



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

CENTRO DE INVESTIGACIÓN EN ENERGÍA

ANÁLISIS ENDORREVERSIBLE DE LA
DISPONIBILIDAD DE ENERGÍA
EÓLICA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA
ENERGÍA - SOLAR FOTOTÉRMICA

PRESENTA:
ING. FRANCISCO MARTÍN
ESQUIVELZETA RABELL

DIRECTOR DE TESIS:
DR. OSCAR ALFREDO JARAMILLO SALGADO



2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Jesús Antonio Del Río Portilla

Secretario: Dr. Oscar Alfredo Jaramillo Salgado

Vocal: Dr. Ruben José Dorantes Rodriguez

1^{er} Suplente: Dr. Aarón Sánchez Juárez

2^{do} Suplente: M.I. Omar Guillen Solis

Lugar donde se realizó la tesis:
Centro de Investigación en Energía, CIE-UNAM

TUTOR DE TESIS:

Dr. Oscar Alfredo Jaramillo Salgado

FIRMA

Al Espiritu del Viento, a sus cuatro hijos, al
Torbellino, al Sol y a tí que estas leyendo este
trabajo.

Resumen

En este trabajo se describe una metodología para estimar la energía eólica utilizando un análisis termodinámico endorreversible ver (apéndice A) donde se incluye la energía convectiva potencial disponible. La metodología propuesta se aplica para estimar el potencial de la energía eólica en el territorio mexicano. El territorio es dividido en celdas sobre las cuales se obtienen valores discretos para la temperatura, radiación solar y altitud. Una vez que se tienen los datos necesarios, se calcula el promedio anual de la máxima energía eólica disponible por día encontrando que los resultados son representativos y coinciden con zonas conocidas de potencial eólico en México.

En el primer capítulo se presenta una breve introducción para familiarizar al lector con la temática relacionada con el viento, su origen, las diferentes escalas en las que se presenta, la forma en que se mide y se indican los antecedentes necesarios para entender los temas expuestos en los capítulos siguientes.

En el segundo capítulo de este trabajo se desarrolla el modelo termodinámico que describe la contribución en la energía eólica debida a dos fenómenos: 1) La interacción entre zonas con diferente incidencia de energía radiativa y diferente temperatura, tratadas como fuentes térmicas interconectadas mediante máquinas térmicas endorreversibles que utilizan como fluido de trabajo a la atmósfera y producen trabajo en forma de viento. 2) La energía potencial convectiva disponible que describe la diferencia entre el trabajo utilizado por una parcela de aire para incrementar su energía potencial en el campo gravitacional menos el trabajo realizado mientras se eleva en la atmósfera. Después se presenta el modelo que toma en cuenta a los dos fenómenos anteriores. También se presenta la metodología a seguir para obtener valores discretos apartir de los datos termodinámicos disponibles así como para su procesamiento numérico.

En el tercer capítulo se muestran ejemplos de aplicación de la metodología propuesta en el territorio mexicano. Primero se aplica al país entero dividiendolo en zonas cuadradas de $5.81 \times 10^9 [m^2]$ para evaluar el promedio anual de la energía eólica máxima disponible en cada una de estas zonas. Después la metodología se aplica en el estado de Morelos y Zacatecas dividiendolos en zonas cuadradas de $12.91 \times 10^9 [m^2]$ y $15.74 \times 10^9 [m^2]$ respectivamente. El tamaño de las celdas escogido que determina la resolución de los mapas que muestran los resultados, fue establecido por la resolución de los datos disponibles de radiación solar y temperatura promedio.

En el cuarto capítulo se presentan los principales resultados de este trabajo. Se muestran los mapas de potencial eólico estimado por zonas en la República Mexicana, Morelos y Zacatecas, se comentan los resultados y se comparan con calculos realizados mediante otro modelo.

Para finalizar, en el último capítulo, se incluyen las principales conclusiones de esta investigación.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al Centro de Investigación en Energía, por abrirme las puertas para iniciar mis estudios de maestría y brindarme el apoyo para terminarlos.

Agradezco al Dr. Oscar Jaramillo y al Dr. Antonio del Río por su apoyo, su tiempo y las enseñanzas que me brindaron.

Al Dr. Jorge Andaverde por sus consejos que me impulsaron a realizar mi proyecto en energía eólica. Al Dr. Rubén Dorantes, Dr. Aarón Sánchez y a M.Ing. Omar Guillén Solís por su apoyo, el tiempo que me brindaron y sus comentarios en este trabajo.

Agradezco a mi madre, mi padre, a mi hermano y mis hermanas por su apoyo. A mis amigos y compañeros por acompañarme en esto proceso: Guadalupe, Ricardo, Sergio, Rodrigo, Mauricio, Mario, Lalo, Francisco, Adriana, Laura, Tito y especialmente a Tania que caminó a mi lado.

A todos los seres que hicieron que fuera posible este proceso de mi vida.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para la realización de este trabajo, que sin ella no habría sido posible hacerlo.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. El viento	1
1.1.1. Mecánica del viento	1
1.2. Radiación solar	3
1.3. Escalas de movimiento	4
1.3.1. Circulación general	4
1.3.2. Circulación secundaria	6
1.3.3. Circulación terciaria	6
1.4. La atmósfera como una máquina térmica	9
1.5. Capa límite	12
1.5.1. Efectos térmicos en la capa límite	12
1.6. La energía del viento	13
1.7. Coeficiente de potencia	13
1.8. Medición del viento	14
1.9. Planteamiento del problema	18
1.10. Objetivo	19
2. Metodología	21
2.1. Trabajo disponible paralelo a la superficie.	21
2.2. Trabajo convectivo disponible	23
2.2.1. Ecuación de Van der Waals	25
2.3. Método de la energía máxima	28
2.3.1. Método de la energía y potencia máximas	29
2.4. Método numérico	29
2.5. Obtención de valores discretos de la información básica utilizada	31
3. Estudio de caso	33
3.1. Estimación del recurso eólico en México	33
3.2. Estimación del recurso eólico en Morelos y Zacatecas	40
4. Resultados del estudio de caso	43
4.1. Estimación del recurso eólico en México	43
4.1.1. Volumen específico del aire.	43
4.1.2. Energía obtenida por efecto térmico.	44

4.1.3. Dirección del viento.	45
4.1.4. Energía obtenida por efecto térmico con máxima potencia.	46
4.1.5. Contribución energética debida a CAPE	47
4.1.6. Energía eólica máxima.	48
4.1.7. Energía eólica máxima con máxima potencia.	50
4.2. Estimación del recurso eólico en Morelos y Zacatecas	51
4.3. Análisis de resultados	53
4.4. Comparación de los resultados con otro modelo	55
5. Conclusiones	59
A. Eficiencia de Curzon & Ahlborn.	61
B. Termodinámica endorreversible	65

Índice de figuras

1.1.	Fuerza horizontal del gradiente de presión	2
1.2.	Efecto de la fuerza de coriolis sobre los vientos.	3
1.3.	Circulación del aire a escala planetaria a una escala global sin considerar la rotación de la Tierra. Sólo se crean dos circuitos. [3]	5
1.4.	Circulación del aire a escala planetaria a una escala global considerando la rotación de la Tierra. Se crean seis circuitos o celdas: Dos celdas tropicales (cerca del ecuador), dos de latitud media (entre el ecuador y los polos) y dos polares. [3]	5
1.5.	Briza marina y terrestre. En el día el aire se dirige a la tierra. En la noche se invierte la circulación. Las flechas negras representan al aire caliente. [3]	7
1.6.	Vientos que se generan en los valles circundados por montañas durante el día y la noche. Las flechas negras representan al aire caliente. [3] . .	8
1.7.	Modelo de celda de Hadley del hemisferio norte [4]	9
1.8.	Mapa de los cinturones vientos alisios. La zona con vientos predominantes está rodeada por líneas continuas (enero), por trazos (julio) y por líneas punteadas (ambos meses). Las líneas de corriente se indican por flechas de trazos (julio) y continuas (enero o ambos meses) [4]	10
1.9.	Modelo de la Tierra para una sola celda	10
1.10.	Modelo termodinámico para una sola celda de Hadley	11
1.11.	Anemómetro de copas tipo Robinson	15
1.12.	Anemómetro de tubo de presión [11].	16
1.13.	Diagrama de la intersección de dos haces de luz generados por un laser para medir la velocidad v que tienen las partículas del aire en movimiento.	17
1.14.	Espectro de Van der Hoven [12].	18
2.1.	Modelo termodinámico endorreversible para una sola celda de Hadley .	22
2.2.	Nodo central	30
3.1.	Temperatura promedio anual[21].	34
3.2.	Territorio mexicano dividido en celdas	34
3.3.	Radiación promedio anual en tierra[22]	36
3.4.	Temperatura media anual de la superficie del mar en el año 2006 [24]. .	36
3.5.	Conteo de pixeles en una celda, para la temperatura sobre la superficie terrestre equivalentes a una temperatura de $17.5[^\circ C]$	37

3.6.	Conteo de pixeles en una celda, para la temperatura sobre la superficie del mar equivalentes a una temperatura de $20[^\circ C]$	37
3.7.	Conteo de pixeles en una celda, para la radiación solar sobre la superficie terrestre equivalentes a $5405.5[\frac{Wh}{m^2}]$ día.	38
3.8.	Obtención del promedio ponderado de las propiedades, para igualar la escala de los datos de origen con la de la malla escogida y poder tener datos discretos.	38
3.9.	Altura	39
3.10.	Valores de temperatura para cada nodo.	39
3.11.	Valores de radiación para cada nodo.	40
3.12.	Temperatura media anual en $^\circ C$ para los estados de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha) [25].	41
3.13.	Territorio de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha) divididos en celdas.	41
4.1.	Volumen específico para cada celda $[\frac{m^3}{kg}]$	44
4.2.	Energía diaria obtenida por efecto térmico.	45
4.3.	Dirección del viento calculado mediante los datos de la energía obtenida por efecto térmico.	46
4.4.	Energía diaria obtenida por efecto térmico con la máxima potencia.	47
4.5.	Potencial energético debido a CAPE evaluado a 150 [m] sobre la superficie del terreno.	48
4.6.	Energía diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de altitudes a 10 metros de la superficie.	49
4.7.	Energía diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de altitudes a 150 metros de la superficie.	49
4.8.	Energía diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de altitudes con la máxima potencia a 10 metros de la superficie.	50
4.9.	Energía diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de altitudes con la máxima potencia a 150 metros de la superficie.	51
4.10.	Energía $[\frac{Wh}{m^2}]$ diaria obtenida por efecto térmico con la máxima potencia en el estado de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha).	52
4.11.	Energía $[\frac{Wh}{m^2}]$ diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de altitudes con la máxima potencia a 80 metros de la superficie en el estado de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha).	52
4.12.	Velocidad del viento promedio anual $[\frac{m}{s}]$ en los estados de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha) a 80 metros de la superficie del terreno [26].	55
4.13.	Velocidad del viento promedio anual $[\frac{m}{s}]$ en México a 80 metros de la superficie del terreno [26].	56
A.1.	Modelo de la máquina térmica que representa el proceso analizado por Curzon & Ahlborn η_{ca}	62
A.2.	Comparación de la eficiencia de un ciclo de carnot η con la eficiencia de Curzon & Ahlborn η_{ca}	63

Índice de cuadros

2.1. Propiedades del estado crítico del aire [19].	26
2.2. Constantes de la ecuación de Van der Waals.	26

Lista de símbolos

Lista de símbolos	
Símbolo	Significado [unidades]
a	coef. caract. para c/gas en la ec. de Van der Waals = $2.523 \times 10^{-5} [\frac{m^6 Pa}{kg^2}]$ (aire) factor de inducción deflujo axial [<i>adim</i>]
A	área interceptada por el rotor, área superficial de la zona estudiada [m^2]
b	coef. caract. para c/gas en la ec. de Van der Waals = $9.667 \times 10^{-4} [\frac{m^3}{Kg}]$ (aire)
C_p	coef. de potencia [<i>adim</i>]
e	energía potencial convectiva disponible específica (CAPE) [$\frac{J}{Kg}$]
E	energía potencial convectiva disponible específica [J]
f	dilución de la luz solar, frecuencia de la luz láser
F	fuerza [N]
g	aceleración gravitacional de la Tierra [$\frac{m}{s^2}$], coef. de conducción térmica [$\frac{J}{K^4}$]
h	entalpía específica [$\frac{J}{kg}$]
H	radiación solar [$\frac{KWh}{dia}$], entalpía [J]
m	masa [kg]
M	masa molar [$\frac{kg}{mol}$]
P	presión [Pa]
Q	calor [J]
R	constante del gas = $2.189 \times 10^2 \frac{m^3 Pa}{kg^2 K}$
s	entropía específica [$\frac{J}{kgK}$]
T	temperatura [$^{\circ}K$]
\bar{T}	temperatura promedio en el sitio [$^{\circ}C$]
v	velocidad del aire [$\frac{m}{s}$]
W	trabajo [W]
Z	altura sobre el nivel del mar [m]
α	frac. de trabajo que regresa a la fnte. de calor, coef. de transferencia de calor
β	coeficiente de transferencia de calor [$\frac{J}{K}$]
γ	factor de invernadero o reflectancia de la luz en su gama térmica
η	eficiencia
2θ	ángulo entre los haces de luz láser
λ	longitud de onda de la fuente de luz láser
ν	volumen específico [$\frac{m^3}{kg}$]
Π	área proyectada en un plano perpendicular a los rayos del Sol [m^2]
$\bar{\rho}$	densidad promedio [$\frac{Kg}{m^3}$]
ρ	densidad [$\frac{kg}{m^3}$], albedo o reflectividad del planeta
σ	constante de Stefan Boltzmann = $5.67 \times 10^{-8} [\frac{W}{m^2 K^4}]$
ϕ	latitud [$^{\circ}$]
Ω	velocidad angular de la Tierra = $7.29 \times 10^{-5} [\frac{rad}{s}]$
\uparrow	ascendente
\downarrow	descendente

Lista de símbolos

Subíndice	Significado [unidades]
0	sobre el nivel del mar
1	en los polos, baja, fría
2	en el ecuador, alta, caliente
<i>a</i>	ambiente, atmosférica, alta
<i>b</i>	baja
<i>c</i>	Coriolis, crítico
<i>ca</i>	Curzon & Ahlborn
<i>cm</i>	centro de masa
<i>d</i>	en el disco formado por el rotor
<i>e</i>	espacio extraterrestre
<i>f</i>	final
<i>i</i>	inicial
<i>min</i>	mínima
<i>max</i>	máxima
<i>s</i>	Sol
<i>w</i>	cable, después de pasar por el rotor
∞	antes de pasar por el rotor

Capítulo 1

Introducción

En este capítulo se presenta los antecedentes sobre el viento que explican las principales causas que lo originan, las fuerzas que lo producen, su relación con la energía solar y una breve descripción de su comportamiento a diferentes escalas.

También se muestra una descripción de la atmósfera como una máquina térmica que produce trabajo en forma de energía eólica, y utiliza como fluido de trabajo al aire. También se describe los tipos de estratificaciones de la atmósfera dentro de la capa límite del viento.

Por último se expone la problemática y los objetivos de este trabajo.

1.1. El viento

El viento es aire en movimiento producido principalmente por dos fuerzas: las que resultan de un gradiente de presión y la fuerza de coriolis. La presencia de estas fuerzas es consecuencia de los movimientos de rotación, traslación de la Tierra y la interacción con el Sol.

Los gradientes de presión en el aire se originan principalmente por la diferencia de temperatura vertical y horizontal que son producidas por las estaciones del año, las variaciones día-noche y la diferencia en el ángulo de incidencia de la radiación solar sobre las diferentes zonas de la superficie terrestre. Mientras que la fuerza de coriolis es una consecuencia directa de la rotación planetaria.

1.1.1. Mecánica del viento

A continuación se describe brevemente la mecánica del movimiento de la atmósfera y las fuerzas subyacentes que lo impulsan.

Fuerzas de gradiente en presión

El aire se mantiene en movimiento por el gradiente de presión tanto vertical como horizontal. Sin embargo la mayor causa del viento es el gradiente de presión horizontal. Si consideramos un volumen con una sección transversal unitaria con longitud Δx , que

llamaremos parcela de aire, con una presión P en un extremo y $P + \Delta P$ en el otro, el gradiente de presión ΔP actúa para mover la parcela de la zona con mayor presión a la de menor presión. Si la masa del aire es $\rho \Delta x$, la fuerza resultante por unidad de masa en la dirección x es:

$$F_x = -\frac{1}{\rho} * \frac{\Delta P_x}{\Delta x}. \quad (1.1)$$

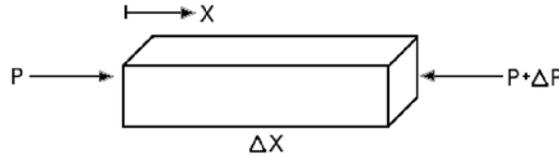


Figura 1.1: Fuerza horizontal del gradiente de presión

En forma similar, podemos obtener el gradiente de presión en la dirección vertical (z) de la ecuación de la hidrostática:

$$\Delta P_z = -\rho g \Delta z. \quad (1.2)$$

La presión se determina por el peso de la columna de aire que se encuentra sobre el punto de interés. La presión cambia con la altura en una cantidad igual al peso de una columna de aire (ρg) con sección transversal unitaria entre los dos niveles (Δz)

Fuerza de coriolis

Si el aire en movimiento se observa y estudia desde la superficie terrestre, el viento es estudiado desde un sistema de referencia no inercial, debido a la rotación de la tierra. Para poder aplicar las leyes de Newton a una parcela de aire en este sistema de referencia, es necesario tomar en cuenta la fuerza de coriolis que es una fuerza aparente, lo cual permite que se sigan cumpliendo dichas leyes.

Si consideramos una parcela de aire en movimiento con masa unitaria, la fuerza de coriolis puede ser expresada de la siguiente forma:

$$F_c = -2\Omega v \text{sen}\phi, \quad (1.3)$$

donde Ω es la velocidad angular de rotación, en este caso de la Tierra ($7.29 \times 10^{-5} [\frac{\text{rad}}{\text{s}}]$), v la velocidad del aire, y ϕ la latitud [1].

La fuerza de coriolis siempre es perpendicular al vector velocidad y no puede realizar trabajo sobre la partícula en movimiento. Es directamente proporcional a la velocidad del viento y a la función seno de la latitud. Por ello, es máxima en los polos y disminuye cuando decrece la latitud llegando a ser nula en el Ecuador. Cuando una partícula de aire se pone en movimiento por efecto de la fuerza de presión, desde la alta hacia la baja, la fuerza de Coriolis cambia la dirección en el movimiento de la partícula pero no puede iniciar su movimiento cuando está en reposo.

Debido a la fuerza de coriolis los vientos son desviados como se muestra en la figura (1.2); Los vientos que se dirigen de los polos, al ecuador, son desviados hacia el oeste como se muestra con las dos flechas que estan a la izquierda, las flechas a la derecha representan a los vientos que se dirigen del ecuador a los polos que son desviados hacia el este .

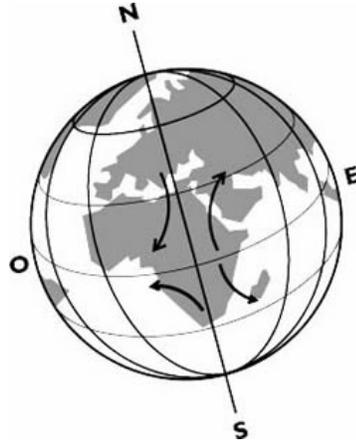


Figura 1.2: Efecto de la fuerza de coriolis sobre los vientos.

Ya fué descrita la fuerza de de Coriolis que desvía la dirección del viento y la fuerza producida por el gradiente de presión, que genera el movimiento del aire debido a una diferencia de temperaturas sobre la superficie terrestre, producida por la incidencia de radiación solar.

1.2. Radiación solar

El equivalente de energía irradiado por el Sol es de $3.9 \times 10^{26} [W]$. Una superficie plana, perpendicular a los rayos del Sol, colocada en las capas altas de la atmósfera, recibiría en promedio $1353 [\frac{W}{m^2}]$ debido a que la radiación emitida por el Sol, que corresponde aproximadamente a la radiación de un cuerpo negro a una temperatura de $6000 [K]$. Por lo anterior, la temperatura superficial de la Tierra está entre 220 y $320 [K]$. El promedio temporal y zonal de la temperatura de la corteza terrestre es de $288 [K]$ [2]. Una parte de la radiación solar incidente es reflejada y retorna al espacio exterior. Es el denominado albedo del sistema atmósfera-Tierra y contribuyen a él las nubes, las partículas y gases en suspensión, la superficie terrestre y la energía que es absorbida en los océanos, en otras palabras la Tierra absorbe cerca del 70% de la radiación solar y la otra parte es reflejada al espacio exterior (albedo).

La superficie terrestre iluminada aumenta su temperatura debido a la radiación incidente, y la diferencia de temperaturas entre la superficie y el espacio extraterrestre permite que la superficie de la Tierra irradie energía. La mayor parte de la energía irradiada sale hacia el espacio mientras que otra se queda en la atmósfera por efecto invernadero.

La energía térmica acumulada en la atmósfera es convertida en trabajo en forma de viento y finalmente la energía cinética del viento es disipada en forma de calor, por efectos viscosos, dentro de la misma atmósfera contribuyendo al aumento de temperatura.

1.3. Escalas de movimiento

En general podemos distinguir varias escalas en el movimiento de la atmósfera terrestre y en cada una de las escalas actúan diferentes fuerzas que intervienen en el movimiento del aire. Para comprender el movimiento externo de la atmósfera es preciso ver cuáles son los mecanismos mediante los cuales se genera energía cinética, es decir la energía asociada al movimiento.

A continuación se describen las tres escalas principales del movimiento de la atmósfera terrestre: La circulación general, la circulación secundaria y la terciaria.

1.3.1. Circulación general

La mayor parte de la radiación solar se absorbe en las zonas de bajas latitudes. Como la temperatura media en el Ecuador no aumenta ni disminuye al igual que la temperatura media en los polos, tienen que existir algunos mecanismos de transporte de energía desde las bajas latitudes en dirección a los polos el cual es denominado “Circulación general de la atmósfera”.

La fricción es un proceso irreversible mediante el cual la energía cinética se transforma en calor sensible. Las fuerzas exteriores, como la de Coriolis, no genera ni consume energía cinética. Tampoco la generan los procesos en los cuales el calor latente se manifiesta. Las únicas fuerzas que mantienen la circulación atmosférica son las obtenidas a partir de la energía potencial y el calor sensible, las cuales pueden transformarse en energía cinética.

En una Tierra sin rotación las diferencias térmicas y de presión entre la zona ecuatorial y las polares producirían un movimiento circulatorio de la atmósfera. Este fenómeno se muestra en la figura (1.3); El aire de las zonas cálidas ascendería a las capas altas de la atmósfera, siendo remplazado por el aire más frío que viene de los polos. El aire cálido a su vez se desplazaría a los polos por las capas altas de la atmósfera, completando la circulación.

Si consideramos la rotación de la Tierra, el modelo de circulación global del aire sobre la Tierra se complica más. En el hemisferio norte, el movimiento del aire en las capas altas de la atmósfera tiende a desviarse hacia el este, por el efecto inercial de Coriolis, y en las capas bajas tiende a desviarse hacia el oeste. En el hemisferio sur ocurre lo contrario.

De esta forma el ciclo que aparecía en un planeta estático ahora se subdivide. En la figura (1.4) se muestran los 6 circuitos (celdas) formados; El aire que asciende sobre el Ecuador se dirige hacia el polo desviándose hacia el este a medida que avanza hacia el norte. Al alcanzar la zona subtropical, su componente transversal es demasiado elevada

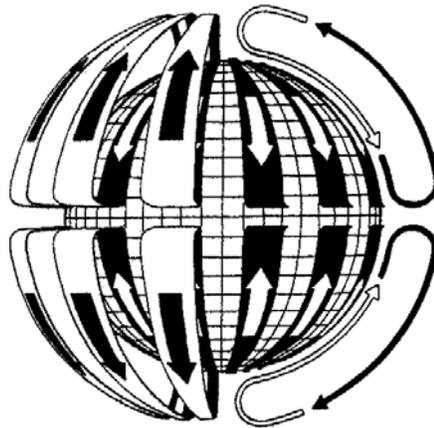


Figura 1.3: Circulación del aire a escala planetaria a una escala global sin considerar la rotación de la Tierra. Sólo se crean dos circuitos. [3]

y desciende volviendo al ecuador por la superficie. Por encima de este ciclo subtropical se forma otro de características semejantes, aunque en este caso es el aire caliente que ha descendido en la zona subtropical el que se desplaza por la superficie terrestre hasta que alcanza la zona subpolar, en donde vuelve a ascender enlazando con el ciclo polar.

