



Efecto geográfico de la cubierta del suelo y el mes calendario, en la meteorología superficial e insolación de bosques de coníferas en México

Geographic, ground cover and calendar month effect in superficial weather and sunshine of coniferous forest in Mexico

Víctor M. Rodríguez-Moreno^{1*}, J. Ariel Ruíz-Corral², Gabriela Ramírez-Ojeda² y Ramiro Pérez-Miranda³

¹ Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (Inifap). Campo Experimental "Pabellón". Pabellón de Arteaga, Ags., México.

² Inifap. Campo Experimental "Centro Altos de Jalisco". Tepatitlán de Morelos, Jal., México.

* Autor de correspondencia.

rodriguez.victor@inifap.gob.mx

³ Inifap. Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Conservación y Mejoramiento de Ecosistemas Forestales (Cenid-Comef). México, D.F.

RESUMEN

Para evidenciar cómo influyen la localización geográfica del sitio de muestreo, la cubierta del suelo y el mes calendario en la expresión de trece indicadores indirectos de meteorología superficial y de insolación, se aplicó la técnica de re-escalamiento de datos basado en latitud para calcular el ángulo cenital en pares coordinados, en bosques de coníferas de México. Esta serie histórica de datos cubre un periodo de 22 años de registros diarios. Se definieron diez sitios de muestreo en cinco localidades geográficas con dos coberturas absolutas del suelo (bosque natural y deforestado) con frontera espacial común; esta condición de vecindad compartida fue obligada para el estudio. El análisis estadístico arrojó diferencias significativas ($p < 0.05$), para cobertura del suelo, sitio de muestreo y mes calendario. En la expresión de los índices, se observó un aparente efecto latitudinal de cercanía a la línea de costa lo cual parece sugerir su influencia en los índices evaluados. Los resultados obtenidos sugieren la ampliación de la base de datos para incluir datos directos de meteorología (velocidad y dirección del viento) e insolación, necesarios para caracterizar la respuesta de la cubierta del suelo para invarianza espectral según las variaciones en el flujo radiante, para las razones de reflectancia, absorbancia y transmitancia.

PALABRAS CLAVE: coníferas, insolación, invarianza espectral, meteorología superficial, re-escalamiento.

ABSTRACT

In order to demonstrate the influence of geographic location of a sampling site, land cover and calendar month on the expression of thirteen indirect indicators of surface meteorology and solar radiation, the technique of information re-scaling was applied based on latitude in order to calculate the zenith angle in coordinated pairs, in coniferous forests in Mexico. This historical series of information covers a period of 22 years of daily records. Ten sampling sites were defined in five geographical localities with two absolute land covers (natural forest and deforested) with a common spatial border; this neighboring condition was mandatory for the study. Statistical analysis revealed significant differences ($p < 0.05$), for land cover, sampling site and calendar month. In the expression of the indices, an apparent latitudinal effect was observed of proximity to the coastline, which seems to suggest its influence on the evaluated indexes. The results suggest the extension of the database to include direct information pertaining to meteorology (wind speed and direction) and solar radiation. These data are necessary in order to characterize the response of the land cover for spectral invariance according to variations in the radiant flow, for the ratio of reflectance, absorbance and transmittance.

KEYWORDS: coniferous, solar radiation, spectral invariance, surface meteorology, re-scaling.

INTRODUCCIÓN

De acuerdo con el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2014), entre los grandes grupos de vegetación, los bosques de coníferas y encino en México repre-

sentan uno de los recursos forestales más importantes del país, y que ocupan alrededor de 16% de la superficie del territorio nacional. A los bosques de coníferas los caracteriza una amplia diversidad florística y ecológica,

y se les encuentra en zonas templadas, húmedas y subhúmedas constituidas por gimnospermas de hojas perennes. En México se les encuentra desde a nivel del mar y hasta el límite de la vegetación arbórea (3000 m snm). La FAO (*Food and Agriculture Organization*, 2012) de las Naciones Unidas menciona que los bosques han cumplido una función destacada en la historia de la humanidad, y milenio tras milenio el crecimiento demográfico y el desarrollo han venido acompañados en todo el mundo por la deforestación constante. La interacción entre los seres humanos y los bosques ha variado en función de los cambios socioeconómicos. Una de las enseñanzas de la historia es que los vínculos entre el uso de los bosques (incluida la deforestación) y el desarrollo económico y social, y entre la destrucción de los bosques (con el consiguiente daño ambiental irreversible) y el deterioro económico son estrechos.

El estudio de los ecosistemas forestales y su tasa de deforestación son de importancia, entre otras razones, por su efecto en las contribuciones de gases de efecto invernadero, por el impacto por la pérdida de biodiversidad (Tucker y Townshend, 2000), y por los fundamentales servicios ecosistémicos que proveen (entre ellos el de regulación climática) (Nodvin, 2008). Según Gibbs, Brown, Niles y Foley (2007) los ecosistemas de bosques secuestran y almacenan más carbono que cualquier otro ecosistema terrestre y son un factor natural de mitigación al cambio climático; pero cuando son aclarados o degradados, sobreexplotados o incendiados, se convierten en aportantes del gas de efecto invernadero, dióxido de carbono (CO₂) (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura, 2012). Un efecto colateral adverso es que a escala local, la tasa de erosión eólica e hídrica aumenta al no tener el suelo una cobertura vegetal que lo mantenga cohesionado y los ríos y arroyos son afectados por un incremento en el aporte de sedimentos arrastrados aguas abajo a consecuencia del aumento en la velocidad del escurrimiento superficial.

La simulación y análisis de los procesos de intercambio atmósfera-superficie terrestre son de importancia y cubren una gama de interacciones entre los ecosistemas en

la Tierra. Según Gubler, Fiddes, Keller y Gruber (2011) la mayor dificultad en el modelado de datos radica en la complejidad de las formas del terreno y en dos situaciones más: (i) la alta resolución requerida para capturar la fuerte variación lateral causada por la topografía, y en consecuencia (ii) la carencia de datos meteorológicos en el sitio a escalar.

El método de re-escalamiento es de utilidad para obtener información climática de alta resolución a partir de modelos climáticos globales de resolución gruesa. En esta técnica se aumenta el número de píxeles hacia un par coordenado dado que representan la localización de un sitio de interés. Las bases de datos climáticas son una colección de registros de elementos relacionados con una ubicación geográfica única en función del tiempo. Los paquetes de datos se almacenan en intervalos de tiempo que incluyen minuto, hora, día y mes de un año calendario y años. El conjunto de datos se ajusta a un diseño conceptual y estructural, de tal forma que permite ejecutar consultas relacionales; en este diseño las celdas solo pueden contener un solo valor. Con un periodo de registro de veintidós años (1983-2005), la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) mantiene disponible y en línea, una base de datos de cobertura global de registros diarios de dieciséis variables de meteorología superficial y energía solar (*SSE-Surface meteorology and Solar Energy*). Chang y Madjarov (2012) la mencionan como en extremo valiosa por su continuidad en el espacio y en el tiempo y por proveer varias fuentes cualitativas de valor debido a que: a) cubren una amplia selección de variables meteorológicas y solares concentradas en un solo diseño estructurado; b) provienen de aplicar una metodología de cálculo consistente que asegura su precisión; y c) se distribuye en un formato adecuado y accesible para su acceso en línea.

