

Manejo comparado de cuencas hidrológicas

Incertidumbre climática, vulnerabilidad ecológica y conflicto social

Compiladores y Directores del libro

José Luis González Barrios
Ignacio Sánchez Cohen

Manejo comparado de cuencas hidrológicas

Incertidumbre climática, vulnerabilidad ecológica y conflicto social

Libro científico colectivo

Compiladores y Directores del libro

José Luis González Barrios e Ignacio Sánchez Cohen



CAPITULO 1

Tendencias del Sistema Monzón Norteamericano en México

Carlos Lizárraga Celaya¹, Jesús Sabori¹, Julio César Rodríguez², Juan Arcadio Saiz Hernández³, Christopher Watts¹

Departamento de Física¹, Departamento de Agricultura y Ganadería²
Departamento de Ingeniería Civil y Minas³
Universidad de Sonora

Índice

Resumen

Abstract

Introducción

Objetivos

Metodología

Resultados

Variabilidad Estacional e Interanual de la Precipitación

Variación Estacional de Características de la Superficie

Discusión

Efectos de Cambios en Albedo y LST sobre Radiación Neta

Variaciones interanuales en las características del NAMS

Conclusiones

Literatura Citada

Resumen

Este trabajo presenta los cambios latitudinales en las características del Monzón de Norteamérica desde Jalisco hasta Arizona. Se utilizan datos mensuales de precipitación de 1953 a 2003 para caracterizar los cambios estacionales e interanuales en 5 Regiones Climáticas correspondientes. Se utilizan datos derivados de imágenes compuestas del sensor satelital MODIS en el período de 2000 a 2008 para mostrar las diferencias en los cambios superficiales en la región debido al Monzón. Se presenta una comparación de la variabilidad estacional de tres indicadores de la condición superficial - *Albedo*, *Índice Mejorado de Vegetación* (EVI) y *Temperatura de Superficie del Terreno* (LST) - en un transecto de cinco sitios con latitudes desde 18°N hasta 33°N: Chamela, Jal., Tamazula, Dgo., Tesopaco, Son., Rayón, Son. y Lucky Hills, Az. De esta manera, se analizó la respuesta climática de tres importantes tipos de vegetación (Matorral Desértico, Matorral Subtropical y Selva Baja Caducifolia) bajo la influencia del Monzón. En todos los sitios, se observaron incrementos en EVI y reducciones rápidas en LST al inicio de las lluvias de verano. En la parte norte, el Matorral muestra variabilidad estacional relativamente alta en LST y baja en EVI. Más al sur, en cambio, la variabilidad estacional de la Selva es baja en LST y alta en EVI. Los cambios estacionales en albedo son relativamente pequeños, con decrementos en los matorrales del norte y (curiosamente) con incrementos en las selvas del sur. Se concluye que los datos del MODIS son muy útiles en la evaluación de la respuesta espaciotemporal de la superficie al forzamiento climático.

Abstract

This work presents the latitudinal changes in the characteristics of the North American Monsoon system (NAMS) from Jalisco to Arizona. Monthly precipitation values from 1953 – 2003 are used to characterize the seasonal and inter-annual changes for 5 Climatic Regions. Data derived from composite images of the MODIS satellite sensor during the period 2000-2008 are analyzed to show changes in the surface properties due to NAMS. A comparison between the seasonal variability for 3 indicators of surface conditions – Albedo, Enhanced Vegetation Index (EVI) and Land Surface Temperature (LST) – in a transect covering 6 sites between 18°N and 33°N: Chamela, Jalisco, Tamazula, Durango, Tesopaco, Sonora, Rayon, Sonora and Lucky Hills, Arizona. In this way, the climatic response for three important vegetation types (Desert Shrub, Subtropical Shrub and Tropical Dry Forest) is examined under the influence of the NAMS. Large increases in EVI and rapid reductions in LST were observed at all sites in response to Monsoon onset at all sites. In the northern part, the shrub land sites exhibit relatively high variability in LST and lower in EVI. Further south, the seasonal variability of Tropical Dry Forest is relatively low for LST and higher for EVI. The changes in albedo (reflectance) are small at all sites, decrease slightly in the northern shrub lands but (surprisingly) increasing in the southern Dry Forests. We conclude that MODIS data is very useful for analyzing the spatial and temporal response of the surface to the climatic forcing.