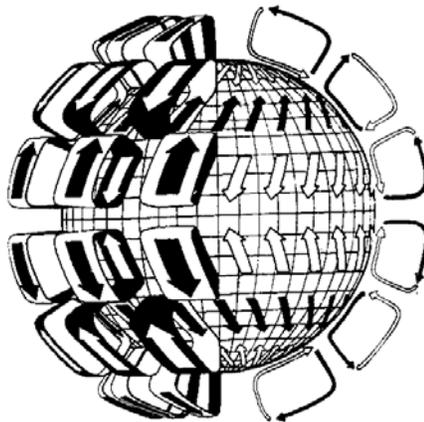


Figura 1.4: Circulación del aire a escala planetaria a una escala global considerando la rotación de la Tierra. Se crean seis circuitos o celdas: Dos celdas tropicales (cerca del ecuador), dos de latitud media (entre el ecuador y los polos) y dos polares. [3]

La circulación general es el movimiento del aire útil como mecanismos de transporte de energía a escala global, pero también existe movimiento de aire a diferentes escalas que solo abarcan capas bajas de la atmósfera.

1.3.2. Circulación secundaria

La circulación secundaria ocurre si los centros de alta o baja presión son causados por calentamiento o enfriamiento de las capas bajas de la atmósfera. La circulación secundaria incluye huracanes, monzones y ciclones extratropicales.

Huracanes

Los huracanes son ciclones tropicales con velocidades en la superficie superiores a los 80 m/s. Normalmente ocurren al finalizar el verano y al iniciar otoño. Obtienen su energía del calor latente liberado por la condensación de vapor de agua y sus diámetros están alrededor de los cientos de kilómetros.

Circulación de monzones

La circulación de monzones es creada por diferencia de presiones. En el verano, el continente de Asia se calienta considerablemente y en el invierno se enfría mucho, en especial al norte de los Himalayas. En el invierno, el aire de las capas bajas es más denso, creando una zona de alta presión sobre toda Asia. En el verano, la tierra se calienta mucho creando bajas presiones. En la India el viento corre del Océano Índico a la tierra generando precipitación, en especial durante el verano. En septiembre el continente Asiático se comienza a enfriar y hay en cambio una salida de aire más frío y seco hacia el sur y suroeste. Debido a este fenómeno, en la parte montañosa del sureste de Asia ocurre la lluvia de monzón en el invierno.

Ciclones extratropicales

Los ciclones extratropicales son generados por la acción mecánica de las montañas actuando como barreras, por corrientes atmosféricas de gran escala o por la interacción entre masas de aire que chocan y tienen alturas del orden de 1000 [km]. La temperatura y humedad de estas masas de aire son homogéneas horizontalmente. Cuando dos masas de aire con diferentes densidades chocan, se forma una interfaz o zona de transición. El disturbio en la temperatura, velocidad, o en el campo de gradiente en la presión puede causar perturbaciones ondulatorias en la zona de transición que se propagan como ondas en un medio continuo. Si las perturbaciones son grandes pueden generarse ondas con amplitud creciente y desarrollar grandes vórtices. Estos ciclones son llamados extratropicales porque ocurren en las regiones extratropicales, ubicadas entre los 30° y 60° N/S de latitud.

1.3.3. Circulación terciaria

Las circulaciones terciarias son vientos de pequeña escala, se caracterizan en menor o mayor medida por vientos locales. Y el entendimiento de estos vientos es importante para el uso de su potencial en la conversión de energía eólica.

Brisa marina y terrenal

La brisa es un viento local iniciado por diferencia de presiones. La circulación ocurre en forma local a lo largo de las costas cuando la diferencia de temperaturas entre la tierra y el mar es lo suficientemente grande. Durante el día, el aire sobre la tierra refleja más energía a la atmósfera que el aire sobre el agua. Por consiguiente la presión del aire sobre la superficie del mar es mayor comparada con la presión sobre la tierra, resultando en el movimiento de aire desde las zonas de alta presión a las de baja y el viento se dirige del mar a la tierra. En la noche ocurre el proceso inverso al enfriarse más la superficie de la Tierra que la del agua adyacente y comienza la brisa terrestre o “terral”. Debido a que en la noche la diferencia de temperatura entre la tierra y el agua es menor que durante el día, el terreal es más débil que la brisa marina.

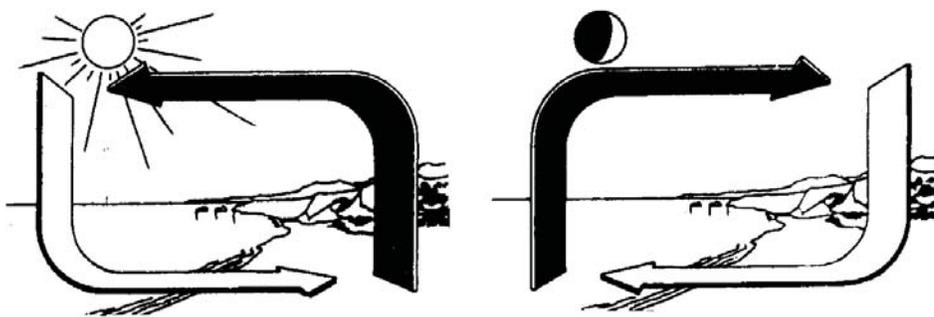


Figura 1.5: Brisa marina y terrestre. En el día el aire se dirige a la tierra. En la noche se invierte la circulación. Las flechas negras representan al aire caliente. [3]

Vientos de valle y montaña

Otro ejemplo de vientos locales generados por diferencia de presiones son los vientos de sistemas valle-montaña. Durante el día, el aire caliente de las pendientes de la montaña se eleva y desplaza al aire frío y denso que se encuentra arriba. En la noche el proceso se invierte y el aire frío baja por las pendientes y se estanca en el piso del valle. Los vientos del valle-montaña del día también son llamados “vientos anabáticos”, y los de la noche “vientos catabáticos”.

Viento tipo Foehn

Cuando el viento corre dirigiéndose a una montaña, ésta lo obliga a subir. Si el aire asciende lo suficientemente alto, se enfría en forma adiabática y puede ocurrir condensación y precipitación en la ladera de la montaña sobre la que llega el viento (barlovento). Después de haber perdido la mayoría de su contenido de vapor de agua inicial, el aire pasa sobre la cresta y es forzado a bajar de nuevo. Como consecuencia hay una compresión adiabática del aire seco descendente.

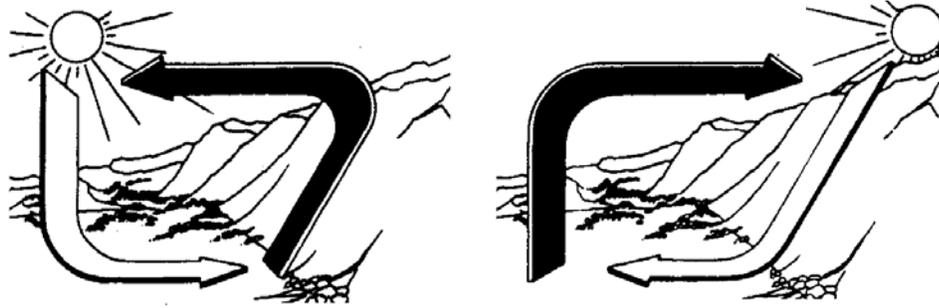


Figura 1.6: Vientos que se generan en los valles circundados por montañas durante el día y la noche. Las flechas negras representan al aire caliente. [3]

Tormentas

Una condición necesaria para la presencia de tormentas es la formación de altas nubes convectivas producidas por el movimiento ascendente de aire húmedo caliente. El movimiento puede ser iniciado por inestabilidad térmica, por la presencia de pendientes de montañas o por un frente (frontera de dos sistemas climáticos diferentes) y dependiendo de eso, la tormenta es clasificada como térmica, orográfica o frontal.

Si el vapor condensado de las nubes produce mucha precipitación, se ejercen fuerzas de arrastre viscosas por la lluvia sobre el aire que atraviesa. Esto contribuye a la iniciación de corrientes descendientes que se enfrían debido a la evaporación de una parte del agua que cae. Una característica de las tormentas es el súbito aumento de la velocidad del viento que se asocia con el paso de la corriente fría descendiente.

La mayoría de las tormentas ocurren en el cinturón ecuatorial y con menos frecuencia lejos de él.

Tornados

Los tornados son tormentas que contienen a los vientos mas violentos, aunque la probabilidad de que ocurran en cualquier lugar es baja. Un tornado consiste en un vórtice de aire que normalmente mide 300 metros de diámetro y tiene vientos periféricos con velocidades enormes, las cuales no han podido ser medidas, pero por su efecto destructivo se cree que pueden llegar a los 650 [Km/h] [1].

Los tornados son el resultado de excesiva inestabilidad atmosférica en tiempos muy cortos. A ellos siempre se les asocian fuertes tormentas. Normalmente aparecen desde la base de nubes cumulonimbos y son observados cerca de la tierra en forma de embudo.

Normalmente los tornados no son tomados en cuenta para el diseño de turbinas eólicas por la escasa probabilidad de presentarse.

1.4. La atmósfera como una máquina térmica

El viento es una consecuencia directa de la transformación de la energía térmica proveniente del Sol en trabajo mecánico. El aire cercano al ecuador es calentado más que el aire cercano a los polos, por lo que se expande y se eleva creando una zona de baja presión. El aire cercano a la superficie terrestre se mueve hacia el ecuador para equilibrar las presiones. El aire elevado viaja con hacia las zonas más frías y vuelve a bajar a la superficie terrestre. En conjunto, los procesos mencionados anteriormente describen el comportamiento de una celda de Hadley como se muestra en la figura (1.7).

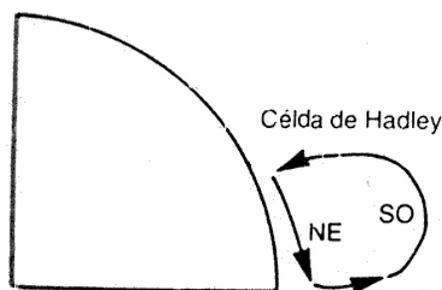


Figura 1.7: Modelo de celda de Hadley del hemisferio norte [4]

George Hadley (1685-1768) fue un meteorólogo inglés que reconoció por primera vez la relación entre la rotación de la Tierra y la circulación de la atmósfera (en particular para los vientos alisos), el patrón de la circulación meridional en zonas tropicales fue nombrado circulación de Hadley o celdas de Hadley en su honor (ver figura 1.7). Hadley presentó su teoría en 1735 [5] donde explica que el aire caliente de las proximidades del ecuador se eleva y genera flujos de bajo nivel hacia el ecuador que, desviados por la rotación de la Tierra originaban los vientos alisos del nordeste y del sudeste como se muestra en la figuras (1.7) y (1.8).

La Tierra puede ser representada como una gran máquina térmica, con fuentes térmicas a diferente temperatura en la superficie terrestre, que utiliza la atmósfera como fluido con el cual es posible transformar el calor en trabajo mecánico mediante el movimiento de grandes masas de aire.

La cantidad máxima de energía en forma de viento que puede ser producida mediante la transformación de energía solar puede ser calculada con un análisis termodinámico endoreversible [6]. Para hacerlo se divide la superficie de la Tierra en diferentes partes, cada una con su propia temperatura superficial. Las diferentes partes están interconectadas con las vecinas mediante ciclos de carnot que producen potencia eólica. Dado que al dividir la Tierra en segmentos usando los paralelos de la Tierra, encontramos diferencia de temperatura que producen las celdas de Hadley (figura 1.9), se utilizaron estas celdas para realizar el cálculo.

En una máquina endorreversible (figura 1.10) el fluido de trabajo sólo presenta transformaciones reversibles durante su operación [7] y las irreversibilidades están restringidas al acoplamiento de estas con el mundo externo mediante el transporte de calor

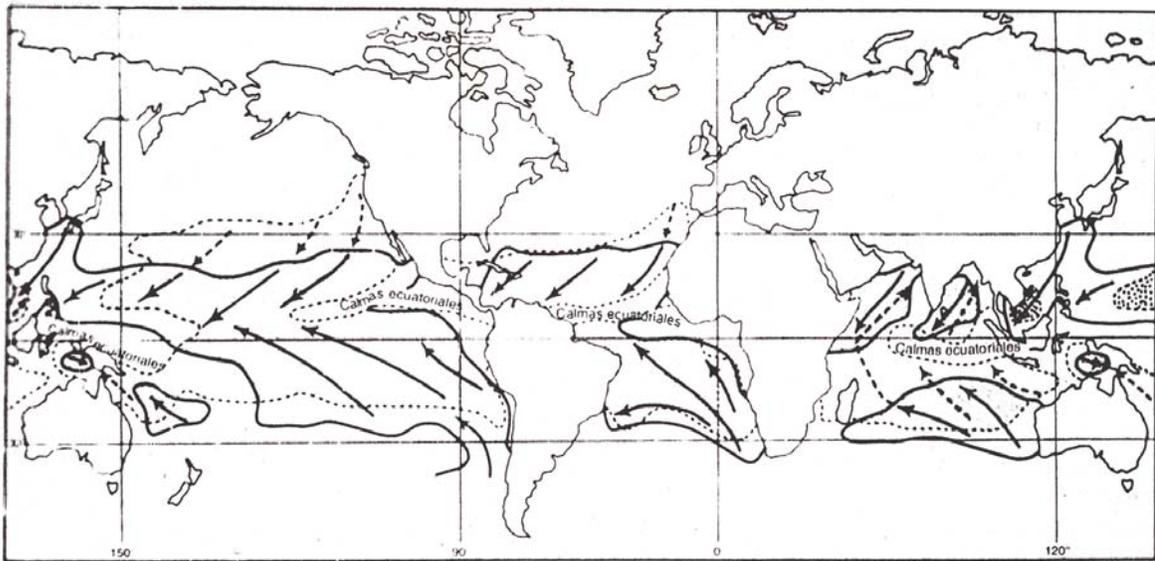


Figura 1.8: Mapa de los cinturones vientos alisios. La zona con vientos predominantes está rodeada por líneas continuas (enero), por trazos (julio) y por líneas punteadas (ambos meses). Las líneas de corriente se indican por flechas de trazos (julio) y continuas (enero o ambos meses) [4]

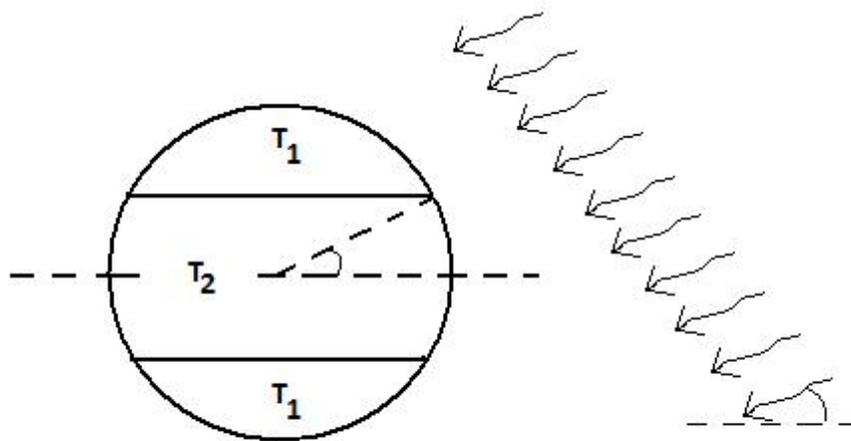


Figura 1.9: Modelo de la Tierra para una sola celda

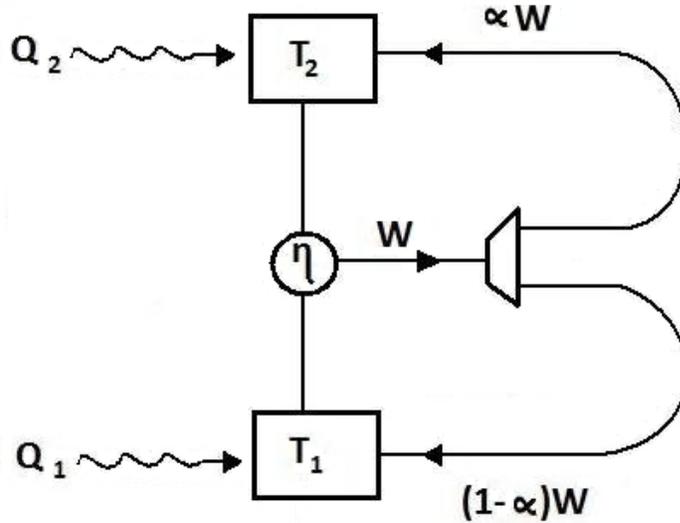


Figura 1.10: Modelo termodinámico para una sola celda de Hadley

desde una fuente térmica a una máquina de Carnot y desde ésta, a un sumidero [6] (ver apéndice B).

Para conocer el intercambio de calor Q_1 en los polos y Q_2 en el ecuador, se resta la energía que sale a la que incide, ambas por radiación, considerando una temperatura cercana a cero en el espacio.

De Vos y van der Wel [6] encuentran una expresión para la máxima energía eólica que resulta de concebir al sistema de viento en la Tierra como una sola celda de Hadley (figura 1.9) en donde las dos fuentes de energía térmica a las temperaturas T_1 para los polos y T_2 para el ecuador están conectadas mediante una máquina de Carnot con eficiencia η la cual produce un trabajo W en forma de viento el cual, es disipado en la misma atmósfera en forma de calor permitiendo una “retroalimentación” del trabajo (figura 1.10) ya que una fracción αW es tomada por la fuente térmica que se encuentra a la temperatura alta T_2 y una fracción $(1-\alpha)W$ es tomada por la fuente que se encuentra a la temperatura baja T_1 , la temperatura del Sol es T_s mientras que la temperatura del espacio extraterrestre es T_e ; Después conciben la existencia de un mayor número de celdas de Hadley dividiendo a la Tierra en más secciones con diferentes temperaturas y mediante los paralelos optimizan esta función y encuentran que a partir de 6 celdas en adelante, la máxima energía eólica obtenida por la función aumenta muy poco sin contribuir en forma significativa y muestran que la parte de energía solar que se convierte en eólica calculada con 6 celdas de Hadley es: 0.54% en los equinoccios, 1.74% en los solsticios y 1.17% en promedio. Este valor se compara bien con el obtenido en forma empírica entre 0.8% y 1% por Brankovic[8] y Peixoto [9].

1.5. Capa límite

La intensidad con la que ocurre la turbulencia depende de la rugosidad de la superficie de la Tierra y la altura sobre ésta superficie. Sin embargo también depende de las características topográficas como las colinas y las montañas, así como las características más locales, tales como árboles o edificios. También depende del comportamiento térmico de la atmósfera: por ejemplo, si el aire cerca de la tierra se calienta en un día soleado, se puede generar una fuerza de flotación suficiente para elevarse a través de la atmósfera, causando un patrón de celdas de convección que se experimentan como remolinos turbulentos a gran escala.

Mientras la altura sobre la superficie de la Tierra aumenta, los efectos de todos estos procesos que son provocados por la interacción del aire con la superficie, se hacen más débiles. Por encima de cierta altura, el flujo de aire puede ser considerado libre de las influencias de la superficie. Aquí, puede ser considerado que el aire es dirigido por diferencia de presiones a gran escala sinóptica y por la rotación de la Tierra (flujo geostrófico). En altitudes bajas, el efecto de la superficie de la Tierra puede ser sentido. Esta parte de la atmósfera es conocida como la capa límite. Las propiedades de la capa límite son importantes para entender la turbulencia experimentada por las turbinas de viento, utilizadas para el aprovechamiento de la energía eólica.

1.5.1. Efectos térmicos en la capa límite

Los principales efectos que gobiernan las propiedades de la capa límite son la fuerza del viento geostrófico, la rugosidad de la superficie, el efecto Coriolis y los efectos térmicos. Podemos considerar la existencia de una parcela de aire cercana a la superficie que se calienta. La influencia de los efectos térmicos sobre la parcela pueden ser clasificados en tres categorías: estratificación estable, inestable y neutra.

Estratificación inestable

La estratificación inestable ocurre cuando hay mucho calentamiento superficial, causando que el aire caliente cercano a la superficie se eleve. Mientras se eleva, se expande debido a una presión reducida y entonces se enfría adiabáticamente. Si el enfriamiento no es suficiente para llevar el aire a un equilibrio térmico con el aire que lo rodea, este continuará elevándose convirtiéndose en grandes celdas de convección. El resultado es una capa límite gruesa con remolinos turbulentos de gran escala, con mucho mezclado y transferencia de momento vertical provocando un cambio relativamente pequeño en la velocidad media con respecto a la altura. Para las aplicaciones en generación de energía eólica, la estratificación inestable puede ser importante ya que puede dar lugar a ráfagas de viento en las zonas bajas.

Estratificación estable

Si el efecto del enfriamiento adiabático de la parcela de aire causa que el aire elevado se enfríe más que el aire circundante, el movimiento vertical será eliminado. Esto es

llamado estratificación estable. Esto normalmente ocurre en las noches frías cuando la superficie de la Tierra es fría. En esta situación, la turbulencia es dominada por la fricción con la tierra, y el incremento de la velocidad media con respecto a la altura, debido a los esfuerzos cortantes, puede ser grande. El aire que se eleva en las condiciones de estratificación estable, puede provocar cargas asimétricas debidas a altos esfuerzos cortantes. En esta situación también puede haber cambios rápidos en la dirección del viento con respecto a la altura.

Estratificación neutra

En la atmósfera neutra, el enfriamiento adiabático de la parcela de aire que se eleva es tal que esta permanece en equilibrio térmico con sus alrededores. Esto causa muchas veces, en vientos fuertes, cuando la turbulencia causada por la rugosidad de la tierra, un mezclado suficiente de la capa límite. Para el aprovechamiento de la energía eólica, la estabilidad neutra es usualmente la situación que se considera más importante, particularmente cuando se consideran las cargas turbulentas en la turbina ya que éstas son más grandes en los vientos fuertes.

1.6. La energía del viento

La energía contenida en el viento es lo que se desea aprovechar en forma práctica. La energía contenida en una masa de aire se puede determinar por la “Ley del cubo” [3]:

$$E = \frac{1}{2}\rho Av^3, \quad (1.4)$$

donde E es la energía por unidad de tiempo [W], A el área interceptada por el rotor [m^2], ρ la densidad del aire [kg/m^3] y v la velocidad del viento [m/s].

1.7. Coeficiente de potencia

La cantidad de potencia que se puede extraer del aire mediante una máquina eólica puede ser calculada mediante la siguiente ecuación [10]:

$$Potencia = 2\rho A_d v_\infty^3 a(1 - a)^2, \quad (1.5)$$

donde ρ es la densidad del aire y a el factor de inducción de flujo axial que relaciona a la velocidad del viento corriente arriba del rotor v_∞ con la velocidad del viento en el rotor v_d de la siguiente forma:

$$v_d = v_\infty(1 - a). \quad (1.6)$$

El coeficiente de potencia es aquel que relaciona la cantidad de potencia que se extrae del aire mediante una máquina eólica (numerador) con la potencia disponible en ausencia de la máquina eólica (denominador) [10]:

$$C_p = \frac{\text{Potencia}}{\frac{1}{2}\rho v_\infty^3 A_d}, \quad (1.7)$$

simplificando tenemos:

$$C_p = 4a(1 - a)^2. \quad (1.8)$$

Se puede obtener el máximo valor que puede tener el coeficiente de potencia, esto ocurre cuando $a = \frac{1}{3}$ y resulta ser:

$$C_p = \frac{16}{27} = 0.593. \quad (1.9)$$

El máximo valor que puede tener el coeficiente de potencia es conocido como límite de Betz (debido al alemán Albert Betz) y no es posible construir una turbina eólica que exceda este límite.

