámetros que son incompatibles.

Estados Unidos es la cuarta nación más grande del mundo. Debido a su gran tamaño y a la variedad geográfica, presenta muchos tipos de clima distintos, cuyos nombres aparecen en la tabla 2.2.1. En [Kottek *et al.*, 2006](#) se pueden encontrar los criterios completos de la clasificación de Köppen y un mapa con la distribución de los climas sobre la superficie terrestre, teniendo en cuenta los datos climatológicos relativos a la segunda mitad del siglo XX.

En la mitad este del país aparecen climas que abarcan desde el continental húmedo en el norte hasta el subtropical húmedo en el sur. El clima en las Grandes Llanuras (al oeste del meridiano -100°) es semiárido, y la mayoría de las montañas del oeste presentan un clima alpino. El clima es árido en el desierto de “Black Rock”, mediterráneo en la costa de California y oceánico en la costa de Oregón y Washington.

Tabla 2.2.1: Tipos de clima que aparecen en Estados Unidos según la clasificación de Köppen. Tabla extraída de Aparicio-Ruiz *et al.*, 2018.

Clase climática	Nombre del clima	Clase climática	Nombre del clima
Af	Tropical húmedo	Cwa	Subtropical con invierno seco
Am	Tropical monzónico	Cwb	Templado de montaña con invierno seco
Aw	Tropical de sabana	Dfa	Continental templado sin estación seca
Bwh	Árido cálido	Dfb	Hemiboreal sin estación seca
BSh	Semiárido cálido	Dfc	Subpolar sin estación seca
BWk	Árido frío	Dwa	Continental templado con invierno seco
BSk	Semiárido frío	Dwb	Hemiboreal con invierno seco
Csa	Mediterráneo típico	Dwc	Subpolar con invierno seco
Csb	Mediterráneo oceánico	Dsa	Continental mediterráneo
Cfa	Subtropical húmedo	Dsb	Hemiboreal mediterráneo
Cfb	Oceánico templado	Dsc	Subpolar con verano seco
Cfc	Subpolar oceánico	ET	Clima de tundra

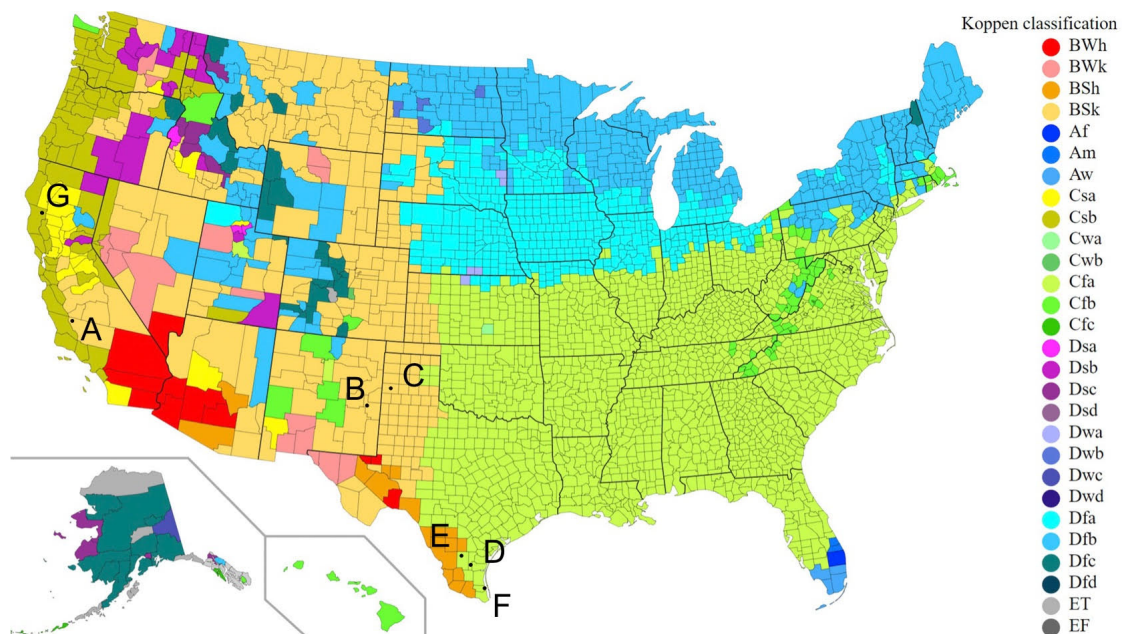


Figura 2.2.1: Regiones climáticas de Estados Unidos según la clasificación de Köppen. Figura extraída de Aparicio-Ruiz *et al.*, 2018. Se ha modificado el mapa original para incluir los puntos de muestreo de la sección 2.3.

2.3. Localizaciones para el muestreo

2.3.1. Elección de los puntos del muestreo

Debido a la gran extensión del país, se ha optado por realizar un muestreo de puntos con características y localizaciones diferenciadas. Para ello, primero se han clasificado los datos del viento en cada punto del estudio mediante las clases de la tabla 1.1.1. En esta clasificación se han considerado todos los datos correspondientes a cada punto y se ha calculado la frecuencia relativa de cada clase (en %). En la clase 7 se han incluido todas las velocidades mayores o iguales que $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ para que la suma de las frecuencias sea el 100 % en cada punto. Para cada clase de viento se ha representado un mapa con la frecuencia de dicha clase en cada punto. Estos mapas se muestran en la figura 2.3.1.

En la figura 2.3.1 se observa que el viento de clase 1 es predominante en prácticamente la totalidad del país, con frecuencias que superan el 60 % en la mayor parte del territorio, y entre el 90 % y el 100 % en bastantes puntos. Las clases 2-6 presentan todas frecuencias muy bajas, con valores máximos en torno al 10 % en la mayoría de los puntos. Por último, el viento de clase 7 presenta frecuencias algo más altas que las clases 2-6 en algunos puntos, que se encuentran en las Montañas Rocosas, los Montes Apalaches, los Grandes Lagos y en las costas este y oeste del país.

Como se observa en estos resultados, la presencia de formaciones montañosas (Montañas Rocosas, Montes Apalaches, Grandes Lagos) hace que la velocidad del viento sea mayor. Esto se debe a la incidencia desigual de los rayos solares en las laderas de las montañas y en los valles, lo que genera una diferencia de presión en el aire y hace que el viento sople desde los valles hasta las partes más altas de la montaña durante el día y desde los picos más altos hasta los valles por la noche. También se observa que las zonas costeras (tanto la costa este como la costa oeste) presentan vientos más fuertes. Esto se debe a la aparición de brisas de mar, cuando la temperatura de la superficie del mar es inferior a la temperatura de la superficie de la tierra y brisas de tierra cuando se da la situación contraria.

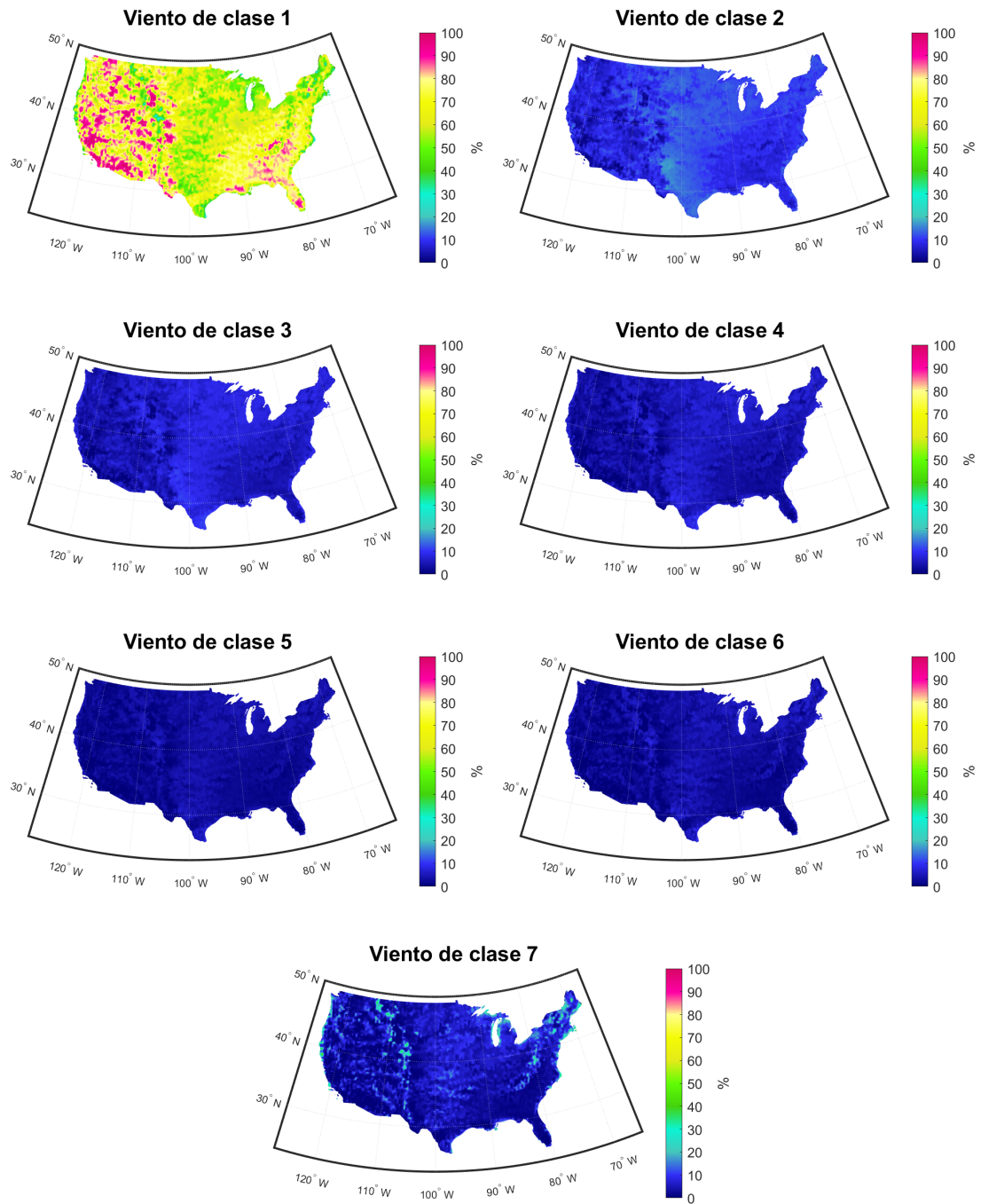


Figura 2.3.1: Distribución de velocidades del viento.

Teniendo en cuenta los resultados del análisis anterior, se ha elaborado un mapa donde se representa la clase de viento predominante en cada punto del estudio (figura 2.3.2). El objetivo es determinar el punto más representativo de cada clase.

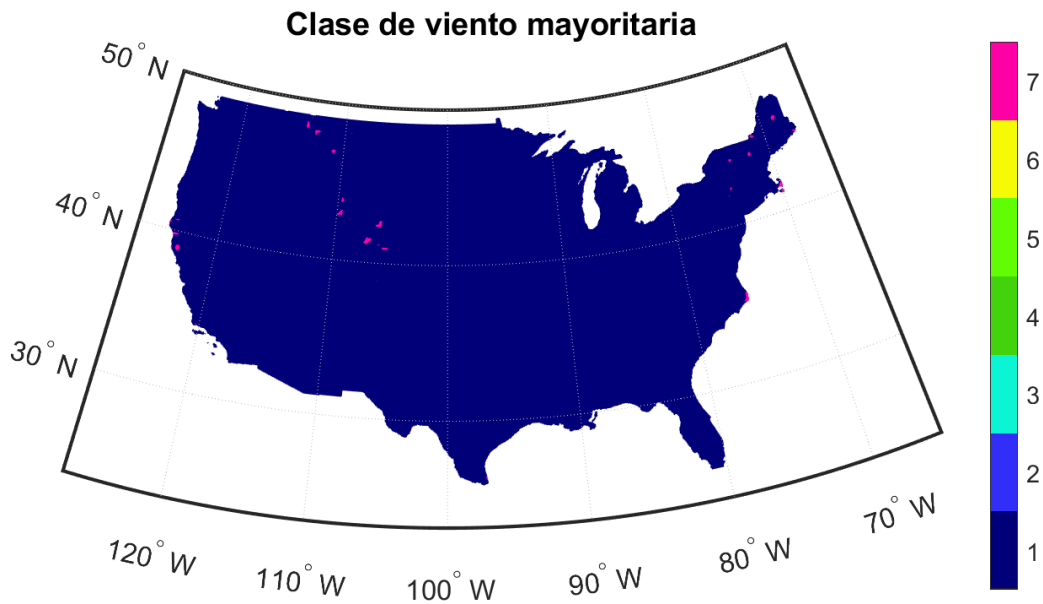


Figura 2.3.2: Clase mayoritaria de viento.

En la figura 2.3.2 se observa que en cada punto la clase predominante es o bien la clase 1, o bien la clase 7. En total, la clase 1 es mayoritaria en 482900 puntos (el 99.80 % de la superficie), mientras que la clase 7 es mayoritaria en 979 puntos (el 0.20 % restante de la superficie). El resto de las clases no predominan en ningún punto del país.

Para elegir un punto representativo de cada clase, se selecciona el punto en el que la frecuencia de dicha clase es la mayor en todo el país, utilizando los resultados de la distribución de velocidades del viento (figura 2.3.1). La frecuencia de cada clase en cada punto elegido se presenta en la tabla 2.3.1. La localización de los puntos del muestreo y sus características aparecen en la tabla 2.3.2. Además, en la figura 2.2.1 se han representado los puntos del muestreo en el mapa de climas de Köppen.

Tabla 2.3.1: Frecuencia relativa (en %) de cada clase de viento en cada punto de los elegidos para el muestreo.

Punto	f_1	f_2	f_3	f_4	f_5	f_6	f_7
A	99.38	0.45	0.10	0.03	0.03	0.00	0.00
B	52.59	18.02	10.75	7.52	3.77	3.49	3.85
C	48.93	16.52	12.23	8.32	4.74	4.42	4.85
D	38.27	14.45	11.35	11.38	7.32	8.19	9.05
E	33.05	14.05	11.51	11.10	8.25	9.77	12.23
F	22.47	9.71	8.84	9.62	7.40	10.84	31.11
G	27.06	6.22	4.70	4.74	3.59	5.57	48.11

Tabla 2.3.2: Características de los puntos elegidos para el muestreo.