Los datos meteorológicos obtenidos por método indirecto, bien a través de sensores a bordo de plataformas satelitarias o por dispositivos móviles, son la fuente principal para el estudio del clima y de los procesos climáticos en el planeta. Aplin (2004) menciona que los datos adquiridos por percepción remota se han convertido en el meca-



nismo clave para generar datos ecológicos, pero que su uso tiene limitaciones como el detalle espacial de los datos. En este sentido, se puede mencionar que las limitaciones se circunscriben a su resolución espacial y temporal. Este tipo de datos son de utilidad para apoyar estudios de afectaciones de los ecosistemas continentales y para alimentar modelos para obtener escenarios del comportamiento del clima en el mediano y largo plazo. Estos estudios, a escala regional, son derivados de observaciones satelitales con la suficiente precisión para hacerlos confiables, especialmente en regiones donde las mediciones directas son poco comunes o prácticamente inexistentes. De acuerdo con Lovejoy, Schertzer, Tessier y Gaonach (2001) los espacios geofísico y geográfico son caracterizados por un amplio rango de escalamientos sistemáticos que implican una fuerte dependencia sistemática de la resolución espacial cuando provienen de percepción remota.

OBJETIVOS

Aplicar la técnica de re-escalamiento por latitud a siete indicadores indirectos de meteorología superficial, y seis

de insolación en sitios de muestreo de bosques de coníferas en México, para evidenciar su variación temporal por: localización geográfica, la condición de cobertura del suelo y el mes calendario.

Evaluar entre los sitios de muestreo el efecto por latitud de cercanía a la línea de costa para evidenciar su dinamismo espacial.

MATERIALES Y MÉTODOS

El área de estudio se localiza en las regiones centro y pacífico de México (Fig. 1). Los sitios de muestreo se ubicaron en los límites administrativos de cinco entidades federativas: Coahuila, Jalisco, Durango, Michoacán y Tlaxcala. De cada sitio se obtuvieron datos de las especies dominantes en los bosques naturales de coníferas y del grupo funcional presente; para los sitios deforestados, se registraron los datos de especies presentes y del tipo de suelo. En la tabla 1 se presenta la descripción de los sitios de muestreo.

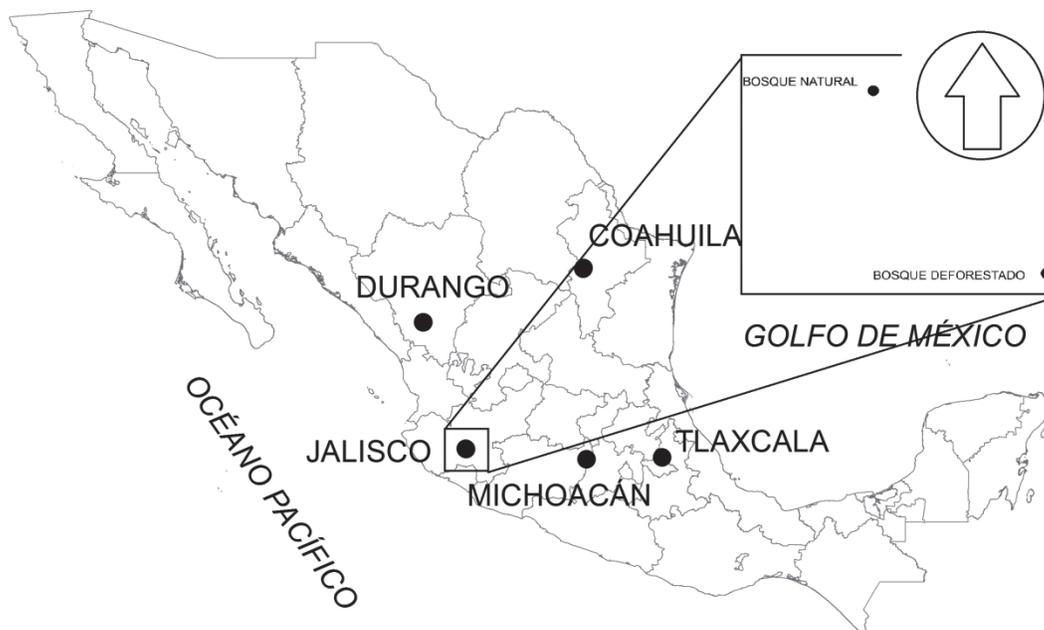


FIGURA 1. Distribución geográfica de los sitios de muestreo. Cada sitio comparte frontera espacial común entre la condición “bosque natural” y “deforestado”.

TABLA 1. Descripción de los sitios de muestreo según su condición para cobertura del suelo y vegetación dominante.

Entidad	Cond	Elevación (msnm)	Pendiente	Descripción
Coahuila	BN	2969	55 / N	La vegetación dominante es el oyamel (<i>Abies vejarii</i> Martínez), con una cobertura superior a 70%. Es un árbol de copa cónica de hasta 35 m de altura. Altura promedio de los árboles, 20 m; los estratos inferiores están cubiertos por arbustos y herbáceas.
	DEF	2877	30 / N	Es una zona abierta con una sucesión de pastos y arbustos.
Jalisco	BN	2185	16 / SW	Es un bosque de pino (<i>Pinus michoacana</i> Martínez) con una cobertura superior a 90%. Altura promedio de los árboles, 22 m; en los estratos inferiores se encuentran principalmente arbustos y pastos.
	DEF	2074	03 / SW	La cobertura del suelo está dominada por pastizal natural y vegetación secundaria. Es un área despejada de árboles y se usa para pastoreo.
Michoacán	BN	3030	37 / N	Es un bosque de oyamel (<i>Abies religiosa</i> (Kunth) Schltdl. et Cham.), con una cobertura superior a 80%. En los estratos inferiores se encuentran arbustos y herbáceas.
	DEF	2947	24 / S	Es una zona abierta.
Tlaxcala	BN	2793	14 / NW	El tipo de vegetación dominante es bosque de coníferas (<i>Pinus patula</i> Schl. et Cham), con una cobertura superior a 90%. Altura promedio de los árboles, 29 m; en los estratos inferiores se encuentran arbustos y pastos principalmente.
	DEF	2761	5 / zenit	La cubierta del suelo es un pasto de cobertura media, amacollado y de poca altura. Es un área despejada de árboles y que se usa principalmente para pastoreo.
Durango	BN	2581	zenit	Es una asociación de bosque de coníferas y encino (<i>Pinus leiophylla</i> Schl. & Cham., <i>P. durangensis</i> Ehren, <i>P. engelmanni</i> Carr.), con una cobertura superior a 60%. Los árboles tienen una altura promedio de 18 m y 20 m. No existe el estrato arbustivo y el herbáceo se compone de pastos, principalmente.
	DEF	2,590	zenit	Es una zona abierta, donde se aplicó la <i>matarrasa</i> *.

* *Matarrasa*, de acuerdo con la NOM-060-ECOL-1994 (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2003), es la remoción total del arbolado de un área del bosque, para propiciar las condiciones de establecimiento de la regeneración de una nueva masa arbolada, en forma natural.

BN= Bosque natural; DEF= Deforestado; las unidades de la pendiente son en porcentaje y el indicador subsecuente corresponde a la orientación.

