



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Monitoreo del efecto del cambio climático en la
Huasteca Potosina a partir de técnicas de percepción
remota y estaciones climatológicas**

Tesis que presenta

Diana Citlalli Ríos Sánchez

Para obtener el grado de

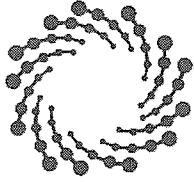
Maestra en Geociencias Aplicadas

Director (Codirectores) de la Tesis:

Dr. José Tuxpan Vargas

Dr. Luis Felipe Pineda Martínez

San Luis Potosí, S.L.P., julio de 2018



IPICYT

Constancia de aprobación de la tesis

La tesis *“Monitoreo del efecto del cambio climático en la Huasteca Potosina a partir de técnicas de percepción remota y estaciones climatológicas”* presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Diana Citlalli Ríos Sánchez** y aprobada el trece de julio del dos mil dieciocho por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. José Tuxpan Vargas
Codirector de la tesis

Dr. Luis Felipe Pineda Martínez
Codirector de la tesis

Dr. José Noel Carbajal Pérez
Miembro del Comité Tutorial

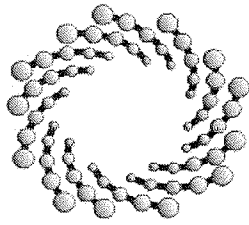
Dr. José Alfredo Ramos Leal
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. José Tuxpan Vargas.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (597573) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 036 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 13 días del mes de julio del año 2018, se reunió a las 13:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. José Alfredo Ramos Leal	Presidente	IPICYT
Dr. Josue De Iara Bashulto	Secretario	IPICYT
Dr. José Tuxpan Vargas	Sinodal	IPICYT
Dr. Luis Felipe Pineda Martínez	Sinodal externo	UAZ

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Diana Citlalli Ríos Sánchez

sobre la Tesis intitulada:

Monitoreo del efecto del cambio climático en la Huasteca Potosina a partir de técnicas de percepción remota y estaciones climatológicas

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. José Tuxpan Vargas
Dr. Luis Felipe Pineda Martínez (UAZ)

El Jurado, después de deliberar, determinó

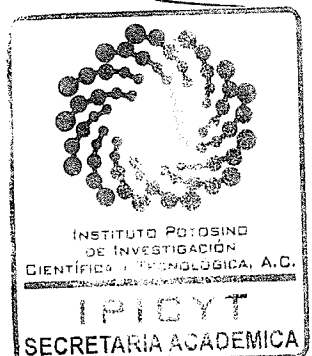
APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 14:10 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 13 días del mes de julio de 2018.


Dr. Horacio Flores Zúñiga
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



Agradecimientos

Le agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

Al Dr. José Tuxpan Vargas por haberme aceptado como su asesora, por su apoyo, por las enseñanzas y por su gran paciencia.

Al Dr. Luis Felipe Pineda Martínez por guiarme desde la licenciatura y encaminarme a esta etapa que hoy concluye.

A mis sinodales, al Dr. Noel Carbajal y Dr. José Alfredo Ramos por sus comentarios y aportaciones a la mejora de esta tesis.

A mis compañeros, por su apoyo, ayuda y asesorías y que además, hicieron mi estancia en la ciudad y en el instituto mucho más agradable.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis

Créditos institucionales

Acta de examen

Agradecimientos

Lista de tablas

Lista de figuras

Resumen

Abstract

1.

Generalidades	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	4
1.3 JUSTIFICACIÓN	6
1.4 OBJETIVOS	8
1.4.1 OBJETIVO GENERAL	8
1.4.2 OBJETIVOS PARTICULARES	8
1.5 ALCANCE	8
Marco teórico	11
2.1 CAMBIO CLIMÁTICO	11
2.1.1 DEFINICIÓN-INTERACCIÓN CICLOS DE CARBONO Y AGUA	11
2.1.2 DETONANTES Y CONSECUENCIAS	16
2.2 IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO	17
2.2.1 IMPACTO AMBIENTAL	17
2.2.2 IMPACTO SOCIAL	17
2.2.3 IMPACTO ECONÓMICO	18
2.3 TÉCNICAS DE MEDICIÓN Y MONITOREO DEL CAMBIO CLIMÁTICO	19
2.3.1 TÉCNICAS BASADAS IN SITU	19
2.3.2 TÉCNICAS BASADAS EN PERCEPCIÓN REMOTA	19

2.4	SISTEMAS DE PERCEPCIÓN REMOTA	20
2.4.1	PERCEPCIÓN PASIVA	21
	TIPOS DE SENSORES	21
	Descripción del área de estudio	25
3.1	LA HUASTECA POTOSINA	25
3.1.1	LOCALIZACIÓN	26
3.1.2	CLIMA	27
3.1.3	FLORA Y FAUNA	32
3.1.4	RELIEVE Y TIPO DE SUELO	36
3.1.5	HIDROGRAFÍA	39
3.1.6	GEOLOGÍA	42
	Estrategia de monitoreo del efecto del cambio climático en la Huasteca Potosina	45
4.1	PLANTEAMIENTO DE PROPUESTA	45
4.2	MÉTODOS Y HERRAMIENTAS	47
4.2.1	IMÁGENES SATELITALES	47
4.2.2	ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS	59
4.2.3	MÉTODO DE MINIMIZACIÓN DE DIMENSIONES EN BASE AL ALGORITMO DE PCA ¡Error! Marcador no definido.	
	Resultados	67
5.1	IMÁGENES DE SATÉLITE	67
5.1.1.	ÍNDICES	67
5.1.2.	TEMPERATURA SUPERFICIAL	100
5.2	ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS	105
5.2.1.	<i>SERIES HOMOGENIZADAS</i>	105
5.2.2	<i>ANÁLISIS EXPLORATORIO DE LA INFORMACIÓN</i>	108
	<i>DISCUSIÓN</i>	125
	Conclusiones y trabajo futuro	129
6.1	CONCLUSIONES	129
6.2	TRABAJO FUTURO	130
5.2.1	<i>TEMPORADA SECA</i>	132
5.2.2	<i>TEMPORADA HÚMEDA</i>	134
	Referencias	135
	ANEXOS	141

ANEXO A	142
TENDENCIA DE LA TEMPERATURA EN LA ZONA PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA SECA	142
TENDENCIA DE LA TEMPERATURA EN LA ZONA PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA HÚMEDA	143
TENDENCIA DE LA TEMPERATURA EN LA ZONA MONTAÑOSA DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA SECA	144
TENDENCIA DE LA TEMPERATURA EN LA ZONA MONTAÑOSA DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA HÚMEDA	145
PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA ZONA PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA SECA	146
PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA ZONA PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA HÚMEDA	147
PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA ZONA MONTAÑOSA DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA SECA	148
PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA ZONA MONTAÑOSA DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA HÚMEDA	149
ANEXO B	150
FICHEROS RESUMEN DE LA HOMOGENEIZACIÓN CON CLIMATOL	150
HOMOGENEIZACIÓN DE LAS SERIES DE TEMPO DE LAS ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS PARA LA ZONA PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA	150

RESUMEN

El cambio climático es considerado un fenómeno natural y cíclico, evento por el que nuestro planeta ha pasado en varias ocasiones. Sin embargo, investigaciones recientes muestran evidencia que el proceso ha modificado su tendencia natural acelerando su comportamiento. Hecho que se ve reflejado con el aumento en frecuencia e intensidad de fenómenos hidrometeorológicos como: incremento de la temperatura en la superficie terrestre, huracanes, olas de calor, sequías, anomalías en la precipitación, calentamiento del océano, derretimiento de casquetes polares, entre otros. Y debido a sus graves consecuencias es un tema que debe ser estudiado con detenimiento. En este trabajo de investigación se propone estudiar la zona de la huasteca potosina, con la intención de hacer un primer diagnóstico en busca de evidencia de alteración en su clima. Para ello se utilizaron imágenes satelitales de las plataformas Landsat recopilando información historia del periodo 1987-2017. Se calcularon índices relacionados con vegetación, humedad, suelo y temperatura. También se emplearon series de tiempo registradas por 44 estaciones climatológicas. Las cuales están ubicadas dentro de la zona de estudio. La información recopilada consiste en datos históricos de 1987 – 2015 de parámetros como precipitación y temperatura máxima y mínima. Dada la naturaleza de ambas fuentes de información fueron necesarios procesos correctivos, de procesamiento y validación de la calidad de los datos. Debido a la orografía compleja que posee la Huasteca Potosina, y con el objetivo de detectar señales sutiles que puedan estar asociadas a alteraciones en los patrones convencionales de temperatura y precipitación, la Huasteca fue segmentada en 2 regiones 1) planicie y 2) región montañosa; considerando 2 temporadas, temporada seca y temporada húmeda. Los resultados sugieren existe evidencia de un incremento paulatino de la temperatura siendo la zona de montaña la de mayor incremento; y en el caso de la precipitación a pesar de ser una zona con alta frecuencia de lluvia, el análisis histórico muestra que existe una disminución del nivel de precipitación. Finalmente, se generaron escenarios hipotéticos de la huasteca año 2050 considerando las condiciones y tendencias actuales.

Palabras clave: series de tiempo, distribución geoespacial, interpoladores, percepción remota

ABSTRACT

Climate change is considered a natural and cyclical phenomenon, an event that our planet has gone through on several occasions. However, recent research shows evidence that the process has modified its natural tendency by speeding up its behavior. This fact is reflected in the increase in frequency and intensity of hydrometeorological phenomena such as: increase in the temperature of the earth's surface, hurricanes, heat waves, droughts, precipitation anomalies, ocean warming, melting of polar ice caps, among others. And due to its serious consequences it is an issue that must be carefully studied. In this research work we propose to study the area of the huasteca potosina, with the intention of making a first evaluation in search of evidence of alteration in its climate. Satellite images of the Landsat platforms were used to collect historical information from the period 1987-2017. Indexes related to vegetation, humidity, soil and temperature were calculated. Time series recorded by 46 weather stations were also used. These are located within the study area. The information collected consists of historical data from 1987 - 2015 for parameters such as precipitation and maximum and minimum temperature. Given the nature of both sources of information, corrective processes, processing and validation of data quality were necessary. Due to the complex orography of the Huasteca Potosina, and with the objective of detecting slight signals that may be associated with alterations in the conventional patterns of temperature and precipitation, the Huasteca was segmented into 2 regions 1) plain and 2) mountainous region; considering 2 seasons, dry and wet season. The results suggest that there is evidence of a gradual increase in temperature, with the mountain area being the one with the greatest increase; and in the case of precipitation, despite being an area with a high frequency of rainfall, the historical analysis shows that there is a decrease in the level of precipitation. Finally, hypothetical scenarios were generated for the year 2050 considering the current conditions and trends.

Keywords: time series, geospatial distribution, interpolators, remote sensing

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La mayor parte de la superficie de la Tierra está en constante cambio debido a procesos naturales y actividades del hombre. Las alteraciones de origen antropogénico que afectan la superficie tienen un efecto directo en el flujo de energía provocando importantes impactos en las variables meteorológicas (Keller, 2001) como son la precipitación, dirección y velocidad del viento, temperatura, humedad, entre otras. Por tal motivo, es importante evaluar cómo las prácticas humanas tales como la deforestación, urbanización, agricultura, entre otras, afectan el clima.

A escalas regionales o locales, el cambio de uso de suelo puede generar importantes gases de efecto invernadero al remover la cubierta vegetal de la zona para dar paso a nuevos sitios de urbanización y/o agricultura (Keller, 2001). Por lo tanto, es de especial interés evaluar la contribución de uso de suelo y de manera particular para el desarrollo de este trabajo de investigación monitorear e identificar los efectos, si los hay, en la región de la Huasteca Potosina relacionados con su alteración del clima local.

El proceso para medir el clima requiere de cuantificar parámetros diarios de temperatura, lluvia, humedad y viento; así como de observaciones de la nubosidad, trayectorias de huracanes y otros fenómenos naturales, durante periodos prolongados. De manera convencional, especialistas del área del clima,

han establecido un mínimo de 30 años de mediciones y observaciones para tener un nivel de certeza adecuado del clima esperado y las variaciones del tiempo en una región dada.

La interacción superficie-atmósfera propicia un intercambio de masa y energía que provoca variaciones temporales diarias y variaciones a través de los siglos, lo que puede ocasionar un cambio en el clima (Mihailović et al., 2016). Los procesos del ciclo del agua a través de la relación suelo-atmósfera, la estimación de la energía de la superficie, carbón y flujos relacionados con el agua están basados en modelos climáticos regionales. Los resultados y predicción de estos modelos dependen de las condiciones en la superficie, así como de las características y propiedades específicas del suelo y la vegetación (Xu et al., 2014).

Los cambios en la precipitación y temperatura del aire influenciados por la humedad y temperatura del suelo se relacionan con el cambio climático (Mihailović et al., 2016). A su vez, los cambios en parámetros como temperatura del aire, temperatura del suelo y humedad son el resultado del efecto combinado de factores como la materia orgánica presente en el suelo, cubierta vegetal, precipitación y la cobertura de nieve (Mihailović et al., 2016).

En años recientes, los sistemas satelitales se han convertido en una herramienta importante de información que permite estimar dichos factores e inferir las interacciones suelo-atmósfera. En el caso de la vegetación se puede determinar el índice del área foliar (LAI), índice del área del tallo (SAI), fracción de cobertura vegetal (FCV), categoría de la cobertura del suelo (LCC) y parametrización del albedo siendo factores muy importantes en la regulación de la energía de la superficie y el intercambio en el balance de masas (Liang et al., 2005; Zeng et al., 2000).

En relación al parámetro de temperatura, Venkana menciona en (Venkana, 2010) que a mayor difusividad térmica, el calor se propaga rápidamente generando una desecación más rápida del suelo. En donde la tasa de desecado en la capa del suelo depende de la cobertura de la tierra y la disposición de partículas en el suelo. Siendo los suelos que experimentaron variaciones más intensas de calor y humedad los más sensibles al cambio climático. En cambio, los suelos con alta capacidad de vegetación permanente y considerando la disminución de la temperatura debido a la altitud son los menos sensibles al cambio climático (Mihailović et al., 2016).

El suelo, por su parte, es un sistema complejo que incluye muchos subsistemas complejos. En este aspecto, las series temporales de medición del suelo pueden usarse para analizar la complejidad del sistema. Es importante señalar que de acuerdo con Mihailović et al., las series de tiempo de la temperatura del suelo y la humedad representan procesos caóticos y estocásticos que no pueden ser analizados por métodos convencionales. Por lo que es necesario hacer uso de estrategias computacionales que nos permitan cuantificar esas relaciones,

además de mecanismos que maximicen la certidumbre de los datos recolectados. Una opción para identificar relaciones es mediante la complejidad de Kolmogorov (KC), que determina la aleatoriedad de un determinado parámetro del suelo (por ejemplo, temperatura del suelo o humedad) a lo largo del tiempo (Mihailović et al., 2016), mientras que procesos de homogenización de los datos temporales permiten establecer grados de confianza de la información a procesar.

También es conocido que el comportamiento de la temperatura del suelo con respecto a la profundidad, en su capa superficial (hasta 40 cm) está significativamente influenciada por las variaciones de los parámetros meteorológicos, los cuales son menos complejos que las variaciones climáticas a largo plazo. Por otro lado, los procesos de transporte hidrológico en el suelo son más complejos que los procesos de transferencia de calor (Mihailović et al., 2016). Por lo tanto, la temperatura del suelo y los valores de humedad son difíciles de proyectar durante largos periodos debido a las variaciones temporales y espaciales, que son causadas por una serie de factores incluyendo RSG, procesos del suelo, topografía, uso del suelo, temperatura del aire y precipitación (Kang et al., 2000).

Estos cambios en la temperatura del suelo resultan de interés debido a que influyen fuertemente en la respiración del suelo, lo cual afecta la liberación de CO₂ (Davidson et al., 1998), descomposición de materia orgánica del suelo (Conant et al., 2008), procesos microbianos (Rankinen et al., 2004), procesos del suelo (Paul et al., 2004), la producción agrícola, la biodiversidad y el funcionamiento de los ecosistemas (Mihailović et al., 2016).

Debido a la compleja interacción y diversidad de elementos participes en el clima y el cambio climático lo convierten en un tema de estudio y análisis no trivial pero de vital trascendencia a nivel global. Es por ello que en este trabajo de investigación se propone realizar un estudio de carácter local y de vital importancia para el estado de San Luis Potosí y de la región que conforma la Huasteca con el objetivo de identificar evidencias relacionadas con los efectos del cambio climático en la región de la Huasteca Potosina. Para el cumplimiento de este trabajo se emplearan datos provenientes de estaciones climatológicas localizadas en la zona de estudio así como de información satelital proveniente de las plataformas Landsat.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El cambio climático se define como la variación global, significativa y perdurable de la distribución estadística de los patrones del clima en la Tierra (J. T. Houghton et al., 2001; PASC, 2010). De acuerdo con evidencias geológicas, el cambio climático se puede entender como un proceso natural y cíclico destacando el ciclo de los 100,000 años de periodos glaciares e interglaciares, incentivados por procesos vulcanológicos extremos así como irradiancia solar, (Crowley et al, 1988; Knutti, 2008; Svensmark, 2007). Sin embargo, otros estudios (Crowley, 2014; Ramstein et al; Charlson, 1992; Stainforth et al, 2005), han identificado que el factor antropogénico representa un estado crítico de aceleración del cambio climático. La figura 1 muestra el comportamiento del nivel de dióxido de carbono (en partes por millón) en dos periodos muy marcados: i) etapa pre-antropogénica y principios de desarrollo tecnológico-industrial y ii) desarrollo tecnológico-industrial moderno. Antes del momento 0 (etapa (i)) se tiene un comportamiento cuasi periódico con un nivel máximo inferior a las 300 partes por millón. Sin embargo este comportamiento “estable” a partir de 1950 se ha visto alterado y con un incremento súbito en el nivel de dióxido de carbono alcanzando niveles de hasta 400 partes por millón e incrementando, dando como consecuencia se intensifique el fenómeno conocido como efecto invernadero; reteniendo el calor del sol en la atmosfera de la Tierra acelerando aún más el cambio climático retroalimentando este proceso.

Los efectos del calentamiento global y en consecuencia del cambio climático resultan evidentes en la alteración de los patrones de fenómenos naturales. Algunos ejemplos de estos eventos son: mayor frecuencia de huracanes de alta intensidad, ondas de calor más severas, alteraciones en la precipitación, sequias, entre otros. Siendo cada uno de estos fenómenos naturales problemas severos que se deben considerar debido a su alto impacto en ámbito social, ambiental y económico.

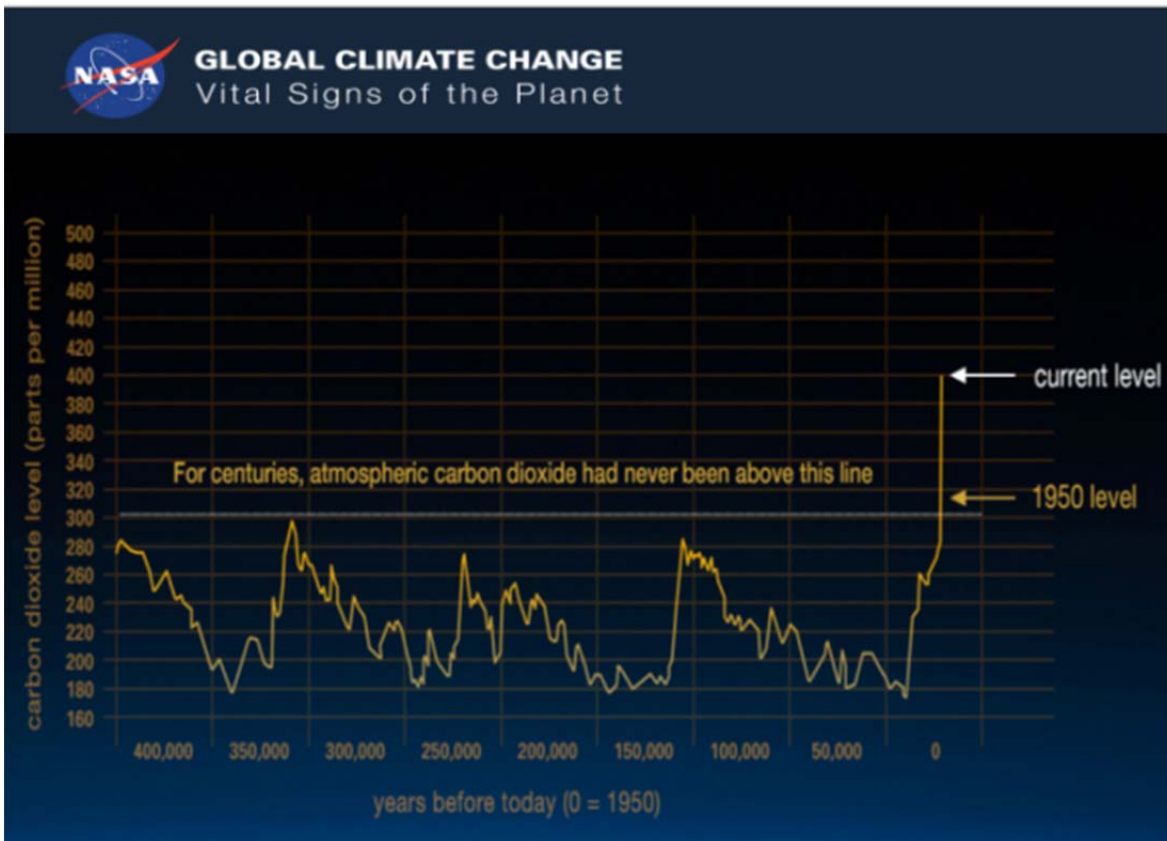


Figura 1.1 Perspectiva temporal de emisiones de dióxido de carbono obtenido por la NASA. Tomado de <https://climate.nasa.gov/causes/>

Dada la inercia y las condiciones actuales de la Tierra referentes a los factores participes en el cambio climático es muy difícil pensar en detenerlo. Sin embargo, medidas como la migración de combustibles fósiles a energías alternas limpias, conservación y aumento de cobertura vegetal (bosques, selvas), concientización del impacto humano en el ambiente pueden obtener como resultado un efecto de desaceleración. Otra alternativa para hacer frente al cambio climático es establecer estrategias/planes de adaptación y resiliencia; con el objetivo de minimizar los efectos. Para ello es necesario identificar comportamientos y establecer patrones comunes que proporcionen información útil a diferentes escalas (global, regional o local).

Las variables que se consideran en este estudio para el monitoreo de los efectos del cambio climático en la zona de la Huasteca Potosina son: precipitación, temperatura y uso de suelo. Los datos fueron recopilados a partir de estaciones meteorológicas y plataformas satelitales. En ambas fuentes se dispone de información de 30 años.

1.3 JUSTIFICACIÓN

El cambio climático es un problema global con serias implicaciones para la humanidad y todo ser vivo de la tierra. De acuerdo con el CEPAL (CEPAL, 2014a) la temperatura media global ha aumentado 0.85°C con referencia al periodo 1880-2012 (de 0.65°C a 1.06°C) y se estima un aumento en la temperatura en el rango de 1°C a 3.7°C para el año 2100. En su reporte conjeturan un incremento de 1°C a 2°C para mediados de siglo y un escenario extremo hipotético de hasta 4.8°C de incremento para finales de siglo.

Sin embargo, el aumento en las temperaturas no es el único efecto, otras consecuencias pueden reflejarse en alteraciones de eventos hidrometeorológicos como:

- cambio en el patrón de precipitación
- sequías
- desertificación
- ondas de calor
- aumento en la intensidad de los huracanes

En donde cada uno de estos eventos posee un impacto en la sociedad. La tabla 1 muestra los impactos potenciales y riesgos del cambio climático. La información presentada corresponde a información recopilada por la Comisión Económica para América Latina (CEPAL), sobre la base de Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC).

Es por ello, que el desarrollo de trabajos de investigación que permitan conocer el estado actual de sensibilidad, vulnerabilidad, resiliencia o adaptabilidad de diversos ecosistemas ante el cambio climático es de vital importancia. Y en este trabajo se propone hacer un estudio espacial-multitemporal en la zona de la Huasteca Potosina analizando múltiples parámetros bio/geofísicos para la caracterización e identificación de patrones que puedan estar asociado al efecto del cambio climático, con miras al establecimiento de estrategias útiles de adaptación.

Tabla 1.1 Impactos potenciales y riesgos del cambio climático en América Latina

Impactos	Riesgos clave	Factores climáticos
Agricultura	Disminución de la producción y calidad de los alimentos; ingresos más bajos y alza de precios	Temperaturas extremas Precipitación extrema Concentración de CO2
Agua	Disponibilidad de agua en regiones semiáridas y dependientes del derretimiento de los glaciares; inundaciones en áreas urbanas relacionadas con la precipitación extrema	Tendencia al aumento de temperatura Tendencia a la sequía Cubierta de nieve
Biodiversidad Y bosques	Modificación del cambio de uso de suelo, desaparición de bosques y pérdida de servicios de los ecosistemas	Aumento de la deforestación Concentración de CO2 Tendencia al aumento de temperatura Acidificación de los océanos
Salud	Propagación de enfermedades transmitidas por vectores en altitud y latitud	Tendencia al aumento de temperatura Temperaturas extremas Precipitación extrema
Turismo	Pérdida de infraestructura, aumento del nivel del mar y fenómenos extremos en zonas costeras.	Alza del nivel del mar Temperaturas extremas Precipitaciones extremas e inundaciones
Pobreza	Disminución del ingreso, principalmente agrícola de la población vulnerable y aumento de la desigualdad en los ingresos	Temperaturas extremas Tendencia a la sequía Precipitación

Fuente: Comisión Económica para América Latina (CEPAL), sobre la base de Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), "Chapter 27. Central and South America", Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, V. R. Barros y otros (eds.), Cambridge, Cambridge University Press, 2014.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 OBJETIVO GENERAL

Establecer un diagnóstico de la Huasteca Potosina mediante estudios multi-temporales/espaciales para la identificación de posibles evidencias de efectos relacionados con el fenómeno de cambio climático a partir de análisis de series de tiempo e información satelital.

1.4.2 OBJETIVOS PARTICULARES

- Realizar un análisis histórico (1987-2017) a partir de datos satelitales y estimar índices asociados a parámetros de:
 - humedad
 - vegetación
 - temperatura
- Calcular áreas de cobertura de los índices históricos obtenidos
- Generar un análisis de series de tiempo (1987-2017) de los datos de precipitación y temperatura de las estaciones climatológicas del SMN-CNA
- Sintetizar la información e identificar patrones que puedan estar asociados a efectos de cambio climático
- Generar escenarios hipotéticos de proyección de la Huasteca Potosina hasta el año 2050

1.5 ALCANCE

En esta investigación se pretende realizar un análisis multi-temporal en la zona de la Huasteca Potosina con el objetivo de identificar anomalías en parámetros bio/geofísicos que pudieran estar asociados con el cambio climático. Dentro de los parámetros de interés y que se consideraron para este trabajo destacan: precipitación y temperatura diaria; así como información espacial, inferida a través de imágenes de satélite, de vegetación, suelo-humedad y temperatura. Toda la información recopilada cumple con el periodo de 30 años requerido para este tipo de estudios.

Para el tratamiento de los datos diarios, se disponen de mediciones provenientes de 44 estaciones meteorológicas que se encuentran convenientemente distribuidas en la zona de la Huasteca Potosina. Las mediciones obtenidas por parte de SMN fueron preprocesadas mediante mecanismos robustos de

homogenización para minimizar el efecto de “falta de datos” y la detección/eliminación de datos anómalos.

Por otra parte, la información satelital fue obtenida gratuitamente de la USGS, se descargaron datos de las plataformas Landsat en sus misiones L5, L7 y L8 y se aplicaron los procesos necesarios para garantizar la validez de los datos en términos de reflectancia de superficie con el propósito de contar con información confiable.

Siendo el alcance planteado para este trabajo la unificación de ambas fuentes de información para la identificación de comportamientos anómalos tanto espaciales como temporales de las variables analizadas permitiendo establecer un punto de referencia y partida para la generación de escenarios hipotéticos futuros.

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1 CAMBIO CLIMÁTICO

2.1.1 DEFINICIÓN-INTERACCIÓN CICLOS DE CARBONO Y AGUA

El cambio climático es la variación estadística en la variabilidad natural del clima que perdura por decenios o más como consecuencia de procesos internos naturales, forzamiento externo o cambios antropogénicos constantes que alteran la composición de la atmósfera (OMM, 2011; IPCC, 2013). La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (CMNUCC), hace una diferencia entre variabilidad climática por causas naturales y cambio climático atribuible a las actividades humanas al definirlo como “el cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante periodos de tiempo comparables”.

El clima de la Tierra está determinado por la energía que recibe nuestro planeta proveniente del Sol, las propiedades de la atmósfera y la superficie terrestre así como de sus capacidades de reflexión, absorción y emisión de la energía solar (IPCC, 2007) que pueden verse afectados por mecanismos de retroalimentación o forzamientos internos que refuerzan o reducen las variaciones y cambios en el clima de manera positiva (reforzar) o negativa (atenuar) (Garduño, 2003).

Uno de los elementos reguladores del clima es el carbono que se transfiere a través de los sistemas de la Tierra mediante el llamado ciclo del carbono (ver figura 2.1). La vegetación es un elemento importante en la transferencia del

carbono ya que tienen la capacidad de utilizar el CO₂ atmosférico y la energía solar para generar carbón orgánico en el proceso de la fotosíntesis y liberar oxígeno a la atmósfera. Por otro lado, al realizar el proceso de respiración se metaboliza el carbono orgánico almacenado para obtener energía y liberar CO₂ a la atmósfera. Otro medio por el cual el Carbono es liberado a la atmósfera es por medio de la descomposición de los organismos en forma de dióxido de carbono y metano. Una parte del carbón orgánico generado en el proceso de fotosíntesis se acumula en el suelo, en los sedimentos marinos o se disuelve en el mar lo que impide que regrese a la atmósfera (Bennington, 2009).

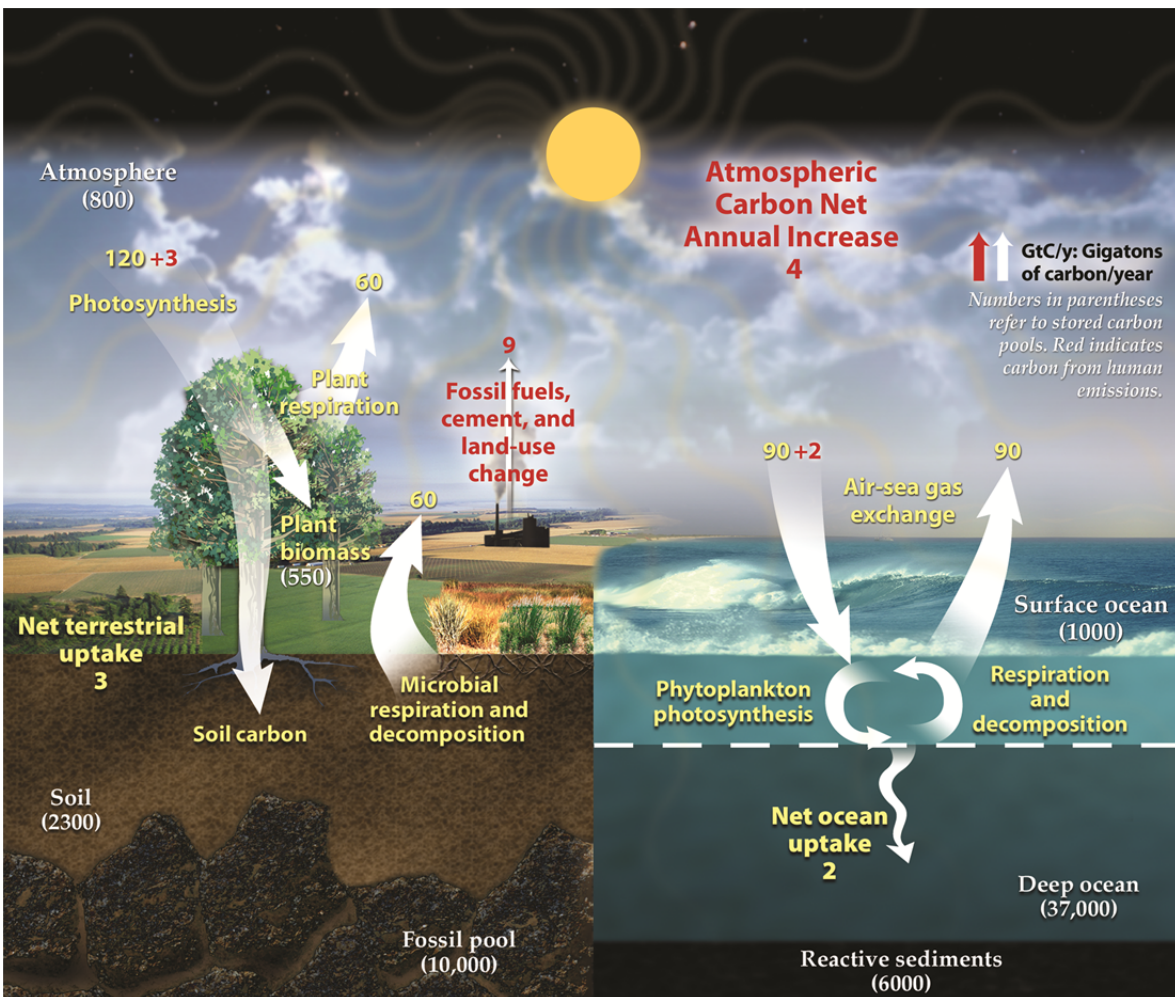


Figura 2.1 Ciclo del carbono. Tomado del Departamento de Energía de los Estados Unidos (<https://genomicscience.energy.gov>)

Por otro lado, existe otra manera de movilidad del carbono hacia la atmósfera a partir de procesos químicos que disuelven el dióxido de carbono en agua. Los océanos favorecen este proceso de disolución al convertir hasta el 98% de CO₂ en iones bicarbonato que a su vez se disocian en iones de Hidrógeno (H⁺) y carbonato (CO₃⁻²) lo que le da a los océanos la capacidad de almacenar el CO₂

(Bennington, 2009), además, la circulación oceánica favorece la acumulación del CO₂ en aguas profundas, a pesar de ello, los océanos reaccionan muy lentamente para sostener la cantidad de CO₂ actual que se libera a la atmósfera por las actividades humanas. Otro mecanismo de eliminación de dióxido de carbono de la atmósfera es mediante la hidrólisis de minerales de silicatos al reaccionar con el ácido carbónico formado por disolución de dióxido de carbono en el agua de lluvia. El ácido carbónico altera la estructura de los minerales de silicato y se transforman en minerales de arcilla liberando iones de bicarbonato y calcio. La arcilla se queda almacenada en el suelo y en depósitos sedimentarios mientras que los iones de calcio y bicarbonato son transportados al océano por el agua subterránea donde se combinan y forman minerales de carbonato que se depositan como sedimentos en el fondo oceánico y crean roca caliza que evita las reacciones químicas que liberan el CO₂ a la atmósfera (Bennington, 2009). El carbón orgánico acumulado durante miles o cientos de millones de años en los sedimentos y materia orgánica sometidos bajo calor y presión se descompone y transforma en hidrocarburos como carbón, petróleo y gas natural. El carbón orgánico presente en los hidrocarburos posee energía química almacenada lo que les confiere un gran contenido energético. La quema de combustibles fósiles y otras actividades humanas libera el carbono almacenado en forma de CO₂ hacia la atmósfera alterando su composición provocando perturbaciones en los demás sistemas terrestres (biosfera, hidrosfera, litosfera) debido a que están interconectados. La atmósfera se constituye principalmente de nitrógeno (78.08%) y oxígeno (20.95%) y en menores cantidades contiene argón (0.93%), helio (0.0005%), vapor de agua (0-4%), dióxido de carbono (0.0360%), metano (0.00017%), ozono (0.000004%) entre otros gases traza (OMM, 2011; Bennington, 2009) y su composición juega un papel muy importante en el balance energético y el efecto invernadero. Los gases minoritarios como el dióxido de carbono, vapor de agua y metano, tienen la capacidad de absorber la radiación infrarroja (calor) emitida por la superficie terrestre o las nubes y luego re-emitirla a la superficie terrestre lo que causa el calentamiento de la atmósfera y superficie y mantiene la temperatura promedio de la Tierra en 15 °C (NASA, 2011), favorable para el desarrollo de la biosfera, esto es lo que se conoce como efecto invernadero y los gases que lo propician, gases de efecto invernadero.

A pesar de las bajas proporciones de los gases de efecto invernadero en la atmósfera, estos impactan significativamente en el clima global y el calentamiento de la Tierra y están en función de la eficiencia para absorber el calor y su abundancia en la atmósfera; los gases de efecto invernadero más efectivos son el vapor de agua, dióxido de carbono y metano, respectivamente (Bennington, 2009). El vapor de agua tiene un flujo constante en la atmósfera, a través de la evaporación y condensación del ciclo del agua, que permite un equilibrio en su concentración y que varía en respuesta a cambios en el clima de superficie, es decir, entre mayor sea la cantidad de vapor de agua en la atmósfera generado por

un clima caliente se fortalece el efecto invernadero y aumenta el calentamiento, además, entre más vapor de agua se pueden generar más nubes que reflejan la radiación solar entrante y neutralizar el efecto de calentamiento por vapor de agua, lo que se conoce como retroalimentación positiva. En cambio, los niveles de dióxido de carbono en la atmósfera han cambiado en escalas de tiempo diferente, desde interanual hasta geológicas, estas variaciones responden a su ciclo continuo entre la atmósfera, océano y biosfera. El calentamiento de la Tierra a causa del efecto invernadero inducido por los niveles de dióxido de carbono mantiene la concentración de vapor de agua pero al disminuir las concentraciones de dióxido de carbono hay un enfriamiento de la Tierra lo que provoca la condensación y precipitación de una parte del vapor de agua y la reducción en su concentración lo que causa la disminución del calentamiento por efecto invernadero causado por el vapor de agua y por el contrario, si las concentraciones de dióxido de carbono aumentan hay un incremento de temperatura que genera mayor vapor de agua hacia la atmósfera y refuerza el calentamiento del efecto invernadero. Ya que el dióxido de carbono mantiene las concentraciones de vapor de agua, es el gas que controla la magnitud del efecto invernadero y establece la temperatura (NASA, 2011). En cuanto al metano, este gas tiene participación tanto en el ciclo del carbono como en el efecto invernadero. El metano se libera a la atmósfera por descomposición o combustión de la materia orgánica que almacenaba carbono en sus tejidos, por fuentes geológicas o por su producción en ambientes anaeróbicos por parte de microorganismos como bacterias y arqueas que lo reabastecen continuamente; la luz ultravioleta y la oxidación retiran fácilmente el metano de la atmósfera, sin embargo, perdura por sus constantes emisiones (Bennington, 2009).

