

Aplicaciones del modelo de diagnóstico meteorológico CALMET

Applications of meteorological diagnostic CALMET model

Anel Hernández-Garces^{1✉}, Ulises Jáuregui-Haza², José A. González³, Juan J. Casares³,
Lourdes Álvarez⁴

¹ Universidad Tecnológica de La Habana José Antonio Echeverría, La Habana, Cuba

² Universidad de La Habana, La Habana, Cuba

³ Universidad de Santiago de Compostela, España

⁴ Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba

Resumen

En este trabajo se analiza la aplicación del modelo de diagnóstico meteorológico CALMET. Se evalúan los acoplamientos aplicados, el tamaño de la región y su resolución, los periodos de simulación, los niveles en altura, la complejidad del entorno así como la versatilidad de las aplicaciones del modelo.

Palabras clave: modelo, diagnóstico meteorológico, CALMET

Abstract

This paper analyzes the application of CALMET meteorological diagnostic model. Different input datasets, grid domain size and resolution, simulation periods, layers, domain complexity, and model feasibility are evaluated.

Keywords: model, meteorological diagnostic, CALMET

Introducción

El transporte de contaminantes en la atmósfera está condicionado por el flujo del aire atmosférico: el viento. Usualmente, los modelos de predicción meteorológica suministran esta información directamente para diferentes instantes a lo largo del

tiempo de predicción, aunque su resolución horizontal suele ser muy pobre para su aplicación en un modelo de dispersión. Por ello, es preciso obtener una descripción más detallada del campo de vientos existente en un entorno reducido de modo que sea posible apreciar los factores que afectan, en mayor medida, la variabilidad del flujo de

✉ Autor para correspondencia: Anel Hernández-Garces. E-mail: anel@quimica.cujae.edu.cu

Recibido: 12 de octubre de 2016

Aceptado: 10 de abril de 2017

aire: topografía de la zona, brisas costeras, entre otros.

Esa necesidad puede satisfacerse mediante los modelos de diagnóstico que en su concepción original se basan en mediciones meteorológicas disponibles y no contienen términos dependientes del tiempo. Estos, a pesar de que incluyen algunas parametrizaciones físicas en sus cálculos, tienen la ventaja de ser capaces de incorporar mediciones meteorológicas. De hecho, su eficacia depende en gran medida de la densidad de mediciones meteorológicas en la región de simulación: a mayor número de estaciones de medida, mejor será el rendimiento del modelo.

Las salidas convencionales de los modelos de diagnóstico son campos tridimensionales de parámetros meteorológicos derivados por interpolación y extrapolación espacial de mediciones meteorológicas. No se pueden utilizar para pronosticar la evolución meteorológica, sino simplemente proporcionan una mejor estimación de una condición de estado estacionario para el instante (período promedio) de cada conjunto de medidas. Pudiendo representarse la evolución meteorológica como una serie de estados estacionarios consecutivos.

Se han utilizado con frecuencia modelos de diagnóstico para la evaluación de campos de vientos en terreno complejo, donde el terreno representa el término de forzamiento dominante, y cuando hay suficientes mediciones meteorológicas de entrada disponibles.

Un ejemplo de modelo meteorológico de diagnóstico lo constituye CALMET ([Scire et al., 2000](#)) que genera campos meteorológicos tridimensionales, con diversas opciones y parametrizaciones físicas, habiendo sido diseñado para acoplarse a modelos de dispersión y fotoquímicos.

El objetivo del presente trabajo es analizar, desde una revisión bibliográfica, las aplicaciones del modelo CALMET, como uno de los modelos de diagnóstico meteorológico más empleado actualmente. Para ello se evalúan los acoplamientos aplicados con distintas medidas y resultados de otros modelos, el tamaño de la región de estudio y la resolución de la malla de simulación, los periodos de simulación, los niveles en altura, la complejidad del entorno y la versatilidad de las aplicaciones del modelo.

Generalidades de los modelos meteorológicos

Las diferentes fuerzas que actúan sobre el aire atmosférico conforman un equilibrio o balance de energía mecánica que puede ser formulado matemáticamente a fin de calcular las propiedades del flujo atmosférico. Dado que en la atmósfera también se producen intercambios de energía térmica (tanto calor sensible como latente), para el cálculo del flujo atmosférico es necesario resolver un balance de energía térmica. Finalmente, a fin de facilitar la resolución matemática del sistema de ecuaciones resultante, se emplea el balance global de materia (aire), que da lugar a la ecuación de continuidad.

Sin embargo, la principal característica del sistema de ecuaciones resultante de esta combinación de balances (mecánico, térmico y de masa) se deriva del hecho de que el flujo atmosférico es altamente variable en el espacio y en el tiempo y, en consecuencia, sus soluciones solo resultan útiles en la medida en que permitan conocer sus propiedades en cada punto del espacio y en cada instante de tiempo. Esto requiere la formulación diferencial de los balances que, típicamente, ha llevado a la aplicación de las ecuaciones de Navier-Stokes al flujo atmosférico. Así, los balances diferenciales configuran un sistema de

ecuaciones diferenciales en derivadas parciales cuya resolución en la atmósfera exige la aplicación de técnicas de resolución numérica. Típicamente, en el caso de la atmósfera estas ecuaciones se resuelven mediante las técnicas de diferencias finitas.

La base fundamental de la descripción del flujo turbulento atmosférico está compuesta por cinco ecuaciones: la ecuación de estado, las ecuaciones de conservación de materia global, de humedad, de energía calorífica y de cantidad de movimiento. Este fundamento teórico es imprescindible para comprender las distintas soluciones desarrolladas para la descripción del flujo de contaminantes en la atmósfera, aunque su resolución genérica, tanto analítica como numérica, está muy limitada, y habitualmente se utilizan soluciones originadas por la aplicación de diversas aproximaciones.

El balance de cantidad de movimiento o momento, segunda Ley de Newton, puede expresarse en la notación de suma de Einstein como (Ec.1):

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g - 2\varepsilon_{ijk}\Omega_j u_k - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}$$

I II III IV V VI

donde, el término I es la acumulación (inercia), II es la advección: entrada - salida, III es la generación en la dirección vertical debida a la fuerza gravitatoria, IV es la generación debida a la rotación de la Tierra (efecto Coriolis), V es la generación debida a las fuerzas de presión, y VI es la generación debida al rozamiento: esfuerzos viscosos.

Los componentes del vector velocidad angular Ω_j son $(0, \omega \cos \varphi, \omega \sin \varphi)$, donde φ es la latitud y $\omega = 2\pi \text{rad}/24 \text{ h} = 7.27 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ es la velocidad angular de la Tierra. Este término suele escribirse como $+f_c \varepsilon_{ij3} u_j$, donde $f_c = 2\omega \sin \varphi = 1.45 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1} \sin \varphi$ es el parámetro de

Coriolis. Además, p es la presión, ρ es la densidad del aire con su contenido de humedad, g es la aceleración de la gravedad, u (u_i, u_j, u_k) es la velocidad del viento, δ, ε y τ variables adimensionales, x la dirección y t el tiempo.

La resolución de esta ecuación de balance, sobre un sistema de referencia fijo como es el caso de la mayoría de los modelos meteorológicos, es la base de los modelos eulerianos y se lleva a cabo mediante la aplicación de métodos numéricos de integración sobre una malla de celdas que abarca todo el dominio o espacio atmosférico que se pretende conocer. Esta integración mediante diferencias finitas calcula el cambio de cada parámetro atmosférico de una celda a otra de la malla, y en el tiempo.