Descripción de la base de datos NASA SSE

La base de datos NASA SSE tiene un espaciamiento en el terreno de 1.25° de longitud x 1° de latitud. Por interpolación bilineal se producen regiones de 1° x 1°. La frecuencia de registro es diaria y abarcan el periodo del 1 de julio de 1983 al 30 de junio de 2005. En su contexto general, el formato de datos es *.txt* y de acuerdo con Grunewals, Kaiser, Guruz y Zellner (2012) en el proyecto HESMOS se dan las especificaciones de las interfaces de acceso a los mate-

riales y a las bases de datos del clima, así como de sus productos derivados. La NASA SSE registra los datos de dieciséis indicadores indirectos de meteorología superficial e insolación; sin embargo, para el presente trabajo, se seleccionaron seis para insolación y siete para meteorología superficial (Tabla 2).

Los datos en la NASA SSE se toman directamente o son calculados con base en los parámetros de los modelos de asimilación global GMAO (*Global Model and Assimilation*



TABLA 2. Indicadores indirectos de meteorología superficial e insolación incluidos en el estudio.

Índice	Unidades	Descripción
SWV_DWN	kWh/m ² / día	Insolación incidente promedio en una superficie horizontal de la tierra. Se refiere a la radiación total o global.
CLR_SKY	kWh/m ² / día	Insolación promedio en días despejados (< 10%)
CLR_DIF	kWh/m ² / día	Monto de energía electromagnética (radiación solar) incidente sobre la superficie de la Tierra en condición de cielo despejado con la radiación directa del sol bloqueada por una sombra o un disco de rastreo en la superficie terrestre.
CLR_DNF	kWh/m ² / día	Monto de energía electromagnética (radiación solar) en la superficie de la Tierra en condición de cielo despejado sobre una superficie plana perpendicular a los rayos del sol sin interferencias que bloqueen su trayectoria.
LWV_DWN	kWh/m ² / día	Promedio del flujo radiante descendente de onda larga
TOA_DWN	kWh/m ² / día	Monto de energía electromagnética incidente en la parte alta de la atmósfera
PS	kPa	Presión atmosférica promedio
TIOM	°C	Temperatura promedio del aire a 10 m
TIOMN	°C	Temperatura mínima del aire a 10 m
TIOMX	°C	Temperatura máxima del aire a 10 m
QIOM	%	Humedad relativa promedio del aire a 10 m
RHIOM	%	Humedad relativa, la relación entre la presión parcial de vapor de agua y la presión parcial de saturación a 10 m.
DFPIOM	°C	Temperatura en la cual el aire a 10 m está saturado con vapor de agua

Office) y el GEOS-4 (*Goddard Earth Observing System*). La humedad relativa se calcula con base en la presión, temperatura y humedad específica. Las temperaturas de DFP10M se calculan con base en la humedad relativa y la temperatura del aire. En la estimación de la radiación solar, se aplica el modelo de transferencia radiativa propuesto por Pinker y Laszlo (1992). El método involucra el uso de un modelo acoplado a los valores de columna de vapor de agua del GEOS-4 y el monto de la columna de ozono; incorpora además datos de tres radiancias en el visible: la radiancia instantánea en cielo despejado, la radiancia instantánea en cielo nublado y la radiancia compuesta en cielo despejado. Las radiancias estimadas entonces son convertidas a reflectancia de onda corta (Pinker y Laszlo, 1992).

Como parámetro cualitativo, la NASA somete a los datos diarios a un cotejo con los datos medidos directamente en el terreno por 27 estaciones base distribuidas en el planeta. Estas estaciones se encuentran en un intervalo de elevación desde 0 m hasta 1600 m snm; esta comparación la realiza en condiciones de cielo despejado. La decisión de aplicar los parámetros de cielo despejado se basa en la recomendación de Otkin, Anderson, Mecikalski y Diack (2005) quienes mencionan que si se usan datos diarios, éstos provienen de comparar las imágenes instantáneas del espectro visible, calibradas para reflectancia en la parte alta de la atmósfera, con un mapa de referencia de cielo despejado para albedo superficial. Las estaciones de la red registran datos de: a) presión superficial en el

terreno, b) presión y velocidad de viento oceánico, c) velocidad del viento a nivel del mar, d) datos de radiosondas (altura, temperatura, velocidad del viento y humedad), e) datos adicionales obtenidos por globos y aeroplanos, y f) datos estimados por satélite (perfiles de altura y humedad, agua total precipitable, vector de movimiento en nubes y vientos).

En octubre de 2013, los administradores de la base de datos NASA SSE, documentaron las diferencias entre la radiación global estimada por los sensores satelitarios y la registrada por la red de estaciones en tierra. El resultado arrojó un sesgo de $-0.1745 \text{ kWh/m}^2/\text{día}$; el sesgo es la diferencia entre la media de la radiación solar estimada por el satélite y las estaciones en tierra.

Se puede mencionar que el uso de los datos de clima a una escala apropiada, está limitado por las diferencias entre la escala del modelo que les da origen y la escala (local o regional) de la entidad en que se aplican; esto es, una cuenca, una subcuenca, o un enmallado de una cuenca. Entre los modelos de re-escalamiento más aplicados para solucionar este problema, están aquellos que se pueden describir particularmente en términos de su habilidad para reproducir la temperatura superficial y la precipitación (Houghton *et al.*, 2001; Leung *et al.*, 2003). Los más ampliamente citados utilizan el modelado dinámico por anidamiento de un modelo climático regional con un modelo de circulación general (Giorgi y Mearns, 1991; Leung, Mearns, Giorgi y Wilby, 1999; Cocke y LaRow, 2000; Kim, Miller, Farrara y Hong, 2000; Yarnal *et al.*, 2000) y a funciones de transferencia estadística o empíricas que relacionan el clima local con el modelo de circulación general (Wilby y Wigley, 1997; Wilby *et al.*, 1998). De acuerdo con Whitlock (1996), las diferencias regionales en insolación superficial conllevan errores de sesgo de hasta 35%. En consideración a la inexistencia de datos de campo que permitan aplicar un esquema de ajuste, se optó por aplicar un modelo basado en la latitud; el resultante es un índice calculado ($\text{índice}_{\text{calc}}$) basado en el valor del ángulo cenital calculado para el par de datos coordenados del sitio de muestreo. El procedimiento seguido está descrito por Brunner (1997) adap-

tado del propuesto por Wauben en 1995, del programa JNO2 del KNMI (*Royal Netherlands Meteorological Institute*). Este procedimiento podría considerarse como de los más sencillos de utilizar debido a que no es necesaria la incorporación de datos de campo.

Para el análisis estadístico de los datos, y en consideración a que se incluyen tres variables categóricas, una binaria para la cobertura del sitio (“BN” y/o “DEF”), otra con cinco elementos que se refieren a la localización geográfica de los sitios de muestreo (“Coahuila”, “Jalisco”, “Michoacán”, “Tlaxcala” y “Durango”) y la última para el “mes calendario”, que se refiere a los meses del año (enero a diciembre), se seleccionó la técnica de análisis de varianza multivariado (MANOVA) y la prueba *post-hoc* Bonferroni para la comparación de grupos homogéneos. De acuerdo con Carey (1998), se utilizó MANOVA en vez del ANOVA tradicional u otras técnicas de análisis de regresión, debido a que permite incorporar variables independientes y dependientes en el mismo modelo de análisis. En vez de usar el valor de F como valor de significancia, se usó la prueba de Wilk’s lambda (λ); se utiliza este símbolo griego para diferenciarlo del λ que mayormente se utiliza para representar un eigenvalor. La cantidad $(1-\lambda)$ se interpreta como la proporción de varianza explicada por el efecto del modelo; Wilk’s lambda (λ) va de 0 a 1 y mientras su valor esté más cercano a cero, mayor será su efecto de contribución al modelo de análisis.