Clase	Punto	Latitud / °N	Longitud / °W	Elevación / m.s.n.m	Localización
1	A	35.82	120.18	599.48	Acebedo, California
2	B	34.07	103.85	1354.84	Elida, Nuevo México
3	C	34.57	102.77	1255.16	Friona, Texas
4	D	27.03	98.06	29.17	Encino, Texas
5	E	26.94	97.93	11.03	Armstrong, Texas
6	F	26.36	97.18	0.07	Arroyo City, Texas
7	G	39.07	123.18	380.97	El Roble, California

2.3.2. Caracterización de los puntos del muestreo

Para cada punto del muestreo se ha elaborado un climograma y una rosa de los vientos con los datos pertenecientes al período 1979-2018. En el caso de los climogramas, se han calculado promedios mensuales de la temperatura máxima y mínima registradas diariamente y de la precipitación acumulada mensual. En las rosas de los vientos se resumen los datos pertenecientes a todo el período de estudio. En ellas, el viento se ha clasificado según su procedencia, distinguiendo 16 posibles direcciones; y según su intensidad, siguiendo las clases de la tabla 1.1.1, donde la clase 7 se ha sustituido por $v \geq 7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

El punto A está situado en el estado de California. Presenta temperaturas máximas cálidas durante todo el año y mínimas suaves que, en promedio, no alcanzan valores negativos. La mayoría de precipitaciones ocurren durante las estaciones más frías, con

escasas precipitaciones en verano. En general, presenta un clima seco. Estas características se corresponden con un clima semiárido frío (BSk), que coincide con los valores de la figura 2.2.1. El viento es casi en su totalidad de componente norte y oeste, es decir, se dirige a lo largo de Central Valley, de norte a sur.

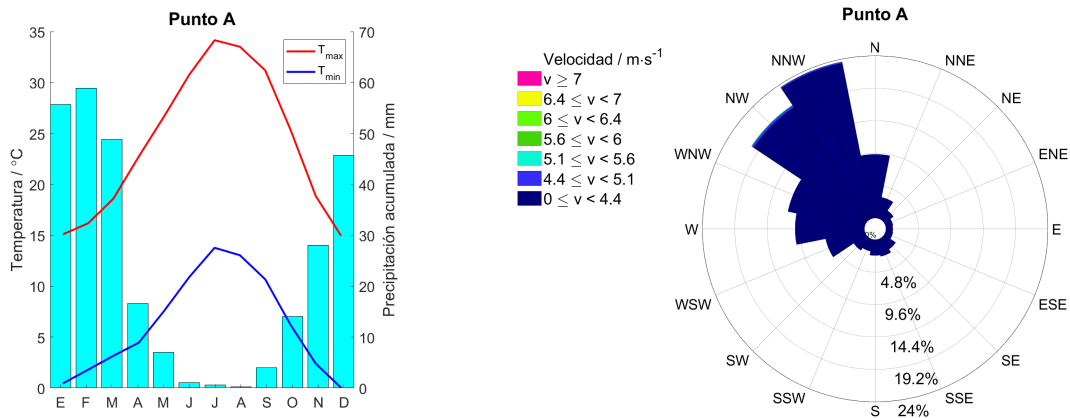


Figura 2.3.3: Caracterización climatológica del punto A.

El punto B se encuentra localizado en el estado de Nuevo México. En el climograma de la figura 2.3.4 se observa que la mayor parte de la precipitación anual se concentra en el período estival. Las temperaturas máximas son suaves en invierno y cálidas en verano, y las mínimas son frías en invierno y moderadas en verano. Estos parámetros se corresponden también con un clima semiárido frío (BSk), que coincide con los datos de la figura 2.2.1. En la rosa de los vientos se puede observar que la dirección del viento se concentra entre el sur y el oeste. Se aprecia la influencia de las Montañas Rocosas y el Altiplano Mexicano, pues el punto B se encuentra situado en la Meseta del Colorado, al noreste de esta formación montañosa.

El punto C está en el estado de Texas. Aunque se encuentra en un estado distinto al punto B, su cercanía hace que el clima sea el mismo, presentando ambas localizaciones climogramas y rosas de los vientos prácticamente idénticos (figuras 2.3.4 y 2.3.5).

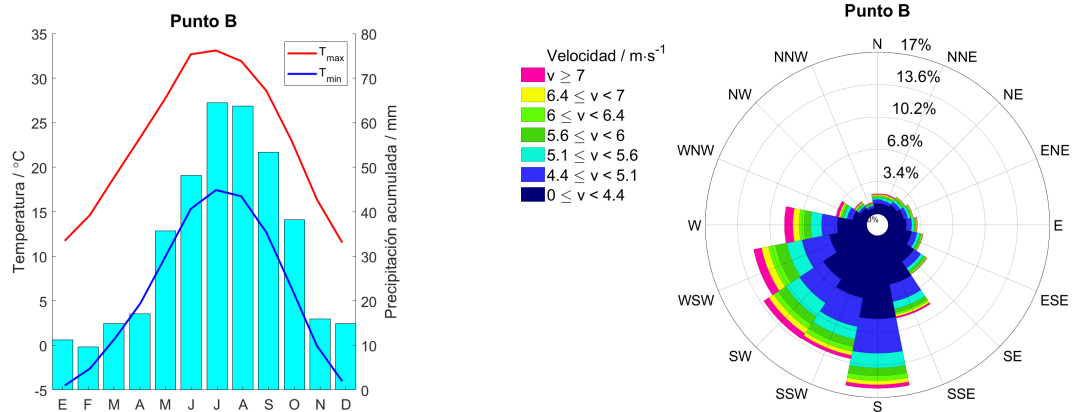


Figura 2.3.4: Caracterización climatológica del punto B.

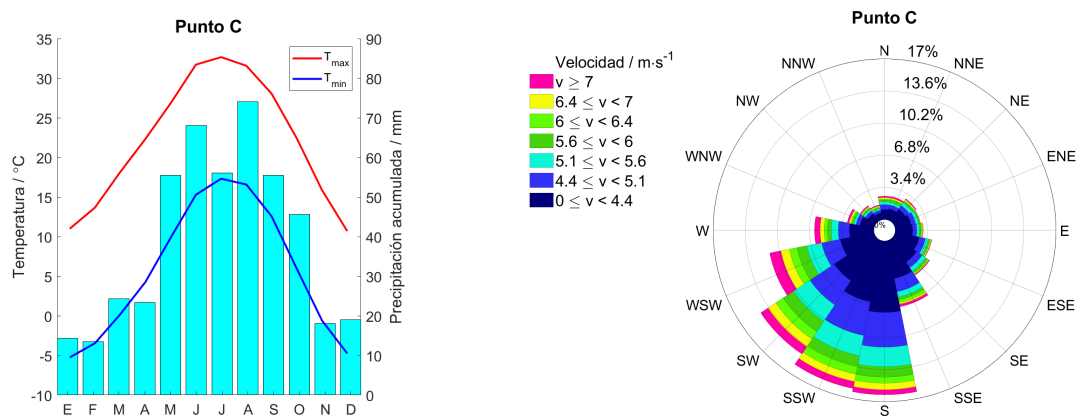


Figura 2.3.5: Caracterización climatológica del punto C.

Las características climatológicas de los puntos D, E y F son muy similares, como se puede observar en las figuras 2.3.6, 2.3.7 y 2.3.8. Estas tres localizaciones presentan precipitaciones abundantes durante todo el año, con sus máximos en torno a los meses de verano. Las temperaturas mínimas son suaves en invierno y cálidas en verano, mientras que las máximas son cálidas durante todo el año, llegando a alcanzar los 40 °C durante los meses de verano. Estas características se corresponden con un clima subtropical húmedo (Cfa). Las direcciones predominantes del viento abarcan entre ESE y SSE, indicando un flujo de aire desde la costa hacia el interior, pues estos puntos se encuentran localizados en la parte oeste del Golfo de México.

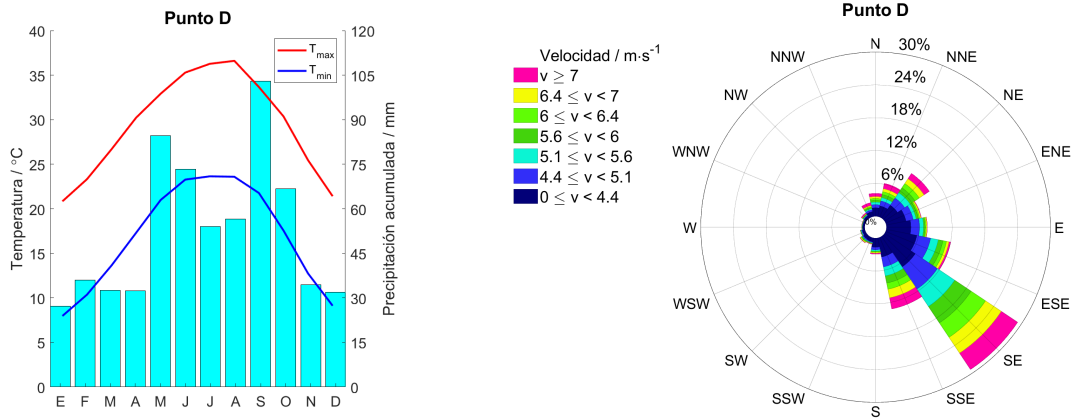


Figura 2.3.6: Caracterización climatológica del punto D.

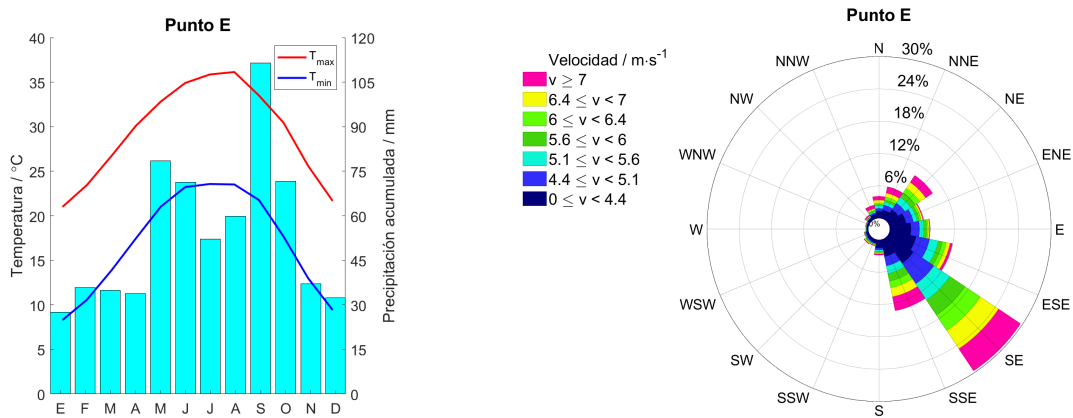


Figura 2.3.7: Caracterización climatológica del punto E.

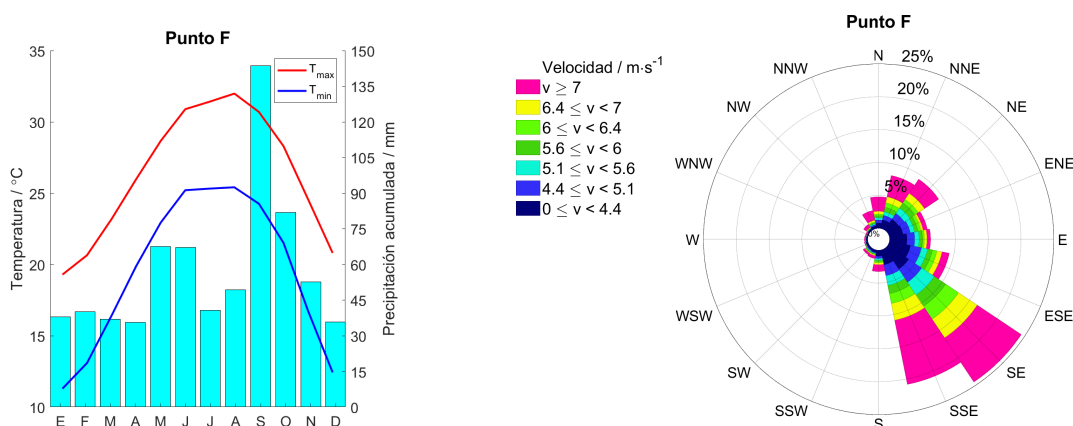


Figura 2.3.8: Caracterización climatológica del punto F.

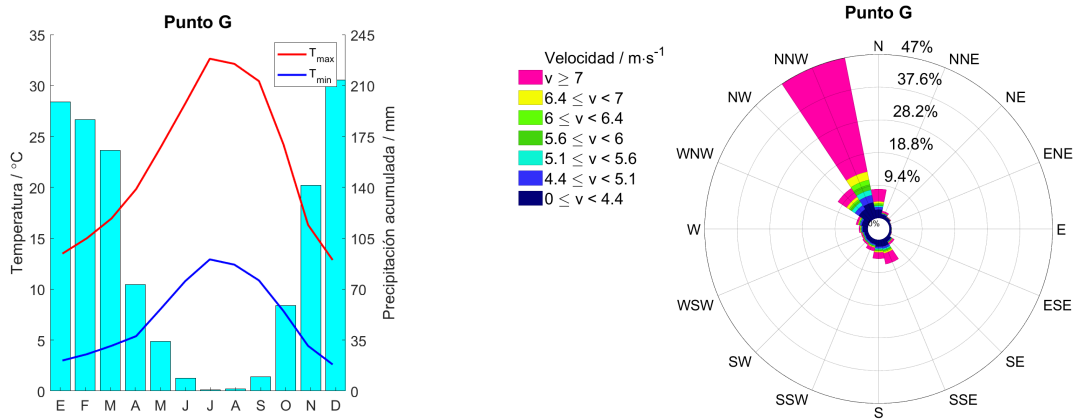


Figura 2.3.9: Caracterización climatológica del punto G.

Por último, el punto G se encuentra en el estado de California, al igual que el punto A, y esta es la razón por la que presentan características similares. El climograma de la figura 2.3.9 indica que las precipitaciones se concentran en los meses de invierno, y son muy abundantes, con escasas precipitaciones en verano. Los inviernos son suaves y los veranos son cálidos y secos. Esto se corresponde con un clima mediterráneo oceánico (Csb). En cuanto a la dirección del viento, procede mayoritariamente del NNW, es decir, va desde la costa hacia el interior.

Capítulo 3

Resultados del análisis estadístico

Para resumir las características de la variable velocidad del viento se ha realizado un análisis estadístico espacial, calculando los indicadores introducidos en la sección 1.2, y un análisis de la evolución temporal de la mediana. Estos análisis se han realizado considerando todos los datos del estudio, que comprende los años 1979 – 2018.

Para cada indicador estadístico se ha realizado un análisis global, teniendo en cuenta todos los datos del estudio y un análisis mensual, separando los datos de los 40 años por meses y calculando para cada mes el valor del correspondiente indicador. Los resultados de este análisis estadístico se presentan en 8 figuras distintas, una para cada indicador estadístico, y en cada figura se incluyen 13 mapas: un mapa correspondiente a cada mes (en total 12) y otro mapa correspondiente al análisis global.

3.1. Análisis estadístico espacial

3.1.1. Medidas de localización

La media global (figura 3.1.1(m)) presenta valores máximos entre $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Estos máximos se obtienen en algunos puntos de las Montañas Rocosas y en puntos de las costas este y oeste. Valores un poco menores, en torno a $5 - 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ se obtienen en los Montes Apalaches, en los Grandes Lagos y en las Montañas Rocosas, además de

en el centro del país, en algunos puntos de las Grandes Llanuras. La velocidad media predominante está entre $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, que aparece en la mayor parte del país. Por último, se obtienen velocidades medias menores a $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en puntos en las mesetas de Columbia y Colorado.