Modelos de diagnóstico meteorológico

El transporte de los contaminantes en la atmósfera está condicionado, en primer lugar, por el flujo medio del aire atmosférico: el viento. Por tratarse de una magnitud vectorial, la definición de esta variable en el entorno tridimensional considerado requiere el cálculo de sus tres componentes en cada punto de la malla. Habitualmente, los modelos de predicción meteorológica proporcionan esta información directamente para diferentes instantes a lo largo del tiempo de predicción, aunque su resolución horizontal suele ser pobre para su aplicación en un modelo de difusión a distancia de mesoescala; debido a que una mayor resolución multiplica el tiempo de cálculo necesaria para resolver las ecuaciones del modelo. Por ello, es preciso obtener una descripción más detallada del campo de vientos existente en un entorno reducido mediante la instalación de sistemas de medición en continuo, distribuidos dentro del entorno de modo que sea posible apreciar los factores que afectan en mayor medida a la

variabilidad del flujo de aire, a saber: la topografía de la zona (valles y montañas) o las brisas costeras, entre otros.

Sin embargo, la recopilación de un conjunto de medidas de velocidad y dirección del viento en superficie y en altura para un período considerado y en localizaciones fijas no es suficiente para obtener un campo de vientos aplicable, puesto que algunas de las mediciones pueden ser erróneas, limitadas en su precisión, o no representativas en todo momento del valor medio de la magnitud en la localización considerada. Por ello, es preciso comprobar la validez de estas mediciones y corregirlas si es preciso, aplicando alguna condición física que se derive directamente de las ecuaciones de balance para el flujo atmosférico. Este procedimiento, denominado análisis objetivo de viento, ha sido estudiado desde distintos puntos de vista, buscando soluciones rápidas y que obtengan resultados aceptables; sin embargo, la mayoría de los autores coinciden en imponer como condición física del campo de vientos la ecuación de continuidad para un fluido incompresible, lo que lleva a la formulación de esta condición como la exigencia de que el campo de vientos tenga divergencia nula:

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (\text{Ec.2})$$

Para alcanzar este objetivo existen diferentes métodos, pero todos ellos utilizan diferentes procedimientos de interpolación para obtener un campo de vientos inicial que, posteriormente, es ajustado mediante una serie de restricciones.

La definición de las restricciones que permitan ajustar el campo de vientos, a fin de obtener un conjunto coherente de datos susceptible de ser utilizado por un modelo de difusión atmosférica en tiempo real, es otro problema añadido, que ha sido resuelto con diversas aproximaciones. Si bien todos los autores coinciden en exigir la condición de

divergencia nula derivada de la ecuación de continuidad con la condición de incompresibilidad, difieren en el método de cálculo numérico de la divergencia y en el modo de garantizar su valor nulo.

Existen multitud de modelos de diagnóstico meteorológico, casi tantos como autores han trabajado en este campo. La gran mayoría se limitan a aplicar diferentes métodos para alcanzar la condición de divergencia nula sobre el campo de vientos tridimensional. Solo algunos aportan soluciones singulares, como el modelo WOCCS ([Ludwig y Endlich, 1988](#)), desarrollado en la Stanford University, que incorpora el uso de los gradientes de temperatura para el cálculo de las componentes verticales del viento, lo que permite determinar la altura de cada estrato horizontal del flujo sobre cada punto; limitando así el cálculo de la divergencia bidimensional a cada uno de los estratos; este método fue adaptado y perfeccionado dentro del modelo CALMET

(recomendado por la US EPA para su uso en modelos de dispersión atmosférica) en la consideración de los efectos cinemáticos del terreno, incorporando además soluciones específicas para la estimación de parámetros de turbulencia mediante su módulo micrometeorológico.

Modelo meteorológico CALMET

CALMET ([Scire et al., 2000](#)) es un modelo meteorológico que incluye un módulo de diagnóstico de campos de viento, que realiza un análisis objetivo y parametrizado de flujos en pendiente, efectos cinemáticos del terreno, efectos de bloqueo del terreno, mediante un procedimiento de minimización por divergencia; e incluye un módulo micrometeorológico de capa límite.

El módulo de diagnóstico se ejecuta en dos etapas. En el primer paso, un campo de vientos

inicial se ajusta por los efectos cinemáticos del terreno, los flujos en pendiente, y efectos de bloqueo del terreno. El segundo paso consiste en un procedimiento de análisis objetivo que introduce las mediciones en el campo de vientos obtenido en el primer paso, para así obtener un campo de vientos final.

El campo de vientos inicial se puede obtener por varias vías: interpolando los vientos de las estaciones de medición en superficie para los valores de la capa inferior, y los de radiosondeos para los valores en altura; o por la combinación de una extrapolación de ambos métodos de medición. En este último caso es posible darle diferente importancia relativa a las mediciones en superficie según la altura de la capa. Otras alternativas son: utilizar campos de viento de modelos de predicción meteorológica, o definirlos constantes en todo el dominio.

Primer paso. Efectos cinemáticos del terreno

El ajuste de los efectos cinemáticos del terreno se realiza a través de la aproximación de [Liu y Yocke \(1980\)](#), que representa las modificaciones que sufre el campo de vientos inicial como consecuencia de las características propias de la topografía del terreno. Por una parte, calcula la componente vertical del viento, producida por las elevaciones del terreno, mientras que las componentes horizontales de viento se evalúan mediante la aplicación de un esquema de minimización de la divergencia con el campo de vientos inicial. Este esquema se aplica iterativamente hasta que la divergencia tridimensional sea menor que un valor umbral.

$$w = (V \cdot \nabla h_t) e^{-kz} \quad (\text{Ec.3})$$

donde, V es el viento promedio del dominio, h_t es la altura del terreno, k es un coeficiente

dependiente de la estabilidad, y z es la coordenada vertical.

Flujos en pendiente

La evaluación de los flujos en pendiente se basa en la formulación de [Mahrt \(1982\)](#), que tiene en cuenta el rozamiento con la superficie y el arrastre en la parte superior de la capa de flujo. Esta ecuación depende de la pendiente del terreno, la distancia a la cima y el flujo local de calor sensible. El espesor de la capa de flujo en pendiente varía con la elevación de la base a la cima.

Para el cálculo se asume un esquema empírico para determinar la magnitud de los flujos en pendiente en terrenos complejos. Se considera además que la dirección del flujo está orientada en la dirección de drenaje. Luego, se suma el vector de flujo resultante para lograr el ajuste.

La parametrización de Mahrt asume que el flujo es estacionario, de profundidad y pendiente del terreno constantes; no se tienen en cuenta además, los efectos de Coriolis ni las componentes transversales. La velocidad de flujo en pendientes (S) puede expresarse entonces como:

$$S = S_e \left[1 - e^{-\frac{x}{L_e}} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Ec.4})$$

donde, S_e es la velocidad de equilibrio del flujo en pendiente, L_e es la escala de longitud en equilibrio, y x es la distancia a la cima.

La velocidad S_e representa el límite superior de la velocidad del flujo que se alcanza asintóticamente a grandes distancias de la cima. La escala de longitud de equilibrio, L_e , es la distancia a la que la velocidad del flujo en pendiente alcanza el 80% de la solución de equilibrio.

Efectos de bloqueo

Los efectos termodinámicos de bloqueo del terreno se evalúan en términos del número de Froude local ([Allwine y Whiteman, 1985](#)).

$$Fr = \frac{V}{N\Delta h_t} \quad (\text{Ec.5})$$

donde, Fr es el número de Froude local, V es la velocidad en el centro de la celda, N es la frecuencia de Brunt-Vaisala, Δh_t es la altura efectiva del obstáculo.

El número de Froude se calcula para cada celda. Si el número de Froude de una celda específica es menor que el valor crítico y el viento tiene una componente dirigida hacia arriba, la dirección del viento se ajusta para que sea tangente al terreno. Si es mayor, entonces no se realiza ningún ajuste; mientras que la velocidad del viento se mantiene invariable.

Segundo paso

El segundo paso del procedimiento consiste en la introducción de mediciones en el campo de vientos del primer paso, a través de un procedimiento de análisis objetivo que interpola las mediciones por el método de la inversa del cuadrado de la distancia en los alrededores de las estaciones. En regiones del dominio sin ninguna medición predominará el campo de viento del paso 1. El resultado de este paso puede, opcionalmente, suavizarse por el método de [O'Brien \(1970\)](#), y por minimización de la divergencia.