Las pruebas *post-hoc* de comparaciones entre grupos pueden ser la de Bonferroni o la de Tamhane dependiendo de si la prueba de varianzas homogéneas es rechazada. La prueba de Bonferroni es aceptada en el supuesto de varianzas homogéneas y la de Tamhane en el supuesto de que no lo son (Kritsonis, 2013). Para probar la homogeneidad de varianzas entre los grupos se aplicó la prueba de F_{max} -Hartley.

RESULTADOS

En la tabla 3 se presentan las estadísticas básicas de los índices evaluados según la condición de cobertura.



Tabla 3. Estadísticas básicas de los índices evaluados según la condición de cobertura; los encabezados de columna cubren dos subcolumnas de datos, a la izquierda, es “BN” y a la derecha “DEF”

Índice	Prom		Min		Max		Perc 10		Perc 90		Desv std	
SWV_DWN	5.52	5.53	0.16	0.16	9.03	9.14	3.84	3.82	7.27	7.32	1.36	1.38
CLR_SKY	6.49	6.50	3.27	3.22	9.03	9.15	5.01	4.94	7.84	7.93	1.07	1.12
CLR_DIF	1.12	1.12	0.46	0.45	1.65	1.68	0.79	0.78	1.44	1.46	0.25	0.26
CLR_DNF	8.74	8.53	4.95	4.76	12.26	12.03	7.40	7.21	10.10	9.90	1.04	1.03
LWV_DWN	8.16	8.17	5.33	5.24	10.22	10.35	6.99	6.91	9.21	9.30	0.83	0.89
TOA_DWN	9.38	9.39	6.23	6.12	11.28	11.47	7.21	7.09	10.97	11.14	1.52	1.61
PS	86.31	86.32	81.63	80.38	91.51	92.66	82.29	81.48	89.80	90.62	3.29	3.43
T10M	18.76	18.79	-6.78	-6.67	32.54	33.03	13.71	13.55	23.16	29	3.89	4.02
T10MN	14.12	14.16	-13.04	-12.82	25.15	25.53	8.58	8.49	19.04	19.25	4.08	4.18
T10MX	24.26	24.04	-1.89	-1.92	39.52	39.74	18.88	18.55	29.42	29.33	4.37	4.44
Q10M	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
RH10M	62.41	59.77	-9.60	4.37	284.37	96.26	32.54	31.30	85.91	82.38	20.31	19.33
DFP10M	9.90	9.94	-24.53	-24.41	20.67	21.00	1.55	1.54	17.47	17.64	6.12	6.17

Las diferencias promedio entre los índices_{calc} según la cobertura, resultaron menores en la condición “BN” comparado con la “DEF”, excepto para los índices CLR_DNF, T10MX y RH10M donde se observaron incrementos (+0.21, +0.22 y +2.64, respectivamente). No obstante el contraste absoluto entre coberturas, no se observaron diferencias entre los índices CLR_DIF y Q10M.

Análisis de correlación

En el análisis de correlación de la serie histórica se utilizó un diseño matricial que incluyó los índices, el sitio de muestreo, la condición de cobertura y el mes calendario (Fig. 2).

Según el análisis de correlación matricial, se observó significancia ($p < 0.05$), entre los índices_{calc} y las variables categóricas “sitio de muestreo” y “mes calendario”; no significancia ($p > 0.05$) resultó para “cobertura del suelo”. La relación más fuerte fue inversa entre el índice PS (Presión Atmosférica Promedio) y la variable categórica “sitio de muestreo” ($r = -0.81$).

El modelo general del análisis de varianza, incluyó como variable dependiente el valor del índice_{calc} en toda la serie de datos y como variables independientes, las categóricas “sitio de muestreo”, “cobertura del suelo” y “mes calendario”. Los resultados arrojaron diferencias significativas ($p < 0.05$) para las tres variables independientes. Entre éstas, la mayor variación se observó para la variable “mes calendario”, seguida por “sitio de muestreo” y por

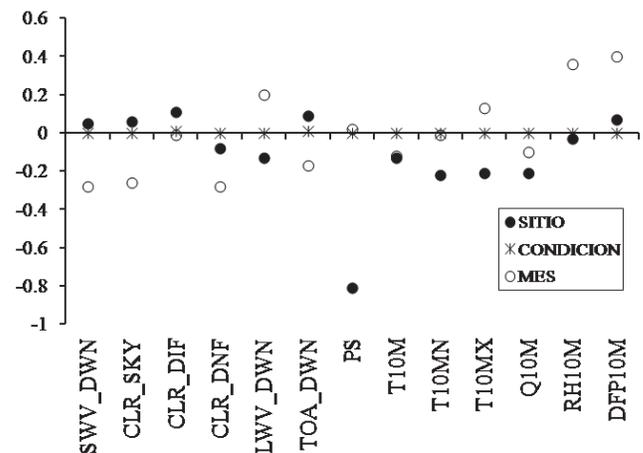


Figura 2. Análisis de correlación entre los índices de meteorología superficial e insolación, para sitio de muestreo, condición de cobertura del suelo y mes calendario (N=80,360).

“cobertura del suelo” (Wilk’s = 0.0067, F (154, 7003E2) = 3522.6, $p < 0.05$, Wilk’s = 0.1150, F (56, 3125E2) = 12008, $p < 0.05$, y Wilk’s = 0.999, F (14, 80330) = 4.5915, $p < 0.05$, respectivamente).

Estos resultados apoyan la evidencia del importante papel que, en la expresión de los índices, juega la ubicación geográfica de los sitios de muestreo, el mes calendario y la cubierta del suelo; sin embargo, y no obstante la significancia observada, no son concluyentes respecto al papel de la cobertura del suelo en modificar el clima local. Los parámetros climáticos que mayormente evidencian un cambio en el clima local, como temperatura, humedad relativa y oscilación térmica, (OT) están medidos a una altura de 10 m, y, los impactos más significativos para el Hombre y la agricultura se miden de 2 m para abajo. Una variable clave en determinar las condiciones climáticas a diferentes alturas en el perfil climático es la velocidad del viento y ésta cambia de manera muy significativa con la altura sobre el suelo a la cual se registra. Tiene un efecto de turbulencia y uniformiza las condiciones climáticas, lo cual es más evidente a mayor separación de la superficie, por lo que podría esperarse que las variaciones al clima local producto de la deforestación pudieran ser más eficazmente detectadas a mayor proximidad de la superficie. Por lo anterior, es necesario que para futuros trabajos se cuente con registros de datos climáticos a nivel de terreno. Vourlitis *et al.* (2004) mencionan que los cambios en la cubierta del suelo conllevan implicaciones importantes en la tasa neta de intercambio de CO₂, alteran dramáticamente el microclima en el bosque (Uhl y Kauffman, 1990; Wright *et al.*, 1992), la hidrología (Hodnett, Pimentel da Silva, da Rocha y Cruz-Senna, 1995) y tienen el potencial de alterar la tasa de evapotranspiración, los ciclos biogeoquímicos (Cerri, Higuchi y Melillo, 1995), de influir en la conformación de grupos funcionales y en general sobre los procesos pedogénicos. Por otro lado, el efecto geográfico representado por la localización de los sitios de muestreo parece evidenciar la variación espacial entre los sitios de muestreo, lo cual se esperaba al conocer las diferencias entre los factores geomorfológicos (elevación, pendiente y exposición) y los grupos funcionales presentes, principalmente para la condición “BN”. Con respecto al “mes calendario”, los resultados se pueden atribuir, en esencia, a las variaciones en el flujo radiante inter e intraestacio-