Introducción

La palabra monzón se deriva de la palabra árabe *mausim* que significa estación. El término es utilizado para describir el proceso de formación de lluvias torrenciales en verano en diferentes continentes. Los monzones ocurren en zonas tropicales y subtropicales debido a la gran amplitud del ciclo anual de la temperatura terrestre (*Land Surface Temperature* o LST) comparado con la de la temperatura del mar (*Sea Surface Temperature* o SST) del océano adyacente. El aire caliente sobre el suelo tiende a elevarse, produciéndose una zona de baja presión. Esto induce vientos superficiales con mucha humedad del mar a la tierra y los procesos convectivos y orográficos producen lluvias abundantes. El ejemplo clásico es el monzón asiático donde las lluvias son especialmente copiosas. Por ejemplo, en Cherrapunji, India se han observado las intensidades máximas registradas por diferentes duraciones: 9.3 m en un mes, 16.369 m en tres meses, 22.454 m en seis meses, 26.461 m en un año y 40.768 m en 2 años! Sin embargo, este fenómeno ocurre en todos los continentes y se tratará específicamente el Sistema del Monzón de América del Norte (*North American Monsoon System* NAMS) o Monzón Mexicano en este estudio. El NAMS ha sido tema de muchas investigaciones, de las cuales se destacan dos campañas experimentales importantes: TRAVASON o *South West Area Monsoon Project* SWAMP (Reyes, *et al.*, 1994), el Experimento del Monzón de América del Norte NAME04 (Higgins y Gochis, 2007; Gochis *et al.*, 2006; Grantz *et al.*, 2007; Mestas-Nuñez *et al.*, 2007; Vivoni *et al.*, 2007; Zhu *et al.*, 2007) y el Experimento de Humedad de Suelo SMEX04 (Cosh *et al.*, 2008; Fuqin *et al.*, 2008; Vivoni *et al.*, 2008a; Yilmaz *et al.*, 2008).

El NAMS está caracterizado por un cambio abrupto en la climatología de la precipitación en el oeste de México (100°-120° W; 17°-32° N) entre los meses de Junio y Julio, como se observa en la figura 1. Los vientos del suroeste llevan aire húmedo sobre las planicies costeras calientes y las laderas de la Sierra Madre Occidental, produciéndose lluvias abundantes por convección u orografía (Douglas *et al.*, 1993; Gochis *et al.*, 2004; 2006; 2007). La precipitación empieza en el sur y va propagándose hacia el norte, produciéndose incrementos rápidos en la vegetación (Salinas-Zavala *et al.*, 2001). El porcentaje de la precipitación del monzón comparada con la total anual varía del 60% en sur de Arizona hasta el 90% en la costa de Jalisco. La figura 2 muestra los valores de SST en el noroeste de México en Junio y Agosto de 2004, donde se resalta el rol del Golfo de California, ya que la humedad del aire sobre el océano aumenta con SST. El agua en el Pacífico, al oeste de la Península Baja California, es fría y la humedad del aire es muy baja durante el período Junio a Agosto. Por lo tanto, los efectos del monzón son poco significativos aquí. En cambio, en la boca del Golfo SST está a casi 30°C en Junio y es la fuente de humedad para la fase inicial del monzón. En Agosto, SST se incrementa por arriba de los 30°C en todo el Golfo y representa la etapa madura del monzón en la cual se observan los cambios de la vegetación en toda la región, desde Jalisco en México hasta Nuevo México en los Estados Unidos de América.

Tendencias del Sistema Monzón Norteamericano en México

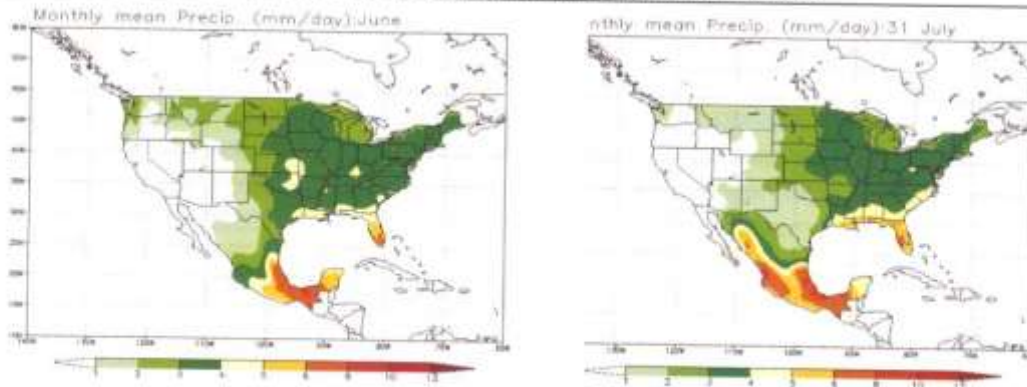


Figura 1. Climatología de la precipitación en EUA y México mostrando el inicio del Monzón Mexicano (Valores en mm por día. izquierda=junio; derecha=julio)

Objetivos

Los objetivos del presente estudio han sido:

Analizar la variabilidad estacional de la precipitación y las características de la superficie debido al NAMS.

Analizar la variabilidad interanual de la precipitación y las características de la superficie debido al NAMS.