Interpolación

Las mediciones introducidas en los campos de vientos resultantes del primer paso se interpolan por el inverso del cuadrado de la distancia:

$$(u, v)'_2 = \frac{(u, v)_1 + \sum_k \frac{(u_{obs}, v_{obs})_k}{R_k^2}}{\frac{1}{R^2} + \sum_k \frac{1}{R_k^2}} \quad (\text{Ec.6})$$

donde, $(u_{obs}, v_{obs})_k$ son las componentes del viento observadas en la estación k , $(u, v)_1$ son las componentes del viento resultante del primer paso para una celda específica, $(u, v)'_2$ son las componentes iniciales del segundo paso, R_k es la distancia de la estación k al centro de la celda, y R es el parámetro de peso para el viento del primer paso.

Este esquema permite dar mayor peso a las mediciones en el entorno de la estación correspondiente, mientras que para el primer paso predomina el viento del campo sobre las regiones que carecen de mediciones. Este procedimiento se aplica sobre cada capa vertical de manera independiente; incluso pueden seleccionarse solo las capas más bajas.

El parámetro R determina la ponderación relativa al campo de vientos del primer paso. Sus diferentes valores se utilizan en la capa superficial y en las capas superiores.

Extrapolación vertical

Antes de realizar la interpolación horizontal de los vientos, las mediciones en superficie en cada estación pueden ser extrapoladas a las capas superiores, de tres modos diferentes: utilizando una ecuación potencial, factores de escala definidos por el usuario o la teoría de semejanza. El tipo de extrapolación se define en el modelo mediante un parámetro que es también un indicador de la influencia de los datos en altura sobre la superficie.

La ecuación potencial ([Ec.7](#)) se utiliza para extrapolar los vientos de la capa superficial a las capas superiores, para cada componente horizontal, u, v :

$$u_z = u_m \cdot \left(z / z_m \right)^P \quad (\text{Ec.7})$$

donde, z es la altura del punto medio de la celda, z_m es la altura de la estación de superficie, u_m es la componente u de la medida de velocidad de viento, u_z es la componente u de la velocidad de viento extrapolada a la altura z , y P es el exponente.

Para la componente v se utiliza una ecuación análoga.

El tercer método de extrapolación se basa en los resultados de [van Ulden y Holtslag \(1985\)](#). Ellos aplicaron la teoría de semejanza a mediciones para extender la influencia de la velocidad y la dirección del viento en la superficie sobre las capas de aire superiores. El cambio del viento con la altura viene dado por:

$$D(z) / D(h) = d_1 \left(1 - e^{-\frac{d_2 z}{h}} \right) \quad (\text{Ec.8})$$

donde, $D(z)$ es el ángulo de giro, a la altura z del centro de la celda, $D(h)$ es el ángulo de giro, a la altura de referencia h , d_1 es una constante empírica de valor 1,58, y d_2 es una constante empírica de valor 1,0.

Brisas costeras o de aguas interiores

Por las singularidades que presentan las interacciones agua-aire y su influencia sobre el flujo atmosférico, el modelo CALMET permite definir una región de brisas costeras o cercanas a lagos en la que los vientos en la superficie se calculan por separado y reemplazan a los originales. Para obtener buenos resultados con esta opción se requiere de una red de observación completa dentro de la región definida. Sólo se consideran las estaciones dentro de la región. Los vientos en cada celda dentro de la región se calculan mediante interpolación por el inverso del cuadrado de la distancia. Esta distancia se define como la diferencia entre la distancia de la celda a la línea de costa y la de la estación meteorológica a la línea de costa. De esta forma, la distancia real entre la celda y la

estación no es importante, sólo sus distancias relativas a la masa de agua/línea de costa.

Suavizamiento

Después de la adición de mediciones al resultado del primer paso, el nuevo resultado se debe suavizar con el objetivo de reducir las discontinuidades producidas. La fórmula de suavizamiento aplicada para la componente horizontal u , es ([Ec.9](#)):

$$(u_{i,j})'' = 0,5u_{i,j} + 0,125(u_{i-1,j} + u_{i+1,j} + u_{i,j-1} + u_{i,j+1})$$

donde, $(u_{i,j})''$ es la componente u del viento después del suavizado, en la celda (i,j) , y $(u_{i,j})$ es la componente u del viento antes del suavizado, en la celda (i,j) ([Ec.6](#)).

Para la componente v se utiliza una ecuación análoga.

Cálculo de las velocidades verticales

CALMET dispone de dos opciones para el cálculo de las velocidades verticales. El primer método las calcula directamente a partir del balance global de materia incompresible, utilizando las componentes horizontales del viento suavizadas. El segundo ajusta el perfil de velocidad vertical, de manera que los valores en la parte superior del dominio del modelo sean cero. Las componentes horizontales del viento serán entonces reajustadas de modo que sean coherentes con el nuevo perfil.

La velocidad vertical inicial se determina a partir de la ecuación de conservación de la masa incompresible, o condición de divergencia nula:

$$\frac{du''}{dx} + \frac{dv''}{dy} + \frac{dw_1}{dz} = 0 \quad (\text{Ec.10})$$

donde, w_1 es la velocidad vertical en la superficie, y u'' , v'' son las componentes horizontales de la velocidad después del suavizado.

Con este método no se modifican las componentes horizontales del viento.

[Godden y Lurmann \(1983\)](#), aclaran que este procedimiento puede conducir a velocidades verticales demasiado grandes en las capas superiores del dominio. A fin de evitar este problema, [O'Brien \(1970\)](#), sugiere:

$$w_2(z) = w_1(z) - \left(z / z_{top} \right) w_1(z = z_{top}) \quad (\text{Ec.11})$$

donde, w_1 es la velocidad vertical en la superficie, y u'' , v'' son las componentes horizontales de la velocidad después del suavizado.

Minimización tridimensional de la divergencia

La divergencia tridimensional del campo de viento se reduce al mínimo por el procedimiento descrito por [Goodin et al. \(1980\)](#). Este procedimiento ajusta iterativamente las componentes horizontales del viento (u, v) para un campo de velocidad vertical fijo de manera que en cada punto del dominio, la divergencia sea menor que un valor máximo especificado.

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} = \varepsilon \quad (\text{Ec.12})$$

donde, u, v son las componentes horizontales del viento, w es la velocidad vertical en la superficie, y ε es la divergencia máxima permitida.

En CALMET se definen las componentes horizontales del viento en el centro de la celda mientras que las velocidades verticales se definen en las caras. Por lo tanto, la divergencia D en cada punto de la malla (i, j, k) es [\(Ec.13\)](#):

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

donde, Δx , Δy son las dimensiones de la celda en la dirección x e y , respectivamente.

Cada vez que se elimina la divergencia en una celda particular se genera divergencia en

los puntos circundantes. Sin embargo, aplicando el procedimiento de manera iterativa la divergencia se reduce gradualmente por debajo del valor umbral elegido, ε , en todo el dominio.

Acoplamiento a modelos de predicción

CALMET tiene una opción para permitir la ingesta de campos de viento generados por los modelos de predicción meteorológica MM4 ([Anthes, Hsie, y Kuo, 1987](#)), MM5 ([Grell, Dudhia, y Stauffer, 1994](#)), CSUMM ([Pielke, R., 1974](#)) o WRF ([Skamarock y Klemp, 2008](#)). Esta opción permite que CALMET se ejecute con una mayor resolución que la usada en el modelo de predicción, además de contemplar la influencia de fenómenos locales sobre el viento, tales como la circulación de brisas marinas o la topografía compleja que no siempre pueden ser observadas en las estaciones de superficie disponibles.

Si se utilizan los datos de MM4/MM5/WRF como campo de vientos inicial, estos se interpolan a la resolución de CALMET, que debe ser igual o menor. El módulo de diagnóstico de CALMET hará entonces los ajustes antes mencionados. También pudieran utilizarse los datos de MM4/MM5/WRF directamente como campos de viento resultantes del paso 1. De esta manera, solo se ajustarían a partir de mediciones, no se tendrían en cuenta los ajustes debidos a la influencia del terreno. Una tercera opción sería considerar los resultados de MM4/MM5/WRF en las celdas de la malla como medidas meteorológicas sintéticas en el procedimiento de análisis objetivo de CALMET.

