

VICTOR H. SOTO* y HUGO DELGADO**

* Facultad de Ciencias Biológicas y Agropecuarias, Región Poza Rica-Tuxpan, Universidad Veracruzana, investigador posdoctoral CONACyT. ** Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, investigador titular C

Estimación de la temperatura del aire en la alta montaña mexicana mediante un modelo de elevación del terreno: caso del volcán Nevado de Toluca (México)

RESUMEN

La carencia de estaciones climatológicas por encima de 3.500 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.) en México condiciona que los estudios sobre ecosistemas de alta montaña sean realizados con datos de estaciones cercanas, pero sin considerar la diferencia altitudinal de la temperatura debida al relieve y al gradiente vertical. Por tal razón, se realiza un modelo mensual y anual de la distribución espacial de la temperatura del aire en superficie para el volcán Nevado de Toluca (4.680 m s.n.m.) y zonas adyacentes, mediante el uso de un Modelo Digital de Elevaciones y el Gradiente Vertical de la Temperatura Troposférica. Este último se ha obtenido a partir de los valores medios de los elementos meteorológicos de cada una de las estaciones situadas alrededor del edificio volcánico y a diferente altitud entre sí. La precisión del modelo ha sido comprobada mediante las observaciones registradas en una estación climatológica instalada al noroeste de la cima del estratovolcán a 4.283 m s.n.m.. En el mapa ráster resultante con resolución espacial de 15 metros por píxel se aprecia que los valores estimados son estadísticamente semejantes a aquellos observados *in situ*. Los resultados en el modelo muestran un aceptable grado de exactitud, y éste puede implementarse fácilmente en cualquier zona a cualquier escala temporal, donde la falta de estaciones climatológicas limite o impida el análisis de la relación de la temperatura con los ecosistemas de alta montaña.

RÉSUMÉ

Estimation de la température de l'air en haute montagne mexicaine à l'aide d'un modèle d'élévation du terrain, cas du volcan Nevado de Toluca, Mexique.- L'absence de stations climatologiques au Mexique à plus de 3 500 mètres d'altitude conditionne la réalisation d'études sur les écosystèmes de haute montagne à partir de données provenant de stations à proximité, sans tenir compte de la différence d'altitude en température due au relief et le gradient vertical de celui-ci. Cela a conduit à l'élaboration de ce travail où une modélisation mensuelle et annuelle de la distribution spatiale de la température de l'air au niveau de la surface pour le volcan Nevado de Toluca (4 680 mètres d'altitude) et les zones adjacentes a été réalisée à l'aide d'un modèle altimétrique numérique et du gradient vertical de la température troposphérique; ces derniers ont été obtenus à partir des normales climatiques de chacune des stations situées autour du bâtiment volcanique et à différentes altitudes. La précision du modèle a été vérifiée par des observations enregistrées dans une station météorologique installée au nord-ouest du sommet de la montagne à 4 283 mètres d'altitude.

Dans la carte raster résultante avec une résolution spatiale de 15 mètres par pixel, il a été constaté que les valeurs estimées sont statistiquement similaires à celles observées *in situ*. Les résultats du modèle montrent un degré de précision acceptable, ce qui peut être facilement mis en œuvre dans n'importe quelle zone et à n'importe quelle échelle de temps, lorsque le manque de stations climatologiques limite ou empêche l'analyse de la relation entre la température et les écosystèmes de haute montagne.

ABSTRACT

Estimation of the air temperature in the Mexican high mountain environment by means of a model of elevation of the terrain, case of the Nevado de Toluca volcano, Mexico.- The lack of climatological stations above 3,500 meters above sea level (m asl) in Mexico, conditions that the studies on high mountain ecosystems are made with data from nearby stations, but without considering the altitudinal difference of the temperature due to the relief and the vertical gradient of it. This led to the elaboration of this work where a monthly and annual modeling of the spatial distribution of air temperature at the surface level for the Nevado de Toluca volcano (4,680 m asl) and adjacent areas was carried out using a Digital Elevation Model and the Vertical Gradient of the Tropospheric Temperature. The latter having been obtained based on the climatic normals of each of the stations located around the volcanic mountain and at different altitudes. The accuracy of the model has been verified by observations recorded in a weather station installed northwest of the mountain top at 4,283 meters above sea level. In the resulting raster map with spatial resolution of 15 meters per pixel, it was found that the estimated values are statistically similar to those observed *in situ*. The results in the model show an acceptable degree of accuracy, and this can be easily implemented in any area at any time scale, where the lack of climatological stations limits the analysis of the relationship of air temperature with high mountain ecosystems.

PALABRAS CLAVE/MOTS CLÉ/KEYWORDS

Modelación geográfica, temperatura del aire, climatología, gradiente vertical de la temperatura troposférica, modelo digital de elevaciones. Modélisation géographique, température de l'air en surface, écosystèmes de haute montagne, gradient de température vertical troposphérique, modèle numérique d'élévation. Geographic modeling, surface air temperature, high mountain ecosystems, tropospheric temperature vertical gradient, digital elevation model.

I. INTRODUCCIÓN

El estudio de la temperatura del aire es fundamental en el contexto actual de cambio climático, sustancialmente en los ambientes de montaña, donde adquieren especial significado la modelación y la simulación (LORENTE y otros, 2004; ROYAL SOCIETY, 2010; NOLAN y otros, 2018) tanto a mesoescala (RANDALL y otros, 2007; MORAN y BOULTER, 2018; PAREDES-TREJO y OLIVARES, 2018) como a microescala o a nivel local (WU y otros, 2006; FRIES y otros, 2012). En este sentido, el Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2018) señala que durante los años 2006-2015 hubo un incremento de 0,87 °C a escala global con relación a la era preindustrial, y que es casi seguro que para el 2030 este valor se convierta en 1,5 °C generando impactos negativos en diferentes tipos de ecosistemas (CORTEZ y otros, 2018).

En este sentido, la temperatura del aire y su interacción con el entorno representa una de las principales formas de comprender la evolución de los ecosistemas; esto es posible mediante un análisis temporal de las isotermas a lo largo de los años, ya que, por pequeña que sea su variación, este parámetro puede promover el desequilibrio ecológico (MAGAÑA y otros, 2004; HERNÁNDEZ y otros, 2017).

Particularmente, el clima de montaña y su delimitación espacial suelen ser complejos debido a diversos factores que alteran sus condiciones atmosféricas de un momento a otro (OLIVARES, 2018). Para el caso específico de la temperatura, un relieve heterogéneo condiciona distintos rangos térmicos a lo largo del día (ARYA, 2001), contribuyendo a la existencia de microclimas entre áreas adyacentes pequeñas. Esto también está determinado por la pendiente y la orientación de las laderas que establecen distintas tasas de radiación solar incidente en el suelo. Adicionalmente, la continentalidad y el arribo frecuente de masas de aire con carga de humedad favorecen la presencia de nublados recurrentes (GEERTS, 2003; OLIVARES y otros, 2018), mayormente después del mediodía, que ocasionan la interrupción de la insolación de la superficie, condicionando los consecuentes valores de temperatura diurna.

Un buen ejemplo de la relevancia del conocimiento de las temperaturas en la alta montaña se da en el estudio de los ambientes periglaciares y en especial del permafrost, como uno de los distintos ecosistemas de gran altitud, el cual requiere de parámetros térmicos del suelo y el aire para determinar su existencia y el estado de su conservación; algunos de estos trabajos son realizados incluso en volcanes activos (ABRAMOV y otros, 2008). En años recientes, Andrés y otros, (2010, 2011) y más aún SOTO-MOLINA y DELGADO-GRANADOS (2020)

los llevan a cabo como parte de los últimos avances del periglaciario mexicano (SOTO-MOLINA y DELGADO-GRANADOS, 2018). Considerando que de acuerdo con Demek (1994) una temperatura media anual del aire que oscile entre -1 y -2 °C es un buen indicativo de la posible presencia de permafrost de montaña, los autores anteriores obtienen un gradiente térmico del aire a partir de los datos de estaciones de monitoreo instaladas en las laderas de estos volcanes.

Por lo tanto, para analizar las condiciones de temperatura que regulan los distintos ecosistemas montañosos es necesario contar con estaciones meteorológicas que registren los parámetros de las altas montañas. Sin embargo, la carencia de este tipo de infraestructura obliga a recurrir a diversos métodos de estimación de sus variables atmosféricas, las cuales pueden ser calculadas mediante el uso de series de datos suficientemente largas aunado a una metodología apropiada, que en conjunto se traducen en estimaciones con una calidad y precisión aceptables.

Para analizar el comportamiento térmico del aire conforme a la altura, la exploración por radiosondeo es el método más directo utilizado por los observatorios meteorológicos (COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA, 2010). Para el caso concreto de México, cuya compleja topografía de montaña muestra solo un 36% de tierras planas (MONTERO-GARCÍA, 2004), la red de observatorios meteorológicos con radiosondeo es bastante reducida y muy dispersa. Adicionalmente, a pesar de su relieve montañoso, la red de estaciones climatológicas está distribuida por debajo de la cota 3.500. Sin embargo, a largo del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, donde se encuentran las montañas más altas (Citlaltépetl, 5.610; Popocatepetl, 5.500; Iztaccíhuatl, 5.220; Xinantécatl, 4.680; Matlalcuéytl, 4.420; Nevado de Colima, 4.260 y Nauhcampatépetl, 4.200 m s.n.m.), el caso excepcional está representado por la estación Nevado de Toluca ubicada a 4.283 m s.n.m., que constituye la más alta de México. Con esta excepción, en las regiones de alta montaña restantes se vuelve complicado el análisis detallado de la temperatura del aire y su impacto en la evolución de los ecosistemas. Esta falta de observatorios afecta a las investigaciones, limitándolas a los datos de estaciones climatológicas ubicadas, en ocasiones, muy por debajo de la isohipsa del sitio de interés. Con frecuencia, este hecho puede causar interpretaciones imprecisas siempre que no se considere la diferencia de altura que existe entre la zona de estudio y la posición de cada estación climatológica empleada. Esto también repercute en la estimación altitudinal de la temperatura sin considerar el valor local del gradiente vertical de la temperatura del aire.