Analizar la relación entre sequía y condición de superficie debido al NAMS

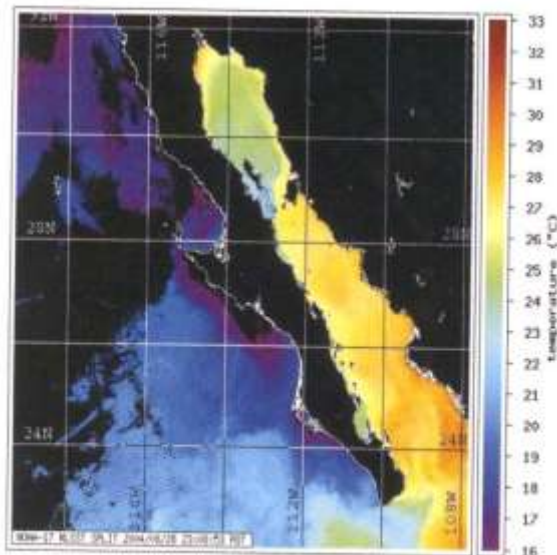


Figura 2a. SST en Junio 2004

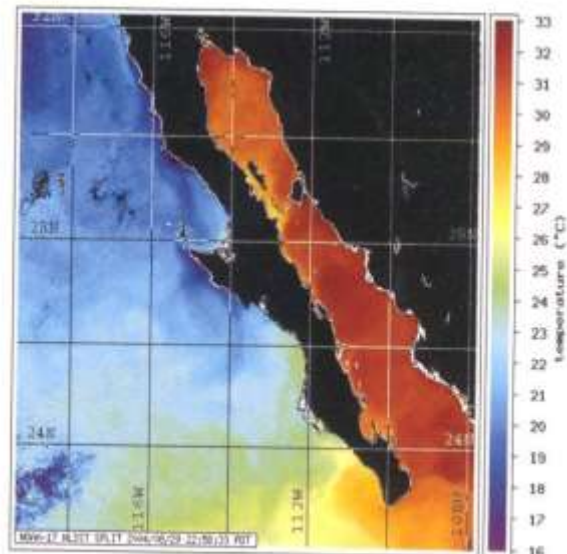


Figura 2b. SST en Agosto 2004

Metodología

En este trabajo, se estudiará el gradiente en las propiedades superficiales utilizando datos del satélite MODIS Terra obtenidos del sitio web daac.ornl.edu. Los productos que serán analizados son el Índice de Vegetación Mejorada (*Enhanced Vegetation Index*, EVI) (Huete *et al.*, 2002), el albedo (α) (definido como la relación entre la radiación solar de onda corta emitida sobre la incidente; Garatuza *et al.*, 2001) y la Temperatura de la Superficie Terrestre (*Land Surface Temperature*, LST) en cinco sitios en la región del NAM a diferentes latitudes: CH (Chamela, Jal., 19.5°N), TV (Tamazula, Dgo., 25.0°N), TP (Tesopaco, Son., 27.8°N), RY (Rayón, Son., 29.7°N), y LH (Lucky Hills, Az., 31.7°N) como se muestra en la figura 3. La vegetación es Selva Baja Caducifolia en los tres sitios al sur (CH, TV y TP), Matorral Subtropical en RY y Matorral Desértico en LH. El sitio en Chamela (ahora parte de la red LTER (Investigación Ecológica de Largo Plazo, inició sus actividades en 1971 (<http://www.ibiologia.unam.mx/ebchamela/>)) y se han producido publicaciones ecohidrológicas relevantes a este estudio (García-Oliva *et al.*, 1995; Maass *et al.*, 1995 entre otros). Se iniciaron mediciones micrometeorológicas en campo en los sitios en Sonora (RY y RT) en 2004 como parte de las actividades del Experimento de Monzón de América del Norte (Watts *et al.*, 2007; Vivoni *et al.*, 2007, 2008b, 2008c). El sitio LH está localizado en la cuenca experimental Walnut Gulch, operado por el Servicio de Investigación Agrícola del Departamento de Agricultura de EUA (<http://www.tucson.ars.ag.gov/unit/>; Scott *et al.*, 2006; USDC, 1970-1999) desde hace 50 años. El sitio TV fue seleccionado como un posible sitio para mediciones micrometeorológicas futuras en la gran extensión de Selva Baja Caducifolia entre Tesopaco y Chamela.



Figura 3. Mapa de sitios

Los datos que serán utilizados son las composiciones de imágenes sobre varios días (8 días para LST o 16 días para albedo y EVI). Esta base de datos es conveniente para el propósito del estudio, ya que la composición de varios días permiten eliminar los días nublados y obtener una

Tabla 1. Media de la precipitación anual, de invierno y de verano.