Factor de ponderación del terreno

Aunque se espera que el uso de modelos de predicción pueda mejorar los resultados del modelo de diagnóstico, en realidad esto tiene sus limitaciones. Los primeros no pueden producir vientos representativos cerca de la

superficie debido a la baja resolución de los datos del terreno y a las grandes escalas que habitualmente se utilizan en sus simulaciones. Para estos casos, las mediciones tienen más peso que los modelos de predicción en la interpolación de los vientos realizada por los modelos de diagnóstico. El método empleado para la ponderación implica:

1. Calcular la desviación estándar del promedio de las elevaciones del terreno, σ_t
2. Definir un factor W_o en función de σ_t
3. Ponderar las mediciones mediante W_o , y los campos de vientos del modelo de pronóstico mediante $(1-W_o)$, en el proceso de interpolación

Modelo micrometeorológico

El uso de valores adecuados para los parámetros que definen la dinámica de la capa límite atmosférica (Planetary Boundary Layer, *PBL*) suele mejorar la calidad de las simulaciones de dispersión ([Briggs, 1985](#); [van Ulden y Holtslag, 1985](#); [Weil, 1985](#)). Los principales parámetros que describen la estructura de la capa límite son el flujo de calor superficial (Q_h), flujo superficial de cantidad de movimiento (ρu_*^2), y la altura de la capa límite (h).

Los estudios de [Hanna, Weil y Paine \(1986\)](#), probaron que los métodos del balance de energía son superiores a los métodos basados en perfiles, debido a la sensibilidad de estos últimos a pequeños errores en la medición de la temperatura. Sin embargo, esto no se aplica a la capa límite sobre superficies marinas, donde se recomienda un método de perfiles en función de la diferencia de temperatura aire-mar.

Por ello, el modelo CALMET tiene dos esquemas para calcular la altura de la capa límite, que diferencian las celdas según estén sobre tierra o sobre agua. Sobre superficies terrestres se utiliza el método de balance de energía de [Holtslag y van Ulden \(1983\)](#), donde

la altura de la capa de mezcla se determina a partir de los flujos calculados y la temperatura medida por radiosondeos, utilizando una modificación de [Maul \(1980\)](#), al método de [Carson \(1973\)](#). Por el contrario, sobre superficies marinas se utiliza la técnica de los perfiles.

Capa límite atmosférica sobre tierra

El modelo micrometeorológico de CALMET utiliza sobre superficies terrestres un método de balance de energía ([Holtslag y van Ulden, 1983](#)) que puede ser formulado como:

$$Q_* + Q_f = Q_h + Q_e + Q_g \quad (\text{Ec.14})$$

donde, Q_* es la radiación neta (W/m^2), Q_f es el flujo de calor antropogénico (W/m^2), Q_h es el flujo de calor sensible (W/m^2), Q_e es el flujo de calor latente (W/m^2), y Q_g es el término asociado al flujo de calor acumulado en el suelo (W/m^2).

La altura de la capa mezcla diurna o convectiva se calcula utilizando la modificación de [Carson \(1973\)](#), al método de [Maul \(1980\)](#). Conociendo la variación por hora del flujo de calor sensible y el perfil vertical de temperaturas a partir de radiosondeos, la altura de la capa de mezcla convectiva (h), en un tiempo $t+dt$, puede ser estimada a partir de su valor en el tiempo t mediante ([Ec.15](#)):

$$h_{t+dt} = \left(h_t^2 + \frac{2Q_h(1+E)dt}{\Psi_1 \rho c_p} - \frac{2d\theta_t h_t}{\Psi_1} \right)^{\frac{1}{2}} + \frac{d\theta_{t+dt}}{\Psi_1}$$

donde, Ψ_1 es el gradiente de temperatura potencial en la capa superior a h_t , $d\theta$ es la diferencia de temperatura en la cima de la capa de mezcla (K), y E es una constante, $\approx 0,15$.

Capa límite atmosférica sobre el agua

Sobre el agua las propiedades aerodinámicas y térmicas se calculan de modo diferente debido a la ausencia de un flujo de

calor sensible apreciable sobre su superficie. CALMET utiliza la técnica de los perfiles, que considera la diferencia de temperatura aire-agua y la velocidad del viento sobre el agua.

Los valores del coeficiente de arrastre sobre el agua, C_{uN} , se expresan en función de la velocidad del viento superficial, medida a 10 m sobre el suelo ([Garratt, 1977](#)):

$$C_{uN} = (0,75 + 0,067u)10^{-3} \quad (\text{Ec.16})$$

La velocidad de fricción (u_*) se determina entonces a partir de dicho coeficiente de arrastre:

$$u_* = u C_{uN}^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Ec.17})$$

El modelo CALMET permite especificar la altura de la capa límite sobre el agua (h_{agua}) o calcularla internamente utilizando la relación de escala barotrópica neutra ([Blackadar y Tennekes, 1968](#)):

$$h_{agua} = \frac{c_w u_*}{f} \quad (\text{Ec.18})$$

donde, c_w es una constante $\approx 0,16$, y f es el parámetro de Coriolis.

Campo tridimensional de temperaturas

CALMET incluye un módulo que simula un campo de temperatura de tres dimensiones a partir de mediciones en altura, temperatura superficial y los datos de altura de capa de mezcla determinados anteriormente. Las temperaturas sobre el agua, se calculan por separado.

Las principales etapas involucradas en la generación del campo de temperatura son: interpolación lineal espacial de las mediciones de temperatura de cada radiosondeo; interpolación lineal temporal entre radiosondeos consecutivos; cálculo del peso relativo ($1/r^2$) de cada medida para la celda (i, j) de la malla de temperaturas; uso de estos pesos relativos para calcular el campo espacial de temperaturas promedio en cada columna

sobre cada celda (i, j) y en todos los niveles verticales, k ; sustitución de las temperaturas, T_{ijk} , de la capa superficial, por el promedio ponderado espacialmente de las mediciones de la temperatura superficial, para cada hora; y recálculo de todas las temperaturas asumiendo un gradiente adiabático de $-0,0098$ °C/m entre la superficie y la altura de la capa convectiva.

Temperaturas sobre el agua

Debido al importante efecto sobre la temperatura del aire de las masas de agua y los fuertes gradientes de temperatura que pueden existir en los límites costeros, CALMET puede calcularlas directamente a partir de mediciones sobre el agua (datos de boyas). Estas estaciones sobre el agua no se incluyen en la interpolación terrestre.

Para las capas verticales sobre el agua el usuario puede elegir entre dos alternativas de gradientes térmicos, variables en el tiempo o constantes. También se pueden especificar gradientes por separado para las capas por encima o por debajo de la altura de la capa de mezcla. Finalmente, estas mediciones se promedian espacialmente, ya sea mediante $1/r$ o $1/r^2$.

Acoplamiento y configuración del modelo CALMET

Existe multitud de posibilidades de acoplamiento y configuración del modelo CALMET, lo que ha dado lugar a multitud de aplicaciones del mismo, no solo en el ámbito de la contaminación atmosférica sino de la modelización meteorológica en general.