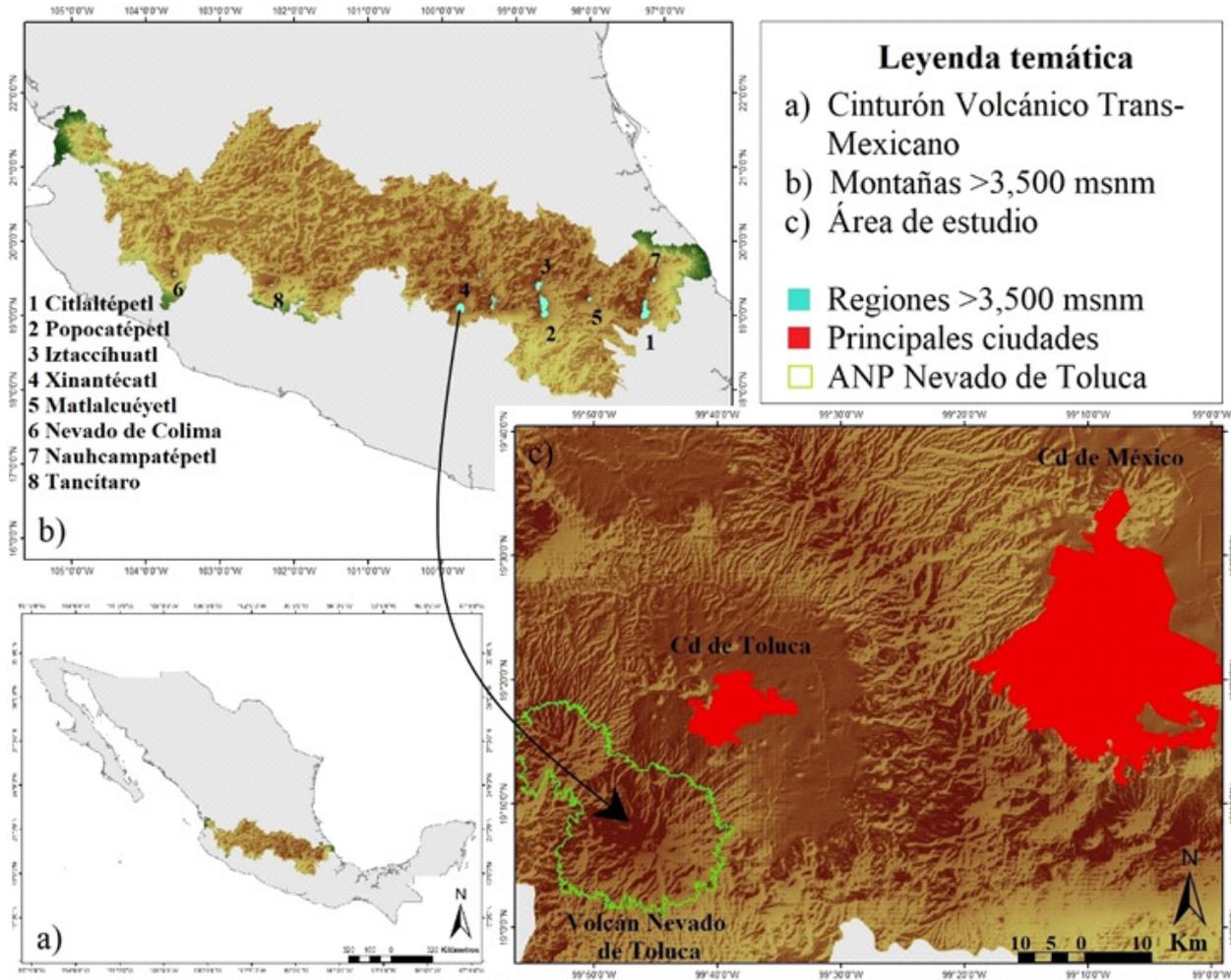


FIG. 1. Localización de la zona de estudio: a) Cinturón Volcánico Trans-Mexicano; b) mapa de montañas con altura superior a 3.500 m s. n. m.; c) área de estudio.

Para tratar de compensar situaciones similares, a nivel global es común recurrir a las estimaciones mediante sensores remotos satelitales, aunque éstas suelen arrojar errores del orden de 2 o 3 °C, como en los trabajos de PRIHODKO y GOWARD (1997), MENZEL y otros (2002), FLORES y LILLO (2010), LIU y otros (2017), OLIVARES y otros (2019), etcétera. Concretamente en México, en años recientes se ha accedido a la utilización de las series de tiempo de reanálisis mediante el *Atlas Climático Digital de México* (FERNÁNDEZ-EGUIARTE y otros, 2012, 2015), las cuales ayudan a la estimación de la temperatura en todo el país. Sin embargo, su resolución espacial de 9×9 km en series mensuales y de $1,8 \times 1,8$ km en series diarias no aportan información precisa cuando se trata de estudios a microescala. A la vez, el valor único empleado de $6,5$ °C/km como variación vertical de

la temperatura para todo el territorio nacional resulta también impreciso, ya que el gradiente vertical de temperatura troposférica (GVTT) varía notablemente de una zona a otra por factores como los señalados previamente (BARRY, 2008; WANG y otros, 2017).

El objetivo de este trabajo es estimar la temperatura del aire en la alta montaña mexicana mediante un modelo de elevación del terreno en el volcán Nevado de Toluca (México). En este trabajo se propone una alternativa viable y práctica para la estimación cartográfica de la temperatura del aire en superficie para los ambientes de alta montaña, cuyo equilibrio, al igual que en todos los ecosistemas, depende en gran medida de las condiciones de temperatura en su entorno. Para esta tarea se han seleccionado los datos disponibles más recientes de temperatura del aire en la región que rodea al volcán Nevado de Toluca.

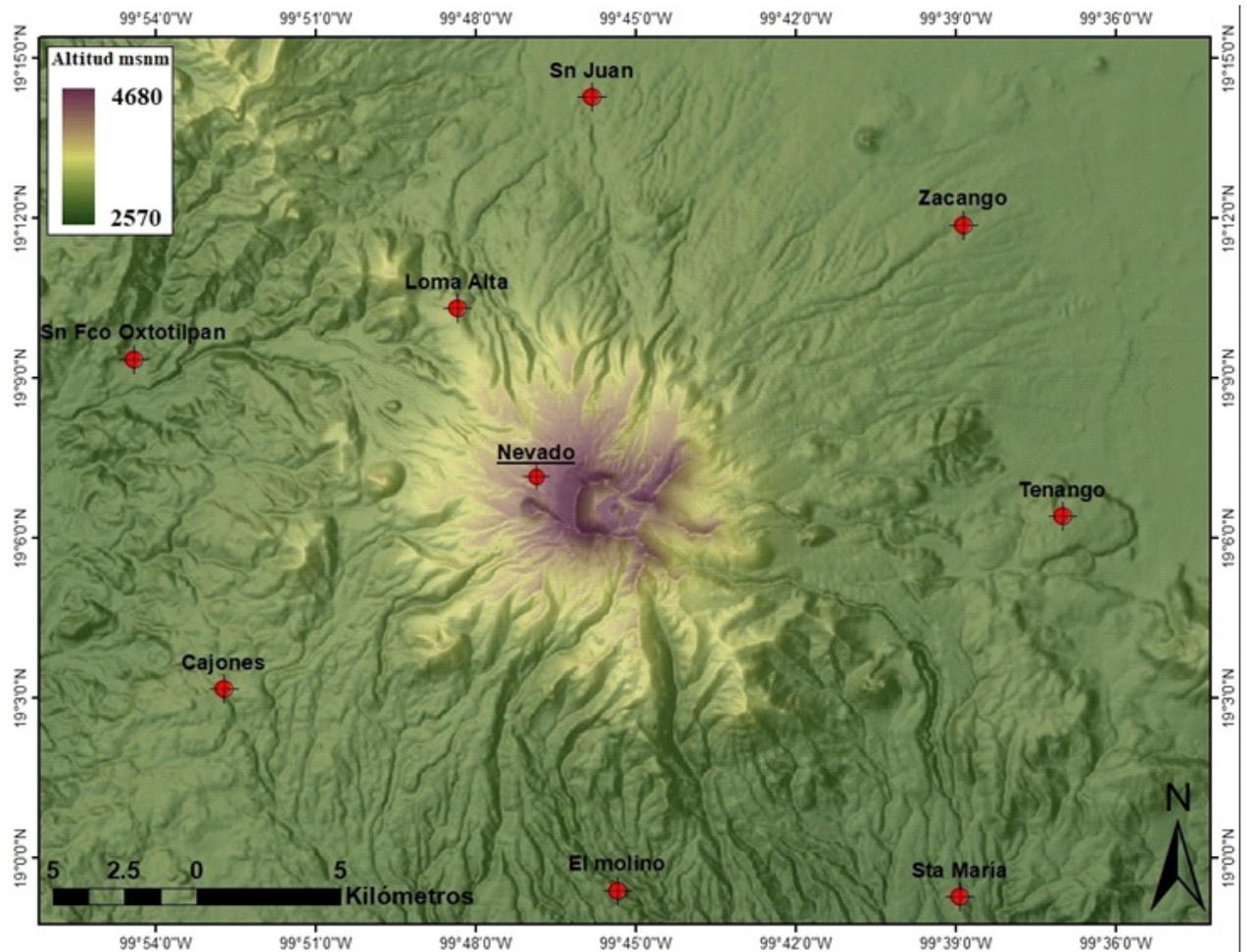


FIG. 2. Mapa de estaciones seleccionadas para el cálculo del GVTT.

ca, el cual es importante porque: *a*) es la cuarta montaña más alta del país; *b*) cuenta con estaciones climatológicas cercanas cuyos periodos de medición son en promedio de 40 años y todas se encuentran actualizadas uniformemente al año 2015; *c*) su fase de inactividad volcánica permite asociar los cambios en sus ecosistemas directamente con los factores climáticos; *d*) es una montaña cercana a las grandes ciudades del centro del país; *e*) es la única montaña que posee una estación climatológica por encima de 4.000 m s.n.m., siendo esta la más alta de México.