Otro tipo de mecanismos que influyen en la variación de la temperatura de la Tierra es la circulación oceánica que es muy importante en la distribución del calor. Los océanos absorben la mayor parte de la radiación solar que llega a la Tierra (NOAA, 2013), también absorben, transportan y emiten gases importantes que capturan la energía como CO₂ y aporta el 85% de vapor de agua en la atmósfera (Bigg et al., 2003). La temperatura del aire y de la superficie del mar así como el viento, influyen en la tasa de evaporación de la capa superficial del océano generando vapor de agua (NASA, 2012), al enfriarse el vapor de agua en la atmósfera ocurre la formación de nubes por condensación que son transportadas grandes distancias por el viento tierra adentro, donde bajo condiciones adecuadas puede precipitar y formar tormentas que transfieren calor verticalmente a la atmósfera superior. El desplazamiento de las tormentas ayuda a intercambiar el calor entre el ecuador y los polos (NASA, 2012), sin embargo, la distribución de la precipitación no es homogénea, y es abundante en algunas partes del mundo mientras que en otras es escasa, además, su variación temporal es sustancial. El agua precipitada se almacena en lagos, suelo, aguas subterráneas y también forma corrientes superficiales que finalmente llegan al

océano, donde comienza nuevamente el ciclo (ver figura 2.2). Además del transporte de agua y calor por medio de la evaporación y precipitación, las corrientes oceánicas también juegan un papel muy importante en este proceso ya que actúan como una “cinta transportadora” llevando calor del Ecuador a los polos y agua fría desde los polos hacia los trópicos (NOAA, 2013; Bigg et al., 2003). Además de calor, el océano transporta dióxido de carbono entre el océano profundo, la capa superficial y la atmósfera; los movimientos verticales en el océano son fundamentales para este intercambio. Debido a que el agua fría tiene la capacidad de disolver mayor dióxido de carbono que el agua caliente, el patrón global de circulación oceánica atrae el dióxido de carbono en la atmósfera hacia aguas profundas y frías de los océanos donde se almacena y posteriormente se disuelve, eventualmente esta agua se mezcla, las reacciones de disolución se invierten, el agua sube a la superficie donde se calienta y regresa dióxido de carbono a la atmósfera (Bigg et al., 2003; Bennington, 2009). Se estima que un tercio del dióxido de carbono emitido por la quema de combustibles fósiles es absorbido por los océanos, sin embargo, el proceso de solubilidad es muy lento para soportar la tasa de emisiones de dióxido de carbono a causa de actividades humanas. Cabe destacar que las concentraciones actuales de los gases de efecto invernadero se deben a las emisiones totales y su eliminación de la atmósfera en el pasado (IPCC, 2007).

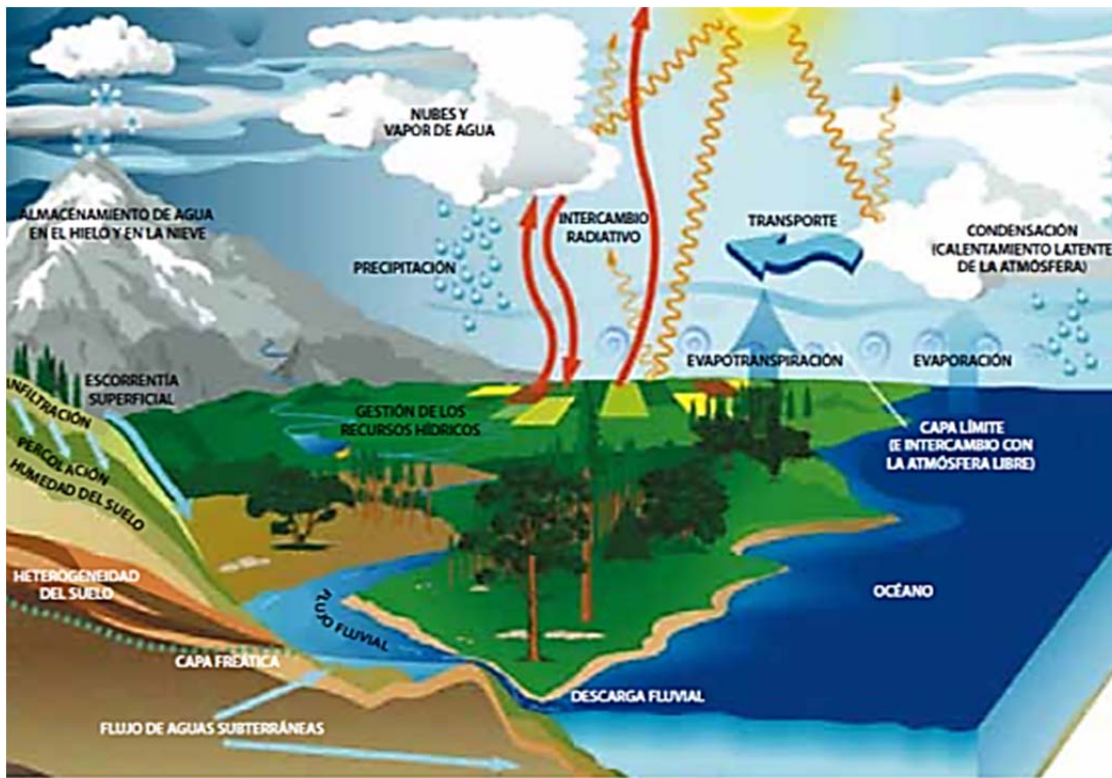


Figura 2.2 Sistema Climático y ciclo del agua. Tomado de OMM (2011)

En resumen, las corrientes oceánicas juegan un papel muy importante dentro del sistema climático de la Tierra al distribuir de forma equitativa la radiación solar que llega a la superficie terrestre y regular el clima global (NOAA, 2013). Por su gran capacidad térmica y dinámica, los océanos pueden ralentizar y disminuir el cambio climático (Bigg et al., 2003).

2.1.2 DETONANTES Y CONSECUENCIAS

El balance energético de la Tierra ha sido alterado por procesos naturales y actividades humanas que son los impulsores del cambio climático (IPCC, 2013) provocando cambios en las características de la atmósfera y la superficie terrestre que originan un forzamiento del sistema climático (IPCC, 2013, 2007). La concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera es el principal factor del forzamiento del clima (IPCC, 2007). Los gases de efecto invernadero provienen de fuentes naturales en general, pero el aumento en su concentración es atribuible a las actividades humanas así como otros gases originados provenientes únicamente de estas actividades como los clorofluorocarbonos.

Durante la revolución industrial, las emisiones de dióxido de carbono por la quema de combustibles fósiles aumentaron sus concentraciones en la atmósfera (IPCC, 2013), lo que ocasionó el aumento de la temperatura superficial media global de 0.85 °C a partir de 1880 (IPCC, 2014). Actualmente, las concentraciones de dióxido de carbono (CO₂) y otros gases de efecto invernadero tales como metano (CH₄) y óxido nitroso (N₂O) continúan aumentando por las constantes emisiones provenientes de actividades humanas como la deforestación, cambio de uso de suelo, agricultura, quema de combustibles fósiles, etc. Este incremento de gases de efecto invernadero ha tenido efecto en la superficie de la Tierra que se ha calentado en las últimas tres décadas, siendo 1983-2012 el periodo más caliente que cualquier decenio anterior a 1850 (IPCC, 2007, 2014) y a partir de 1950 este incremento de temperatura superficial se ha asentado con una tasa promedio de calentamiento de 0.13 °C por década durante los últimos 50 años, muy por encima de la tasa de los últimos 100 años (IPCC, 2007). El Panel Intergubernamental de expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) ha manifestado en su quinto informe de evaluación los impactos del cambio climático en los sistemas naturales y humanos. De acuerdo con el informe, las principales consecuencias de una atmósfera más caliente son los cambios en los patrones de precipitación y extremos climáticos más intensos, el derretimiento del hielo en las regiones de altitudes altas y zonas elevadas a causa del cambio climático alteran los sistemas hidrológicos afectando la cantidad y calidad de los recursos hídricos, que impactan ambiental, social y económicamente.

2.2 IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

2.2.1 IMPACTO AMBIENTAL

Muchas especies terrestres y marinas han modificado su distribución, migración, actividades estacionales e interacciones con su medio, además, se han atribuido algunas extinciones de especies al cambio climático y algunas otras están en peligro de extinción como el oso polar. Algunas especies arbóreas y animales, siguen la temperatura óptima para su desarrollo y están cambiando sus rangos de distribución hacia latitudes más altas incluyendo plagas de insectos que generan la mortandad de algunas especies como el caso de los bosques de abeto en Canadá y Alaska que se generó por la sobrepoblación del escarabajo de abeto causada por veranos más largos y cálidos (Bennington, 2009). La velocidad de respuesta al cambio climático de cada especie es diferente, por lo que los cambios en los rangos de distribución fragmentan los ecosistemas y amenazan a las especies (Bennington, 2009).

Las especies marinas también sufren afectaciones derivadas del cambio climático, la captura de dióxido de carbono en los océanos altera su pH volviendolo más ácido lo que ha ocasionado el debilitamiento de los esqueletos de carbonato de calcio de algunas especies volviendolas más vulnerables a enfermedades y depredadores (Bennington, 2009), además, ha ocasionado la muerte de los arrecifes de coral. La distribución de las especies marinas también ha sido afectada por el calentamiento de las aguas oceánicas, incluidas algunas especies comerciales lo que afecta económicamente el sector pesquero.

Otro impacto significativo del cambio climático es el derretimiento de los glaciares de montaña y la pérdida de masa de hielo en el Ártico, Groenlandia y la Antártida, estos pasan a los océanos en su forma líquida y contribuye al aumento del nivel del mar. Actualmente, la tasa promedio de aumento del nivel del mar es de 33 cm por siglo, pero se estima que esta tasa ascienda a medida que la temperatura global también incrementa inundando grandes regiones costeras en todo el mundo (Bennington, 2009).

2.2.2 IMPACTO SOCIAL

El clima tiene una gran influencia en la agricultura, por lo que los cambios en la distribución de la precipitación afecta negativamente en los cultivos como el trigo y el maíz y en menor medida los cultivos de arroz y soja poniendo en riesgo la seguridad alimentaria de los países lo que genera un impacto social y económico. Otra variable importante en la agricultura es la humedad del suelo, la cual se relaciona con la cantidad de precipitación y evaporación, estas variables fuerzan a

las zonas agrícolas a adaptarse y reubicarse lo que ocasiona una presión mayor de los recursos hídricos en las zonas áridas (Bennington, 2009). A causa de la disminución de la precipitación en algunas zonas, también se espera que la aridez y sequía de algunas zonas sea más severa como en el suroeste de Estados Unidos y el Norte de África. Los modelos computacionales estiman que los lugares con latitudes medias a altas tendrán un aumento de la precipitación, mientras que en lugares con latitudes medias a bajas se espera una disminución de la precipitación, además, es probable la frecuencia e intensidad de lluvia extrema en las zonas tropicales. Otros fenómenos extremos que impactan en la sociedad son las temperaturas extremas y las olas de calor que en 2003 causaron la muerte de más de 35,000 personas en Europa (Bennington, 2009), también se ha observado una disminución en la frecuencia de días y noches fríos y heladas, así como días y noches más calurosos más frecuentes. Además, la energía adicional en los océanos y atmósfera puede aumentar la intensidad y/o frecuencia de fenómenos como huracanes y tornados. También, la lluvia extrema puede ocasionar inundaciones que impactan negativamente a la sociedad.

Por otro lado, se estima que se ha modificado la distribución de algunas enfermedades transmitidas por mosquitos lo que impacta en la salud humana haciendo más vulnerable a la población marginada. Los impactos generados por eventos climáticos extremos como olas de calor, sequias, ciclones, inundaciones, etc., pone en evidencia la vulnerabilidad de los sistemas naturales y sociedades humanas expuestos a estos fenómenos. Por lo tanto, es necesario el monitoreo del efecto del cambio climático para tomar medidas de adaptación y mitigación y reducir sus impactos.

2.2.3 IMPACTO ECONÓMICO

Los costos económicos por los impactos del cambio climático son significativos y aumentan con el tiempo, sin embargo, no son iguales por sectores ni por regiones (Galindo & Caballero, 2010). A nivel global, los impactos del cambio climático dejarán pérdidas entre el 5 y 20% del producto interno bruto (PIB) mundial cada año, como consecuencia de no actuar frente al cambio climático, mientras que los costos por mitigar los impactos reducen la pérdida del PIB mundial a 1% pudiéndose elevar hasta el 5%, según lo reportado en el Informe Stern (Galindo & Caballero, 2010; Gay et al., 2010). En México, se estima que los costos del cambio climático desde ahora y hasta el 2100 sea alrededor del 6.2% del PIB actual sin incluir actividades pecuarias y eventos extremos (Galindo & Caballero, 2010). En contraste, las estimaciones realizadas por el Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM para el mismo tiempo fueron mucho mayores, hasta 20 veces el PIB actual (Gay et al., 2010).

Los impactos económicos del cambio climático son importantes, no solo por los efectos mencionados anteriormente, sino también por el presupuesto que implican los procesos de adaptación y mitigación lo que convierte al desarrollo sostenible en una alternativa de crecimiento para los países (Galindo & Caballero, 2010).

2.3 TÉCNICAS DE MEDICIÓN Y MONITOREO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Las observaciones del estado de la atmósfera son la base de las investigaciones y aplicaciones relacionadas con el clima (OMM, 2011, 2008). Asimismo, los elementos meteorológicos o climáticos tales como la temperatura del aire, precipitación, presión atmosférica, velocidad y dirección del viento, etc., son utilizados para describir el clima de un lugar en un determinado periodo de tiempo aunado a las propiedades de la superficie de la Tierra (topografía, geología, vegetación) que son elementos importantes que también describen el clima y su variabilidad. La adquisición de datos observados de los elementos climáticos se realiza a través de sistemas de medición in situ y percepción remota.

2.3.1 TÉCNICAS BASADAS IN SITU

Los sistemas de medición *in situ* o de superficie se conforman por diferentes tipos de estaciones como las estaciones sinópticas, estaciones de observación en altitud, estaciones climatológicas, etc., cuyas observaciones satisfacen aplicaciones particulares (OMM, 2008). Dependiendo del tipo de estación y la red de observación, estas miden diferentes variables como humedad, temperatura, precipitación, características de las nubes, presión atmosférica, etc. En México, el organismo encargado de las redes de observación meteorológica es el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) que cuenta con una densa red de estaciones climatológicas (alrededor de 5 500) distribuidas por todo el país las cuales registran datos diarios de precipitación, temperatura, evaporación, viento y visibilidad. Además de la información de las variables de interés (precipitación y temperatura), las estaciones climatológicas tienen un amplio periodo de registro de los datos (desde 1900), razón por la cual fueron utilizadas en este trabajo.

2.3.2 TÉCNICAS BASADAS EN PERCEPCIÓN REMOTA

Por su cobertura espacial, los sistemas de percepción remota o teledetección proporcionan información complementaria de las observaciones hechas en superficie y también permiten obtener datos de las zonas donde no se cuenta con mediciones. Los sistemas de teledetección (activa y pasiva) permiten estimar

elementos como la precipitación, nubosidad, radiación, biomasa, topografía, vegetación, cubierta de hielo, etc., mediante instrumentos espaciales en superficie o aeronaves.

El radar meteorológico es el instrumento de percepción remota activa en superficie más empleado, el LIDAR (Light Detection and Ranging) es otro de los instrumentos utilizados en percepción remota para obtener información de los elementos terrestres así como los satélites de observación de la Tierra. La brevedad del periodo de registro de estos sistemas es su principal limitante, lo que es un desafío para deducir la variabilidad del clima y el cambio climático a largo plazo (WMO, 2011). Sin embargo, los satélites Landsat cuentan con un amplio repertorio de información (al menos 40 años), por tal motivo fueron empleados en este trabajo para cubrir 30 años de datos, suficientes para el análisis de la tendencia y variabilidad climática en la zona de estudio.

2.4 SISTEMAS DE PERCEPCIÓN REMOTA

La percepción remota (Remote Sensing en inglés), de acuerdo con Chuvieco Salinero (1990) es la técnica que consiste en adquirir imágenes de la superficie de la Tierra por medio de sensores en plataformas espaciales y la interacción energética por reflexión de la energía solar o una luz artificial entre la Tierra y el sensor. La energía se transmite a la superficie terrestre y la señal detectada es almacenada para su posterior interpretación y aplicación.

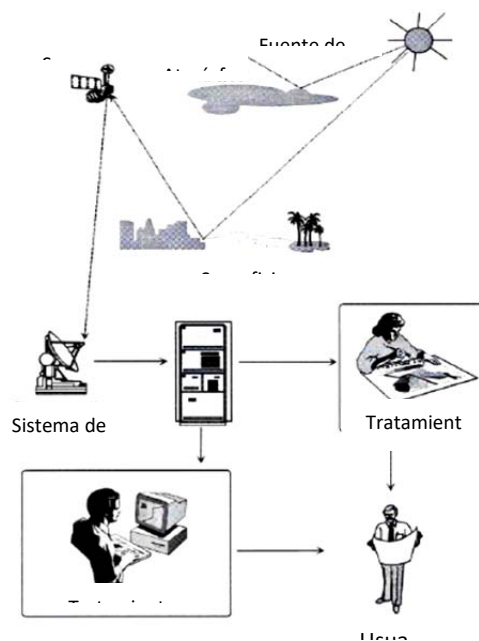


Figura 2.3 Componentes del sistema de percepción remota. Tomada de Chuvieco (2008)

El objetivo de la teledetección es identificar y caracterizar la superficie de la Tierra y sus procesos a partir de la energía electromagnética emitida por esta y la que refleja proveniente del Sol (Gilabert et al., 1997).

La adquisición de la información por medio de los sensores remotos se hace de tres maneras: reflexión, emisión y emisión-reflexión (Chuvieco, 2008). La primera, es la forma más importante de teledetección ya que se deriva de una fuente de energía natural (El Sol) o artificial y dependiendo de su fuente de energía utilizada se dividen en pasivos y activos.

2.4.1 PERCEPCIÓN PASIVA

En los sensores pasivos o percepción pasiva, la fuente de energía recibida proviene de la luz solar. La energía del Sol que cubre la superficie terrestre es reflejada por ésta en función del tipo de material presente y captada por el sensor; este flujo de energía entre la superficie de la Tierra y el sensor se transmite en forma de radiación electromagnética (Chuvieco, 2008). A la llegada del sensor, la energía electromagnética interactúa con la atmósfera afectando la señal recibida a causa de los aerosoles suspendidos, además, el movimiento terrestre y del satélite en el que se encuentran montados los sensores crean modificaciones que deben ser ajustadas, en el apartado 4.2 se describe el procedimiento de corrección de imágenes para minimizar estas perturbaciones.

La familia de satélites Landsat fue el primer proyecto dedicado a la observación de los recursos naturales y monitoreo del cambio global (Chander et al., 2009; Chuvieco, 1995). Con el objetivo de observar y monitorear la Tierra, los satélites Landsat tienen incorporados diferentes tipos de sensores que se describen en el siguiente apartado.

TIPOS DE SENSORES

Sensor Multiespectral Scanner (MSS)

Es un sensor óptico-electrónico de barrido montado sobre una plataforma “tipo NIMBUS”, cuenta con un conjunto de cámaras Return Beam Vidicon (RBV); fue el primero en ser utilizado en las misiones Landsat durante su lanzamiento en 1972 y posee la serie de información más larga.

El sensor MSS fue incluido en los satélites Landsat 1 al 5, éste descompone en cuatro bandas espectrales la radiancia recibida con un rango del azul visible al infrarrojo cercano; las imágenes captadas se componen de 2,340 líneas de barrido por 3,420 columnas lo que le otorgó una resolución espacial de 79 m (Chuvieco, 1995), ahora, los datos se remuestrean a 60 m (USGS).

Sensor Thematic Mapper (TM)

Al igual que el anterior, es un sensor de barrido óptico-electrónico pero a diferencia del MSS realiza el barrido en dos direcciones, lo que le permite una mejor resolución espacial, espectral y radiométrica. El sensor TM provee seis bandas con resolución de 30 m y una banda térmica con resolución de 120 m, este sensor fue incluido en los satélites Landsat 4 y 5. Con estas mejoras, las aplicaciones se amplían, por ejemplo, permite detectar focos de calor con la banda térmica.

Sensor Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)

El sensor ETM+ a bordo de Landsat 7 incluye las capacidades del sensor TM de Landsat 4 y 5 y otras características adicionales que lo convierten en el más estable y preciso que los anteriores. Las imágenes captadas por el sensor ETM+ se componen por ocho bandas espectrales que incluyen una banda pancromática con resolución de 15 m, mientras que la banda térmica tiene una resolución espacial de 60 m y se caracteriza de recuperar tanto la ganancia baja como alta en dos bandas térmicas (1 y 2, respectivamente). El tamaño de la escena completa de Landsat 7 es aproximadamente 170 km por 183 km.

A causa de una falla del Scan Line Corrector (SLC) en el sensor ETM+ de Landsat 7 ocurrido en mayo de 2003 (Chander et al., 2009), las imágenes tomadas posterior a esta fecha sufren de pérdida de información creando un patrón repetitivo en forma de bandas a lo largo de la escena; la falta de información del área de la imagen es del 22% aproximadamente (Storey et al., 2005 citado por Chandler et al., 2009). A pesar de ello, la calidad en los datos de los píxeles que no sufrieron daño no tiene impacto negativo.

Operational Land Imager (OLI) y Thermal Infrared Sensor (TIRS)

Landsat 8 es el último de los satélites de la familia Landsat que continúa con el registro de datos de sus antecesores y contiene dos sensores de observación: OLI y TIRS. Las imágenes captadas por Landsat 8 son similares a las adquiridas por el sensor ETM+ en cuanto a bandas espectrales pero incorpora dos nuevas bandas; una banda específica para recursos hídricos y zonas costeras en el espectro del azul visible y otra banda para detección de nubes cirrus en el infrarrojo. Mientras que el sensor térmico TIRS adquiere dos bandas espectrales de longitud de onda igual que sus antecesores TM y ETM+ (Ariza, 2013).

A continuación, se presenta una tabla comparativa entre los diferentes sensores de la familia Landsat.

Tabla 2.1 Características espectrales de los satélites Landsat. Tomado de USGS (2018)

Sensor	Satélite	Bandas	Longitud de onda (µm)	Resolución (m)	
MSS	Landsat 1-3	Banda 4	Verde	0.5-0.6	60
		Banda 5	Rojo	0.6-0.7	60
		Banda 6	NIR	0.7-0.8	60
		Banda 7	NIR	0.8-1-1	60
	Landsat 4-5	Banda 1	Verde	0.5-0.6	60
		Banda 2	Rojo	0.6-0.7	60
		Banda 3	NIR	0.7-0.8	60
		Banda 4	NIR	0.8-1.1	60
<i>*La resolución espacial original era 79x57 m; pero se remuestrea a 60 m en todas las bandas</i>					
TM	Landsat 4-5	Banda 1	Azul	0.45-0.52	30
		Banda 2	Verde	0.52-0.60	30
		Banda 3	Rojo	0.63-0.69	30
		Banda 4	NIR	0.76-0.90	30
		Banda 5	SWIR1	1.55-1.75	30
		Banda 6	Térmica	10.40-12.50	30*
		Banda 7	SWIR2	2.08-2.35	30
<i>*La banda térmica se adquiere originalmente a 120 m; pero se remuestrea a 30 m por pixel</i>					
ETM+	Landsat 7	Banda 1	Azul	0.45-0.52	30
		Banda 2	Verde	0.52-0.60	30
		Banda 3	Rojo	0.63-0.69	30
		Banda 4	NIR	0.77-0.90	30
		Banda 5	SWIR1	1.55-1.75	30
		Banda 6	Térmica	10.40-12.50	30*
		Banda 7	SWIR2	2.09-2.35	30
		Banda 8	Pancromática	.52-.90	15
<i>*La banda térmica se adquiere originalmente a 60 m; pero se remuestrea a 30 m por pixel</i>					
OLI Y TIRS	Landsat 8	Banda 1	Ultra azul	0.435-0.451	30
		Banda 2	Azul	0.452-0.512	30
		Banda 3	Verde	0.533-0.590	30
		Banda 4	Rojo	0.636-0.673	30
		Banda 5	NIR	0.851-0.879	30
		Banda 6	SWIR1	1.566-1.651	30
		Banda 7	SWIR2	2.107-2.294	30
		Banda 8	Pancromática	0.503-0.676	15
		Banda 9	Cirrus	1.363-1.384	30
		Banda 10	TIRS1	10.60-11.19	30*
		Banda 11	TIRS2	11.50-12.51	30*
<i>*Las bandas TIRS se adquieren a una resolución de 100 m; pero se remuestrean a 30 m</i>					

CAPÍTULO 3

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1 LA HUASTECA POTOSINA

El estado de San Luis Potosí se localiza en el centro del país y debido a sus características geográficas se divide en cuatro regiones: Altiplano, Centro, Media y Huasteca. Cada región comparte características naturales como el tipo de clima, tipo de vegetación, hidrografía y orografía (ver Figura 3.1).

La Huasteca Potosina abarca parte de la planicie costera del golfo de México y una porción de la Sierra Madre Oriental (Gallardo Arias, 2004). Debido a su orografía, su altitud varía entre los 20 y 3200 m.s.n.m.; se encuentra dentro de la cuenca del río Pánuco y tiene afluencias de los ríos Moctezuma, El Coy y Tampaón.

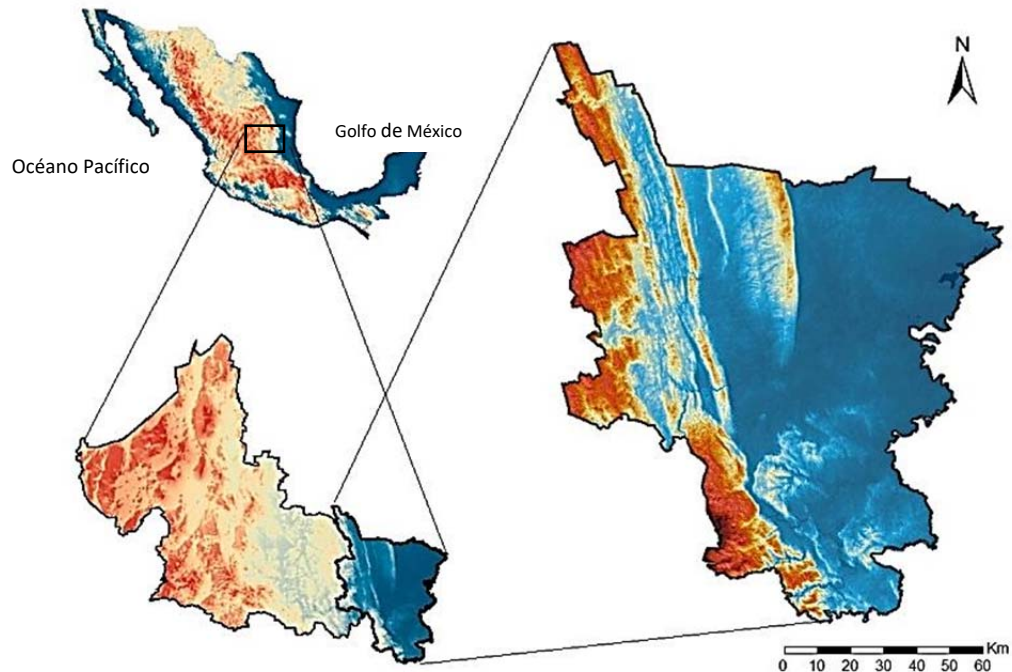


Figura 3.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio

La región de la huasteca tiene una extensión territorial de 11,409 km², lo que equivale al 18.31% de la superficie del territorio estatal. Tiene una población aproximada de 746, 719 habitantes y su principal actividad económica es agropecuaria y fructífera (SDES, 2014).

3.1.1 LOCALIZACIÓN

La Huasteca Potosina se compone por 20 municipios y se encuentra ubicada al Este del estado de San Luis Potosí entre las coordenadas: 98°19'35.6" y 99°32'47.5" longitud Oeste, 21°09'41.6" y 22°44'39.2" latitud Norte. Geográficamente, está limitada por los municipios de Alaquines, Cárdenas, Ciudad del Maíz, Rayón y Santa Catarina en la parte oriente del estado; al norte limita con el estado de Tamaulipas, al sur con los estados de Hidalgo y Querétaro y al este limita con los estados de Hidalgo y Veracruz (Figura 3.2).

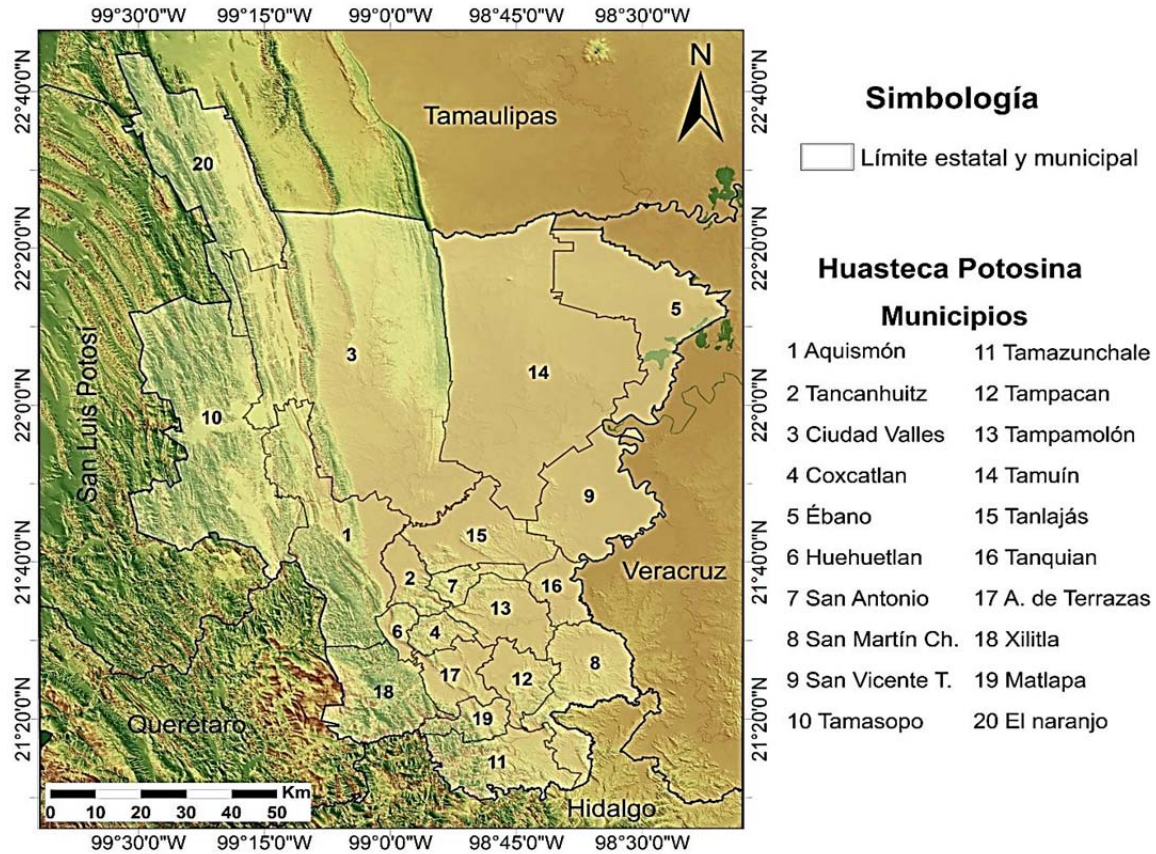


Figura 3.2 Mapa de la zona de estudio

3.1.2 CLIMA

De acuerdo al mapa vectorial de climas de CONABIO, mismo que utiliza la clasificación de Köppen modificada por García, el clima de la huasteca potosina pertenece a dos grupos: Clima tropical lluvioso (grupo A) y clima templado lluvioso (grupo C) y comprende diversos tipos de climas.

Climas cálidos-húmedos y subhúmedos A

a) *Climas cálidos húmedos*

Clima A(f). *Clima cálido y húmedo con lluvias todo el año*, es decir, durante la temporada húmeda (junio-septiembre) llueve el 69% de la precipitación anual y durante la temporada seca (enero-marzo) llueve cerca del 15% de la precipitación anual siendo la precipitación del mes más seco mayor a 60 mm; la temperatura media anual es mayor a 22° C y la temperatura del mes más frío es de 18° C. Este tipo de clima se encuentra en la parte sur y suroeste del territorio de la huasteca

en los municipios de Tamazunchale, Matlapa, Huehuetlán, Aquismón y una parte del municipio de Axtla de Terrazas.

Clima Am. *Cálido-húmedo* el régimen de precipitaciones de este tipo de clima es del 69% de lluvia durante los meses de junio a septiembre (meses más húmedos) de la precipitación anual y durante los meses de enero a marzo (meses más secos) llueve entre el 15 y 18% de la precipitación anual siendo la precipitación del mes más seco 56 mm con lluvia invernal entre 5 y 10% del total anual; la temperatura media anual supera los 22° C y la temperatura del mes más frío es de 18° C. Este tipo de clima es muy escaso en el territorio de la Huasteca Potosina, solo se encuentra en la parte sur de Xilitla y oeste de Tamazunchale. De acuerdo al porcentaje de lluvia invernal, en la huasteca está presente el subtipo Am(f), el cual posee mayor porcentaje de lluvia invernal (mayor a 10% de la precipitación total anual) y lluvias homogéneas.

Este tipo de climas se localiza en la parte sur que se ubica en el declive de la sierra Madre Oriental la cual actúa como una barrera de los vientos y humedad proveniente del Golfo de México que afecta el clima local. Durante el verano y parte de otoño, los ciclones que afectan el territorio mexicano introducen humedad y provocan un aumento en la cantidad de precipitación y temperaturas cálidas.

b) Climas cálidos sub-húmedos

El clima *Cálido subhúmedo con lluvias en verano (Aw)*, se localiza en la parte de la llanura costera del Golfo de México en la parte noreste de la huasteca potosina, donde existe menor elevación y se extiende hasta la base de la Sierra Madre Oriental. Dependiendo de su grado de humedad, que va en aumento de elevaciones menores a mayores y de la proximidad a sistemas montañosos, este tipo de clima forma tres subtipos pertenecientes al territorio de la huasteca potosina.

Aw0. *Cálido subhúmedo con lluvias en verano*, subtipo de menor humedad con temperatura media anual mayor a 22° C y temperatura del mes más frío mayor a 18° C. en la zona de menor elevación y la más cercana al Golfo de México donde se ubican los municipios de Tamuín, Ébano y una parte de San Vicente Tancuayalab.

Clima Aw1. *Cálido-subhúmedo con lluvias en verano*, subtipo de humedad media con temperatura media anual mayor a 22° C y temperatura del mes más frío mayor a 18° C. Se localiza al lado oeste del área de Aw0 y se distribuye en una franja que va del Norte al Sureste a lo largo de Ciudad Valles, Tamuín hasta San Vicente Tancuayalab. Es el clima de transición a Aw2.

Aw2. *Cálido-subhúmedo con lluvias en verano*, subtipo de humedad alta con temperatura media anual mayor a 22° C y temperatura del mes más frío mayor a 18° C. Este tipo de clima se localiza al lado norte y oeste del clima Aw1 y se

distribuye de norte a sur a lo largo de Ciudad Valles, Tanlajás, Tampamolón hasta San Vicente Tancuayalab donde las latitudes van de 20 a 200 m.s.n.m. y en altitudes superiores a los 200 y hasta 1000 m.s.n.m. sobre parte de la Sierra Madre Oriental en El naranjo y una pequeña parte al sur de Tamasopo. De acuerdo al régimen de precipitación, se presenta el subtipo Aw2(x') en el cual, las lluvias distribuidas uniformemente. Este tipo de clima se encuentra únicamente en un área muy pequeña de San Martín Chalchicuautla.

Climas semicálidos húmedos y subhúmedos (A)C

El factor principal para el grupo climático C (templado lluvioso) se debe principalmente a la altitud (García, 2004) y se localiza en la zona tropical. Los climas C, a diferencia de los climas A se caracterizan por tener temperaturas más bajas y mayor precipitación. Sin embargo, se distingue un subgrupo de transición entre ambos climas A y C y se compone por las estaciones más frescas del grupo A y las más cálidas del grupo C, este subgrupo está representado por las letras A(C) y (A)C, la letra entre paréntesis indica la tendencia hacia las condiciones climáticas de tal grupo. Dentro de la Huasteca Potosina se encuentran climas pertenecientes a este subgrupo de transición.

Subgrupo de climas semicálidos húmedos

(A)C(fm). *Semicálido húmedo del grupo C*, se caracteriza por presentar temperatura media anual mayor a 18° C, temperatura del mes más frío menor a 18° C mientras que la temperatura del mes más calientes es mayor a 22° C. En cuanto a su régimen de precipitación, presenta lluvias todo el año y durante el verano está presente la influencia del monzón; la precipitación en el mes más seco corresponde a 40 mm el porcentaje de lluvia invernal es menor a 18%. Este subgrupo está presente dentro de la Huasteca Potosina en altitudes entre 1000 y 2000 m.s.n.m en los municipios de Xilitla y Huehuetlán y a latitudes más bajas, entre 200 y 1000 m.s.n.m en una pequeña porción al sur de Tamazunchale.

(A)C(m). *Semicálido húmedo del grupo C*, este subgrupo tiene una temperatura media anual mayor a 18° C y temperatura del mes más frío menor a 18° C así como temperatura del mes más cálido mayor a 22° C, en cuanto a precipitación, la lluvia se presenta abundante en verano y en el mes más seco no excede los 40 mm, el porcentaje de precipitación invernal varía entre 5 y 10% del total anual. Este tipo de clima se distribuye al oeste de la zona en las partes más elevadas a altitudes que varían entre los 200 y 1500 m.s.n.m. en la región de El Naranjo, Tamasopo, Ciudad Valles y Aquismón y en zonas con mayor elevación entre 1500 a 2500 m.s.n.m. en Xilitla.

Subgrupo de climas semicálidos subhúmedos

El tipo de clima *(A)C(w)* *semicálido subhúmedo del grupo C* se caracteriza por tener temperatura media anual mayor a 18° C, temperatura del mes más frío menor a 18° C y temperatura del mes más caliente arriba de 22° C. En cuanto a su régimen de precipitación, presenta lluvias de 40 mm en el mes más seco o menores y un porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10% el total anual. Se encuentra en mesetas y zonas montañosas como la Sierra Madre Occidental y Oriental. Dependiendo del grado de humedad, se distinguen tres subtipos: *(A)C(w0)*, *(A)C(w1)* y *(A)C(w2)*.

Los subtipos de climas *(A)C(w0)*, *(A)C(w1)* y *(A)C(w2)* con grados de humedad (baja, media, alta) respectivamente se presentan en las zonas más altas de la huasteca potosina pertenecientes a la Sierra Madre Oriental, en altitudes que varían entre 500 y 2000 m.s.n.m. en los municipios de El naranjo y Tamasopo y en una pequeña región al sur de la huasteca potosina en el municipio de Xilitla, donde la elevación es mayor a los 2000 m.s.n.m.

Los climas de transición mencionados con anterioridad son de interés ya que en ellos se desarrollan cultivos de importancia económica como el café. Además, dependiendo del clima presente se distribuye el tipo de vegetación, ya que las temperaturas medias mensuales marcan el límite de su distribución (García, 2004).