En el análisis por meses (3.1.1(a)-3.1.1(l)) se observa que los meses de invierno (3.1.1(l), 3.1.1(a) y 3.1.1(b)) son los que están asociados con las velocidades medias más altas, con máximos que alcanzan los $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en puntos de las Montañas Rocosas. Por el contrario, el verano (3.1.1(f)-3.1.1(h)) es la estación en la que la velocidad del viento es menor, con valores para la media inferiores a $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ prácticamente en todo el país. En primavera (3.1.1(c)-3.1.1(e)), la velocidad media presenta valores medios-altos, en torno a $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en casi todo el país, mientras que en otoño (3.1.1(i)-3.1.1(k)) la distribución de medias es más parecida a la del invierno, aunque con velocidades menores.

La distribución de la media global se asemeja bastante a la de los meses de invierno y otoño, pues son los que presentan medias más altas y en estos meses la distribución es bastante parecida. Los meses de primavera y verano no modifican sustancialmente esta distribución, ya que en ellos la velocidad media del viento se distribuye de forma homogénea, sin presentar grandes variaciones de unas zonas a otras del país.

El análisis de la mediana ofrece resultados muy semejantes a los de la media. La mediana global (figura 3.1.2(m)) presenta valores máximos cercanos a $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, que se alcanzan en algunos puntos de las Montañas Rocosas y en las costas este y oeste del país. Valores un poco menores, en torno a $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, aparecen en puntos del centro del país y cerca de los puntos donde la mediana es máxima. Velocidades medianas de $3 - 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ son las que aparecen en la mayor parte del país, mientras que valores inferiores a $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ aparecen en los valles cercanos a las Montañas Rocosas y puntos cercanos al Valle de la Muerte.

Respecto al análisis por meses (3.1.2(a)-3.1.2(l)), los comentarios son completamente análogos a los que se han hecho para la media. En conclusión, no se observan grandes

diferencias entre la media y la mediana.

3.1.2. Medidas de dispersión

La desviación estándar global (figura 3.1.3(m)) presenta valores máximos de $3.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Estos valores se pueden encontrar en puntos de la costa oeste, en las Montañas Rocosas, en el norte de la costa este y en los Grandes Lagos. Valores un poco inferiores (entre $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) aparecen en puntos de la costa oeste y de las Montañas Rocosas, así como en los Montes Apalaches. En la mayor parte del país, la desviación estándar ronda los $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Este valor predomina en prácticamente toda la mitad este del país (Grandes Llanuras) y en gran parte de la mitad oeste. Finalmente, se observan valores inferiores a $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en puntos próximos a las Montañas Rocosas y en la zona interior del estado de California.

Analizando los datos pertenecientes a cada mes independientemente, se observa que la desviación estándar máxima aparece en algunos puntos de la costa oeste y en el norte de las Montañas Rocosas durante los meses de invierno (3.1.3(l), 3.1.3(a) y 3.1.3(b)), alcanzando valores cercanos a $4.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. En el resto del país, la desviación estándar durante el invierno presenta valores similares a los de la desviación estándar global. En los meses de verano (3.1.3(f)-3.1.3(h)), la desviación estándar es bastante pequeña, con valores entre $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ prácticamente en todo el país. En primavera (3.1.3(c)-3.1.3(e)) y otoño (3.1.3(i)-3.1.3(k)), la desviación estándar presenta valores intermedios entre los mínimos de verano y los máximos de invierno, con valores entre $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en la mayoría de localizaciones.

El rango intercuartílico se ha representado en la figura 3.1.4. En general, presenta valores mayores que los de la desviación estándar, aunque siguen patrones bastante similares. En el análisis global (figura 3.1.4(m)) se han obtenido valores máximos cercanos a $5.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en la costa oeste (California) y en los puntos más elevados de las Montañas Rocosas. En la mitad norte de la costa este y en los Grandes Lagos aparecen valores entre

$3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, mientras que en el resto del país, el rango intercuartílico presenta valores menores que $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Valores inferiores a $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ aparecen en puntos próximos a las Montañas Rocosas y también en la parte sur de la costa de California.

En cuanto al análisis por meses (figuras 3.1.4(a)-3.1.4(l)), se observa que los valores del rango intercuartílico son un poco mayores que la desviación estándar, pero presentan el mismo comportamiento estacional.

3.1.3. Simetría

El estudio del sesgo (figura 3.1.5) muestra valores en su mayoría positivos. Esto indica que la media es mayor que la mediana aunque, como se ha comentado anteriormente, estas diferencias no son muy grandes. El análisis del sesgo global (3.1.5(m)) muestra valores máximos para el sesgo cercanos a 3, en puntos de Sierra Nevada (California). En puntos de la costa oeste, aparecen valores entre 1.5 y 2.5, mientras que en la mayor parte del territorio el valor del sesgo es cercano a 1. Ningún punto presenta sesgo negativo.

Analizando los resultados mes a mes (3.1.5(a)-3.1.5(l)) se obtienen valores del sesgo positivos en la mayor parte del país, excepto en la zona de la Meseta de Edwards (zona oeste del Golfo de México), donde el sesgo es negativo prácticamente todos los meses, con valores comprendidos entre -0.5 y 0 . En la mayor parte del país, el sesgo presenta valores mensuales entre 0.5 y 1.5 . Lo más interesante en este caso es analizar los valores anómalos que aparecen al este del Golfo de México en los meses de agosto (3.1.5(h)), septiembre (3.1.5(i)) y, en menor medida, en julio (3.1.5(g)). Estos valores se pueden deber a que el mes de agosto se encuentra en la temporada de huracanes. Las fuertes rachas de viento, que tienen velocidades muy superiores a la media, hacen que aumente considerablemente el sesgo, pues estas diferencias aparecen elevadas al cubo en la definición del sesgo (1.2.6). Además, cuando los huracanes tocan tierra, su categoría disminuye, hecho que explica que según se aleja la vista de la costa, el sesgo disminuye. Esto sucede en los tres meses citados anteriormente, lo que corrobora la hipótesis establecida.

La asimetría robusta (coeficiente de Yule-Kendall) presenta una distribución más homogénea en todo el territorio de EEUU. En la figura 3.1.6(m) se puede observar que la asimetría robusta global presenta valores entre -0.1 y 0.5 . Los valores negativos aparecen en puntos muy localizados del estado de California, próximos a Sierra Nevada, mientras que en el resto del país, el valor de la asimetría robusta está comprendido entre 0.1 y 0.3 . El valor máximo aparece en puntos del norte de la costa oeste, en el estado de Washington, con valores entre 0.4 y 0.6 .

3.1.4. Curtosis

La curtosis global 3.1.7(m) presenta valores entre 0 y 15 . El valor máximo aparece en Sierra Nevada, indicando una distribución relativamente apuntada y con colas relativamente largas. En el resto del país, la curtosis está entre 0 y 5 . Aparecen distribuciones tanto leptocúrticas como mesocúrticas cuyo exceso de curtosis es pequeño (inferior a 2 en la mayoría de los puntos).

El análisis por meses (figuras 3.1.7(a)-3.1.7(l)) no presenta resultados muy distintos al análisis global. Quizá lo más importante es comentar la anomalía que aparece en el Golfo de México en los meses de julio, agosto y septiembre (figuras 3.1.7(g)-3.1.7(i)). Esta anomalía comienza en julio en la costa de Florida y se desplaza hacia el oeste durante los meses de agosto y septiembre, coincidiendo con la temporada de huracanes. Un valor de curtosis alto indica que las colas de la distribución son largas. En particular, esto indica la aparición de vientos muy intensos. Además, en estos puntos el sesgo es muy alto, lo que indica que la cola derecha de la distribución es bastante significativa.

La curtosis robusta global (figura 3.1.8(m)) presenta valores máximos cercanos a 0.34 , que aparecen en algunos puntos de la costa oeste y en la Meseta del Colorado. En la mayor parte del país, la curtosis robusta se encuentra entre 0.24 y 0.28 , con valores próximos a la distribución normal estándar (0.263). El valor mínimo aparece en algunos puntos del

noroeste, con valores cercanos a 0.16.

Aunque el valor de la curtosis robusta por meses (figuras 3.1.8(a)-3.1.8(l)) es bastante homogéneo en la mayoría del país, se puede apreciar una disminución de la curtosis robusta en las Montañas Rocosas y en la costa oeste durante los meses de invierno (respecto a los valores que aparecen en verano).

Como se puede observar en los resultados, ni la asimetría robusta ni la curtosis robusta presentan valores anómalos en los meses de julio, agosto y septiembre en el Golfo de México, pues estas anomalías aparecen debido a rachas muy fuertes de viento en días concretos. Las medidas robustas ignoran los valores observados extremos y, por lo tanto, no se ven afectadas por estos valores.

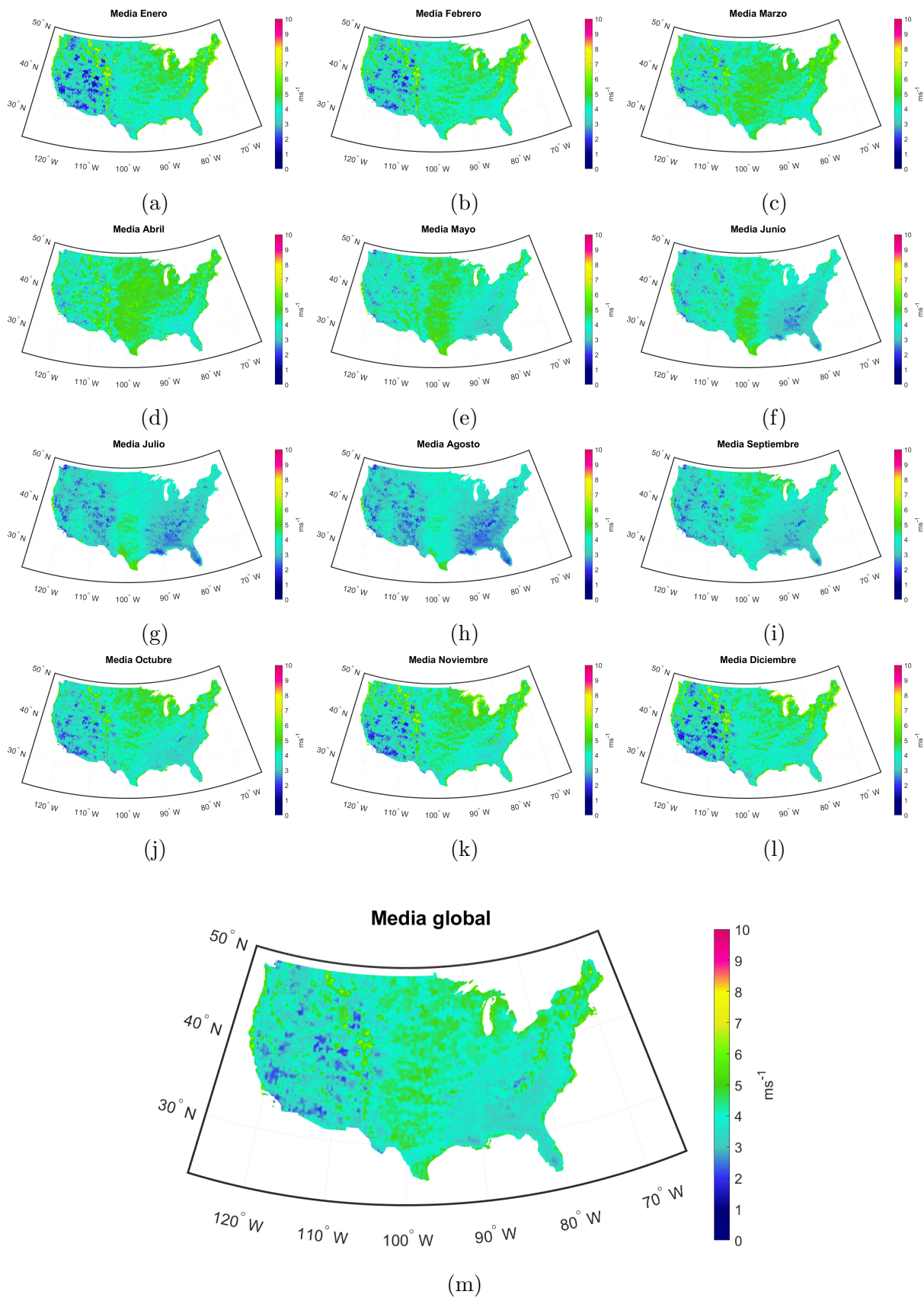


Figura 3.1.1: Media por meses.

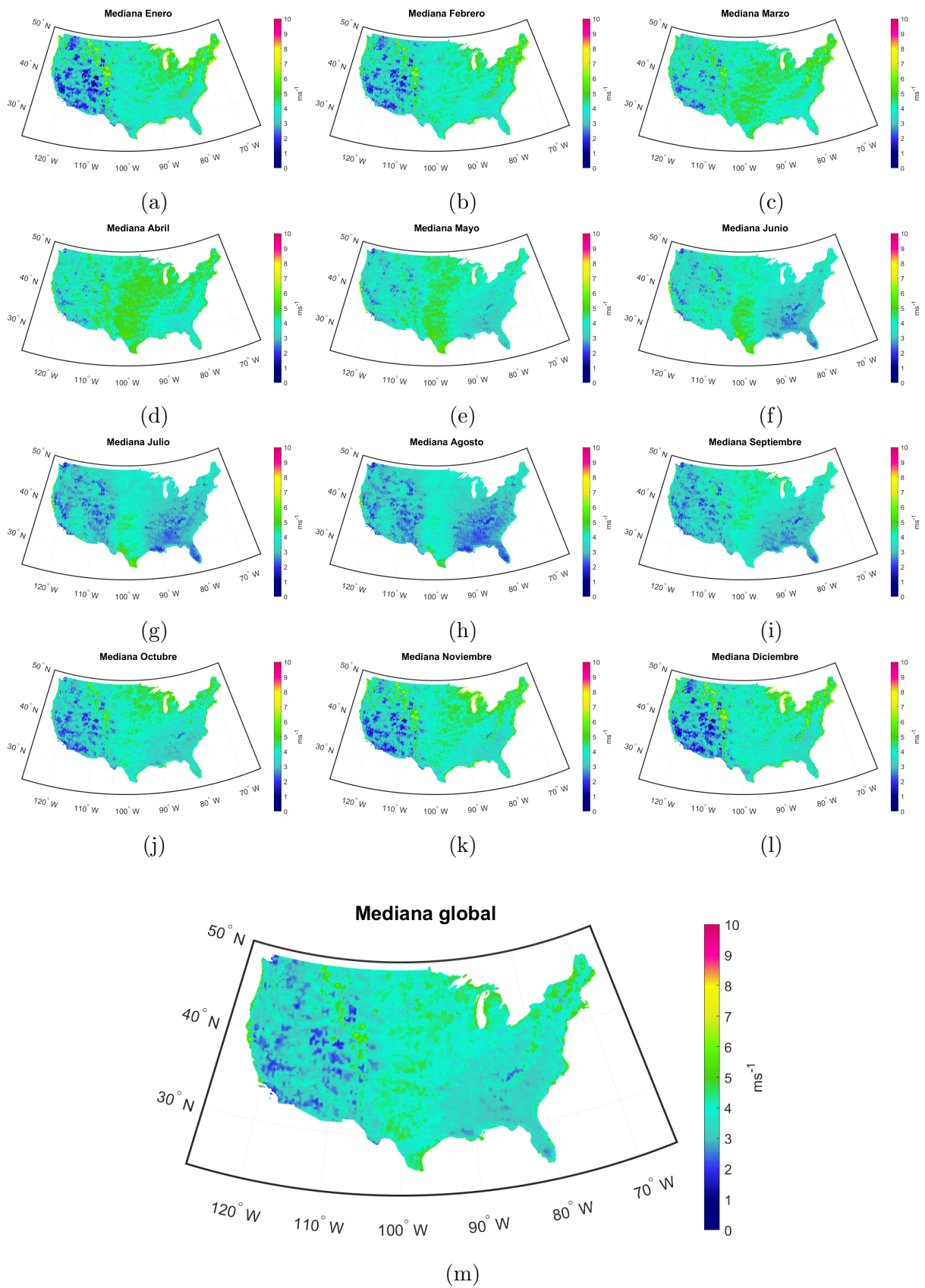


Figura 3.1.2: Mediana por meses.