1.8. Medición del viento

Como se observa en la ecuación (1.4), la energía contenida en el viento, es directamente proporcional al cubo de la velocidad del viento y por eso es el factor principal a tomar en cuenta para la selección del emplazamiento más adecuado para la instalación de máquinas eólicas que consiste en buscar los lugares en los que sopla el viento con mayor velocidad y para eso es necesario medir la velocidad del viento.

El aparato utilizado para medir la velocidad del viento es llamado anemómetro. Los fenómenos que dependen de la velocidad del viento se utilizan para medirla, existen tres técnicas diferentes para hacerlo las cuales utilizan tres parámetros para medir la velocidad en forma directa: el empuje, la presión y el efecto de enfriamiento.

El anemómetro de copas tipo Robinson consiste en un eje vertical que carga tres o cuatro brazos horizontales y tienen al final copas hemisféricas de metal delgado, los bordes circulares de las copas se encuentran en planos verticales que pasan por el eje común de rotación. El empuje producido por el aire es mayor en el lado cóncavo que en el convexo lo que produce un movimiento circular sobre el eje como se muestra en la figura (1.11) . La velocidad del viento tiene una relación lineal con la velocidad de rotación, que se mide con un contador digital. Algunos aparatos tienen la capacidad de registrar datos en forma continua y almacenarlos para su posterior análisis.

A velocidades bajas de viento, las medidas del anemómetro de copas pueden ser erróneas debido al rozamiento en los cojinetes. Cuando la velocidad del viento disminuye rápidamente, el efecto de la inercia es significativo y el anemómetro tarda tiempo en detenerse. A pesar de los dos defectos anteriores, el anemómetro de copas tipo Robinson es el aparato más utilizado para medir velocidades del viento.

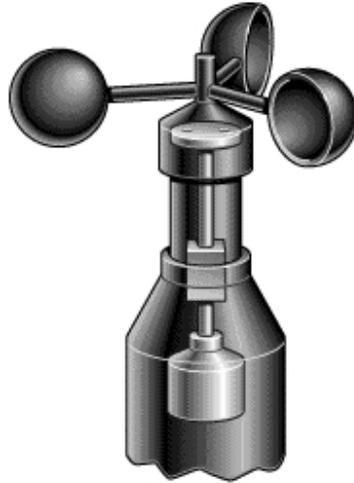


Figura 1.11: Anemómetro de copas tipo Robinson

El anemómetro de tubo de presión es un aparato mecánico simple útil para aplicaciones autónomas en locaciones lejanas con mucho viento, está compuesto por dos partes: La cabeza que usualmente se monta en un mástil a la altura deseada, que tiene un tubo horizontal doblado en uno de sus extremos y es soportado por dos tubos verticales concéntricos. Al final del tubo horizontal se conecta un tubo interno. Al otro lado del tubo externo hay algunos hoyos a poca distancia del tubo horizontal. La cabeza rota libremente y siempre esta de frente al viento gracias a una veleta. El viento que sopla dentro del tubo horizontal crea una presión que es comunicada mediante un tubo flexible hacia un registrador. Además, el viento que sopla sobre los hoyos pequeños que hay en el tubo concéntrico crea un efecto de succión, que también es comunicado al registrador mediante un segundo tubo flexible.

Dentro del aparato registrador hay un recipiente de cobre, cerrado en uno de sus extremos y flota invertido en un contenedor cilíndrico parcialmente lleno con agua y sellado para que no entre el aire exterior. La presión del viento sobre el tubo horizontal de la cabeza es transmitida al espacio dentro del flotador causando que éste suba con ayuda de la succión que es aplicada en el espacio sobre el flotador cuando el viento sopla.

Cuando la velocidad del viento sube y baja, el flotador también lo hace y el movimiento es transferido a una pluma que traza el recorrido en un carrete de papel. Si el movimiento del carrete es operado por un motor de cuerda, la unidad no necesita alimentación eléctrica. El registro de la presión sobre el papel puede tener muy buena forma tal que la correlación entre las escalas de presión y velocidad sea lineal. Muchos anemómetros de tubo de presión tienen sensores para medir la dirección del viento que registran el movimiento de la veleta trasera lo que permite grabar tanto la velocidad como la dirección del viento.

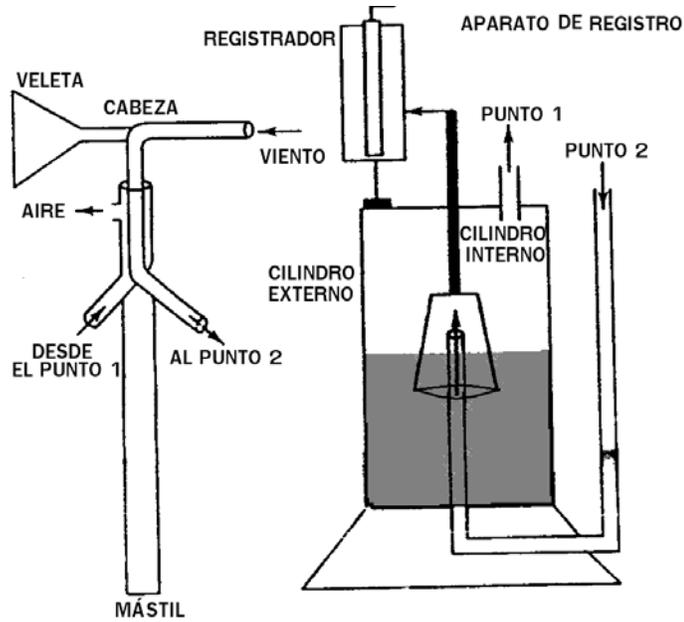


Figura 1.12: Anemómetro de tubo de presión [11].

El anemómetro de hilo caliente usa el efecto de enfriado que produce el viento en un cable de platino o tungsteno que es calentado con electricidad para medir la velocidad del viento. El cable es calentado por una fuente constante de corriente, con los cambios en la velocidad del viento, la temperatura del cable varía y también lo hace la resistencia eléctrica del cable. Para obtener la velocidad del viento es necesario medir la resistencia eléctrica del cable y calibrar el equipo. La diferencia de temperaturas entre el cable y el aire del medio ambiente es inversamente proporcional al cuadrado de la velocidad del viento.

$$T_w - T_a \propto \frac{1}{\sqrt{v}}. \quad (1.10)$$

Debido a la relación anterior, el anemómetro de hilo caliente es útil para medir velocidades bajas de viento.

El anemómetro láser dopler es una tecnología utilizada para medir las velocidades de flujo de partículas del aire en movimiento. La técnica se basa en la medición de la dispersión de la luz láser debida a las partículas que pasan a través de una serie de rejillas de interferencia generadas al dividir el haz de luz para intersectar ambos haces en el punto donde se desea realizar la medición. La luz láser dispersada oscila con una frecuencia específica que se encuentra relacionada con la velocidad de las partículas. Si el flujo es perpendicular a las rejillas de interferencia, la relación entre la frecuencia f , y la velocidad en la dirección del eje x v_x es determinada por el ángulo 2θ entre los haces y la longitud de onda λ de la fuente de luz:

$$f \approx 2 \frac{v_x}{\lambda_0} \text{seno}\theta. \quad (1.11)$$

En la figura (1.13) se muestran los dos haces de luz generados por el láser, que forman un ángulo 2θ entre ellos, procurando que al intersectarse generen una rejilla casi perpendicular a la velocidad v .

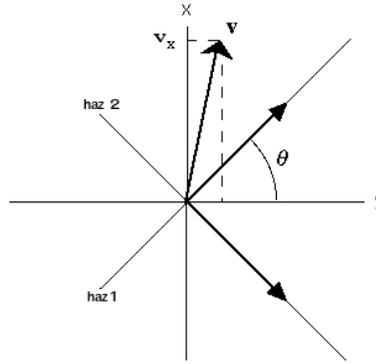


Figura 1.13: Diagrama de la intersección de dos haces de luz generados por un laser para medir la velocidad v que tienen las partículas del aire en movimiento.

La mejor forma de medir la velocidad del viento es hacerlo a la altura de buje de los aerogeneradores que se utilizarán. Lamentablemente pocas veces se conoce a priori la altura de buje y en caso de conocerla sería muy caro situar las torres de medición tan altas. Normalmente, como alternativa para evaluar el recurso eólico se toman medidas de la velocidad del viento a dos diferentes alturas mas bajas lo cual permite hacer una estimación de la velocidad del viento en otras alturas. La distancia entre dos anemómetros debe ser, por lo menos, entre 15 y 20 m. Y el anemómetro mas bajo debe estar colocado lo mas alto posible para evitar que las mediciones del viento se vean afectadas por obstáculos (plantas, árboles, rocas, casas edificios etc...) entre 10 y 30 metros de altura dependiendo de los alrededores.

Para hacer las mediciones se necesitan torres diseñadas especialmente para colocar los anemómetros y una veleta para medir la dirección del viento. Es muy importante la exactitud con la que se mide la velocidad del viento. Los instrumentos deben ser calibrados antes y después de hacer las pruebas.

Los datos medidos son registrados mediante un adquisidor de datos digital automático capaz de tomar señales análogas. Los estándares internacionales especifican una tasa mínima para la toma de muestras de 0.5 [Hz].

Una vez que los datos erróneos son eliminados y corregidos, se prosigue a analizar los datos. Para analizarlos, los estándares tanto de la IEA (International Energy Agency) como de la IEC (International Electrotechnical Commission) usan un tiempo de 10 min para promediar los datos adquiridos [10].

La razón por la que se utiliza un tiempo de 10 minutos para promediar las mediciones de la velocidad del viento se encuentra mediante el análisis de la Función de

Densidad Espectral (Inglés: Auto Power Spectral Density function, APSD) $S_d(f)$ (un método preciso para analizar las fluctuaciones y variaciones en la velocidad del viento) también conocida como el espectro energético del viento. La figura muestra el espectro para el rango de frecuencia de 0.3×10^{-6} [Hz] hasta 0.3 [Hz], como fue medido por Van der Hoven [12]. En el eje vertical se muestra la “densidad espectral” S_d medida de la energía contenida en las fluctuaciones del viento, en la escala horizontal (logarítmico), se muestra la frecuencia. En la figura se agregan, en sitios especiales, el valor correspondiente del período (indicado en segundos, igual a $1/f$).

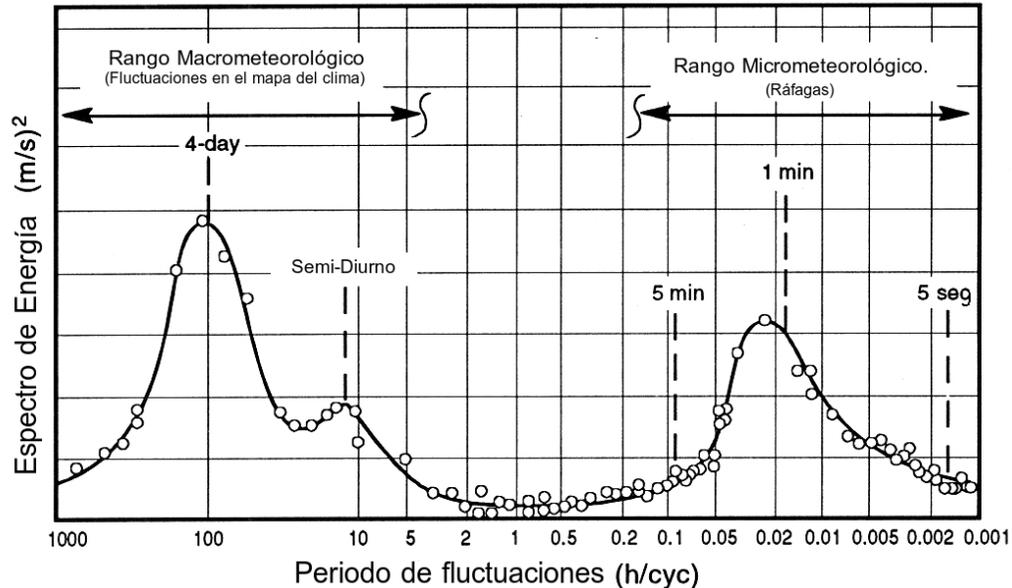


Figura 1.14: Espectro de Van der Hoven [12].

El mayor pico (pico macrometeorológico), 0.01 ciclo/hora, corresponde a un período de cuatro días. El segundo pico (pico micrometeorológico) se ubica en el rango correspondiente a períodos de 5 minutos a 3 segundos y está asociado con la turbulencia de la capa límite. Entre ambos picos se define un valle en el espectro o “depresión espectral” que indica bajos contenidos de energía por fluctuaciones de viento cuyo valor mínimo se alcanza para períodos de 10 minutos. Por ello, la velocidad promedio del viento en 10 minutos se ha considerado como la velocidad estacionaria. Confirmando la escasa interacción entre el clima de viento con períodos mayores a 2 horas (macrometeorología: ciclos de insolación, frentes, tormentas) y la turbulencia de la capa límite con períodos menores a 5 minutos (micrometeorología: rachas, turbulencia).

1.9. Planteamiento del problema

Es posible estimar el recurso eólico en los alrededores de la torre de medición si se encuentra en un terreno homogéneo sin cambios en el ecosistema, orográficos o en la

temperatura superficial. De lo contrario es necesario utilizar varias torres de medición, sobretodo si se desea evaluar el recurso eólico en grandes extensiones de territorio. Debido a lo anterior, la evaluación del recurso eólico en grandes extensiones es costosa ya que se requiere de grandes inversiones en equipo, torres, inversión y mantenimiento. Después de medir la velocidad y dirección del viento por lo menos durante un año y analizar los datos, es posible encontrar la viabilidad explotar el recurso en ese sitio. Así el primer paso es identificar las zonas con posible potencial antes de iniciar la instalación de sistemas anemométricos, por lo que se requiere realizar una prospección fiable que asegure que la inversión en los equipos y personal es justificada.

1.10. Objetivo

El objetivo de este trabajo es desarrollar una metodología que nos permita estimar la energía eólica en forma indirecta para hacer una prospección que determine las zonas que cuentan con recurso eólico y posteriormente medir la velocidad del viento de manera directa a través de estaciones anemométricas y evitar la instalación de dichos sistemas en zonas donde no hay recurso eólico presente. La metodología propuesta se basa en un análisis termodinámico y utiliza datos disponibles de irradiación solar, temperatura promedio anual y altura del terreno sobre la superficie del mar. Estos datos son fácilmente obtenidos de estaciones climatológicas donde comúnmente se mide la temperatura ambiente, la radiación solar difusa y la radiación global.

Con el modelo propuesto se busca establecer una metodología que sea una herramienta fiable para la identificación de zonas con potencial eólico donde se deben instalar estaciones de monitoreo para precisar el potencial eólico.

Capítulo 2

Metodología

En esta sección se plantea una metodología que nos permite calcular la máxima energía eólica local disponible utilizando un análisis termodinámico endorreversible, así como un análisis de la energía potencial disponible en la atmósfera que se eleva por convección debido al calentamiento provocado por el Sol. Algo que no se había tomado en cuenta antes de la forma en que se hace en el presente trabajo: considerar a la atmósfera como una máquina térmica que produce trabajo en forma de viento, tomando en cuenta los principios termodinámicos y los principios geofísicos para estimar en forma regional la energía eólica.

A continuación se muestra el modelo termodinámico, la metodología aplicada a territorios bien definidos divididos en celdas y el uso de datos discretos necesarios para la evaluación del recurso dentro de cada una de las celdas.

2.1. Trabajo disponible paralelo a la superficie.

Al hacer un análisis de la máxima eficiencia con la que se puede convertir la energía solar en eólica en todo el planeta, mediante un modelo que plantea a la atmósfera como una máquina térmica como el planteado por de Vos [6]. Se puede considerar que los dos reservorios de temperatura se encuentran a la misma altura ya que el espesor de la tropósfera (capa de la atmósfera en la que se producen los vientos que mide entre 9 y 18 Km) es muy pequeño a comparación del radio promedio de la tierra (6371 [km]), y un cambio en la altura en la superficie de la Tierra debido a la topografía es insignificante ya que la curvatura de la superficie es muy grande.

Es posible calcular la energía eólica máxima disponible que resulta de la interacción entre dos zonas bien delimitadas con diferencia de temperaturas mediante un análisis endorreversible. Si consideramos el modelo de la figura (1.10) [6] y hacemos un balance de energía utilizando la primera ley de la termodinámica igualando el calor que entra al sistema por radiación y retroalimentación con el trabajo producido, tenemos:

$$(Q_2 + \alpha W) + (Q_1 + (1 - \alpha)W) = W, \quad (2.1)$$

simplificando:

$$Q_2 + Q_1 = 0, \quad (2.2)$$

Observamos que con este modelo planteado por de Vos [6] es necesario cumplir que la energía neta que entra en la zona fría debe ser igual a la que sale por la zona caliente, algo que limita mucho su aplicación porque sería necesario ajustar el área de cada una de las zonas hasta encontrar que se satisface la restricción planteada en la ecuación (2.1), perdiendo la posibilidad de escoger la geometría de las zonas (malla). Para poder analizar el recurso eólico en forma regional sobre zonas escogidas en forma arbitraria (ver sección 2.4) utilizamos un modelo más sencillo sin retroalimentación (figura 2.1). Donde T_s es la temperatura del Sol, T_2 la temperatura de la superficie terrestre caliente, T_1 la temperatura en la superficie terrestre fría y T_e la temperatura del espacio extraterrestre. Se considera que los procesos irreversibles se dan en la transferencia de calor que hay entre las zonas (fría y caliente), el Sol y el espacio extraterrestre.

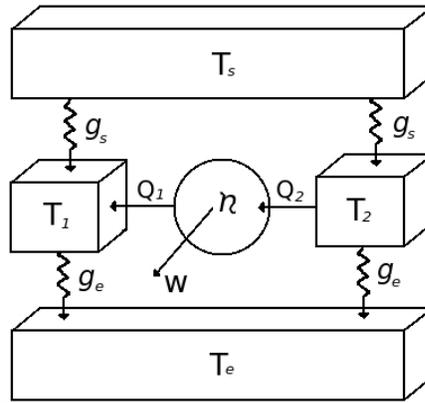


Figura 2.1: Modelo termodinámico endorreversible para una sola celda de Hadley

Los coeficientes g_s y g_e son los coeficientes de los “conductores térmicos” en los que se presentan las irreversibilidades al interactuar los reservorios de temperatura con el Sol y el espacio exterior. El intercambio de calor está dado por las ecuaciones de transporte de Stefan Boltzmann:

$$Q_{s,i} = g_s(T_s^4 - T_i^4), \quad (2.3)$$

$$Q_{e,i} = g_e(T_i^4 - T_e^4), \quad (2.4)$$

$$g_s = \Pi\sigma(1 - \rho)f, \quad (2.5)$$

$$g_e = A\sigma(1 - \gamma), \quad (2.6)$$

donde el subíndice i puede tomar los valores 1 o 2, dependiendo si se estudia la zona fría o caliente respectivamente, A representa al área de la zona bajo estudio, Π representa a la misma área proyectada en un plano perpendicular a los rayos del Sol, σ es la constante de Stefan Boltzmann, ρ es el albedo o reflectividad del planeta del espectro

de la luz que se encuentra desde la zona visible a la cercana al infrarrojo, el factor f representa la dilución de la luz solar mientras viaja de la superficie del Sol a la Tierra y γ el factor de invernadero o reflectancia de la radiación en su gama térmica o escala infrarroja.

El espacio es un sumidero de calor infinito y su temperatura se mantiene constante, también se puede considerar al Sol como una fuente de calor infinita con temperatura constante.

El flujo de calor sobre dos superficies contiguas bajo análisis está dado por la suma algebraica del calor que incide más el que sale, ambos por radiación, al considerar una temperatura cercana a cero en el espacio se tiene:

$$Q_1 = A_1(\sigma(1 - \gamma)T_1^4 - H_1), \quad (2.7)$$

$$Q_2 = A_2(H_2 - \sigma(1 - \gamma)T_2^4). \quad (2.8)$$

En este caso, por facilidad utilizamos la radiación solar H ya que es posible encontrar datos de ésta en estaciones meteorológicas o imágenes satelitales y es equivalente a utilizar el coeficiente g_s presentado en la ecuación (2.5).

Las dos zonas a diferentes temperaturas interactúan entre sí. Al estar conectadas las dos fuentes de energía mediante una máquina térmica reversible, utilizando como fluido de trabajo al aire, se puede producir trabajo en la atmósfera en forma de viento, y puede ser expresado mediante la siguiente ecuación:

$$W = \eta Q_2, \quad (2.9)$$

donde consideramos que la parte reversible tiene la eficiencia expresada de la forma:

$$\eta = 1 - \frac{T_1}{T_2}. \quad (2.10)$$

Al sustituir la ecuación (2.7) en (2.9) se obtiene:

$$W = \eta A_2(H_2 - \sigma(1 - \gamma)T_2^4). \quad (2.11)$$

Con esta expresión es posible calcular el trabajo disponible utilizando como variables a la temperatura, la radiación y el área de las dos zonas bajo análisis.

2.2. Trabajo convectivo disponible

Sabemos que la radiación solar que incide en el planeta, es responsable de calentar la atmósfera y generar corrientes de viento debido a la diferencia de temperaturas existentes. En el análisis térmico mostrado en la sección anterior, interactúan zonas con diferencia de temperatura superficial pero no se toman en cuenta los cambios en las propiedades termodinámicas como la temperatura o la densidad del aire a diferentes alturas sobre la superficie. Un cambio en la altura afecta en la presión y por ende en el

estado del gas atmosférico. Si el análisis se hace en forma regional en lugar de global, un cambio en la altura de la superficie terrestre debido a la topografía del terreno si afecta a las corrientes de aire en las escalas que se analiza. Por lo anterior es necesario conocer el cambio en la energía debido a la diferencia de alturas.

Podemos determinar la máxima energía que se puede obtener del aire en movimiento convectivo en un proceso adiabático; La Energía Potencial Convectiva Disponible: CAPE (Convective Available Potencial Energy) [13].

$$\uparrow e = - \int_{P_a(Z_{min})}^{P_a(Z_{max})} (\nu - \nu_a) dP_a, \quad (2.12)$$

donde ν representa el volumen específico de la parcela de aire que se eleva, ν_a el volumen específico del aire atmosférico que rodea al aire en convección, P_a la presión atmosférica, Z_{min} es la altura inicial sobre la superficie de la que parte la parcela en su movimiento convectivo y Z_{max} la máxima altura disponible en circunstancias particulares.

En la ecuación (2.12) el trabajo realizado por la parcela de aire mientras se eleva en la atmósfera está representado por $-\nu dP_a$ mientras que $-\nu_a dP_a$ es la parte de ese trabajo utilizada para incrementar su energía potencial en el campo gravitacional.

La convección del aire produce la formación de celdas de aire, a escala planetaria son llamadas celdas de Hadley o de Ferrel y describen el movimiento del aire que se eleva hasta llegar a una altura máxima y después de moverse en forma horizontal vuelve a descender en otra zona. Cuando la parcela de aire desciende, se puede considerar la ecuación (2.12) pero los límites de integración se invierten y la ecuación queda de la siguiente forma:

$$\downarrow e = - \int_{P_a(Z_{max})}^{P_a(Z_{min})} (\nu - \nu_a) dP_a. \quad (2.13)$$

Al utilizar la entalpía específica como potencial termodinámico

$$dh = Tds + \nu dp, \quad (2.14)$$

se considera que la parcela de aire se expande en forma adiabática;

$$ds = 0, \quad (2.15)$$

se puede escribir:

$$dh = \nu dp. \quad (2.16)$$

Para una celda ascendente, al suponer que el estado final se alcanza cuando la parcela tiene las mismas propiedades termodinámicas que la atmósfera, al sustituir la ecuación (2.16) en (2.12) para expresarla de la siguiente forma :

$$\begin{aligned} \uparrow E &= -m \int_i^f (\nu - \nu_a) dP_a = -m \int_i^f dh + \nu_a(P_a - P), \\ &= -m(h - h_a + \nu_a P_a - \nu_a P), \end{aligned} \quad (2.17)$$

mientras que para una celda descendente, al cambiar los límites de integración tenemos:

$$\downarrow E = m(h - h_a + \nu_a P_a - \nu_a P). \quad (2.18)$$

Las dos ecuaciones anteriores (2.17 y 2.18) nos permiten calcular la energía potencial convectiva disponible de una parcela ascendente y descendente respectivamente utilizando como variables a la masa de la parcela “ m ”, la entalpía específica “ h ”, el volumen específico “ ν ” y la presión “ P ” donde el subíndice “ a ” se refiere a las propiedades del aire que rodea a la parcela que se encuentra en convección. Las variables anteriores pueden ser calculadas a partir de otras propiedades mediante una ecuación de estado.