En lo que respecta a su aplicación en la modelización de la calidad del aire como parte del sistema CALMET/CALPUFF, pueden encontrarse multitud de ejemplos de su aplicación usando mediciones meteorológicas como datos de entrada ([Villasenor et al., 2003](#); [Protonotariou et al., 2004](#); [Dresser y Huizer, 2011](#); [Fishwick y Scorgie, 2011](#)). Sin

embargo, con la mejora de los modelos de predicción meteorológica también numerosos autores han aplicado el modelo CALMET alimentado con dichos modelos: acoplamientos MM5/CALMET ([Chandrasekar et al., 2003](#); [Lee y Thé, 2003](#); [EnviroModeling, 2005](#); [Truhetz, Gobiet y Kirchengast, 2007](#); [SENES, 2009](#); [Fonseca-Hernández et al., 2015](#); [Gopalaswami, et al., 2015](#)) o MM5/CALMET/CALPUFF ([NDDH, 2003](#); [Lopez et al., 2005](#); [Taseko, 2008](#); [Yim et al., 2009](#); [Cui et al., 2011](#); [Curci et al., 2012](#); [Ghannam y El-Fadel, 2013](#); [Fonseca, 2013](#)); en trabajos más recientes con WRF/CALMET ([Whitford, 2009](#); [Radonjic et al., 2010](#); [BSU, 2010](#); [Hernandez et al., 2014](#)), WRF/CALMET/CALPUFF ([Abdul-Wahab, Sappurd, y Al-Damkhi, 2011](#); [Souto, et al., 2014](#)) y WRF/CALMET/CALGRID ([Gualtieri et al., 2010](#)). En algunos se experimentan diferentes variantes de acoplamiento o aplicación, como MM5/FDDA/CALMET ([Wang et al., 2008](#)), PSU/NCAR-MM5/FDDA/CALMET/CALPUFF ([Song et al., 2008](#)), WRF-NMM/CALMET/CALPUFF ([Radonjic, 2005](#); [Radonjic et al., 2011](#)), MM5/CALMET/CAMx ([Jackson et al., 2006](#); [SDC, 2007](#)), BOLAM21/CALMET/CALPUFF ([Lonati, Cernuschi y Sidi, 2010](#)), Eta/CALMET/CALPUFF ([Poplawski et al., 2011](#)), RAMS-CALMET-CALPUFF ([Valdenebro et al., 2013](#)), COSMO/CALMET/CALPUFF ([Contini et al., 2016](#)) y WRF/Chem/CALMET/CMAQ-L ([San José et al., 2016](#)).

En particular, el tamaño de la región a estudiar determina el modelo a elegir. CALMET ha sido recomendado para estudios locales de corto y medio alcance. [Ranzato et al. \(2012\)](#), eligieron un dominio de $5 \times 5 \text{ km}^2$, pero otros autores trabajan en dominios de diferente extensión: [BSU \(2010\)](#), $6 \times 6 \text{ km}^2$; [SENES \(2009\)](#), $10 \times 10 \text{ km}^2$; [Cui et al. \(2011\)](#),

$20 \times 20 \text{ km}^2$; [Radonjic \(2005\)](#), $27 \times 16 \text{ km}^2$; [MacIntosh et al. \(2010\)](#), $26 \times 26 \text{ km}^2$; [RB \(2005\)](#), $30 \times 30 \text{ km}^2$; [Abdul-Wahab, Sappurd, y Al-Damkhi \(2011\)](#), $32 \times 32 \text{ km}^2$; [Radonjic et al. \(2011\)](#), $30 \times 45 \text{ km}^2$; [Dresser y Huizer \(2011\)](#), $37,8 \times 40 \text{ km}^2$; [Curci et al. \(2012\)](#), $40 \times 40 \text{ km}^2$; [EnviroModeling \(2005\)](#), $55 \times 35 \text{ km}^2$; [Ghannam y El-Fadel \(2013\)](#), $50 \times 50 \text{ km}^2$; [Taseko \(2008\)](#), y [Fonseca \(2013\)](#), $60 \times 60 \text{ km}^2$; [Fishwick y Scorgie \(2011\)](#) y [Rincon de hoyos \(2012\)](#), $70 \times 70 \text{ km}^2$, mientras que, [Souto et al. \(2013\)](#), $99 \times 99 \text{ km}^2$.

Sin embargo, otros autores han aplicado el modelo CALMET en límites espaciales superiores, como: [Yim et al. \(2009\)](#), y [Wang et al. \(2008\)](#), $100 \times 100 \text{ km}^2$; [Lopez et al. \(2005\)](#), $120 \times 120 \text{ km}^2$; [Truhetz, Gobiet y Kirchengast \(2007\)](#), $140 \times 70 \text{ km}^2$; [Villasenor et al. \(2003\)](#), $140 \times 160 \text{ km}^2$; [Gualtieri et al. \(2010\)](#), $184 \times 224 \text{ km}^2$; [Poplawski et al. \(2011\)](#), $200 \times 200 \text{ km}^2$; [Chandrasekar et al. \(2003\)](#), $300 \times 300 \text{ km}^2$; [Nuñez \(2004\)](#), $320 \times 325 \text{ km}^2$; [Radonjic et al. \(2011\)](#), $400 \times 400 \text{ km}^2$; [Lee y Thé \(2003\)](#), $560 \times 570 \text{ km}^2$; [NDDH \(2003\)](#), $640 \times 460 \text{ km}^2$ y [Jackson et al. \(2006\)](#), $756 \times 756 \text{ km}^2$. Deben considerarse, de igual modo, las experiencias en estudios regionales de [Collazo \(2011\)](#), $2780 \times 2157 \text{ km}^2$ y [Zhou et al. \(2003\)](#), $3360 \times 3360 \text{ km}^2$. Esto demuestra la capacidad del modelo para abordar problemas más allá de la escala espacial para la cual fue diseñado, gracias a su configuración flexible.

La resolución espacial de la malla aplicada en el modelo es un aspecto clave en la configuración del mismo, que depende de la resolución de las mediciones o del modelo de predicción elegido, la topografía, las dimensiones del dominio de simulación y, por supuesto, las capacidades de cálculo disponibles. Existe, por tanto, una gran variedad de resoluciones aplicadas. En los ensayos de alta resolución de [Poplawski et al. \(2011\)](#), [Radonjic et al. \(2010\)](#), [Yim et al. \(2009\)](#), [SENES \(2009\)](#), [Ranzato et al. \(2012\)](#) y

[Schlager, Kirchengast y Fuchsberger \(2016\)](#), se escogieron celdas de 0,1 km; y en los de [Dresser y Huizer \(2011\)](#), [Fishwick y Scorgie \(2011\)](#), [MacIntosh et al. \(2010\)](#), [Truhetz, Gobiet y Kirchengast \(2007\)](#), [Cui et al. \(2011\)](#) y [San José et al. \(2016\)](#), 0,2 km; [Radonjic et al. \(2011\)](#), 0,2 y 0.25 km; [RB \(2005\)](#), [BSU \(2010\)](#), [Curci et al. \(2012\)](#), [Valdenebro et al. \(2013\)](#) y [Petrov y Lau \(2015\)](#), 0,25 km; [EnviroModeling \(2005\)](#), [Ghannam y El-Fadel \(2013\)](#) y [Gonzalez et al. \(2014b\)](#), 0,5 km y [Song et al. \(2008\)](#), [Abdul-Wahab, Sappurd, y Al-Damkhi \(2011\)](#), [Fonseca \(2013\)](#), [Fonseca-Hernández et al. \(2015\)](#) y [Shekarrizfard, Faghieh-Imani y Hatzopoulou \(2016\)](#), 1 km. Ya de resolución media, [Lopez et al. \(2005\)](#) y [Protonotariou et al. \(2004\)](#), 2 km; [Lee y Thé \(2003\)](#), 3 km; [NDDH \(2003\)](#), 3, 5 y 10 km; [Bellasio et al. \(2005\)](#), [Chandrasekar et al. \(2003\)](#), [Gualtieri et al. \(2010\)](#), [Jackson et al. \(2006\)](#) y [Wang et al. \(2008\)](#), 4 km y [Villasenor et al. \(2003\)](#), y [Nuñez \(2004\)](#), 5 km. Los valores más altos que se han publicado corresponden a [Levy et al. \(2002\)](#), 15 km y [Zhou et al. \(2003\)](#), 28 km.