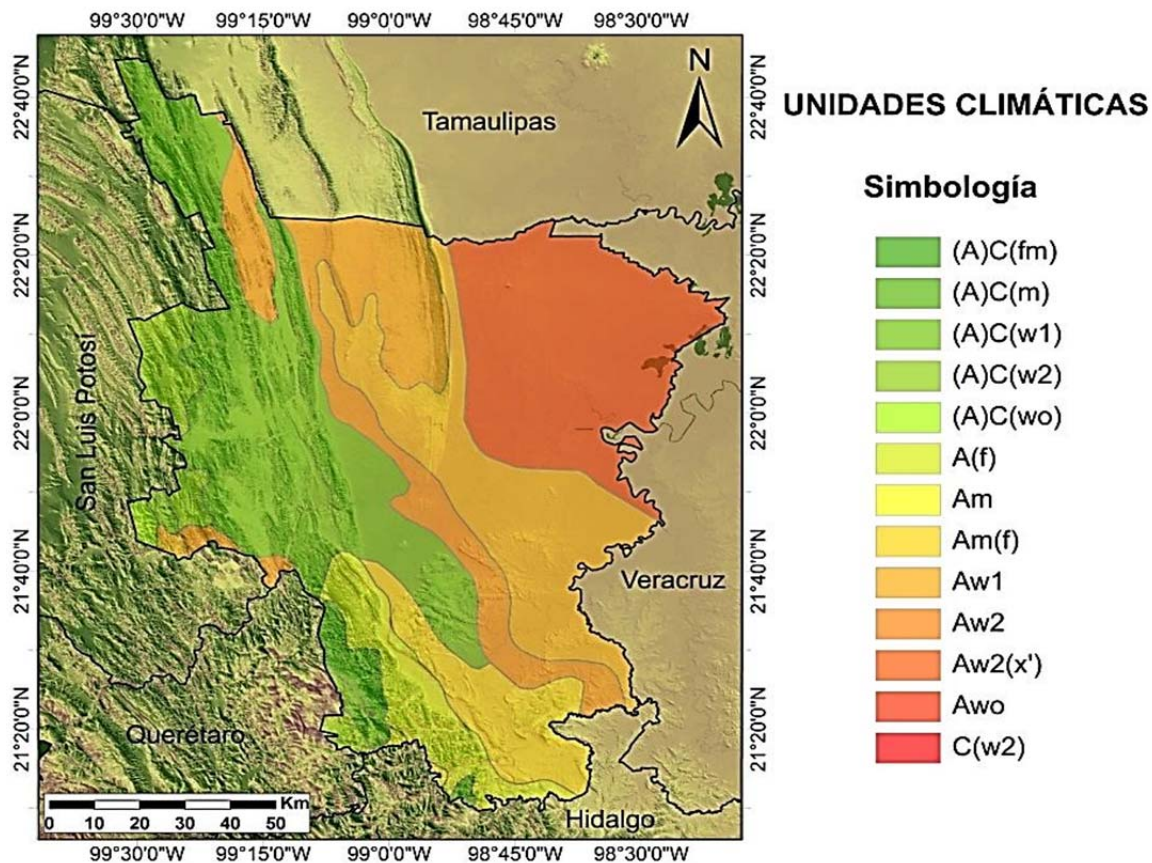


Figura 3.3. Mapa de unidades climáticas de la zona de estudio

En general, el clima de la huasteca potosina es cálido-húmedo y la distribución de lluvia ocasionada por la humedad del Golfo de México ocurre de menor precipitación en las zonas más bajas con un rango entre 800 y 1200 mm a mayor precipitación en las zonas elevadas y montañosas con un rango entre 1500 a 2500 mm, presentándose el rango de precipitación mayor de 2500 a 3500 mm en Xilitla y Aquismón hasta Tamazunchale. En cuanto a temperatura, éstas disminuyen con la altura.

Finalmente, la Huasteca Potosina presenta una variedad de patrones climáticos que se determinan por factores geográficos, principalmente (Pineda, 2005). Asimismo, también influyen en los tipos de vegetación que la caracteriza.

Vegetación

La región de la huasteca potosina comprende una variedad de climas que a su vez están asociados a flora y fauna característica. Según el conjunto de datos vectoriales de uso de suelo y vegetación escala 1:250 000, serie V del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) existe una gran diversidad de asociaciones vegetales en la zona. Estas asociaciones o tipos de vegetación se presentan principalmente en las partes montañosas donde podemos encontrar bosque de encino, el cual se compone por comunidades del género *Quercus* que se caracteriza por ubicarse en climas templados y en altitudes desde 300 hasta 2800 m (INEGI, 2014). A menudo, se puede encontrar junto con el bosque de pino y formar bosques compuestos por ambos géneros, ya sea bosque de encino-pino o pino-encino, esto dependerá de la especie dominante; en la Huasteca Potosina podemos encontrar a todos estos tipos de bosque. También, podemos encontrar pequeños fragmentos de bosque mesófilo de montaña (2.45% del territorio) característico de lugares húmedos y neblina frecuente, con vegetación densa de árboles de hoja perenne y caducifolios, helechos y otras especies, se localiza en Xilitla a altitudes que varían entre 600 y 2 800 m con laderas de pendiente pronunciada. Además, este tipo de bosque tiene una importancia relevante por el alto número de endemismos (INEGI, 2014). Otro tipo de vegetación presente en pequeña proporción es el matorral submontano localizado a elevaciones mayores a los 1500 m. en las laderas bajas de la Sierra Madre Oriental, está formado por comunidades densas de arbustos.

La diversidad de climas y humedad dentro de la Huasteca Potosina, permite el desarrollo de otro tipo de vegetación como selvas. La selva alta perennifolia y su vegetación secundaria presentes en la huasteca potosina se encuentran en la parte sur-sureste a elevaciones entre 0 y 1500 m. y en las partes más húmedas y cálidas como los climas A y Cw. Este tipo de vegetación está densamente poblada, alcanza más de 30 m de altura y se conserva verde todo el año. La selva mediana subperennifolia y su vegetación secundaria está dispersamente distribuida en las partes más bajas del territorio y aglomerándose en lugares de pendientes moderadas con elevaciones entre 500 y 1000 m. Este tipo de vegetación se compone por árboles que pierden parcialmente (entre 25 y 50%) y estacionalmente su follaje, se desarrollan en lugares con climas cálidos-húmedos o subhúmedos. A su vez, la selva baja caducifolia por encontrarse dentro de la ladera del golfo se localiza en altitudes menores a los 800 m. sobre laderas de cerros y en ambientes con tipo de clima cálido subhúmedo (Aw) (INEGI, 2014). También, se distingue una pequeña fracción de selva de galería en Tamasopo. Simultáneamente, existe palmar natural e inducido que pueden formar parte de las selvas o establecer comunidades aisladas.

A su vez, los cuerpos de agua y el río Pánuco que cruza por la llanura costera y atraviesa Ébano y Tamuín favorecen el desarrollo de comunidades de plantas de tule y otra vegetación acuática establecida en estos sitios. Estas asociaciones vegetales se distribuyen en lugares de agua dulce o salada como ríos, lagos y lagunas con climas cálidos a templados y con grandes rangos de altitud, precipitación y temperatura.

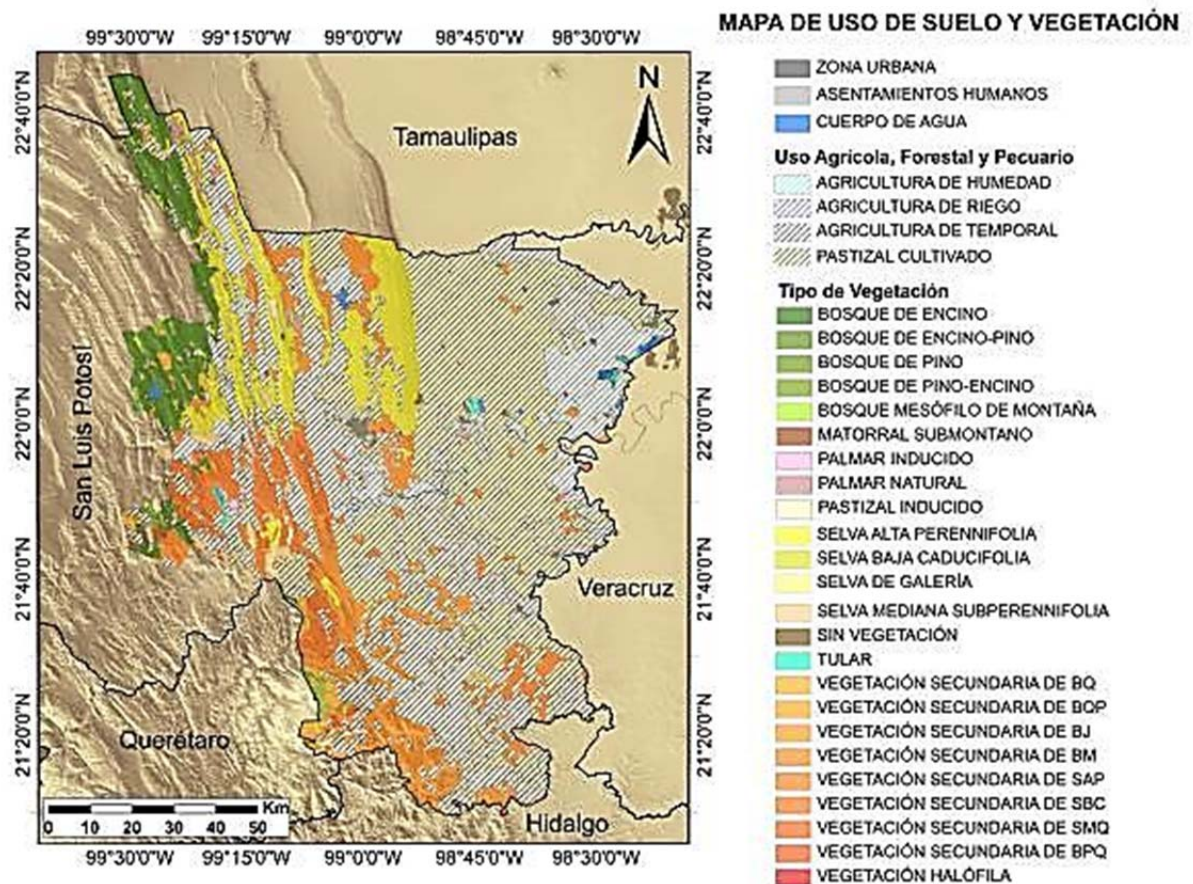


Figura 3.4. Mapa de uso de suelo y vegetación de la zona de estudio

Sin embargo, la mayor parte del territorio perteneciente a la llanura costera está cubierto por pastizal cultivado y agricultura de temporal (26%) que esta última se ha extendido incluso a altitudes mayores por las condiciones de mayor humedad, invadiendo la vegetación natural.

FAUNA

La fauna se distribuye según el hábitat, el INEGI reporta que en la selva húmeda presente en la Huasteca Potosina habitan diferentes especies de fauna, entre ellas, la iguana, jabalí, tepezcuintle, zorra, rana arborícola y salamandra. Mientras que en los bosques de coníferas (pino) y encino asociados a la huasteca podemos encontrar cacomixtle, ardilla voladora, cotorra serrana, entre otros.

Por su parte, el área natural protegida Sierra del Abra-Tanchipa localizada al norte de la Huasteca Potosina en Ciudad Valles y Tamuín con una superficie de 21,464 ha alberga 161 especies de vertebrados, de los cuales 30% son mamíferos, 51% aves, 13% reptiles y 5% anfibios (Treviño-Villarreal, 1993).

No obstante, existen especies que se encuentran en alguna categoría de protección bajo la NOM-059-SEMARNAT-2010 que identifica a las especies silvestres (plantas y animales) que se encuentran en alguna categoría de riesgo: (A) amenazada, (Pr) protección especial, (P) peligro de extinción, (E) extinta en el medio silvestre. La figura 3.4 muestra la distribución de estas especies en la zona de estudio.

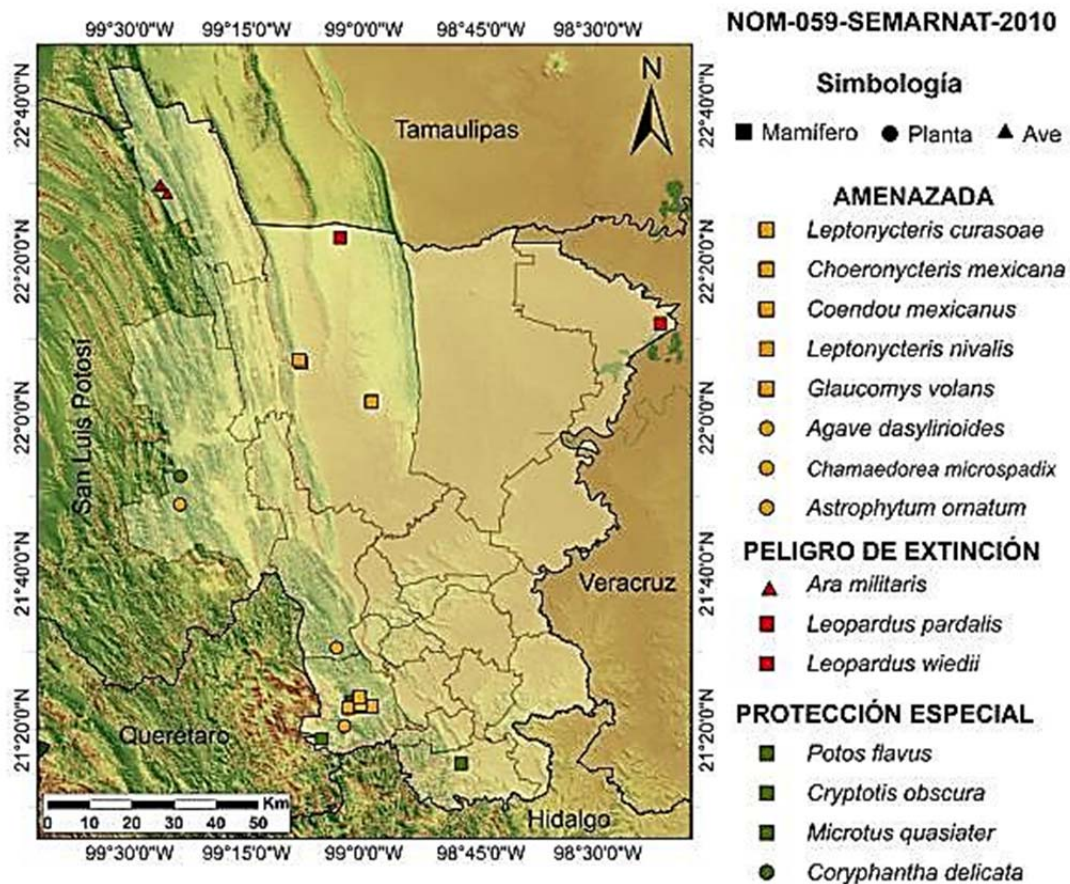


Figura 3.5. Mapa de distribución de especies en la NOM-059-SEMARNAT-2010 en la zona de estudio

En la tabla 3.1, se presentan las especies enlistadas en la NOM-059-SEMARNAT-2010 de la Huasteca Potosina.

Tabla 3. Especies enlistadas en la NOM-059-SEMARNAT-2010 en la Huasteca Potosina. Fuente CONABIO (2010)

	Género	Especie	Nombre común	Municipio	Categoría
Mamífero	Cryptotis	obscura	Musaraña orejillas mexicana	Xilitla	Pr
Mamífero	Microtus	quasiater	Meteoro de Jalapa	Xilitla	Pr
Planta	Coryphantha	delicata	Biznaga partida de jaumave	Tamasopo	Pr
Mamífero	Potos	flavus	Mico de noche	Tamazunchale	Pr
Mamífero	Leopardus	wiedii	Tigrillo	Xilitla	P
		pardalis	Ocelote	Ébano	
Ave	Ara	militaris	Guacamaya verde	No disponible	P
Planta	Chamaedorea	microspadix	Tepejilote coralillo o palmilla	Tamasopo	A
Planta	Astrophytum	ornatum	Biznaga algononcillo liendrilla	Xilitla	A
Planta	Agave	dasyliroides	Maguey intrepido	Xilitla	A
Mamífero	Leptonycteris	Nivalis	Murcielago hociudo mayor	Ciudad Valles	A
		curasoe	Murcielago hociudo de curazao	Xilitla	
Mamífero	Glaucomys	volans	Ardilla voladora	Xilitla	A
Mamífero	Coendou	mexicanus	Puerco espin tropical	Xilitla	A
Mamífero	Choeronycteris	mexicana	Murcielago trompudo	Ciudad Vales Xilitla	A

3.1.4 RELIEVE Y TIPO DE SUELO

RELIEVE

El relieve de la Huasteca Potosina presenta una orografía dividida por la cordillera montañosa Sierra Madre Oriental limitada por la Planicie Costera al oriente de esta. Debido a sus dos regiones fisiográficas su elevación varía del nivel del mar hasta los 3200 m. Su morfología ha sido moldeada por los procesos de su formación y la constante erosión durante el transcurso del tiempo.

La Sierra Madre Oriental atraviesa los municipios de Ciudad Valles, Tamasopo, Auismón, Xilitla, Matlapa, Tamazunchale y El Naranjo en dirección de norte a sur. Esta provincia fisiográfica fue deformada por los efectos compresivos de la formación Laramide que se separa por sierras prolongadas y valles angostos como el valle de El Naranjo (SGM, 1997). Las elevaciones varían de los 100 m en la parte oriental hasta superar los 3000 m en la sierra de Xilitla. Sobresale por su altitud el Cerro Grande localizado en Xilitla con una elevación de 3180 m y la sierra El Abra-Tanchipa por ser un área natural protegida localizada al este de Ciudad Valles. Los afloramientos de rocas especialmente basálticas pueden construir algún tipo de relieve contribuyendo a su orografía característica. Además, las rocas calizas que predominan forman el paisaje kárstico creando estructuras como dolinas y cavernas.

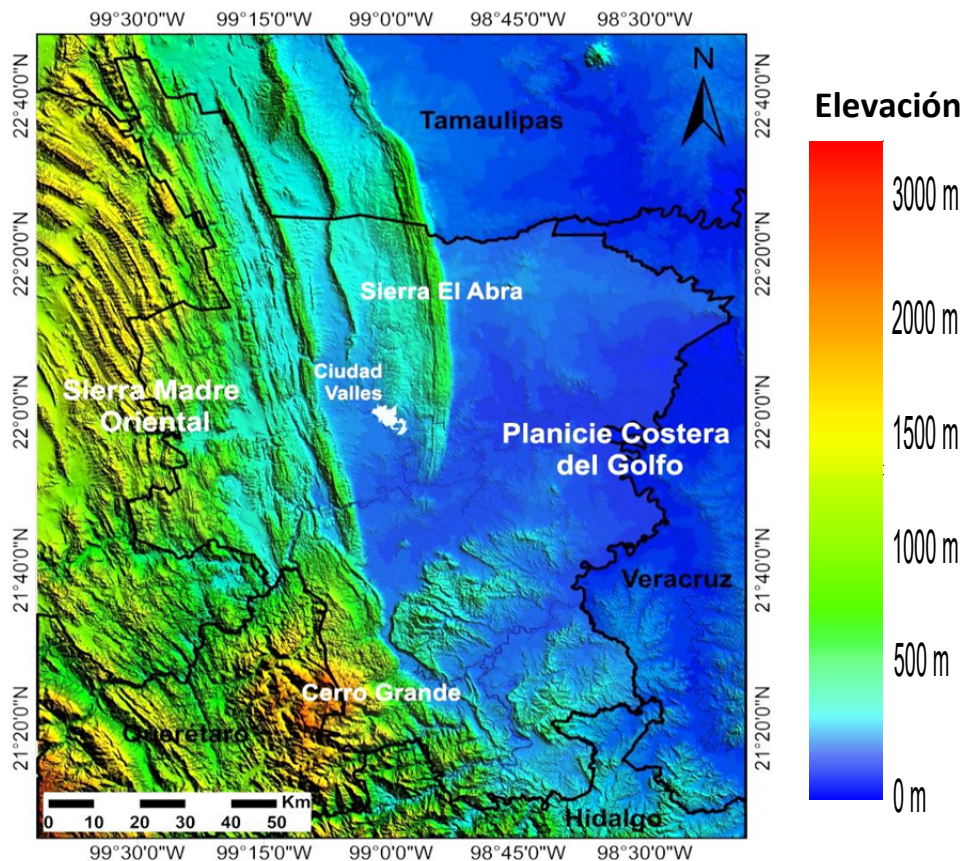


Figura 3. Mapa de elevación de la zona de estudio generado a partir del CEM 3.0 (INEGI, 2013)

Del lado este de la Sierra Madre Oriental se desciende hasta la planicie costera del Golfo de México donde destacan llanuras con poca elevación y valles aluviales (SGM, 1997). El levantamiento de la plataforma costera ha generado la erosión de los sedimentos que forman la planicie formando su peculiar relieve suave y ondulado. La planicie costera se extiende desde San Martín Chalchicuautla en el sur de la huasteca hasta Veracruz y Tamaulipas, abarca el centro de la huasteca potosina y se interna en Ciudad Valles. En la zona destacan elevaciones aisladas no mayores a 200 m mientras que la parte más baja se encuentra alrededor de 20 m.s.n.m.

Por su parte, la pendiente nos indica el cambio de elevación en una superficie horizontal y es parte de la morfología de los sistemas montañosos (García-Ruíz, 2017). Las pendientes del territorio huasteco son de acorde a las regiones fisiográficas del lugar, en la zona de la planicie costera la pendiente es suave y sobresalen unas pequeñas elevaciones de pendiente moderada. A lo largo de la Sierra Madre Oriental que atraviesa toda la parte occidente de la huasteca, las pendientes son fuertes y muy fuertes; siendo vertical o subvertical en las zonas más elevadas como la Sierra de Xilitla, al sur de la Huasteca Potosina. La Sierra Madre Oriental también presenta zonas de pendiente suave y moderada en los valles que la dividen.

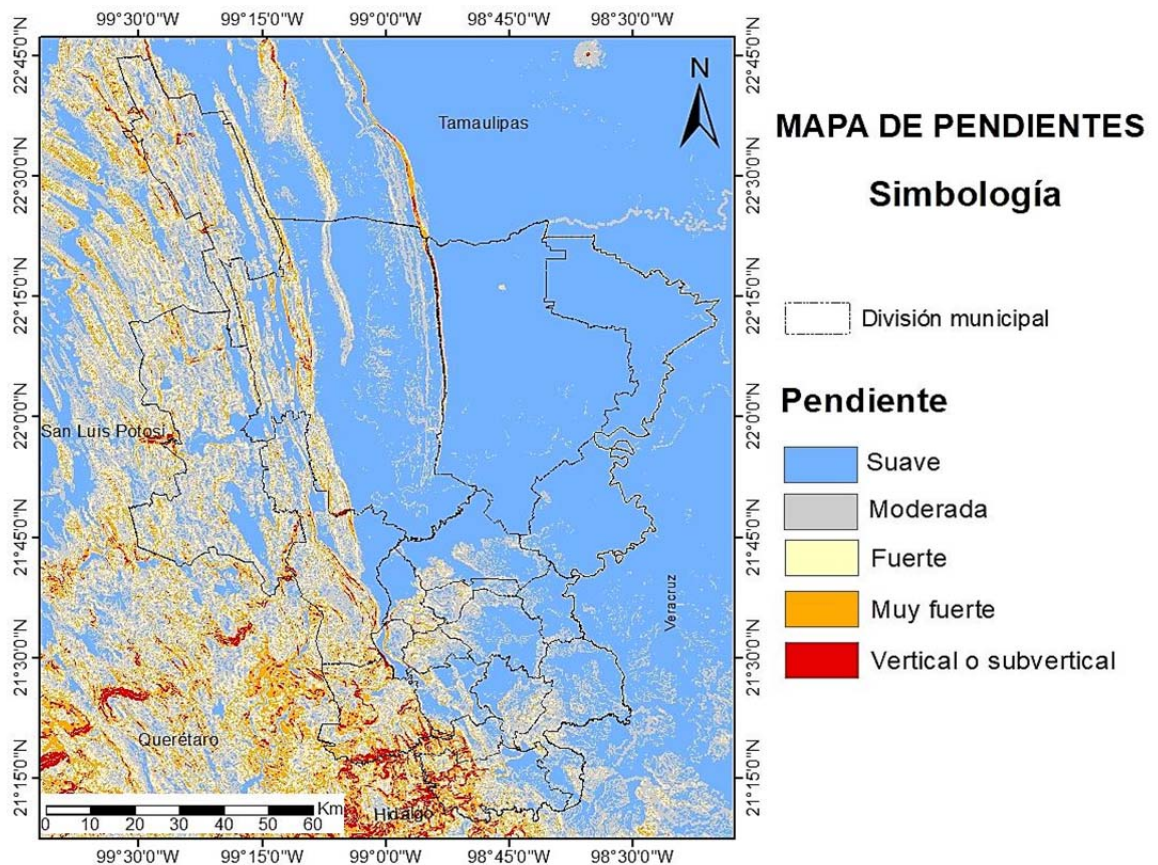


Figura 4. Mapa de pendientes de la zona de estudio generado a partir del CEM 3.0 (INEGI, 2013)

TIPO DE SUELO

De acuerdo al mapa vectorial edafológico del Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y Agropecuarias (INIFAP) en colaboración con la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO) la estructura edafológica en la Huasteca Potosina se conforma principalmente por tres tipos de suelo: vertisol, litosol y rendzina. El suelo vertisol lo podemos encontrar al noreste abarcando los municipios de Tamuín y Ébano y al este en San Vicente Tancuayalab, también se encuentran fracciones de este mismo tipo de suelo al noroeste en la Sierra Madre Oriental entre El Naranjo y Ciudad Valles. Los vertisoles (V) se caracterizan por estar presentes en zonas con temporadas húmedas y secas bien establecidas, alto contenido de arcilla y estructura masiva. Estos suelos son muy fértiles por lo que es propicio para cultivos como la caña, cereales y hortalizas (INEGI, 2004). El tipo de suelo litosol (I) se distribuye en la parte de la Sierra Madre Oriental de norte a sur, también atraviesa Ciudad Valles en la misma dirección norte-sur en la zona protegida Sierra del Abra-Tanchipa; los litosoles son los suelos que más abundan en México ya que se pueden encontrar en diversidad de climas y tipos de vegetación, además se localizan en las sierras, barrancas, lomeríos y planicies (INEGI, 2004) y se caracterizan por ser poco profundos (menores a los 10 cm) delimitados por roca. Los suelos rendzina (E) atraviesan la Huasteca Potosina de norte a sur pasando por la parte central de esta principalmente, también se localizan pequeñas áreas en Tamasopo y en El naranjo. Estos suelos se distinguen por su alto contenido en materia orgánica en su capa más superficial, lo que los convierte en muy fértiles y se encuentra comúnmente sobre roca caliza; son suelos arcillosos y poco profundos (menores a 25 cm) pero con capacidad de sostener tipos de vegetación como la selva alta. Además de estos tres tipos de suelos principales, se presenta el tipo de suelo regosol (R) en la ladera de la Sierra Madre Oriental en Ciudad Valles y cubre una superficie de 44, 471 ha (Algara, 2009); estos suelos son muy abundantes en el país y se caracterizan por su color claro que indica poca presencia de materia orgánica y por estar poco desarrollados. Por último, tienen menor presencia los suelos cambisol, castañozem, feozem, fluvisol y luvisol que se encuentran distribuidos en las zonas montañosas al norte y sur del territorio.

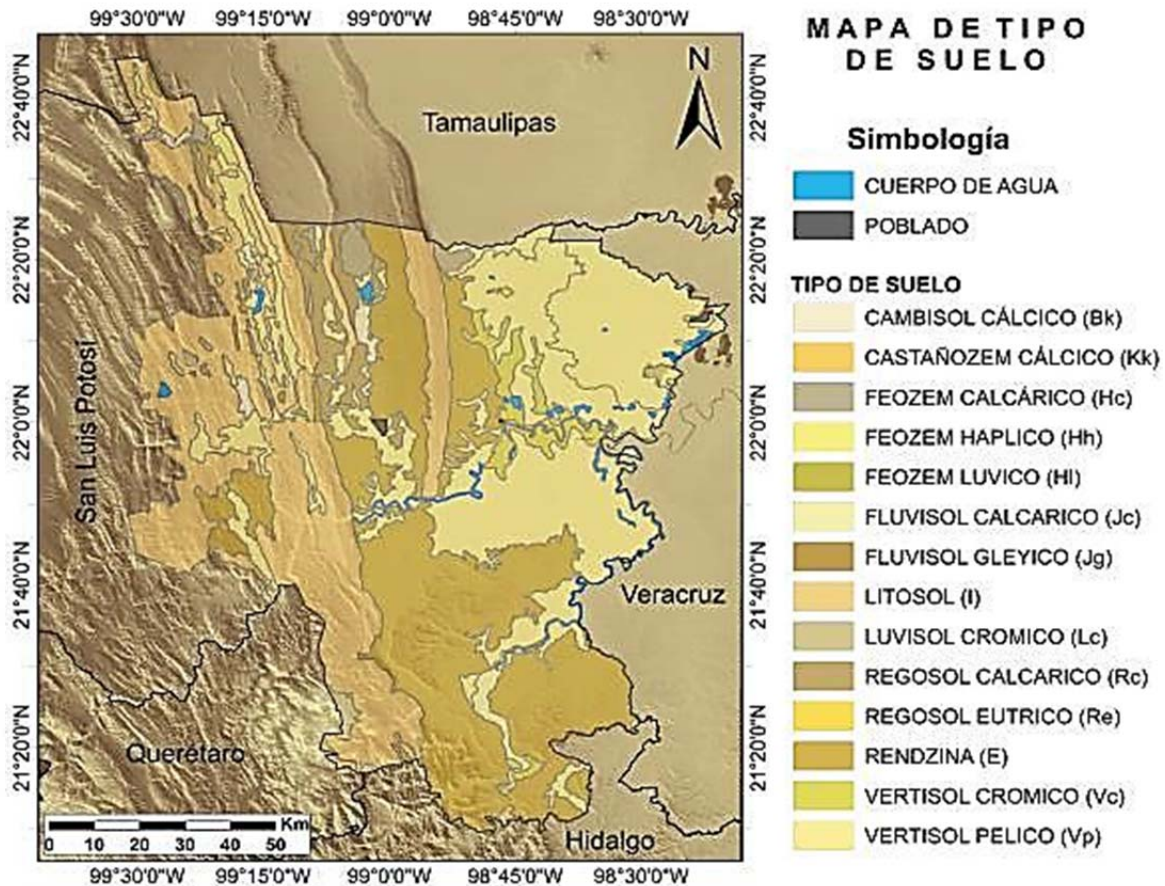


Figura 3.8. Mapa de tipo de suelo en la zona de estudio

Debido a sus extensas zonas con suelos fértiles, el territorio de la huasteca potosina es adecuado para el desarrollo de diversos tipos de vegetación y cultivos como la caña de azúcar, maíz, frijol, hortalizas y la producción de frutales entre otros.

3.1.5 HIDROGRAFÍA

Gracias a los escurrimientos y a las abundantes precipitaciones que se presentan en el territorio, se forma una importante red fluvial con ríos caudalosos que fluyen todo el año y forman parte de una región hidrológica (RH). La Huasteca Potosina se encuentra comprendida dentro de la región hidrológica número 26 llamada Pánuco la cual se integra por las cuencas R. Pánuco, R. Tamesí, R. Tamuín y R. Moctezuma que a su vez se dividen en subcuencas (INEGI, 2002).

CUENCA RÍO PÁNUCO

La cuenca del río Pánuco cubre el 1.12% de la superficie del área, tiene escurrimientos entre 100-200 mm y precipitación anual de 1000 mm lo que permite la formación de corrientes de agua con caudal escaso e intermitente. La cuenca del río Pánuco cubre una parte de Tamuín y Ébano; el río principal que recorre la cuenca es el río Pánuco que se forma por la unión del río Moctezuma que proviene de San Martín Tancuayalab y el río Tamuín en los límites con el estado de Veracruz por donde continúa hasta desembocar en el Golfo de México.

CUENCA RÍO TAMESÍ

La cuenca del Río Tamesí se encuentra al noreste del territorio huasteco y cubre al igual que la cuenca anterior parte de Ébano y Tamuín. Representa el 0.85% del territorio, tiene un rango de precipitaciones entre 1000-1200 mm y de escurrimiento entre 200-500 mm. El cauce principal de esta cuenca es el río Tantoán que recorre el estado de Tamaulipas.

CUENCA RÍO TAMUÍN

Es la cuenca que abarca la mayor parte del área de la Huasteca Potosina y cubre el 35.43% del estado (INEGI, 2002). Limita al noroeste con la región hidrológica 37 denominada El Salado y debido a su extensión es una red fluvial importante que aporta la mayor cantidad de agua superficial para el estado. Recibe corrientes importantes del río Verde que se une al río Santa María que constituyen el río principal, conforme el río Santa María atraviesa al estado en dirección noreste hacia Veracruz capta afluentes de diversos ríos y arroyos que lo alimentan. El río Santa María nace en el estado de Guanajuato y sirve como límite natural con el estado de Querétaro, entra a la Huasteca Potosina entre los municipios de Aquismón y Tamasopo, se alimenta de los ríos que provienen del norte de la huasteca como el río Gallinas y río Valles y toma el nombre de Río Tampaón, continúa su recorrido hacia el noreste atravesando la parte central de la Huasteca Potosina hacia el municipio de Tamuín donde cambia nuevamente su nombre a Río Tamuín y se une con el río Moctezuma en los límites de Veracruz para formar el río Pánuco que desemboca en el mar. Por la extensión de la cuenca, esta se divide en 12 subcuencas constituidas por los ríos presentes o drenaje subterráneo (INEGI, 2012). Las corrientes superficiales son aprovechadas en la zona para fines agrícolas, pecuario y doméstico así como para el almacenamiento de agua como la presa Las Lajillas en ciudad Valles. Asimismo, existen importantes fuentes de agua como manantiales que atraen al turismo.

CUENCA RÍO MOCTEZUMA

La cuenca río Moctezuma se localiza en la parte sur-sureste de la huasteca y está integrada por las subcuencas río Moctezuma, río Axtla y río San Pedro. El afluente principal es el río Moctezuma el cual se origina en la cuenca de México y se alimenta de ríos caudalosos durante su recorrido, también una parte de este río funge como límite natural entre San Luis Potosí y el estado de Veracruz. El río Moctezuma se introduce a territorio potosino por el sur de la huasteca en Tamazunchale donde capta el afluente del río Amajac proveniente del estado de Hidalgo, durante su camino hacia el noreste, el río Moctezuma atraviesa los municipios de Tampamolón Corona y Tanquian de Escobedo y fluye por los límites con Veracruz, continúa su recorrido con dirección norte hasta encontrarse y unirse con el río Tamuín para dar origen al río Pánuco, el cual continúa hacia Veracruz para desembocar en el Golfo de México.

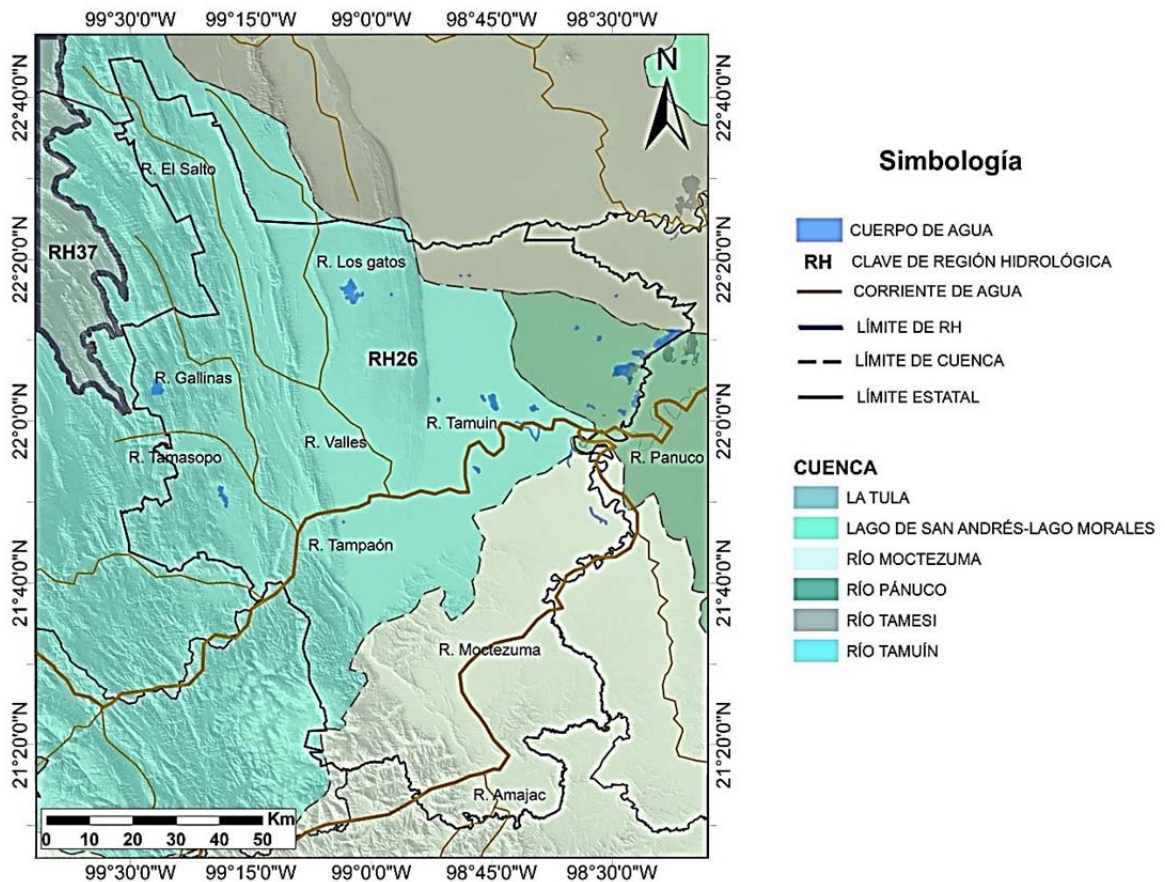


Figura 3.9 Mapa de cuencas hidrográficas y corrientes de agua

Los cuerpos de agua y corrientes superficiales, además de ser un factor ecológico importante se han aprovechado para el beneficio de la población. Se ha implementado infraestructura que permite el almacenamiento de agua, de irrigación y de uso doméstico.

3.1.6 GEOLOGÍA

La Huasteca Potosina presenta una geomorfología marcada por las regiones fisiográficas de la Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera del Golfo. La primera, que pertenece a la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PV-SLP) es un sistema montañoso con orientación NW-SE y topografía abrupta, separada por sierras paralelas y valles estrechos (SGM, 1997). La PV-SLP se formó durante el Jurásico Tardío donde las masas de rocas estuvieron expuestas a los esfuerzos compresivos que ocasionaron fallas y pliegues (Rocha, 2013). Las edades de las rocas expuestas varían del Mesozoico al Reciente, siendo las más antiguas evaporitas (principalmente yeso) del Cretácico Inferior de la Formación Guaxcama (Morán-Ramírez, Ramos-Leal, López-Álvarez, Lozada, & León, 2013) que aflora en los municipios de Guadalcazar, Cerritos y Villa Juárez. Durante el Cretácico Medio se desarrolló La Formación El Abra con un espesor de 1500 m aflora en la Sierra El Abra y la Formación Tamabra. En el Cretácico Superior, hubo depósitos de sedimentos calcáreos que dieron origen a las Formaciones Agua Nueva con un espesor de 208 m conformada por lutitas negras (SGM, 1999); San Felipe, compuesta de calizas arcillosas y margas con un espesor que varía entre 120 a 300 m (SGM, 1999) y Formación Méndez, que se compone por lutitas con alternancia de margas de color gris y azul, tiene un espesor menor a 70 m (Morán-Ramírez et al., 2013, SGM, 1999). En el centro de la PV-SLP se depositaron carbonatos y otros depósitos mixtos originando la Formación Tamasopo y Cárdenas (Rocha, 2013).