2.2.1. Ecuación de Van der Waals

La ecuación de Van der Waals generaliza la ecuación de los gases ideales, haciendo entrar en consideración tanto el volumen finito de las moléculas de gas como otros efectos que afectan al término de presiones. A diferencia de la ecuación del gas ideal, predice mejor el comportamiento de los gases reales ya que trata a las moléculas como partículas y no como puntos.

De los modelos planteados anteriormente que consideran a la atmósfera como una máquina térmica que genera trabajo en forma de viento en la Tierra [6], [19], [15], [16], [17], solo Bejan [19] tomo en cuenta la convección natural y ninguno a utilizado la energía convectiva disponible y mucho menos la ecuación de Van der Waals para describir el aire lo cual es una nueva característica que el presente trabajo agrega a los modelos que han sido propuestos.

Como se observa en la ecuación (2.17), es necesario conocer el volumen del aire sobre la superficie de la Tierra y en la altura máxima disponible, algo difícil de medir.

Es posible encontrar una expresión equivalente, en función de otras variables más fáciles de medir o conocer y para ésto se utiliza la ecuación de estado de J. D. van der Waals [19]:

$$\left(P + \frac{a}{\nu^2}\right)(\nu - b) = RT, \quad (2.19)$$

donde P representa a la presión, ν al volumen específico, M la masa molar, a y b los coeficientes característicos para cada gas, R la constante de gas y T la temperatura.

Para determinar las constantes utilizamos las siguientes ecuaciones [19]:

$$a = \frac{27R^2T_c}{64P_c}, \quad (2.20)$$

$$b = \frac{\nu_c}{3}, \quad (2.21)$$

$$R = \frac{8bP_c}{T_c}, \quad (2.22)$$

$$M = \frac{R_u}{R}. \quad (2.23)$$

P_c	T_c	ν_c
$[Pa]$	$[k]$	$[\frac{m^3}{Kg}]$
3.770×10^6	1.332×10^2	2.900×10^{-3}

Cuadro 2.1: Propiedades del estado crítico del aire [19].

a	b	R	M
$[\frac{m^6 Pa}{Kg^2}]$	$[\frac{m^3}{Kg}]$	$[\frac{m^3 Pa}{KgK}]$	$[\frac{Kg}{mol}]$
2.523×10^{-5}	9.667×10^{-4}	2.189×10^2	3.799×10^{-2}

Cuadro 2.2: Constantes de la ecuación de Van der Waals.

Utilizando los valores críticos mostrados en la tabla (2.1) y las ecuaciones anteriores obtenemos las constantes mostradas en la tabla (2.2).

La derivada total de la presión puede ser expresada como función de la temperatura y el volumen utilizando sus derivadas parciales:

$$dp = \left(\frac{\partial p}{\partial T}\right)_\nu dT + \left(\frac{\partial p}{\partial \nu}\right)_T d\nu. \quad (2.24)$$

Al utilizar la ecuación (2.19) sabemos que:

$$\left(\frac{\partial p}{\partial T}\right)_\nu dT = \frac{R}{\nu - b} dT, \quad (2.25)$$

$$\left(\frac{\partial p}{\partial \nu}\right)_T d\nu = \left(\frac{2a}{\nu^3} - \frac{RT}{(\nu - b)^2}\right) d\nu, \quad (2.26)$$

sustituimos (2.25) y (2.26) en (2.24):

$$dp = \frac{R}{\nu - b} dT + \left(\frac{2a}{\nu^3} - \frac{RT}{(\nu - b)^2}\right) d\nu, \quad (2.27)$$

sustituimos (2.27) en (2.16):

$$dh = \left(\frac{2a}{\nu^2} - \frac{RT\nu}{(\nu - b)^2}\right) d\nu + \left(\frac{R\nu}{\nu - b}\right) dT. \quad (2.28)$$

Al ser la entalpía un potencial termodinámico, es independiente de la trayectoria. Podemos considerar un proceso a temperatura constante y otro a volumen constante:

$$h - h_a = \int_{\nu_a}^{\nu} \left(\frac{2a}{\nu^2} - \frac{RT_a\nu}{(\nu - b)^2}\right) d\nu + \int_{T_a}^T \left(\frac{R\nu_a}{\nu_a - b}\right) dT, \quad (2.29)$$

al integrar se llega a:

$$h_a - h = 2a\left(\frac{1}{\nu} - \frac{1}{\nu_a}\right) - RT_a\left[\frac{(\nu - b)\ln(\nu - b) - b}{b - \nu} + \frac{(\nu_a - b)\ln(\nu_a - b) - b}{\nu_a - b}\right] + \frac{R\nu_a}{\nu_a - b}(T - T_a). \quad (2.30)$$

Ya tenemos una ecuación que expresa a la entalpía en función del volumen y la temperatura, propiedades necesarias para resolver la ecuación (2.17). La presión atmosférica puede ser expresada de la siguiente forma [20]:

$$P = P_0 - \frac{1}{\nu}gZ. \quad (2.31)$$

donde P_0 representa a la presión atmosférica al nivel del mar y Z representa a la altura sobre el nivel del mar.

Con las ecuaciones (2.19) y (2.31) se puede obtener el volumen en función de la temperatura y la presión resolviendo un polinomio de tercer grado:

$$\left(P_0 - \frac{1}{\nu}gZ + \frac{a}{\nu^2}\right)(\nu - b) = RT. \quad (2.32)$$

La contribución energética debida al fenómeno convectivo debe ser multiplicada por la cantidad de masa desplazada en forma vertical (ver ecuación 2.17); algo difícil de conocer ya que es necesario saber el volumen de la parcela de aire que se eleva por convección. Para determinar la masa hay que saber la altura sobre la superficie del terreno (dZ) de la zona que tiene velocidades normales a la superficie de la Tierra (altura de la capa límite).

Si conocemos la densidad promedio $\bar{\rho}$, de la parcela de aire que asciende y sus dimensiones A (área de la celda) y Z_{max} (altura de la celda), podemos calcular la masa del aire contenido en la parcela

$$m = AZ_{max}\bar{\rho}. \quad (2.33)$$

Por otro lado, para convertir la energía eólica en eléctrica se utilizan aerogeneradores con turbinas localizadas a diferentes alturas sobre el terreno; que pueden ir de 10 metros, a 110 metros para un generador de 1500 [kW]. Para este tipo de aplicaciones no es posible aprovechar la energía eólica en alturas mayores a la longitud total de un aerogenerador. Por lo anterior proponemos la evaluación del potencial energético a diferentes alturas menores o iguales a 150 metros ($Z \leq 150[m]$).

La densidad del aire disminuye al aumentar la altura sobre el nivel del mar y a cada altura le corresponde un valor diferente de densidad. Para encontrar la coordenada Z_{cm} a la que corresponde el valor promedio de la densidad, se realiza un promedio ponderado de las diferentes coordenadas Z , en otras palabras, se calcula la coordenada en Z del centro de masa de la parcela de aire.

$$Z_{cm} = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i \rho_i}{\sum_{i=1}^n \rho_i}, \quad (2.34)$$

donde

$$\bar{\rho} = \rho(Z_{cm}). \quad (2.35)$$

Como la densidad es una función continua, la expresión anterior puede ser calculada de la siguiente forma:

$$Z_{cm} = \frac{\int_{Z_{min}}^{Z_{max}} Z \rho(z) dZ}{\int_{Z_{min}}^{Z_{max}} \rho(z) dZ}. \quad (2.36)$$

El cambio en la densidad del aire a lo largo de la altura sobre el nivel del mar, en un sitio específico se puede calcular mediante [18]:

$$\rho = 1.225[e^{[-\frac{z}{8435}] - [\frac{\bar{T}-15}{288}]}], \quad (2.37)$$

donde \bar{T} es la temperatura ambiente promedio en el sitio en $^{\circ}C$ y z es la altura del sitio sobre el nivel medio del mar en metros.

Para resolver la ecuación 2.36 se utiliza la ecuación 2.37:

$$Z_{cm} = \frac{[e^{[-\frac{z}{8435}] - [\frac{\bar{T}-15}{288}]}(z + 8435)]_{Z_{min}}^{Z_{max}}}{[e^{[-\frac{z}{8435}] - [\frac{\bar{T}-15}{288}]}]_{Z_{min}}^{Z_{max}}}. \quad (2.38)$$

Al sustituir (2.33) en (2.17) y (2.18) tenemos finalmente la energía potencial convectiva disponible ascendente y descendente respectivamente:

$$\uparrow E = -AZ_{max}\rho(Z_{cm})(h - h_a + \nu_a P_a - \nu_a P), \quad (2.39)$$

$$\downarrow E = AZ_{max}\rho(Z_{cm})(h - h_a + \nu_a P_a - \nu_a P). \quad (2.40)$$

La ecuación anterior se resuelve con ayuda de la ecuación (2.30) para obtener la entalpía y con la ecuación (2.32) para obtener el volumen, utilizando únicamente las variables altura “ Z ”, temperatura “ T ” de la parcela de aire convectiva así como la temperatura atmosférica “ T_a ” para resolverla.

2.3. Método de la energía máxima

La convección produce celdas de corriente y es posible la existencia de parcelas de aire descendentes que producen valores del índice CAPE negativos. Considerando que la energía de las parcelas descendentes también puede ser utilizada. Es posible adicionar el valor absoluto de la contribución energética debida a CAPE (2.17) y la energía eólica obtenida mediante un análisis endorreversible (2.9) para obtener la energía eólica máxima disponible:

$$W = \eta Q_2 + |AZ_{max}\rho(Z_{cm})(h - h_a + \nu_a P_a - \nu_a P)|. \quad (2.41)$$

Con la ecuación anterior podemos calcular el trabajo máximo que puede ser obtenido a diferentes alturas al aprovechar la energía eólica convectiva disponible y la que resulta de la interacción entre zonas contiguas con diferentes temperaturas.

2.3.1. Método de la energía y potencia máximas

El ciclo de Carnot es un ciclo ideal utilizado para obtener la ecuación (2.41). Es posible plantear un modelo más cercano a la realidad que describa una planta eólica de la que se obtiene potencia, la cual puede ser maximizada. Para hacerlo utilizamos la eficiencia de Curzon & Ahlborn (ver apéndice B) la cual no depende de los coeficientes de transferencia de calor, y al igual que la eficiencia de Carnot, sólo depende de las temperaturas de los reservorios de calor y el resultado sirve como una guía certera para el mejor desempeño observado en maquinas de calor reales.

$$W = \eta_{ca} Q_2 + |AZ_{max} \rho(Z_{cm})(h - h_a + \nu_a P_a - \nu_a P)|, \quad (2.42)$$

donde

$$\eta_{ca} = 1 - \left(\frac{T_1}{T_2}\right)^{\frac{1}{2}}. \quad (2.43)$$

La ecuación anterior nos permite calcular el trabajo máximo que puede ser obtenido con la máxima potencia a diferentes alturas al aprovechar la energía eólica convectiva disponible y la que resulta de la interacción entre zonas contiguas con diferentes temperaturas.

Ya fueron desarrolladas diferentes ecuaciones que nos permiten calcular un estimado de la máxima energía eólica disponible: a) Considerando que los dos reservorios de temperatura se encuentran a la misma altura (ec. 2.11), b) tomando en cuenta la energía convectiva disponible (ec. 2.41) y c) maximizando la potencia (ec. 2.42).

Todas las ecuaciones presentan como variables independientes propiedades de la atmósfera que se pueden conocer de datos obtenidos por estaciones climatológicas que se encuentran en la zona que se desea estudiar, como la radiación, temperatura y altura.

2.4. Método numérico

Ya que se tienen las ecuaciones necesarias para estimar la energía eólica disponible, y se tiene una zona de interés para realizar la estimación. El paso que sigue en la metodología propuesta es dividir la zona de interés en celdas para formar una malla y resolver las ecuaciones en forma discreta:

Uno de los objetivos de este trabajo es que se puedan utilizar datos accesibles de radiación, temperatura y altura. Normalmente los datos disponibles no tienen la misma resolución. Como la contribución energética principal del modelo planteado es debida a la diferencia de temperatura y radiación entre dos zonas, no tiene sentido que se use una malla con celdas muy pequeñas comparadas con la escala espacial de los datos disponibles (mapas y tablas) ya que se encontrarían muchas zonas (celdas) con las

mismas propiedades lo que reflejaría, al procesar los datos, potenciales nulos. Lo cual no quiere decir que no hay energía eólica en la zona. Para evitar lo anterior hay que utilizar datos con la mayor resolución escalar posible, y el tamaño de las celdas no debe ser escogido en forma arbitraria. Tiene que tomarse en cuenta la resolución de los datos disponibles de radiación, temperatura y altura. Buscando que el tamaño de las celdas no sea menor que el tamaño promedio mínimo aproximado de las zonas que presentan propiedades iguales en los mapas o datos disponibles (zonas isorradiadas o isotérmicas) que tengan la mejor resolución (ver ejemplo en el siguiente capítulo).

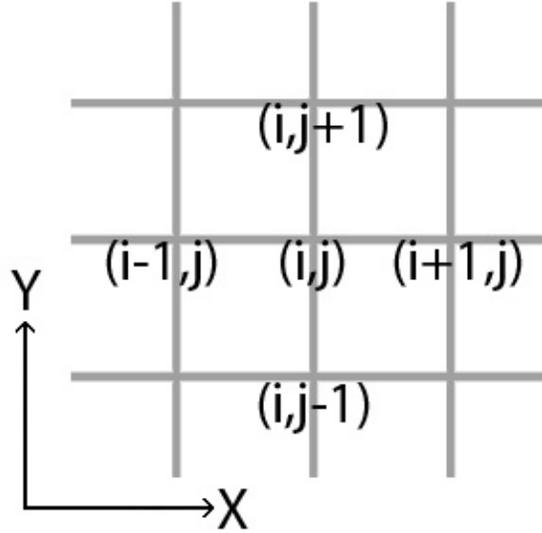


Figura 2.2: Nodo central

La energía eólica disponible será evaluada en cada uno de los nodos trazados en la malla, y para hacerlo hay que conocer, en cada uno de ellos, la temperatura, el volumen específico, la temperatura atmosférica, el volumen específico atmosférico y la radiación.

Cualquier propiedad atmosférica como la temperatura la presión y el volumen, será expresada como el promedio de la propiedad en los cuatro primeros nodos vecinos. Así, se tiene que:

$$\nu_a = \frac{\nu_{(i,j-1)} + \nu_{(i,j+1)} + \nu_{(i-1,j)} + \nu_{(i+1,j)}}{4}, \quad (2.44)$$

$$T_a = \frac{T_{(i,j-1)} + T_{(i,j+1)} + T_{(i-1,j)} + T_{(i+1,j)}}{4}, \quad (2.45)$$

$$P_a = \frac{P_{(i,j-1)} + P_{(i,j+1)} + P_{(i-1,j)} + P_{(i+1,j)}}{4}. \quad (2.46)$$

La temperatura y la radiación utilizadas en los nodos centrales, serán el promedio evaluado a lo largo de una superficie cuadrada, con área igual a la de las mallas y cuyo

centro estará situado en el nodo. Para el caso de los nodos de frontera, el promedio se evaluará en el área ocupada por tierra, descartando la ocupada por mar.

La altura "Z" del terreno sobre el nivel del mar que se utilizará será la medida sobre cada nodo.

Con la ecuación (2.11) se calcula el trabajo disponible que resulta de la interacción entre dos zonas a diferentes temperaturas, para obtener el trabajo disponible que resulta de la interacción entre una celda y las cuatro circundantes hay que hacer la suma vectorial de la componente de trabajo disponible horizontal:

$$\rightarrow W_i = W_{i+1} - W_{i-1}, \quad (2.47)$$

y la vertical:

$$\uparrow W_j = W_{j+1} - W_{j-1}, \quad (2.48)$$

que resulta ser:

$$W = \sqrt{W_i^2 + W_j^2} \angle \arctan\left(\frac{W_i}{W_j}\right), \quad (2.49)$$

donde \angle se refiere al ángulo con respecto a la horizontal en sentido antihorario.

Ya se definió la geometría de la malla, la forma en la que se obtendrán las propiedades atmosféricas y el proceso para obtener la energía eólica disponible que resulta de la interacción de una celda con las cuatro resultantes, ahora para poder hacer los calculos que estimen la energía eólica disponible falta obtener valores discretos que consiste en asignarle un valor de las bases de datos disponibles (mapas y tablas) a cada uno de los nodos.

2.5. Obtención de valores discretos de la información básica utilizada

Una vez que se tiene el territorio dividido en celdas, es necesario obtener valores discretos de las bases de datos disponibles en cada uno de los nodos correspondientes a la malla seleccionada en la sección anterior.

Es importante recordar que si se cuenta con bases de datos de las variables utilizadas en el cálculo de la energía (temperatura, radiación y altura) en forma de tablas, matrices o mapas es necesario que el tamaño de la malla a utilizar sea mayor o igual que la resolución espacial que se tiene en las bases de datos.

Para hacer discretos los datos en cada uno de los nodos que conforman la malla simplemente se hace un promedio de la cantidad de datos necesarios para igualar la resolución espacial de las bases de datos disponibles con la de nuestra malla.

En caso de contar con datos en forma de mapas, lo cual es común en el caso de la radiación y la temperatura, es posible obtener valores discretos a partir de los datos.

Para hacerlo, hay que identificar en cada una de las celdas que conforman la malla, las diferentes zonas que presentan propiedades iguales (la misma radiación o temperatura) que normalmente son representadas por un color específico.

Después, mediante un conteo de píxeles, conocer en que proporción se encuentran cada uno de los colores dentro de cada celda y así obtener el promedio ponderado de la variable que se está analizando, siendo éste el valor discreto correspondiente a cada uno de los nodos.

Ya se tiene la metodología completa para estimar el recurso eólico en cualquier zona de interés si se cuenta con los datos necesarios. Para lo anterior se necesita escoger una zona de interés, delimitarla y dividirla en celdas; encontrar datos de temperatura, radiación y altura del terreno para después obtener sus valores discretos y finalmente resolver las ecuaciones propuestas en cada uno de los nodos para generar mapas eólicos. En el siguiente capítulo se muestra un ejemplo en el que se utiliza la metodología propuesta para estimar el recurso eólico del territorio mexicano.

Capítulo 3

Estudio de caso

En este capítulo se presenta un ejemplo para estimar el recurso eólico en México y aclarar cada uno de los pasos propuestos en la metodología. Primero se consiguen los datos necesarios, después se escoge un tamaño de celda para dividir el terreno en función de la resolución espacial de los datos disponibles y posteriormente se obtienen datos discretos apartir de los datos los datos disponibles.

3.1. Estimación del recurso eólico en México

Cuando se quiere estimar el recurso eólico en una región en especial, es necesario delimitarla:

Para cubrir todo el territorio nacional, el tamaño de la malla elegido abarca un área desde $14^{\circ}31'56.75$ hasta $32^{\circ}35'54.52$ de latitud norte, y desde $86^{\circ}14'40.15$ hasta $117^{\circ}8'34.18$ de longitud oeste. Buscamos que el tamaño de las celdas sea equivalente al tamaño de las superficies isotérmicas pequeñas, con un área parecida a la mostrada en la esquina superior derecha de color amarillo en el estado de Tamaulipas, mostradas en el mapa de temperatura promedio anual que reporta CONAGUA (figura 3.1) [21].

Cada una de las celdas que conforman la malla tiene un área promedio de $5.81 \times 10^9 [m^2]$ (figura 3.2).

La temperatura sobre la superficie terrestre sobre las celdas es considerada constante e igual a la temperatura promedio anual (es muy importante señalar que es posible hacer un análisis diario, mensual o estacional si se cuenta con los datos respectivos).

Para obtener los datos de la radiación promedio anual en tierra, se utilizaron mapas del Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE) (figura 3.3) [22], como no se cuenta con mapas de radiación sobre la superficie del mar ni sobre los países fronterizos, suponemos que la radiación en estos sitios es igual que en la costa y borde fronterizo mas cercano respectivamente.

Para calcular la energía eólica disponible en una celda hay que calcular la interacción energética con sus cuatro celdas circundantes. Como no se cuenta con datos de la temperatura en los países fronterizos, y son necesarios para calcular la interacción energética entre las celdas que se encuentran en la frontera mexicana y las que se en-

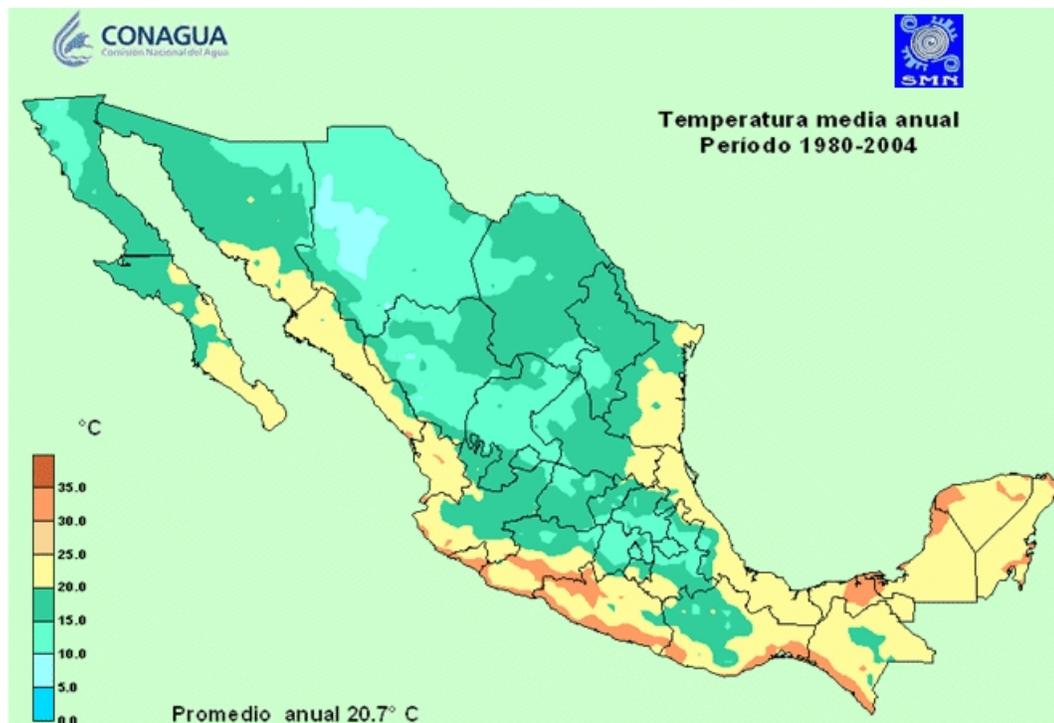


Figura 3.1: Temperatura promedio anual[21].