Región Climática	Media Anual mm	Invierno mm	Verano mm	%Verano del total anual
3	423	108	315	74 %
4	807	108	699	87 %
5	446	74	372	83 %
6	401	51	350	87 %
9	1205	89	1116	93 %

Se analizaron datos de precipitación en estas Regiones Climáticas por un período de 50 años entre 1953 y 2003 para localizar el período de sequía más importante en cada Región. Se va a ilustrar este proceso usando datos de la RC 3. Primero se calcula la diferencia entre la precipitación en cada verano menos el valor promedio (Figura 5a). Esta gráfica muestra una variación temporal considerable pero no es fácil distinguir los períodos de escasez y abundancia de la precipitación. La siguiente gráfica muestra las desviaciones acumuladas (Figura 5b) donde se puede identificar estos distintos períodos por la pendiente: las pendientes positivas corresponden a lluvias abundantes y las negativas a lluvias escasas. Claramente, la sequía más importante en estos cincuenta años fue ente 1973 y 1982 (Tabla 2). En todas las otras RCs, las sequías más importantes ocurrieron en el último período, desde mediados de los 80s hasta el último registro en 2003.

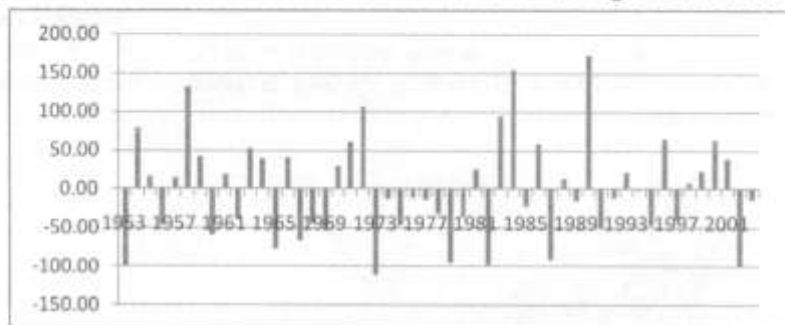


Figura 5a. Desviación de la lluvia en verano con respecto a la media



Figura 5b. Valores acumulados de las desviaciones de Figura 5a.

Tabla 2. Sequías en verano durante el periodo 1953-2003.

Región Climática	Período	Número de años	Déficit Total (mm)	Déficit mm/año	% de la lluvia media anual
3	1973 - 1982	10	439	44	10 %
4	1987 - 2003	17	873	51	6 %
5	1992 - 2003	12	668	56	12 %
6	1992 - 2002	11	538	49	12 %
9	1986 - 2003	18	1097	61	8 %

Variación Estacional de Características de la Superficie

Se inicia con el estudio de las variaciones estacionales durante el monzón y después se analizarán las variaciones interanuales para cada sitio. En cada periodo (de 8 o 16 días) se calcula el promedio del parámetro de interés para generar un valor representativo. La figura 6 muestra los resultados para EVI (6a), albedo (6b) y LST (6c). El comportamiento del EVI observado muestra que los cambios estacionales en la región permiten llegar a las siguientes conclusiones sobre los cambios estacionales de la vegetación en la región:

El crecimiento de la vegetación sigue el patrón de la precipitación, empezando en el sur (CH) a finales de mayo y llegando al norte (LH) hasta finales de julio.

El crecimiento de la vegetación es mucho mayor en las selvas del sur (con valores máximos de EVI ~0.7) que en los matorrales del norte (con valores máximos de EVI ~0.4).

La duración del ciclo vegetativo es casi 1 año en el sur, pero sólo de 5 a 7 meses en el norte.

El desarrollo estacional del albedo también muestra una diferencia marcada entre el sur y el norte. Los albedos más altos ocurren en LH y RY y son menores en las selvas del sur, indicando mayor contenido orgánico en éstos. Durante la estación de lluvia, el albedo *aumenta* para las selvas pero *disminuye* para los matorrales más abiertos. El incremento en el albedo con el crecimiento de la vegetación en las selvas es algo sorprendente y sería de interés académico investigarlo más detalladamente para identificar una explicación; sin embargo, los cambios son relativamente pequeños y no es probable que tengan consecuencias importantes.

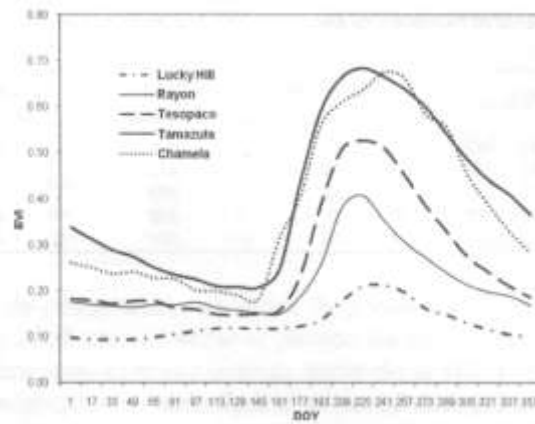


Figura 6a. Variación estacional del Índice Mejorado de Vegetación (EVI)