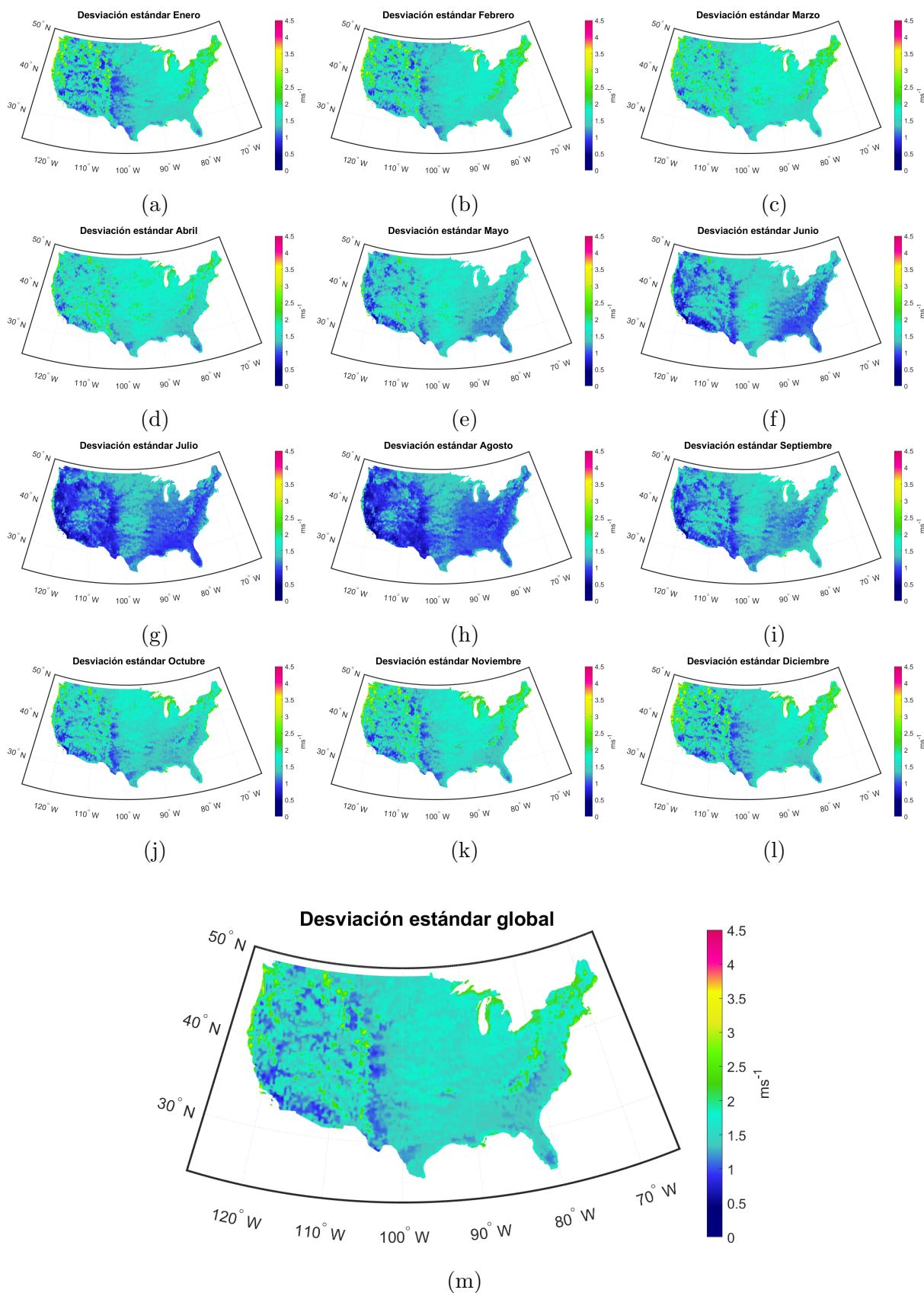


Figura 3.1.3: Desviación estándar por meses.

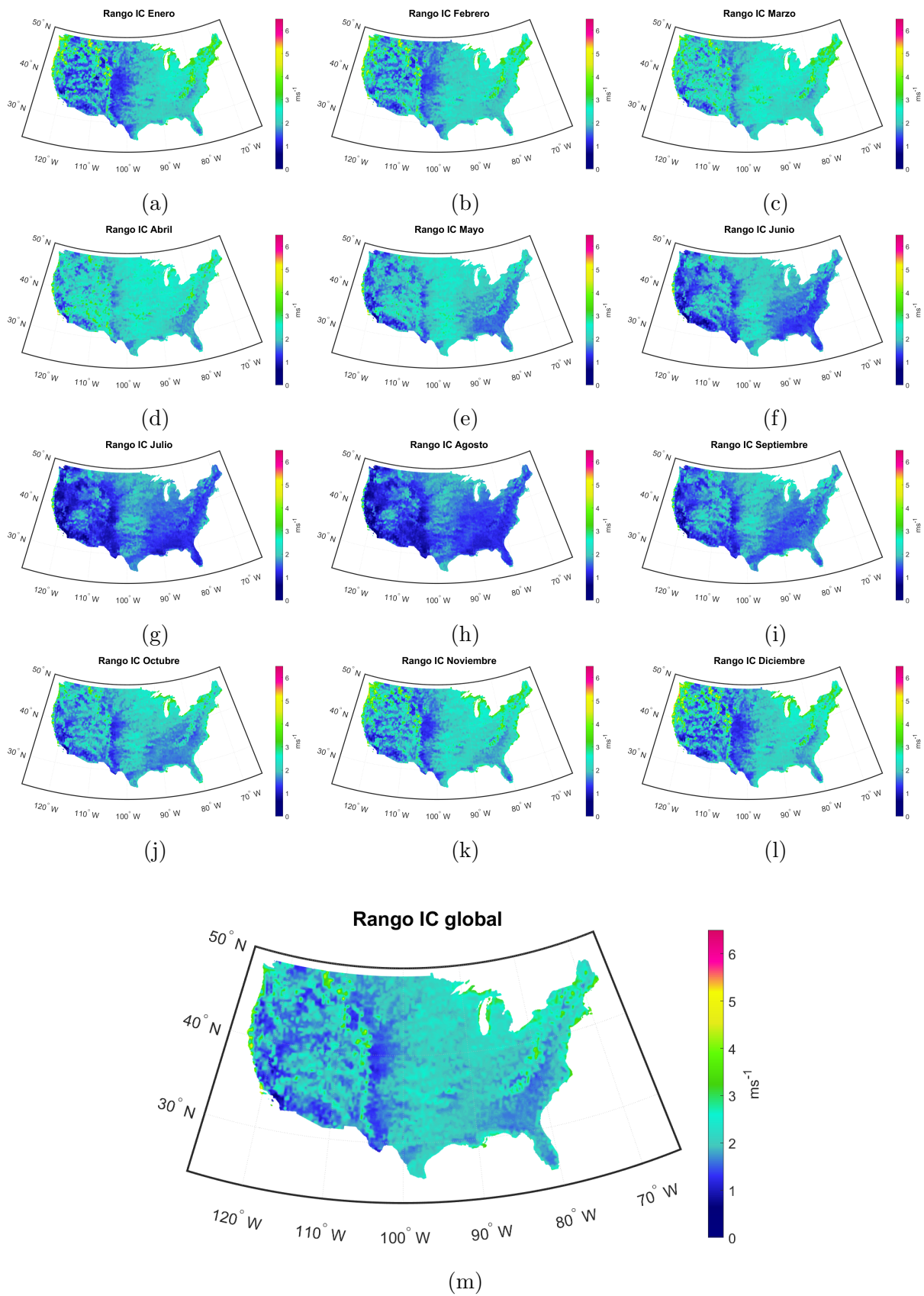


Figura 3.1.4: Rango intercuartílico por meses.

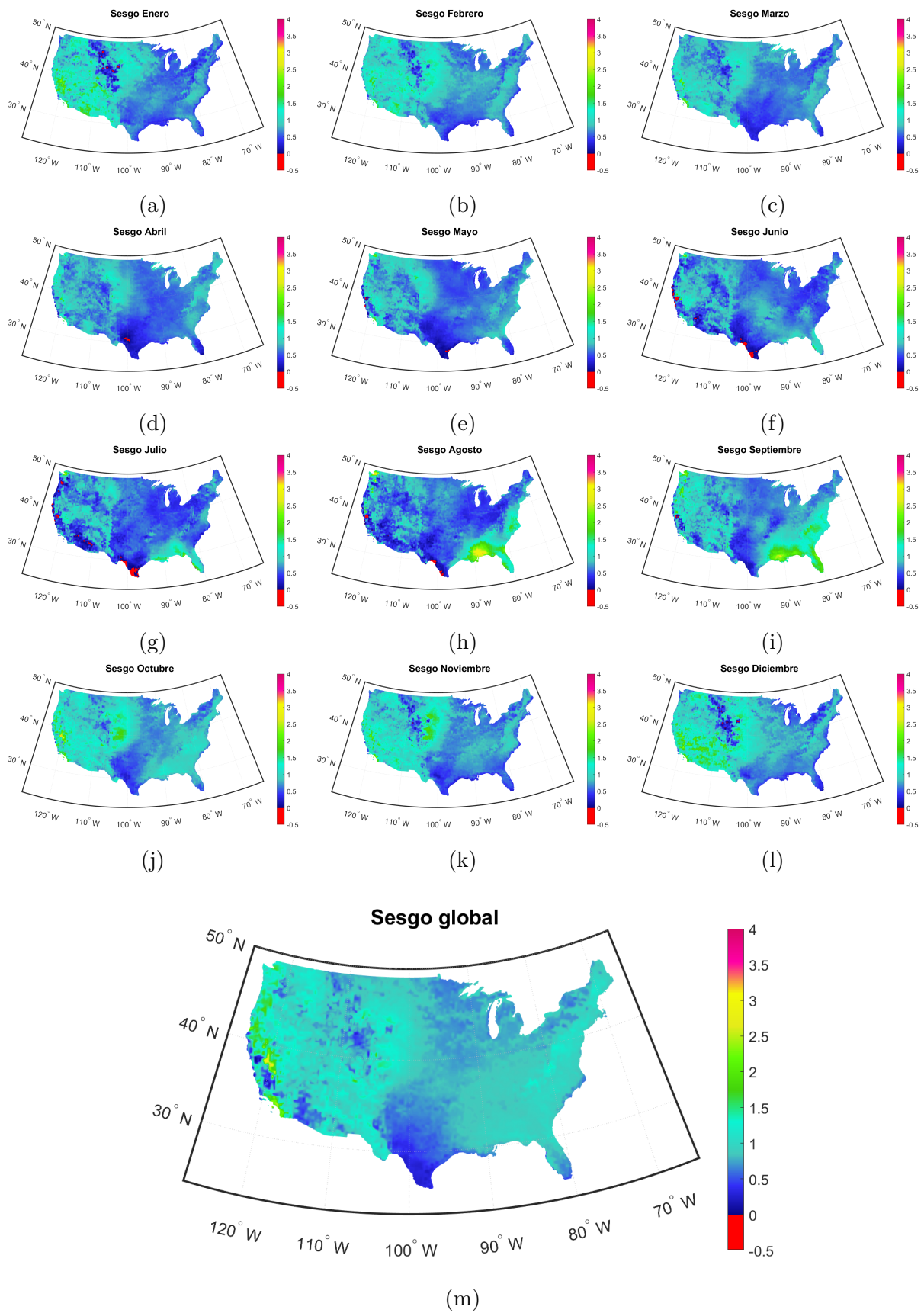


Figura 3.1.5: Sesgo por meses.