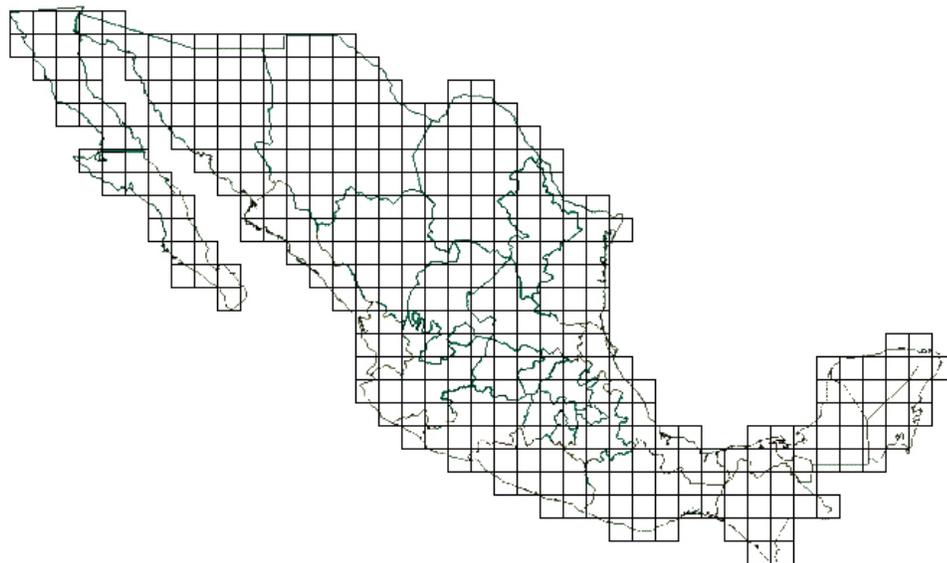


Figura 3.2: Territorio mexicano dividido en celdas

cuentran en la frontera de los países vecinos. Suponemos que la temperatura en la zona fronteriza de los países vecinos es igual a la de las celdas fronterizas de nuestro país. También es necesario conocer la temperatura promedio anual sobre la superficie del mar (TSM anual) cercano al territorio mexicano, que fue obtenida de la NASA figura (3.4) [24].

La obtención de valores discretos apartir de los valores de la temperatura (figura 3.10) y radiación (figura 3.11) en cada nodo, se obtuvo mediante el conteo de pixeles utilizando el programa Adobe Photoshop, para posteriormente promediar las áreas isotérmicas e isorradiadas en forma ponderada mediante una hoja de cálculo.

El conteo de pixeles consiste en analizar las porciones de los mapas (temperatura [3.10] y radiación [3.11]) que quedan delimitadas dentro de cada una de las celdas de la malla, cuya geometría fue seleccionada previamente, para determinar el valor promedio de la propiedad (temperatura o radiación) que se le asignará a cada una de las celdas. Cada pixel representa, mediante su color, un valor específico de la propiedad descrita y mediante el conteo de la frecuencia con la que se encuentran pixeles del mismo color, es posible encontrar el valor promedio de la propiedad que corresponde a cada una de las celdas.

A continuación se muestra un ejemplo del procedimiento seguido para encontrar el valor promedio en una celda de: la temperatura de la superficie terrestre (figura 3.5), radiación (figura 3.7) y temperatura en la superficie del mar (figura 3.6). También se muestra respectivamente de izquierda a derecha, la forma en que se promedian mediante el uso de una hoja de cálculo (figura 3.8). Para el caso de la temperatura terrestre, en la figura (3.5) se muestra el conteo de pixeles que tienen el mismo color en una celda y a la izquierda de la figura (3.8) se muestra que se encontraron 46 pixeles color amarillo que corresponden a una temperatura de $22.5[{}^{\circ}C]$, y 160 color verde oscuro que corresponden a una temperatura de $17.5[{}^{\circ}C]$ cuyo promedio ponderado resulta ser $18.6[{}^{\circ}C]$.

Mientras que la altura del terreno sobre el nivel del mar (figuras 3.9) fue obtenida utilizando el método Montecarlo utilizando once valores aleatorios dentro de cada celda obtenidos mediante imágenes satelitales [23].

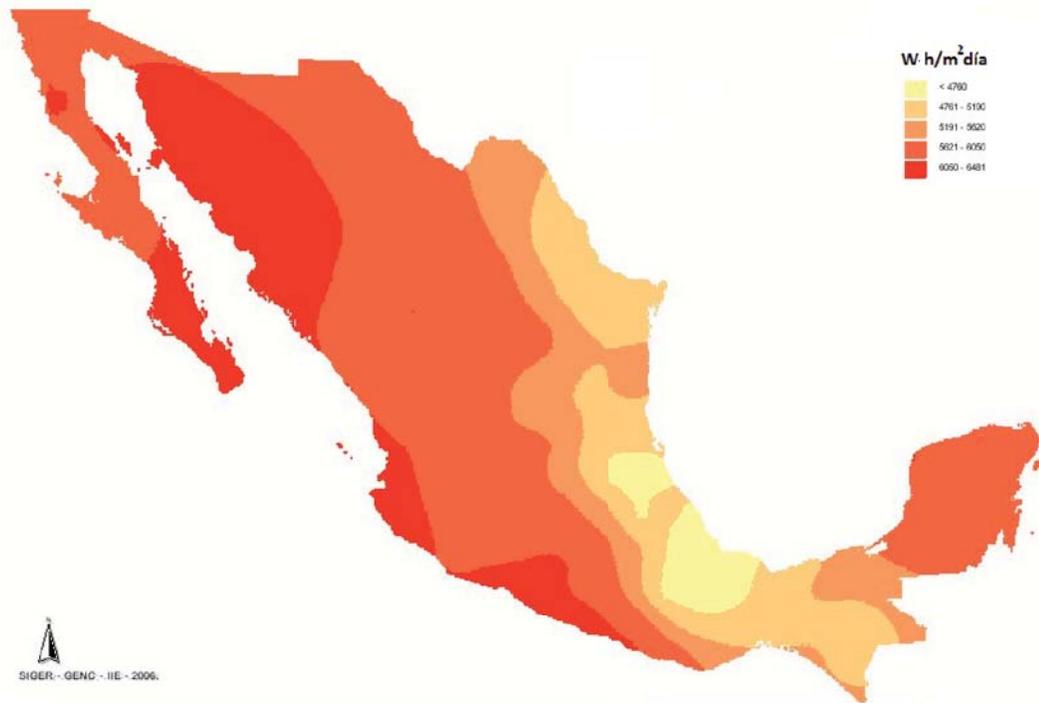


Figura 3.3: Radiación promedio anual en tierra[22]

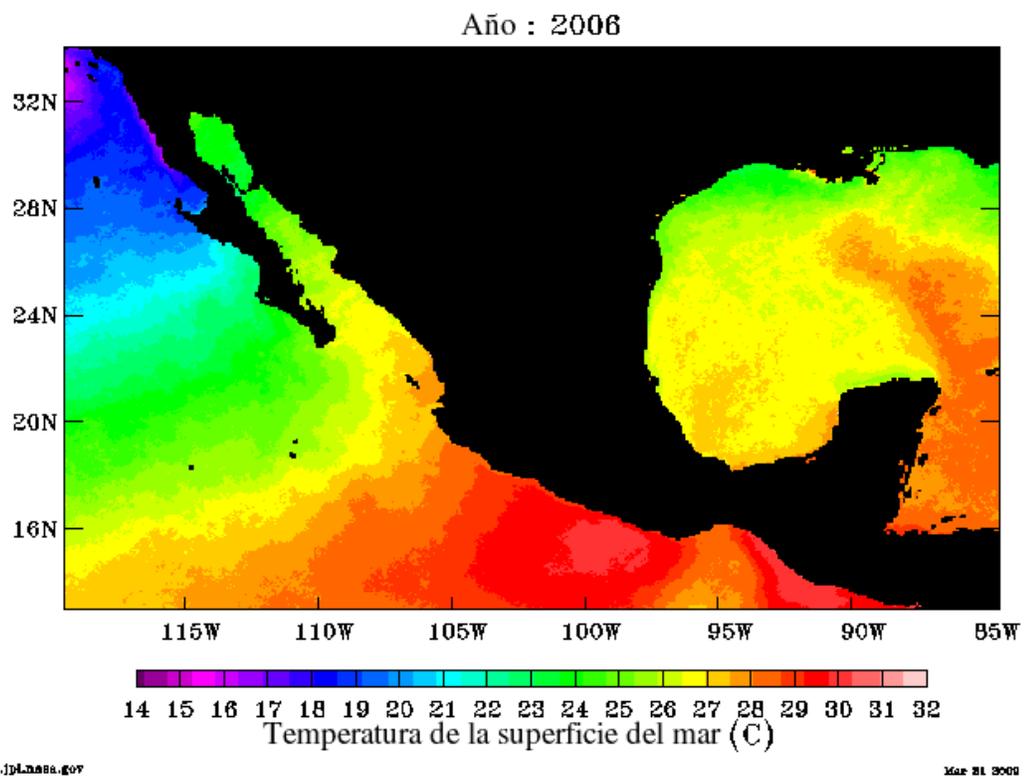


Figura 3.4: Temperatura media anual de la superficie del mar en el año 2006 [24].

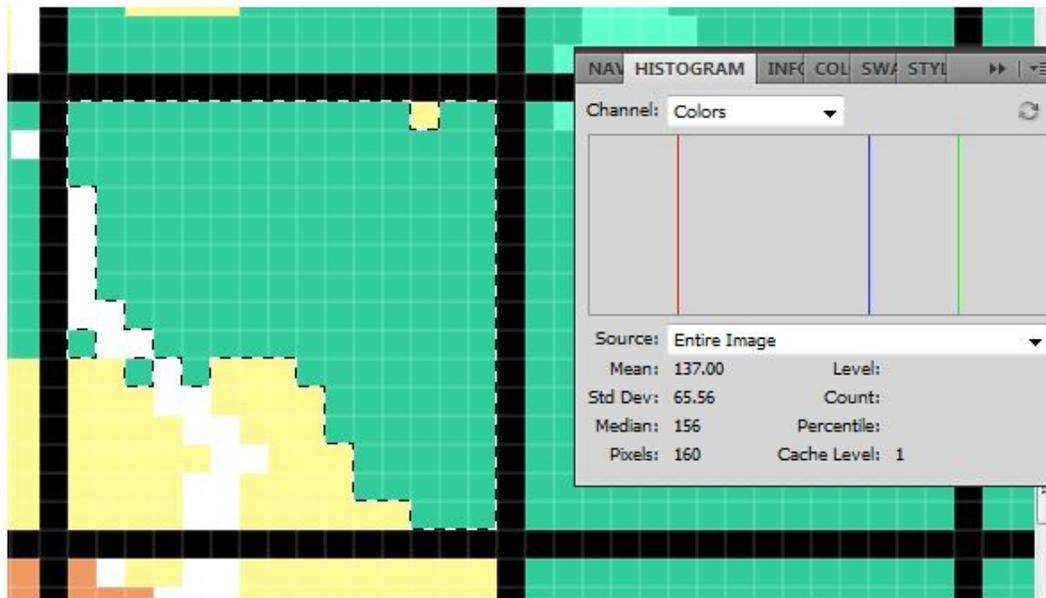


Figura 3.5: Conteo de pixeles en una celda, para la temperatura sobre la superficie terrestre equivalentes a una temperatura de $17.5[^\circ C]$

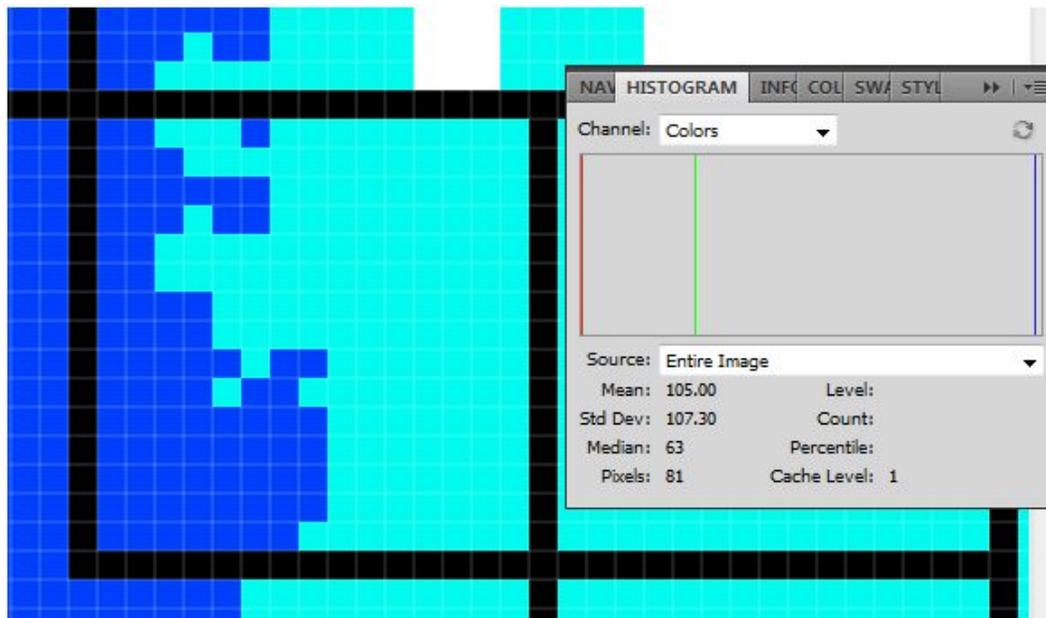


Figura 3.6: Conteo de pixeles en una celda, para la temperatura sobre la superficie del mar equivalentes a una temperatura de $20[^\circ C]$

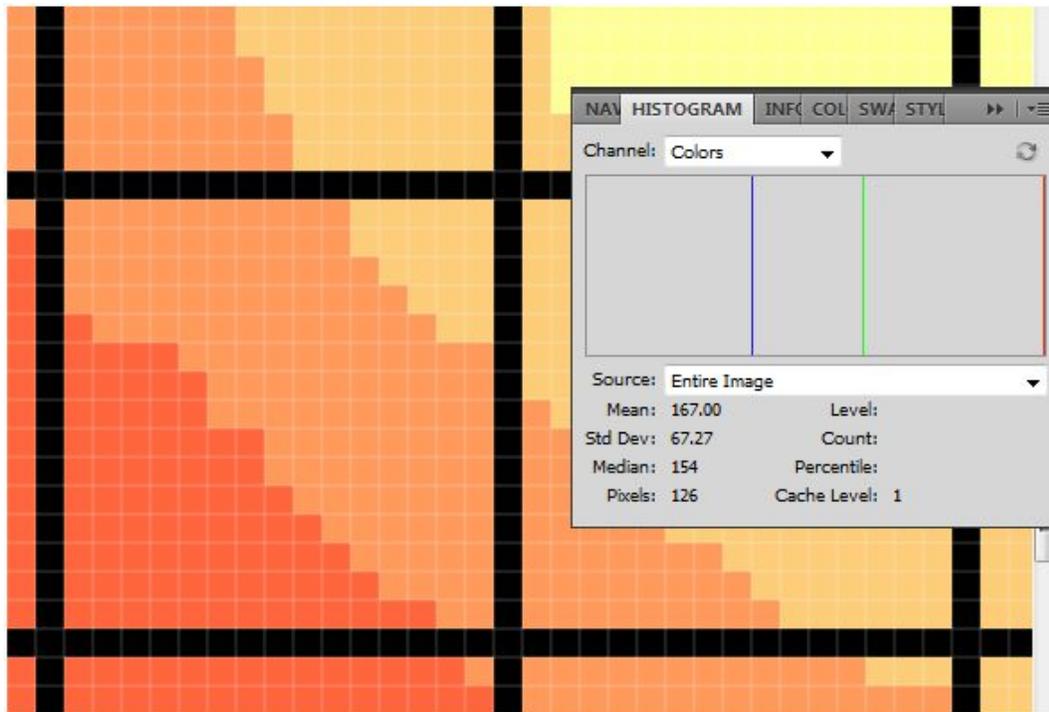


Figura 3.7: Conteo de píxeles en una celda, para la radiación solar sobre la superficie terrestre equivalentes a $5405.5 \left[\frac{Wh}{m^2} \right]$ día.

Temperatura tierra		Radiación		Temperatura Mar	
Píxeles	°C	Píxeles	Wh/m ² día	Píxeles	°C
206		225		225	
	32.5		4545.5		16
46	22.5	19	4975.5		18
160	17.5	126	5405.5	81	20
	12.5	80	5835.5	144	22
	7.5		6265.5		24
18.62		5522.08			26
					28
					30
				21.28	

Figura 3.8: Obtención del promedio ponderado de las propiedades, para igualar la escala de los datos de origen con la de la malla escogida y poder tener datos discretos.

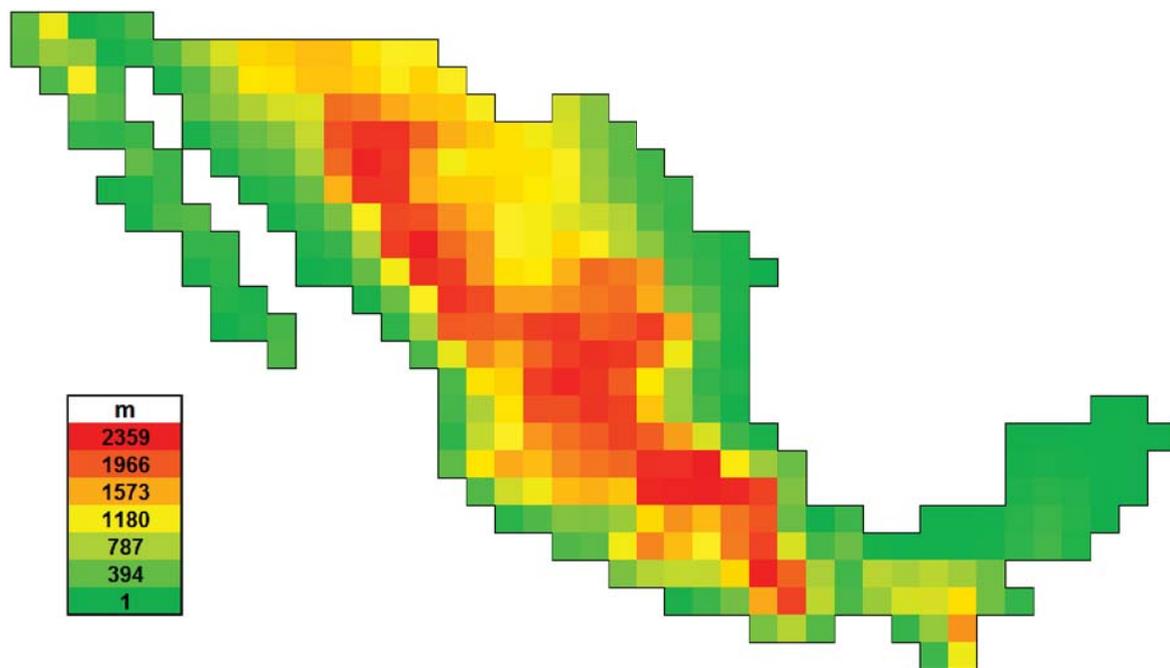


Figura 3.9: Altura

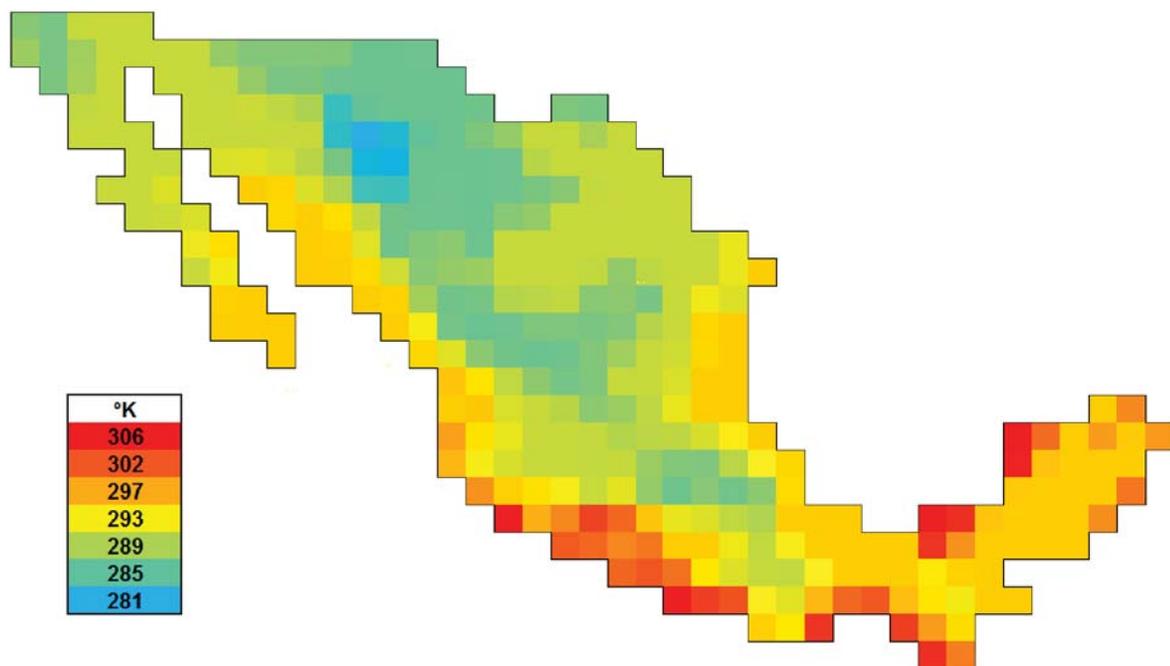


Figura 3.10: Valores de temperatura para cada nodo.

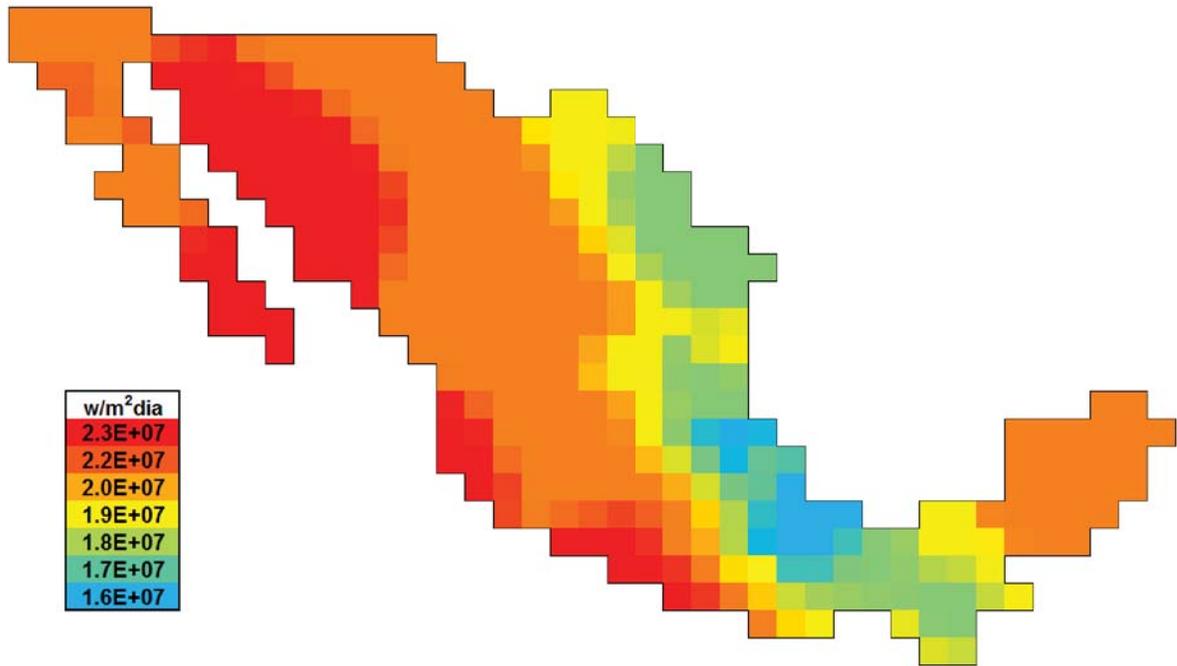


Figura 3.11: Valores de radiación para cada nodo.

3.2. Estimación del recurso eólico en Morelos y Zacatecas

La metodología planteada para estimar el recurso eólico también puede ser utilizada en zonas más pequeñas siempre y cuando se cuenten con los datos con la resolución necesaria para hacerlo. No es posible estimar el recurso eólico en los estados de Morelos y Zacatecas con los datos que tenemos hasta ahora (ver figuras 3.1 y 3.3), para hacerlo, es necesario tener datos con mayor resolución, por lo menos para la temperatura. La temperatura sobre la superficie terrestre sobre las celdas es considerada constante e igual a la temperatura promedio anual. En esta ocasión utilizamos los datos de temperatura reportados por CONABIO [25] mostrados en la figura (3.12) ya que tienen una mayor resolución que los mostrados en la figura (3.1).