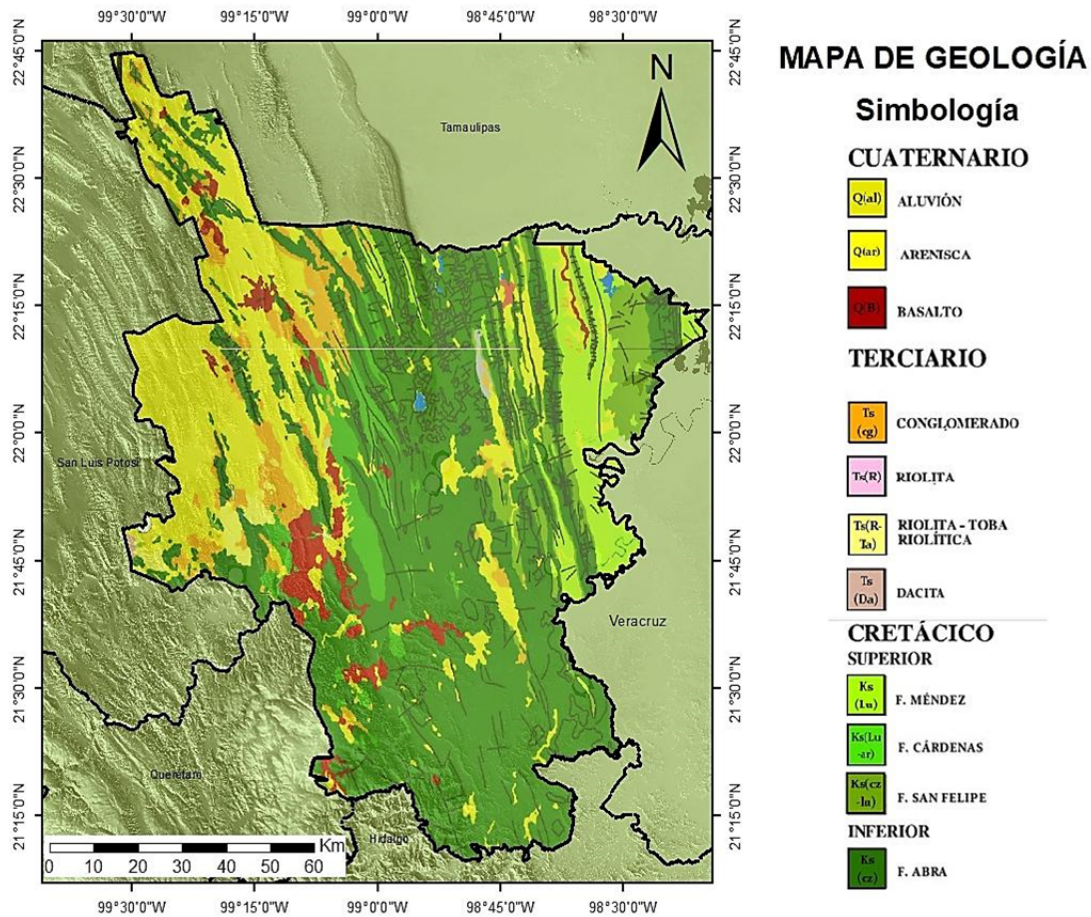


Figura 3.10. Mapa geológico de la zona de estudio. Digitalizado a partir de SGM (1997, 1999)

La Planicie Costera del Golfo al este de la zona de estudio es una llanura con ondulaciones y bajo relieve que se originó en el Terciario Inferior durante la regresión del Atlántico que ocasionó la acumulación de sedimentos de materiales rocosos en la cuenca oceánica (INEGI, 2002). La planicie costera consiste de cuencas endorreicas, abanicos aluviales y acumulación de sedimentos en cuencas lacustres, presenta estructuras anticlinal y sinclinal con rumbo NW-SE (SGM, 1997). Presenta afloramientos de brechas volcánicas con edad del Cuaternario o Terciario (SGM, 1999).

En general, en la zona de estudio predominan las calizas de origen marino que forma el paisaje kárstico.

CAPÍTULO 4

ESTRATEGIA DE MONITOREO DEL EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA HUASTECA POTOSINA

4.1 PLANTEAMIENTO DE PROPUESTA

Para el estudio de la variabilidad climática y su tendencia es necesario el análisis de series de tiempo prolongadas de las variables a estudiar por lo que en el presente trabajo se plantea una metodología que integra 30 años de datos climatológicos obtenidos de imágenes satelitales de sensores pasivos de la familia Landsat y estaciones climatológicas a cargo del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). De estas dos fuentes de datos se obtuvieron algunos parámetros e índices climatológicos como temperatura, precipitación, humedad y vegetación con la finalidad de alimentar un modelo estadístico predictivo que permita determinar su variabilidad hasta el año 2050. La figura 4.1 muestra el esquema de este procedimiento.

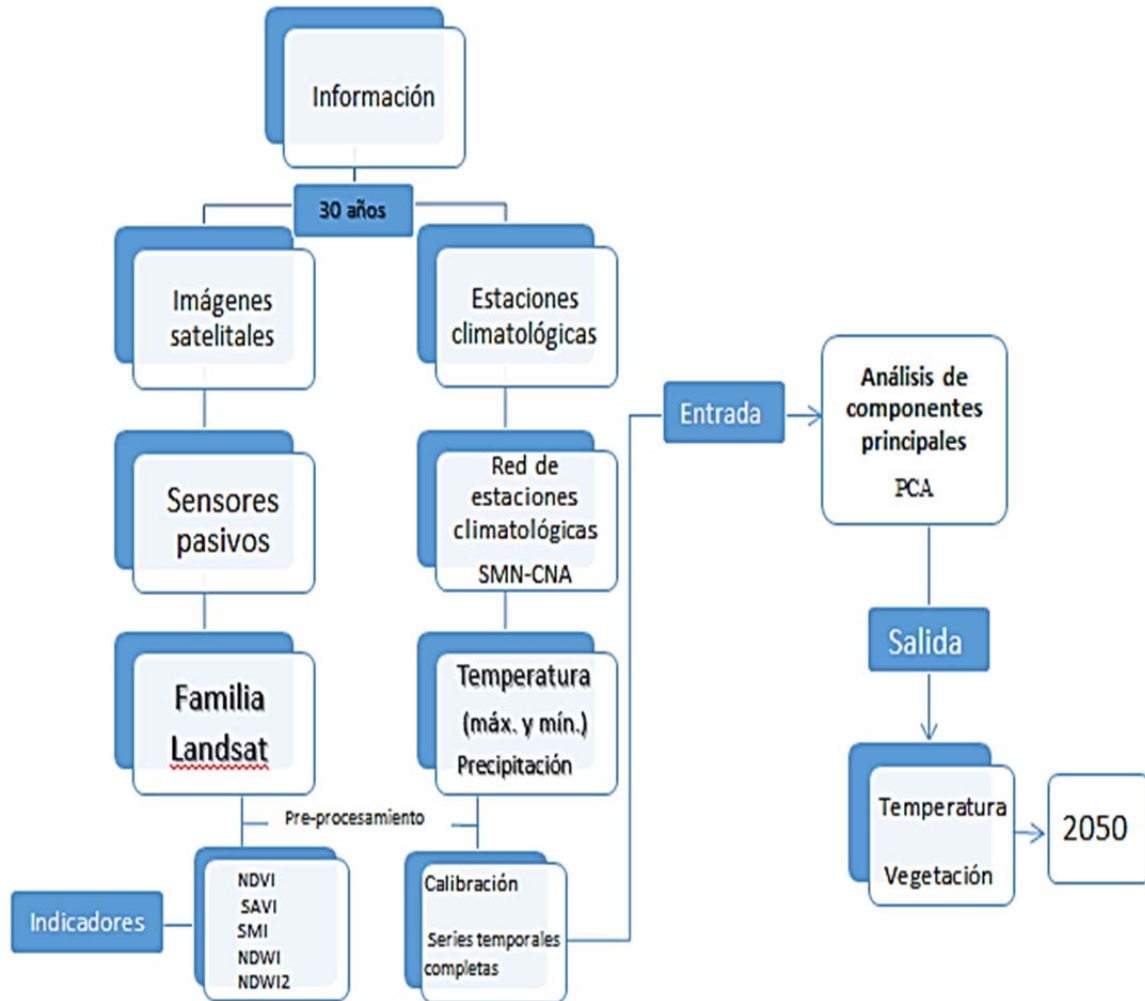


Figura 4.1. Metodología general

Durante los 30 años de información climatológica, se analizaron dos temporadas: temporada húmeda que abarca los meses de julio, agosto y septiembre y temporada seca que comprende los meses de enero, febrero y marzo. Tanto para las imágenes satelitales como para los datos de estaciones climatológicas se hizo un pre-procesamiento para evitar el ruido al momento de adquirir la información.

Con la información obtenida de las imágenes satelitales se calcularon índices de humedad del suelo, estrés hídrico, vegetación ajustada al suelo y densidad de vegetación, además de la temperatura de superficie. Mientras que para los datos climatológicos se obtuvo una serie temporal completa de temperatura (mínima y máxima) y precipitación. Todo esto con la finalidad de determinar la variabilidad de los parámetros climatológicos a través del tiempo en base al modelo estadístico predictivo seleccionado. Estas herramientas facilitan el estudio de grandes áreas con un tiempo de labor menor.

4.2 MÉTODOS Y HERRAMIENTAS

4.2.1 IMÁGENES SATELITALES

La figura 4.2 muestra el proceso del manejo y elaboración de productos a partir de imágenes Landsat para este estudio.

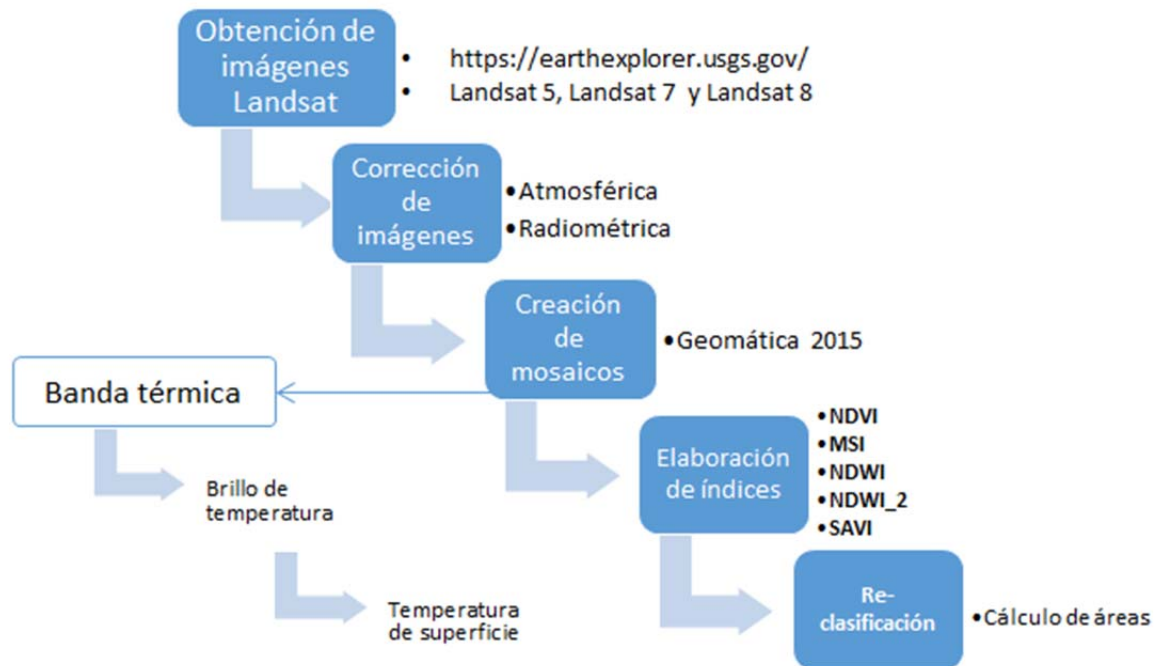


Figura 4.2. Pre-procesamiento y elaboración de productos a partir de imágenes Landsat

El periodo comprendido para el estudio fue de 1987 (año más antiguo con información para la zona de estudio) a 2017 y las imágenes satelitales fueron obtenidas de <https://earthexplorer.usgs.gov/>. La descarga de estas fue aproximadamente de 220 imágenes gratuitas. Debido a la extensión de la zona de estudio (11,409 km²) (SDES, 2014) fue necesario la integración de 4 imágenes para cubrirla completamente; dado que las imágenes son tomadas cada 16 días por los satélites Landsat 5, Landsat 7 y Landsat 8 en diferentes momentos y a la alta nubosidad presente en algunas de las escenas, las imágenes que componen la zona de estudio no son consecutivas en la fecha, no obstante, se estableció un rango máximo de tres meses entre escena para posteriormente unir las y crear un mosaico; este rango de tiempo comprende los meses más secos y más húmedos del año.

CORRECCIÓN DE IMÁGENES

Si bien, las imágenes satelitales nos proveen de información de la superficie de la Tierra, presentan distorsiones por fuentes como la curvatura de la Tierra, la rotación terrestre, oscilación de la plataforma entre otras, por lo que se requiere su calibración radiométrica para proporcionar medidas con exactitud y precisión consistentes de las características de la Tierra (Chander et al., 2009). Por ello, es indispensable realizar ajustes o correcciones que minimicen estas variaciones. A su vez, pueden estar alteradas por aerosoles, nubes, o por el efecto de la atmósfera, por esta razón, también es necesario realizar una corrección atmosférica para eliminar el ruido ocasionado por estos; dichas correcciones se realizan para cada una de las imágenes por separado y para cada una de las bandas como se describe a continuación.

CORRECCIÓN RADIOMÉTRICA

Cada sensor de los satélites tiene parámetros específicos utilizados en ecuaciones para transformar los datos de una imagen (ND) a unidades físicas. El paso fundamental para convertir los datos de una imagen a una escala radiométrica física es el cálculo de la radiancia espectral del sensor por medio de la siguiente ecuación (Chander et al., 2009):

$$L_{\lambda} = \left(\frac{LMAX_{\lambda} - LMIN_{\lambda}}{Q_{calmax} - Q_{calmin}} \right) (Q_{cal} - Q_{calmin}) + LMIN_{\lambda} \quad (4.1)$$

Dónde:

L_{λ} = Radiancia espectral en la apertura del sensor en unidades $\left(\frac{W}{m^2 sr \mu m} \right)$

Q_{cal} = Valor del pixel calibrado en *ND*

Q_{calmin} = Valor mínimo del pixel calibrado en *ND*

Q_{calmax} = Valor máximo del pixel calibrado en *ND*

$LMIN_{\lambda}$ = Radiancia espectral del sensor escalado a Q_{calmin} en unidades $\left(\frac{W}{m^2 sr \mu m} \right)$

$LMAX_{\lambda}$ = Radiancia espectral del sensor escalado a Q_{calmax} en unidades $\left(\frac{W}{m^2 sr \mu m} \right)$

REFLECTANCIA TOA

Para reducir la variabilidad entre las escenas, la radiancia espectral se transforma a la reflectancia TOA (Top Of Atmospheric), también conocida como albedo planetario en banda que tiene las ventajas de corregir la variación de la distancia entre la Tierra y el Sol y eliminar el efecto del ángulo solar en las diferentes fechas de toma de datos (Chander et al., 2009). La ecuación que permite convertir la radiancia espectral a reflectancia TOA está dada por:

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda} \cdot d^2}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos\theta_s} \quad (4.2)$$

Dónde:

ρ_{λ} = Reflectancia TOA planetaria (sin unidades)

π = Constante matemática ~ 3.1416

L_{λ} = Radiancia espectral en la apertura del sensor en unidades $\left(\frac{W}{m^2 sr \mu m}\right)$

d = distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas

$ESUN_{\lambda}$ = Irradiancia solar exoatmosférica media en unidades $\left(\frac{W}{m^2 \mu m}\right)$

θ_s = Ángulo del cenit solar en grados

Para recuperar los datos ausentes de las imágenes adquiridas después de mayo de 2003 a causa de la falla en el Scan Line Corrector (SCL), se desarrolló un algoritmo que rellena los datos faltantes a partir de la interpolación lineal tanto en el eje horizontal como vertical de los valores de pixeles válidos, como se muestra en la figura 4.3.

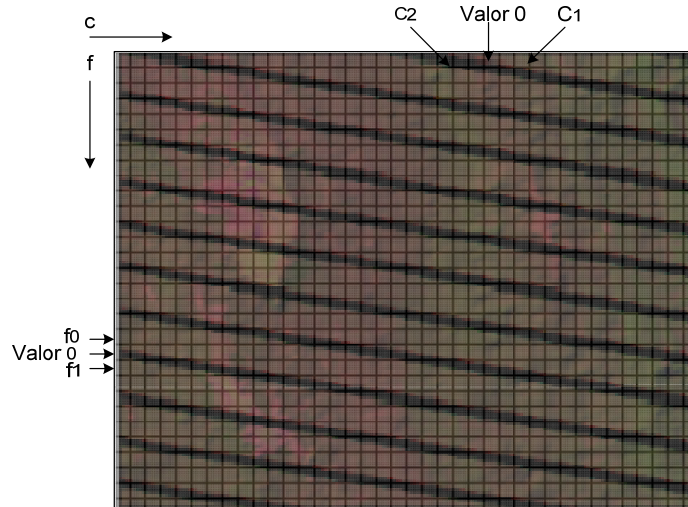


Figura 4.3. Relleno de valores cero mediante interpolación lineal en el eje vertical y horizontal

A diferencia de los sensores TM y ETM+, el sensor OLI de Landsat 8 tiene una resolución radiométrica de 12 bits (8 bits para TM y ETM+) lo que lo confiere una mayor capacidad de detección de cambios y son completamente compatibles con los productos de Landsat anteriores (Landsat 1 a 7) (Ariza, 2013).

Debido a estas diferencias, las correcciones tanto radiométrica como atmosférica de Landsat 8 se realizan en base a las siguientes ecuaciones:

CONVERSIÓN A RADIANCIA EN EL TECHO DE LA ATMÓSFERA (TOA)

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (4.3)$$

Dónde:

L_{λ} = Radiancia espectral en el techo de la atmósfera (TOA) en unidades $\left(\frac{W}{m^2 sr \mu m}\right)$

M_L = Factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato

A_L = Factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato

Q_{cal} = Valor del píxel calibrado y cuantificado en (ND) para cada una de las bandas

CONVERSIÓN A REFLECTANCIA TOA

Los Números Digitales (ND) son convertidos a valores de reflectancia TOA mediante los coeficientes de reflectancia rescalados por medio de la siguiente ecuación:

$$\rho\lambda' = M_{\rho}Q_{cal} + A_{\rho} \quad (4.4)$$

Dónde:

$\rho\lambda'$ = Reflectancia planetaria, sin corrección del ángulo solar

M_{ρ} = Factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato para cada una de las bandas

A_{ρ} = Factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato para cada una de las bandas

Q_{cal} = Valor del pixel calibrado y cuantificado en (ND) para cada una de las bandas

CONVERSIÓN A REFLECTANCIA TOA CON CORRECCIÓN ANGULAR

La interacción con la atmósfera y el ángulo de observación son factores que influyen en la reflectancia real que puede ser captada por un sensor (Ariza, 2013), por tal, es necesaria la corrección del ángulo solar de la reflectancia TOA. La ecuación 4.5 indica este procedimiento.

$$\rho\lambda = \left(\frac{M_{\rho} * Q_{cal} + A_{\rho}}{\sin(\theta_{se})} \right) \quad (4.5)$$

Dónde:

$\rho\lambda$ = Reflectancia TOA con corrección por ángulo solar

M_{ρ} = Factor multiplicativo de escalado específico por banda obtenido del metadato

A_{ρ} = Factor aditivo de escalado específico por banda obtenido del metadato

θ_{se} = Ángulo de elevación solar

Q_{cal} = Valor del pixel calibrado y cuantificado en ND

BANDA TÉRMICA

Todos los objetos de la Tierra emiten calor o radiación térmica infrarroja que es proporcional a la temperatura del objeto. Los satélites Landsat miden la temperatura de superficie de la Tierra a través de su banda térmica que detecta longitudes de onda larga de luz. La radiancia espectral del sensor obtenida por la banda térmica (Banda 6 en sensores TM y ETM+) puede ser transformada a temperatura de brillo efectiva del sensor. La temperatura de brillo del sensor incluye los efectos atmosféricos como la absorción, emisión de la energía hacia el espacio y la irradiación que refleja la superficie por lo que se deben de hacer las correcciones pertinentes y además, asume que la emisividad espectral de la superficie de la Tierra es igual a 1 debido a que se trata de un cuerpo negro (Chander et al., 2009). El sensor ETM+ cuenta con dos bandas térmicas; una con ajuste de baja ganancia y rango de temperatura entre 130-350 K y la segunda banda térmica con ajuste de alta ganancia y un rango de temperatura entre 240-320 K. En este sentido, se utilizó la Banda térmica de alta ganancia que es la más adecuada para este estudio dado que representa mayor reflectancia en superficies con alta densidad de vegetación y suelo desnudo. El cambio equivalente de ruido en temperatura ($NE\Delta T$) a 280 K para ETM+ en alta ganancia es 0.22 (Chander et al., 2009). El sensor TIRS de Landsat 8 detecta dos partes del espectro infrarrojo térmico (bandas 10 y 11) con la finalidad de mejorar la estimación de la temperatura superficial (Ariza, 2013).

La fórmula para convertir la radiancia espectral del sensor a temperatura de brillo requiere de las constantes térmicas provenientes de los metadatos y está dada por:

$$T = \frac{K2}{\ln\left(\frac{K1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (4.6)$$

Dónde:

T = Temperatura de brillo efectiva del sensor en ° Kelvin

$K2$ = Constante de calibración 2 en ° Kelvin

$K1$ = Constante de calibración 1 en $\left(\frac{W}{m^2 sr \mu m}\right)$

L_λ = Radiancia espectral en la apertura del sensor en unidades $\left(\frac{W}{m^2 sr \mu m}\right)$

\ln = Logaritmo natural

Tabla 4. Constantes de calibración para la banda térmica. Modificada de Chander et al. (2009)

Sensor	K1 (W/m ² sr μm)	K2 Kelvin
TM	607.76	1260.56
ETM+	666.09	1282.71
TIRS1	774.89	1321.08
TIRS2	480.89	1201.14

ELABORACIÓN DE MOSAICOS

Una vez efectuadas las correcciones correspondientes, se prosiguió a la elaboración de los mosaicos que consiste en la unión de escenas para formar una sola imagen uniforme, como se muestra en la figura 4.4.

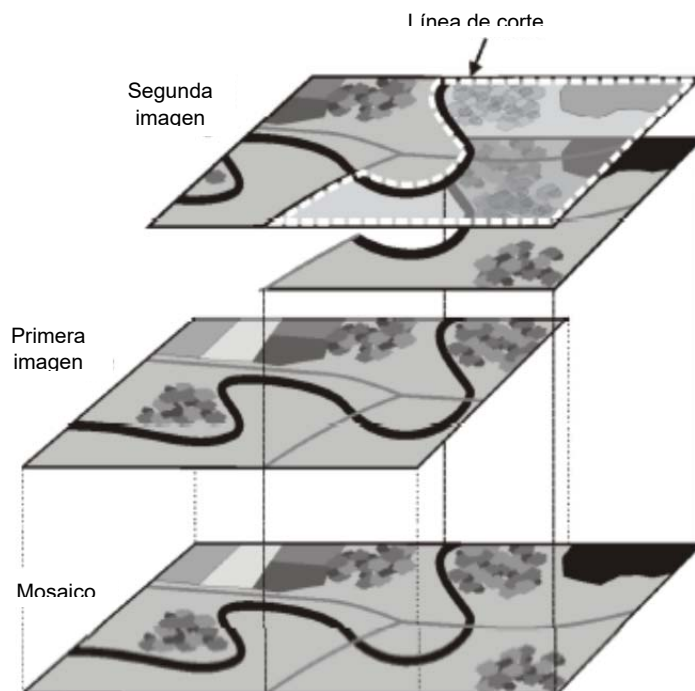


Figura 5. Construcción de un mosaico a partir de la unión de imágenes de satélite. Tomado de Geomatica Training guide PCI Geomatics (2015)

La homogeneidad del mosaico depende del nivel de acoplamiento de una imagen con otra; para garantizar el máximo ajuste se requiere de un modelo matemático riguroso (PCI Geomatics, 2015). Al unir las partes de las imágenes es necesario delimitar la fracción de la imagen que será utilizada por medio de un polígono denominado línea de corte; estas líneas se trazan en función de los valores radiométricos de las imágenes superpuestas (PCI Geomatics, 2015). Al realizar el

delineado de las líneas de corte se utilizó el método Edge features que establece el mejor punto para su trazado mediante la combinación de los métodos de diferencias mínimas y diferencias mínimas relativas. Para lograr una transición gradual entre las imágenes y obtener un mosaico uniforme, es necesario suavizar las uniones combinando los valores de los píxeles en cada lado de las líneas de corte con la finalidad de reducir las diferencias radiométricas entre las imágenes; entonces, se determinó un ancho de combinación de 5 píxeles en cada lado de la línea de corte.

Además, se hizo un balance de color al ajustar las tonalidades y contrastes entre las imágenes para producir un mosaico con la misma gama por medio del método Bundle, el cual se realiza en dos pasos:

- Ajuste de brillo y contraste. Primero se eliminan las anomalías como nubes y nieve, entre otras y se calculan las estadísticas de las áreas no solapadas, luego se ajusta la media y sigma (brillo y contraste, respectivamente) y se aplica el ajuste de color del haz que disminuye las diferencias generales entre las áreas de solapamiento.
- Ajuste en áreas solapadas. El procedimiento para igualar el brillo y contraste en las áreas de solapamiento utiliza las diferencias restantes y se realiza mediante un ajuste de pixel a pixel con el objetivo de minimizar las diferencias entre imágenes traslapadas.

Es decir, se utilizan las estadísticas generales para el ajuste de brillo y contraste en zonas no solapadas y donde se traslapan, el procedimiento de igualación de brillo y contraste fue de pixel a pixel.

Cabe mencionar que la unión de las imágenes fue entre diferentes sensores en algunos casos, una vez que fueron calibradas y corregidas por separado. Para los 30 años del periodo de estudio, se crearon dos mosaicos por año, uno para la temporada húmeda y otro para la temporada seca, además, para la banda térmica se hizo el mismo procedimiento. Como resultado, se realizaron un total de 120 mosaicos que fueron recortados al tamaño del área de estudio.

ELABORACIÓN DE ÍNDICES

Para este estudio se calcularon cinco índices relacionados con vegetación (NDVI y SAVI) y humedad (MSI, NDWI, NDWI2) para ambas temporadas con el fin de analizar las relaciones entre los distintos índices obtenidos a partir de datos del satélite Landsat y los parámetros climatológicos que describen los cambios y variabilidad en el clima.

NORMALIZED DIFFERENCE VEGETATION INDEX (NDVI)

Este índice es ampliamente utilizado para resaltar aspectos relacionados con las características de la vegetación (biomasa, área foliar, clorofila, etc). Se calcula por medio de la diferencia de la reflectancia que es reflejada por las hojas de las plantas (espectro infrarrojo) y la absorbida por la clorofila (espectro rojo) con la siguiente ecuación (Rouse et al., 1974):

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R} \quad (4.7)$$

Dónde:

ρ_{NIR} = Reflectancia en el infrarrojo cercano

ρ_R = Reflectancia en el rojo

El NDVI es un indicador altamente sensible a la vegetación verde cuyos valores normalizados varían entre 1 y -1. Las áreas con presencia de vegetación se encuentran entre 0 y 1, mientras que los valores para agua y nubes son menores a 0 (Waters et al., 2002)

SOIL ADJUSTED VEGETATION INDEX (SAVI)

Este índice intenta reducir el efecto de la humedad del suelo en el NDVI por medio de la constante L , utilizando la ecuación (Huete et al., 1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{NIR} - \rho_R)}{(L + \rho_{NIR} + \rho_R)} \quad (4.8)$$

Dónde:

ρ_{NIR} = Reflectancia en el infrarrojo cercano

ρ_R = Reflectancia en el rojo

L = Constante de valor 0.5

MOISTURE STRESS INDEX (MSI)

El MSI es un indicador del contenido de agua de la hoja desarrollado por Rock et al. (1990) y se determina por la relación entre las bandas del infrarrojo medio y el infrarrojo cercano como lo indica la siguiente ecuación:

$$MSI = \frac{MidIR}{NIR} \quad (4.9)$$

Dónde:

MidIR = Reflectancia en el infrarrojo medio

NIR = Reflectancia en el infrarrojo cercano

NORMALIZED DIFFERENCE WATER INDEX (NDWI)

El NDWI es un indicador desarrollado por McFeeters en 1996 basado en el NDVI pero que se utiliza para mejorar las características del agua en el paisaje (Szabó et al., 2016). Este índice suprime la vegetación, aprovecha las características del suelo y maximiza la reflectancia del agua al utilizar longitudes de onda de la banda verde (Xu, 2006) mediante la siguiente expresión:

$$NDWI = \frac{Green - NIR}{Green + NIR} \quad (4.10)$$

Dónde:

Green = Reflectancia en el verde

NIR = Reflectancia en el infrarrojo cercano

Esto da como resultado valores positivos para el agua y valores cero o negativos para la vegetación y suelo.

NORMALIZED DIFFERENCE WATER INDEX (NDWI2)

En el año de 1996 ocurrió otro nombramiento del Normalized Difference Water Index (NDWI) por parte de Gao (Xu, 2006), este índice tiene como propósito la detección de agua líquida en la vegetación y se introduce un compuesto de banda diferente como se describe a continuación:

$$NDWI2 = \frac{NIR - MIR}{NIR + MIR} \quad (4.11)$$

Dónde:

NIR = Reflectancia en el infrarrojo cercano

MIR = Reflectancia en el infrarrojo medio

En este trabajo se nombra como NDWI2 para referirse al índice de Gao.

TEMPERATURA DE SUPERFICIE

Para el cálculo de la temperatura de superficie a partir de datos satelitales se requiere tomar en cuenta propiedades de la Tierra como la rugosidad de la superficie, cubierta vegetal y humedad del suelo (Weng et al., 2004) para minimizar el error con los valores de emisividad espectral ya que esta es distinta de acuerdo a la composición de la superficie. La emisividad (ϵ) se define como la relación de energía emitida entre un material en estado natural y la energía emitida por un cuerpo negro con igual temperatura (Jin & Liang, 2006). Para la estimación de la emisividad de la superficie existen diversas técnicas que separan las temperaturas de las emisividades (Weng et al., 2004). En este estudio se utilizó el método basado en el umbral de Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) y fracción de vegetación (P_v) desarrollado por Sobrino and Raissouni (2000) debido a que la vegetación es un elemento muy importante en las mediciones de la temperatura superficial, además, este índice proporciona información general sobre la vegetación del sitio. Para la aplicación de esta metodología se necesitan valores de emisividad del suelo y vegetación. Para este fin, un valor de emisividad típico para la vegetación es de 0.99 mientras que la elección de un valor para el suelo es más crítico debido a la mayor emisividad en la variación de los valores para los suelos en comparación con los de vegetación. Una posible solución es utilizar el valor medio para las emisividad que se incluyen en la biblioteca espectral ASTER (<http://asterweb.jpl.nasa.gov>). De esta manera, y teniendo en cuenta un total de 49 espectros de suelos, se obtuvo un valor medio de 0.973 (con una desviación estándar de 0.004) (Sobrino, Jiménez-Muñoz, 2004).

La fracción de vegetación (P_v) se obtiene mediante la ecuación desarrollada por Carlson y Repley (1997) de la siguiente manera:

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad (4.12)$$

Dónde:

$$NDVI_{max} = 0.5$$

$$NDVI_{min} = 0.2$$

Para el desarrollo del método de umbrales de NDVI se obtuvieron distintas emisividades según diferentes valores del índice (Sobrino et al., 2004):

NDVI < 0.2

Los valores de NDVI menores a 0.2 representan suelos desnudos, por lo tanto, la fracción de vegetación (P_v) es igual a 0. De esa manera, el valor estimado de la emisividad del suelo (ϵ_s) es 0.96.

NDVI > 0.5

Este valor de NDVI se considera un área cubierta completamente de vegetación y su fracción P_v es igual a 1. En este caso, se considera un valor de emisividad para la vegetación (ϵ_v) de 0.99.

0.2 < NDVI < 0.5

Se considera suelo desnudo y vegetación en el mismo sitio, y la emisividad se calcula con la siguiente ecuación:

$$\epsilon = \epsilon_v P_v + \epsilon_s (1 - P_v) + d_\epsilon \quad (4.13)$$

Conocer la emisividad superficial de la Tierra (LSE) es un parámetro importante en la aplicación del método anterior a las imágenes Landsat y el posterior cálculo de la temperatura superficial. Considerando las emisividades del suelo y la vegetación, el LSE está dada por (Sobrino et al., 2004):

$$LSE = 0.004 * P_v + 0.986 \quad (4.14)$$

Una vez obtenida la emisividad superficial de la Tierra (LSE), se calcula la temperatura superficial con la siguiente expresión (Artis & Carnahan, 1982):

$$S_t = \frac{T_B}{1 + (\lambda * T_B / \rho) \ln \epsilon} \quad (4.15)$$

Dónde

T_B = temperatura efectiva en el satélite en K

λ = longitud de onda de radiancia emitida

$\rho = h * c / \sigma$ ($1.438 \times 10^{-2} m K$)

σ = constante de Boltzmann ($1.38 \times 10^{-23} J/K$)

h = constante de Planck ($6.626 \times 10^{-34} Js$)

c = velocidad de la luz ($2.998 \times 10^8 m/s$)

ϵ = emisividad

4.2.2 ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS

Para este trabajo se seleccionaron las estaciones climatológicas ubicadas en la zona de la huasteca potosina que contaran con un registro diario de precipitación y temperatura a partir de 1987 hasta 2015 (último año con datos disponibles) y se obtuvieron de <http://smn.cna.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica>. El total de estaciones dentro de la región fueron 57 las cuales no cumplen con una serie de tiempo completa por la falta de registros en algunos meses o años. Debido a esto, se efectuó un pre-procesamiento de las series temporales tanto de precipitación como de temperatura para completar los registros siguiendo una serie de criterios con los cuales se descartaron estaciones para su posterior procesamiento siguiendo la metodología que se describe a continuación.

PRECIPITACIÓN

Para el cálculo de los registros faltantes de las series de tiempo de precipitación diaria se basó en la metodología de Vicente-Serrano *et. al.* 2010 que consiste de tres pasos: reconstrucción de las series de tiempo, control de calidad de los datos reconstruidos y homogeneización de las series completas como se muestra en la figura (4.5).

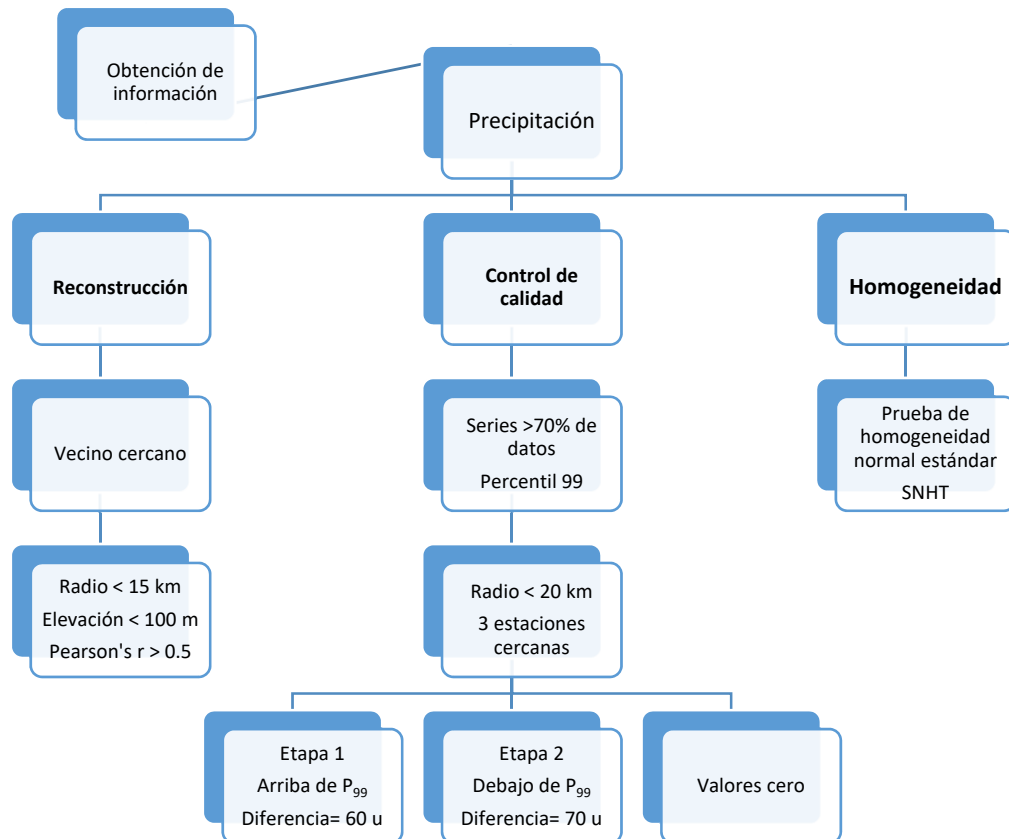


Figura 4.5. Metodología para la reconstrucción y post-procesamiento de las series de precipitación (Vicente-Serrano *et al.*, 2010)

RECONSTRUCCIÓN DE LAS SERIES DE TIEMPO

Su objetivo es obtener series continuas a partir del relleno de huecos de datos con información de estaciones vecinas con el método del vecino más cercano.

Como se mencionó anteriormente, se obtuvo la información de 57 estaciones climatológicas dentro del territorio de la Huasteca Potosina de las cuales fueron seleccionadas para ser reconstruidas las series con al menos el 70% de registro de datos. Las series con un porcentaje de registros menor solamente fueron utilizadas para la reconstrucción de datos de otras estaciones ya que se consideró mantener la mayor cantidad de datos observados originales en cada estación, estas estaciones posteriormente se descartaron para su análisis.

Para la elección del vecino más cercano se establecieron tres criterios como lo indica la metodología (Vicente-Serrano et al., 2010):

Distancia: se estableció un radio máximo de 15 km de distancia entre la estación vecina y la estación que se desea rellenar. Este límite permite encontrar la mayor cantidad de estaciones vecinas, además de que las condiciones climatológicas entre las estaciones sean similares.

Coefficiente de correlación (r de Pearson): la correlación de las series de precipitación diaria entre la estación objetivo y su vecino más cercano debe ser mayor a 0.5 y deben de contar con un mínimo de 3 años de datos en común. Esto nos indica que los elementos tienen un comportamiento similar en condiciones de precipitación

Elevación: para asegurar condiciones topográficas similares entre las estaciones vecinas y la estación objetivo se estableció como límite una diferencia no mayor a 100 metros de elevación entre ellas.