II. ÁREA DE ESTUDIO

El volcán Nevado de Toluca o Xinatécatl («hombre desnudo» en lengua Náhuatl) es un estratovolcán activo que actualmente se encuentra en fase de reposo, sin ac-

tividad perceptible ni presencia de fumarolas. Está compuesto de distintas fases evolutivas que datan de finales del Plioceno y principios del Holoceno (CANTAGREL y otros, 1981); su más reciente episodio eruptivo ocurrió 3.300 años atrás (MACÍAS y otros, 1997) y está compuesto en su mayoría por dacitas y andesitas. Su cima tiene forma elíptica de aproximadamente 1.5×2 km con el eje mayor expuesto de este a oeste (GARCÍA-PALOMO y otros, 2002). Dos antiguos cráteres almacenan el agua de lluvia y de la fusión nival para dar origen a los lagos del Sol y la Luna; adyacentes a estos inician las crestas más altas del estratovolcán. En 1936 fue declarado Parque Nacional y en el año 2013 recategorizado como Área de Conservación de Flora y Fauna (Área Natural Protegida) con una extensión de 53.912 ha, abarcando 10 municipios del Estado de México. En ella se encuentran 627 especies de flora con 52 endémicas y 9 en riesgo; la fauna

la componen 175 especies de vertebrados con 36 endémicas; adicionalmente existen 209 especies de hongos. Su importancia hídrica radica en que los escurrimientos de sus laderas norte y noreste abastecen parcialmente a la ciudad de Toluca y áreas conurbadas, así como parte de la ciudad de México (TOSCANA-APARICIO y GRANADOS-RAMÍREZ, 2015).

El Nevado se localiza en la parte centro-sur del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano ($19^{\circ}09'N$ y $99^{\circ}45'O$), cuya cima alcanza una altitud de 4.680 m s.n.m. (INEGI, 2017) (Fig. 1c). Dos principales provincias morfológicas definen su entorno: el flanco sur se caracteriza por ser relativamente plano y cubierto de valles fluviales; por su parte, el norte, este y oeste están constituidos por estructuras de reciente actividad volcánica (CAPRA y otros, 2008). Durante su historia se reconocen al menos cinco etapas de evolución; la primera inició hace más de 1 M.a.; la segunda etapa ocurrió ~100 m. a. atrás; la tercer etapa evolucionó entre 60 y 36 m.a. antes del presente. La cuarta fase se desarrolló entre 43 y 21.5 m.a. atrás. La etapa final de evolución ocurrió hace 15 m.a. (ESPINOSA-RODRÍGUEZ y otros, 2014). Producto de lo anterior, la vertiente norte posee abanicos de materiales piroclásticos que se esparcen hacia la cuenca del río Lerma y la ciudad de Toluca; este tipo de depósitos forman los grandes valles hacia el sur y sureste que drenan el río Chontalcoatlán (GARCÍA-PALOMO y otros, 2002). Los dos cráteres que posee y su forma de caldera están relacionados con el colapso parcial del volcán a lo largo de su historia evolutiva (MACÍAS, 2005).

De acuerdo con García (2004), el clima a partir del límite superior de la línea de bosque (4.000 m s.n.m.) es de tipo frío de tundra, con temperatura media del mes más cálido igual a $6,5^{\circ}C$ y una media anual de $5^{\circ}C$, con una tasa de precipitación anual acumulada de 1.140 mm. Por debajo de esta cota y hasta 3.369 m s.n.m. predomina el clima frío, semejante al anterior, pero con una temperatura media más cálida igual a $10^{\circ}C$ y una precipitación anual de 1.186 mm. Estas condiciones climáticas han favorecido que en la parte alta del estratovolcán se desarrollen procesos y geoformas periglaciares. La fragmentación de roca que se presenta, al menos en la parte superior, es producto de la mecánica de gelifracción por los ciclos de hielo-deshielo. La cronología glacial de Heine (1988) sugiere que durante el clímax y la fase final del Último Máximo Glacial (UMG) El Nevado fue cubierto por glaciares; esto es evidenciado por la presencia de morrenas terminales ubicadas aproximadamente a 3.000 m s.n.m. Algunas de las geoformas que evolucionaron a partir de los más recientes avances glaciares están presentes en la parte noroeste de la cima, como glaciares de escombros

(MADRIGAL y GONZÁLEZ, 1996). En el flanco NO y SO del cráter existen valles y circos glaciares formados por los avances del UMG (GARCÍA-REYES y otros, 2018).

III. MÉTODOS Y MATERIALES

Los datos utilizados fueron obtenidos de la base del Climate Computing Project (CLICLOM) (WMO, 1989) y los datos de México provienen de las estaciones climatológicas que suministra el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). El acceso a la base de datos se realizó mediante la página del CICESE (2016). Según CLICOM, en México hay 5.270 estaciones climatológicas de las cuales se encuentran en funcionamiento solo el 62%. Su ubicación obedece a las necesidades agrícolas e hidrológicas de cada región (MIRANDA-ALONSO, 2003, 2004).

En la zona de estudio hay diversas estaciones con distintos periodos de registros, algunas de ellas se encuentran ya fuera de servicio. Por lo tanto, se ha seleccionado un grupo de ocho estaciones ubicadas alrededor del volcán Nevado de Toluca. La importancia de considerar el grupo de estaciones alrededor del estratovolcán radica en representar de manera más precisa las condiciones físicas de las masas de aire predominantes en la zona. Se procuró que las estaciones estuvieran lo más cerca del edificio volcánico (Fig. 2) y con la información más actualizada; por esta razón se eligió el año 2015 para este trabajo ya que tanto para las estaciones empleadas para el cálculo de la temperatura, como la utilizada para comparación cuentan con esta serie anual completa.

Se tuvo especial cuidado en la homogeneidad de las series utilizadas de cada estación, por lo que se verificó la inexistencia de vacíos de información y la calidad de los datos según los lineamientos de OLIVARES y otros, (2013), basados en la homogeneidad y la dispersión de los datos. Las ocho estaciones empleadas en el modelado están ubicadas a diferentes altitudes y poseen una distancia en línea recta que va desde 8,5 a 17,0 km a partir del centro del volcán.

Los coeficientes de correlación de Spearman y Pearson para determinar el grado de ajuste entre las temperaturas de la normal climatológica de cada estación con respecto a la altitud en la que se ubican es de $-0,9286$ y $-0,9375$ respectivamente, por lo que, de acuerdo con los criterios de Motulsky y Christopoulos (2003), hay un alto nivel de correspondencia entre ambas variables. Para verificar la precisión del modelo se recurrió a la única estación por encima de 4.000 m s.n.m. (estación Nevado de Toluca) en la parte noroeste del centro del volcán.

CUADRO I. Altitud (m s.n.m.) y temperatura media (°C) (1981-2010) en las estaciones climatológicas bajo estudio

Estación	Altitud	Long.	Lat.	Normal climática	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D	Anual
Zacango	2910	-99,648	19,198	13,3	9,7	9,3	11,7	14,0	14,1	13,6	13,4	13,3	13,4	13,2	12,9	11,0	12,5
Tenango	2858	-99,617	19,107	13,7	14,6	14,5	13,8	16,3	14,8	14,3	14,3	14,6	14,1	14,8	14,9	13,8	14,6
Santa María	2291	-99,649	18,988	16,0	13,2	13,7	13,9	15,9	16,6	15,6	15,5	15,7	15,1	15,6	15,3	14,0	15,0
San Juan	2905	-99,764	19,238	12,0	11,2	12,0	12,7	15,9	16,2	14,8	12,7	13,1	12,7	11,5	11,1	11,4	12,0
El Molino	2500	-99,756	18,990	15,3	15,1	15,9	16,8	19,0	18,5	18,3	18,4	19,6	18,1	17,3	16,7	15,5	17,4
San Fco. Oxtotilpan	2605	-99,907	19,156	12,8	11,0	11,4	12,2	14,3	14,6	14,6	13,9	14,1	13,7	14,1	13,1	11,7	13,2
Loma Alta	3432	-99,806	19,172	7,7	8,2	8,1	7,0	8,2	6,8	7,5	7,8	7,3	7,6	6,8	8,6	6,5	7,5
Cajones	3005	-99,879	19,053	12,4	15,1	15,0	15,5	13,0	13,5	14,1	9,6	9,7	9,1	9,0	8,5	8,7	11,7

A partir de los datos de las estaciones de la Figura 2, se obtienen los registros de temperatura media mensual para cada una de estas, así como el valor medio anual (Cuadro I). La normal climatológica está determinada por el Servicio Meteorológico Nacional para los treinta años comprendidos entre 1981-2010.