El área máxima que puede tomar un lado de la celda es de $3.23 \times 10^6 [m^2]$ cuya magnitud es igual al área promedio que ocupa cada uno de los pixeles en el mapa de temperatura utilizado. Para cubrir el territorio de cada uno de los estados con una malla, se divide en celdas como se muestra en la figura (3.13). Cada una de las celdas que conforman la malla tiene un área promedio de $12.91 \times 10^6 [m^2]$ para Morelos y $15.74 \times 10^6 [m^2]$ para Zacatecas.

Los demás datos utilizados, necesarios para realizar los cálculos fueron obtenidos de los mismos mapas que los utilizados para estimar el recurso eólico en el territorio mexicano (ver sección 3.1): La radiación solar se obtuvo del mapa mostrado en la figura 3.3 y la altura del terreno sobre el nivel del mar fue tomada de imágenes satelitales [23].

EL proceso seguido para obtener datos discretos de radiación y temperatura fue el

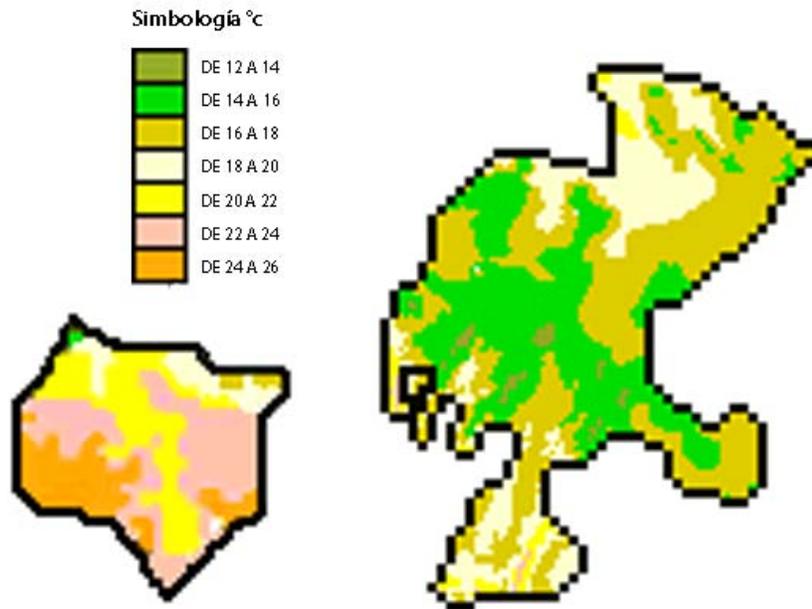


Figura 3.12: Temperatura media anual en °C para los estados de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha) [25].



Figura 3.13: Territorio de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha) divididos en celdas.

mismo que el descrito en las figuras (3.8) , (3.5) y (3.7) mediante el uso de una hoja de cálculo y un programa de cómputo para la edición de imágenes.

Ya que se tiene una o varias zonas de interés y se cuenta con todos los datos discretos con la resolución necesaria, el último paso es resolver las ecuaciones para generar los mapas eólicos, lo cual se presenta en el siguiente capítulo.

Capítulo 4

Resultados del estudio de caso

Ya que tenemos definidas las celdas y los valores discretos de temperatura, radiación y altura; utilizamos las diferentes ecuaciones mostradas en el segundo capítulo, para estimar la disponibilidad de energía eólica en el territorio mexicano. Para hacerlo se resuelven las ecuaciones en cada uno de los nodos y los resultados se presentan en forma de mapas con escalas cuantitativas indicadas por colores.

En este capítulo también se muestran los mapas que presentan el cálculo de la energía eólica disponible con la máxima potencia, y el mapa que muestra la dirección del viento (para México) calculada a partir de la contribución energética debida a la diferencia de temperaturas.

4.1. Estimación del recurso eólico en México

Primero mostramos el mapa que resulta de calcular el volumen específico del aire, después utilizamos las ecuaciones (2.11) y (2.17) para obtener la contribución energética por la diferencia de temperaturas y por la diferencia de alturas (metodologías mostradas en la sección 2.1 y 2.2), en forma separada para después compararlas:

$$W = \eta A (H_1 - (1 - \gamma) \sigma T_1^4) \left[\frac{KWh}{dia} \right] \left[\frac{3600000 J}{KWh} \right] + \\ - m [ka] (h - h_a + \nu_a P_a - \nu_a P) \left[\frac{J}{kg dia} \right]. \quad (4.1)$$

4.1.1. Volumen específico del aire.

Antes de comenzar el cálculo de la energía eólica disponible, se calcula el volumen específico promedio anual sobre la superficie del terreno ya que es necesario para resolver las ecuaciones de la energía disponible que toman en cuenta a CAPE. Para hacerlo, se utiliza la ecuación (2.32) utilizando como variables a la temperatura promedio anual y la altura del terreno sobre el nivel del mar, ver figura (4.1).

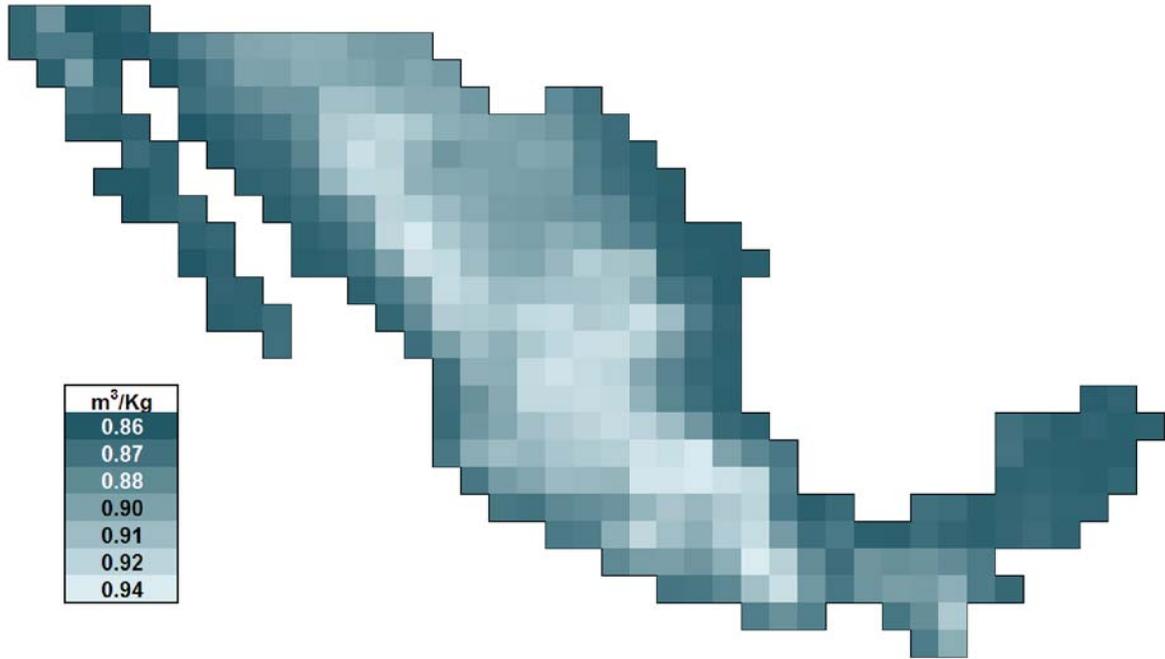


Figura 4.1: Volumen específico para cada celda $[\frac{m^3}{kg}]$

4.1.2. Energía obtenida por efecto térmico.

La energía eólica máxima diaria promedio obtenida debido a diferencias en temperatura y radiación anual sobre la superficie de México se calcula mediante el uso de las ecuaciones (2.11) y (2.10), se utilizan como variables a la radiación promedio anual y la temperatura promedio anual de dos celdas contiguas. Una vez que se calcula la energía que resulta de la interacción entre una celda y las cuatro que la rodean, se realiza una suma vectorial de ellas para obtener la magnitud de la energía resultante (el ángulo también es calculado y se muestra en la sección (4.1.3)).

El resultado para cada una de las celdas se muestra en la figura (4.2), en este mapa, la celda que presenta una mayor cantidad de energía eólica dispone de $290[\frac{Wh}{m^2}]$.

La figura muestra una estimación de la máxima energía eólica disponible debida a la interacción de zonas a diferentes temperaturas en las que incide la radiación solar. La interacción es analizada considerando que la atmósfera es una máquina térmica endorreversible como la mostrada en la figura (2.1) cuyo fluido de trabajo es el aire por lo que el trabajo producido es en forma de viento.

Esta información se puede utilizar para ubicar las zonas de la República en las que es posible utilizar la energía eólica, por ejemplo para la producción de electricidad. Ya que se tienen ubicadas las zonas, el paso a seguir es evaluar el recurso en esos sitios para confirmar los datos estimados y comenzar a explotar el recurso.

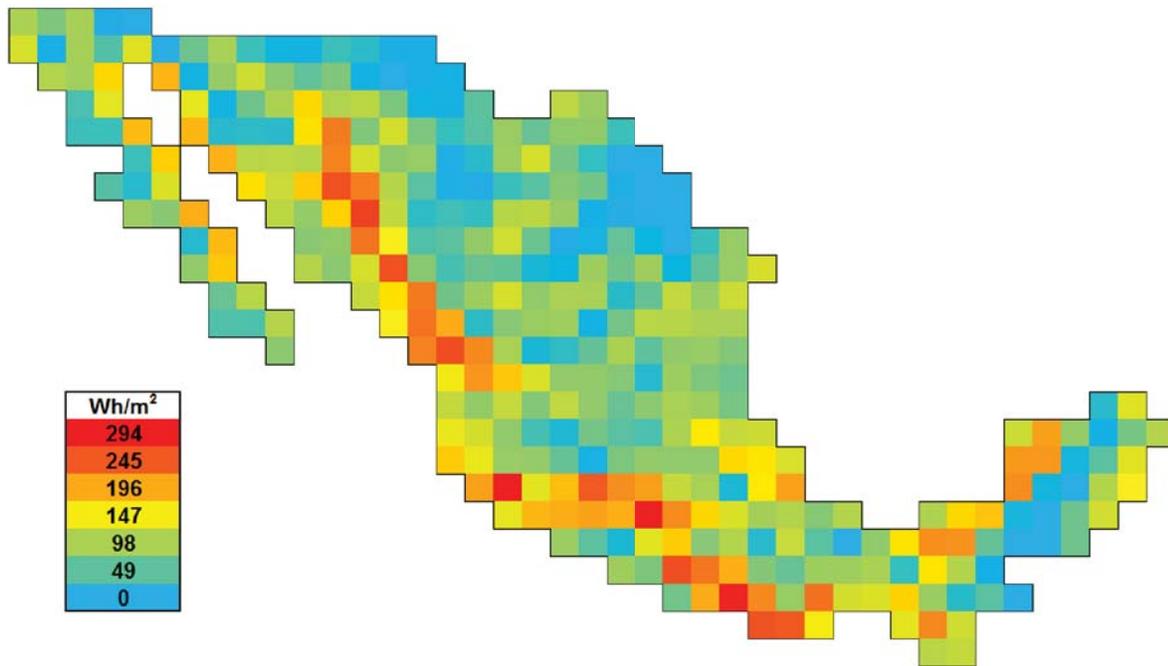


Figura 4.2: Energía diaria obtenida por efecto térmico.

4.1.3. Dirección del viento.

Para calcular la dirección del viento utilizamos las ecuaciones (2.11) y (2.10), se utilizan como variables a la radiación promedio anual y la temperatura promedio anual de dos celdas contiguas. Una vez que se calcula la energía que resulta de la interacción entre una celda y las cuatro que la rodean y se compara la suma algebraica de las componentes horizontales (ecuación 2.47), con la suma algebraica de las componentes verticales (ecuación 2.47) mediante la ecuación (2.49).

La dirección del viento se presenta en la figura (4.3), el mapa es útil para saber la dirección anual promedio del viento estimado en el mapa (figura 4.2).

En el mapa se observa un patrón en la dirección del viento: muestra que en forma anual la dirección promedio del viento es de la tierra hacia las costas.

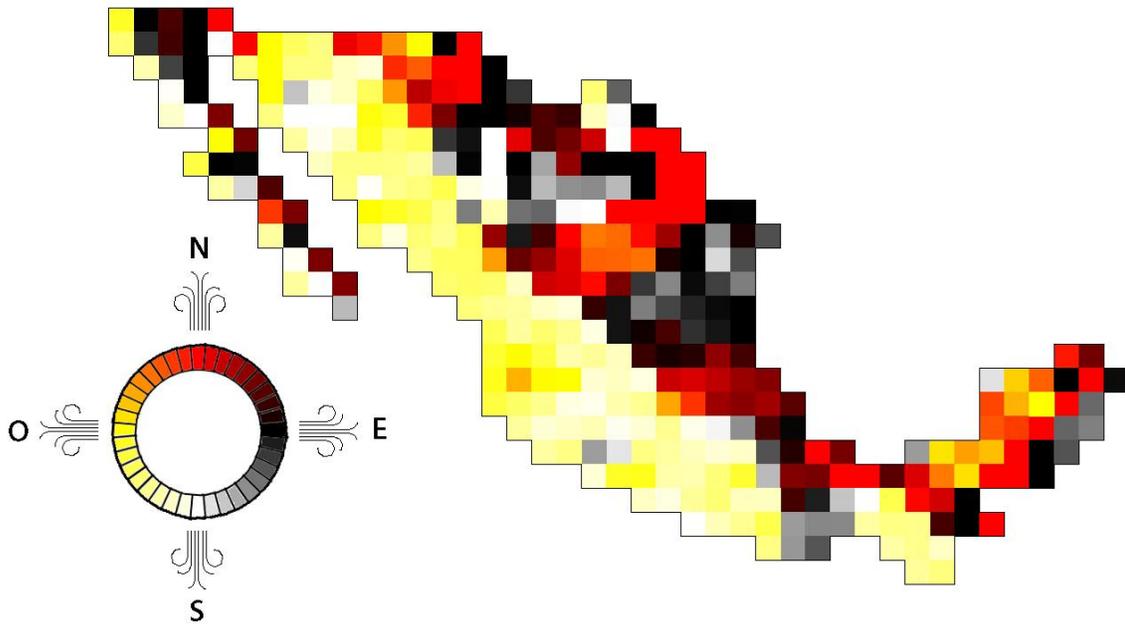


Figura 4.3: Dirección del viento calculado mediante los datos de la energía obtenida por efecto térmico.

4.1.4. Energía obtenida por efecto térmico con máxima potencia.

La energía eólica máxima diaria promedio, obtenida con la máxima potencia debido a diferencias en temperatura y radiación anual sobre la superficie de México, se muestra en el mapa de la figura (4.4), el procedimiento para hacer el cálculo es el mismo que en la sección anterior pero en lugar de utilizar la eficiencia de Carnot representada por la ecuación (2.10), se utiliza la eficiencia de Curzon & Ahlborn mostrada en la ecuación (2.43). En este mapa (figura 4.4) también se muestra una estimación de la máxima energía eólica disponible debida a la interacción de zonas a diferentes temperaturas en las que incide la radiación solar. La interacción es analizada considerando que la atmósfera es una máquina térmica endorreversible que presenta un comportamiento mas cercano a la realidad, ya que utiliza la eficiencia de Curzon & Ahlborn, la celda que presenta una mayor cantidad de energía eólica dispone de $150[\frac{Wh}{m^2}]$. Este mapa es muy útil para localizar las zonas de la república en las que es posible utilizar la energía eólica, por ejemplo para la producción de electricidad y estima, en forma más real (comparado con los resultados de la sección anterior), la cantidad de energía máxima que se puede obtener en promedio cada día del año en Joules por celda.

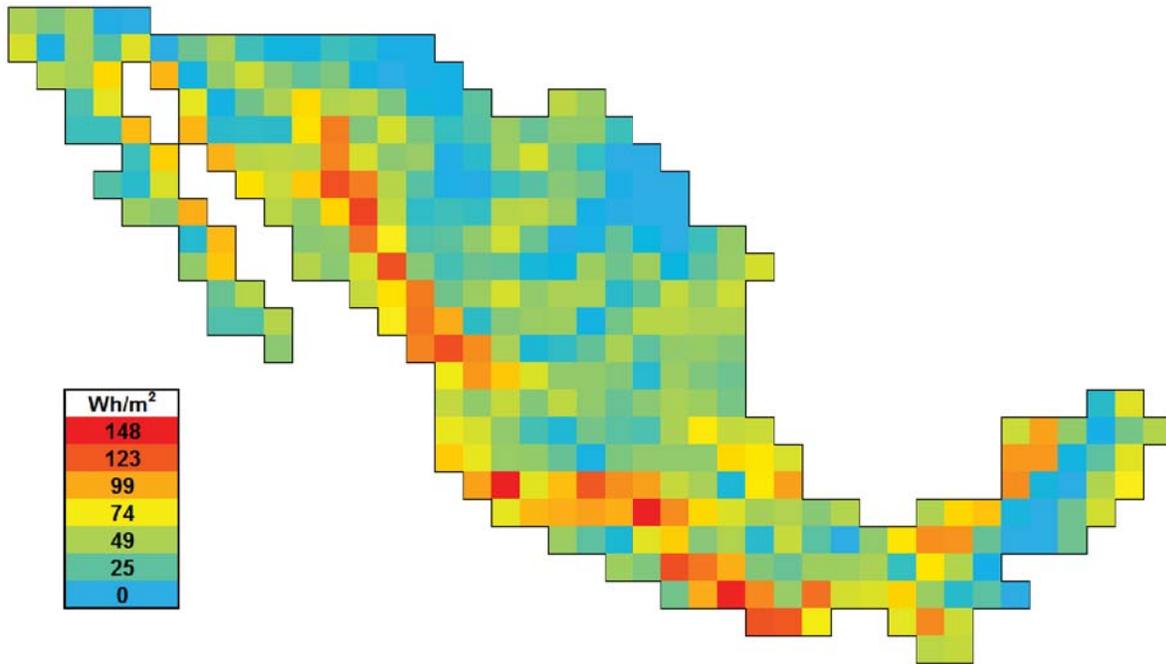


Figura 4.4: Energía diaria obtenida por efecto térmico con la máxima potencia.

4.1.5. Contribución energética debida a CAPE

Para calcular la energía eólica disponible debida a CAPE, se utiliza la ecuación (2.17) y para resolverla se necesita conocer la entalpía (ecuación 2.30) y la masa (ecuación 2.33). Para obtener la entalpía usamos el volumen específico que ya fue calculado (ver figura 4.1) y para la masa hay que obtener las coordenadas del centro de masa de la celda con la ecuación (2.36) para sustituirlas en la ecuación (2.37).

También es necesario saber el volumen específico atmosférico ν_a y la temperatura atmosférica T_a los cuales fueron obtenidos con las ecuaciones (2.44) y (2.45).

El potencial energético debido a CAPE evaluado a 150 [m] sobre la superficie del terreno se muestra en la figura (4.5) y la celda con mayor energía eólica dispone de $145[\frac{Wh}{m^2}]$, encontramos celdas con energía con signo negativo del mismo orden de magnitud, lo que nos indica que en esas zonas hay un flujo de aire descendente del cual también puede ser obtenida energía que tiene una magnitud máxima de $269[\frac{Wh}{m^2}]$.

El mapa (figura 4.5) muestra las zonas que cuentan mayor energía eólica debida a la energía potencial convectiva disponible y se puede utilizar para encontrar las zonas en las que se puede aprovechar el viento con dirección vertical, para estimar la magnitud máxima de la energía en Wats-hora por metro cuadrado por cada día que se puede aprovechar y saber si se trata de vientos ascendentes o descendentes.

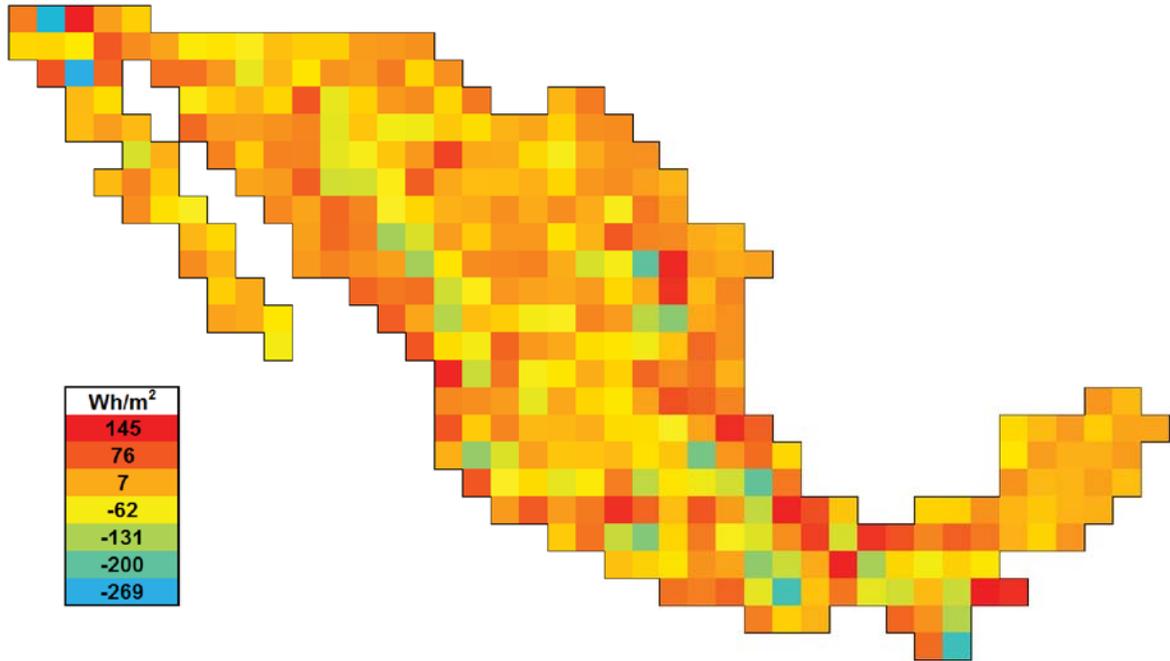


Figura 4.5: Potencial energético debido a CAPE evaluado a 150 [m] sobre la superficie del terreno.

4.1.6. Energía eólica máxima.

Para obtener los mapas que suman los dos efectos energéticos, se realizan los cálculos mostrados en la sección (4.1.5) a diferentes alturas y se utilizan los resultados de la sección (4.1.2). Para sumar los resultados obtenidos, antes se modifican para tener unidades equivalentes como es mostrado en la ecuación (4.1).

La suma del efecto térmico y la contribución debida a la diferencia de alturas medida a 10 y 150 metros se muestra en las figuras (4.6) y (4.7) y presentan un máximo energético de $297[\frac{Wh}{m^2}]$ y $352[\frac{Wh}{m^2}]$ respectivamente.

Los mapas mostrados (figuras 4.6 y 4.7) indican la cantidad de energía eólica máxima total; debida tanto a la interacción entre zonas con diferentes temperaturas como al efecto de la energía convectiva potencial disponible. Se pueden utilizar para encontrar zonas de interés en las que valdría la pena evaluar el recurso eólico para la posible construcción de granjas eólicas que generen energía eléctrica.

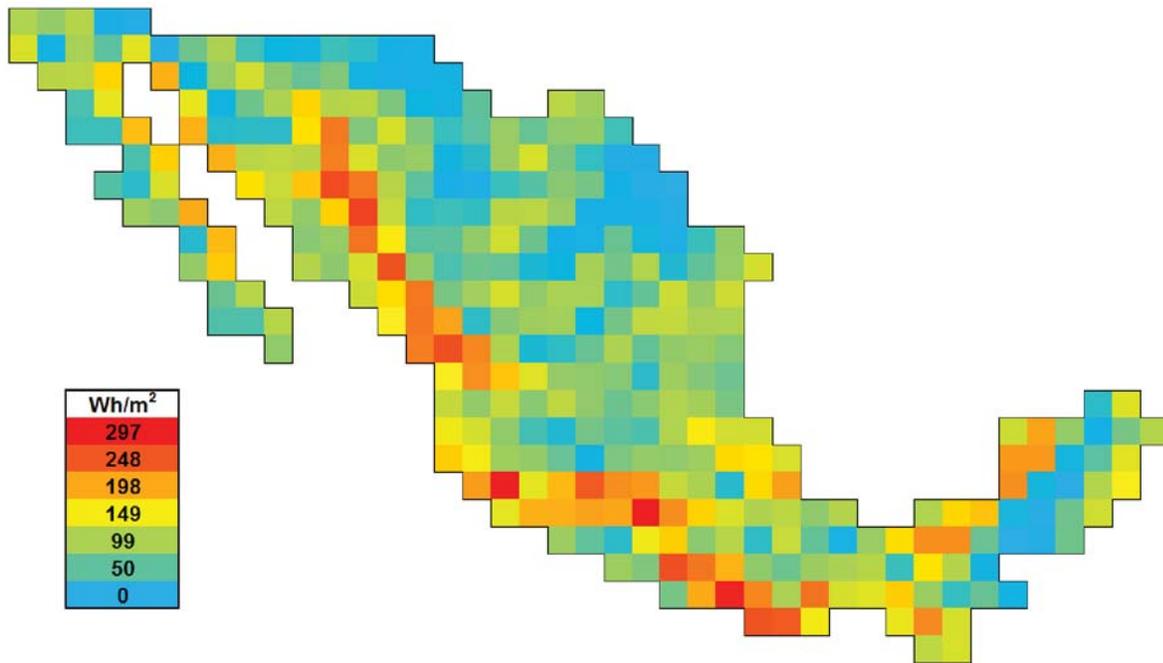


Figura 4.6: Energía diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de altitudes a 10 metros de la superficie.