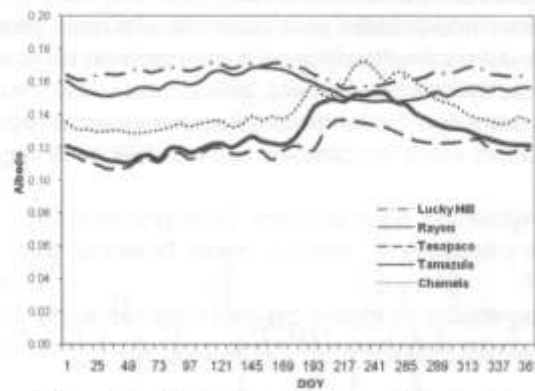


Figura 6b. Variación estacional del albedo

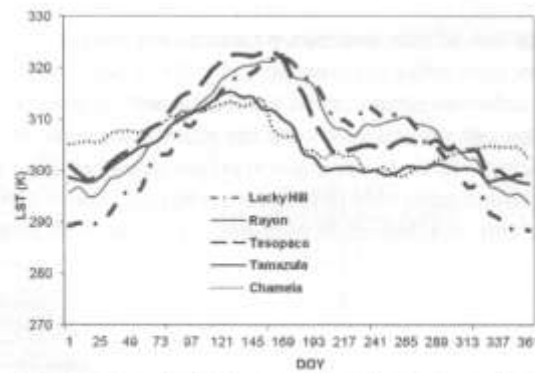


Figura 6c. Variación estacional de Temperatura de la Superficie Terrestre (LST)

La gráfica de la temperatura de la superficie terrestre en cada sitio muestra varias facetas interesantes. Se puede identificar con mayor precisión el cambio de condiciones superficiales de húmedas a secas, debido a la llegada del monzón, por el rápido descenso en LST que se observa en cada sitio, ocurriendo primero en el sur a mediados de mayo y después en el norte a mediados de junio. Durante el verano, los sitios de selva (CH y TV) tienen un comportamiento similar y los matorrales (LH y RY) tienen otro. La temperatura en el sitio intermedio (RT) tiene una temperatura máxima similar a los matorrales, pero este sitio muestra el enfriamiento más rápido de todos (18°C en 48 días). En invierno, los sitios RT y TV tienen un comportamiento muy similar.

Discusión

Para realizar un análisis cuantitativo sencillo de estos parámetros, se identificaron las fechas de inicio (DOY 145) y maduración (DOY 225) del monzón que puede utilizarse para todos los sitios. La tabla 3 tiene los valores de albedo, EVI y LST para ambas fechas en cada sitio, así como la variación estacional de estos parámetros. Los cambios en albedo van de -0.02 a +0.03, los de EVI de 0.09 a 0.47 y LST de -18°C a -10°C. Es interesante observar la simetría en el descenso de LST, con su valor máximo en el sitio central (TP) y reduciéndose tanto hacia el norte como hacia el sur. Ahora se va a analizar las implicaciones de estos resultados para los procesos de intercambio de radiación, calor y vapor entre la superficie y la atmósfera. Estos procesos están ligados en la ecuación de balance energético. Para una superficie homogénea, la ecuación puede escribirse en la siguiente forma unidimensional sencilla, sin flujo lateral (advección local):

$$R_n = R_s^i - R_s^o + R_l^i - R_l^o = G + H + ET$$

donde R_n es la radiación neta que llega a la superficie, es decir, la diferencia en las entradas y salidas de radiación de onda corta (solar) y onda larga (terrestre). Esta energía se distribuye entre el flujo de calor en el suelo (G), el flujo de calor sensible en la atmósfera (H) y la energía consumida en los procesos de evaporación y transpiración (ET). Después del inicio del monzón, las condiciones de la superficie cambian de calientes y secas (donde domina H) a húmedas y frescas (donde domina ET). En un período de 24 horas, usualmente G es muy pequeño, ya que el flujo de calor en el suelo transporta calor hacia arriba y hacia abajo en cantidades similares durante su ciclo diario. Dado lo anterior, la energía disponible (que se reparte entre H y ET según las condiciones superficiales) es aproximadamente igual a la radiación neta. En resumen, se podría reescribir la ecuación de balance en forma aproximada:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s^i + R_l^i - \epsilon \sigma LST^4 \approx H + ET$$

donde se ha utilizado la definición de albedo y la ley de Stefan-Boltzmann para simplificar la expresión para Radiación Neta. Entonces, se puede apreciar que los cambios en albedo y LST presentados arriba también afectan la energía disponible en la superficie y se puede utilizar los valores encontrados en la Tabla 3.

Tabla 3. Valores de albedo, EVI y LST en cada sitio para DOY 145 (pre-monzón) y DOY 225 (post-monzón) y la diferencias entre ellos en cada sitio.