nes del año, las cuales se deben a los cambios en la posición del eje de la Tierra con respecto al plano de órbita del sol (ángulo cenital) que hace que algunas regiones reciban una mayor cantidad de luz solar debido a la duración del día y con distinta intensidad. De acuerdo con Pidwirny (2006) la intensidad de la radiación solar está en función del ángulo de incidencia, el ángulo al cual el flujo radiante golpea la superficie terrestre. Para los sitios de muestreo, el flujo radiante es más intenso durante la temporada de verano (junio, julio y agosto) y disminuye en el invierno (diciembre, enero y febrero). Estos resultados sugieren estratificar la base de datos por temporada (primavera, verano, otoño e invierno) y proponer un modelo de análisis que incorpore esta nueva variable, planteando nuevas preguntas de investigación. La prueba de varianzas homogéneas F_{\max} -Hartley arrojó que las varianzas de las series de datos son desiguales. Sin embargo, los valores, para las variables independientes (“sitio de muestreo”, “cobertura del suelo” y “mes calendario”) estuvieron muy cercanos a 1. De acuerdo con Graham (2016), si la F_{\max} está muy cercana a 1, se considera muy alta la probabilidad de que los datos tengan varianza homogénea. Sobre este criterio, se decidió utilizar la prueba de grupos homogéneos de Bonferroni ($\alpha=0.05$); los resultados se muestran en la tabla.

El sitio Jalisco, el más cercano a la costa del Pacífico, registró los valores promedio más altos en siete de los trece indicadores indirectos; dos para insolación (LWV_DWN y TOA_DWN) y cinco para meteorología superficial (PS, T10M, T10MN, T10MX y DFP10M). Durango los registró en tres índices de insolación (SWV_DWN, CLR_SKY y CLR_DNF) y Tlaxcala en dos índices (CLR_DIF y RH10M). Los resultados para “sitio de muestreo”, donde se encontró significancia estadística mayormente para los índices de meteorología superficial, parecen sugerir una cierta influencia en su expresión por su cercanía con la costa del Pacífico. De acuerdo con Stuart, Matson y Mooney (2002) a escala de unos cuantos kilómetros, el diferencial de calentamiento entre las plataformas continental y oceánica, produce brisas continentales y marinas. Durante el día, el calentamiento continental causa que el



TABLA 4. Prueba de Bonferroni ($\alpha = 0.05$) para grupos homogéneos; las cifras destacadas en negritas o subrayadas son los valores extremos de los índices (máximo y mínimo, respectivamente).

Índice	SWV_DWN	CLR_SIKY	CLR_DIF	CLR_DNF	LWV_DWN	TOA_DWN	PS	TIOM	TIOMN	TIOMX	QIOM	RHIOM	DFIOM													
Sitios de muestreo																										
Coahuila	5.17	b	6.15	a	1.13	c	8.19	a	8.24	d	9.14	b	89.59	c	18.82	c	14.31	c	23.76	c	0.01	d	61.84	d	10.54	c
Tlaxcala	5.40	c	6.44	b	1.17	e	8.22	b	7.90	a	9.50	a	82.41	a	16.53	a	11.95	a	21.56	a	0.01	c	64.46	e	9.24	b
Jalisco	5.61	c	6.54	c	1.14	d	8.47	c	8.53	e	9.50	a	89.70	d	21.53	e	16.96	e	26.88	e	0.01	e	59.23	c	12.33	d
Michoacán	5.71	a	6.61	d	1.13	b	8.59	d	8.02	b	9.50	a	82.41	a	17.72	b	12.98	b	22.97	b	0.01	b	58.68	b	8.80	a
Durango	5.73	a	6.74	e	1.01	a	9.20	e	8.13	c	9.27	c	87.44	b	19.29	d	14.50	d	24.99	d	0.01	a	54.54	a	8.71	a
Cobertura del suelo																										
BN	5.52	a	6.49	a	1.12	a	8.53	a	8.16	a	9.38	a	86.31	a	18.76	a	14.12	a	24.02	a	0.01	a	59.72	a	9.90	a
DEF	5.53	a	6.50	b	1.12	b	8.53	a	8.17	a	9.39	b	86.32	b	18.79	a	14.16	a	24.04	a	0.01	a	59.77	a	9.94	a
Mes calendario																										
DIC	4.29	c	4.84	b	0.80	b	7.94	d	7.46	d	6.88	b	85.81	a	14.83	d	10.20	e	20.52	a	0.01	f	59.03	f	6.49	g
ENE	4.53	d	5.15	c	0.83	c	8.19	b	7.33	b	7.23	c	85.73	b	14.55	c	9.61	d	20.38	a	0.01	d	54.56	e	4.90	e
FEB	5.41	f	6.05	f	0.91	e	8.81	c	7.43	c	8.33	e	85.82	a	16.13	e	10.59	f	22.22	c	0.01	c	48.23	c	4.40	d
MAR	6.47	j	7.05	h	1.02	f	9.33	i	7.57	e	9.59	g	86.02	d	18.35	b	12.26	a	24.65	f	0.01	b	41.06	b	3.86	c
ABR	6.74	b	7.52	a	1.19	h	9.23	h	8.04	g	10.55	i	86.34	f	20.93	a	14.89	h	26.93	j	0.01	e	41.02	b	5.98	f
MAY	6.75	b	7.40	j	1.37	a	8.67	f	8.41	i	11.03	a	86.66	h	22.18	i	16.71	b	27.79	k	0.01	h	50.02	d	10.02	i
JUN	6.06	i	7.50	a	1.38	k	8.81	c	8.92	a	11.15	k	86.89	j	21.51	h	17.59	i	25.91	i	0.01	a	69.01	h	15.04	a
JUL	5.69	h	7.46	k	1.37	a	8.75	g	8.95	a	11.05	a	86.99	k	20.96	a	17.15	c	25.32	g	0.01	a	71.46	a	15.23	ab
AGO	5.54	g	7.16	i	1.33	j	8.42	e	8.95	a	10.67	j	86.82	i	20.93	a	17.08	c	25.55	h	0.01	a	71.11	a	15.20	ab
SEP	5.05	a	6.59	g	1.24	i	8.07	a	8.83	j	9.89	h	86.46	g	19.94	g	16.60	b	24.10	e	0.01	a	75.15	i	15.28	b
OCT	5.01	a	5.92	e	1.07	g	8.03	a	8.30	h	8.71	f	86.19	e	18.42	b	14.68	g	23.04	d	0.01	i	71.31	a	12.97	j
NOV	4.77	e	5.30	d	0.87	d	8.18	b	7.72	f	7.51	d	85.95	c	16.50	f	12.16	a	21.88	b	0.01	g	64.35	g	9.41	h

aire se eleve y se mezcle con el aire frío del océano. Este aire elevado aumenta la altura en la cual, a un valor de presión atmosférica dado, se desplaza de la plataforma continental hacia la oceánica. El resultante aumento en la masa de la atmósfera sobre el océano, aumenta la presión superficial, lo cual ocasiona que el aire superficial fluya del océano hacia el continente (Stuart *et al.*, 2002). Sin embargo, dado el origen de los datos re-escalados de este estudio, se considera que la información resultante es ape-

nas un esbozo y que necesariamente se requiere plantear nuevas preguntas de investigación que involucren una arquitectura espacial en el registro de datos para que apoyen las aseveraciones anteriores.