Ya que se identificaron las estaciones vecinas que cumplen con los criterios establecidos, se aplica el método del vecino cercano que consiste en rellenar directamente los registros ausentes con información de la estación vecina más cercana con el coeficiente de correlación mayor. Cabe mencionar que el máximo número de estaciones vecinas fue de cuatro, mientras que otras estaciones solo tuvieron una sola estación vecina o ninguna. Para el llenado de los registros faltantes de la estación objetivo primero fueron utilizados los datos de la estación vecina con mayor correlación, si esta no rellenaba completamente la serie de tiempo de la estación objetivo, se usaron los datos de la segunda estación vecina más correlacionada, así sucesivamente hasta completar la serie de tiempo o terminar con las estaciones vecinas, siempre teniendo cuidado del cumplimiento de los criterios mencionados. En la mayoría de los casos fue necesario utilizar solamente los datos de una estación vecina, ya sea porque esa sola estación completó la serie de tiempo objetivo o porque las otras estaciones vecinas no tenían los registros del periodo faltante por lo que también hubo series de tiempo

que no pudieron ser completamente rellenas, sin embargo, los huecos en sus registros fueron reducidos sustancialmente.

Para el caso de las estaciones que no tuvieran estaciones vecinas o estas no cumplieran con las condiciones mencionadas no fueron rellenas y solo fueron utilizadas para análisis posteriores si contaban con más del 90% de información en sus registros, de esta manera, quedaron únicamente 44 estaciones climatológicas para ser utilizadas distribuidas como lo muestra la figura 4.6.

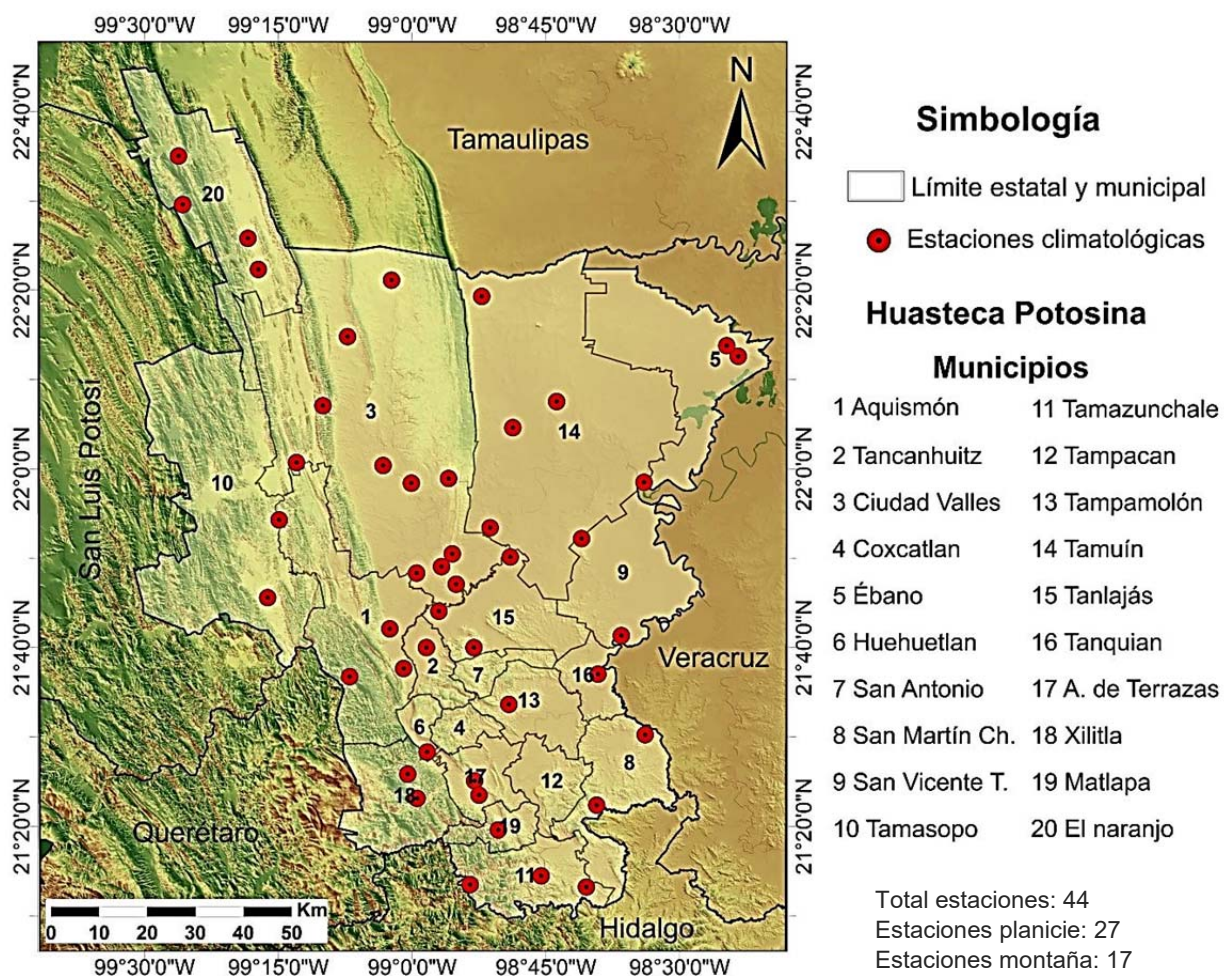


Figura 4.6. Estaciones climatológicas utilizadas en la zona de estudio para la variable precipitación

CONTROL DE CALIDAD

Una vez que las series de tiempo se rellenaron con información de las estaciones vecinas se aplicó el control de calidad a los datos de las series reconstruidas con el fin de identificar y corregir valores cuestionables y anómalos procedentes de la reconstrucción o inherentes a las series de tiempo.

El control de calidad consiste en la comparación del rango de los datos de las series originales con el rango promedio de los datos registrados en las estaciones vecinas y sustituir los valores erróneos o cuestionables en las series completas reconstruidas.

Al realizar el control de calidad, primeramente fueron seleccionadas las estaciones vecinas de cada estación objetivo dentro de un radio de 20 km y se estableció como criterio un mínimo de tres estaciones dentro de este para el rango promedio, en el caso de no cumplir con este criterio los datos no fueron comparados. Este proceso se llevó a cabo en tres etapas:

ETAPA 1. VALORES POR ENCIMA DEL PERCENTIL 99 (P_{99})

Para las series de tiempo con datos originales que contenían un porcentaje mayor al 70% en sus registros se calculó el P_{99} ; los datos fueron ordenados de menor a mayor y se excluyeron los valores cero. Se realizó el mismo procedimiento en las estaciones vecinas dentro del límite de los 20 km y se hizo el promedio de los percentiles de al menos 3 estaciones vecinas. La metodología sugiere una diferencia máxima de 60 unidades percentiles entre cada registro de la serie original y el valor promedio de los percentiles de las estaciones vecinas, si esta diferencia es mayor el registro se considera cuestionable y se sustituye por el valor de la estación vecina más cercana con la que fue rellenada.

ETAPA 2. VALORES POR DEBAJO DEL PERCENTIL 99 (P_{99})

Se obtuvo el valor del P_{99} de las series de tiempo como se mencionó anteriormente y se identificaron y sustituyeron los valores por debajo del P_{99} que tuvieran una diferencia mayor a 70 unidades percentiles comparada con el percentil promedio de las estaciones vecinas ya que se consideraron cuestionables.

ETAPA 3. VALORES CERO

En el caso de los registros con valor cero, se revisó que estos no coincidieran con registros de precipitación sustancial de las estaciones vecinas, y de ser así, el valor cero de la estación objetivo era sustituido por el valor de la estación más cercana con la que fue rellenada. Además, se examinó que no hubieras registros con valores de precipitación negativa.

Por último, se verificó que no existieran valores idénticos por más de siete días consecutivos en la serie, excepto para los valores cero como lo establece Vicente-Serrano *et. al*, 2010 y Reek *et al.* (1992).

PRUEBAS DE HOMOGENEIDAD

La homogeneización de las series de tiempo climáticas consiste en la eliminación del ruido ocasionado por alteraciones que impiden obtener la señal climática. Una serie es homogénea cuando su variabilidad obedece únicamente a causas climáticas (Mitchell *et al.*, 1966). Existe varios factores que producen alteraciones que provocan inhomogeneidades en las series, algunos de estos son errores humanos al registrar, transcribir o digitalizar los datos, cambios en los instrumentos de medición, cambio en las características físicas del lugar o la reconstrucción de series temporales mediante la unión de dos o más series (Vicente-Serrano *et al.*, 2010). Además, la acumulación de precipitación diaria también puede producir inhomogeneidades en las series de precipitación (Viney y Bates, 2004). Por tal motivo, se aplicó la prueba de homogeneidad normal estándar (SNHT, Alexandersson, 1986) a las series de tiempo de precipitación diaria reconstruidas.

La prueba de homogeneidad de las series se hizo de manera relativa que consiste en la comparación de la serie elegida con una de referencia construida a partir de series de estaciones cercanas correlacionadas entre sí. Las series de referencia se basan en el supuesto de que estas no presentan la variabilidad inherente de las series temporales pero si su influencia climática (OMM, 2011).

Por la laboriosidad que implica la homogeneización de las series de tiempo climáticas, se utilizó el paquete CLIMATOL, desarrollado en lenguaje R para automatizar este procedimiento. CLIMATOL es un paquete especializado en la homogeneización relativa de series de tiempo climáticas que aprovecha el máximo de datos disponibles de estaciones cercanas que no están correlacionadas con la serie que se desea homogeneizar ponderando su influencia por una función inversa a la distancia (Pastor, 2004).

El procedimiento de homogeneización se realiza mediante una forma de regresión ortogonal conocida como Eje Mayor Reducido (RMA) la cual se ajusta disminuyendo la distancia perpendicular de los puntos de dispersión a la línea de regresión y se puede expresar como:

$$\hat{y}_i = x_i \tag{4.12}$$

donde las variables dependiente e independiente son estandarizadas eliminando su media y dividiendo entre su desviación estándar (Guijarro, 2017). Además, los

datos diarios son normalizados por el método de diferencias o de proporciones de los valores medios, este último utilizado para datos que no tengan distribución normal como la precipitación.

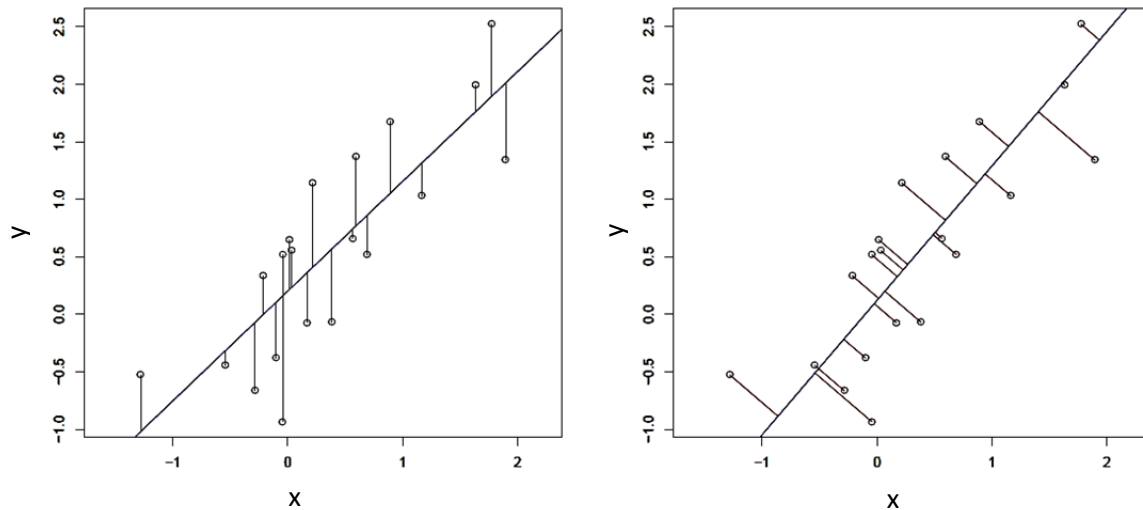


Figura 6. Desviación mínima mediante mínimos cuadrados (izquierda) y regresión ortogonal (derecha). Tomado de Guijarro (2014)

Se procedió a analizar la diferencia de cada serie que se desea homogeneizar con la serie de referencia construida para detectar anomalías, cambios en los valores medios y tendencias que no son propiamente de la señal climática mediante la prueba de SNHT. Se calcula la media y desviación estándar con los datos disponibles de las series para ser comparadas; se establece un umbral del estadístico SNHT analizando el histograma de los valores máximos de SNHT que detecta saltos en la media y separa las series con distribución normales con valores bajos de SNHT de las que no son normales con valores altos de SNHT (Söllheim, 2011), el umbral óptimo dependerá de la escala de tiempo y la variable analizada (Guijarro, 2017). Si una serie sobrepasa el valor máximo de SNHT, esta se fragmenta creando una nueva serie que se incorpora al conjunto de datos, este proceso se repite hasta alcanzar la homogeneidad en todas las series. Pero, debido a la alta variabilidad de los datos de precipitación diaria la detección de los cambios en la media se convierte en una tarea difícil, por lo tanto, las series diarias de precipitación se convirtieron a series mensuales para su análisis ya que de esta manera la variabilidad es menor. Una vez que se detectaron los saltos o puntos de quiebre en la media de las series mensuales con el procedimiento anterior, estos se utilizan para justar las series diarias al cortarlas en estos puntos y reconstruirlas. Por último, se sustituyen los valores anómalos por los estimados para obtener las series homogéneas. Cabe mencionar que el proceso de homogeneización se efectuó dos veces para garantizar la homogeneización de todas las series, ya que con una sola homogeneización quedaron varias series sin homogeneizar.

El proceso de homogeneización de las series de tiempo climática se realizó de acuerdo a las regiones geomorfológicas en la Huasteca Potosina para garantizar que la zona fuera climatológicamente similar ya que una barrera geográfica que separa dos zonas puede hacer que la precipitación sea diferente en ambas (Söllheim, 2011). Por tal motivo, las estaciones fueron agrupadas en dos clusters y la homogeneización se efectuó en la zona de la Sierra Madre Oriental y en la Planicie Costera por separado; las estaciones climáticas con una elevación mayor a los 130 m fueron homogeneizadas dentro del grupo de la Sierra Madre Oriental.

TEMPERATURA

La reconstrucción de las series temporales de temperatura máxima y mínima se basó en el método propuesto por Kemp (1983) sobre otros seis métodos para la reconstrucción de datos faltantes que fueron comparados (Kemp et al., 1983) y que fue el que arrojó mejores resultados. Se utilizó la técnica de regresión denominado BSTR (best r) que utiliza la información de estaciones vecinas correlacionadas y calcula los coeficientes de la regresión para estimar los valores faltantes.

Este procedimiento se efectuó en tres etapas: 1) Para establecer las estaciones vecinas se siguió con los criterios determinados para las series de precipitación. 2) Se calculó el coeficiente de correlación de la estación objetivo con sus vecinas en base a los datos disponibles y fueron seleccionadas el par de estaciones con la correlación más alta (se estableció una correlación aceptable >0.5 para ser consistente con los criterios establecidos en las series de precipitación). 3) Se aplicó el método BSTR de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\hat{T}_{ijkn} = \sum_{\substack{1 < m < M \\ m \neq n}} W_m (a_{jknm} + b_{jknm} T_{ijkm}) \quad (4.13)$$

Dónde $W_m = 1$ es el coeficiente de correlación mayor. T_{ijkn} la temperatura estimada del día i , mes j , año k y estación n . Para dos estaciones n y m , T_{ijkm} es la temperatura de la estación disponible. M es el número total de estaciones.

Los coeficientes a (intercepto) y b (pendiente) fueron estimados mediante mínimos cuadrados, en base a las ecuaciones:

$$a = \frac{\sum y_i}{n} - \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2} x \frac{\sum x_i}{n} \quad (4.14)$$

$$b = \frac{\sum xy - \sum x \sum y / n}{\sum x^2 - (\sum x)^2 / n} \quad (4.15)$$

Dónde a se calcula a partir de los valores observados y sus promedios y b con la suma de cuadrados.

Si la serie no se completó debido a que esta y su vecina carecían de información en el mismo periodo, se estimaron los datos faltantes utilizando la segunda estación vecina con mayor correlación. Las estaciones que no tuvieran vecinos o estos no cumplieran con los criterios determinados, sus datos faltantes no fueron estimados y solo fueron utilizadas para análisis posteriores si contaban con más del 90% de información en sus registros. Así, permanecieron 40 estaciones del total para ser utilizadas. El procedimiento de reconstrucción de las series de temperatura máxima y mínima se realizó con el paquete estadístico R.

Posterior a la estimación de los datos faltantes en las series temporales de temperatura máxima y mínima se aplicó la prueba SNHT para su homogeneización como se describió en la sección anterior. Cabe mencionar que la normalización de los datos de temperatura en contraste con la precipitación se realizó por el método de diferencias. Y también se efectuó la doble homogeneización para garantizar la homogeneidad en todas las series.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados de cinco índices calculados a partir de las imágenes de satélite y su reclasificación con el objetivo de determinar las áreas de la zona de estudio con mayor y menor vegetación, estrés hídrico o humedad y su evolución espacio-temporal en época seca y húmeda, así como de la temperatura superficial. También se muestra el análisis temporal de precipitación acumulada, temperatura máxima, temperatura mínima y temperatura media obtenida de las estaciones climatológicas para las mismas temporadas (seca y húmeda). Finalmente, se integraron los resultados de ambas fuentes de datos (imágenes de satélite y estaciones climatológicas) y se realizó una proyección de tendencias hasta el año 2050 para pronosticar el comportamiento temporal-espacial en la huasteca potosina.

5.1 IMÁGENES DE SATÉLITE

1.1.1. ÍNDICES

TEMPORADA SECA

Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)

El Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) es ampliamente utilizado para detectar y monitorear los cambios en la vegetación. La figura 5.1 muestra los

cambios de vegetación ocurridos en la huasteca potosina durante el periodo de estudio y de acuerdo a los valores del índice que van de 0.2 a 0.8 para la vegetación verde y +1 para la máxima densidad de vegetación y de acuerdo con Eskandari, et. al., 2015 los valores entre 0 y 0.2 indican roca y suelo desnudo; valores entre 0.2 y 0.3 representan arbustos y pastizales y los valores más altos, entre 0.6 y 0.8 indican bosques tropicales y templados. Se observa que la cobertura vegetal ha sufrido alteraciones a través de los años debido al cambio de uso de suelo para uso agrícola y pecuario que se refleja en la disminución en la densidad vegetal en la zona de la planicie costera donde prevalecen valores entre 0.2 y 0.4 aunque se presentan algunos años donde ocurrieron mayores precipitaciones como 2005, 2006, 2014 y 2016 donde hubo un incremento de la vegetación y alcanzó valores hasta de 0.6. Por su parte, la vegetación en las zonas montañosas ha sido menos afectada y ha conservado valores mayores que la planicie que varían entre los 0.4 y 0.8 superando estos valores en los mismos años más húmedos. Cabe señalar que los valores negativos representan nubes o agua (años 1995 y 2001).

Además, el NDVI permite la cuantificación de la cobertura vegetal lo que permitió calcular áreas de vegetación y hacer una reclasificación del índice (figura 5.2) en vegetación densa de color rojo, moderada de color verde y baja de color azul que se distingue del color azul oscuro que muestra la presencia de nubes. Partiendo de esta clasificación se puede observar que la densidad de vegetación disminuye significativamente en casi todos los años en comparación del índice siendo el sistema montañoso la zona con mayor vegetación, lo que es consistente con el NDVI. La vegetación densa se distribuye a lo largo de la Sierra Madre Oriental en áreas reducidas pero se observa que varía con el tiempo siendo muy escasa en algunos años aunque permanece casi constante en la parte sur mientras que, en los años con mayor precipitación la vegetación densa aumenta su área de cobertura extendiéndose hasta la planicie costera. A pesar de la presencia de zonas con vegetación densa en el territorio de la huasteca potosina, la mayor parte de su área se clasifica como vegetación moderada distribuyéndose por todo el territorio mientras que las zonas con vegetación baja varían en cuanto a su área y distribución, siendo más persistente en la zona agrícola ubicada en la parte noreste de la huasteca y extendiéndose hasta las zonas montañosas.

NDVI Temporada seca

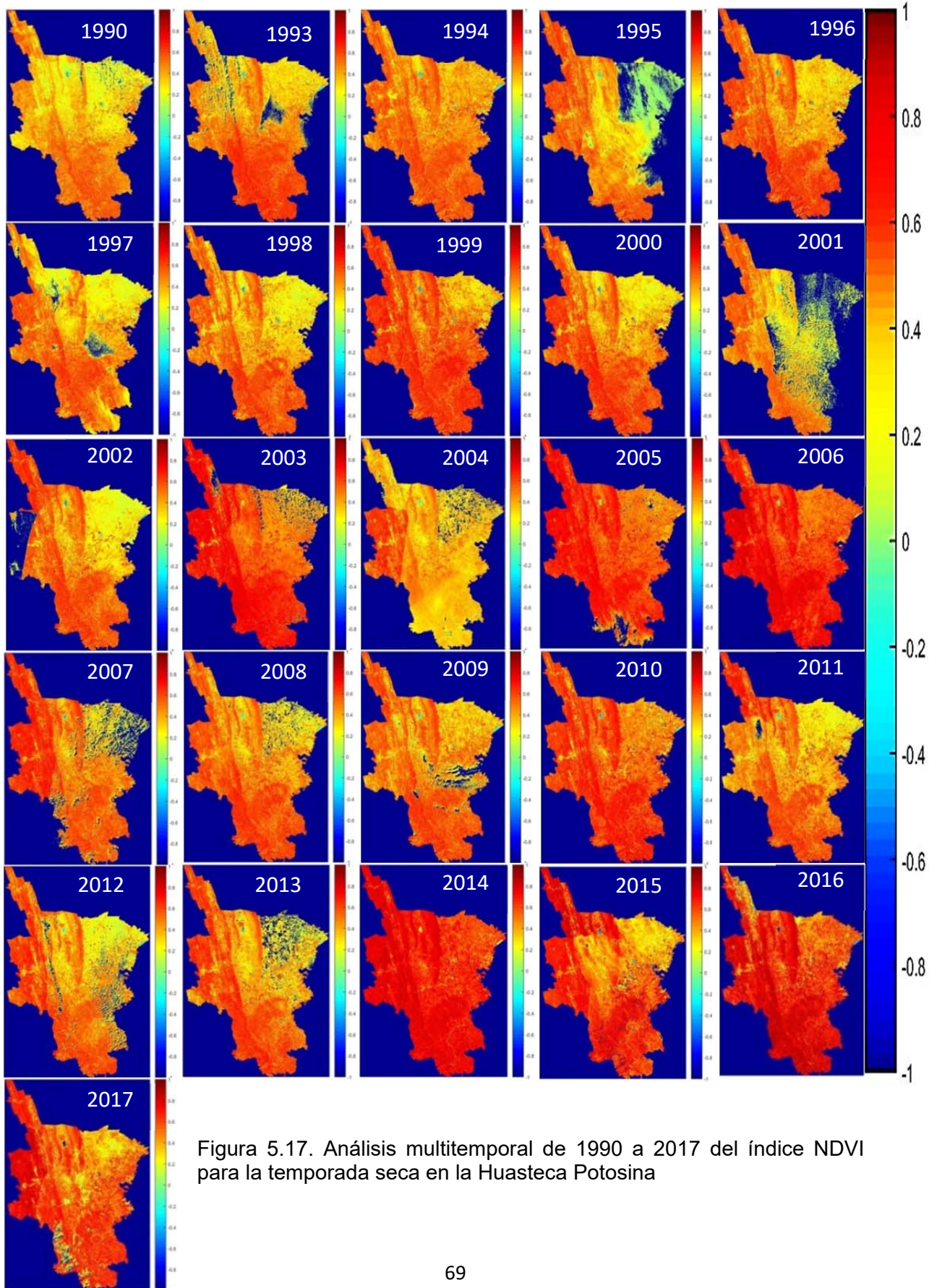
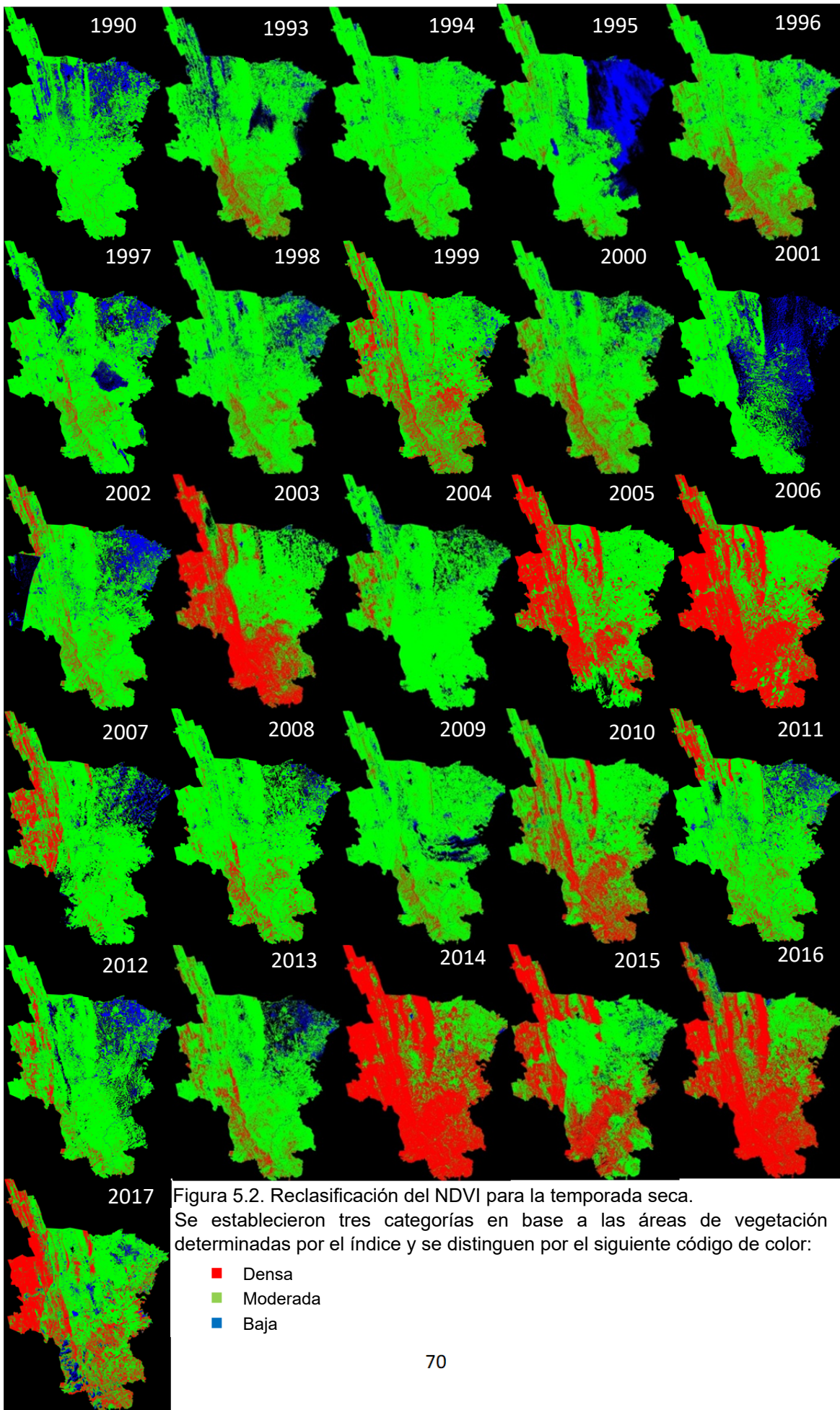


Figura 5.17. Análisis multitemporal de 1990 a 2017 del índice NDVI para la temporada seca en la Huasteca Potosina



Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI)

El Soil Adjusted Vegetation Index es otro indicador diseñado para detectar los cambios en la vegetación a través del tiempo y sus valores son los mismos que para NDVI. La figura 5.3 muestra el resultado temporal del índice SAVI el cual indica valores entre 0.2 y 0.4 para la mayor parte del territorio de la huasteca potosina variando a través del tiempo y aumentando en los años con mayores precipitaciones como 2003, 2005, 2006 y 2014 en los cuales alcanza valores de hasta 0.6 al igual que lo señala el NDVI. Sin embargo, a diferencia del NDVI, este índice muestra cobertura de vegetación con valores entre 0 y 0.2 distribuida en la planicie costera y extendiéndose hacia el norte de las zonas montañosas.

Se hizo una reclasificación del índice (figura 5.4) con tres categorías de vegetación: densa, moderada y baja con el mismo código de color que el índice anterior. En la figura 5.4 podemos observar que la vegetación densa se presenta en los cuatro años más húmedos cubriendo grandes áreas del territorio hasta la planicie. La vegetación densa presente en la zona montañosa como lo señala el NDVI no se observa en esta reclasificación debido a la constante L que corrige la influencia de la humedad del suelo sobre el NDVI lo que provoca una sobreestimación de la vegetación. También, se muestra que la densidad de vegetación baja en color azul tiene mayor presencia en prácticamente todos los años analizados, excepto en el año 1995 y 2001 donde el color azul oscuro indica nubosidad. Las áreas con densidad de vegetación baja se localizan en la zona agrícola al noreste de la zona de estudio como también lo indica el NDVI, pero a diferencia de este, su área es mayor. En general, la cobertura vegetal de la huasteca potosina es moderada y cubre la mayor parte del territorio.

SAVI Temporada seca

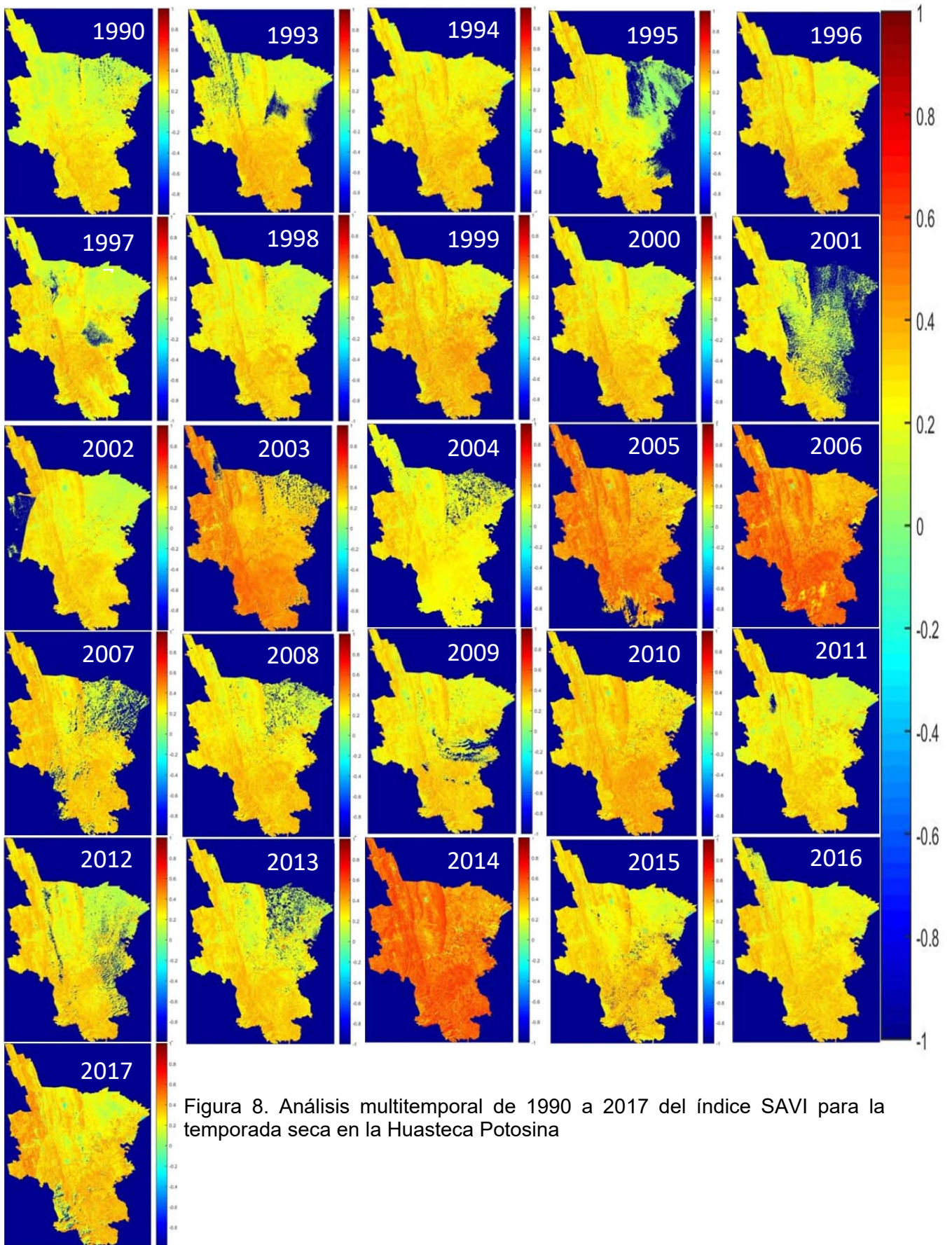
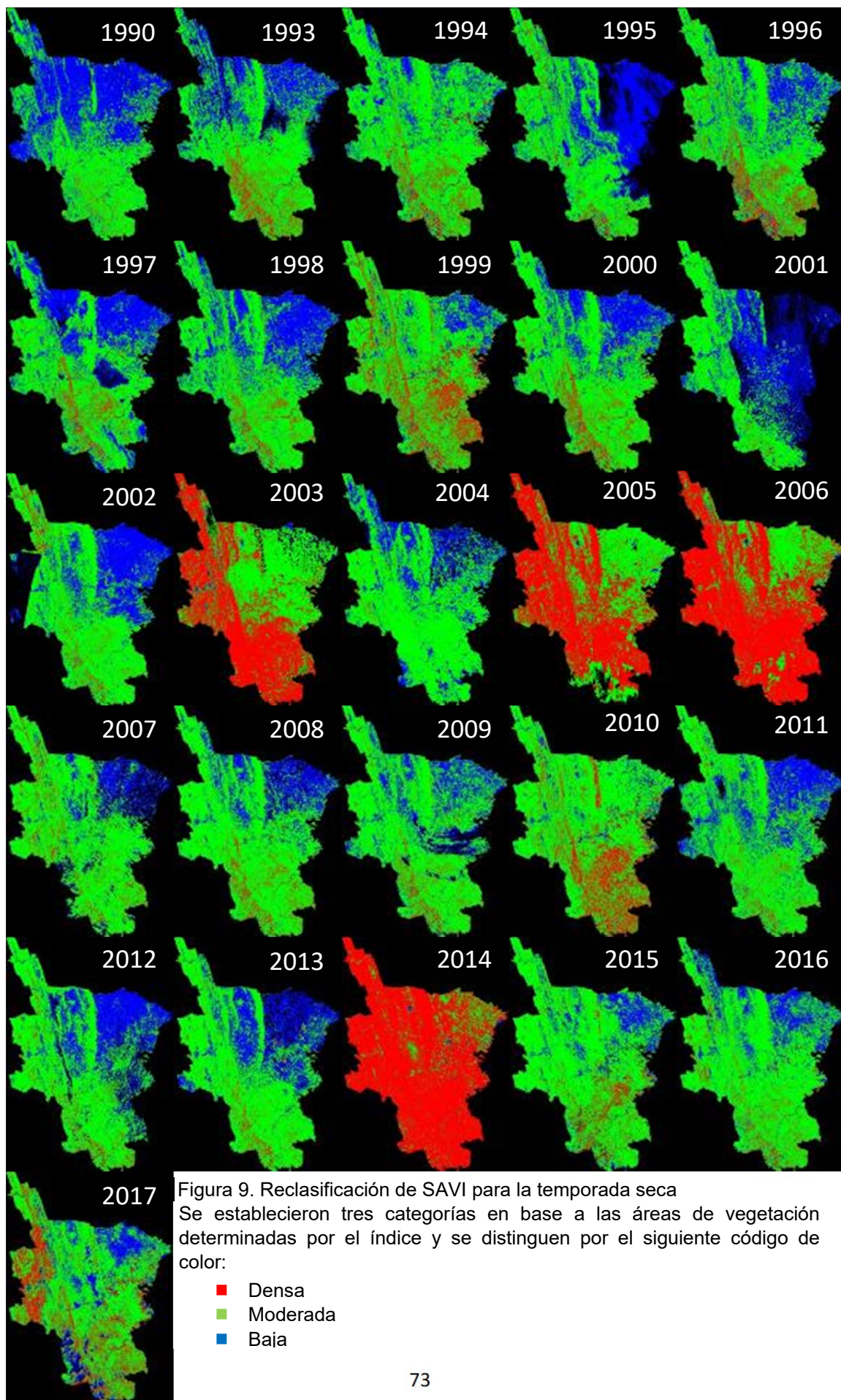


Figura 8. Análisis multitemporal de 1990 a 2017 del índice SAVI para la temporada seca en la Huasteca Potosina



Moisture Stress Index (MSI)

El MSI es un indicador del estrés hídrico o contenido de agua en las hojas de las plantas y es utilizado para conocer la capacidad de producción, riesgo de incendios y en estudios de la fisiología del ecosistema. Su relación es inversa a los índices de vegetación por lo tanto, valores altos de MSI indica mayor estrés hídrico o menor contenido de agua y valores bajos indican menor estrés hídrico, estos valores varían de 0 a > 3. Para este estudio, el valor máximo de MSI se acotó a 2 para una mejor apreciación del índice. La figura 5.5 muestra el estrés hídrico que ha sufrido la vegetación en la huasteca potosina a través de un intervalo de tiempo de 26 años y lo que se puede observar es que está muy relacionado con la densidad de vegetación. En las zonas con densidad de vegetación baja (zona agrícola) el estrés es más elevado con los valores más altos del índice (hasta 2) y por el contrario, donde hay mayor cobertura vegetal (de moderada a densa) el estrés hídrico es menor con valores entre 0.2 y 0.8. Además, en la región planicie se aprecian valores medios entre 0.8 y 1.2. Existe una consistencia de los años con más precipitación (2005, 2006, 2014) donde el estrés es mínimo en casi todo el territorio lo que confirma temporada que estos fueron años con mucha lluvia para la temporada analizada (temporada seca).