Sitio	DOY = 145		LST	DOY = 225		LST	Variación		Δ_{LST}
	α	EVI		α	EVI		Δ_{α}	Δ_{EVI}	
LH	0.17	0.12	46	0.16	0.21	36	-1.01	0.09	-10
RY	0.17	0.15	47	0.15	0.41	34	-0.02	0.26	-13
RT	0.12	0.15	49	0.14	0.53	31	0.02	0.38	-18
TV	0.13	0.21	41	0.15	0.68	27	0.02	0.47	-14
CH	0.14	0.18	40	0.17	0.64	30	0.03	0.46	-10
Medio	0.15	0.16	45	0.16	0.49	32	0.01	0.33	-13

Efectos de Cambios en Albedo y LST sobre Radiación Neta

La mayor reducción en albedo de 0.2 fue observada en Rayón, que produce un incremento R_n igual al 2% de la radiación solar. Los valores máximos de radiación solar observados en los sitios son aproximadamente 25 MJ m^{-2} por día, equivalentes a la energía requerida para evaporar una lámina de agua de 10 mm. Entonces se puede calcular que el efecto de la reducción en albedo es igual a un incremento de 0.5 MJ m^{-2} día, equivalente a la evaporación de 0.2 mm de agua. En el caso de Chamela, el incremento en el albedo de 0.03 produce un descenso de 0.75 MJ m^{-2} por día en la radiación solar incidente. Por lo tanto, se puede concluir que este cambio no es significativo.

En cuanto a los cambios en LST, primero consideramos el caso de Tesopaco con el mayor descenso observado. Utilizando los valores de LST de la Tabla 3 se obtienen estimaciones para la radiación saliente "máxima" de 609 W m^{-2} para DOY 145 y 484 W m^{-2} para DOY 225, dando una diferencia de 125 W m^{-2} . Si se supone que esta diferencia se reduce en forma lineal y se reduce a cero en el amanecer y atardecer, se obtiene la estimación de la diferencia diaria de radiación térmica saliente de $2.6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. Este cálculo sugiere que la reducción en LST tenga mayor importancia hidroecológica que el cambio de albedo. El mismo cálculo para los otros sitios da $2.0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ en TV y TY, $1.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ en LH y $1.4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ en Chamela. Por otra parte, sería muy útil contar con datos de LST durante la noche para hacer estimaciones más precisas de este efecto.

Variaciones interanuales en las características del NAMS

Es posible analizar las variaciones interanuales en la vegetación utilizando el promedio anual de MODIS-EVI en cada sitio durante el período de disponibilidad de 2000-2008 (Tabla 4). Se pueden identificar los años buenos (2000, 2001, 2008) con valores de EVI mayores o iguales a los promedios en cada sitio. El año con EVI más bajo fue 2005, con valores menores o iguales y los promedios en cada sitio y los años 2002 y 2003 con valores menos o iguales a los promedios en todos los sitios excepto Chamela.

Tabla 4. Promedios de EVI para cada año, período total y la desviación estándar de los EVI anuales.

Sitio	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	Total	Rango	EI
LH	0.14	0.15	0.13	0.12	0.11	0.12	0.13	0.13	0.14	0.13	0.04	2.25
RY	0.23	0.24	0.19	0.21	0.20	0.21	0.22	0.22	0.24	0.21	0.05	5.20
RT	0.30	0.28	0.25	0.23	0.27	0.24	0.26	0.26	0.30	0.27	0.07	5.43
TV	0.43	0.42	0.39	0.39	0.41	0.41	0.40	0.41	0.41	0.41	0.04	11.8
CH	0.40	0.39	0.41	0.40	0.44	0.31	0.38	0.36	0.39	0.39	0.13	3.54
Total	0.30	0.30	0.27	0.27	0.29	0.26	0.28	0.28	0.30	0.28	-	-

En general, la diferencia entre el EVI máximo y mínimo en este período (Rango de la tabla 4) es pequeño en relación a su valor medio y el cambio promedio estacional en cada sitio.

Es decir, la variabilidad estacional es más importante que la variabilidad interanual (Δ EVI de la tabla 3). La última columna de la Tabla 4 es la relación Δ EVI/Rango y muestra que este efecto se vuelve mayor en los sitios más al sur.

El sitio Chamela es la excepción a la regla con un EVI promedio muy bajo en 2005. Es probable que hubiese un evento excepcional en ese año (incendio, enfermedad, etc.) que se produjo una gran reducción en el verdor de la vegetación.

Finalmente, se hizo una comparación entre los datos de lluvia de la vegetación, para estudiar los efectos de los períodos de sequía sobre la cobertura vegetativa. Se utilizó la base de datos global mensual del Índice de Vegetación Normalizado (NDVI) que cubre el período 1981-2000 con una resolución espacial de 0.1 grado. Estos datos (disponibles en www.clarklabs.org/) se derivan del sensor satelital NOAA-AVHRR usando una composición de valores máximos para cada mes.