Para el sitio Durango, donde los valores máximos de los índices corresponden a índices de insolación, sugieren un papel preponderante de la pendiente del terreno y de la exposición cenital. De acuerdo con Stuart *et al.* (2002) las pendientes sur en dirección al Ecuador, reciben más radia-

ción que las pendientes opuestas y así se crean condiciones más calurosas y secas.

En los sitios de muestreo Jalisco y Michoacán no se observaron ninguno de los valores mínimos para los índices_{calc}; el sitio Jalisco es el más cercano a la línea de costa y el sitio Michoacán el segundo en cercanía. Los mínimos estimados se dieron para los sitios al interior de la plataforma continental, Tlaxcala, Coahuila y Durango (seis, cuatro y tres índices, respectivamente). Estos resultados parecen sustentar un ligero efecto de proximidad a la línea de costa y pueden atribuirse a que tienen condiciones meteorológicas más estables y menos extremas debido a las entradas de aire húmedo proveniente del océano. Adicionalmente, en el entendido de que el relieve topográfico es una fuerte influencia climática al desplazar el aire denso y frío, Jalisco es el sitio de muestreo con menor elevación para ambas condiciones de cobertura del suelo, mientras que Michoacán es el más alto. De acuerdo con Stuart *et al.* (2002), cuando el aire se enfría durante la noche, se vuelve más denso y tiende a desplazarse hacia la parte baja (vientos catabáticos), donde permanece estacionario y esto produce fuertes inversiones de temperatura (aire frío debajo de aire caliente), un perfil vertical de temperatura inverso; si se considera el patrón típico en la troposfera de decremento en la temperatura con un incremento en la cota de elevación.

En relación con la cobertura del suelo, todos los índices registraron sus máximos en la categoría “DEF” y los mínimos en “BN”; sin embargo, solo se observaron diferencias significativas ($p < 0.05$) para los índices: CLR_SKY, CLR_DIF, TOA_DWN y PS.

De acuerdo con Stuart *et al.* (2002) la vegetación influye en las condiciones del clima al incidir directamente sobre el balance de energía. En este sentido, la vegetación en sí y la condición de humedad del suelo modifican la razón del albedo (la fracción de la radiación de onda corta incidente reflejada desde una superficie), determinando la cantidad de energía solar absorbida por la superficie de contacto, la cual posteriormente se transmite a la atmósfera como radiación de onda larga y flujos turbulentos.

Los resultados del análisis por “mes calendario” esbozan la influencia que las estaciones del año tienen

sobre las condiciones de meteorología superficial y de insolación a escala global, regional y/o local. Durante los meses de diciembre, enero y febrero (temporada de invierno) se registraron los valores mínimos de todos los índices, excepto para Q10M (marzo), RH10M (abril) y DFP10M (marzo). En la temporada más calurosa del año (abril, mayo, junio, julio y agosto) se estimaron los valores promedio más altos para nueve de los trece índices. La mayor diferencia entre los indicadores de insolación se observó para CLR_DNF en marzo (primavera temprana); y en tres de siete indicadores meteorológicos, Q10M (agosto-verano tardío) y RH10M y DFP10M (septiembre-otoño temprano). Estos resultados parecen sugerir la fuerte relación de la humedad del aire, y la temporada del año con el monto de energía reflejada. Lo anterior se puede atribuir a la presencia ocasional de lluvias invernales tardías, a algunas lluvias en verano y al inicio del ciclo de lluvias en el otoño temprano. Adicionalmente, los resultados sobre el índice punto de rocío y de congelamiento (DFP10M), parecen apoyar la aseveración de que cuando la temperatura del aire es igual al punto de rocío, entonces la humedad relativa alcanza 100%. De acuerdo con Haby (2014) para que la humedad relativa alcance 100%, es necesario: 1) que el aire se enfríe hasta el punto de rocío; 2) que se incorpore humedad al aire hasta que se sature; y 3) que la masa de aire se eleve, se enfríe adiabáticamente y alcance el punto de rocío. Rosenberg (2014) menciona que si el aire se enfría hasta la temperatura de rocío empezará a condensarse; mientras más caliente el aire, mayor cantidad de vapor de agua puede contener.

Con respecto a la prueba de homogeneidad de grupos para “sitios de muestreo”, el menor número de clases (3) se observó para dos índices de insolación TOA_DWN y SWV_DWN; mientras que el máximo número (5) se observó para los índices: CLR_SKY, CLR_DIF, CLR_DNF, LWV_DWN, T10M, T10MN, T10MX, Q10M, y RH10M. En este sentido, el número mayor de grupos significa que todos los sitios de muestreo son completamente diferentes entre sí para el índice de referencia. Con relación a la cobertura del suelo, las diferencias significativas se observaron para los índices CLR_SKY, CLR_DIF,



TOA_DWN y PS; no significancia se observó para el resto de los índices.

Con respecto a “mes calendario”, el máximo número de grupos resultó en once, para los índices de insolación (CLR_SKY, CLR_DIF, y TOA_DWN) y para los índices de meteorología superficial presión atmosférica promedio (PS) y temperatura del aire máxima a 10 m (T10MX) (Tabla 4). Entre los meses agrupados, septiembre y octubre lo fueron para insolación incidente e insolación directa (SWV_DWN y CLR_DNF); junio, julio y agosto para el flujo radiante de onda larga (LWV_DWN); abril, junio y agosto para la temperatura del aire promedio a 10 m (T10M). Otro resultado importante a destacar es para temperatura del aire mínima a 10 m (T10MN), la cual se observó en tres periodos, marzo y noviembre y de julio a agosto. El período de junio a septiembre resultó homogéneo para humedad promedio del aire (Q10M); julio, agosto y octubre lo fue para humedad relativa (RH10M); y consecutivamente de junio a agosto para el índice DFP10M. Estos resultados, donde no se observa que un indicador sea preponderantemente influyente, corroboran la necesidad de estratificar “mes calendario” por temporada del año (primavera, verano, otoño e invierno), tal como se hizo referencia en párrafos anteriores.

DISCUSIÓN

En los espacios geofísico y geográfico, relacionar el efecto de la vegetación en la meteorología superficial y en la tasa de insolación que reciben, no es una tarea sencilla de realizar. La complejidad radica principalmente en que la biomasa (aérea y radicular), es decir, especies arbóreas y arbustivas, raíces, hojarasca fina o gruesa, costras biológicas, así como los procesos pedogénicos asociados, son factores que modifican la expresión de las variables del clima. En la mayoría de los ecosistemas de bosque, los estudios de estimación de biomasa se vuelven problemáticos debido a su compleja estructura funcional y a su abundancia en la composición de especies, lo cual resulta en una altamente variable tasa de almacenamiento y producción de biomasa (Dengsheng, 2006).