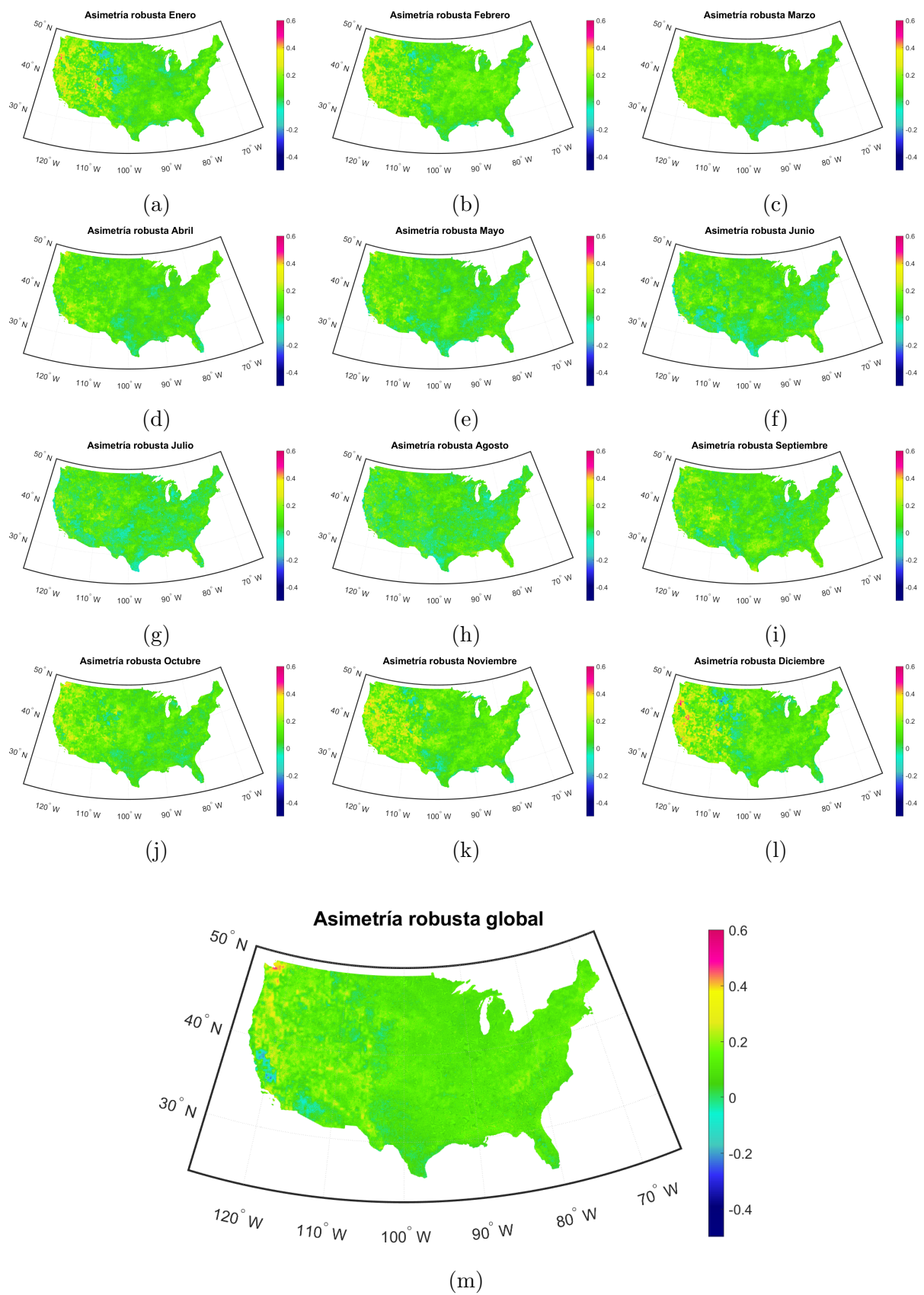


Figura 3.1.6: Coeficiente de asimetría robusta por meses.

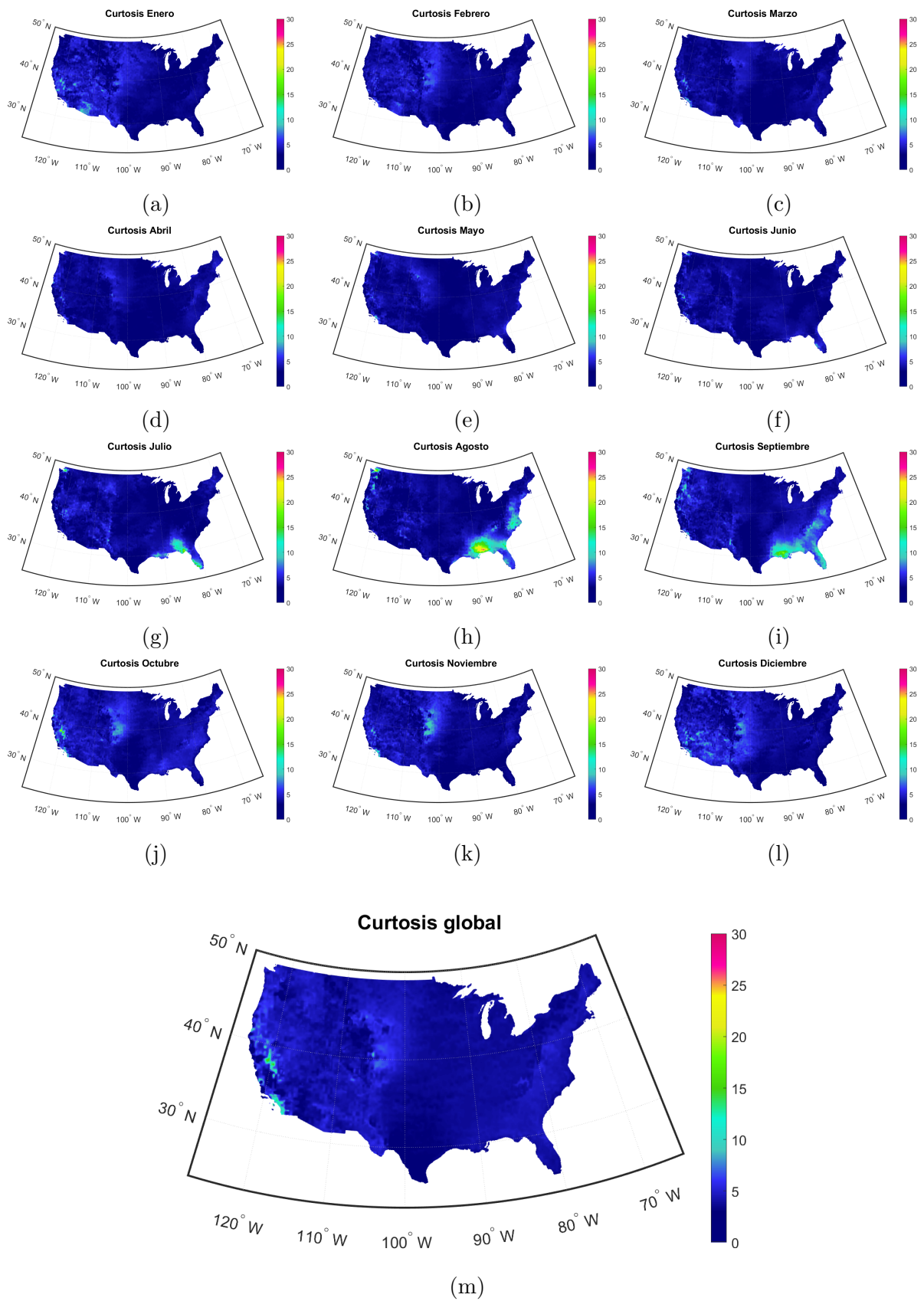


Figura 3.1.7: Curtosis por meses.

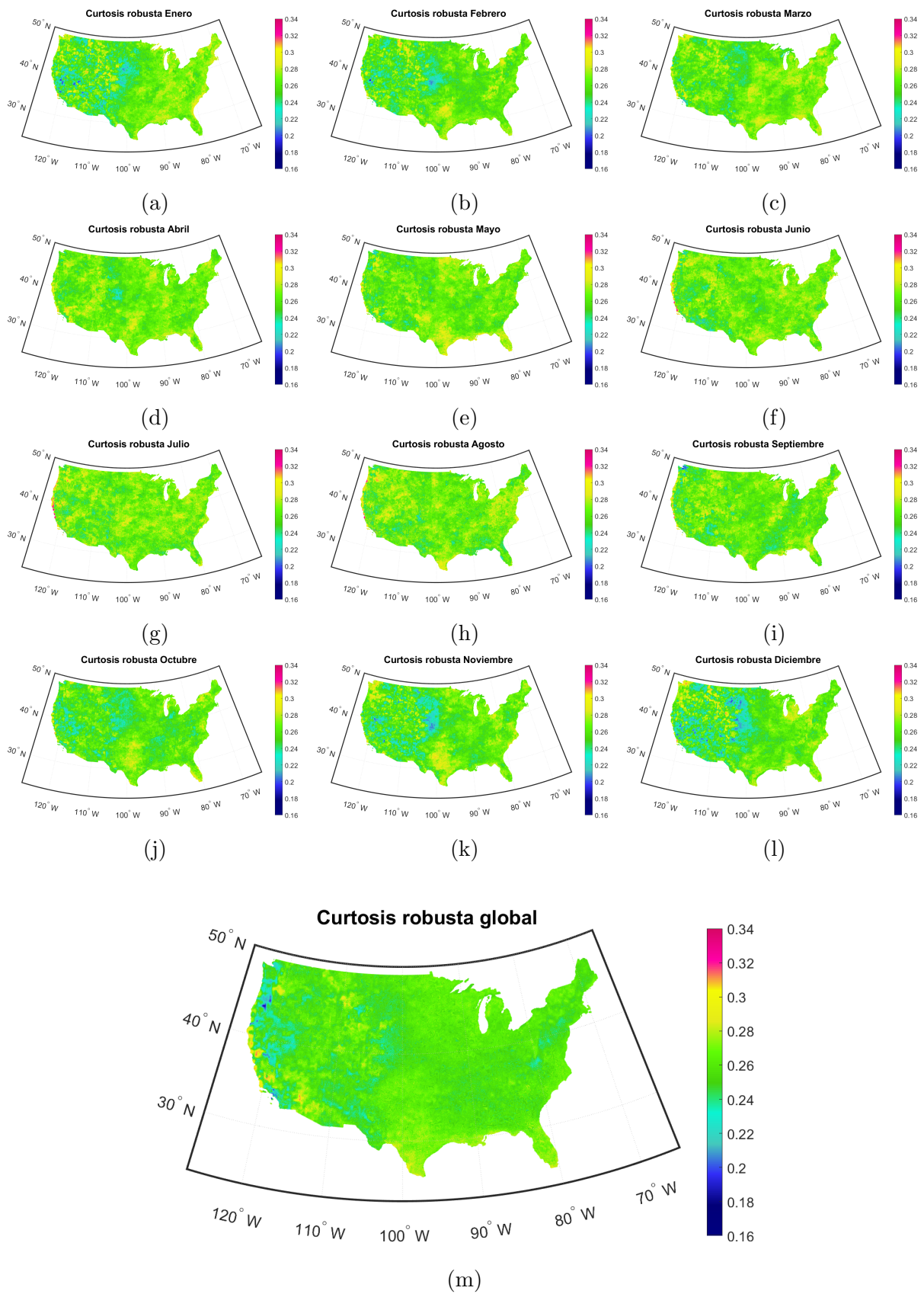


Figura 3.1.8: Curtosis robusta por meses.

3.2. Análisis temporal de la mediana

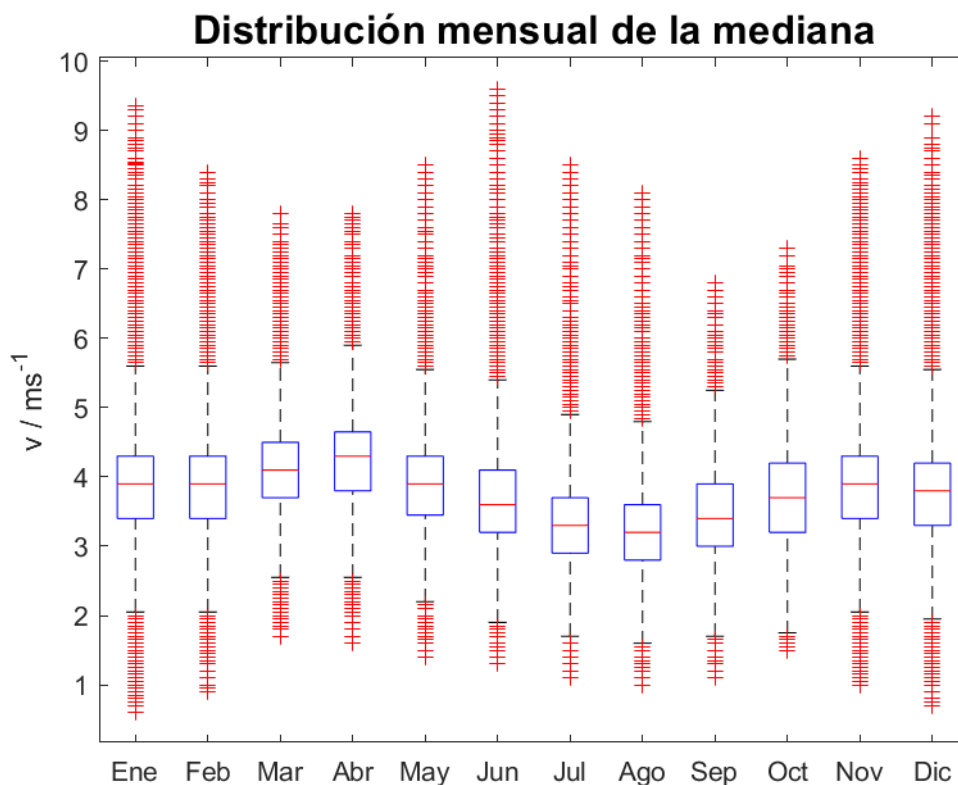


Figura 3.2.1: Distribución de la mediana por meses.

En la figura 3.2.1 se ha presentado la distribución mensual de la mediana. Los datos que se han representado aquí son los de las figuras 3.1.2(a)-3.1.2(l). Para cada mes, se toman los datos correspondientes a todos los puntos y los 40 años del estudio.

Los resultados de la figura 3.2.1 muestran que los tres cuartiles presentan un comportamiento oscilante, alcanzando su máximo valor en abril y el mínimo en agosto. Los valores atípicos (“outliers”) que están por encima del límite superior de los diagramas no siguen esta tendencia, pues presentan dos mínimos, en marzo y agosto, y máximos en junio y enero; mientras que los que están por debajo del límite inferior muestran máximos en marzo y octubre y mínimos en enero y en agosto.

Capítulo 4

Resultados Weibull y WPD

En este último capítulo de resultados se realiza el ajuste de los datos a la distribución de Weibull. Para ello, se analiza qué método es el que proporciona una mejor aproximación. Después, se calcula la densidad de potencia eólica y se compara con los resultados existentes en la bibliografía.

4.1. Distribución de Weibull

4.1.1. Elección del mejor método de ajuste

En el fundamento teórico se han propuesto 8 métodos de ajuste distintos (subsección [1.3.1](#)). Por lo tanto, lo primero es determinar qué método proporciona un mejor ajuste para los datos de este estudio. Para ello, se van a calcular los parámetros de Weibull de los 7 puntos del muestreo según los 8 métodos de ajuste descritos en este trabajo.

Los parámetros de Weibull se calculan considerando para cada punto de la red los datos diarios correspondientes a los 40 años del estudio. Los resultados se muestran en las tablas [4.1.1](#) y [4.1.2](#). En la figura [4.1.1](#) se representan las funciones de densidad de Weibull para cada uno de los puntos utilizando los distintos métodos para el cálculo de c y k junto con los histogramas de la velocidad del viento en cada punto.

Tabla 4.1.1: Distribución de Weibull. Parámetro de escala ($c / \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Las abreviaturas utilizadas para los métodos son: método de los momentos (M), método de los cuartiles (C), método de máxima verosimilitud (MV), método de máxima verosimilitud modificado (MVM), método de los momentos de probabilidad ponderada (MPP), método de regresión (R) y método de densidad de potencia eólica (WPD).