Los periodos de simulación varían dependiendo del objetivo del estudio y también de la disponibilidad de mediciones o pronósticos meteorológicos empleados como datos de entrada. Se distinguen los de corta duración, [Bellasio et al. \(2005\)](#), [Song et al. \(2008\)](#), [Fishwick y Scorgie \(2011\)](#) y [Fonseca \(2013\)](#), 24 h; [Villasenor et al. \(2003\)](#), 48 h; [Wang et al. \(2008\)](#), 60 h; [Nuñez \(2004\)](#), [Radonjic \(2005\)](#) y [Jackson et al. \(2006\)](#), 72 h; de media duración, [Ghannam y El-Fadel \(2013\)](#), de 7 a 46 d; [Zhou et al. \(2003\)](#) y [Valdenebro et al. \(2013\)](#), 10 d; [Abdul-Wahab, Sappurd, y Al-Damkhi \(2011\)](#), 21 d; [Protonotariou et al. \(2004\)](#), 25 d; [Levy et al. \(2002\)](#), 25 d; [Radonjic et al. \(2005\)](#), 1 mes; [Gualtieri et al. \(2010\)](#), 5 meses; [Poplawski et al. \(2011\)](#) y [Ranzato et al. \(2012\)](#), 6 meses; [Dresser y Huizer \(2011\)](#), 10 meses; y los de

larga duración, que buscan una representatividad anual, como [SENES \(2009\)](#), [RB \(2005\)](#), [Fishwick y Scorgie \(2011\)](#), [Lopez et al. \(2005\)](#), [Radonjic et al. \(2010\)](#), [Radonjic et al. \(2011\)](#), [Curci et al. \(2012\)](#) y [San José et al. \(2016\)](#), 1 año; [Yim et al. \(2009\)](#), 3 años y [NDDH \(2003\)](#), 1 y 4 años.

La mayoría de las experiencias mantienen el número de 10 niveles en altura recomendado en CALMET, ([Zhou et al., 2003](#); [Wang et al., 2008](#); [Yim et al., 2009](#); [SENES, 2009](#); [Cui et al., 2011](#); [Abdul-Wahab, Sappurd, y Al-Damkhi, 2011](#); [Fonseca, 2013](#); [Fonseca-Hernández et al., 2015](#)). Sin embargo, y dependiendo del objetivo del estudio, algunos lo disminuyen ([Nuñez, 2004](#), 5; [Lee y Thé, 2003](#), 6; [NDDH, 2003](#), [RB, 2005](#) y [Curci et al., 2012](#), 8; [Villasenor et al., 2003](#), 9) al no requerir un detalle elevado en la estructura vertical, lo que permite alargar las simulaciones; otros lo aumentan ([NDDH, 2003](#), [Gualtieri et al., 2010](#) y [Poplawski et al., 2011](#), 12; [Gonzalez et al., 2015](#), 14; [Jackson et al., 2006](#), 16) con el objetivo de asegurar una mejor descripción de la capa límite, especialmente en lo que afecta a la estabilidad atmosférica.

Aplicaciones del modelo CALMET

La [figura 1](#) muestra los distintos escenarios donde el modelo manifiesta sus ventajas. Debido a que CALMET tiene en cuenta los efectos del terreno ha sido ampliamente utilizado en zonas de terreno complejo ([Villasenor et al., 2003](#); [MacIntosh et al., 2010](#); [Radonjic et al., 2010](#); [Radonjic et al., 2011](#); [Cui et al., 2011](#); [Dresser y Huizer, 2011](#); [Ghannam y El-Fadel, 2013](#); [Valdenebro et al., 2013](#)), en este aspecto destaca el trabajo de [Truhetz, Gobiet y Kirchengast \(2007\)](#), en regiones alpinas para obtener campos de vientos de alta resolución. Otra investigación concerniente, es la de [Curci et al. \(2012\)](#), en

un valle intramontano de los Apeninos metropolitana de Varsovia, Polonia. Por su centrales.

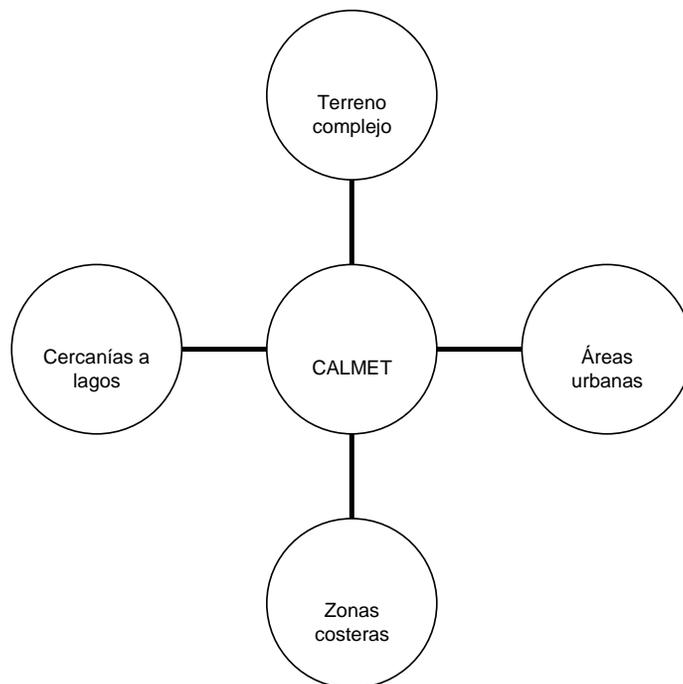


Figura 1. Aplicaciones del modelo CALMET

También diversos autores aprovechan la capacidad del modelo para estudiar los flujos atmosféricos en zonas costeras ([Chandrasekar et al., 2003](#); [Lopez et al., 2005](#); [Ghannam y El-Fadel, 2013](#)) o cercanas a lagos ([Levy et al., 2002](#); [Whitford, 2009](#)). Así, [Lonati, Cernuschi y Sidi \(2010\)](#), emplearon CALMET para el estudio de la navegación de buques carboneros; mientras que [Poplawski et al. \(2011\)](#), estudian la navegación de cruceros, ambos en zonas portuarias. Por su parte, [Indumati et al. \(2009\)](#), estiman las brisas marinas y [Gonzalez et al. \(2014a\)](#), reportan un caso de estudio en una bahía del Caribe.

También ha sido utilizado para obtener campos de vientos de alta resolución en estudios de calidad de aire en áreas urbanas. Con este fin, [San José et al. \(2016\)](#), aplican el modelo para estudiar Madrid, Milán y Londres. Mientras, [Holnicki, Kaluszko y Trapp \(2016\)](#), lo emplean en el área

parte, [Protonotariou et al. \(2004\)](#), lo hacen en Atenas, Grecia.

Por supuesto, por su gran extensión espacial, los estudios regionales ([Zhou et al., 2003](#); [Collazo, 2011](#)) incluyen zonas de terreno complejo, industriales, costeras y urbanas, lo que añade complejidad a la configuración del modelo CALMET para alcanzar la mejor representación del flujo atmosférico sobre zonas tan diversas.

Validación del modelo CALMET

Muchos autores que utilizan CALMET con diferentes objetivos validan los campos de vientos obtenidos. [Truhetz, Gobiet y Kirchengast \(2007\)](#), validan las salidas de un acoplamiento MM5-CALMET en la región alpina utilizando el sesgo (BIAS), la desviación estándar, el coeficiente de correlación de Pearson y la prueba de Student. Por otro lado, [Lee y Thé \(2003\)](#), realizan un

estudio de sensibilidad del parámetro R1 para varias configuraciones de un sistema MM5-CALMET y emplean para ello el error medio, la prueba de Student, la desviación estándar del error y una prueba de significación de Fisher; [Radonjic et al. \(2005\)](#), propone y valida una nueva metodología para el tratamiento de mediciones de superficie y su interpolación en CALMET, en un área cercana al lago Ontario; mientras que en Hong Kong, [Yim et al. \(2009\)](#), validan un acoplamiento MM5/CALMET para estudiar el potencial eólico con el empleo de la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y el índice de ajuste (IOA). En otro trabajo [Hernandez et al. \(2014\)](#), validaron un acoplamiento WRF/CALMET en Galicia, España, mediante el RMSE. Recientemente, [Fonseca-Hernández et al. \(2015\)](#), validaron los resultados de un acoplamiento MM5/CALMET en la zona occidental de la isla de Cuba utilizando el IOA, el error absoluto medio, el BIAS y diagramas de Taylor. Posteriormente, [Hernandez et al. \(2016\)](#), emplearon el RMSE para calibrar TERRAD, parámetro que determina el radio de influencia de los efectos del terreno.