La metodología empleada está dividida en dos partes principales: primero el cálculo del GVTT en el área de interés en función de la temperatura media anual del aire durante el 2015, así como para cada uno de sus meses con el grupo de estaciones consideradas en esta investigación. En segundo lugar, se ha efectuado la interpolación espacial de la temperatura del aire entre el grupo de estaciones mediante el GVTT obtenido y el uso de un MDE (INEGI, 2013) con los valores de elevación para cada punto en el espacio y una resolución de 15 metros por píxel.

Para el cálculo del GVTT, es necesario mencionar que la variación media de la temperatura del aire en la tropósfera es del orden de $-0,0065$ °C/m; sin embargo, este valor solo representa el promedio general del GVTT en la atmósfera y fue necesario calcular con exactitud el correspondiente a cada zona de interés (RAMOS y otros, 2008). El GVTT fue estimado mediante el método de los gradientes medianos de De Fina y Sabella (1959), el cual se basó en la combinación por pares de estaciones climatológicas, por lo que al utilizar en este caso ocho estaciones dan como resultado 28 combinaciones posibles. Este número de combinaciones representa el número de gradientes probables para la zona de estudio. Para obtener cada uno de los gradientes se dividió la diferencia de temperatura de la normal climatológica entre la diferencia altitudinal de cada una de las combinaciones entre pares de estaciones. Los 28 gradientes obtenidos se ordenaron de menor a mayor y el promedio de los centrales (gradientes catorce y quince) representa el gradiente

mediano del conjunto, considerándolo en estadística frecuencial como el GVTT más probable de la zona (BURGOS, 1965).

Por su parte, para el modelado espacial de la temperatura del aire a nivel de superficie, se debe considerar que debido a que los valores de temperatura en cada estación están determinados principalmente por la altitud a la que se encuentran, fue necesario proyectar los datos de entrada a un mismo plano; en este caso, a nivel del mar. Esto se realizó utilizando el valor del GVTT obtenido previamente y el empleo de la ecuación 1 obtenida del trabajo de Fries y otros (2012), y adecuada de la siguiente forma:

$$T_{Corr} = T_{Est} + (\Gamma(Z_{Corr} - Z_{Est})) \quad (1)$$

Dónde:

T_{Corr} representa el valor de la temperatura corregida a nivel del mar,

T_{Est} es la temperatura media real de cada estación,

Γ es el GVTT de la zona,

Z_{Corr} es la altitud a la cual se hará la conversión, en este caso es 0,

Z_{Est} es la altitud real de cada estación.

Posteriormente con la plataforma ArcGis® 10.4 se procedió a elaborar el mapa de temperaturas del aire en superficie. Primero se interpolaron los valores corregidos a nivel del mar mediante el método de la Distancia Inversa Ponderada (IDW), el cual ha sido ampliamente utilizado en variables climáticas (ROJAS y otros, 2010; RODRÍGUEZ y otros, 2013; OLIVARES y otros, 2016). El resultado de esta operación arrojó una capa interpola-

CUADRO II. Datos básicos de la estación de referencia

Estación	Altitud	Longitud	Latitud	Inicio	Normal climática	E	F	M	A	My	J	Anual
						4,7	3,6	4,4	6,6	6,1	4,8	
Nevado de Toluca	4283	-99,781	19,119	1964	4,0	Jl	Ag	S	O	N	D	4,7
						4,9	5,2	5,3	3,9	4,0	3,0	

Altitud en m s. n. m. y temperatura media correspondiente en °C para los periodos mensual y anual.

CUADRO III. Cálculo de gradientes para la región de estudio

Par de estaciones		Altitud			Temperatura			Gradiente	Orden
A	B	A	B	Diferencia	A	B	Diferencia		
Zacango	Tenango	2910	2858	52	13,3	13,7	-0,4	-0,00769231	12
Zacango	Santa María	2910	2291	619	13,3	16,0	-2,7	-0,00436187	20
Zacango	San Juan	2910	2905	5	13,3	12,0	1,3	0,26000000	28
Zacango	El Molino	2910	2500	410	13,3	15,3	-2,0	-0,00487805	18
Zacango	San Fco. Oxtotilpan	2910	2605	305	13,3	12,8	0,5	0,00163934	25
Zacango	Loma Alta	2910	3432	-522	13,3	7,7	5,6	-0,01072797	4
Zacango	Cajones	2910	3005	-95	13,3	12,4	0,9	-0,00947368	7
Tenango	Santa María	2858	2291	567	13,7	16,0	-2,3	-0,00405644	21
Tenango	San Juan	2858	2905	-47	13,7	12,0	1,7	-0,03617021	1
Tenango	El Molino	2858	2500	358	13,7	15,3	-1,6	-0,00446927	19
Tenango	San Fco. Oxtotilpan	2858	2605	253	13,7	12,8	0,9	0,00355731	26
Tenango	Loma Alta	2858	3432	-574	13,7	7,7	6,0	-0,01045296	5
Tenango	Cajones	2858	3005	-147	13,7	12,4	1,3	-0,00884354	8
Santa María	San Juan	2291	2905	-614	16,0	12,0	4,0	-0,00651466	14
Santa María	El Molino	2291	2500	-209	16,0	15,3	0,7	-0,00334928	22
Santa María	San Fco. Oxtotilpan	2291	2605	-314	16,0	12,8	3,2	-0,01019108	6
Santa María	Loma Alta	2291	3432	-1141	16,0	7,7	8,3	-0,00727432	13
Santa María	Cajones	2291	3005	-714	16,0	12,4	3,6	-0,00504202	17
San Juan	El Molino	2905	2500	405	12,0	15,3	-3,3	-0,00814815	11
San Juan	San Fco. Oxtotilpan	2905	2605	300	12,0	12,8	-0,8	-0,00266667	23
San Juan	Loma Alta	2905	3432	-527	12,0	7,7	4,3	-0,00815939	9
San Juan	Cajones	2905	3005	-100	12,0	12,4	-0,4	0,00400000	27
El Molino	San Fco. Oxtotilpan	2500	2605	-105	15,3	12,8	2,5	-0,02380952	2
El Molino	Loma Alta	2500	3432	-932	15,3	7,7	7,6	-0,00815451	10
El Molino	Cajones	2500	3005	-505	15,3	12,4	2,9	-0,00574257	16
San Fco. Oxtotilpan	Loma Alta	2605	3432	-827	12,8	7,7	5,1	-0,00616687	15
San Fco. Oxtotilpan	Cajones	2605	3005	-400	12,8	12,4	0,4	-0,00100000	24
Loma Alta	Cajones	3432	3005	427	7,7	12,4	-4,7	-0,01100703	3

da que cubre toda la superficie de estudio. Sobre ella se aplicó una vez más el GVTT obtenido utilizando un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) para ajustar los datos de temperatura en función de la orografía del cono volcánico, estimando así la temperatura media del aire en el volcán según su relieve y elevación. Considerando que la precisión espacial de la malla ráster final depende a su vez de la del MDE, para este caso se utilizó el

Continuo de Elevaciones Mexicano (CEM 3.0) a escala 1:20.000 con resolución espacial de 15 metros por píxel (INEGI, 2013) obtenido libremente mediante el portal de la institución. De este modo cada píxel de la capa ráster resultante posee también una precisión espacial de 15 metros por lado.

Para obtener el modelado y la estimación de la temperatura del aire sobre la superficie se ha utilizado la

CUADRO IV. Temperaturas corregidas a nivel del mar en °C para los meses del año y para la media anual

Estación	Altitud	Temperatura media													
		E	E	F	F	M	M	A	A	My	My	J	J	Jl	Jl
Zacango	2910	9,7	28,2	9,3	27,7	11,7	30,1	14,0	32,5	14,1	32,6	13,6	32,0	13,4	31,8
Tenango	2858	14,6	32,7	14,5	32,6	13,8	31,9	16,3	34,4	14,8	33,0	14,3	32,4	14,3	32,4
Santa María	2291	13,2	27,8	13,7	28,2	13,9	28,5	15,9	30,4	16,6	31,1	15,6	30,1	15,5	30,0
San Juan	2905	11,2	29,6	12,0	30,4	12,7	31,1	15,9	34,3	16,2	34,6	14,8	33,2	12,7	31,2
El Molino	2500	15,1	31	15,9	31,8	16,8	32,7	19,0	34,8	18,5	34,3	18,3	34,2	18,4	34,2
San Fco. Oxtotilpan	2605	11,0	27,5	11,4	27,9	12,2	28,7	14,3	30,8	14,6	31,1	14,6	31,1	13,9	30,4
Loma Alta	3432	8,2	29,9	8,1	29,9	7,0	28,7	8,2	30,0	6,8	28,5	7,5	29,2	7,8	29,6
Cajones	3005	15,1	34,1	15,0	34,0	15,5	34,6	13,0	32,0	13,5	32,6	14,1	33,1	9,6	28,7

Estación	Altitud	Temperatura media											
		Ag	Ag	S	S	O	O	N	N	D	D	Anual	Anual
Zacango	2910	13,3	31,7	13,4	31,8	13,2	31,6	12,9	31,4	11,0	29,4	12,5	30,9
Tenango	2858	14,6	32,7	14,1	32,2	14,8	32,9	14,9	33,0	13,8	31,9	14,6	32,7
Santa María	2291	15,7	30,2	15,1	29,6	15,6	30,1	15,3	29,9	14,0	28,5	15,0	29,5
San Juan	2905	13,1	31,5	12,7	31,1	11,5	29,9	11,1	29,5	11,4	29,8	12,0	30,4
El Molino	2500	19,6	35,4	18,1	33,9	17,3	33,2	16,7	32,5	15,5	31,4	17,4	33,3
San Fco. Oxtotilpan	2605	14,1	30,6	13,7	30,2	14,1	30,6	13,1	29,6	11,7	28,2	13,2	29,7
Loma Alta	3432	7,3	29,0	7,6	29,4	6,8	28,5	8,6	30,3	6,5	28,2	7,5	29,3
Cajones	3005	9,7	28,7	9,1	28,2	9,0	28,1	8,5	27,5	8,7	27,7	11,7	30,8

herramienta *Map Algebra* de ArcGis®, dentro de la cual se aplicó la fórmula propuesta por Fries y otros (2012) adaptada y definida por la ecuación 2:

$$T_{(x,y)}^{DEM} = T_{Corr Interp} + (\Gamma(Z_{(x,y)} - Z_{Corr})) \quad (2)$$

Donde:

$T_{(x,y)}$ representa el valor de la temperatura en un punto (x, y) ,

$T_{Corr Interp}$ es la temperatura media corregida a nivel del mar interpolada entre el grupo de estaciones para cualquier periodo de interés,

Γ es el GVT de la zona,

$Z_{(x,y)}$ es el valor en altitud de un punto (x, y) en un Modelo Digital de Elevación, y

Z_{Corr}^{DEM} es la altitud a nivel del mar.