Distribución de Weibull: parámetro de escala (c / ms^{-1})							
Método	M	C	MV	MVM	MPP	R	WPD
A	2.5057	2.6601	2.5072	2.5049	2.5102	2.5329	2.5073
B	4.9735	4.7937	4.9776	5.1430	4.9411	5.5303	5.0159
C	5.1101	4.9460	5.1150	5.2560	5.0839	5.5609	5.1493
D	5.5329	5.4175	5.5380	5.6028	5.5260	5.7530	5.5703
E	5.7817	5.7476	5.7865	5.8530	5.7744	6.0069	5.8242
F	6.7753	6.7031	6.7822	6.8724	6.7662	7.1676	6.8078
G	8.1241	8.3605	8.1507	8.2638	8.1358	8.3083	8.1241

Tabla 4.1.2: Distribución de Weibull. Parámetro de forma (k).

Distribución de Weibull: parámetro de forma (k)							
Método	M	C	MV	MVM	MPP	R	WPD
A	2.7537	2.5195	2.7822	2.7653	2.7131	2.9113	2.7063
B	3.8658	4.2764	3.5751	4.4286	4.2834	4.3813	3.2993
C	3.7717	3.8783	3.5501	4.2724	4.1156	4.1509	3.2650
D	3.7263	3.6504	3.6648	4.0214	3.8757	4.3033	3.2795
E	3.8074	3.6608	3.7381	4.1021	3.9571	4.3161	3.3195
F	3.4357	3.3076	3.3831	3.7269	3.5866	4.0874	3.1204
G	2.2804	1.9090	2.3023	2.4760	2.3473	2.7723	2.2802

Tabla 4.1.3: Distribución de Weibull: eficiencia de Nash-Sutcliffe modificada (E_1).

Eficiencia de Nash-Sutcliffe modificada (E_1)							
Método	M	C	MV	MVM	MPP	R	WPD
A	0.7282	0.6880	0.7290	0.7285	0.7265	0.7329	0.7263
B	0.7838	0.8269	0.7622	0.6982	0.7863	0.5263	0.7165
C	0.7993	0.8372	0.7900	0.7187	0.7967	0.6016	0.7423
D	0.8717	0.8766	0.8764	0.8135	0.8526	0.7222	0.8319
E	0.8806	0.8961	0.8865	0.8239	0.8598	0.7442	0.8260
F	0.8694	0.8783	0.8715	0.8180	0.8511	0.6963	0.8452
G	0.6133	0.6089	0.6105	0.5727	0.6002	0.4678	0.6134

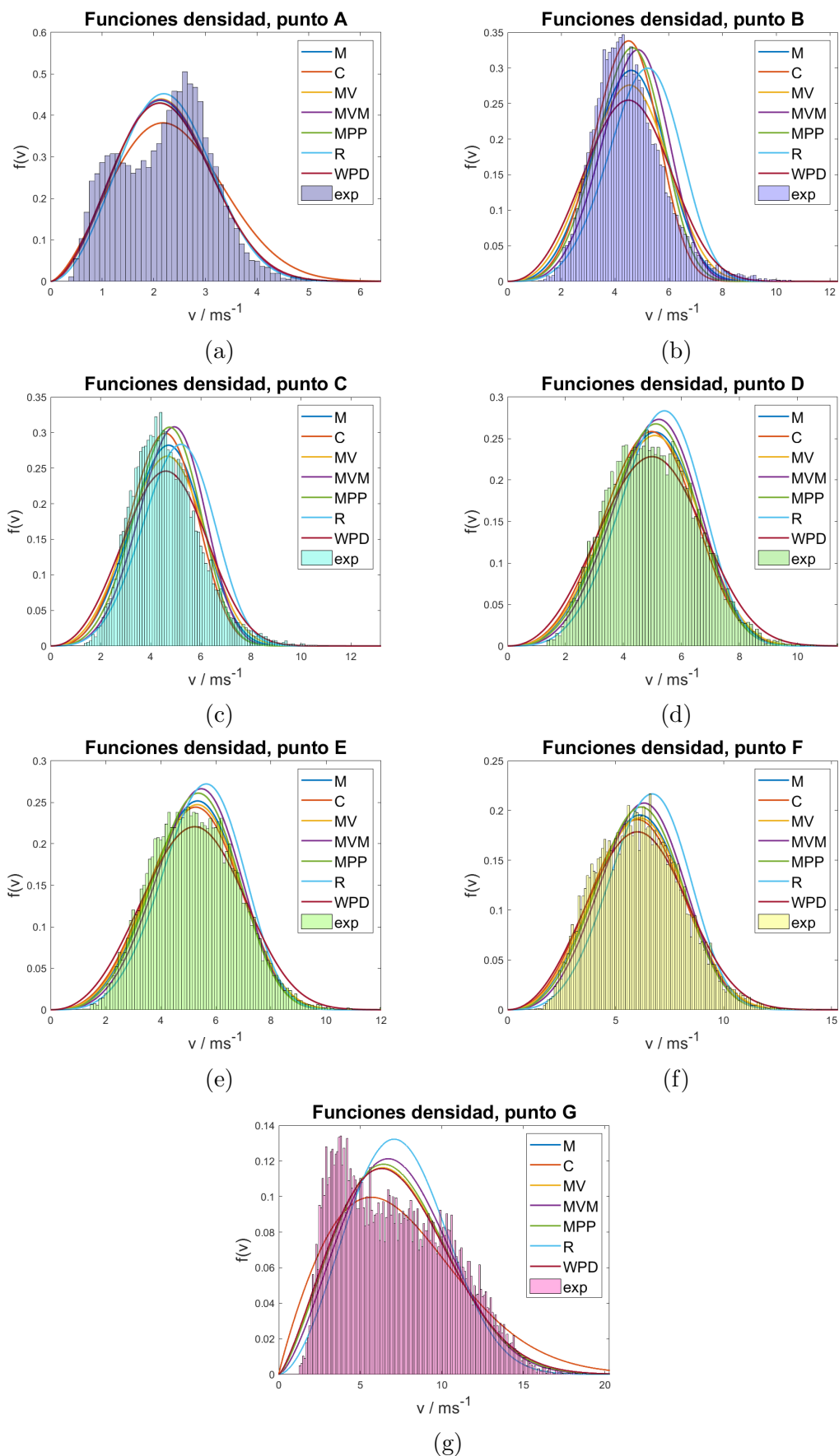


Figura 4.1.1: Funciones de densidad de la distribución de Weibull en los puntos de estudio.

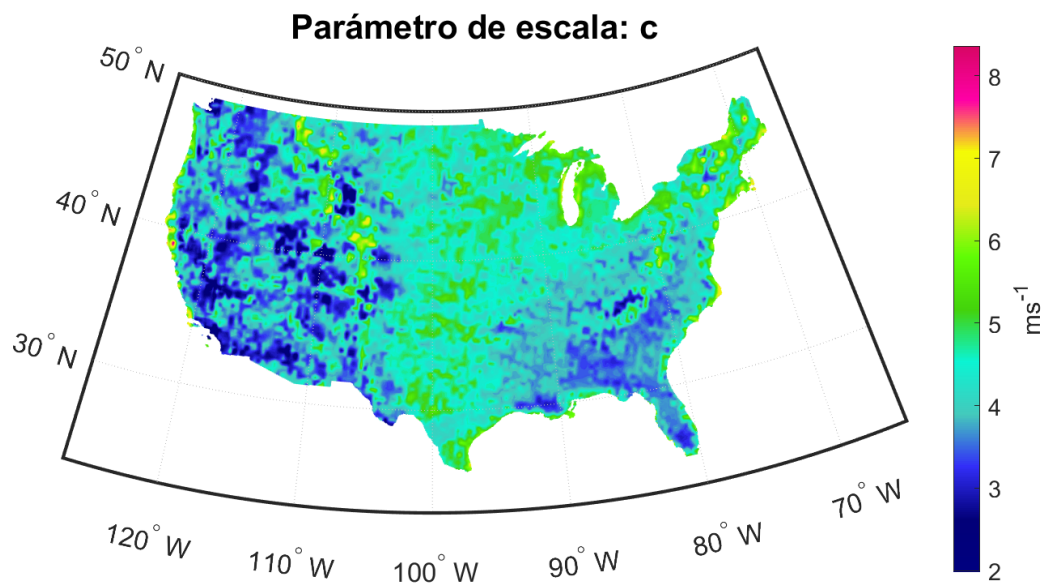
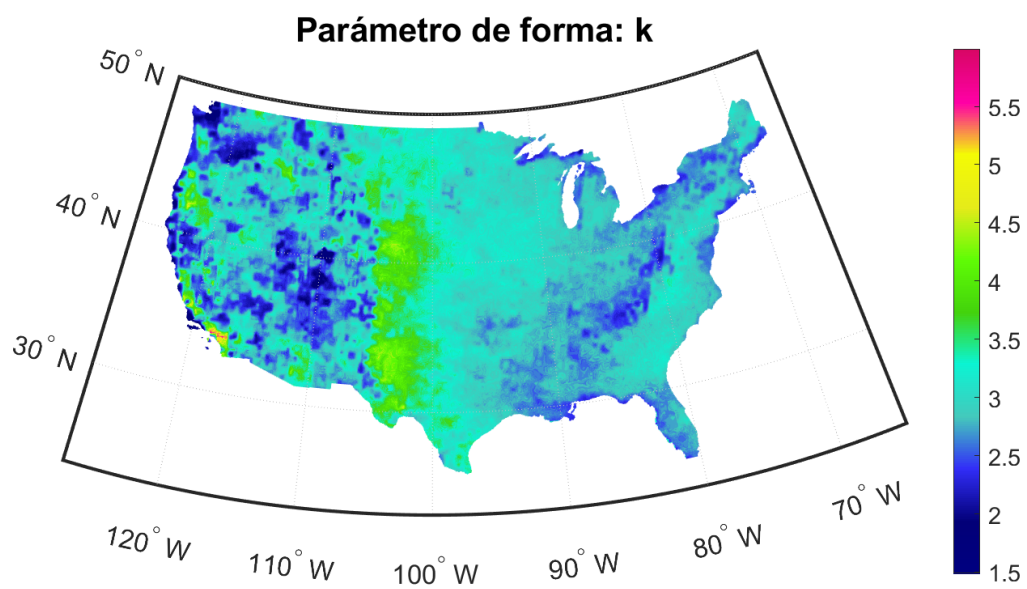
Para comparar los distintos métodos, el criterio de eficiencia que se va a utilizar es la eficiencia de Nash-Sutcliffe modificada (E_1), ecuación (1.4.6) para $j = 1$, ya que este criterio es el que ofrece una buena medida de la eficiencia, sin sobrestimar los errores grandes ni subestimar los pequeños en las predicciones.

En la tabla 4.1.3 se representan los resultados de la eficiencia obtenidos para los distintos métodos de cálculo de los parámetros de Weibull en cada punto. En esta tabla se ha resaltado para cada punto la mayor eficiencia. En base a estos resultados, el método que proporciona mejores resultados es el de los cuartiles, ya que en 5 de los 7 puntos del muestreo es el que presenta mayor eficiencia E_1 . Este hecho se puede observar también en los histogramas de la figura 4.1.1, pues en las figuras 4.1.1(b)-4.1.1(f) la curva que mejor se adapta a los histogramas es la del método de los cuartiles. Además, los puntos en los que el ajuste es peor son el punto A y el punto G, pues la distribución de velocidades en dichos puntos es bimodal y la distribución de Weibull no es capaz de reproducir esa forma del histograma.

4.1.2. Resultados

El método elegido para realizar el ajuste de los datos a la distribución de Weibull es el método de los cuartiles. Por lo tanto, se procede a calcular los parámetros de Weibull c y k utilizando este método en todos los puntos del país. Al igual que en la subsección anterior, los parámetros de Weibull se calculan considerando en cada punto los datos de velocidad del viento diarios correspondientes a los 40 años del estudio. Los resultados se presentan en las figuras 4.1.2 y 4.1.3.

Como se observa en la figura 4.1.2, el parámetro de escala presenta valores entre $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Los valores máximos aparecen en puntos de la costa oeste, en el estado de California, en las Montañas Rocosas, en los Apalaches y en los Grandes Lagos, e indica que estos lugares son en los que el viento sopla más fuerte, de acuerdo con lo observado en la figura 3.1.1(m). En las grandes llanuras, el parámetro de escala es algo menor, en torno a $5 - 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. En el resto del país, el parámetro de escala presenta valores más bajos, entre $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Figura 4.1.2: Parámetro de escala (c) utilizando el método de los cuartiles.Figura 4.1.3: Parámetro de forma (k) utilizando el método de los cuartiles.

El parámetro de forma presenta valores entre 1.5 y 6. Su máximo se alcanza en la costa oeste, en Los Ángeles, California, con valores $k > 5$, y esto indica una dispersión muy baja en estos puntos, que queda patente en la figura 3.1.3. Valores un poco menores aparecen en las Montañas Rocosas y en el resto de la costa oeste, indicando velocidades sin mucha dispersión. En el resto del país, el parámetro de forma es inferior a 3, lo que indica una mayor dispersión.

4.2. Densidad de potencia eólica

Se ha calculado la densidad de potencia eólica usando los dos métodos explicados en la sección 1.5 (ecuaciones (1.5.5) y (1.5.6)). Para ello, ha sido necesario extrapolar los datos de velocidad del viento a la altura típica de una turbina. En nuestro caso, se ha elegido 80 m como altura para los cálculos y se ha tomado la densidad del aire igual a $1.225 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Los dos métodos ofrecen una distribución espacial de la densidad de potencia eólica similar (cualitativamente), aunque el método experimental produce valores para la densidad de potencia eólica menores que los del método de los coeficientes de Weibull. Estas diferencias se deben a errores en los dos métodos. Según Brower *et al.*, 2012, la ecuación (1.5.5) (método de los datos experimentales) es una estimación de la densidad de potencia eólica, es decir, no es una fórmula exacta, pues ignora las variaciones de la velocidad del viento en el intervalo de tiempo entre medidas. La densidad de potencia eólica real es mayor que la calculada con esta fórmula. Por otra parte, la distribución de Weibull no representa los datos con total precisión, sino que modela su comportamiento de forma aproximada. Por esta razón, el método de los coeficientes de Weibull no proporciona valores exactos de la densidad de potencia eólica. Además, en los dos métodos se ha utilizado una extrapolación distinta para obtener los datos de la velocidad del viento a la altura de la turbina. La densidad del aire se ha considerado $\rho = 1.225 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ igual en los dos métodos, por lo que no tiene influencia en las diferencias comentadas anteriormente.