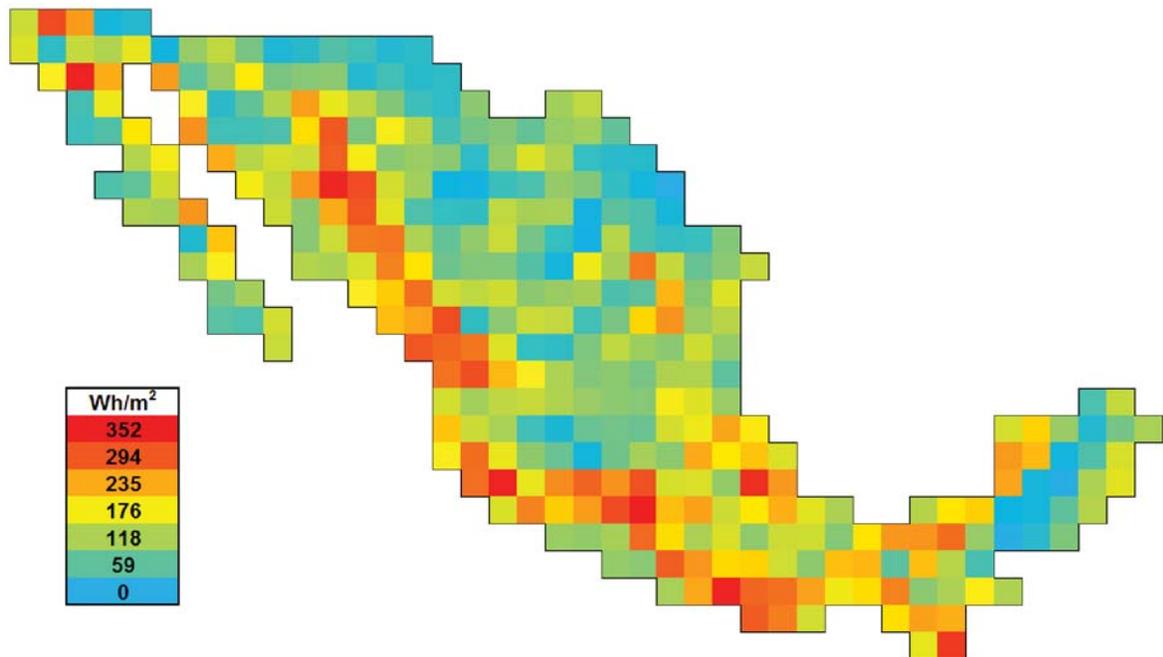


Figura 4.7: Energía diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de altitudes a 150 metros de la superficie.

4.1.7. Energía eólica máxima con máxima potencia.

La suma del efecto térmico y la contribución debida a la diferencia de alturas con la máxima potencia, medida a 10 y 150 metros se muestra en las figuras (4.8) y (4.9) y presentan un máximo energético de $151[\frac{Wh}{m^2}]$ y $298[\frac{Wh}{m^2}]$ respectivamente. El procedimiento seguido para obtener los mapas es el mismo que en la sección anterior; se calcula la energía como se muestra en la sección (4.1.5) a diferentes alturas pero en lugar de sumar los resultados de la sección(4.1.2) se utilizan los mostrados en la sección(4.1.4).

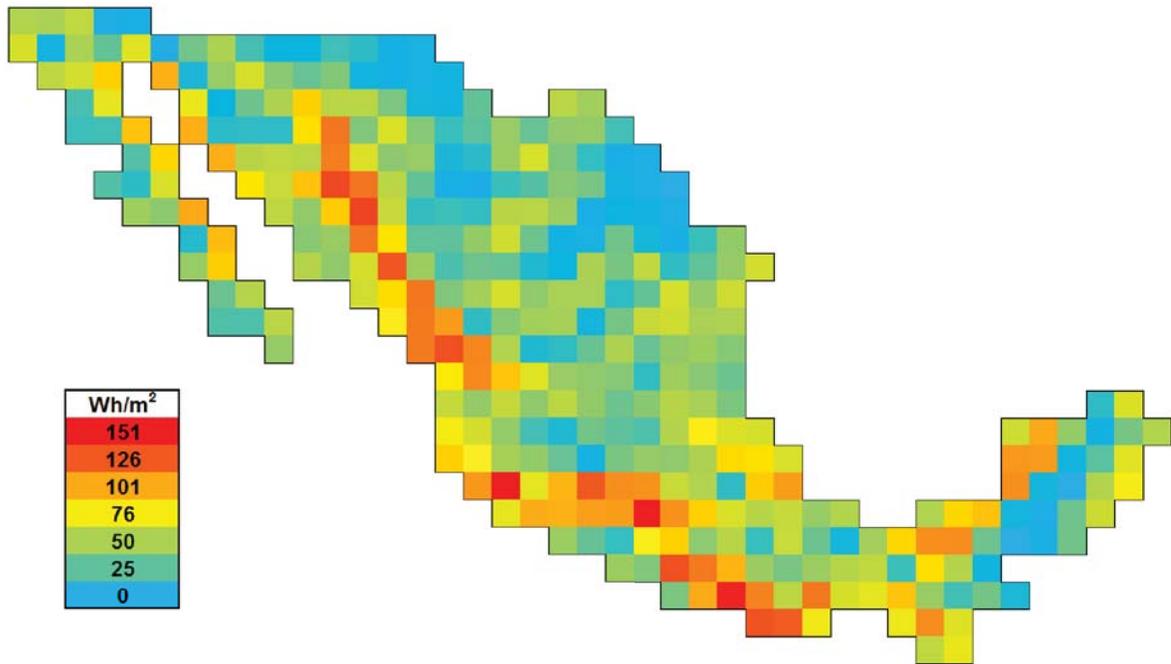


Figura 4.8: Energía diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de alturas con la máxima potencia a 10 metros de la superficie.

Las figuras (4.8) y (4.9) muestran mapas que indican la cantidad de energía eólica máxima total que se puede obtener con máxima potencia; debida a la suma de a la energía convectiva potencial disponible más la energía debida a la interacción entre zonas con diferentes temperaturas. Los mapas mostrados se pueden utilizar para encontrar zonas de interés en las que valdría la pena evaluar el recurso eólico para la posible construcción de granjas eólicas que generen energía eléctrica. También son útiles para estimar cuál es la magnitud de la energía que se puede encontrar en la zona, en forma más realista, comparado con los mapas mostrados en la sección anterior. Las unidades de la energía estimada son Joules por cada día y también puede ser calculado por unidad de área, si se divide entre el área de la celda estudiada.

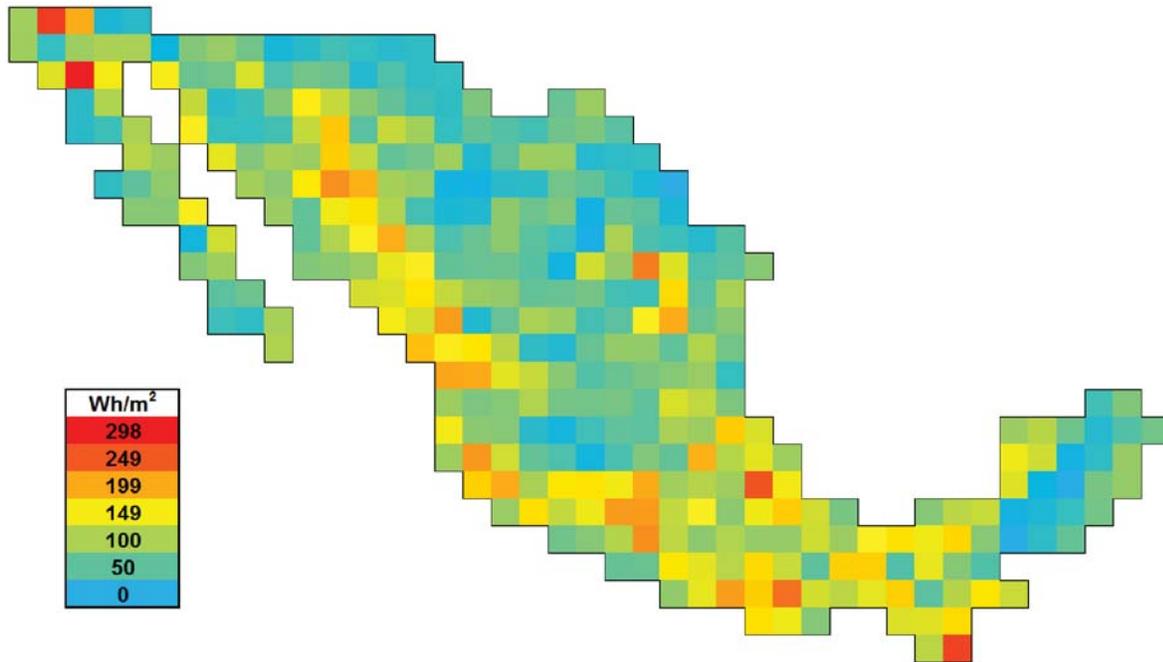


Figura 4.9: Energía diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de alturas con la máxima potencia a 150 metros de la superficie.

4.2. Estimación del recurso eólico en Morelos y Zacatecas

El proceso seguido para hacer el cálculo de la máxima energía eólica disponible es el mismo que el mostrado en el estudio de caso anterior (en el territorio mexicano); Primero se calcula el volumen específico del aire, después utilizamos la ecuación (2.11) para obtener la contribución energética por la diferencia de temperaturas con máxima potencia. Para calcular la energía disponible debida a la energía convectiva más la que resulta de la interacción entre zonas contiguas con diferentes temperaturas utilizamos la ecuación (2.42). Debido a que la disponibilidad de energía eólica calculada mediante la eficiencia de Courzon & Ahlborn describe un comportamiento que se asemeja más a la realidad comparada con la energía calculada mediante el uso de la eficiencia de Carnot, ya no realizamos los cálculos que utilizan esta última.

La energía eólica máxima diaria promedio obtenida con la máxima potencia debida al efecto térmico en Morelos y Zacatecas se muestra en los mapas de la figura (4.10). La con mayor cantidad de energía eólica en el estado de Morelos dispone de $83 \left[\frac{Wh}{m^2} \right]$ y la celda que presenta mayor energía en el estado de Zacatecas dispone de $63 \left[\frac{Wh}{m^2} \right]$.

La suma del efecto térmico y la contribución debida a la diferencia de alturas con la máxima potencia, medida a 80 metros se muestra en la figura (4.11) y las celdas que presentan un máximo energético disponen de $93 \left[\frac{Wh}{m^2} \right]$ y $77 \left[\frac{Wh}{m^2} \right]$ para los estados de Morelos y Zacatecas respectivamente.

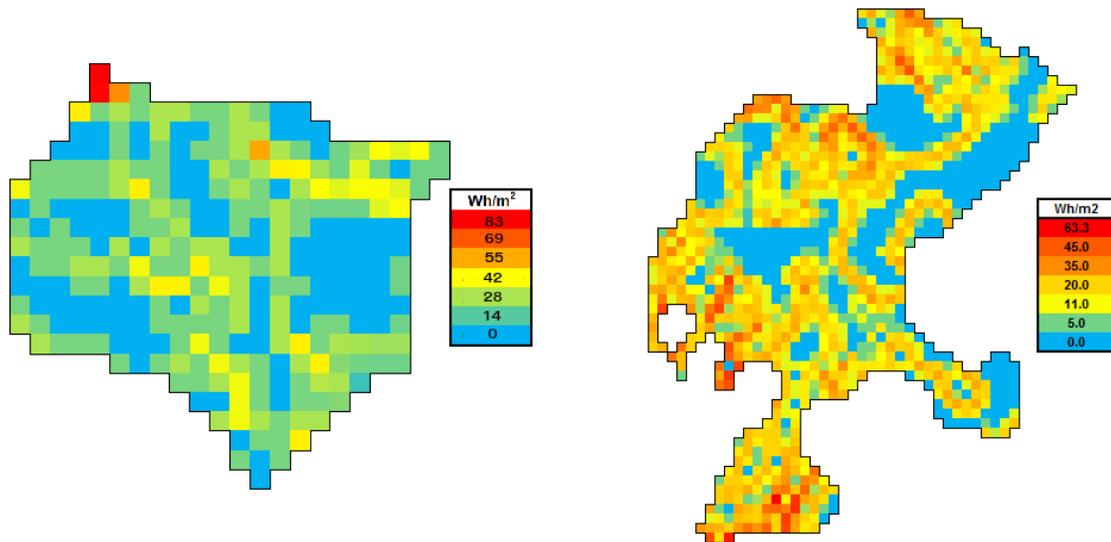


Figura 4.10: Energía $[\frac{Wh}{m^2}]$ diaria obtenida por efecto térmico con la máxima potencia en el estado de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha).

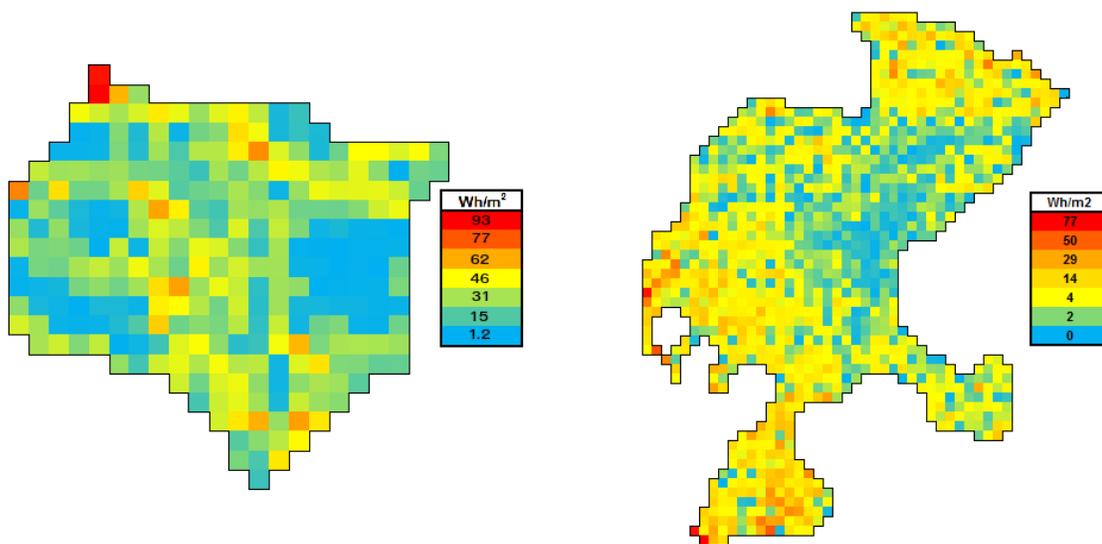


Figura 4.11: Energía $[\frac{Wh}{m^2}]$ diaria obtenida por efecto térmico más el producido por la diferencia de altitudes con la máxima potencia a 80 metros de la superficie en el estado de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha).

4.3. Análisis de resultados

Se observa que la energía obtenida por efecto térmico utilizando la eficiencia de Carnot (figura 4.2), comparada con la obtenida con la eficiencia de Curzon & Ahlborn (figura 4.4), presenta el mismo patrón de colores pero a una escala diferente; el mapa que presenta el cálculo con la eficiencia de Carnot, tiene un máximo energético equivalente al doble del máximo presentado en el mapa que utiliza la eficiencia de Courzon & Ahlborn. Los dos mapas son útiles para localizar zonas de interés en las que es posible encontrar viento, pero el mapa mostrado en la figura (4.4) es más útil para estimar la magnitud de la energía disponible ya que para calcularla se utiliza una eficiencia más realista.

En el mapa de la figura (4.2) se localizan dos principales zonas en forma de franja con un alto potencial eólico, una de ellas se encuentra en la parte noroeste de la república en las fronteras orientales de Sonora, Sinaloa y Nayarit con Chihuahua y Durango. La otra zona con gran potencial va de Colima, pasa por el centro de Michoacán, el norte de Guerrero y el sur de Oaxaca. Se encontraron otras zonas con potencial eólico medio al Este de la República Mexicana, las cuales se encuentran en la frontera oeste de Veracruz con los estados de Hidalgo y Puebla y en la costa de Tabasco y Campeche, también presenta gran potencial la frontera norte de Colima con Jalisco, la costa de Campeche, medio junto con la parte central y norte del golfo de California. Las zonas con menor potencial energético resultaron ser la mitad al Noroeste del estado de Sonora, el norte y este de Chihuahua, el centro y noreste del estado de Coahuila, el norte de Nuevo León y la parte central de la península de Yucatán.

Encontramos, al comparar los máximos energéticos en los mapas de las figuras (4.5), (4.2) y (4.4), que la contribución energética debida a la convección a 150 metros sobre la superficie del terreno, tiene el mismo orden de magnitud que la debida al efecto térmico y tiene aproximadamente el mismo valor que la energía debida al efecto térmico con máxima potencia.

Las mismas zonas con alto potencial descritas en los mapas que sólo toman en cuenta el efecto térmico (figuras (4.2) y (4.4)), son descritas en el mapa que además toma en cuenta el efecto convectivo a 150 m de altura, figura (4.7). Además, encontramos nuevas zonas pequeñas con alto potencial: al norte de baja California Norte, en la frontera de Veracruz con Puebla, al centro de Nuevo León y al sur de Chiapas. También incrementa en forma generalizada en la frontera entre los estados de Oaxaca, Veracruz, Tabasco y Chiapas.

El mapa de temperaturas utilizado (figura 3.1) presenta una resolución de $5^{\circ}C$, al evaluar la energía disponible mediante la ecuación (2.17) entre nodos con la misma temperatura, ésta resultará nula, por lo anterior no tiene sentido utilizar una malla más fina ya que tendríamos varias celdas contiguas con la misma temperatura que reflejarían zonas sin energía eólica disponible. Es posible utilizar una malla más fina si se utilizan datos de la temperatura con mayor resolución para obtener mayor resolución en los resultados.

Al utilizar datos de temperatura con mayor resolución (comparar figuras 3.1 y 3.12) fue posible utilizar la metodología propuesta para estimar el recurso eólico en Morelos

y Zacatecas. La celda con potencial máximo eólico por unidad de área obtenido en ambos estados, tomando en cuenta la contribución debida al efecto térmico con máxima potencia mostrada en la figura (4.10), tiene una magnitud ($83[\frac{Wh}{m^2}]$ en Morelos y $63[\frac{Wh}{m^2}]$ en Zacatecas) equivalente, aproximadamente, a la mitad de la magnitud ($150[\frac{Wh}{m^2}]$) en el potencial de la celda con máxima energía eólico en México (ver figura 4.2).

En los mapas que muestran la energía eólica disponible debida al efecto térmico con máxima potencia (figura 4.10) encontramos que Morelos cuenta con pocas y pequeñas zonas con potencial eólico al norte, centro y noreste del estado. El estado de Zacatecas presenta un mayor número de zonas con potencial eólico al norte sur y oeste del estado.

Al observar los resultados de la contribución energética debida a la suma del efecto térmico con máxima potencia mas el efecto convectivo (figura 4.11), se encuentran nuevas zonas con potencial comparando con los mapas que solo toman en cuenta el efecto térmico (figura 4.10), pero a diferencia de los mapas de potencial en México donde la diferencia entre los valores máximos es casi del 50 %, ésta es aproximadamente del 10 % en la magnitud de los máximos de las escalas presentadas en Morelos y Zacatecas. Encontramos que Morelos cuenta con pocas zonas pequeñas que presentan potencial eólico al norte, centro y sur del estado, en Zacatecas encontramos mas zonas con potencial eólico, comparado con Morelos, pero igualmente pequeñas al norte, sur y oeste del estado. Tanto en Morelos como en Zacatecas encontramos una escala con máximos parecidos ($93y77[\frac{Wh}{m^2}]$ respectivamente), la diferencia es que Morelos cuenta con un mayor porcentaje de zonas con potencial nulo que Zacatecas.

El patrón en la dirección del viento, observado en la figura (4.3) en el que se muestra como la dirección promedio del viento es de la tierra hacia las costa, se debe a que el análisis es realizado en una escala de tiempo correspondiente a un año en el que la temperatura de la superficie utilizada, es el promedio de la temperatura diurna y nocturna durante todo un año. Al tener una mayor capacidad calorífica el agua, se mantiene a una mayor temperatura promedio durante intervalos de 24 horas lo que produce que el viento estimado se dirija de las zonas con menor temperatura hacia las de mayor temperatura como se muestra en la figura (1.5). Es posible encontrar el patrón opuesto al descrito donde los vientos irían de las costas hacia la tierra si utilizáramos una escala de tiempo para nuestro análisis de 12 horas correspondientes al día. Y se encontraría el mismo patrón si utilizamos la misma escala de 12 horas, pero en este caso correspondientes a la noche.

Como ya fue mencionado es posible escoger diferentes escalas de tiempo para el análisis, si se cuenta con los datos necesarios de temperatura y radiación, para hacer análisis de la energía eólica disponible por cada hora, día, mes, estación o inclusive en tiempo real.

También es posible hacer el análisis con una mayor resolución espacial si se tienen datos con una buena resolución, tanto espacial, como en la magnitud de las propiedades medidas (temperatura y radiación) lo cual no es un problema si se cuenta con acceso a la información obtenida mediante el uso de imágenes satelitales.

4.4. Comparación de los resultados con otro modelo

En esta sección se pretende comparar los resultados de los cálculos obtenidos en las secciones anteriores con los datos de velocidad presentados por la compañía 3tier [26], una empresa multinacional que se dedica a vender servicios de información sobre energías renovables. La empresa menciona que el modelo utilizado para calcular la velocidad del viento utiliza modelos de predicción numérica del clima (NWP Numerical Weather Prediction) combinado con un re-análisis que toma en cuenta datos medidos, que para el caso de México son tomados de 58 estaciones climatológicas diferentes. La desventaja de los mapas presentados por la empresa es que no publica a detalle la metodología utilizada ya que no le conviene por ser un producto comercial.

En las figuras (4.12) y (4.13) se muestran los mapas de la velocidad del viento a 80 [m] de la superficie del terreno para Morelos, Zacatecas y México. Como se observa en dichas figuras las zonas que presentan mayor recurso eólico se identifican mediante colores que expresan las zonas que cuentan con vientos de mayor velocidad promedio anual en [$\frac{m}{s}$]. Para hacer una comparación con los resultados calculados mediante la metodología planteada en este trabajo es necesario tener en cuenta que dichos resultados también expresan un potencial energético eólico mediante una escala de colores pero con diferentes unidades [$\frac{m}{s}$] y por eso no es posible hacer una comparación directa en forma cuantitativa y solamente hacerlo en forma cualitativa.