En un escalamiento de los procesos geofísicos y geográficos se reconoce su no-linearidad, y se espera que tenga algunas limitantes cuando su aplicación sea de amplio rango (Lovejoy, 2001). Entre los procesos más documentados se encuentran lluvia por radar, superficie de hielo, longitudes de onda en el visible y en el infrarrojo, microondas, reflectividad en la nube y en la plataforma continental, topografía, y campos aeromagnéticos (Lovejoy *et al.*, 2001). La resolución espacial de la base de datos NASA SSE es un impedimento para caracterizar el clima a escala local, lo cual incluye a los pares coordenados de los sitios de muestreo. El efecto conjunto y por separado de la cobertura del suelo, la ubicación geográfica de los sitios de muestreo y el mes calendario, permitió evidenciar su influencia en la expresión de los índices_{calc} de meteorología superficial y de insolación a escala local; sin embargo, permanece sin respuesta la interrogante con respecto a la aceptabilidad del método de re-escalamiento aplicado, pues los índices_{calc} acumulan un sesgo desde el método de cálculo aplicado que les dio origen hasta el agregado por la propia técnica de re-escalamiento. Debido a la carencia de datos directos en campo, la respuesta al cuestionamiento sobre qué tan representativos de los sitios de muestreo son los datos estimados para insolación y meteorología superficial aún está pendiente. De acuerdo con Lovejoy *et al.* (2001), la geometría fractal representa un gran avance cuando se compara con las opciones clásicas de escalamiento, pero sufre de dos limitantes. La primera es que, a diferencia de los conjuntos geométricos escalo-invariantes, los campos escalo-invariantes son generalmente multifractales (no monofractales) y, en consecuencia, requieren de un número infinito de exponentes para su caracterización. La segunda limitante es que, aun para los campos monofractales, las simulaciones y los análisis de invarianza a escala generalizada (escalamiento anisotrópico) demandan un fuerte esquema de simulaciones numéricas. De acuerdo con Schertzer y Lovejoy (1987), un sistema escalo-invariante involucra dos grupos matemáticos y sus correspondientes generadores: el primero es el operador de cambio de escala y el segundo las distribuciones de probabilidad en todas las escalas.

A este respecto, y tomando a consideración la significancia estadística observada, los resultados de este estudio delimitan las temáticas a abordar en futuras propuestas de investigación. En esencia, se debería considerar ampliar la base de datos para dar entrada al modelo de análisis, de variables como: índices de la vegetación obtenidos de imágenes de satélite, datos directos de velocidad y dirección del viento, de insolación, datos indirectos del dosel para invarianza espectral, evaluar nuevas técnicas de análisis de datos, pasando de par coordenado a áreas de respuesta homogénea.

Los datos fundamentales a obtener de la invarianza espectral serían las razones de reflectancia, transmitancia y de absorbancia en el dosel. La reflectancia es el proceso en el cual la energía incidente es reflejada. La transmitancia es el paso de la energía electromagnética a través de un medio. La absorción es la transformación de la energía radiante a otro tipo de energía, por lo general calor, por interacción con la materia. Estas razones son los componentes básicos de la ley de conservación de energía las cuales describen en términos de longitud de onda, la respuesta del dosel al estímulo de la energía incidente. Si la reflectancia en el terreno por debajo de la vegetación es cercana a cero, la porción de la radiación absorbida, transmitida o reflejada por el dosel es cercana a la unidad.

Las bases de datos de espectroscopía pueden explotarse si las variables independientes de la longitud de onda pudieran ser registradas, y así relacionarlas directamente con las características estructurales de la vegetación (Knyazikhin, Schull, Xu, Myneni y Samanta, 2011). De acuerdo con Copenhaver (2011), el registro directo de variables meteorológicas y de insolación, requiere combinarse con imágenes de alta resolución espacial para determinar el estatus de la vegetación y dar seguimiento al dinamismo de cambio de uso del suelo. Podemos mencionar que la respuesta de la vegetación al estímulo del flujo radiante depende por completo de las propiedades físicas y ópticas de la superficie de contacto, del ángulo de incidencia y del contenido de humedad. Congalton y Green (2009) enfatizan que registrar datos directamente en el terreno es con fines de verificación y análisis espacial de

imágenes remotamente adquiridas; sin embargo, refieren que no existen estándares aceptados universalmente para analizar la precisión de los productos derivados.

Las diferencias observadas entre los sitios cercanos a la línea de costa y los más alejados, aunque leves, abren un abanico de posibilidades para plantear nuevas preguntas de investigación que aborden temáticas sobre la composición de especies, si la estructura del bosque de coníferas está relacionada con el historial de eventos ígneos o bien a variables ambientales y/o geomorfológicas.

Otro aspecto importante es la fecha de registro de los datos en los sitios deforestados con respecto al conjunto de datos de la NASA. En la serie histórica de datos, podrían estarse considerando años en los que en el sitio actualmente deforestado aún se tenía vegetación original y años en los que ya se había deforestado. Esto desde luego es una posibilidad, aunque lo más seguro es que para toda la serie de datos ya los cinco sitios estaban deforestados.

CONCLUSIONES

El método de re-escalamiento de datos por latitud a puntos coordenados de índices de meteorología superficial e insolación, evidenciaron que en los bosques de coníferas de México el mes calendario, la posición geográfica de los sitios de muestreo, y la cobertura del suelo, son factores que influyen en su expresión. Asimismo, se documentó un ligero efecto latitudinal de cercanía a la línea de costa que merece más atención; sin embargo, la interrogante sobre si la cobertura del suelo (en específico la deforestada) influye en la expresión de los índices calculados y en representar su dinamismo en el espacio y tiempo, no pudo ser evaluada; esto por la ausencia de datos de velocidad y dirección del viento, medidos directamente en campo.

RECONOCIMIENTOS

Los autores manifiestan su agradecimiento al Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP) por el apoyo financiero a la presente investigación a través del proyecto “Efecto de la deforestación sobre el cambio climático local en bosques de coníferas”.