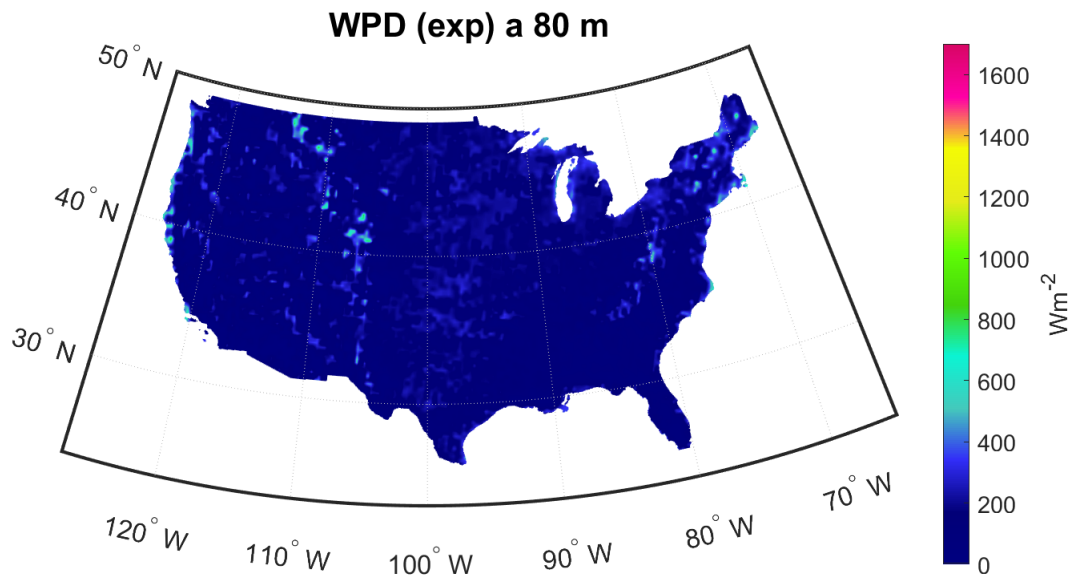


Figura 4.2.1: Densidad de potencia eólica a 80 m usando el método de los datos experimentales.

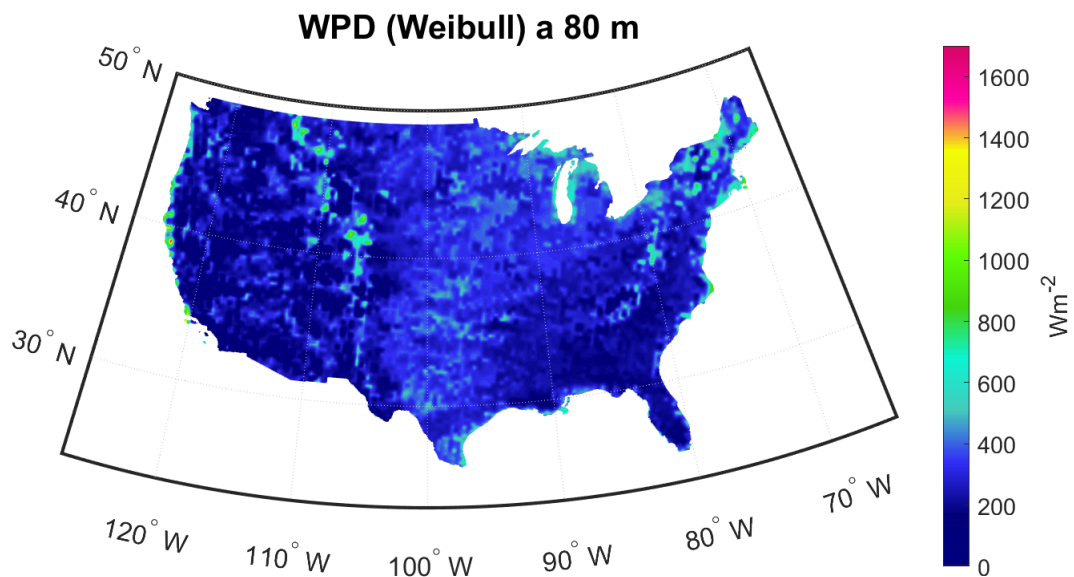


Figura 4.2.2: Densidad de potencia eólica a 80 m usando el método de los coeficientes de Weibull.

Como se puede observar en las figuras 4.2.1 y 4.2.2, la densidad de potencia eólica es máxima en la costa oeste, Montañas Rocosas, Grandes Lagos, en algunos puntos de la costa este del país y en algunos puntos del Golfo de México. Valores algo más pequeños aparecen en los Montes Apalaches y, en general, en el resto del país, la densidad de potencia eólica es bastante menor. Cuantitativamente, los valores máximos obtenidos para el método de los datos experimentales rondan los $950 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, mientras que los del método de los coeficientes de Weibull superan los $1680 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. La densidad de potencia eólica promedio obtenida para el método de los datos experimentales es $151.35 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ y la densidad de potencia eólica promedio obtenida para el método de los coeficientes de Weibull es $286.87 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Para comparar estos resultados con los que se presentan en [Bandoc *et al.*, 2018](#), se ha calculado también la densidad de potencia eólica a 50 m sobre la superficie y se han clasificado los resultados según las clases de la tabla 1.5.1. Estos resultados se presentan en las figuras 4.2.3 y 4.2.4. Los resultados obtenidos mediante el método de Weibull (4.2.4) son muy semejantes a los que aparecen en [Bandoc *et al.*, 2018](#) (figura 4.2.5). Por el contrario, el método de los datos experimentales muestra valores menores para la densidad de potencia eólica, como se comentó anteriormente.

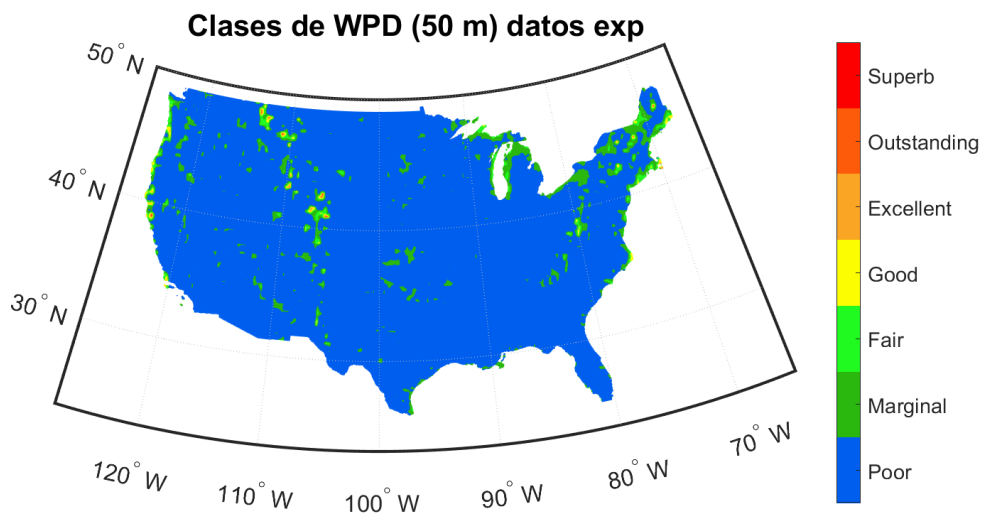


Figura 4.2.3: Clases de densidad de potencia eólica a 50 m usando el método de los datos experimentales.

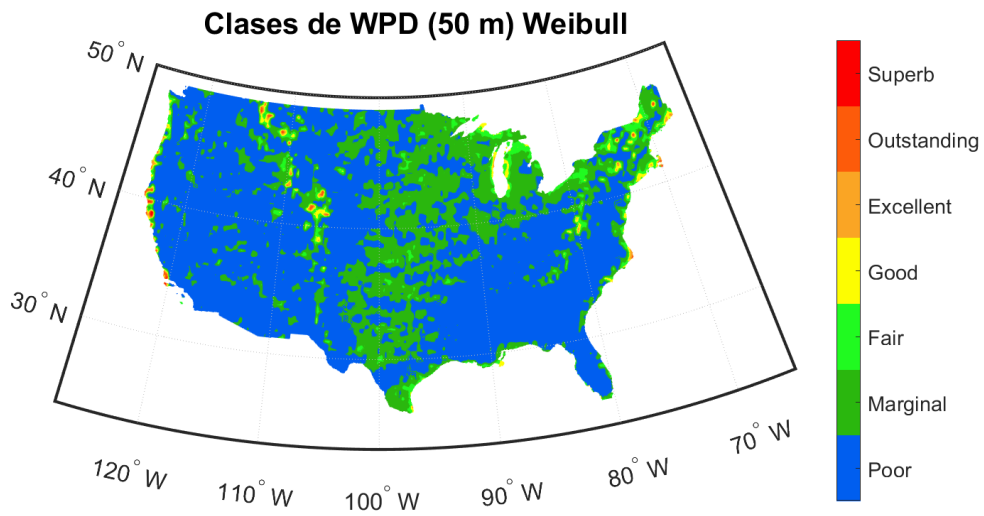


Figura 4.2.4: Clases de densidad de potencia eólica a 50 m usando el método de los coeficientes de Weibull.

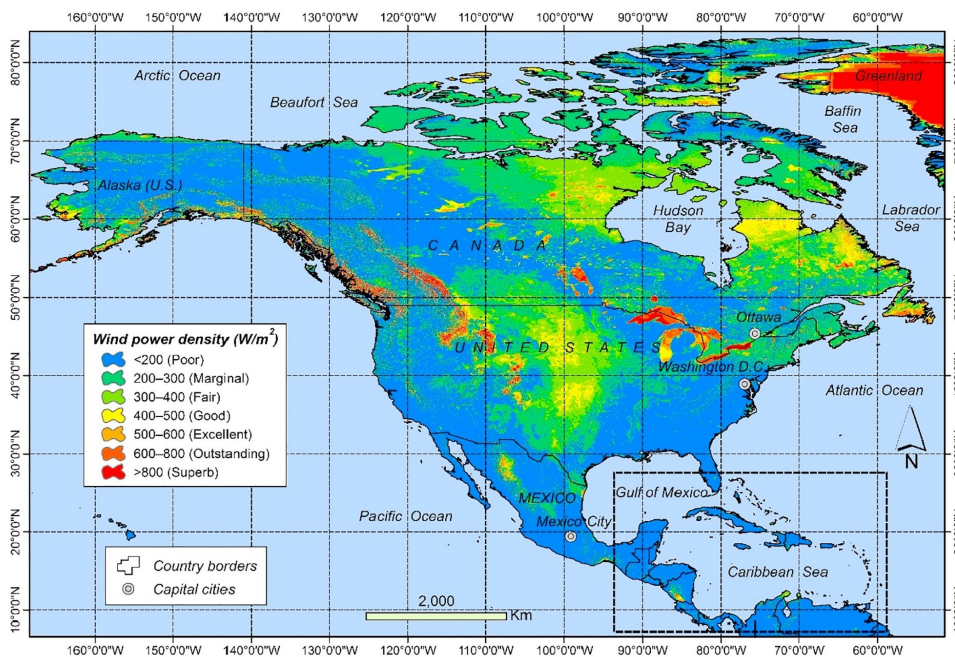


Figura 4.2.5: Clases de densidad de potencia eólica a 50 m. Figura extraída de [Bandoc et al., 2018](#).

Los valores de la densidad de potencia eólica en las localizaciones de los puntos de muestro usando el método de los coeficientes de Weibull se presentan en la tabla 4.2.1.

Tabla 4.2.1: Densidad de potencia eólica en los puntos de muestreo utilizando el método de los coeficientes de Weibull (a 50 m y 80 m).

Punto	$WPD / W \cdot m^{-2}$ (50 m)	$WPD / W \cdot m^{-2}$ (80 m)
A	57.48	99.63
B	222.48	353.58
C	242.91	383.15
D	307.64	476.81
E	356.61	546.99
F	533.76	794.46
G	1205.52	1674.53

Utilizando los resultados de la figura 4.2.4 (densidad de potencia eólica a 80 m utilizando el método de los coeficientes de Weibull) se puede calcular la proporción de la superficie total que supone cada clase de potencia eólica. Los resultados se presentan en la tabla 4.2.2.

Tabla 4.2.2: Porcentaje de la superficie que supone cada clase de densidad de potencia eólica a 50 m.

Clase	% superficie
1	65.36
2	29.32
3	3.84
4	1.00
5	0.30
6	0.16
7	0.02

Como se observa en la tabla 4.2.2, no existe una gran densidad de potencia eólica en EEUU, pues la superficie correspondiente a las 4 clases de densidad de potencia eólica más altas supone tan solo un 1.48% de la superficie total del país (excluyendo el estado de Alaska y las islas de Hawaii). A pesar de esto, EEUU es el segundo país del mundo con mayor capacidad de producción de potencia eólica instalada en 2020, como se puede observar en la figura 4.2.6.

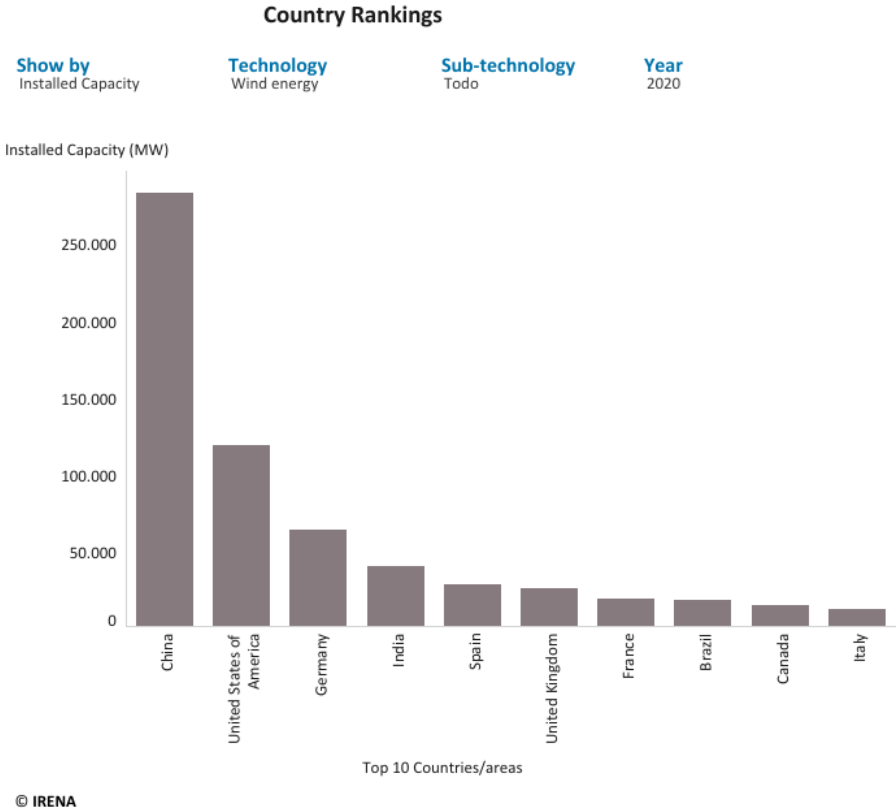


Figura 4.2.6: Ranking mundial de capacidad de energía eólica instalada. Figura extraída de [International Renewable Energy Agency \(IRENA\)](#), 2020.

Conclusiones

En este trabajo se analiza la velocidad del viento en EEUU para el período comprendido entre los años 1979 y 2018. Para ello, se estudia la distribución espacial y temporal de distintos indicadores estadísticos de esta variable, se ajustan los datos a la distribución de Weibull y se calcula la densidad de potencia eólica.