Conclusiones

El modelo de diagnóstico meteorológico CALMET es uno de los más utilizados para varias aplicaciones de interés medioambiental. Los estudios demuestran que se emplea acoplado a varios modelos meteorológicos como MM5, WRF, entre otros, así como alimentado por mediciones meteorológicas de estaciones.

CALMET ha sido empleado en un amplio rango de tamaño de región, desde aplicaciones locales de 5x5 km² hasta regionales de 3360x3360 km². Esto indica que la configuración flexible del modelo le permite

abordar problemas más allá de la escala espacial para la cual fue diseñado.

Existe una gran variedad de alternativas para configurar CALMET. En cuanto a la resolución se reportan ensayos desde los de alta resolución de 0,1 km hasta alcanzar los 28 km en estudios regionales. En cuanto a los periodos de simulación evaluados, estos varían desde 24 h hasta 4 años. Los niveles en altura por su parte se extienden desde 8 hasta 12 niveles.

Debido a que CALMET tiene en cuenta los efectos del terreno y los flujos atmosféricos en zonas costeras, ha sido ampliamente utilizado en dominios de terreno complejo y costeros.

Referencias

- Abdul-Wahab, S., Sappurd, A. & Al-Damkhi, A. 2011. Application of California Puff (CALPUFF) model: a case study for Oman. *Clean Technologies and Environmental Policy*, 13(1), 177-189.
- Allwine, K. J. & Whiteman, C. D. 1985. MELGAR: a mesoscale air quality model for complex terrain. Volume 1. Overview, technical description and user's guide (No. PNL-5460-Vol. 1). Pacific Northwest Labs., Richland, WA (USA).
- Anthes, R. A., Hsie, E. Y. & Kuo, Y. H. 1987. Description of the Penn State/NCAR mesoscale model version 4 (MM4) (p. 66). Boulder, CO.: NCAR.
- Bellasio, R. & et al. 2005. Algorithms to account for topographic shading effects and surface temperature dependence on terrain elevation in diagnostic meteorological models. *Boundary-layer Meteorology*, 114(3), 595-614.
- Blackadar, A. K. & Tennekes, H. 1968. Asymptotic similarity in neutral barotropic planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25(6), 1015-1020.

- Briggs, G. A. 1985. Analytical parameterizations of diffusion: The convective boundary layer. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24(11), 1167-1186.
- Boise State University [BSU] 2010. Forecasting for Wind Energy Grid Integration. Final Report. Contract No. 00039902, pp. 97.
- Carson, D. J. 1973. The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99(421), 450-467.
- Chandrasekar, A. & *et al.* 2003. Evaluating the performance of a computationally efficient MM5/CALMET system for developing wind field inputs to air quality models. *Atmospheric Environment* 37(23), 3267-3276.
- Collazo Aranda, A. E. 2011. Análisis de la contaminación transfronteriza y local de contaminantes gaseosos precursores de la depositación ácida húmeda y formación de ozono en Cuba. Tesis de Magíster en gestión y planificación ambiental. Universidad de Chile, pp. 110.
- Contini, D. & *et al.* 2016. Application of PMF and CMB receptor models for the evaluation of the contribution of a large coal-fired power plant to PM 10 concentrations. *Science of The Total Environment*, 560, 131-140.
- Cui, H. & *et al.* 2011. A tracer experiment study to evaluate the CALPUFF real time application in a near-field complex terrain setting. *Atmospheric Environment*, 45(39), 7525-7532.
- Curci, G. & *et al.* 2012. Modelling air quality impact of a biomass energy power plant in a mountain valley in Central Italy. *Atmospheric Environment*, 62, 248-255.
- Dresser, A. L. & Huizer, R. D. 2011. CALPUFF and AERMOD model validation study in the near field: Martins Creek revisited. *Journal of the Air & Waste Management Association*, 61(6), 647-659.
- Enviromodeling LTDA 2005. Modelación de la calidad de aire en el área de influencia del complejo termoeléctrico San Isidro. Apéndice D. Proyecto de implementación del sistema de modelación CALMET/CALPUFF/CALGRID, en el valle de Quillota, pp. 13.
- Fishwick, S. & Scorgie, Y. 2011. Performance of CALPUFF in predicting time-resolved particulate matter concentrations from a large scale surface mining operation. *Proceedings of CASANZ Conference*, 1-5.
- Fonseca, M. 2013. Estudio del impacto en la calidad del aire de las fuentes puntuales en la ciudad de Pinar del Río. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 28(1), 1-12.
- Fonseca-Hernández, M. & *et al.* 2015 Análisis de sensibilidad del campo de viento producido por el modelo de diagnóstico CALMET. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, 16(2), 176-188.
- Ghannam, K. & El-Fadel, M. 2013. Emissions characterization and regulatory compliance at an industrial complex: an integrated MM5/CALPUFF approach. *Atmospheric Environment* 69, 156-169.
- Gualtieri, G. 2010. Implementing an operational ozone forecasting system based on WRF/CALMET/CALGRID models: a 5-month case study over Tuscany, Italy. *Water, Air, & Soil Pollution*, 209(1-4), 269-293.
- Garratt, J. R. 1977. Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly Weather Review*, 105(7), 915-929.
- Godden, D. & Lurmann, F. 1983. Development of the PLMSTAR model and its application to ozone episode conditions in the South Coast Air Basin. *Environmental Research and Technology, Inc., Westlake Village, CA.*

- Gonzalez, J. A. & *et al.* 2014a. Coupling WRF and CALMET models: evaluation during 15-day case study in a Caribbean bay, Cuba. Proceedings of the 16th International Conference on Harmonization within Atmospheric Dispersion Modeling for Regulatory Purposes, Varna, Bulgaria, 57-61.
- Gonzalez, J. A. & *et al.* 2014b. A comparison of different WRF-CALMET simulations against surface and PBL rawinsonde data. Proceedings of the 16th International Conference on Harmonization within Atmospheric Dispersion Modeling for Regulatory Purposes, Varna, Bulgaria, 52-56.
- González, J. A. & *et al.* 2015. Surface and upper-air WRF-CALMET simulations assessment over a coastal and complex terrain area. *International Journal of Environment and Pollution*. 57(3/4), 249 - 260.
- Goodin, W. R., Mcrae, G. J. & Seinfeld, J. H. 1980. An objective analysis technique for constructing three-dimensional urban-scale wind fields. *Journal of Applied Meteorology*, 19(1), 98-108.
- Gopaldaswami, N. & *et al.* 2015. Analysis of meteorological parameters for dense gas dispersion using mesoscale models. *Journal of Loss Prevention in the Process Industries*, 35, 145-156.
- Grell, G. A., Dudhia, J. & Stauffer, D. R. 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5).
- Hanna, S. R., Weil, J. C. & Paine, R. J. 1986. Plume model development and evaluation-hybrid approach. EPRI Contract No. RP-1616-27, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California.
- Hernandez, A. & *et al.* 2014. Coupling WRF and CALMET models: Validation during primary pollutants g/c episodes in an Atlantic coastal region, in Steyn D.G. *et al* (Eds.), *Air Pollution Modeling and its Application XXII*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, 681-684.
- Hernandez, A. & *et al.* 2016. Effect of the terrain features on the accuracy of CALMET. A complex terrain case study. Proceedings of the 17th International Conference on Harmonization within Atmospheric Dispersion Modeling for Regulatory Purposes, Budapest, Hungary, 81-85.
- Holnicki, P., Kaluszko, A., & Trapp, W. (2016). An urban scale application and validation of the CALPUFF model. *Atmospheric Pollution Research*, 7(3), 393-402.
- Holtslag, A. A. M. & Van Ulden, A. P. 1983. A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(4), 517-529.
- Indumati, S. & *et al.* 2009. Dispersion of pollutants over land-water-land interface: Study using CALPUFF model. *Atmospheric Environment*, 43(2), 473-478.
- Jackson, B. & *et al.* 2006. Comparison of ozone simulations using MM5 and CALMET/MM5 hybrid meteorological fields for the July/August 2000 CCOS episode. *Atmospheric Environment*, 40(16), 2812-2822.
- Lee, R.F. & J.L. Thé, 2003. The Effect of CALMET Surface Layer Weighting Parameter R1 on the Accuracy of CALMET at Other Nearby Sites: a Case Study. Paper number 03-A-32 presented at Guideline on Air Quality Models: The Path Forward, October 22-24, 2003, Mystic, CT. Air and Waste Management Association, Pittsburgh, PA, pp. 8.
- Levy, J. I. & *et al.* 2002. Using CALPUFF to evaluate the impacts of power plant emissions in Illinois: model sensitivity and