Se reclasificó el índice (figura 5.6) en tres categorías de estrés hídrico: alto (rojo), moderado (verde) y bajo (azul) donde se observa que la zona agrícola y pecuaria impacta de forma negativa la densidad de vegetación y por lo tanto la retención de agua por las plantas generando un mayor estrés hídrico mientras que el resto de la planicie costera presenta estrés moderado. Las zonas de la huasteca potosina con estrés hídrico bajo son las partes más elevadas que cruzan de norte a sur en la parte occidente de la huasteca potosina

SMI Temporada seca

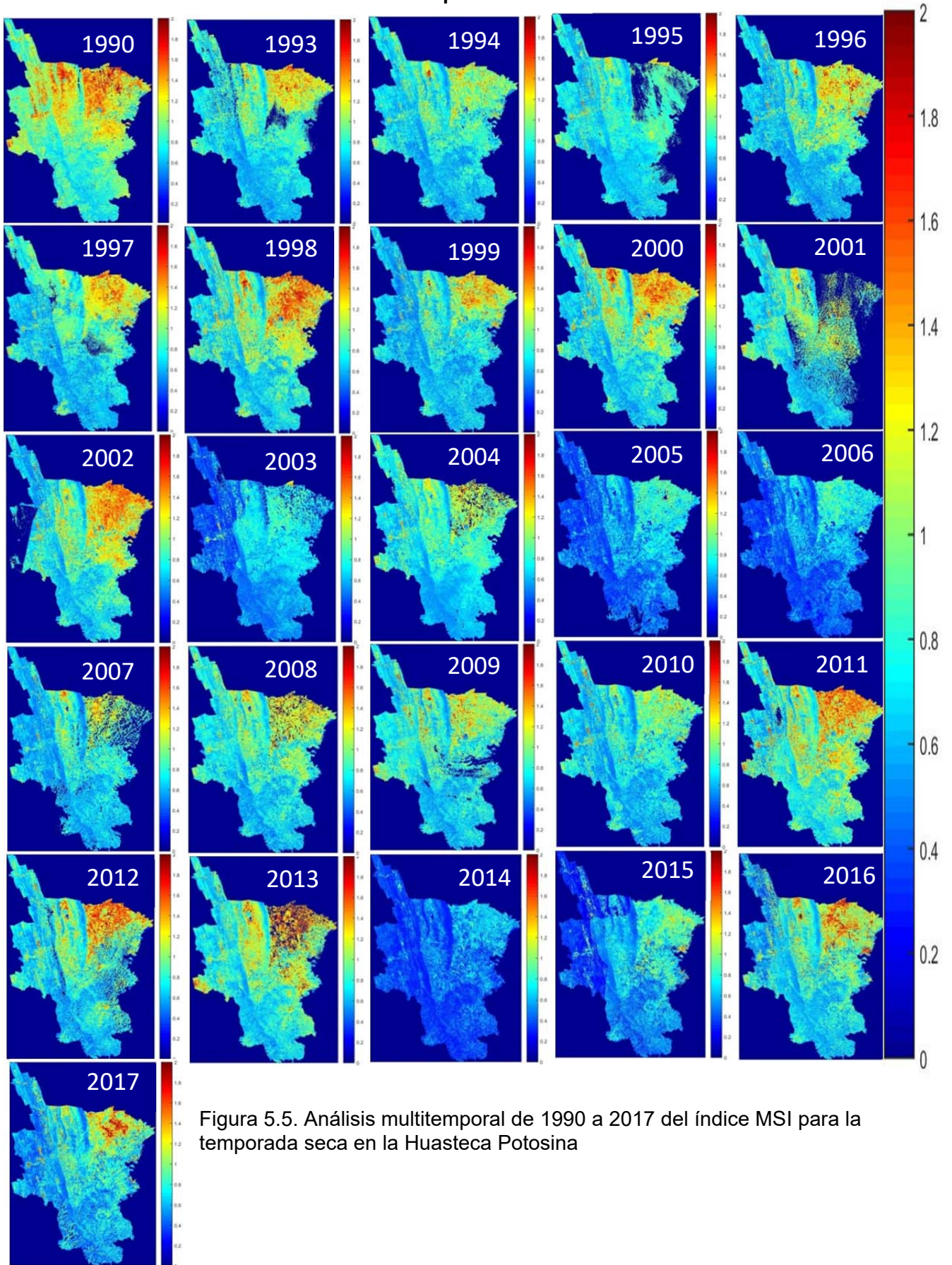
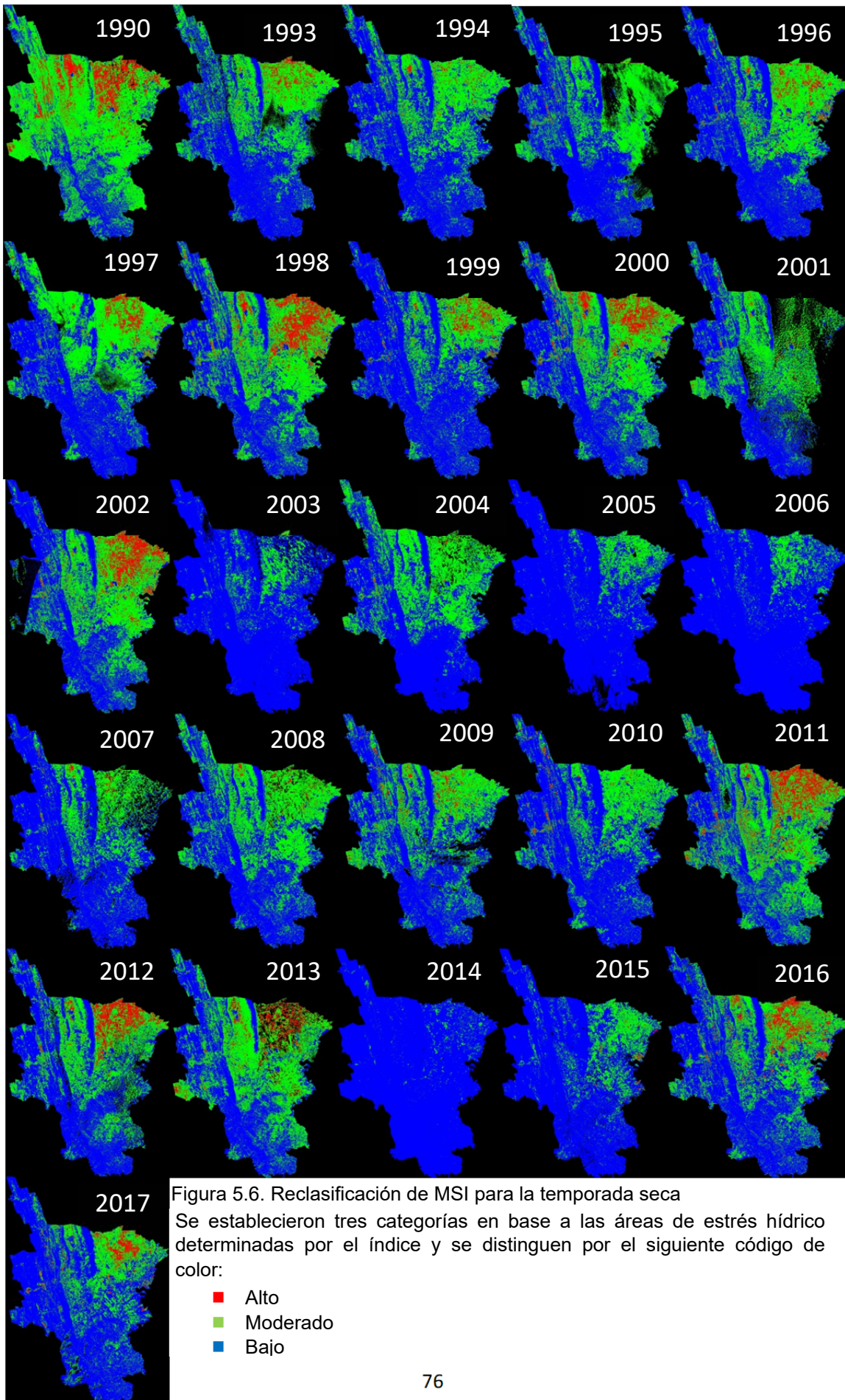


Figura 5.5. Análisis multitemporal de 1990 a 2017 del índice MSI para la temporada seca en la Huasteca Potosina



Normalized Difference Water Index (NDWI)

El Normalized Difference Water Index es un índice utilizado en la evaluación de los recursos hídricos y la gestión costera mediante la extracción de información del agua de imágenes satelitales. El NDWI resalta las características del agua y las separa de la vegetación y el suelo lo que permite ubicar cuerpos y corrientes de agua. Los valores de NDWI tienen un rango de -1 a 1 siendo los valores positivos indicadores de agua y los valores cero o negativos la vegetación y el suelo. La figura 5.7 muestra la presencia de cuerpos de agua como lo son la Laguna del Mante en Ciudad Valles que se mantiene visible durante todo el periodo de tiempo, Laguna patitos que se encuentra en Tamuín y se muestra intermitente con el tiempo y Laguna Chajir localizada en Ébano. Asimismo, sobresalen los ríos principales que cruzan la huasteca potosina como el río Tamuín y Moctezuma. Las lagunas Mante y Chajir y los ríos retienen el agua prácticamente en todo el periodo de tiempo con valores que varían entre 0.2 y 0.6 en la mayoría de los años y entre 0.8 y 1 en los años más recientes lo que significa que llegaron a su máxima capacidad. Sin embargo, también hubo años como el 2003 en el que las lagunas tuvieron menos cantidad de agua y sus valores disminuyeron de 0 a 0.2 cuando la Laguna Chajir prácticamente desapareció. Por su parte, la Laguna patitos ubicada en el municipio de Tamuín, por su tamaño es la de menor capacidad para contener agua por lo que sus valores varían entre 0.2 y 0.4. Cabe aclarar que algunas otras coloraciones son debido a la presencia de nubes como en el año 1995 y 2001.

Al igual que con los índices anteriores, se hizo la reclasificación de NDWI (figura 5.8) y se establecieron tres categorías: abundante, moderada y escasa para ubicar la presencia de agua. Se aprecian en color rojo los cuerpos y corrientes de agua, en color verde se localizan las nubes y de color azul el suelo y la vegetación.

NDWI Temporada seca

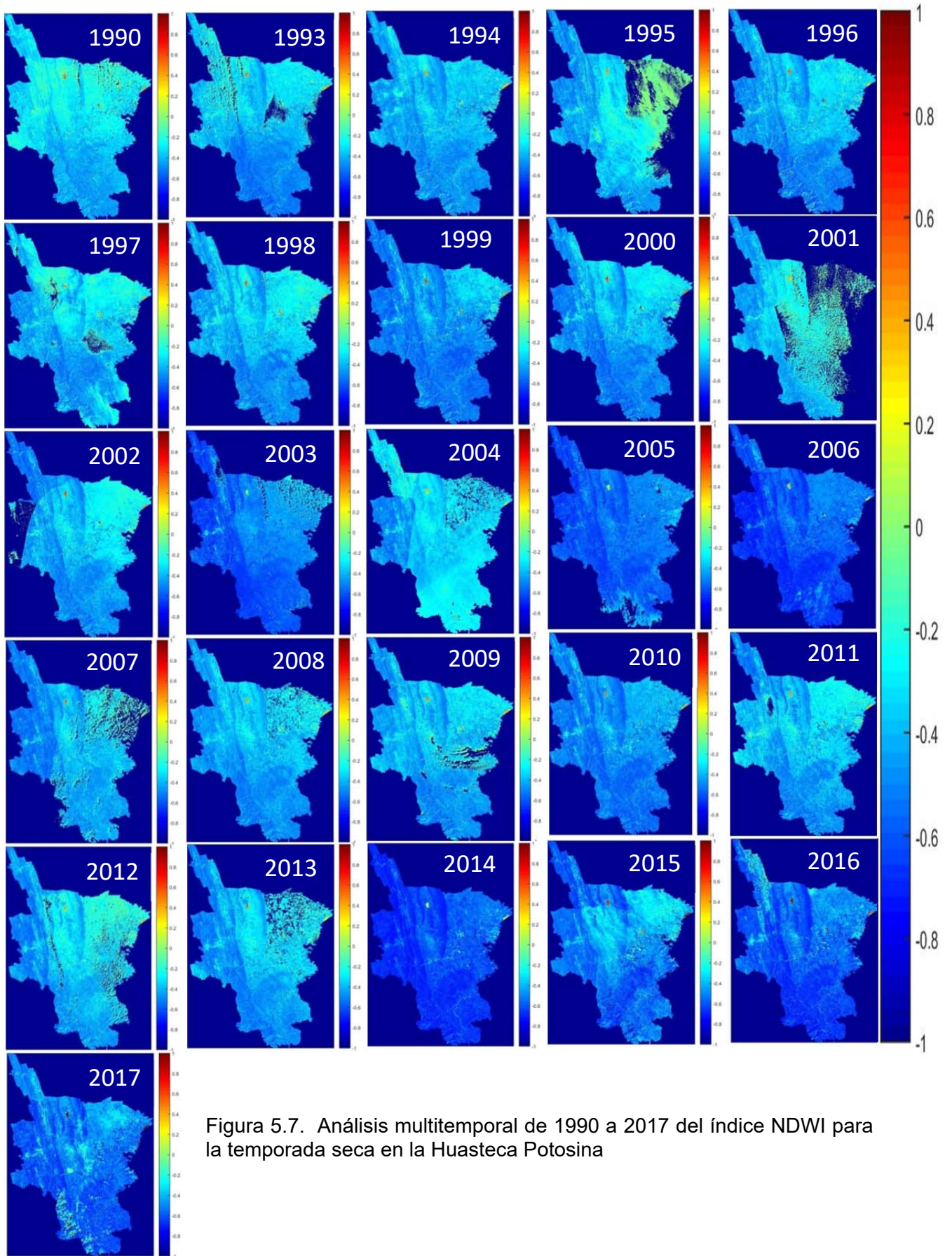
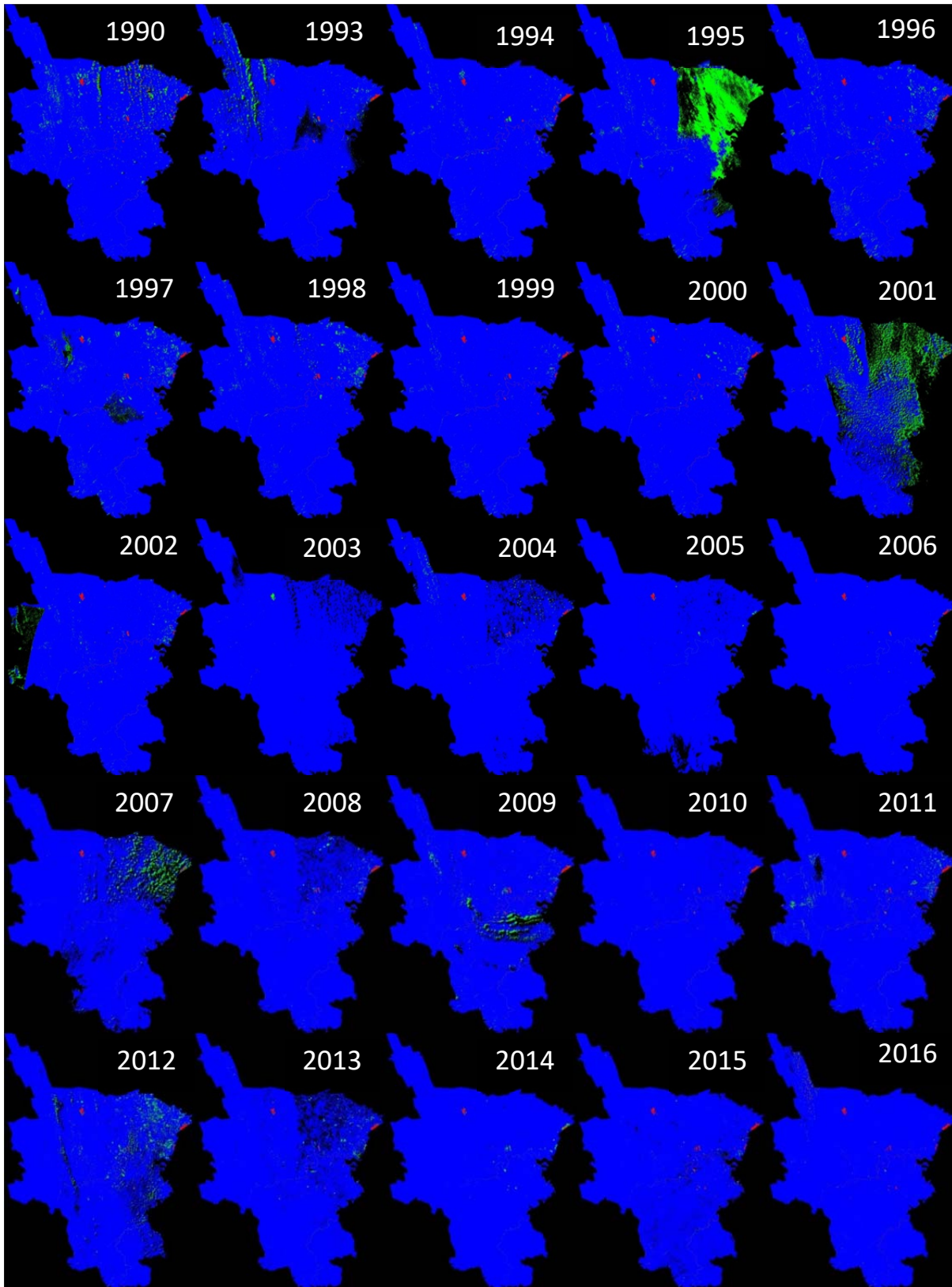


Figura 5.7. Análisis multitemporal de 1990 a 2017 del índice NDWI para la temporada seca en la Huasteca Potosina



2017

Figura 5.8. Reclasificación de NDWI para la temporada seca
 Se establecieron tres categorías en base a la presencia de agua
 determinados por el índice y se distinguen por el siguiente código de color:

- Abundante
- Moderada
- Escasa

Normalized Difference Water Index (NDWI2)

El NDWI2 o NDWI de Gao detecta los cambios en el agua líquida de la vegetación y por lo tanto, es diferente al Normalized Difference Water Index anterior y es aplicado en estudios de área foliar en vegetación densa y el análisis de estrés del dosel de los bosques. Al estar normalizado, toma valores de -1 a 1 siendo los valores de -0.1 a 0.4 para la vegetación verde y de 0.8 a 1 el agua líquida. La figura 5.9 muestra el NDWI2 de la temporada seca en la zona de estudio e indica la cobertura vegetal con alto contenido de agua y por lo tanto con menor estrés hídrico. Se observa nuevamente que la zona montañosa que recorre la huasteca de norte a sur es donde predomina la mayor área de vegetación no estresada con valores entre 0.2 y 0.4 y se dispersa hacia la planicie costera donde disminuyen los valores de 0.2 a -0.1. Los valores por debajo de -0.1 como se observa en la parte centro y nororiental indican vegetación estresada.

Al igual que los índices anteriores, la reclasificación (figura 5.10) indica áreas con densidad de vegetación verde alta, moderada y baja. La categoría alta se manifiesta en escasos años cuando la humedad fue mayor (2003, 2005, 2006, 2014) y se conservan pequeñas áreas en el año 2017. Cuando no hay suficiente humedad, la densidad de vegetación alta es sustituida por la vegetación moderada que cubre la mayor área del territorio mientras que la vegetación con mayor estrés hídrico que está representada por la densidad de vegetación baja cubre la parte centro norte y noreste de la planicie manteniéndose con el tiempo.

NDWI2 Temporada seca

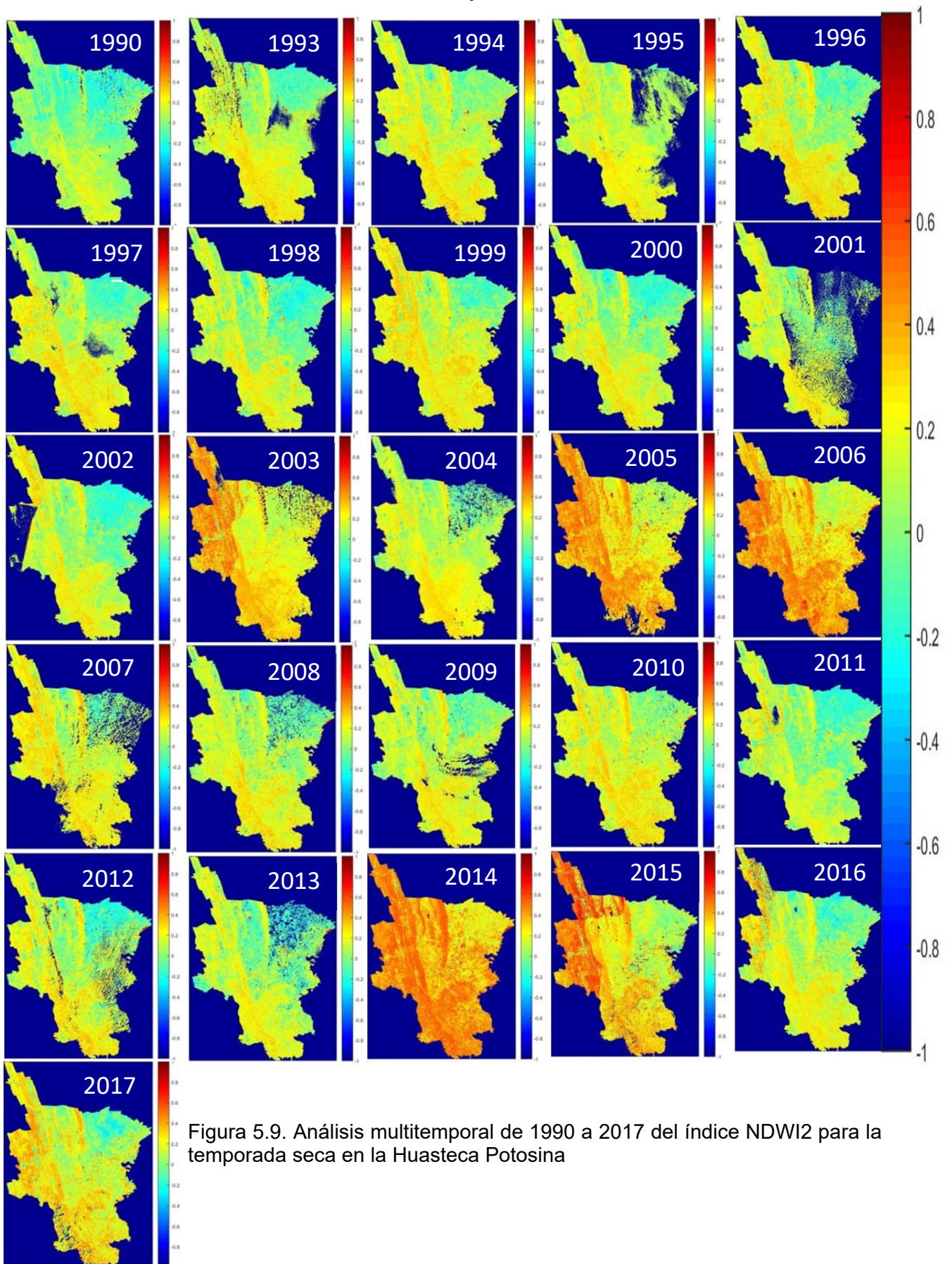
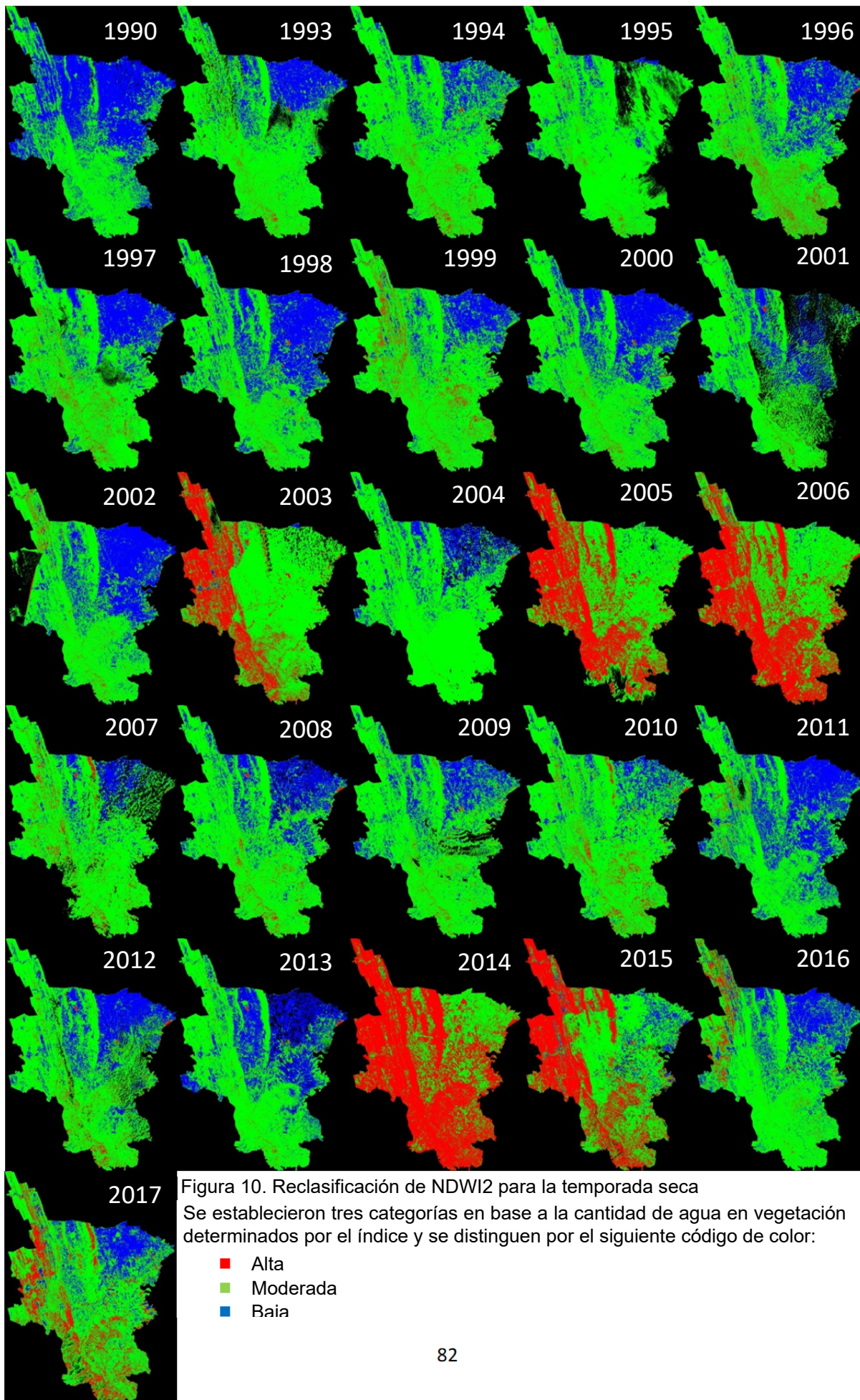


Figura 5.9. Análisis multitemporal de 1990 a 2017 del índice NDWI2 para la temporada seca en la Huasteca Potosina



A continuación, se muestran las áreas obtenidas a partir de la reclasificación de los índices de las figuras 5.2, 5.4, 5.6, 5.8 y 5.10 respectivamente, para la temporada seca.

Tabla 5.1. Áreas calculadas a partir de la reclasificación de los índices NDVI, SAVI, MSI, NDWI y NDWI2 en la Huasteca Potosina para la temporada seca

Año	NDVI			SAVI			MSI			NDWI			NDWI2		
	Alta	Moderada	Baja	Alta	Moderada	Baja	Alta	Moderada	Baja	Alta	Moderada	Baja	Alta	Moderada	Baja
1990	85.0	8814.0	1237.4	253.0	5804.2	5084.1	1349.9	7056.5	2734.8	83.5	333.8	10724	15.9	5689.9	5435.4
1993	903.7	8535.8	709.4	788.3	6802.6	3059.1	382.1	4322.9	5944.9	40.7	251.4	10357.8	310.4	8013.8	2325.8
1994	407.5	10293.5	338.2	877.6	8620.7	1750.0	230.5	4057.2	6960.6	55.8	107.6	11085.0	443.0	8922.0	1883.3
1995	323.8	7209.6	2192.7	350.9	5886.9	3865.6	75.3	3944.2	6083.9	12.7	1674.7	8416.0	196.7	9156.2	750.5
1996	1353.4	9177.4	450.9	1163.8	7614.0	2471.4	515.4	4004.4	6729.5	58.7	201.7	10988.8	788.3	7834.8	2626.1
1997	434.2	8543.7	1132.0	657.7	6490.9	3839.5	441.8	4535.2	6011.0	42.3	230.6	10715.1	532.0	7923.5	2532.4
1998	621.1	9106.9	819.8	529.0	7111.7	3593.1	1240.4	4848.6	5144.9	50.2	163.0	11020.7	225.8	6951.4	4056.6
1999	2790.9	7979.8	275.2	2326.3	7536.1	1381.8	453.8	3117.5	7672.9	51.0	65.0	11128.2	868.6	8414.0	1961.6
2000	1443.5	8706.6	495.5	905.9	7576.3	2760.5	970.2	4669.5	5603.0	51.6	83.3	11107.8	310.4	7398.0	3534.2
2001	46.6	6044.9	1910.8	102.3	4605.8	3987.8	136.8	3937.5	4621.5	21.0	1076	7598.8	238.5	6612.6	1844.7
2002	871.9	8084.9	980.6	513.3	6836.9	3361.8	1038.7	4475.3	5197.9	42.5	142.4	10527.0	327.9	6783.9	3600.1
2003	5049.4	5590.7	70.1	5767.6	4826.8	213.5	7.7	1304.7	9495.5	1.3	10.5	10796.0	3548.6	7141.3	118.0
2004	383.5	9611.9	285.6	95.3	8059.4	2648.1	67.5	4076.9	6658.4	17.3	61.9	10723.6	69.3	8955.9	1777.5
2005	4720.9	6120.4	17.1	6618.3	4163.4	81.7	0.2	1316.6	9546.6	6.5	13.5	10843.4	5085.9	5694.2	83.3
2006	6833.8	4380.8	25.4	8310.6	2833.6	103.1	0.3	1111.6	10135.3	15.7	16.5	11215.0	5931.2	5192.1	123.9
2007	1618.5	7718.6	473.7	720.3	7619.0	1791.1	105.6	2835.0	7189.8	17.8	312.9	9799.6	646.8	8247.5	1236.0
2008	841.4	9318.4	293.9	629.7	8064.1	2198.3	186.6	4693.4	6012.0	37.6	60.8	10793.7	342.2	7973.3	2576.6
2009	641.4	9445.2	430.7	573.0	8027.5	2266.7	359.9	4143.9	6363.5	52.8	209.1	10605.4	335.8	8320.5	2211.0
2010	3608.5	7308.7	143.4	2334.1	8149.3	714.1	155.9	3401.2	7640.4	40.8	25.3	11131.5	754.5	8997.7	1445.4
2011	1160.3	8824.7	587.6	472.2	7531.1	3182.9	1255.0	5205.5	4725.5	55.3	139.4	10991.4	185.8	6858.4	4142.0
2012	748.5	8354.0	814.7	455.8	6989.9	3212.4	793.6	3901.7	5962.9	35.6	318.5	10304.1	511.3	7516.5	2630.4
2013	1255.7	8251.3	493.8	453.6	7200.1	2907.2	694.7	4916.7	4949.4	32.1	78.7	10450.0	179.9	6946.7	3434.3
2014	8544.6	2647.9	33.9	9885.5	1253.1	97.0	0.0	287.7	10947.9	10.2	35.1	11190.3	7976.4	3245.5	13.7
2015	4425.6	6152.6	201.7	864.9	8581.6	1581.6	65.2	1971.8	8991.1	56.3	32.5	10939.3	4532.4	5705.3	790.4
2016	7360.0	3614.6	118.1	661.6	8556.1	2002.3	781.7	3824.2	6614.1	68.2	34.1	11117.7	666.1	7869.7	2684.2
2017	4042.0	6323.5	486.9	2225.6	6967.1	1953.2	488.0	3002.7	7655.3	73.3	102.2	10970.5	2143.6	7150.6	1851.8

TEMPORADA HÚMEDA

Para la temporada húmeda se dispone de información satelital del periodo 1987 – 2017. Se emplearon y calcularon los mismos índices que en la temporada seca con la finalidad de conocer su variabilidad estacional. Los resultados obtenidos se muestran a continuación.

Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)

El Normalized Difference Vegetation Index (Figura 5.11) para la temporada húmeda muestra un incremento en la vegetación que cubre tanto las zonas montañosas de la huasteca potosina como la planicie costera. Ambas regiones muestran vegetación con valores del índice entre 0.4 y 0.8 lo que significa que hay vegetación abundante. Sin embargo, también se observan valores más bajos entre 0.2 y 0.4 en el noroeste de la planicie costera al igual que en la temporada seca. Durante la temporada húmeda, la vegetación es más abundante y más densa en gran parte del territorio tal y como lo muestra la reclasificación en la figura 5.12 donde también se observa que la vegetación ha ido en aumento con el tiempo. En esta época, la vegetación se mantiene en las zonas montañosas pero también se extiende a las zonas bajas de la planicie hasta cubrir la mayor área del territorio como en el 2005, 2013 y 2017. Si bien, la vegetación densa comienza a incrementarse de las zonas altas a las bajas con el tiempo, también podemos ver que en los dos años más recientes (2016 y 2017), la vegetación densa en las zonas montañosas está siendo reemplazada por vegetación moderada y la vegetación con densidad baja prácticamente no está presente salvo en algunos años como 1998 donde su extensión se amplía del noreste al sureste de la planicie.

NDVI Temporada húmeda

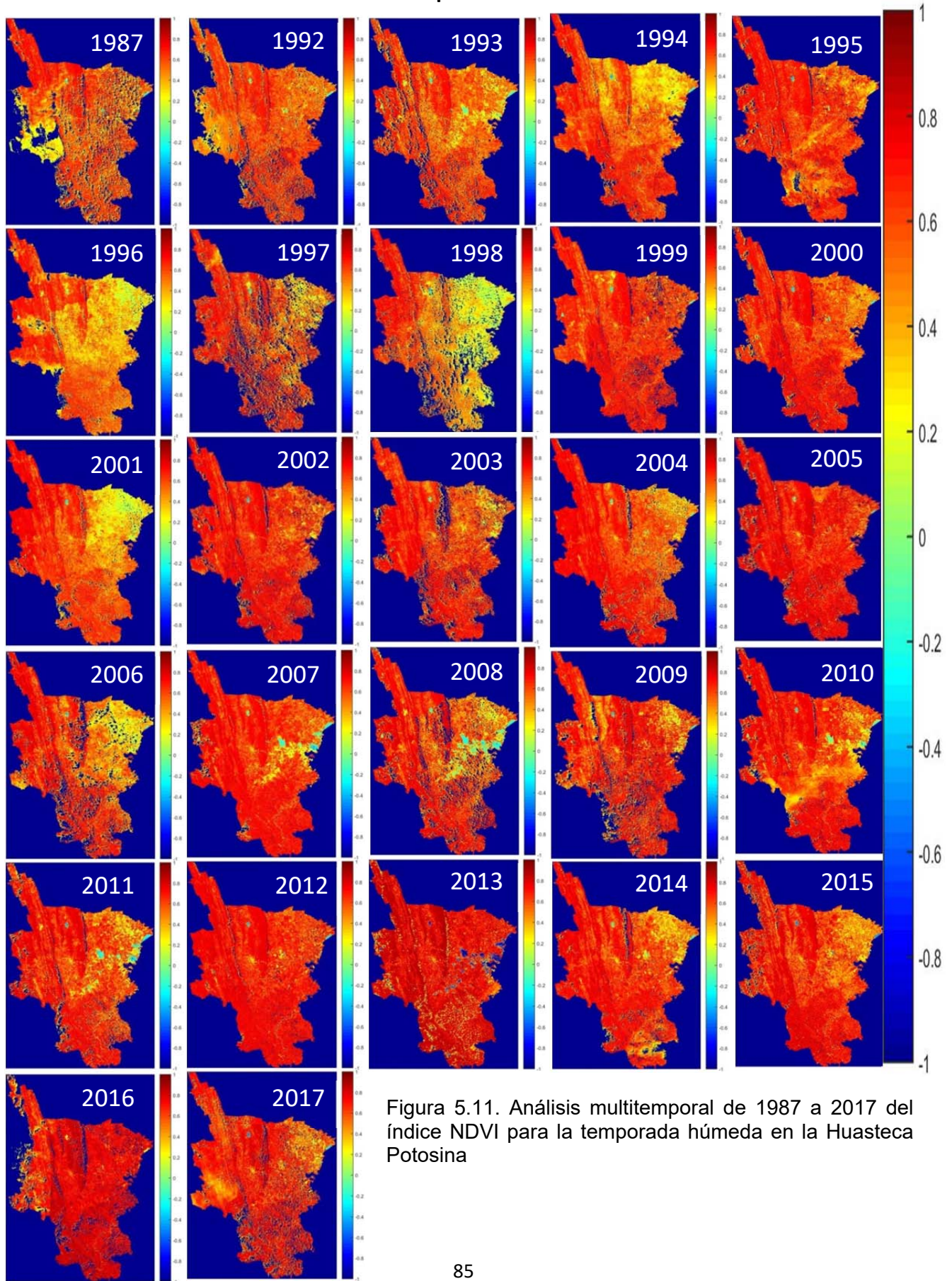
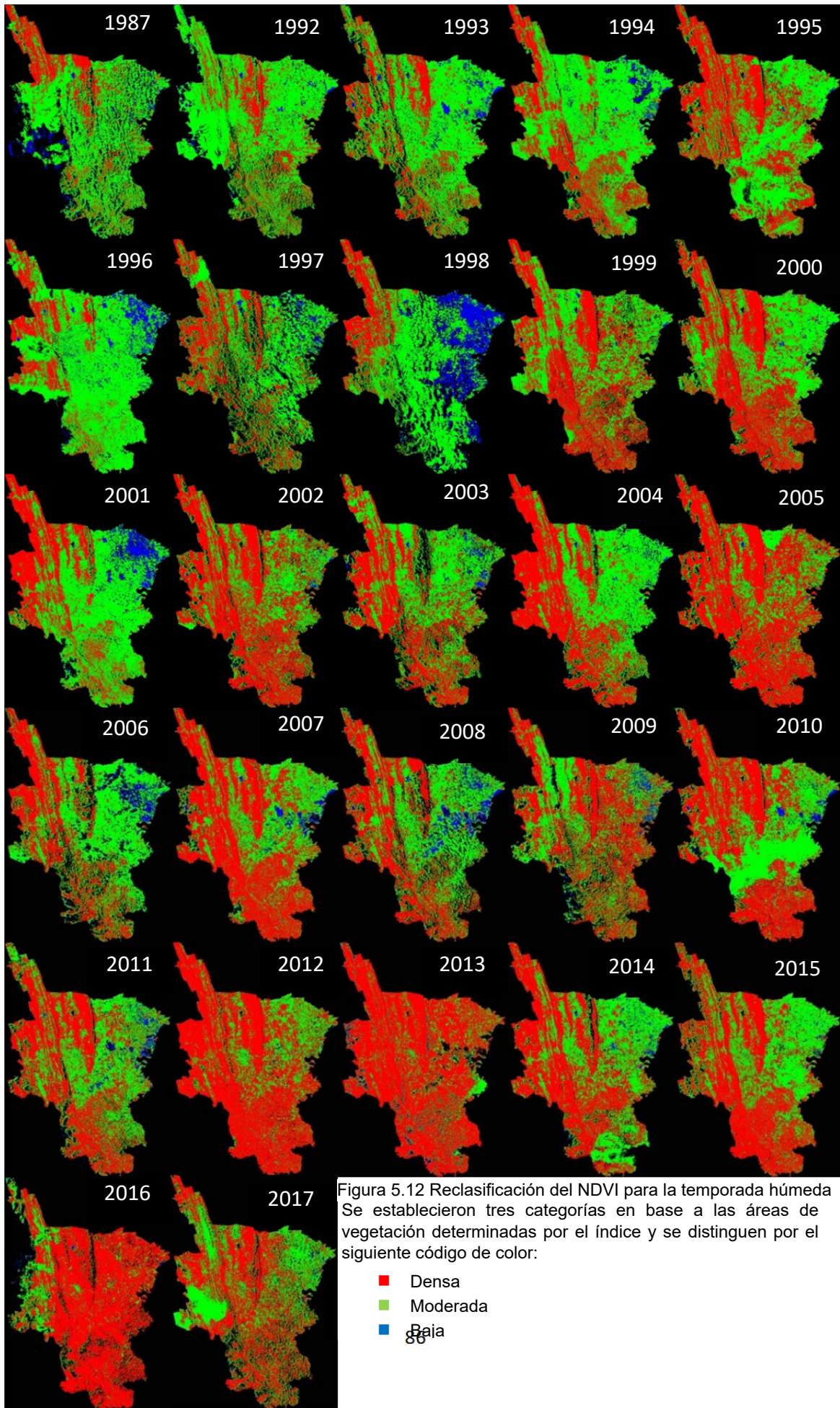


Figura 5.11. Análisis multitemporal de 1987 a 2017 del índice NDVI para la temporada húmeda en la Huasteca Potosina



Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI)

Los valores de SAVI en la figura 5.13 para la temporada húmeda se encuentran entre 0.2 y 0.5 en parte de la cordillera y entre 0.1 y 0.4 para la parte de la planicie, variando a través de los años en ambas regiones. La región de la planicie muestra como siempre menor vegetación que las zonas altas y boscosas aún en época húmeda. Es importante hacer notar que, existe un aumento en la vegetación pero esta es más propensa al estrés hídrico y por lo tanto tiene menor densidad en esta región de la huasteca potosina. También podemos observar como la vegetación aumenta su extensión en el territorio desde la zona montañosa en la que se mantiene aún en época seca hacia la planicie costera hasta cubrirla casi completamente, aunque, por otro lado, se nota la consistente falta de vegetación en la zona agrícola de la planicie. Cabe señalar que los valores entre -0.2 y 0 en los años 2007, 2008 y 2013 es exceso de humedad a causa del río Tamuín que cruza la huasteca.