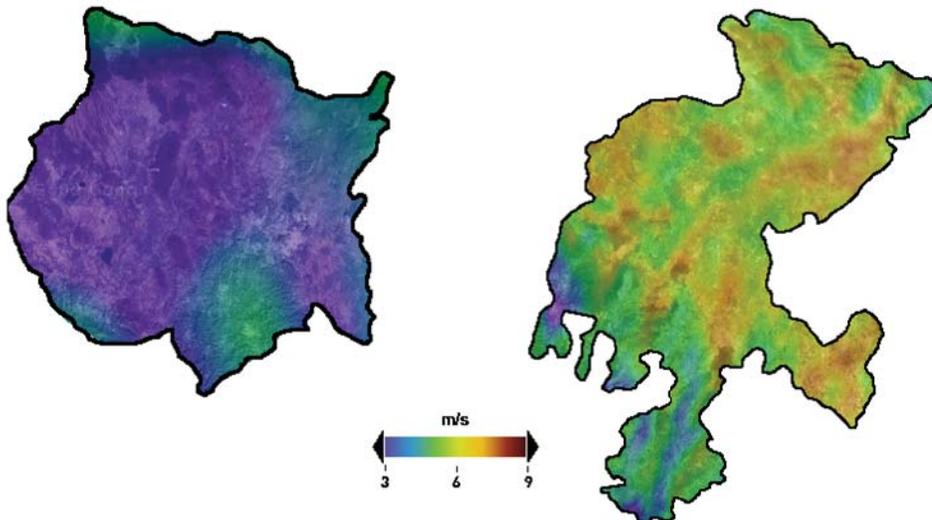


Figura 4.12: Velocidad del viento promedio anual [$\frac{m}{s}$] en los estados de Morelos (izquierda) y Zacatecas (derecha) a 80 metros de la superficie del terreno [26].

Al comparar los mapas de la máxima energía eólica disponible con máxima potencia debida únicamente a la contribución por efecto térmico mostrados en la figura (4.10), con los que presentan la velocidad del viento mostrados en la figura (4.12) podemos encontrar coincidencias: En Morelos se observa que los dos mapas describen el norte y el sureste del estado como zonas de potencial eólico mientras que en la parte central

no hay potencial eólico. En Zacatecas se puede ver una gran similitud en la geometría de las zonas con potencial presentadas en los dos mapas como la presencia de zonas en forma de zanjas con alto potencial eólico en el norte, centro y en la zona central del este del estado. Se encuentran diferencias entre los mapas: los datos que resultan de utilizar nuestra metodología en Morelos (figura 4.10) muestran la presencia de zonas con potencial en la parte centro y noreste del estado mientras que en los datos obtenidos por 3tier (figura 4.12) se muestra que no hay potencial en la parte central.

Si comparamos los mapas de la máxima energía eólica disponible con máxima potencia debida a la contribución por efecto térmico mas el producido por la diferencia de altitudes, presentados en la figura (4.11), con los mapas que expresan la velocidad del viento mostrados en la figura (4.12) ambos a 80 metros de la superficie del terreno podemos encontrar varias similitudes: En Morelos bolvemos a encontrar que ambos mapas describen el norte y el sureste del estado como zonas de potencial eólico mientras que en la parte centro hay grandes extensiones con potencial nulo. En Zacatecas se observan nuevamente ciertas zonas con potencial eólico en ambos mapas que presentan patrones geométricos similares como la presencia de viento en el norte del estado y la ausencia de viento en una zanja que corre de noreste a suroeste. También se encuentran diferencias entre los mapas: en el caso de Morelos encontramos que en el mapa obtenido mediante la metodología propuesta en este trabajo (figura 4.11) hay zonas con potencial en la parte centro del estado mientras que en el mapa obtenido por 3tier (figura 4.12) el potencial en la parte central es nulo.

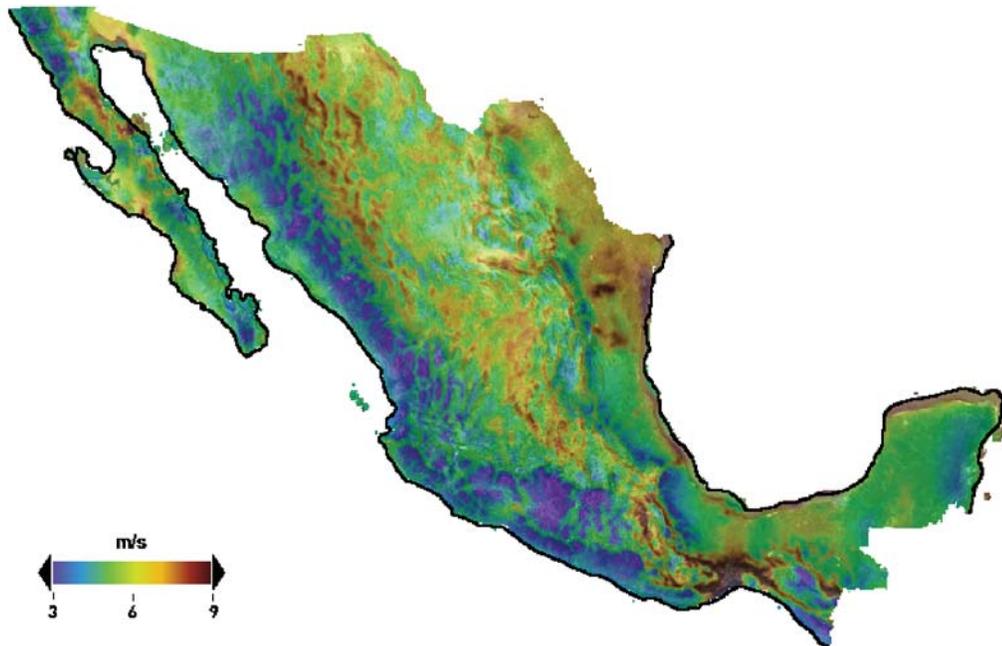


Figura 4.13: Velocidad del viento promedio anual $[\frac{m}{s}]$ en México a 80 metros de la superficie del terreno [26].

El mapa mostrado en la figura (4.9) que expresa la energía diaria obtenida por efecto

térmico más el producido por la diferencia de altitudes con la máxima potencia a 150 metros de la superficie en México, presenta una resolución muy burda comparado con el mapa mostrado en la figura (4.13) que muestra la velocidad diaria promedio del viento. Debido a la diferencia en la resolución de los mapas no es posible compararlos en forma tan detallada pero es posible hacerlo a gran escala. En los dos mapas se encuentra que existe potencial eólico en la península de Baja California, también se puede ver una gran zona con viento sobre la Sierra Madre Occidental, en la parte central, sur central, en las costas de la península de Yucatán y del golfo de México así como en el noreste de la república.

Capítulo 5

Conclusiones

Para instalar una central eoloeléctrica, es necesario conocer las zonas con potencial energético, la cantidad de energía eólica disponible y su densidad de potencia para seleccionarla mejor. Si se quiere conocer las zonas con mayor potencial de energía eólica hay que evaluar el recurso eólico lo que exige la medición de la velocidad del viento, en los sitios de posible explotación, mínimo durante un año. Por lo anterior la evaluación del recurso eólico en grandes extensiones es costosa. Antes de evaluar el recurso hay que hacer una prospección para seleccionar bien el lugar y así justificar la inversión económica. Para resolver el problema anterior nos propusimos realizar una metodología basada en un análisis termodinámico que utiliza datos disponibles de irradiación solar, temperatura y altura del terreno sobre la superficie del mar, para identificar las zonas con potencial eólico donde se deben instalar estaciones de monitoreo para precisar el potencial eólico.

Se desarrolló en forma exitosa y por primera vez una metodología que estima en forma regional la energía eólica mediante un modelo el cual considera a la atmósfera como una máquina térmica que produce trabajo en forma de viento, tomando en cuenta principios termodinámicos y principios geofísicos para estimar en forma regional la energía eólica en forma indirecta

Para explotar el recurso eólico es necesario conocer la zonas donde se localiza. Cuando no se cuenta con mediciones suficientes de la velocidad del viento para encontrar las zonas con mayor potencial, estas zonas pueden ser ubicadas mediante la aplicación de la metodología aquí desarrollada. Y una vez localizados los puntos con mayor potencial eólico será posible medir el recurso en esas zonas bien localizadas sin necesidad de invertir en la medición del viento sobre todo el territorio.

Se logró aplicar la metodología propuesta para analizar la disponibilidad de energía eólica en México, encontrando que la máxima energía fue obtenida por el análisis que toma en cuenta los dos fenómenos (térmico y convectivo a 150 [m] de altura sobre el terreno) con una magnitud de $352 \left[\frac{Wh}{m^2} \right]$ por cada día promedio en la parte central de México que se localiza entre las fronteras de Michoacán, Guerrero y Oaxaca.

También se logro aplicar la metodología en los estados de Morelos y Zacatecas, encontrando que la máxima energía fue obtenida por el análisis que toma en cuenta los dos fenómenos (térmico y convectivo a 80 [m] de altura sobre el terreno) con una magnitud de $93[\frac{Wh}{m^2}]$ en el noroeste de Morelos y $77[\frac{Wh}{m^2}]$ en el sur de Zacatecas, ambas por cada día promedio del año.

En el análisis endorreversible que no se toma en cuenta la orografía del terreno en forma directa y sólo se utiliza la temperatura y radiación sobre la superficie; la influencia del cambio de altitudes en la superficie del territorio nacional sobre la energía eólica disponible, se refleja en forma indirecta, debido a que la orografía afecta en la temperatura superficial como se muestra en la franja roja al oeste de México en los mapas (4.6) y (4.7) que se encuentra en la misma zona que la Sierra Madre Occidental.

En modelos anteriores que consideran a la atmósfera como una máquina térmica que genera trabajo en forma de viento en la tierra no se había considerado el efecto convectivo considerando la ecuación de estado de Van der Waals y es importante tomarlo en cuenta ya que es significativo: la máxima energía convectiva encontrada es aproximadamente la mitad de la máxima energía encontrada por efecto térmico, y equivalente a la máxima energía encontrada por efecto térmico obtenida con la máxima potencia.

Se generaron mapas de México en los que se localizan dos principales zonas en forma de franja con un alto potencial eólico, una de ellas se encuentra en la parte noroeste de la república en las fronteras orientales de Sonora, Sinaloa y Nayarit con Chihuahua y Durango. La otra zona con gran potencial incluye Colima, pasa por el centro de Michoacán, el norte de Guerrero y el sur de Oaxaca. Se encontraron otras zonas con potencial eólico medio en la frontera Oeste de Veracruz con los estados de Hidalgo y Puebla y en la costa de Tabasco y Campeche.

Si comparamos la magnitud energía máxima obtenida mediante la metodología propuesta en este trabajo con la magnitud de la radiación podemos encontrar que los resultados son congruentes con los mostrados por el modelo que utiliza un análisis global (Brankovic [8], Peixoto [9] y De Vos [6]) los cuales muestran que la parte de energía solar que se convierte en eólica está entre 0.5 % y 2 % aproximadamente.

Es importante tener en cuenta que el viento es altamente variable, tanto espacial como temporalmente. Nosotros aplicamos la metodología propuesta utilizando valores promedio anuales, encontrando potenciales eólicos diarios representativos para el año entero, pero es muy importante indicar que es posible realizar las evaluaciones en diferentes rangos temporales o escalas espaciales, si se dispone de datos con una resolución espacial o temporal adecuada respectivamente.

Esta metodología puede ser aplicada en zonas donde se considera que existe potencial eólico con la idea de corroborarlo.

Apéndice A

Eficiencia de Curzon & Ahlborn.

Es bien sabido que las máquinas de calor prácticas no son tan eficientes como los ciclos de Carnot. Se ha encontrado que considerar otra limitación fundamental en la eficiencia que es causada por la tasa en la que el calor puede ser intercambiado entre el material de trabajo y los reservorios.

Para obtener la eficiencia teórica, las partes isotérmicas del ciclo tienen que ser realizadas infinitesimalmente lentas para que la sustancia de trabajo pueda estar en equilibrio térmico con los reservorios de calor. Bajo estas condiciones, la potencia es cero ya que toma un tiempo infinito realizar una cantidad finita de trabajo.

Para obtener una cantidad finita de trabajo se necesita acelerar el proceso. Sin embargo, para llevar el flujo de calor durante la expansión isotérmica de la sustancia de trabajo, la sustancia debe estar más caliente que la fuente de calor. Las dos fases isotérmicas no tienen cambio de temperatura en la sustancia de trabajo; teniendo que el calor fluye directo de la fuente al sumidero, y ningún trabajo mecánico es realizado por la máquina. Entonces la salida de potencia es cero y la eficiencia también.

En algún lado entre estos dos extremos de potencia nula, la máquina, claramente, tiene una salida de potencia máxima.

Curzon & Ahlborn (1975) [27] analizan el trabajo de un ciclo de Carnot, introduciendo los tiempos en los que se llevan a cabo las fases adiabáticas, para obtener después la potencia (A.9), maximizarla y por último la eficiencia (A.10).

Se asume que el flujo de calor a través del recipiente que contiene al fluido de trabajo es proporcional a la diferencia de temperaturas a través de las paredes del recipiente. En la expansión isotérmica se tiene:

$$Q_a = \alpha(T_a - T_{aw}) \quad (\text{A.1})$$

Si la expansión isotérmica tarda un tiempo t_a , la energía de entrada W_a es:

$$W_a = Q_a t_a = \alpha t_a (T_a - T_{aw}) \quad (\text{A.2})$$

Se asume que durante la expansión adiabática no hay intercambio de calor con los alrededores y es reversible. En la compresión isotérmica, el calor W_b es transferido a el sumidero de calor donde la energía transferida es:

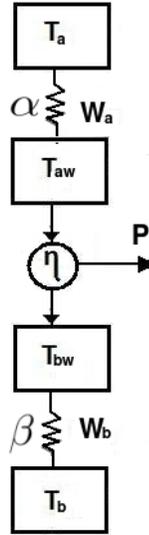


Figura A.1: Modelo de la máquina térmica que representa el proceso analizado por Curzon & Ahlborn η_{ca} .

$$W_b = \beta t_b (T_{bw} - T_b) \quad (\text{A.3})$$

En las ecuaciones anteriores α y β son los coeficientes de transporte de calor, el subíndice a y b se refiere a la fuente de calor y al sumidero respectivamente, t_b es la duración de la compresión y el subíndice w se refiere a la sustancia de trabajo.

Al ser reversibles las etapas adiabáticas, se debe tener:

$$\frac{W_a}{T_{aw}} = \frac{W_b}{T_{bw}} \quad (\text{A.4})$$

La potencia de la máquina está dada por la expresión:

$$P = \frac{W_a - W_b}{(t_a + t_b)\gamma} \quad (\text{A.5})$$

donde $(t_a + t_b)(\gamma - 1)$ es el tiempo utilizado para completar los ciclos adiabáticos. La ecuación anterior, con ayuda de las ecuaciones (A.2) y (A.3), puede ser expresada de la siguiente forma:

$$P = \frac{\alpha\beta xy(T_a - T_b - x - y)}{\gamma[\beta T_a + \alpha T_b x + xy(\alpha - \beta)]} \quad (\text{A.6})$$

donde $x = T_a - T_{aw}$, $y = T_{bw} - T_b$

La potencia se maximiza con respecto a los valores de x y y satisfaciendo las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\partial P}{\partial y} = 0 \quad (\text{A.7})$$

$$\frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.8})$$

obteniendo:

$$P_{max} = \frac{\alpha\beta}{\gamma} \left(\frac{\sqrt{T_a} - \sqrt{T_b}}{\sqrt{\alpha} + \sqrt{\beta}} \right)^2 \quad (\text{A.9})$$

con una eficiencia:

$$\eta_{ca} = 1 - \left(\frac{T_b}{T_a} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.10})$$

El resultado difiere de la eficiencia de carnot. en la figura (A.2) se muestra la comparación gráfica y se observa que ambos coinciden en los extremos (cuando $T_b = 0$ y cuando $T_a = T_b$) pero para cualquier valor intermedio entre 0 y 1 de T_b/T_a , la eficiencia de Curzon & Ahlborn es menor que la del ciclo de carnot.

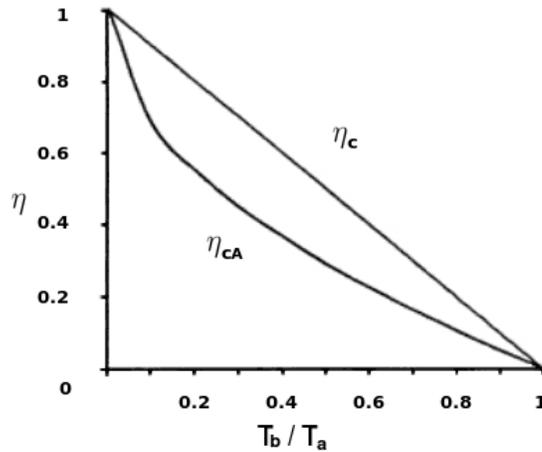


Figura A.2: Comparación de la eficiencia de un ciclo de carnot η con la eficiencia de Curzon & Ahlborn η_{ca} .

Lo mas interesante de los resultados anteriores es la eficiencia que no depende de los coeficientes de transferencia de calor, y al igual que la eficiencia de Carnot, solo depende de las temperaturas de los reservorios de calor. El resultado también tiene la interesante propiedad de servir como una guía certera para el mejor desempeño observado en maquinas de calor reales.

Apéndice B

Termodinámica endorreversible

Todos los procesos que ocurren en la realidad no son reversibles ni están diseñados para serlo porque se requiere que los tiempos en que se transforma la energía sean finitos por lo tanto, los flujos son irreversibles. Uno de los campos de la termodinámica fuera de equilibrio, que a sido desarrollada durante los últimos 20 años, se a etiquetado como termodinámica endorreversible. El término endorreversible fue utilizado por primera vez por Rubin (1979) [7] [28], pero el planteamiento de una máquina endorreversible, sin definirla como tal fue analizado antes por Curzon & Ahlborn (1975) [27]. La idea básica de este campo de la termodinámica es describir a los sistemas fuera de equilibrio como una colección de sistemas en equilibrio, de tal forma que las irreversibilidades ocurren en el proceso se deben a la interacción entre dichos subsistemas. La aproximación es respaldada por la observación de que en nuestros alrededores nosotros podemos encontrar subsistemas que también pueden ser tratados, con una buena aproximación, como sistemas en equilibrio. La termodinámica en equilibrio puede ser usada para la descripción de los subsistemas mientras que al mismo tiempo los procesos disipativos dejan de ser negados.

Un sistema endorreversible consiste de un numero de subsistemas que interactúan entre ellos y con los alrededores. Nosotros escogemos los subsistemas asegurando que en cada uno solo ocurran procesos reversibles. Toda la disipación o irreversibilidad ocurre en la interacción entre los subsistemas o los alrededores. Un sistema endorreversible es definido por las propiedades de los subsistema y por sus interacciones. Y a los procesos de dichos sistemas se le llama endorreversibles [29].

En una máquina térmica endorreversible (figura 1.10) el fluido de trabajo sólo presenta transformaciones reversibles durante su operación [7] y las irreversibilidades están restringidas al acoplamiento de estas con el mundo externo mediante el transporte de calor desde una fuente térmica a una máquina de Carnot y desde ésta, a un sumidero [6]. Dicha máquina es aquella en la cual su fluido de trabajo sufre únicamente transformaciones reversibles durante su operación (internamente reversible); así mismo, este tipo de máquinas se acopla a los alrededores a través de procesos irreversibles (externamente irreversible).

Aunque estas máquinas térmicas no representan completamente las condiciones de operación de las máquinas reales, indudablemente las aproximan mejor que las máquinas

térmicas reversibles, lo que representa un avance en el estudio de la termodinámica y de la ingeniería térmica, así el estudio de las máquinas térmicas endorreversibles permite desarrollar modelos matemáticos que representan de manera más cercana el comportamiento de las máquinas térmicas reales.

Bibliografía

- [1] ROHATGI & NELSON. “Wind Characteristics” Alternative Energy Institute West Texas A& M University. USA 1994
- [2] PUIG, COROMINAS. “La ruta de la Energía” Ed. Anthropos. Barcelona 1990. p.p. 166-170, 185-187.
- [3] CADIZ. “La energía eólica, Tecnología e historia.” Ed. Herman Blume. Madrid 1984. p.p. 27-37.
- [4] Barry. Chorley. “Atmósfera, tiempo y clima” Ed. Omega. Barcelona 1999. p. 135,139.
- [5] Hadley, G. (1735) “Concerning the cause of the general trade-winds. *Philetans* VOL. 39, 58-62.
- [6] A. de Vos and P. van der Wel. “The Efficiency of the Conversion of Solar Energy into Wind by Means of Hadley Cells.” *Theoretical and Applied Climatology*. VOL.43, ISSUE.4 1993 p.p.193-202
- [7] Rubin, M., “Optimal configuration of a class of irreversible heat engines. I” *Physical Review* VOL.19, ISSUE.3 1979 p.p.1272-1276.
- [8] Arpe, K., Brainnkovic, C., Oriol, E., Speth, P., “Variability in time and space of engetics from a long series of atmospheric data produced by ecmwf” *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*. VOL.59, 1986 p.p.321-355
- [9] Peixoto, J., Oort, A.,A. de Vos. “Physics of climate.” *American Institute of Physics*. New York 1992. p.p.520.
- [10] BURTON, SHARPE, JENKINS & BOSSANYI. “Wind energy handbook”. Ed. Wiley & Sons. England 2001. p.p. 193-197.
- [11] BHADRA, KASTHA & BANERJEE. “Wind electrical system”.Ed. Oxford. Nueva Delhi 2005. p.p. 54-57.
- [12] VAN der HOVEN, “Power spectrum of horizontal wind speeds in the frecueny range from 0.0007 to 900 cycles per hour”, *International Meteorology*, VOL. 4. 1957, p.p. 160-173.

- [13] Neven Ninic, Zdeslav Juric and Sandro Nizetić. “Thermodynamical aspect of definitions CAPE and TCAPE” *Geofísica*. VOL. 23 No. 2, ISSUE.4 1993 p.p.193-202.
- [14] Bejan, Reis, “Thermodynamic optimization of global circulation and climate”, *International Journal of Energy Research*, VOL. 29. 2005, p.p. 303-316.
- [15] A. de Vos. “Endoreversible thermodynamics of solar energy conversion.” Ed. Oxford University Press. Nueva York 1992. p.p. 53-64.
- [16] A. de Vos, Flater G. “The maximum efficiency of the conversion of solar energy into wind energy”, *American Journal of Physics*. VOL.59, 1991, p.p.751-754.
- [17] Gordon JM, Zarmi Y. “Wind energy as a solar-driven heat engine: thermodynamic approach”, *American Journal of Physics*., VOL. 57. 1989, p.p. 995-998.
- [18] Power performance testing, expert group study on recommended practices for wind turbine testing and evaluation. *Wind R & D International Energy Agency Programme* 1990.
- [19] BEJAN. “Advanced Engineering Thermodynamics” Ed.Wiley. USA 1988. p.p. 249-263.
- [20] RESNICK et al. “Física” Ed.CECSA. México DF. 1999. p. 423.
- [21] Servicio Meteorológico Nacional, Comisión Nacional del Agua
<http://smn.cna.gob.mx/productos/map-lluv/tem-med.gif>
- [22] Instituto de Investigaciones Eléctricas, Servidor de Mapas del Sistema de Información Geográfica para las Energías Renovables en México (SINGER)
<http://genc.iiie.org.mx/genc/index2.html>
- [23] **Software:** Googleearth. <http://earth.google.com/>
- [24] NASA, The PO.DAAC Ocean ESIP Tool (POET)
<http://poet.jpl.nasa.gov/>
- [25] Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad
<http://www.biodiversidad.gob.mx/region/geoinformacion.html>
- [26] 3TIER
<http://www.3tier.com/firstlook/>
- [27] Curzon, F. L.; Ahlborn, B. “Efficiency of a Carnot engine at maximum power output” *American Journal of Physics*, Vol 43, Issue 1, 1975 pp. 22-24.
- [28] Rubin, M., “Optimal configuration of a class of irreversible heat engines. II” *Physical Review* VOL.19, ISSUE.3 1979 p.1277.

- [29] Hoffmann, Burzler, Schubert. “Endorreversible Thermodynamics” *Journal of Non-Equilibrium Thermodynamics*. VOL. 22, ISSUE.4 1997, p.p. 311–355, ISSN (Online) 1437-4358.
- [30] Borja , Gonzales et all. “Estado del arte y tendencias de la tecnología eoloeléctrica.” Ed. UNAM. México 1998. p.p. 77-80.