REFERENCIAS

- Aplin, P. (2004). *Remote sensing as a means of ecological investigation*. Recuperado de <http://www.isprs.org/proceedings/XXXV/congress/comm1/papers/60.pdf>
- Brunner, D. (1997). *Calculate the solar zenith angle (and optionally the omega angle)*. Recuperado de http://www.iac.ethz.ch/staff/dominik/idltools/atmos_phys/zenith.pro
- Carey, J. (1998). *Multivariate analysis of variance (MANOVA): I. Theory*. Recuperado de <http://ibgwww.colorado.edu/~carey/p7291dir/handouts/manova1.pdf>
- Cerri, C., Higuchi, N. y Melillo, J. (1995). *The ecological component of an integrated Amazon study (also known as LBA): the effects of forest conversion*. Washington, D.C.: National Aeronautics and Space Administration.
- Chang, J. y Madjarov, K. (2012). *Estimating the socioeconomic value of satellite-derived solar and meteorological data: A case study and discussion of tradeoffs*. Documento presentado en Boulder, CO Workshop on defining, measuring, and communicating the socio-economic benefits of geospatial information /GEOSS 2012, Boulder, CO, EUA.
- Cocke, S. y LaRow, T. E. (2000). Seasonal predictions using a regional spectral model embedded within a coupled Ocean-Atmosphere model. *Monthly Weather Review*, 128 (3), 689-708.
- Congalton, R. G. y Green, K. (2009). *Assessing the accuracy of remotely sensed data – Principles and practices* (2a ed.). Boca Raton, FL: CRC Press, Taylor & Francis Group.
- Copenhagen, K. (2011). *Land use change data and ground truthing*. Documento presentado en el CRC Workshop. Universidad de Chicago.
- Dengsheng, L. (2006). The potential and challenge of remote sensing-based biomass estimation. *International Journal of Remote Sensing*, 27 (7), 1297-1328.
- Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (2012). *State of the world's forests 2012*. Roma, Italia: Autor.
- Gibbs, H. K., Brown, S., Niles, J. O. y Foley, J. A. (2007). Monitoring and estimating tropical forest carbon stocks: making REDD a reality. *Environmental Research Letters*, (2). doi:10.1088/1748-9326/2/4/045023
- Giorgi, F. y Mearns, L. O. (1991). Approaches to the simulation of regional climate change, a review. *Reviews in Geophysics*, 29 (2):191–216. doi:10.1029/90RG02636
- Graham, H. (2016). *Testing for homogeneity of variance with Hartley's Fmax test*. Recuperado de <http://users.sussex.ac.uk/~grahamh/RM1web/Testing%20for%20homogeneity%20of%20variance.pdf>
- Grunewals, J., Kaiser, J., Guruz, R. y Zellner, R. (2012). HESMOS Deliverable D5.1: *Specification of interfaces to material and climate databases*. Recuperado de http://hesmos.eu/downloads/20111130_hesmos_d51.pdf
- Gubler, S., Fiddes, J., Keller, M. y Gruber, S. (2011). Scale dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain. *The Cryosphere*, 5, 431-443. doi:10.5194/tc-5-431-2011
- Haby, J. (2014). *Frost point and dew point*. Recuperado de <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/347/>
- Hodnett, M. G., Pimentel da Silva, L., da Rocha, H.R. y Cruz-Senna, R. (1995). Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. *Journal of Hydrology*, 170 (1-4), 233-254. doi:10.1016/0022-1694(94)02672-X
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2014). *Bosque de coníferas y encinos*. Recuperado de <http://cuentame.inegi.org.mx/territorio/vegetacion/bc.aspx?tema=T>
- Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguera, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. y Johnson, C.A. (Eds.). (2001). *Climate Change 2001: The scientific basis*. Cambridge, Reino Unido: Panel Intergubernamental Sobre el Cambio Climático-Cambridge University Press.
- Kim, J., Miller, N. L., Farrara, J. D. y Hong, S. Y. (2000). A seasonal precipitation and stream flow hindcast and prediction study in the Western United States during the 1997/98 winter season using a dynamic downscaling system. *Journal of Hydrometeorology*, 311-329.
- Knyazikhin, Y., Schull, M. A., Xu, L., Myneni, R. B. y Samanta, A. (2011). Canopy spectral invariants. Part 1: A new concept in remote sensing of vegetation. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 112 (4), 727-735.
- Kritsonis, W. A. (2013). *Data analysis and research*. Recuperado de <http://www.docstoc.com/docs/880776/Statistics>

- Leung, L. R., Mearns, L. O., Giorgi, F. y Wilby, R. L. (2003). *Regional Climate Research. Needs and Opportunities. American Meteorological Society*, 84, 89-95. doi:10.1175/BAMS-84-1-89
- Leung, L. R., Hamlet, A. F., Lettenmaier, D. P. y Kumar, A. (1999). Simulations of the ENSO hydroclimate signals in the Pacific Northwest Columbia River basin. *American Meteorological Society*, 80, 2313-2329.
- Lovejoy, S., Schertzer, D., Tessier, Y. y Gaonach, H. (2001). Multifractals and resolution-independent remote sensing algorithms: the example of ocean color. *International Journal of Remote Sensing* 22 (7), 1191-1234.
- Nodvin, S. C. (2008). *Forest environmental services*. The International Union for conservation of nature. Recuperado de <http://www.eoearth.org/view/article/152818/>
- Otkin, J. A., Anderson, M. C., Mecikalski, J. R. y Diak, G. R. (2005). Validation of GOES-Based insolation estimates using data from the U.S. climate reference network. *Journal of Hydrometeorology* 6, 460-475.
- Pidwirny, M. (2006). *Earth-Sun relationships and insolation. Fundamentals of physical geography* (2a ed.). Recuperado de <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/6i.html>
- Pinker, R. T. y Laszlo, I. (1992). Modeling surface solar irradiance for satellite application on a global scale. *Journal of Applied Meteorology*, 31 (2), 194-211.
- Rosenberg, M. (2014). *Dew point. The dew point temperature represents full saturation of the air with water vapor*. Recuperado de <http://geography.about.com/od/physicalgeography/a/dewpoint.htm>
- Schertzer, D. y Lovejoy, S. (1987). Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling of multiplicative processes. *Journal of Geophysical Research*, 92 (D8), 9693-9714.
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2003). Norma Oficial Mexicana NOM-060-SEMARNAT-1994: Que establece las especificaciones para mitigar los efectos adversos ocasionados en los suelos y cuerpos de agua por el aprovechamiento forestal. México: Autor.
- Stuart, C. F., Matson, P.A. y Mooney, H. A. (2002). *Principles of terrestrial ecosystem Ecology*. Nueva York: Springer-Verlag.
- Tucker, C. J. y Townshend, J. R. G. (2000). Strategies for monitoring tropical deforestation using satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 21 (6 y 7), 1461-1471.
- Uhl, C. y Kauffman, J. B. (1990). Deforestation, fire susceptibility, and potential tree responses to fire in the eastern Amazon. *Ecology*, 71 (2), 437-449.
- Vourlitis, G. L., Priante-Filho, N., Hayashi, M. M. S., Nogueira, J. S., Raiter, F., Hoegel, W. y Campelo, J. H. (2004). Effects of meteorological variations on the CO₂ exchange of a brazilian transitional tropical forest. *Ecological applications*, 14 (4), S89-S100. doi:10.1890/01-6005.
- Whitlock, C. H., Cahoon, D. R. y Konzelmann, T. (1996). Biomass Burning Effects on Shortwave Radiation in Africa. En J. S. Levine (Ed.), *Biomass Burning and Global Change* (pp. 485-491). Cambridge: MIT Press.
- Wilby, R. L. y Wigley, T. M. L. (1997). Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21 (4), 530-548.
- Wilby, R. L., Wigley, T. M. L., Conway, D., Jones, P. D., Hewitson, B. C. Main, J. y Wilks, D. S. (1998). Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resources Research*, 34 (11), 2995-3008.
- Wright, I. R., Gash, J. H., da Rocha, H. R., Shuttleworth, W. J., Nobre, C. A., Maitelli, G. T., Zamparoni, C. A. G. P. y Carvalho, P. R. A. (1992). Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118 (508), 1083-1099.
- Yarnal, B., Lakhtakia, M. N., Yu, Z., White, R. A., Pollard, D., Miller, D. A. y Lapenta, W. M. (2000). A linked meteorological and hydrological model system: The Susquehanna River Basin experiment (SRBEX). *Global and Planetary Change*, 25 (1-2), 149-161.

Manuscrito recibido el 18 de marzo de 2014.

Aceptado el 26 de abril de 2016.

Este documento se debe citar como:

Rodríguez-Moreno, V. M., Ruíz-Corral, J. A., Ramírez-Ojeda, G. y Pérez-Miranda, R. (2016). Efecto geográfico de la cubierta del suelo y el mes calendario, en la meteorología superficial e insolación de bosques de coníferas en México. *Madera y Bosques*, 22 (2), 53-66.