- implications. *Atmospheric Environment*, 36(6), 1063-1075.
- Liu, M. K. & Yocke, M. A. 1980. Siting of wind turbine generators in complex terrain. *Journal of Energy*, 4(1), 10-16.
- Lonati, G., Cernuschi, S. & Sidi, S. 2010. Air quality impact assessment of at-berth ship emissions: Case-study for the project of a new freight port. *Science of the Total Environment*, 409(1), 192-200.
- Lopez, M. T. & *et al.* 2005. Health impacts from power plant emissions in Mexico. *Atmospheric Environment*, 39(7), 1199-1209.
- LUDWIG, F. L. & ENDLICH, R. M. 1988. User's guide for the winds on critical streamline surfaces (WOCSS) code. Final report, US Army Contract DAAL-03-D-86-0001/680, SRI International, Menlo Park, CA.
- Macintosh, D. L. & *et al.* 2010. Use of CALPUFF for exposure assessment in a near-field, complex terrain setting. *Atmospheric Environment*, 44(2), 262-270.
- Mahrt, L. 1982. 'Momentum Balance of Gravity Flows', *Journal of Atmospheric Sciences* 39, 2701-2711.
- Maul, P. R. Atmospheric transport of sulfur compound pollutants. 1980, Nottingham, England: Central Electricity Generating Bureau. Report MID/SSD/80/0026/R.
- North Dakota Department of Health. Division of Air Quality [NDDH], 2003. CALPUFF analysis of current PSD Class I increment consumption in North Dakota and Eastern Montana using actual annual average SO₂ emission rates. Technical report. Bismarck, North Dakota 58506, pp. 100.
- Núñez, S. 2004. Altura de la capa de mezcla: caracterización experimental y aplicación de un modelo meteorológico para el estudio de su evolución diurna. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Servicio de Publicaciones, pp. 237.
- O'Brien, J. J. 1970. A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27(8), 1213-1215.
- Petrov, O., & Lau, A. 2015. Impact Assessment of Biomass-based District Heating Systems in Densely Populated Communities. Part I: Dynamic Intake Fraction Methodology. *Atmospheric Environment*, 115, 70-78.
- Pielke, R. 1974. A three-dimensional numerical model of the sea breeze over South Florida. *Monthly Weather Review*, 102, 115-139.
- Poplawski, K. & *et al.* 2011. Impact of cruise ship emissions in Victoria, BC, Canada. *Atmospheric Environment*, 45(4), 824-833.
- Protonotariou, A. & *et al.* 2004. Validation and inter-comparison of CALPUFF regulatory model to Eulerian models and measurements. An application over the greater Athens area, Greece. *Proceedings of the 9th International Conference on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes*, 131-135.
- Radonjic, Z., 2005. Coupling NMM Mesoscale Weather Forecasting Model with CALMET/CALPUFF Regulatory Air Dispersion Model. A&WMA 98th Annual Conference and Exhibition. Minneapolis, Minnesota, June, pp. 585.
- Radonjic, Z. & *et al.* 2010. WRF-NMM Mesoscale Weather Forecast Model and CALMET Meteorological Preprocessor Wind Simulations over the Mountaneous Region. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 12, 2941.
- Radonjic, Z. & *et al.* 2011. Coupled NMM-CALMET Meteorology Development for the CALPUFF Air Dispersion Modelling in Complex Terrain and Shoreline Settings.

- Geophysical Research Abstracts Vol. 13, EGU2011-3729, 2011.
- Ranzato, L. & *et al.* 2012. A comparison of methods for the assessment of odor impacts on air quality: Field inspection (VDI 3940) and the air dispersion model CALPUFF. *Atmospheric Environment*, 61, 570-579.
- Rincón de Hoyos, M.E. 2012. Acoplamiento del modelo de mesoescala WRF al modelo de calidad del aire Calpuff. Tesis de Magister en Meteorología, Universidad Nacional de Colombia, pp. 111.
- Roberts Bank Container Expansion Program [RB] 2005. Deltaport Third Berth Project. Appendix C. CALMET Meteorological Model, pp. 41.
- Scire, J.S. & *et al.* 2000. A User's Guide for the CALMET Meteorological Model (Version 5), Earth Tech, Concord, MA, pp. 332.
- San Diego County. Air pollution control district [SDC] 2007. Eight-hour ozone attainment plan for San Diego County, pp. 245.
- San José, R., & *et al.* 2016. Impacts on the Urban Air Quality and Health of Global Climate Scenarios Using Different Dynamical Downscaling Approaches. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 4, 168-174.
- Senes Consultants Limited, 2009. Air Dispersion Modelling for Solid Waste Facilities in the Yukon.
- Song, S. K. & *et al.* 2008. Dispersion and photochemical oxidation of reduced sulfur compounds in and around a large industrial complex in Korea. *Atmospheric Environment*, 42(18), 4269-4279.
- Skamarock, W. C. & Klemp, J.B. 2008. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3465-3485.
- Schlager, C., Kirchengast, G. & Fuchsberger, J. 2016. Generation of high-resolution wind fields from the dense meteorological station network WegenerNet in South-Eastern Austria. In EGU General Assembly Conference Abstracts 18, 7891.
- Shekarrizfard, M., Faghieh-Imani, A., & Hatzopoulou, M. 2016. An examination of population exposure to traffic related air pollution: Comparing spatially and temporally resolved estimates against long-term average exposures at the home location. *Environmental Research*, 147, 435-444.
- Souto, J. A. & *et al.* 2014. Simulation of plume dispersion using different stack configurations and meteorological inputs. *International Journal of Environment and Pollution*, 55(1), 139-147.
- Taseko Mines Limited. 2008. Taseko Prosperity Gold-Copper Project. Appendix 4-2-D: CALPUFF and CALMET Methods and Assumptions, pp. 45.
- Truhetz, H., Gobiet, A. & Kirchengast, G. 2007. Evaluation of a dynamic-diagnostic modelling approach to generate highly resolved wind fields in the Alpine region. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(2), 191-201.
- Valdenebro, V. & *et al.* 2013. Estimating hourly benzene concentrations in a highly-complex topographical environment in northern Spain using RAMS and the CALPUFF modeling system. EGU General Assembly Conference Abstracts, 15, 12318.
- Van Ulden, A.P. & Holtslag, A.A.M. 1985. Estimation of atmospheric boundary layer parameters for diffusion applications. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24(11), 1196-1207.
- Villasenor, R. & *et al.* 2003. A mesoscale modeling study of wind blown dust on the Mexico City Basin. *Atmospheric Environment*, 37(18), 2451-2462.

- Wang, W. & *et al.* 2008. An evaluation of a diagnostic wind model (CALMET). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(6), 1739-1756.
- Weil, J. C. 1985. Updating applied diffusion models. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24(11), 1111-1130.
- Whitford, J. 2009. Durham–York air quality assessment. Appendix D. CALPUFF methodology. Technical Study Report, Project No. 1009497.
- Yim, S.H., Fung, J.C. & Lau, A.K. 2009. Mesoscale simulation of year-to-year variation of wind power potential over southern China. *Energies*, 2(2), 340-361.
- Zhou, Y. & *et al.* 2003. Estimating population exposure to power plant emissions using CALPUFF: a case study in Beijing, China. *Atmospheric Environment*, 37(6), 815-826.