Se aplicó una media móvil de 12 meses a los datos de NDVI para suavizarlos y eliminar la fuerte señal anual. Los datos de precipitación vienen de la misma base de datos utilizados previamente, pero ahora se incluyeron todos los datos del año (verano y invierno) y se calculó el Índice Estandarizado de Precipitación (McKee *et al.*, 1993) sobre períodos de 48 meses (SPI-48) para identificar las sequías significativas y persistentes.

Se muestran los resultados para las RCs 4, 5, 6 y 9 en la Figura 7. No se presenta la gráfica para RC3 ya que la sequía más importante allí no ocurrió en ese período. Las gráficas de RC5 y RC6 muestran la mejor correlación y se puede apreciar un gran descenso en SPI y NDVI entre 1993 y 1996 en ambas figuras, durante la sequía identificada en la Tabla 2.

Los resultados para las RCs costeras (4 y 9) muestran menor variabilidad en la vegetación y poca correlación entre NDVI y SPI.

Manejo comparado de cuencas hidrológicas

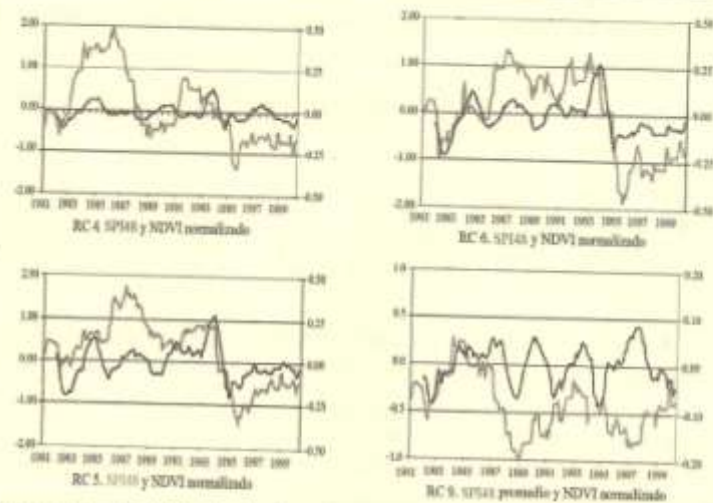


Figura 7. Comparación de SPI calculado sobre 48 meses y la media móvil de NDVI sobre 12 meses.

Conclusiones

Los incrementos en la cobertura vegetal (EVI) son importantes en toda la región, para son significativamente mayores en la vegetación selvática hacia el sur (TP, TV y CH).

Los cambios en albedo son relativamente pequeños en todos los sitios y no tendrán impacto directo en la energía disponible (radiación neta).

Las reducciones abruptas en LST al inicio de la temporada de lluvias podría tener un impacto significativo, pero habría que analizar las condiciones nocturnas para hacer una evaluación más confiable.

La variabilidad interanual en el período fue relativamente pequeña en comparación con los cambios estacionales. En el período 2000-2008 el desarrollo de la vegetación fue mejor en 2008 (2001-2) y peor en 2005 (2002-3).

Literatura Citada

Cosh, M.H., T.J. Jackson, M.S. Moran and R. Bindlish, 2008. Temporal persistence and stability of surface soil moisture in a semi-arid watershed, *Remote Sensing of Environment Volume* 112(2): 304-313.

Douglas, M.W., R.A. Maddox, K. Howard and S. Reyes, 1993. The Mexican Monsoon, *J. Climate* 105: 311-323.

Fuqin, L., W.P. Kustas, M.C. Anderson, J.H. Prueger and R.L. Scott, 2008. Effect of remote sensing