Como resultado de este procedimiento, los valores modelados de la temperatura del aire para cada punto so-

bre la superficie del volcán están contenidos dentro de los píxeles en el mapa ráster final. Los mismos procedimientos se realizaron para los doce meses del año y también para estimar la temperatura media anual.

Con la finalidad de verificar la precisión del modelo se emplearon los datos proporcionados por la estación Nevado de Toluca, instalada a 4.283 m s.n.m. al noroeste del cráter principal del estratovolcán. Esta estación posee registros continuos desde el año 1964, y al igual que las estaciones empleadas para el modelamiento, sus datos se encuentran actualizados (Cuadro II). Del mismo modo que en los casos anteriores, la normal climatológica de la estación está determinada por el Servicio Meteorológico Nacional para el periodo 1981-2010.

La comparación de los resultados del modelo para todos los periodos con respecto a los registrados en la estación consistió en identificar el valor del píxel de 15×15 m que incluyera en su interior la posición geográfica de la estación de observación. Como se señaló previamente, se considera que la resolución espacial obtenida resulta apropiada para las condiciones heterogéneas del relieve de montaña. Para identificar la si-

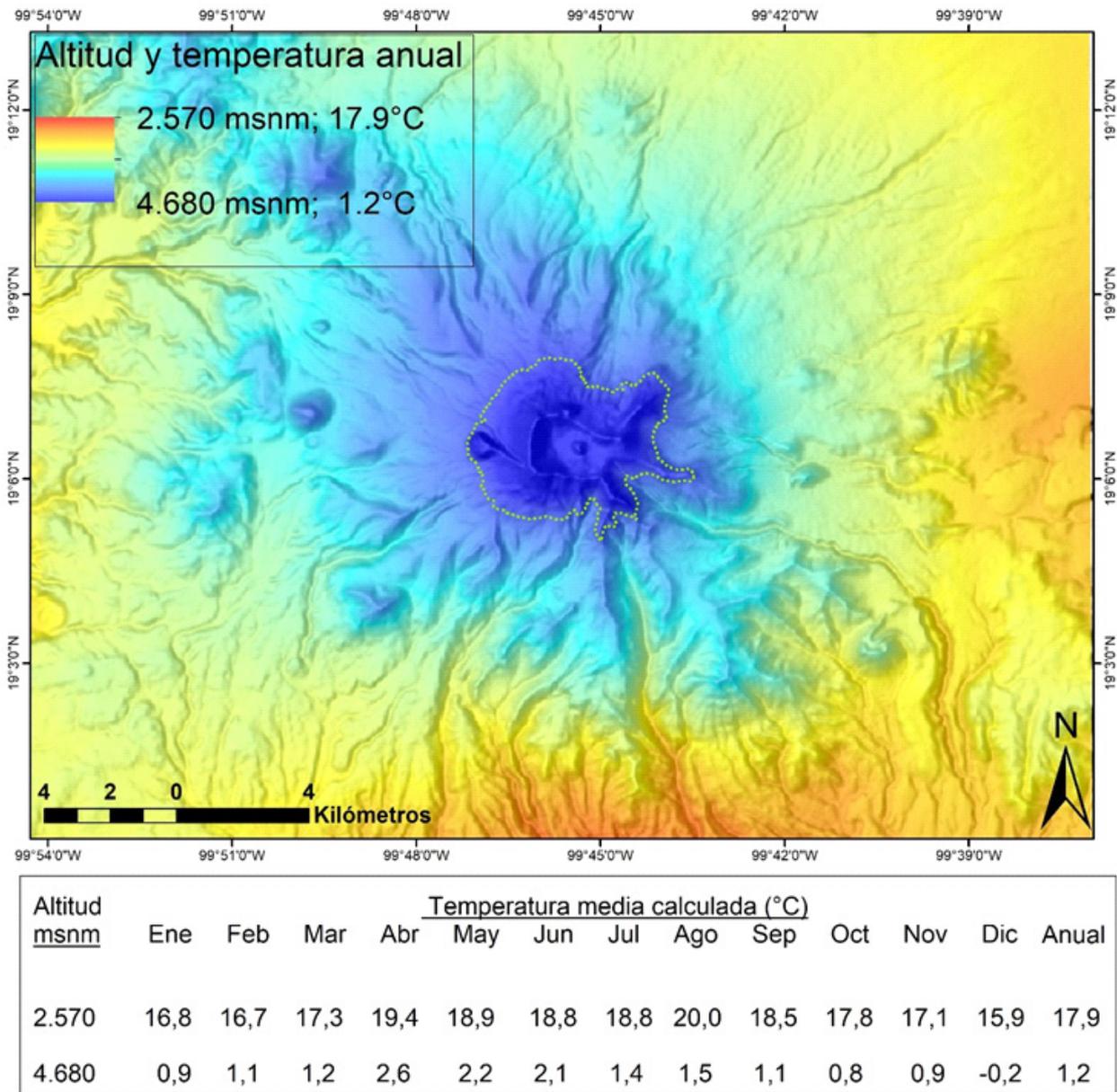


FIG. 3. Temperatura media anual y mensual del aire en superficie del edificio volcánico para el 2015. La línea verde punteada señala el límite superior del bosque.

militud entre los valores estimados y los observados y señalar el grado de diferencia o semejanza entre ambos grupos, más allá de la apreciación visual, se realizaron pruebas estadísticas. Asumiendo una distribución normal de los datos climáticos, según el teorema del límite central (ALLCROFT y otros, 2001; ALVARADO y BATANERO, 2008; WILKS, 2011), las pruebas realizadas fueron: 1) análisis de varianza entre grupos basado en la prueba de Tukey y 2) la prueba T de Student para dos muestras.

Posteriormente se aplicó la prueba de Levene para comprobar la semejanza o diferencia de las varianzas grupales. Finalmente se graficaron los resultados estimados y observados; de sus líneas de tendencia se compararon los interceptos y las pendientes para determinar el nivel de semejanza mediante sus respectivas ecuaciones de regresión. Todos los casos de análisis estuvieron basados en la hipótesis nula que señala la semejanza de ambos grupos con un nivel de confianza del 0,95 (alfa=0,05).

CUADRO V. *Temperaturas estimadas vs. observadas en °C durante el 2015*

Temperatura	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D	Anual
Estimada	4,8	4,9	4,9	6,2	5,7	5,7	5,1	5,0	4,9	4,4	4,9	3,6	4,9
Observada	4,7	3,6	4,4	6,6	6,1	4,8	4,9	5,2	5,3	3,9	4,0	3,0	4,7
Diferencia	0,1	1,3	0,5	-0,4	-0,4	0,9	0,2	-0,2	-0,4	0,5	0,9	0,6	0,2

Nota: Los valores estimados se redondearon a un decimal para ser más comparables con los correspondientes reportados por la estación climatológica.

CUADRO VI. *Análisis de varianza, prueba de Tukey, T de Student y Levene*

ANOVA 1 factor: estimado, observado					
Fuente	GL	Adj SS	Adj MS	F-Value	P-Value
Factor	1	0.018	0.01778	0.00	0.950
Error	24	108.389	4.51619		

Tukey entre pares			
Factor	N	Media	Agrupamiento
ESTIMADO	13	-1.393	A
OBSERVADO	13	-1.445	A

Prueba T para dos muestras e IC					
Factor	N	Media	Desv. std.	Media SE	P-Value
ESTIMADO	13	5.008	0.634	0.18	0.364
OBSERVADO	13	4.708	0.981	0.27	
Test Levene para igualdad de varianzas					0.171

IV. RESULTADOS

1. GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA TROPOSFÉRICA LOCAL

Con la combinación entre pares de estaciones se ha obtenido el Gradiente Vertical de Temperatura Troposférica (GVTT) de la zona de estudio; los pares y las diferencias entre valores correspondientes también se observan en el Cuadro III.

En el Cuadro III, los gradientes centrales del grupo aparecen sombreados; por lo tanto, para obtener el GVTT del área tenemos: $[(-0.00651466) + (-0.00616687)] / 2 = -0.00634076$. Esto significa que por cada metro de ascenso en vertical en la columna de aire existe una disminución de $-0,00634$ °C, o bien $-6,34$ °C/km.

2. MODELO ESPACIAL DE LA TEMPERATURA DEL AIRE A NIVEL DE SUPERFICIE

Tras el empleo de la ecuación 1 con los datos de temperatura media de cada mes y la media anual del Cua-

dro I, obtenemos como resultado una temperatura corregida a nivel del mar para cada una de las estaciones climatológicas (Cuadro IV). Los valores de temperatura originales están en las columnas blancas y los corregidos aparecen en las columnas sombreadas.