La reclasificación del índice en la figura 5.14 muestra la densidad de vegetación y da una idea más clara de su distribución. Se puede apreciar el incremento de la vegetación densa que se muestra en color rojo a través del tiempo. En los primeros años del periodo de estudio, la vegetación densa solo se mantuvo en fracciones de la Sierra Madre Oriental y en 1999 su extensión incrementó hasta llegar a cubrir gran parte de la planicie costera y se ha mantenido esta distribución a través del tiempo. Sin embargo, en los dos años más recientes, la vegetación en las zonas montañosas está siendo cubierta por vegetación moderada. Durante esta época, la vegetación moderada que se muestra de color verde ha ido disminuyendo su área desde los primeros años cuando era la de mayor extensión. A pesar de ser una época con abundantes lluvias, podemos encontrar áreas con densidad de vegetación bajas aunque en menor proporción. Las áreas con densidad de vegetación baja durante esta época se disminuyen en comparación de la temporada seca pero persisten e incluso en el año 1998 el área se extendió desde el noreste hacia el sur de la planicie.

SAVI Temporada húmeda

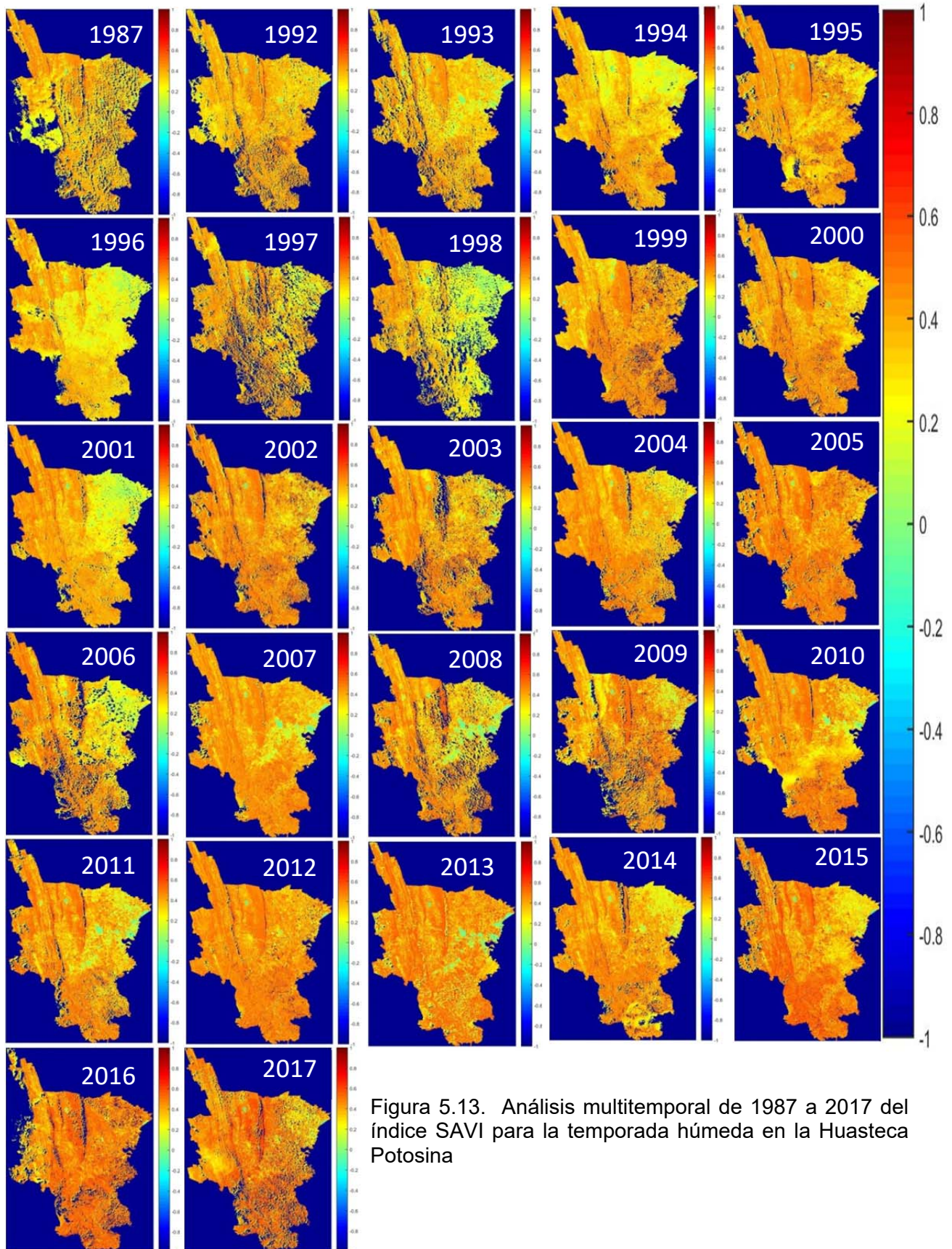
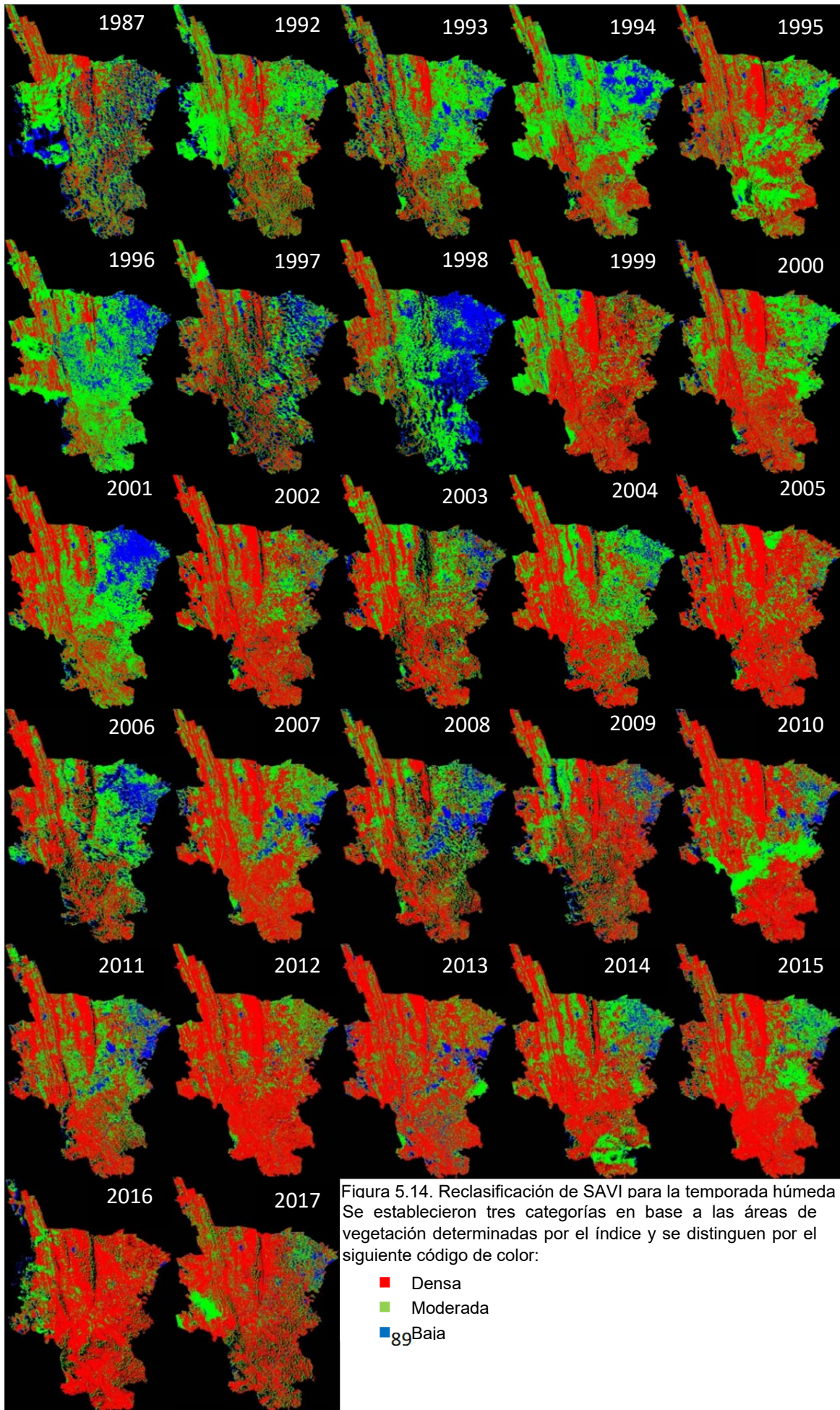


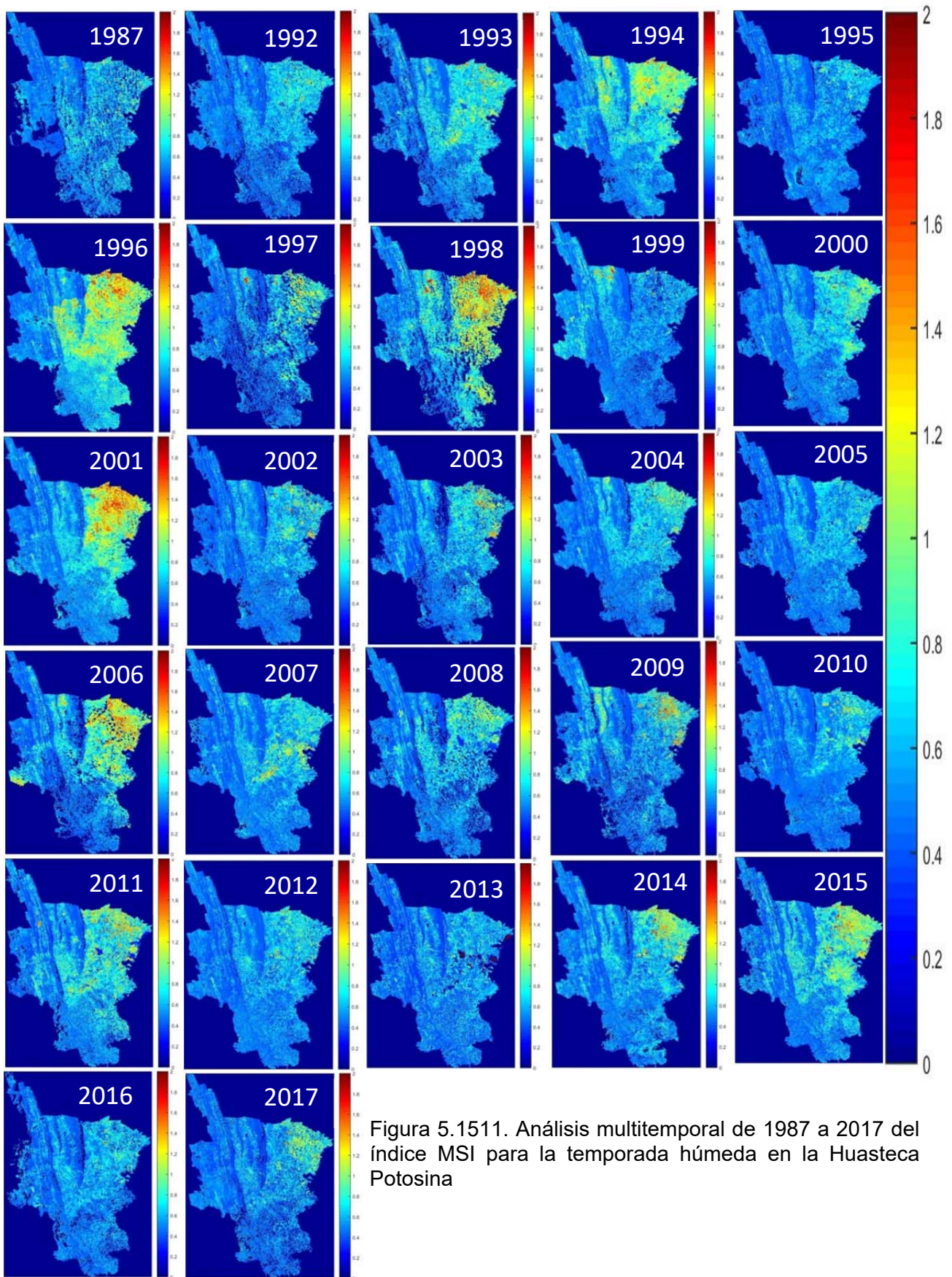
Figura 5.13. Análisis multitemporal de 1987 a 2017 del índice SAVI para la temporada húmeda en la Huasteca Potosina

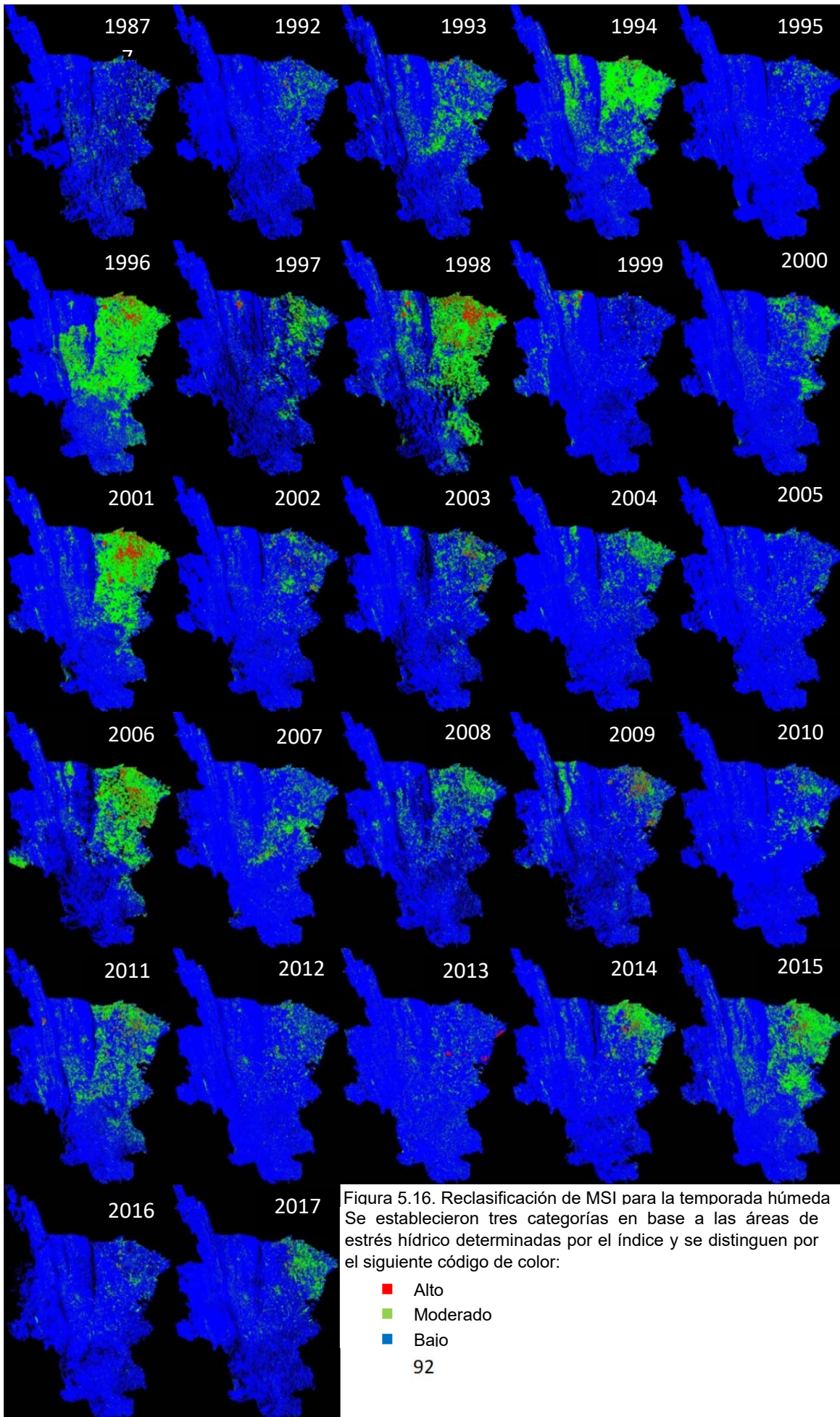


Moisture Stress Index (MSI)

La figura 5.15 muestra el estrés hídrico al que está expuesta la vegetación según el índice MSI cuyos valores más altos expresan mayor estrés como se puede observar en los años 1996, 1998, 2001, 2006 los cuales alcanzan valores entre 1 y 1.6 a pesar de ser la época con abundantes precipitaciones. Las zonas estresadas pertenecen a la parte de la planicie costera mientras que la vegetación en las zonas altas mantiene valores bajos que indican menor estrés y que oscilan entre 0.2 y 0.6. Por su parte, los valores de cero pertenecen a los cuerpos de agua. En términos generales, la huasteca potosina durante la estación húmeda no está sujeta a estrés hídrico en la parte montañosa y se ha permanecido a lo largo del tiempo, sin embargo, la planicie costera sí está sujeta a mayor estrés hídrico a pesar de mayor disponibilidad de agua. A pesar de ello, la reclasificación del índice (figura 5.16) muestra estrés bajo (de color azul) en casi todo el territorio durante todo el intervalo de tiempo y estrés moderado (de color verde) para los años con los valores más altos del índice. También podemos encontrar pequeñas porciones con estrés hídrico alto (en color rojo) en escasos años como 1998 y 2001.

MSI Temporada húmeda





Normalized Difference Water Index (NDWI)

La figura 5.17 muestra valores entre 0.2 y 0.6 para las tres lagunas principales que se ven a simple vista aunque existe una cuarta laguna en el municipio de Tamasopo la cual es intermitente y alcanza valores entre 0.2 y 0.4. En la temporada húmeda es muy notoria la presencia de abundante agua en algunos años como 2007, 2008 y 2013 en los que los valores incrementan hasta alcanzar el máximo en 2013 y se muestra un enorme crecimiento de la Laguna patitos y la Laguna Chajir en estos años y varias zonas inundadas cerca del río Tamuín. Los valores entre 0 y -0.3 indican suelo y los valores por debajo de estos corresponden a la vegetación. La figura 5.18 señala las áreas que abarcan los cuerpos de agua (se muestran en color rojo) las cuales incrementaron su tamaño, el color verde indica nubosidad y el color azul el suelo y la vegetación.

NDWI Temporada húmeda

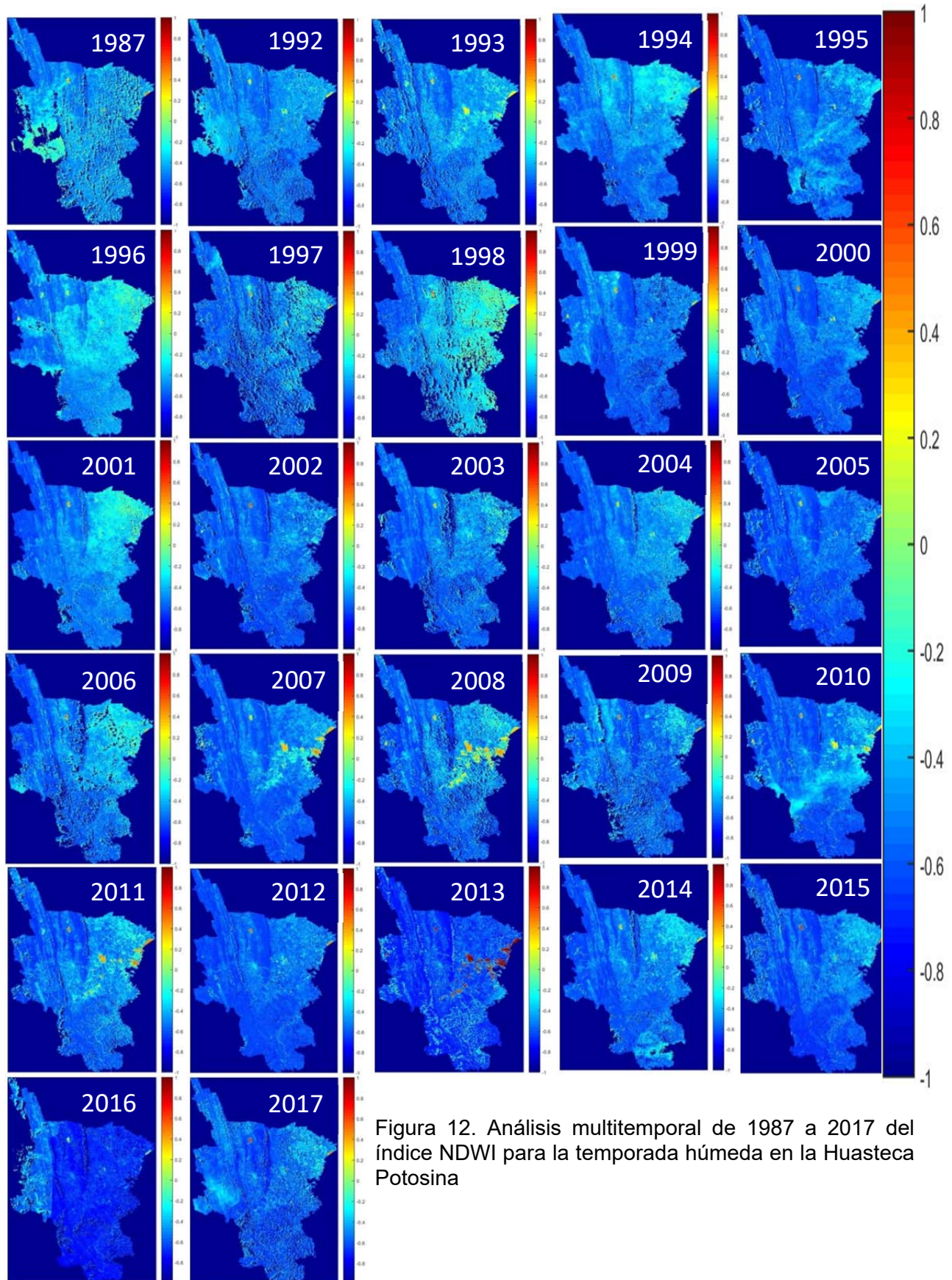


Figura 12. Análisis multitemporal de 1987 a 2017 del índice NDWI para la temporada húmeda en la Huasteca Potosina

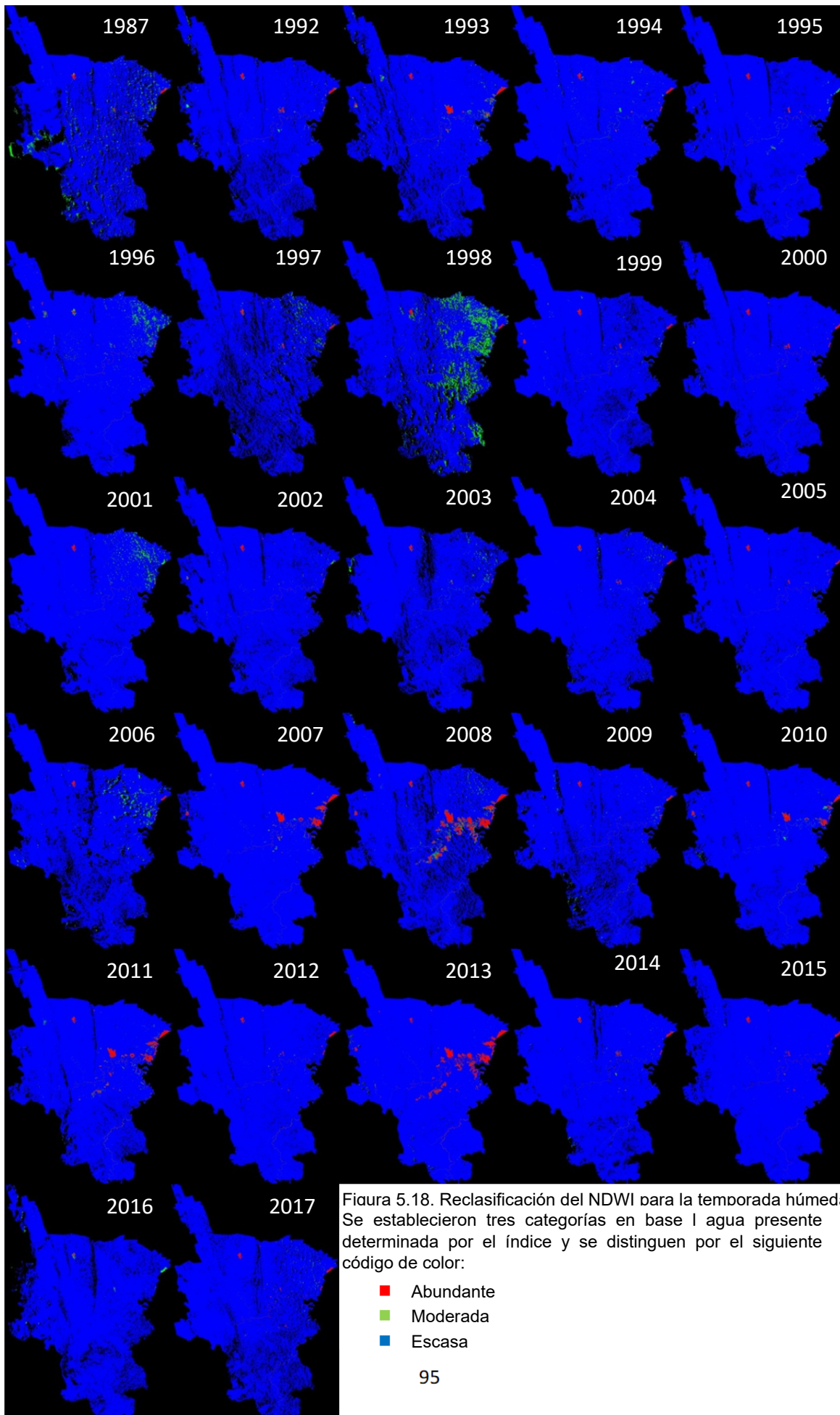


Figura 5.18. Reclasificación del NDWI para la temporada húmeda. Se establecieron tres categorías en base a agua presente determinada por el índice y se distinguen por el siguiente código de color:

- Abundante
- Moderada
- Escasa

Normalized Difference Water Index (NDWI2)

La figura 5.19 muestra el NDWI2 para la huasteca potosina en la temporada húmeda hasta 2017. Resaltan los colores amarillos y naranjas por todo el territorio que corresponden a valores de 0.2 a 0.4 lo que indica la presencia de vegetación verde en la mayor parte de la zona y los valores máximos entre 0.8 y 1 pertenecen a cuerpos de agua. No obstante, también se pueden observar tonalidades verdes con valores entre 0 y 0.2 que señalan vegetación con menos cantidad de agua en sus hojas y sujeta a más estrés. Estos valores permanecen casi constantes pero la vegetación varía en extensión según el tiempo. Sin embargo, la vegetación verde más densa permanece en las zonas más elevadas y se extiende hacia las zonas bajas de la planicie y la vegetación sujeta a más estrés se encuentra en las zonas bajas de la planicie costera. Para cuantificar las áreas de vegetación con mayor o menor contenido de agua se reclasificó el índice en alta (rojo), moderada (verde) y baja (azul) como lo muestra la figura 5.20. La vegetación con contenido de agua elevado se encuentra a lo largo de la cordillera de la Sierra Madre Oriental que atraviesa el occidente de la Huasteca potosina y entre los valles que la dividen con pendiente suave se introduce la vegetación con contenido de agua moderada que también se extiende por toda la planicie. La vegetación expuesta a mayor estrés que corresponde al color azul se localiza al noroeste de la huasteca aunque no está presente en todo los años de este periodo.

NDWI2 Temporada húmeda

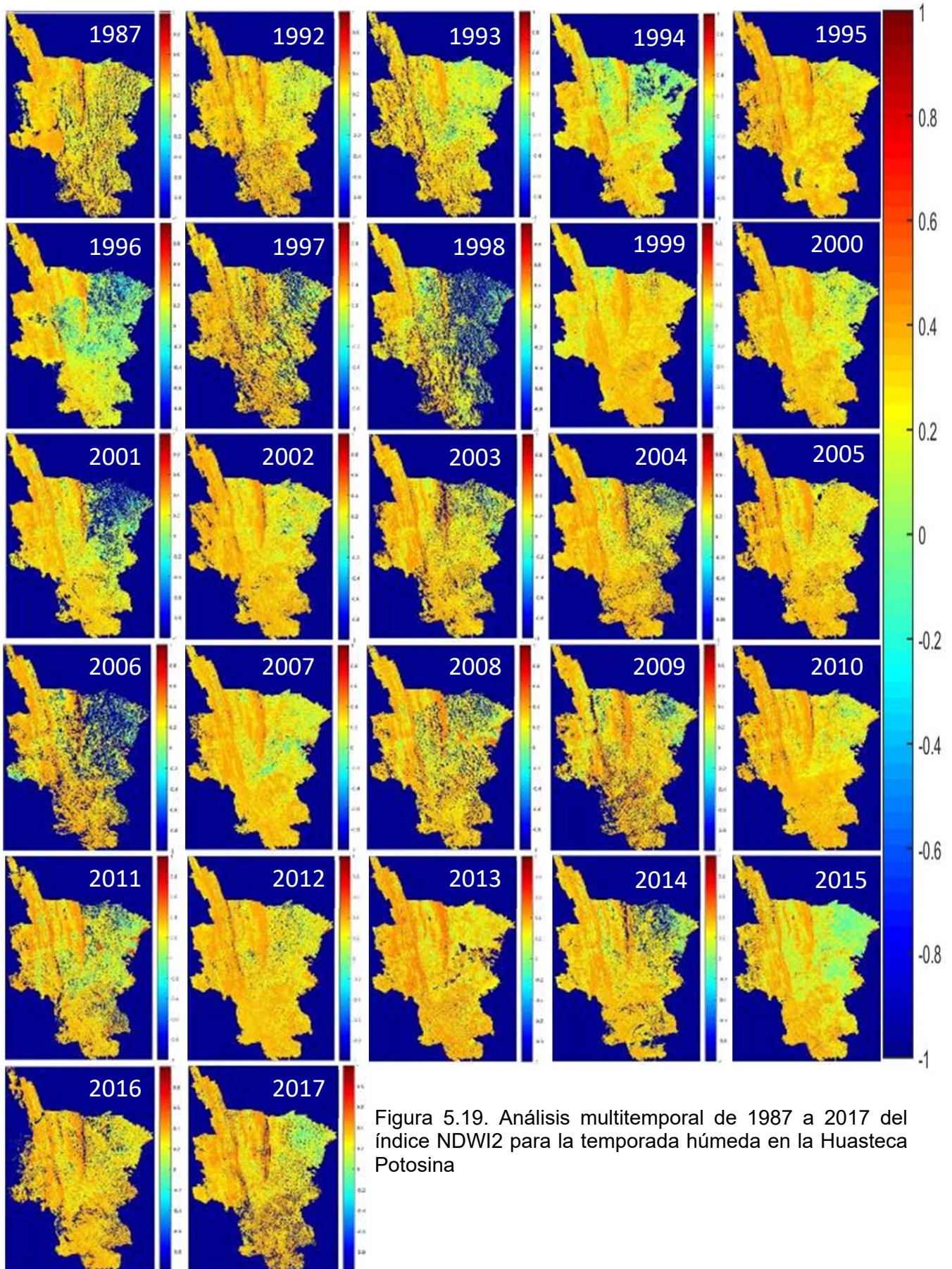
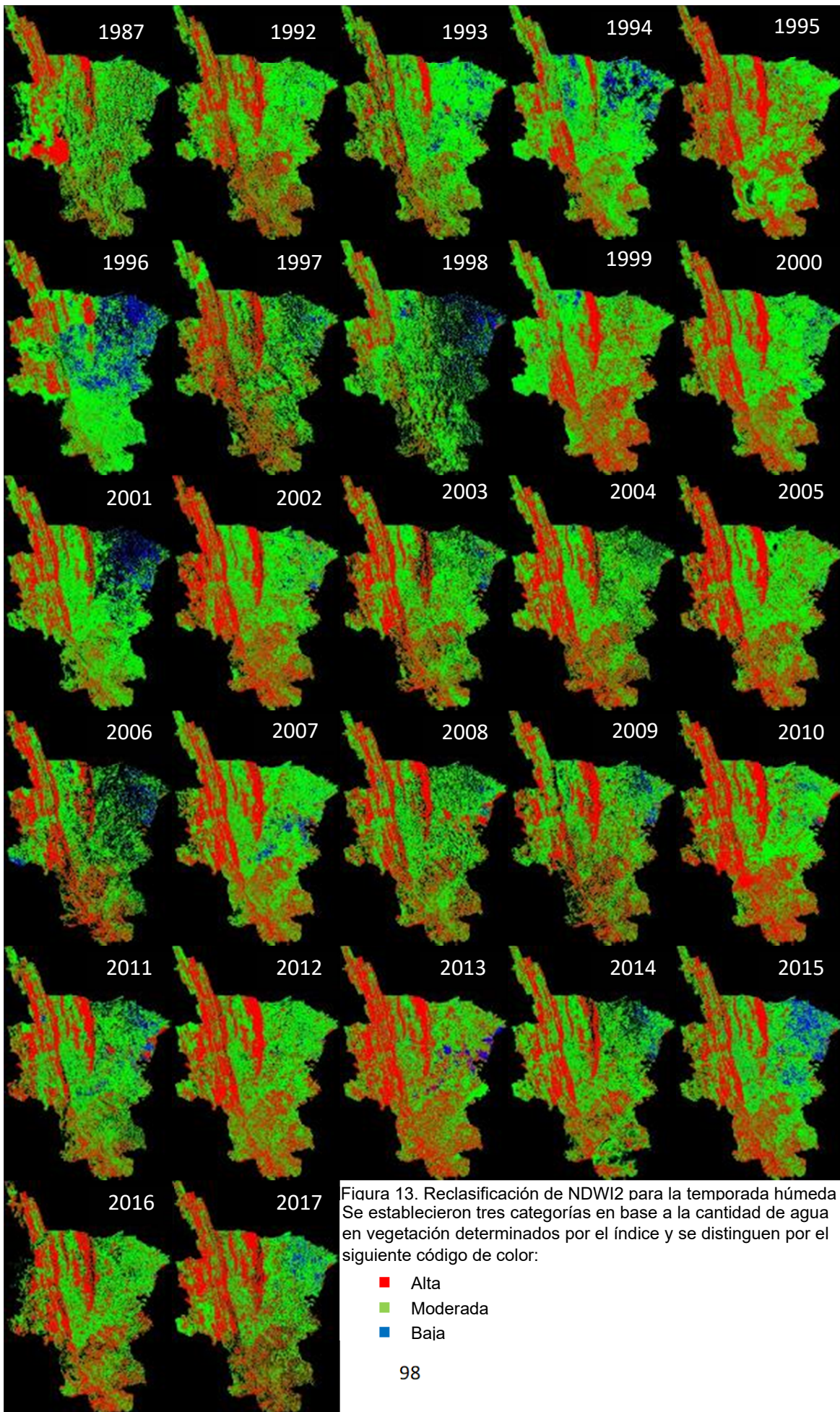


Figura 5.19. Análisis multitemporal de 1987 a 2017 del índice NDWI2 para la temporada húmeda en la Huasteca Potosina



Se obtuvieron las siguientes áreas a partir de la reclasificación de los índices de las figuras 5.12, 5.14, 5.16, 5.18 y 5.20 respectivamente, para la temporada húmeda.