El análisis de la distribución de frecuencias muestra que el viento de clase 1, esto es, con velocidades inferiores a $4.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, es predominante en el 99.80 % de la superficie del país, mientras que en el otro 0.20 % predomina el viento de clase 7, esto es, con velocidades entre $7.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $9.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (medidas a 10 m). Las clases intermedias (2 – 6) presentan frecuencias muy bajas, con valores máximos en torno al 10 %.

El análisis de la distribución espacial ofrece resultados muy similares para la media y la mediana global, con valores máximos cercanos a $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Del análisis mensual se deduce que los valores máximos y mínimos aparecen en invierno y verano, respectivamente. Se observa la incidencia de las formaciones montañosas en la media y la mediana, principalmente de las Montañas Rocosas.

El rango intercuartílico, en general, presenta valores superiores a los de la desviación estándar. Los valores máximos de la desviación estándar rondan los $3.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, frente a los $5.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ del rango intercuartílico. En el análisis mensual se observa este mismo patrón.

En el caso de los indicadores de simetría y curtosis, los indicadores robustos presentan una distribución más homogénea que sus análogos no robustos. El sesgo presenta valores máximos cercanos a 3, mientras que el máximo de la asimetría robusta es de 0.5. En el caso de la curtosis, los valores máximos rondan el valor 15, mientras que los máximos de la curtosis robusta rondan el valor 0.34. En los meses de julio, agosto y septiembre aparecen valores elevados de sesgo y curtosis en el Golfo de México, resultado atribuido a la incidencia de huracanes durante esta época del año.

De los resultados del análisis temporal de la mediana se deduce un comportamiento oscilatorio a lo largo del año, presentando sus valores máximos en el mes de abril y los mínimos en agosto.

El método de ajuste a la distribución de Weibull que proporciona mejores resultados para los datos de este trabajo es el de los cuartiles, con valores de la eficiencia máximos en 5 de los 7 puntos de muestreo. Para el método de los cuartiles, el parámetro de escala (c) presenta valores entre $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, y el parámetro de forma (k) presenta valores entre 1.5 y 6.

La potencia eólica a 80 m presenta valores máximos de $1684.68 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ para el método de los coeficientes de Weibull, mientras que para el método de los datos experimentales los valores máximos rondan los $944.93 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, con valores promedio de $286.87 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ y $101.35 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, respectivamente. Los resultados a 50 m se comparan con los que aparecen en la bibliografía, y se observa que el método que proporciona resultados más similares es el de los coeficientes de Weibull.

Futuras líneas de investigación

Algunas de las posibles futuras líneas de investigación se citan a continuación:

- Análisis de la posible correlación de la velocidad del viento con la altitud.
- Estudio de la velocidad del viento considerando datos tomados cada hora en lugar de valores medios diarios.
- Determinación de las localizaciones con mayor densidad de potencia eólica y estudio de la velocidad del viento a distintas alturas en estas localizaciones.
- Ajuste de los datos a otras distribuciones paramétricas: Lognormal, Weibull inversa, Gamma, Gamma inversa. Y, en los puntos en los que se ha observado que la distribución es bimodal, sería aconsejable probar con la suma de varias distribuciones para explicar esa bimodalidad.

Anexo A: Mapa físico de EEUU

73



Figura A1: Mapa Físico de Estados Unidos. Figura extraída de [GISGeography, 2021](#).

Bibliografía

- Abatzoglou, J. T. (2013). Development of gridded surface meteorological data for ecological applications and modelling. *International Journal of Climatology*, 33(1):121–131.
- Akdağ, S. A. y Dinler, A. (2009). A new method to estimate Weibull parameters for wind energy applications. *Energy Conversion and Management*, 50(7):1761–1766.
- Akgül, F. G., Şenoğlu, B., y Arslan, T. (2016). An alternative distribution to Weibull for modeling the wind speed data: Inverse Weibull distribution. *Energy Conversion and Management*, 114:234–240.
- Aparicio-Ruiz, P., Schiano-Phan, R., y Salmerón-Lissén, J. M. (2018). Climatic applicability of downdraught evaporative cooling in the United States of America. *Building and Environment*, 136:162–176.
- Bandoc, G., Práválie, R., Patriche, C., y Degeratu, M. (2018). Spatial assessment of wind power potential at global scale. A geographical approach. *Journal of Cleaner Production*, 200:1065–1086.
- Brower, M. C., Bailey, B. H., Beaucage, P., Bernadett, D. W., Doane, J., Eberhard, M. J., Elsholz, K. V., Filippelli, M. V., Hale, E., Markus, M. J., Ryan, D., Taylor, M. A., y Tensen, J. C. (2012). *Wind resource assessment: A practical guide to developing a wind project*. John Wiley and Sons.
- Carta, J. A., Ramírez, P., y Velázquez, S. (2009). A review of wind speed probability distributions used in wind energy analysis. Case studies in the Canary Islands. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 13(5):933–955.

- Celik, A. N. (2004). A statistical analysis of wind power density based on the Weibull and Rayleigh models at the southern region of Turkey. *Renewable Energy*, 29(4):593–604.
- Elliott, D. L., Holladay, C. G., Barchet, W. R., Foote, H. P., y Sandusky, W. F. (1987). Wind energy resource atlas of the United States.
- Fazelpour, F., Markarian, E., y Soltani, N. (2017). Wind energy potential and economic assessment of four locations in Sistan and Balouchestan province in Iran. *Renewable Energy*, 109:646–667.
- Fuentes Yagüe, J. L. (2000). *Iniciación a la meteorología y la climatología*. Mundi-Prensa, Madrid.
- Garcia, A., Torres, J. L., Prieto, E., y Francisco, A. D. (1998). Fitting wind speed distributions: A case study. *Solar Energy*, 62(2):139–144.
- GISGeography (2021). Physical map of the United States. Recuperado de <https://gisgeography.com/physical-map-united-states/> [13-06-2021].
- Gualtieri, G. (2019). A comprehensive review on wind resource extrapolation models applied in wind energy. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 102:215–233.
- Han, Q., Ma, S., Wang, T., y Chu, F. (2019). Kernel density estimation model for wind speed probability distribution with applicability to wind energy assessment in China. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 115.
- Hennessey, J. P. (1977). Some aspects of wind power statistics. *Journal of Applied Meteorology*, 16(2):119–128.
- Hsu, S. A., Meindl, E. A., y Gilhousen, D. B. (1994). Determining the power-law wind-profile exponent under near-neutral stability conditions at sea. *Journal of Applied Meteorology*, 33(6).
- International Renewable Energy Agency (IRENA) (2020). Country Rankings. Recuperado de <https://www.irena.org/Statistics/View-Data-by-Topic/Capacity-and-Generation/Country-Rankings> [13-06-2021].

- Irwin, J. S. (1979). A theoretical variation of the wind profile power-law exponent as a function of surface roughness and stability. *Atmospheric Environment (1967)*, 13(1):191–194.
- Jaramillo, O. y Borja, M. (2004). Bimodal versus Weibull wind speed distributions: An analysis of wind energy potential in La Venta, Mexico. *Wind Engineering*, 28:225–234.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., y Rubel, F. (2006). World map of Köppen-Geiger climate classification - (updated with CRU TS 2.1 temperature and VASCLimO v1.1 precipitation data 1951 to 2000). *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3):259–263.
- Krause, P., Boyle, D. P., y Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5(3):89–97.
- Landberg, L. (2015). *Meteorology for wind energy: An introduction*. Wiley.
- Mahmood, F. H., Resen, A. K., y Khamees, A. B. (2020). Wind characteristic analysis based on Weibull distribution of Al-Salman site, Iraq. *Energy Reports*, 6:79–87.
- Martínez-Cagigal, V. (2021). Custom colormap. MATLAB Central File Exchange. Recuperado de <https://es.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/69470-custom-colormap> [13-06-2021].
- Masseran, N. (2015). Evaluating wind power density models and their statistical properties. *Energy*, 84:533–541.
- Mohan, M. y Siddiqui, T. A. (1998). Analysis of various schemes for the estimation of atmospheric stability classification. *Atmospheric Environment*, 32(21):3775–3781.
- Nash, J. E. y Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282–290.
- Ouammi, A., Dagdougui, H., Sacile, R., y Mimet, A. (2010). Monthly and seasonal assessment of wind energy characteristics at four monitored locations in Liguria region (Italy). *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 14(7):1959–1968.

- Pereira, D. (2021). Wind rose. MATLAB Central File Exchange. Recuperado de <https://es.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/47248-wind-rose> [13-06-2021].
- Pérez, I. A., García, M. A., Sánchez, M. L., y de Torre, B. (2004). Analysis of height variations of sodar-derived wind speeds in Northern Spain. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 92(10):875–894.
- Pérez, I. A., Sánchez, M. L., y García, M. A. (2007). Weibull wind speed distribution: Numerical considerations and use with sodar data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D20).
- Sathyajith, M. (2006). *Wind Energy Fundamentals, Resource Analysis and Economics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 1st ed.
- Sedghi Dehnavi, M., Hannani, S., y Boroushaki, M. (2015). Estimation of Weibull parameters for wind energy application in Iran's cities. *Wind and Structures, An International Journal*, 21(2):203–221.
- Shu, Z. R., Li, Q. S., y Chan, P. W. (2015). Statistical analysis of wind characteristics and wind energy potential in Hong Kong. *Energy Conversion and Management*, 101:644–657.
- Tahir, Z. U. R., Kanwal, A., Afzal, S., Ali, S., Hayat, N., Abdullah, M., y Saeed, U. B. (2021). Wind energy potential and economic assessment of southeast of pakistan. *International Journal of Green Energy*, 18(1):1–16.
- Tamura, Y., Iwatani, Y., Hibi, K., Suda, K., Nakamura, O., Maruyama, T., e Ishibashi, R. (2007). Profiles of mean wind speeds and vertical turbulence intensities measured at seashore and two inland sites using doppler sodars. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 95(6):411–427.
- Tieo, J. J., Skote, M., y Srikanth, N. (2020). Suitability of power-law extrapolation for wind speed estimation on a tropical island. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 205.

- Touma, J. S. (1977). Dependence of the wind profile power law on stability for various locations. *Journal of the Air Pollution Control Association*, 27(9):863–866.
- U.S. Department of Energy (2008). 20 % wind energy by 2030: Increasing wind energy's contribution to U.S. electricity supply. Technical report, U.S. Department of Energy, Washington, DC.
- U.S. Energy Information Administration (EIA) (2017). Wind turbine heights and capacities have increased over the past decade. Recuperado de <https://www.eia.gov/todayinenergy/detail.php?id=33912#tab1> [13-06-2021].
- U.S. Energy Information Administration (EIA) (2021). Electricity explained. Electricity in the United States. Recuperado de <https://www.eia.gov/energyexplained/electricity/electricity-in-the-us.php> [13-06-2021].
- Weibull, W. (1951). A statistical distribution function of wide applicability. *Journal of applied mechanics*, 103(730):293–297.
- Wilks, D. S. (2019). Chapter 3 - empirical distributions and exploratory data analysis. En *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences (Fourth Edition)*, pp. 23–75. Elsevier, 4a edición.
- Willmott, C. J. (1981). On the validation of models. *Physical Geography*, 2(2):184–194.
- Wu, J., Wang, J., y Chi, D. (2013). Wind energy potential assessment for the site of inner mongolia in china. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 21:215–228.

Índice de figuras

I1.	Producción energética en Estados Unidos durante los años 1950-2020.	3
I2.	Producción energética a partir de fuentes de energía renovable en Estados Unidos durante los años 1950-2020.	4
1.1.1.	Estación meteorológica automática en Sheyenne, Dakota del Norte.	8
1.1.2.	Instrumentos para medir la velocidad y dirección del viento que utiliza AgWeatherNet, una de las bases de datos de GRIDMET.	8
1.3.1.	Función de densidad de probabilidad de Weibull en función de los parámetros.	15
2.0.1.	Elevación del terreno.	29
2.2.1.	Regiones climáticas de Estados Unidos según la clasificación de Köppen	32
2.3.1.	Distribución de velocidades del viento.	34
2.3.2.	Clase mayoritaria de viento.	35
2.3.3.	Caracterización climatológica del punto A.	37
2.3.4.	Caracterización climatológica del punto B.	38
2.3.5.	Caracterización climatológica del punto C.	38
2.3.6.	Caracterización climatológica del punto D.	39
2.3.7.	Caracterización climatológica del punto E.	39
2.3.8.	Caracterización climatológica del punto F.	39
2.3.9.	Caracterización climatológica del punto G.	40
3.1.1.	Media por meses.	47
3.1.2.	Mediana por meses.	48
3.1.3.	Desviación estándar por meses.	49

3.1.4. Rango intercuartílico por meses.	50
3.1.5. Sesgo por meses.	51
3.1.6. Coeficiente de asimetría robusta por meses.	52
3.1.7. Curtosis por meses.	53
3.1.8. Curtosis robusta por meses.	54
3.2.1. Distribución de la mediana por meses.	55
4.1.1. Funciones de densidad de la distribución de Weibull en los puntos de estudio.	59
4.1.2. Parámetro de escala (c) utilizando el método de los cuartiles.	61
4.1.3. Parámetro de forma (k) utilizando el método de los cuartiles.	61
4.2.1. Densidad de potencia eólica a 80 m usando el método de los datos experimentales.	63
4.2.2. Densidad de potencia eólica a 80 m usando el método de los coeficientes de Weibull.	63
4.2.3. Clases de densidad de potencia eólica a 50 m usando el método de los datos experimentales.	64
4.2.4. Clases de densidad de potencia eólica a 50 m usando el método de los coeficientes de Weibull.	65
4.2.5. Clases de densidad de potencia eólica a 50 m.	65
4.2.6. Ranking mundial de capacidad de energía eólica instalada.	67
A1. Mapa Físico de Estados Unidos.	73

Índice de tablas

1.1.1. Clasificación de la velocidad del viento relacionada con las clases de densidad de potencia eólica (valores de la velocidad a 10 m).	9
1.3.1. Características de la distribución de Weibull en función del parámetro de forma.	14
1.5.1. Clases de densidad de potencia eólica (valores de la velocidad a 50 m). . .	27
2.2.1. Tipos de clima que aparecen en Estados Unidos según la clasificación de Köppen.	32
2.3.1. Frecuencia relativa (en %) de cada clase de viento en cada punto de los elegidos para el muestreo.	36
2.3.2. Características de los puntos elegidos para el muestreo.	36
4.1.1. Distribución de Weibull. Parámetro de escala ($c / \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).	58
4.1.2. Distribución de Weibull. Parámetro de forma (k).	58
4.1.3. Distribución de Weibull: eficiencia de Nash-Sutcliffe modificada (E_1). . .	58
4.2.1. Densidad de potencia eólica en los puntos de muestreo utilizando el método de los coeficientes de Weibull (a 50 m y 80 m).	66
4.2.2. Porcentaje de la superficie que supone cada clase de densidad de potencia eólica a 50 m.	66