Con base en los datos de las ocho estaciones se ha obtenido la modelación de la temperatura media del aire en el estratovolcán para el año 2015 y cada uno de sus meses (Fig. 3).

Puede observarse que el comportamiento de la temperatura obedece a los rasgos orográficos y a la altimetría del volcán. Se observan valores máximos en las zonas bajas y sus valles, mientras que las crestas más altas registran las temperaturas más bajas. La oscilación mensual de la temperatura decrece conforme a la altitud. A 2.570 m s.n.m. se registra 15,9 y 20,0 °C para el mes más frío y más cálido respectivamente, mientras que en la cima los valores correspondientes son $-0,2$ y $2,6$ °C; esto es, $4,1$ °C de oscilación mensual en la zona más baja, contra $2,8$ °C en la parte más alta del volcán. Con los rangos mensuales de temperatura media que se observan en la cima, mayormente por encima del punto de congelamiento, se entiende la razón de la carencia de nieve

CUADRO VII. Comparativa de regresiones entre líneas de pendiente de temperatura estimada vs. observada

<i>Análisis de regresión múltiple</i>					
Parámetro	Estimado	Error estándar	Estadístico T	P-Value	
CONSTANTE	5.55231	0.471901	11.7658	0.0000	
Mes	-0.0787912	0.0594539	-1.32525	0.1987	
Línea = 2	-0.305	0.667369	-0.457019	0.6521	
Mes* Línea = 2	0.001488352	0.0840805	0.017644	0.9861	
<i>Coefficientes</i>					
Línea	Intercepto		Pendiente		
1	5.55231		-0.0787912		
2	5.24731		-0.0773077		
<i>ANOVA adicional para variables según orden de introducción</i>					
Fuente	Suma de cuadrados	GL	Cuadrado medio	Razón-F	P-Value
Mes	2.21738	1	2.21738	3.45	0.0768
Interceptos	0.564188	1	0.564188	0.88	0.3592
Pendientes	0.000200275	1	0.000200275	0.00	0.9861
Modelo	2.78177	3			

permanente, únicamente presente en los meses invernales más fríos y con presencia de precipitación.

Estas condiciones de temperatura muestran que dentro del ámbito periglacial, las geformas que señalan Madrigal y González (1996), particularmente la presencia de glaciares rocosos, son producto de un clima previo más frío. Sin embargo otros procesos actuales, como los ciclos de hielo-deshielo nocturno, rigen la mecánica de gelifracción de la roca y la constante dinámica de laderas, representando la dinámica periglacial vigente.

3. VALIDEZ DE LA PRECISIÓN DEL MODELO

Para comparar el valor de la temperatura en el píxel que incluyera la localización de la estación Nevado de Toluca, ha sido suficiente con seleccionar el botón de identificación de elementos en el mapa y posicionar el cursor sobre el píxel de interés para obtener la información. Con base en lo anterior, se puede corroborar que para el caso de la temperatura media anual, dentro de la celda en la que se encuentra la estación Nevado de Toluca, se estima una temperatura media anual de 4,9 °C y el valor observado en la estación es de 4,7 °C (ver Cuadro II), lo que representa una diferencia de 0,2 °C. Del mismo modo, en el Cuadro V se señalan los valores estimados para los meses de enero a diciembre, junto con el valor anual para comparar los valores calculados por el modelado con relación a los observados en la estación climatológica.

Si se representan gráficamente los datos anteriores se obtiene el patrón de comportamiento a lo largo del año (Fig. 4).

En la Figura 4 se observa cierto grado de paralelismo en la fluctuación de los datos a lo largo del año. El mes más cálido y más frío registrados, abril y diciembre respectivamente, son claramente correspondidos entre los registros de la estación y los estimados por el modelo; igual sucede con el valor medio anual. Sin embargo, febrero presenta una discrepancia mayor. El resto de los meses cuentan con una mayor similitud.

4. COMPARACIÓN ESTADÍSTICA

Para comprobar el grado de semejanza existente entre los dos grupos de temperatura, se aplicaron tres pruebas estadísticas que se basaron en la hipótesis nula de semejanza en las medias grupales. Una cuarta prueba consistió en comparar la similitud de las varianzas entre ambos grupos. En orden respectivo, las pruebas consistieron en: análisis de varianza (ANOVA), Tukey, T de Student y Levene. De acuerdo con el análisis del grupo de valores estimados y observados, se obtiene el resumen estadístico que se muestra en el Cuadro VI.

Se puede apreciar con claridad que con un margen de error del 5% (alfa= 0,05) los resultados de las pruebas de ANOVA, Tukey y T-Student impiden rechazar la hipótesis nula, por lo que los valores estimados y los ob-

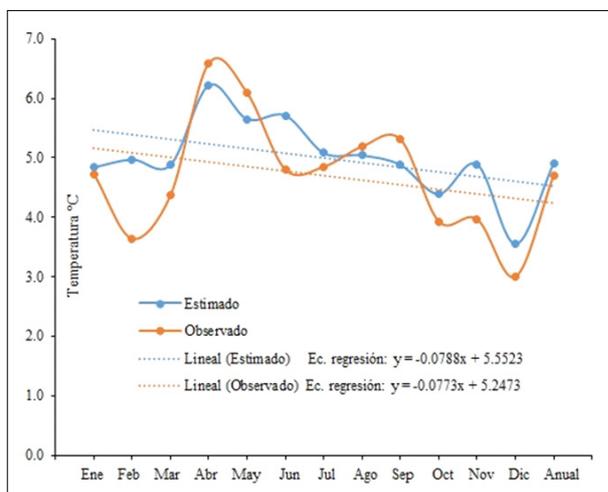


FIG. 4. Gráfica temporal de temperaturas estimadas vs. observadas para el 2015. Las líneas punteadas marcan la tendencia con sus respectivas ecuaciones regresivas.

servados son estadísticamente semejantes. De igual manera, las comparaciones múltiples y de igualdad de la varianza entre ambos grupos (test de Levene) sugieren una similitud entre los grupos analizados.

Finalmente, considerando las líneas de tendencia mostradas en la Figura 4, se realizó una última prueba para contrastarlas con base en las ecuaciones de sus líneas de regresión (Cuadro VII); por su parte, la Figura 5 señala el gráfico del modelo ajustado.

De acuerdo con los resultados, las líneas son paralelas y tanto los interceptos como las pendientes son estadísticamente semejantes; el P-valor superior al 0,05 demuestra lo señalado.

V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La carencia de estaciones climatológicas en las zonas de alta montaña de México puede conducir a que los análisis sobre la temperatura y su impacto en ecosistemas de alta montaña se realicen con datos de estaciones cercanas a la zona de estudio, pero ubicadas a una altitud muy inferior a sus cimas, sin considerar el GVTT de la zona de interés. Dado que el GVTT suele variar considerablemente entre una región y otra (BARRY, 2008), si no es considerado podría dar pie a un análisis especulativo sobre la temperatura superficial en ecosistemas de grandes altitudes. Esta problemática obliga a recurrir a diversos métodos de estimación, algunos más complejos que otros.

Si bien este estudio no ha pretendido compararse con el grado de precisión de otros métodos de modelación y

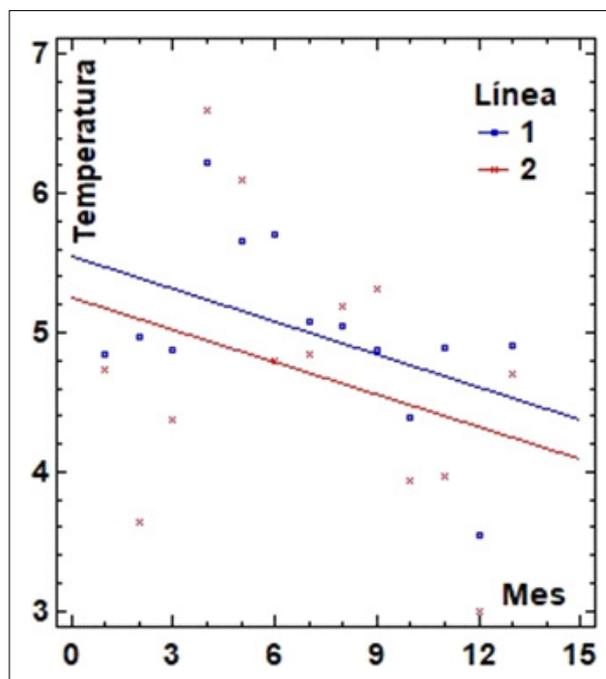


FIG. 5. Gráfica del modelo ajustado.

estimación, se puede señalar que su nivel de ajuste espacial es muy aceptable en relación con algunas herramientas de observación como los datos de reanálisis del *Atlas Climático Digital de México* (FERNÁNDEZ-EGUIARTE y otros, 2012, 2015) que poseen una resolución espacial de 9×9 km contra los 15 metros de este método. La ventaja en cuanto a la resolución espacial de este modelo realizado radica en que se pueden apreciar con mayor detalle los valores de temperatura obedeciendo los patrones del relieve, los cuales en una zona accidentada de montaña pueden pasar inadvertidos cuando se consideran píxeles de mucho mayor tamaño. Al mismo tiempo, la base de datos de reanálisis considera un valor de $6,5$ °C/km como el GVTT para todo el país, siendo como se ha señalado, y como se comprobó, que varía considerablemente entre una y otra región en función de sus características físicas.