- spatial resolution on interpreting tower-based flux observations, *Remote Sensing of Environment* Volume 112(2): 337-349
- Garatuza-Payan, J., R.T. Pinker, W.J. Shuttleworth and C.J. Watts, 2001. Solar radiation and evapotranspiration in northern Mexico estimated from remotely sensed measurements of cloudiness, *Hydrological Science Journal* 46(3): 465-478.
- García-Oliva, F., J.M. Maass and L. Galicia, 1995. Rainstorm analysis and rainfall erosivity of a seasonal tropical region with a strong cyclonic influence on the pacific coast of Mexico, *Journal of Applied Meteorology* 34:2491-2498.
- Gochis, D.J., A. Jimenez, C.J. Watts, J. Garatuza-Payán and W.J. Shuttleworth, 2004. Analysis of 2002 and 2003 Warm-Season Precipitation from the North American Monsoon Experiment Rain Gauge Network, *Monthly Weather Review* 132: 2938-2953.
- Gochis, D.J. and L. Brito-Castillo, 2006. Hydroclimatology of the North American Monsoon Region in Northwest Mexico. *J. Hydrology* 316: 53-70.
- Gochis, D.J., C.J. Watts, J. Garatuza-Payán and J.C. Rodriguez, 2007. Spatial and temporal patterns of precipitation intensity as observed by the NAME Event Rain Gauge Network from 2002 to 2004, *Journal of Climate* 20: 1734-1750.
- Grantz, K., B. Rajagopalan, M. Clark and E. Zaragoza, 2007, Seasonal Shifts in the North American Monsoon, *Journal of Climate* 20: 1923-1935.
- Higgins, W. and D.J. Gochis, 2007. A Synthesis of the Results from the North American Monsoon Experiment (NAME), *Journal of Climate* 20: 1601-1607.
- Huete, A., K. Didan, T. Miura, E.P. Rodriguez, X. Gao and L.G. Ferreira, 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices, *Remote Sensing of Environment* 83: 195-213.
- Maass, J.M., J.M. Vose, W.T. Swank and A. Martinez-Yrizar, 1995. Seasonal changes of leaf area index (LAI) in a tropical deciduous forest in west Mexico, *Forest Ecology and Management* 74: 171-180.
- McKee, T.B., N.J. Doesken and J. Kleist, 1993, The relationship of drought frequency and duration to time scales. Preprints, 8th Conference on Applied Climatology, pp. 179-184. January 17-22, Anaheim, California.
- Mestas-Núñez, A.M., D.B. Enfield and C. Zhang, 2007, Water Vapor Fluxes over the Intra-Americas Sea: Seasonal and Interannual Variability and Associations with Rainfall, *Journal of Climate* 20:1910-1922.

- Reyes, S., Douglas, M.W. and R.W. Maddox, 1994, El Monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP), *Atmósfera* 7(2): 117-137.
- Salinas-Zavala, C.A., Douglas, A.V. y H.F. Diaz, 2001, Interannual variability of NDVI in northwest México. Associated Climatic Mechanism and Ecological Implications, *Remote Sensing of Environment* 82: 417-430.
- Scott, R.L., T.E. Huxman, W.L. Cable and W.E. Emmerich, 2006, Partitioning of evapo-transpiration and its relation to carbon dioxide exchange in a Chihuahuan desert shrubland, *Hydrological Processes* 20: 3227-3243.
- US Department of Commerce, CPC Daily Gridded Precipitation Analysis for US and Mexico, 1 degree by 1 degree, Monthly Climatology, 1970-1999.
- Vivoni, E.R., H.A. Gutiérrez-Jurado, C.A. Aragón, L.A. Méndez-Barroso, A. Rinehart, R.L. Wyckoff, J.C. Rodríguez, C.J. Watts, J.D. Bolten, V. Lakshmi and T.J. Jackson, 2007, Variation of Hydro-meteorological Conditions along a Topographic Transect in northern Mexico during the North American Monsoon, *Journal of Climate* 20:1792-1809.
- Vivoni, E.R., C.J. Watts, J.C. Rodríguez, J. Garatuza-Payan, L.A. Mendez-Barroso, E.A. Yopez, J. Saiz-Hernandez, D.J. and Gochis, 2008a, Relation between Surface Flux Measurements and Hydrologic Conditions in a Subtropical Scrubland during the North American Monsoon, *CLIVAR Exchanges Newsletter* 13(2): 21-23.
- Vivoni, E.R., M. Gebremichael, C.J. Watts, R. Bindlish and T.J. Jackson, 2008b, Comparison of Ground-based and Remotely-Sensed Soil Moisture Estimates over Complex Terrain during SMEX04, *Remote Sensing of Environment* 112(2):350-362.
- Vivoni, E.R., H.A. Moreno, G. Mascar, J.C. Rodríguez, C.J. Watts, J. Garatuza-Payan and R.L. Scott, 2008c, Observed relation between evapotranspiration and soil moisture in the North American monsoon region, *Geophysical Research Letters* doi:10.1029/2008GL036001
- Watts, C.J., R.L. Scott, J. Garatuza-Payán, J.C. Rodríguez, J.H. Prueger, W.P. Kustas and M.D. Douglas, 2007, Changes in vegetation condition and surface fluxes during NAME 2004, *Journal of Climate* 20: 1810-1820.
- Yilmaz, M, E.R. Hunt Jr., L.D. Goins, S.L. Ustin, V.C. Vanderbilt and T.J. Jackson, 2008, Vegetation water content during SMEX04 from ground data and Landsat 5 Thematic Mapper imagery, *Remote Sensing of Environment* 112(2):314-325.
- Zhu, C., T. Cavazos y D.P. Lettenmaier, 2007, Role of Antecedent Land Surface Conditions in Warm Season Precipitation over Northwestern Mexico, *Journal of Climate* 20: 1774-1791.