El método refleja diferencias aritméticas relativamente bajas entre las temperaturas estimadas y las observadas, que están en un rango de $0,1$ a $1,3$ °C. Este último valor que corresponde a la diferencia encontrada en el mes de febrero, si bien es la mayor de todas las del grupo, está por debajo de las diferencias de 2 a 3 °C reportadas en las estimaciones por imágenes satelitales (PRIHODKO y GOWARD, 1997; MENZEL y otros, 2002; FLORES y LILLO, 2010). Para el caso, esta diferencia debiera obedecer

a condiciones de bloqueo de las masas de aire ascendentes, o bien por la permanencia de masas de aire frío en la parte superior de la montaña; en cualquiera de los dos casos, producto de las condiciones invernales del mes teóricamente más frío del año en el país (OLIVARES y otros, 2017). Con la excepción de este caso, en el resto de los meses los valores estimados oscilan muy de cerca de los observados e incluso se aprecia cierto grado de paralelismo al final del año; por lo que las diferencias encontradas entre los valores estimados y los observados tienden a suavizarse. Prueba de lo anterior es que la temperatura media anual estimada y la registrada *in situ* son prácticamente la misma, con 4,9 y 4,7 °C respectivamente. Del mismo modo, las tendencias de ambas series a lo largo del año son considerablemente semejantes, así como las varianzas grupales. A pesar de las diferencias señaladas entre los registros, el comparativo descriptivo mostró que ambos grupos son estadísticamente similares y que de acuerdo con los intervalos de confianza cualquier valor estimado para cualquier periodo habrá de estar entre los rangos señalados con un nivel de confianza del 95 %.

El grado de precisión cuantitativa obtenido por este modelo es superior al de los trabajos desarrollados mediante sensores remotos como MODIS propuestos por Menzel y otros (2002), quienes manifiestan un error promedio de 1,9 °C para la parte central de EE. UU., y Flores y Lillo (2010) con un margen de error de 3,72 °C en la región del centro de Chile, o en el caso del sensor AVHRR de NOAA-9, empleado por Prihodko y Goward (1997), que obtienen una diferencia de 2,92 °C en los alrededores de Kansas (EE. UU.); o los 2 °C de diferencia en promedio obtenidos por Liu y otros (2017) al noroeste de China, mediante imágenes ASTER. Adicionalmente, una vez más la resolución espacial otorga ventaja al modelo en relación con las estimaciones por sensores satelitales, ya que una malla con píxeles de 1 km por lado para el caso de MODIS o de 1,1 × 1,1 km para el AVHRR podrían ser útiles para trabajos de mesoescala y en superficies homogéneas, mas no para estimaciones de temperatura en ecosistemas relativamente pequeños, a una escala que requiera mayor precisión, como la de 15 metros en este estudio. El mejor de los casos lo presenta ASTER con 90 metros de resolución espacial en su banda infrarroja; sin embargo sigue siendo menor que la de este trabajo.

La temperatura estimada a la altura del límite de bosque (4.000 m s. n. m.), tanto para el mes más cálido como para la media anual, está muy próxima a la que señala García (2004), ya que el valor calculado por el modelo indica 6,4 y 4,7 °C respectivamente; es decir, se encontró

una diferencia de solo 0,3 y 0,1 °C para los dos periodos respectivamente. El régimen térmico del aire señala que la media del mes más frío condiciona congelamiento en la cima del volcán; esto limita la presencia de nieve estacional a únicamente unos días de permanencia. Debido a lo anterior, es probable que la geomorfología periglacial sea herencia de condiciones térmicas más frías, por lo que los glaciares rocosos identificados por Madrigal y González (1996) sean de tipo fósil. No obstante, los ciclos nocturnos de helada diurna y estacional aún presentes continúan modificando el paisaje mediante procesos recurrentes de levantamiento superficial por helada y por la crioclastia principalmente. Esto último favorece la formación y acumulación de talus de derrubios al pie de las laderas, así como su flujo por la pérdida del equilibrio estático.

Es importante señalar que el modelo propuesto ofrece una buena aproximación de estimación de la variable térmica en sistemas montañosos; no obstante, el margen de diferencia encontrado entre los valores de temperatura puede deberse a factores de circulación y desplazamiento de masas de aire que difieren de las zonas de menor altitud contra las que se presentan en alturas mayores.

Por todo lo anterior, se manifiesta que el GVTT varía de una zona a otra, corroborando que el valor constante de 6,5 °C/km representa una idea del comportamiento de la temperatura conforme a la altitud pero difiere del valor real; esto obliga a calcularlo para cada región en particular. Así mismo, mediante el cálculo del GVTT de una zona de interés y el empleo de un MDE se puede realizar de manera fácil la modelación de la temperatura del aire para las altas montañas mexicanas y de otras regiones donde los registros de temperatura sean inexistentes a mayores altitudes. Al mismo tiempo, el modelo representa una buena alternativa de estimación que puede ser aplicada en cualquier periodo de interés, siempre que se cuente con datos de estaciones cercanas al sitio de investigación.

BIBLIOGRAFÍA

- ABRAMOV, A. A., S. GRUBER y D. A. GILICHINSKY (2008): «Mountain Permafrost on Active Volcanoes: Field Data and Statistical Mapping, Klyuchevskaya Volcano Group, Kamchatka, Russia», *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, pp. 261-277.
- ALLCROFT D. J., C. GLASBEY y M. DURBAN (2001): «Modelling weather data», en *SCRI annual report 2001*, pp. 192-195.

- ALVARADO, H., y C. BATANERO (2008): «Significado del teorema central del límite en textos universitarios de probabilidad y estadística», *Estudios pedagógicos (Valdivia)*, 34 (2), pp. 7-28.
- ANDRÉS, N., D. P. ESTREMER, J. J. ZAMORANO y L. VÁZQUEZ-SELEM (2010): «Distribución del permafrost e intensidad de los procesos periglaciares en el estratovolcán Iztaccíhuatl (México)», *Eria*, 83, pp. 291-310.
- ANDRÉS, N., D. PALACIOS, J. ZAMORANO y L. VÁZQUEZ-SELEM (2011): «Shallow Ground Temperatures and Periglacial Processes on Iztaccíhuatl Volcano, Mexico», *Permafrost and Periglac. Process*, 22, pp. 188-194.
- ARYA, P. S. (2001): *Introduction to micrometeorology*, vol. 79, Academic Press, 420 pp.
- BARRY, R. G. (2008): *Mountain weather and climate*, 3.^a ed., Cambridge University Press, 532 pp.
- BURGOS, JUAN J. (1965): «Estimación del régimen térmico de Venezuela por el método de los gradientes medianos de De Finá y Sabella», *Agronomía Tropical*, vol XV, núms. 1-4, pp. 9-26.
- CANTAGREL, J. M., C. E. ROBIN y P. VINCENT (1981): «Les grandes étapes d'un Volcán Andésitique composite: Example du Nevado de Toluca (Mexique)», *Bulletin of Volcanology*, vol. 44, pp. 177-186.
- CAPRA, L., G. NORINI, G. GROPELLI, J. L. MACÍAS y J. L. ARCE (2008): «Volcanic hazard zonation of the Nevado de Toluca volcano, México», *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176 (4), pp. 469-484.
- CICESE (CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA) (2016): «Base de datos climáticos diarios del CLICOM del SMN» (<<http://clicom-mex.cicese.mx>>), fecha de consulta: 27 de diciembre del 2017.
- COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA (2010): *Manual teórico práctico del observador meteorológico de superficie*, Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales, México, D. F., 279 pp.
- CORTEZ, A., B. OLIVARES, R. PARRA, D. LOBO, M. F. RODRÍGUEZ y J. C. REY (2018): «Descripción de los eventos de sequía meteorológica en localidades de la cordillera central, Venezuela», *Ciencia, Ingenierías y Aplicaciones*, I (1), pp. 22-44.
- DE FINA, A. L., y L. J. SABELLA (1959): «Cálculo de las temperaturas medias de localidades montañosas carentes de observaciones termométricas», *Revista de la Facultad de Agronomía*, XXXV (2), pp. 127-136.
- DEMEK, J. (1994): «Global warming and permafrost in Eurasia: a catastrophic scenario», *Geomorphology*, 10, pp. 317-329.
- ESPINOSA-RODRÍGUEZ, L. M., M. Á. BALDERAS-PLATA y H. V. CABADAS-BÁEZ (2014): «Caracterización geomorfológica del área natural protegida nevado de Toluca: complejo de volcanes Nevado de Toluca y San Antonio», *Ciencia UAT*, 9 (1), pp. 6-14.
- FERNÁNDEZ-EGUIARTE, A., J. ROMERO-CENTENO y R. LOBATO-SÁNCHEZ (2012): «Series de tiempo mensuales de reanálisis, con resolución espacial de 9 km por 9 km, para el periodo 1979-2009», <<http://atlasclimatico.unam.mx/RRDM/>>, fecha de consulta: 12/19/2018.
- FERNÁNDEZ-EGUIARTE, A., J. ZAVALA-HIDALGO y R. ROMERO-CENTENO (2015): *Atlas Climático Digital de México*, Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, <<http://uniatmos.atmosfera.unam.mx/>>, <http://atlasclimatico.unam.mx/atlas/Docs/f_reanalisis.html#Reanalisis>, fecha de consulta: 15/10/2018.
- FLORES, F., y M. LILLO (2010): «Simple air temperature estimation method from MODIS satellite images on a regional scale», *Chilean Journal of Agricultural Research*, 70 (3), pp. 436-445.
- FRIES A., R. ROLLENBECK, T. NAUSS, T. PETERS y J. BENDIX (2012): «Near surface air humidity in a megadiverse Andean mountain ecosystem of southern Ecuador and its regionalization», *Agricultural and Forest Meteorology*, 152, pp. 17-30.
- GARCÍA, E. (2004): *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana)*, 5.^a ed., Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, México (No. C/551.6972 G3/2004), 90 pp.
- GARCÍA-PALOMO, A., J. L. MACÍAS, J. L. ARCE, L. CAPRA, V. H. GARDUÑO y J. M. ESPÍNDOLA (2002): «Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, Central Mexico», *Geological Society of America*, pp. 1-26.
- GARCÍA-REYES, S., G. LEGORRETA PAULÍN y F. ACEVES QUESADA (2018): «Susceptibilidad geomorfológica a procesos gravitacionales en arroyos secundarios del sur de la cuenca La Ciénega, volcán Nevado de Toluca», *Investigaciones geográficas*, (96), 0-0, DOI: <[dx.doi.org/10.14350/rig.59613](https://doi.org/10.14350/rig.59613)>.
- GEERTS, B. (2003): «Empirical estimation of the monthly-mean daily temperature range», *Theoretical and Applied Climatology*, 74 (3-4), pp. 145-165.

- HEINE, K. (1988): «Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes», *Die Geowissenschaften*, 7, pp. 197-205.
- HERNÁNDEZ, R, Y. PEREIRA, J. C. MOLINA, R. COELHO, B. OLIVARES y K. RODRÍGUEZ (2017). «Calendario de siembra para las zonas agrícolas del estado Carabobo en la República Bolivariana de Venezuela», Editorial Universidad Internacional de Andalucía, Sevilla, 247 pp.
- INEGI (INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA GEOGRÁFICA E INFORMÁTICA) (2013): «Continuo de Elevaciones Mexicano (CEM 3.0)», fecha de consulta: 10/1/2018, <<https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>>.
- (2017): *Anuario estadístico y geográfico de los Estados Unidos Mexicanos*, Aguascalientes, 1.066 pp.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (2018): *Global Warming of 1.5 °C, Special Report. Summary for Policymakers*, WMO, UNEP, Suiza, 32 pp.
- LIU, S., H. SU, J. TIAN, R. ZHANG, W. WANG e Y. WU (2017): «Evaluating Four Remote Sensing Methods for Estimating Surface Air Temperature on a Regional Scale», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56 (3), pp. 803-814.
- LORENTE, I., D. GAMO, J. L., GÓMEZ, R. SANTOS, L. FLORES, A. CAMACHO, L. GALINDO y J. NAVARRO (2004): «Los efectos biológicos del cambio climático», *Ecosistemas*, 3 (1), pp. 103-110.
- MACÍAS, J. L. (2005): «Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México», *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), pp. 379-424.
- A. GARCÍA-PALOMO, J. L. ARCE, C. SIEBE, J. M. ESPÍNDOLA, J. C. KOMOROWSKI y K. SCOTT (1997): «Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central México», en K. P. Link, y B. J. Kowallis (coord.): *Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, southern Idaho and Central México*, Geology Studies, Brigham Young University, 42 (1), pp. 493-528.
- MADRIGAL, U. D., y M. A. GONZÁLEZ (1996): «Geomorfología glacial y periglacial del Nevado de Toluca», *Ciencia ergo-sum*, 3 (1), pp. 95-101.
- MAGAÑA, V., M. J. MATÍAS, R. MORALES, C. MILLÁN (2004): «Consecuencias presentes y futuras de la variabilidad y el cambio climático en México», en *Cambio Climático: una visión desde México*, Instituto Nacional de Ecología, Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales, México, D. F., pp. 203-213.
- MENZEL, W., S. SEEMANN, J. LI y L. GUMLEY (2002): *MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document*. EOS Project Science Office, National Aeronautics and Space Administration (NASA) Goddard Space Flight Center, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, 39 pp.
- MIRANDA-ALONSO, S. (2003): *Actualización de la base de datos climatológica CLICOM (1989-2002) para la cuenca Lerma Chapala*. Informe Técnico TH-0335, IMTA.
- (2004): *Manejador de datos climatológicos en Excel*, AMH, XVIII Congreso Nacional de Hidráulica, San Luis Potosí.
- MONTERO-GARCÍA, I. A. (2004): *Atlas arqueológico de la alta Montaña mexicana*, Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Comisión Nacional Forestal, México, D. F., 180 pp.
- MORAN, C., y S. BOULTER (2018): *Biodiversity and Ecosystems Climate Adaptation Plan*. Brisbane, Australia, NCCARF, Queensland Government, Queensland, 89 pp.
- MOTULSKY, H. J., y A. CHRISTOPOULOS (2003): *Fitting models to biological data using linear and nonlinear regression, A practical guide to curve fitting*, GraphPad Software Inc., San Diego, California, 351 pp.
- NOLAN, Connor, Jonathan T. OVERPECK, Judy R. M. ALLEN y otros (2018): «Past and future global transformation of terrestrial ecosystems under climate change», *Science*, vol. 361, pp. 920-923, <<https://doi.org/10.1126/science.aan5360>>.
- OLIVARES, B. (2018): «Tropical conditions of seasonal rain in the dry-land agriculture of Carabobo, Venezuela», *La Granja: Journal of Life Sciences*, 27 (1), pp. 86-102, <<https://doi.org/10.17163/lgr.n27.2018.07>>.
- R. PARRA, A. CORTEZ y M. F. RODRÍGUEZ (2013): «Application of statistics procedures for the quality control of the monthly rainfall series in the Venezuelan Oriental Plains», *Revista de la Facultad de Agronomía*, 30 (3), pp. 367-391.
- A. CORTEZ, M. F. RODRÍGUEZ, J. C. REY y D. LOBO (2016): «Desarrollo del sistema de información de la red de pluviómetros alternativos en medios rurales. Caso: Anzoátegui, Venezuela», *Acta Universitaria*, 26 (4), pp. 65-76, <DOI: 10.15174/au.2016.961>.
- R. PARRA y A. CORTEZ (2017): «Characterization of precipitation patterns in Anzoátegui state, Venezuela», *Ería*, 3 (3), pp. 353-365.
- R. HERNÁNDEZ, R. COELHO, J. C. MOLINA y Y. PEREIRA (2018): «Analysis of climate types: Main strategies for sustainable decisions in agricultural areas of Ca-

- rabobo, Venezuela», *Scientia Agropecuaria*, 9 (3) pp. 359-369, <DOI: 10.17268/sci.agropecu.2018.03.07>.
- M. LÓPEZ (2019): «Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) applied to the agricultural indigenous territory of Kashaama, Venezuela», *UNED Research Journal*, 11 (2), pp. 112-121.
- PAREDES-TREJO, F., y B. OLIVARES (2018): «El desafío de la sequía en Venezuela», en J. Núñez Cobo y K. Verbist (eds.): *Atlas de sequía de América Latina y el Caribe*, Unesco (Francia), pp.127-136.
- PRIHODKO, L., y S. N. GOWARD (1997): «Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations», *Remote Sensing of Environment*, 60 (3), pp. 335-346.
- RAMOS A. R., R. P. MÁXIMO y H. J. BORJAS (2008): «Modelación de isolíneas meteorológicas y cálculo del gradiente térmico para la ciudad de Puebla durante el periodo junio 2005-2006 con apoyo de imágenes satelitales», *Temas de Ciencia y Tecnología* 12 (34), pp. 25-36.
- RANDALL, D. A., R. A. WOOD, S. BONY, R. COLMAN, T. FICHEFET, J. FYFE y B. KIRTMAN (2007): «Climate models and their evaluation», *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC (FAR)*, Cambridge University Press, pp. 589-662.
- ROJAS, E., B. ARCE, A. PEÑA, F. BOSHELL y M. AYARZA (2010): «Cuantificación e interpolación de tendencias locales de temperatura y precipitación en zonas alto andinas de Cundinamarca y Boyacá (Colombia)», *Corpoica. Ciencia y Tecnología Agropecuaria*, 11 (2), pp. 173-182.
- RODRÍGUEZ, M. F., A. CORTEZ, B. OLIVARES, J. C. REY, R. PARRA y D. LOBO, (2013). «Análisis espacio temporal de la precipitación del estado Anzoátegui y sus alrededores», *Agronomía Tropical*, 63 (1-2), pp. 57-65.
- ROYAL SOCIETY (2010): *Climate change: a summary of the science*. Science Policy Centre, Londres, 16 pp.
- SOTO-MOLINA, V. H., y H. DELGADO-GRANADOS (2018): «Estado del arte de la investigación periglaciaria en México», *Investigaciones geográficas*, 97.
- (2020): Distribution and current status of permafrost in the highest volcano in North America: Citlaltepetl (Pico de Orizaba), *Geofísica internacional*, 59 (1), Mexico, pp. 39-53.
- TOSCANA-APARICIO, A., y R. GRANADOS-RAMÍREZ (2015): «Recategorización del Parque Nacional Nevado de Toluca», *Política y cultura*, (44), pp. 79-105.
- WANG, G. Y., M. F. ZHAO, M. Y. KANG y otros (2017): «Diurnal and seasonal variation of the elevation gradient of air temperature in the northern flank of the western Qinling Mountain range, China», *Journal of Mountain Science*, 14 (1), <DOI: 10.1007/s11629-016-4107-z>.
- WILKS, D. S. (2011): *Statistical methods in the atmospheric sciences*, 3.^a ed. (vol. 100), Academic press, San Diego, California, 676 pp.
- WMO (WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION) (1989): *CLICOM Project, Climate Data Management System. WMO/TD-No. 299*, Ginebra, Suiza.
- WU, R., B. P. KIRTMAN y K. PEGION (2006): «Local air-sea relationship in observations and model simulations», *J. Climate*, 19, pp. 4.914-4.932.