Tabla 5.2. Áreas calculadas a partir de la reclasificación de los índices NDVI, SAVI, MSI, NDWI y NDWI2 en la Huasteca Potosina para la temporada húmeda

Año	NDVI			SAVI			MSI			NDWI			NDWI2		
	Alta	Moderada	Baja	Alta	Moderada	Baja	Alta	Moderada	Baja	Alta	Moderada	Baja	Alta	Moderada	Baja
1987	2319.9	6002.4	406.2	3136.8	4313.8	1702.1	32.5	679.2	8441.0	42.8	272.3	8837.6	3290.1	5968.0	159.4
1992	2353.9	7279.6	215.5	3629.2	5575.3	792.2	21.8	601.8	9373.0	38.8	51.9	9905.9	4076.0	5950.0	132.8
1993	2942.3	6581.6	366.1	3535.2	5228.9	1350.0	50.4	1460.8	8602.8	78.0	85.5	9950.5	2855.8	6786.7	412.4
1994	3401.9	6850.8	373.8	3326.8	6137.1	1454.1	120.1	2651.1	8146.9	34.9	69.5	10813.6	2808.4	6824.2	909.9
1995	5130.8	5453.9	90.1	5581.4	4617.4	555.8	15.5	426.6	10312.5	24.7	42.1	10687.8	5134.1	5702.1	118.3
1996	2065.1	7791.2	659.3	2443.6	6452.3	1982.8	287.2	3601.8	6989.7	35.2	167.5	10676.0	2053.1	6467.2	1433.2
1997	3079.1	5009.2	348.6	3497.6	3683.5	1496.4	67.3	968.2	7642.1	23.3	106.5	8547.8	3537.0	5134.2	210.5
1998	1691.7	5319.5	1599.0	1907.5	4040.3	3286.1	414.1	2963.1	5856.7	18.7	769.8	8445.5	1674.6	5173.4	548.9
1999	5743.3	4576.0	78.5	6534.0	3540.3	382.9	42.1	606.1	9808.8	33.5	31.4	10392.2	4575.0	6318.8	228.8
2000	5783.4	4730.0	130.5	6050.7	4156.5	532.0	65.7	1194.0	9479.5	45.2	22.6	10671.4	4254.6	6256.8	296.2
2001	3735.6	6218.3	609.5	4483.5	4808.0	1582.2	331.3	2515.6	8026.8	21.8	136.7	10715.2	2970.2	5925.7	515.2
2002	6645.2	3616.7	116.5	7020.6	2967.6	479.0	69.5	758.3	9639.4	29.1	27.2	10410.9	4976.3	5503.1	237.1
2003	4762.8	4770.6	205.8	5590.7	3579.5	702.2	75.6	922.4	8874.4	16.5	55.6	9800.3	4058.9	5502.0	183.9
2004	5427.0	5015.4	145.0	6045.1	4123.1	558.6	22.8	1007.2	9696.8	17.0	37.1	10672.7	4316.9	5481.7	114.3
2005	7741.6	2902.5	82.5	8028.9	2392.9	371.7	28.8	574.2	10190.6	26.2	22.2	10745.1	4898.9	5627.3	105.7
2006	3647.5	5201.9	438.6	4167.7	3910.7	1507.1	239.4	2261.8	7084.4	15.5	120.5	9449.6	3252.0	4331.5	307.5
2007	6819.4	3802.2	279.3	6894.9	3404.3	774.2	45.7	1152.5	9875.3	145.8	49.7	10878.0	4630.5	5911.9	381.7
2008	4392.6	4610.1	519.3	4793.2	3648.9	1331.6	23.8	1195.8	8554.1	266.2	135.9	9371.6	3983.6	5406.1	192.1
2009	5335.2	4113.1	274.1	5773.6	3160.7	976.8	173.5	1001.0	8736.6	31.7	51.4	9828.0	4043.3	5167.1	312.7
2010	5971.3	4582.4	181.9	6812.7	3373.6	700.1	25.0	620.0	10241.4	79.5	51.3	10755.6	5363.3	5288.5	207.1
2011	5566.0	4491.0	339.7	6024.7	3570.3	1079.9	166.1	1824.6	8684.1	147.1	66.9	10460.8	3680.2	5635.9	463.9
2012	8269.5	2592.4	70.8	8494.4	2224.4	286.4	48.4	671.6	10285.2	37.4	18.2	10949.6	5028.3	5642.2	135.4
2013	8699.0	1910.1	238.8	7509.2	2707.6	964.1	75.1	747.2	10358.6	272.4	49.7	10858.8	5882.0	4908.3	390.7
2014	5902.7	4488.8	182.7	6422.6	3649.5	669.6	115.0	1217.1	9409.7	33.7	27.0	10681.0	3956.6	5660.0	230.2
2015	6267.8	4416.1	111.5	7246.9	3127.3	618.3	149.5	2218.7	8624.4	54.2	16.4	10921.9	4073.2	5862.1	1057.2
2016	7771.3	1754.5	53.2	7484.4	1911.1	232.2	15.3	457.9	9154.6	2.8	22.3	9602.8	4326.7	5012.4	74.7
2017	5404.1	4236.0	101.4	6714.2	2647.0	537.7	52.0	804.3	9042.7	40.0	32.3	9826.6	4578.8	4959.6	360.4

1.1.2. TEMPERATURA SUPERFICIAL

El cultivo de la caña de azúcar es una práctica que se realiza en la Huasteca potosina de noviembre a julio donde se siembra y cosecha esta planta en 90 mil hectáreas siendo los principales productores Ciudad Valles, Tamasopo y El Naranjo. Al realizar esta actividad se realiza la quema de las plantaciones de dos a tres veces durante el ciclo con el objetivo de eliminar malezas y facilitar el corte y una vez más después de la cosecha para eliminar los residuos. Estas prácticas elevan la temperatura de la superficie donde se realizan y se registran en las imágenes satelitales como una anomalía. Por tal motivo, se analizaron los puntos más calientes registrados con temperaturas superiores a los 50 °C en ambas temporadas y se determinó que eran incendios causados por estas actividades ya que como se muestra en la figura 5.21 a), los píxeles con las temperaturas más elevadas se agrupan en el centro y se expanden disminuyendo la temperatura gradualmente hacia el exterior, además, se rodean por píxeles con temperaturas muy inferiores. La figura 5.21 b) muestra que la distribución de los píxeles con mayor temperatura es radial, lo que indica la presencia de un incendio. Señalando lo anterior, estas altas temperaturas fueron eliminadas del análisis.

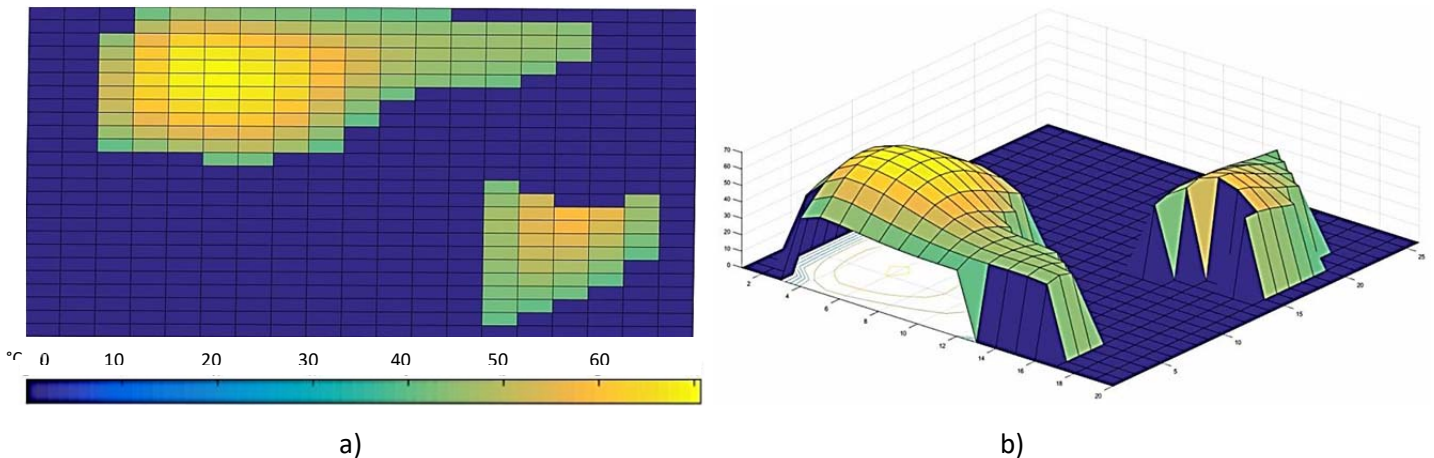


Figura 5.21. Identificación de puntos de calor no atribuibles de manera natural a la superficie terrestre. En a) se muestra una huella térmica que puede ser causada por un incendio en b) misma huella vista desde otra perspectiva.

TEMPORADA SECA

La temperatura superficial en la huasteca potosina ha variado durante el periodo de tiempo como lo muestra la figura 5.24. Sin embargo, muestra una tendencia general de aumento en la temperatura. En los primeros años se muestra una variación entre 18° y 25 °C distribuidas en todo el territorio. A partir de 1999 se observa una diferencia marcada de temperaturas entre la región de la planicie costera y la región de la Sierra Madre Oriental que puede alcanzar alturas superiores a los 3000 en la zona de estudio

y donde las temperaturas permanecen más frescas, entre 18° y 22 °C. Las temperaturas en la planicie han variado entre los 23° y 27 °C hasta superar los 30 °C como ocurrió en el 2013 cuando se registró un incendio a causa de las malas prácticas de la quema de la caña y la superficie quedó descubierta de vegetación, además en los años 1999, 2003, 2006 y el año más reciente, 2017, han superado los 30 °C en la región agrícola de la huasteca. Las temperaturas cálidas, superiores a los 25 °C también se registran entre los valles que separan el sistema montañoso. Los valores por debajo de los 10 °C corresponden a la nubosidad.

Tabla 5.3. Temperatura de superficie por zonas de la Huasteca Potosina en la temporada seca

Año	Planicie			SMO		
	Temperatura máxima	Temperatura mínima	Temperatura media	Temperatura máxima	Temperatura mínima	Temperatura media
1990	32.6	8.5	23.6	38.0	7.6	18.1
1993	32.6	8.5	21.4	32.6	8.5	17.6
1994	25.1	8.5	15.5	32.6	8.5	11.9
1995	25.1	8.5	11.3	32.6	8.5	16.3
1996	25.1	8.5	17.1	32.6	8.5	15.5
1997	32.4	8.5	14.7	25.1	8.5	15.0
1998	39.7	8.5	20.9	32.5	8.5	17.5
1999	39.7	8.5	26.9	39.7	8.5	20.9
2000	39.7	8.5	23.9	32.6	8.5	18.5
2001	32.6	8.5	20.4	38.5	8.5	18.0
2002	32.6	17.1	21.3	46.5	8.5	16.4
2003	42.2	4.3	24.7	35.1	3.5	19.6
2004	34.1	4.3	15.0	35.9	2.6	15.8
2005	38.2	7.8	20.8	44.8	7.8	18.5
2006	38.4	7.8	27.0	39.7	7.8	20.3
2007	40.6	8.1	23.9	32.2	8.2	20.7
2008	38.2	7.8	24.0	38.2	7.8	22.5
2009	25.1	8.5	17.3	31.3	8.5	17.4
2010	44.8	16.1	25.0	35.1	7.8	20.2
2011	38	17.1	21.4	32.6	7.8	18.2
2012	38.2	16.1	23.5	38.2	7.8	20.1
2013	41	16.1	28.9	35.9	16.1	28.2
2014	44.1	16.1	21.5	31.3	7.8	17.4
2015	39.8	0.0	15.3	41.6	0.0	14.4
2016	36.2	15.7	23.8	48.8	11.6	22.2
2017	70.8	13.0	24.8	35.9	10.1	21.5

Temperatura temporada seca

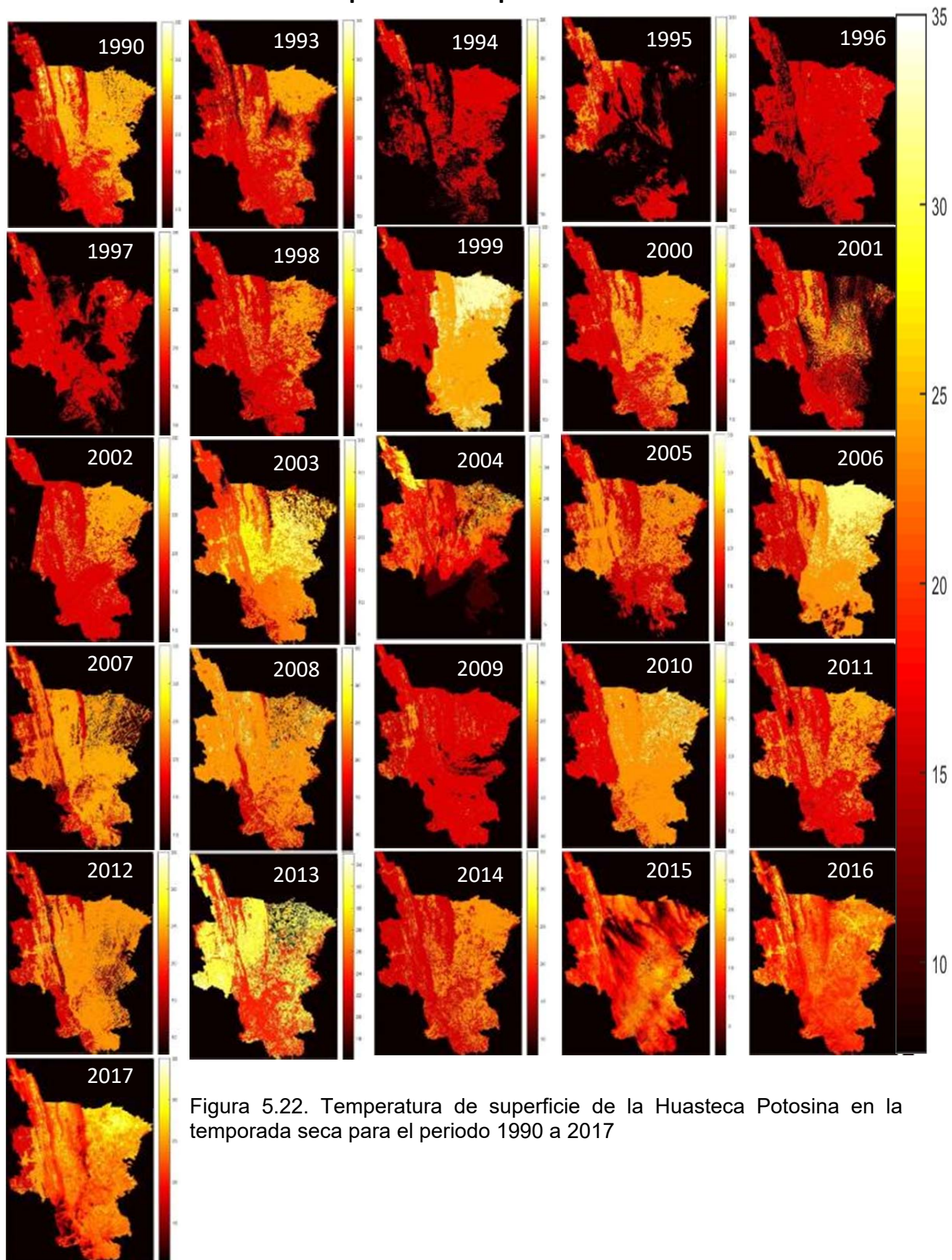


Figura 5.22. Temperatura de superficie de la Huasteca Potosina en la temporada seca para el periodo 1990 a 2017

TEMPORADA HÚMEDA

En la Figura 5.27 se muestra la temperatura superficial en la huasteca potosina para la temporada húmeda de 1987 a 2017 donde se ve una tendencia general de aumento de la temperatura con el tiempo. Entre los años 1987 hasta 2005 la temperatura se mantenía variando entre los 20 °C en las zonas elevadas y los 28 °C en la planicie y en años más recientes, entre 2006 y 2017 la temperatura superficial se ha incrementado de manera general en toda la huasteca potosina entre 23° y 30 °C o más como en 2015 y 2017. Las temperaturas altas (>30 °C) se han manifestado en zonas despobladas de vegetación y donde existen actividades agrícolas, sin embargo, el incremento de temperaturas ha ido en aumento en ambas regiones (sierra y planicie costera) y además, la superficie con temperaturas superiores a 30 °C se ha extendido no solo en la planicie sino también en la zona montañosa y en los valles que hay entre ella.

Tabla 5.46. Temperatura de superficie por zonas de la Huasteca Potosina en la temporada húmeda

Año	Planicie			SMO		
	Temperatura máxima	Temperatura mínima	Temperatura media	Temperatura máxima	Temperatura mínima	Temperatura media
1987	32.4	8.5	23.8	32.4	8.5	22.0
1992	39.7	8.5	24.0	39.7	8.5	16.2
1993	39.7	8.5	25.3	32.6	8.5	21.8
1994	35.5	8.5	24.2	33.7	8.5	20.9
1995	32.6	8.5	16.6	32.6	8.5	18.2
1996	30.0	16.2	18.0	30.0	7.4	17.4
1997	32.6	8.5	22.8	32.6	8.5	19.0
1998	46.5	8.5	24.3	39.7	8.5	22.8
1999	32.6	8.5	17.8	32.6	8.5	19.0
2000	39.7	8.5	25.9	39.7	8.5	20.7
2001	32.6	8.5	24.9	44.8	7.8	21.9
2002	32.6	17.1	25.1	32.6	7.8	22.6
2003	31.3	7.8	23.4	38.2	7.8	21.9
2004	44.8	16.1	24.3	44.8	7.8	23.7
2005	38.2	7.8	24.0	44.8	7.8	23.2
2006	38.2	7.8	27.0	44.8	7.8	24.0
2007	32.6	17.1	25.4	39.7	7.8	24.1
2008	35.1	7.8	23.6	40.6	7.8	22.8
2009	38.2	16.1	24.5	39.7	7.8	23.5
2010	31.3	7.8	21.0	38.2	7.8	22.2
2011	38.2	16.1	26.9	44.8	7.8	24.2
2012	38.2	23.9	25.5	38.2	7.8	24.5
2013	32.8	9.4	23.9	35.4	7.7	22.5
2014	40.4	7.8	25.0	38.2	7.8	24.3
2015	45.9	19.9	31.3	41.8	11.1	26.4
2016	44.8	16.1	26.3	38.2	7.8	22.2
2017	34.8	0.0	24.5	35.9	0.0	20.5

Temperatura temporada húmeda

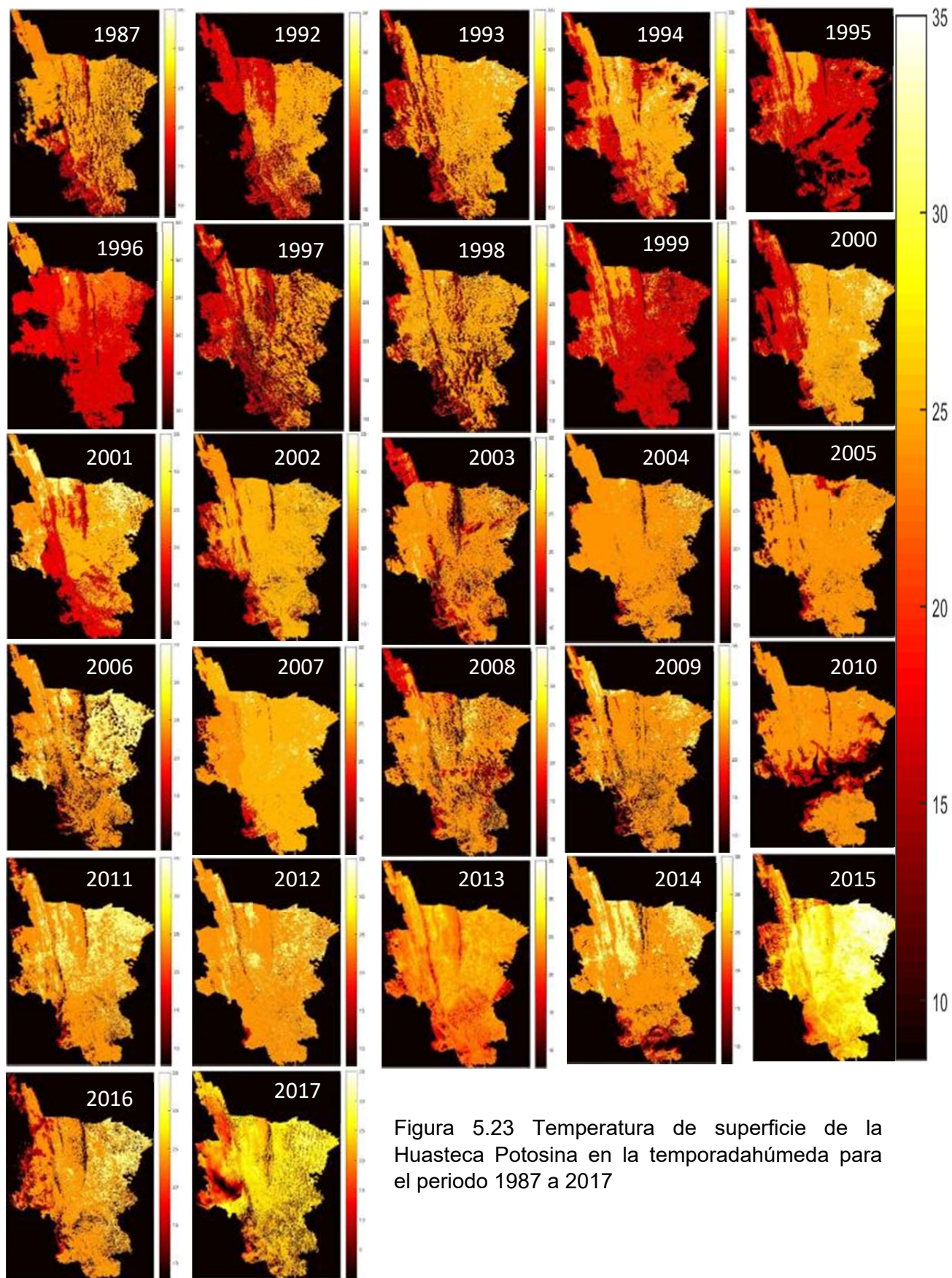


Figura 5.23 Temperatura de superficie de la Huasteca Potosina en la temporada húmeda para el periodo 1987 a 2017

5.2 ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS

5.2.1. SERIES HOMOGENIZADAS

En este estudio se emplearon series de tiempo de temperatura y precipitación provenientes de estaciones climatológicas ubicadas dentro de la zona de la Huasteca Potosina. Por disponibilidad de datos, se consideraron 40 estaciones para estudiar el comportamiento histórico de la temperatura y 44 con información referente a la precipitación; en ambos casos cubriendo el periodo de 1987 a 2015. Las series adquiridas presentaban información faltante así como la presencia de datos anómalos. Es importante señalar que toda la información proporcionada por SMN son datos crudos sin ningún tipo de procesamiento correctivo. Por tal razón el primer paso realizado corresponde al proceso de rellenado de datos, mejoramiento y homogenización de la serie temporal. Para esta actividad se empleó la paquetería de Climatol, siendo un módulo extensivo del software estadístico especializado R.

El procedimiento convencional para homogenizar datos climatológicos en climatol corresponde a: i) ajuste de los datos diarios a un formato de lectura adecuado para la paquetería, ii) anexo de información geoespacial (ubicación) de las estaciones a trabajar, iii) análisis exploratorio de las series para conocer su distribución e identificación de valores extremos, iv) calcular datos mensuales a partir de los datos diarios, v) análisis exploratorio de los datos mensuales para la identificación de umbrales para la aplicación de la prueba SNHT, vi) reajustar los datos diarios a partir de los umbrales establecidos, y finalmente vii) se elige la serie homogenizada más adecuada de acuerdo a los criterios disponibles (SNHT menor, RMSE menor y/o mayor cantidad de información original conservada). En la figura 5.24 se muestra un ejemplo de una señal cruda y después de haber sido procesada. Como se puede observar el resultado no es satisfactorio debido a no se logró el ajuste correcto de la serie suministrada a climatol. Analizando el reporte generado por el software se identificó la existencia de 2 clústers dependientes de la elevación en la que se encuentran las estaciones climatológicas. A partir de dicha observación se decidió separar las estaciones disponibles en 2 categorías de acuerdo con sus características fisiográficas semejantes. La primera corresponde a la sección de la planicie huasteca donde el rango de elevación considerado fue de 0 a 130 metros; en esta zona están ubicadas 26 estaciones con información de temperatura y 27 con datos de precipitación. La segunda categoría está asociada al sistema montañoso de la sierra Madre Occidental con alturas mayores a 130 metros, información térmica y de precipitación se tiene de 14 y 17 estaciones, respectivamente. La tabla 5.5 muestra la concentración de las estaciones localizadas en la zona de la planicie, mientras que en la tabla 5.6 se muestran las fuentes de información disponibles en la zona del sistema montañoso.

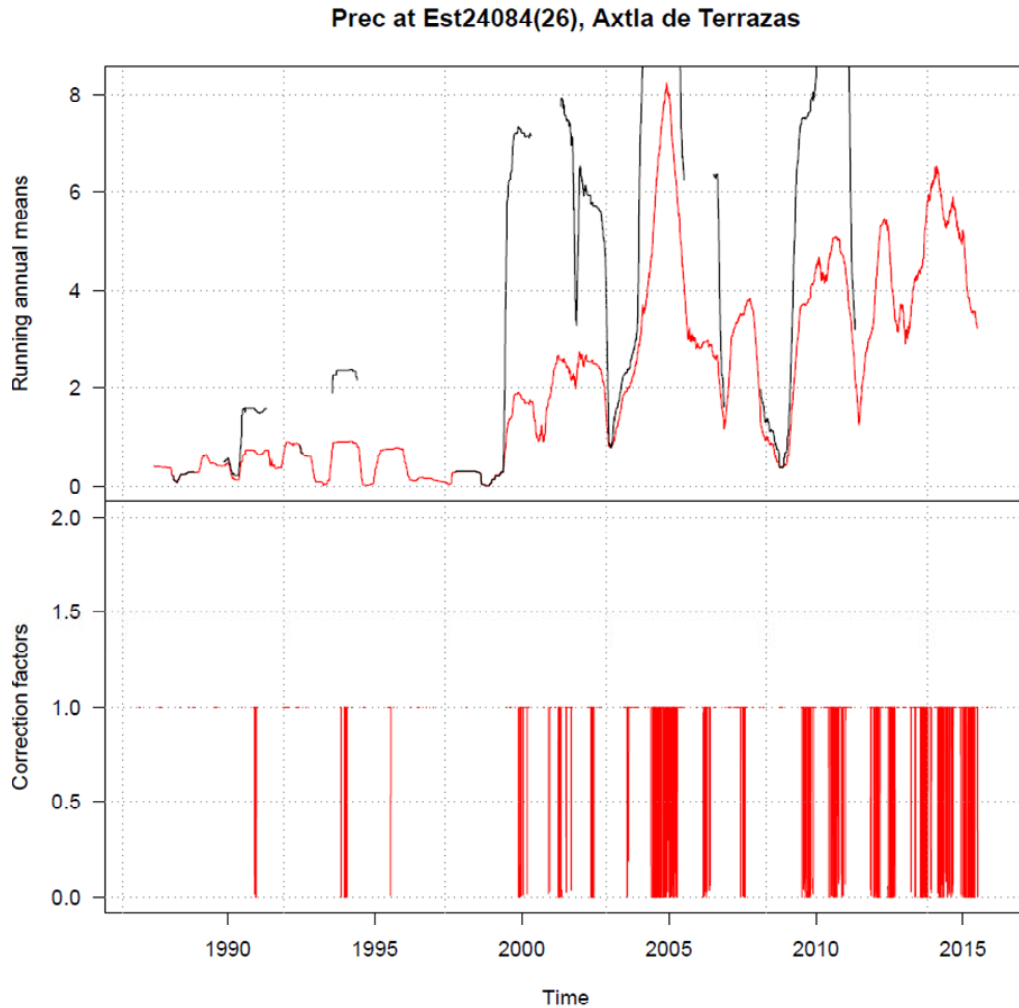


Figura 5.24 Ejemplo de homogenización de serie temporal sin considerar altura. Como se puede observar la curva estimada (línea roja) no logra ajustarse a los datos originales (línea negra) los cuales de manera típica presentan huecos de información o gaps.

Una vez generados los diferentes conjuntos de series de datos y separados por parámetro físico se realizó nuevamente el procedimiento de homogenización, obteniendo resultados satisfactorios como el que se muestra en la Figura 5.25. Donde ahora resulta evidente el buen ajuste de los datos estimados a los originales. El paquete climatol proporciona basta información referente al proceso de homogenización mediante la generación de reportes PDF y un archivo metadata en formato txt. Los reportes arrojados por el software; así como la parametrización realizada para las estaciones trabajadas en este trabajo están presentes en esta tesis en su versión digital, disponible en la biblioteca institucional de IPICYT.

Tabla 5.5. Listado de estaciones climatológicas disponible para la zona de planicie de la huasteca potosina.

Planicie							
ESTACION	Precipitación			ESTACION	Temperatura		
	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD		LATITUD	LONGITUD	ALTITUD
24002	21.6667	-98.9733	60	24002	21.6667	-98.9733	60
24003	21.6278	-99.0158	33	24003	21.6278	-99.0158	33
24005	21.7347	-98.95	45	24005	21.7347	-98.95	45
24012	21.9736	-99.0014	87	24012	21.9736	-99.0014	87
24015	22.2103	-98.3906	55	24015	22.2103	-98.3906	55
24017	22.1258	-98.73	59	24017	22.1258	-98.73	59
24020	21.87	-98.6833	70	24020	21.87	-98.6833	70
24025	21.8417	-98.925	41	24025	21.8417	-98.925	41
24026	21.4181	-98.8833	88	24026	21.4181	-98.8833	88
24036	21.975	-98.5667	18	24036	21.975	-98.5667	18
24037	21.7850	-98.9178	55	ND	ND	ND	ND
24053	21.5042	-98.5647	94	24053	21.5042	-98.5647	94
24072	21.7017	-99.0417	58	24072	21.7017	-99.0417	58
24076	22.0064	-99.0544	81	24076	22.0064	-99.0544	81
24079	21.8178	-98.9450	90	ND	ND	ND	ND
24084	21.3917	-98.875	92	24084	21.3917	-98.875	92
24085	21.6172	-98.6528	48	24085	21.6172	-98.6528	48
24087	21.6667	-98.8844	124	24087	21.6667	-98.8844	124
24088	21.8058	-98.9917	43	24088	21.8058	-98.9917	43
24107	22.3219	-98.87	108	24107	22.3219	-98.87	108
24108	22.23	-98.4122	99	24108	22.23	-98.4122	99
24113	21.6892	-98.6092	45	24113	21.6892	-98.6092	45
24133	21.8358	-98.8167	33	24133	21.8358	-98.8167	33
24139	22.0769	-98.8119	48	24139	22.0769	-98.8119	48
24149	21.8903	-98.8542	33	24149	21.8903	-98.8542	33
24182	21.5608	-98.8192	91	24182	21.5608	-98.8192	91
24186	21.472	-98.972	91	24186	21.472	-98.972	91
ND	ND	ND	ND	24200	21.4917	-98.6492	94

Tabla 5.6. Listado de estaciones climatológicas disponible para la zona de montaña en la huasteca potosina.

Montaña							
Precipitación				Temperatura			
ESTACION	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD	ESTACION	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD
24009	21.3728	-98.6553	212	24009	21.3728	-98.6553	212
24016	22.4933	-99.4289	987	ND	ND	ND	ND
24028	22.2469	-99.1208	154	24028	22.2469	-99.1208	154
24031	21.905	-99.2486	314	24031	21.905	-99.2486	314
24039	22.3722	-99.2875	287	ND	ND	ND	ND
24043	22.1181	-99.1667	235	24043	22.1181	-99.1667	235
24064	22.0119	-99.2164	346	24064	22.0119	-99.2164	346
24065	21.9822	-98.9319	164	ND	ND	ND	ND
24082	21.6125	-99.1167	1071	24082	21.6125	-99.1167	1071
24091	21.2411	-98.7589	187	24091	21.2411	-98.7589	187
24092	21.225	-98.8917	398	24092	21.225	-98.8917	398
24105	21.3856	-98.9906	676	24105	21.3856	-98.9906	676
24122	21.2203	-98.6744	132	24122	21.2203	-98.6744	132
24125	21.4308	-99.0083	619	24125	21.4308	-99.0083	619
24137	21.76	-99.27	276	24137	21.76	-99.27	276
24156	22.3522	-99.0386	236	24156	22.3522	-99.0386	236
24167	21.3267	-98.8389	442	24167	21.3267	-98.8389	442

5.2.2 ANÁLISIS EXPLORATORIO DE LA INFORMACIÓN

Posterior a la homogenización y validación de series estimadas se prosiguió a un análisis exploratorio de los datos. Recordando que se tienen datos diarios de los parámetros de precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima se calculó inicialmente la temperatura promedio. Después a partir de los datos diarios de las cuatro variables (Precipitación, T_{min}, T_{max} y T_{promedio}) para cada zona (planicie y SMO) se determinó sus valores mensuales y finalmente valores estacionales en 2 temporadas. La temporada seca comprende los meses enero, febrero y marzo; y temporada húmeda integrada por los meses julio, agosto y septiembre para cada uno de los años de estudio (1987 - 2015). Esta actividad se realizó con el objetivo de que exista compatibilidad y consistencia con la información satelital que se tiene.

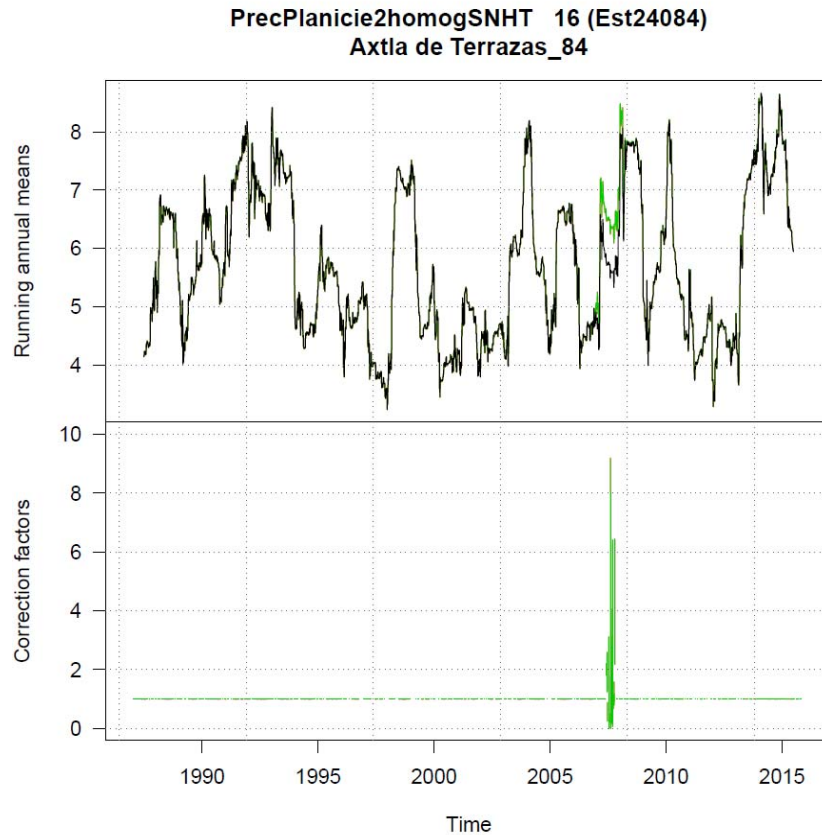
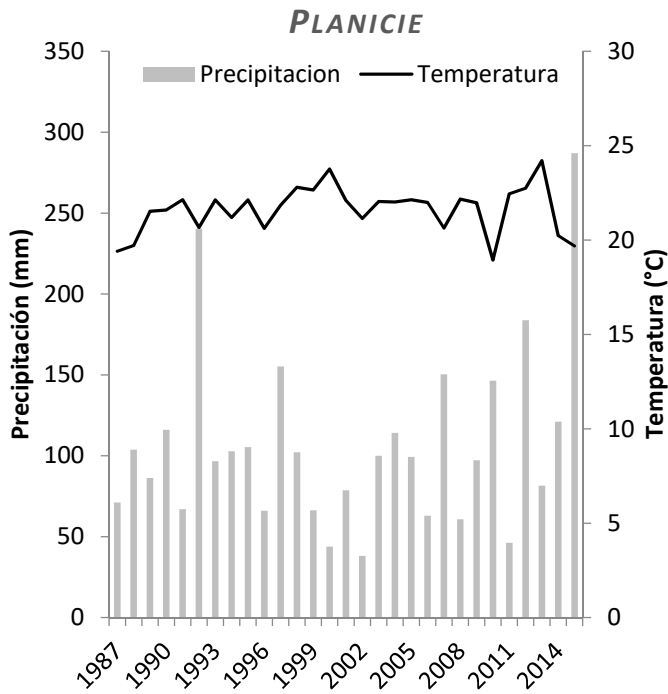
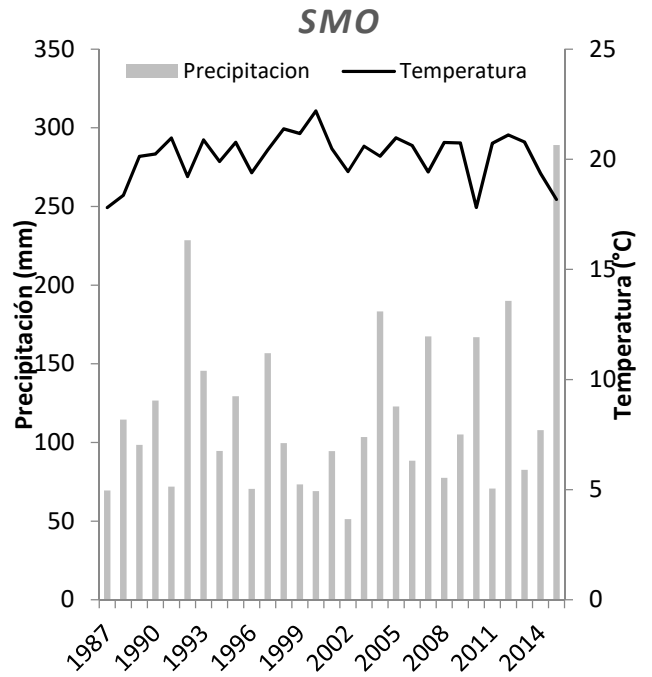


Figura 5.25. Ejemplo de homogenización de una estación del grupo de la planicie (Estación por debajo de los 130 metros de altitud). Como se puede apreciar la señal estimada se ajusta de manera cercana a los datos originales de la estación.

A continuación y como parte del análisis exploratorio de los datos se compararon diferentes relaciones con la finalidad de identificar patrones de dependencia tanto de la variable temperatura y precipitación. La relación existente entre precipitación-temperatura es muy conocida, en esta relación se sabe que la temperatura tiene una tendencia inversa a la precipitación; lo cual se ve reflejado en las figura 5.26 subfiguras a)-d). Las subfiguras a) y b) corresponden a la temporada seca, mientras que c) y d) son de la temporada húmeda. Las gráficas de tendencia de temperatura media en zona montañosa y de planicie (Figura 5.27 y Figura 5.28) se generaron considerando las estaciones disponibles mostradas en la tabla 5.5 y 5.6. En el caso de la zona montañosa para la temporada húmeda se identificó una tendencia positiva de 0.031 y con un incremento aparente de 0.4°C durante el periodo de 1987 al 2015; mientras que en la temporada seca la tendencia corresponde a 0.009 y un incremento de 0.53°C en los mismos años. La planicie, Figura 5.28, presenta un comportamiento general muy parecido en ambos escenarios (temporada seca y húmeda) teniendo un ascenso en la temperatura. La diferencia con respecto del SMO es que la planicie posee una tasa de aumento menor, lo que significaría menor vulnerabilidad que la zona de montaña.



a)



b)

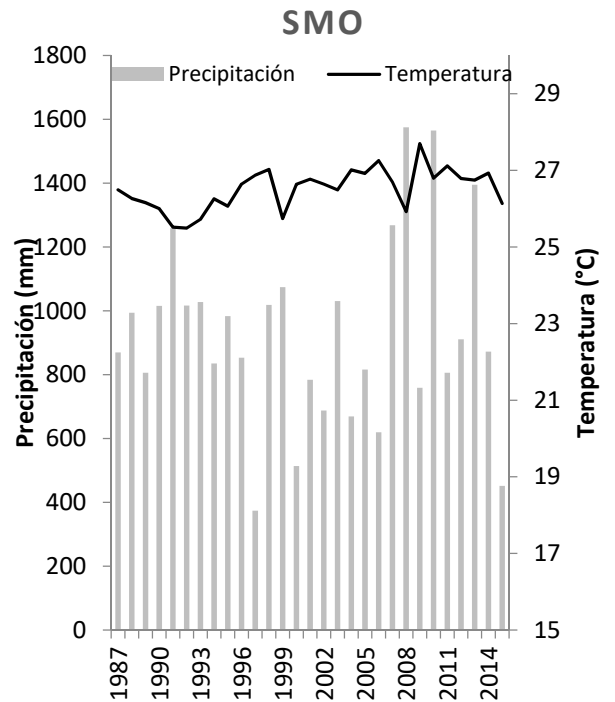
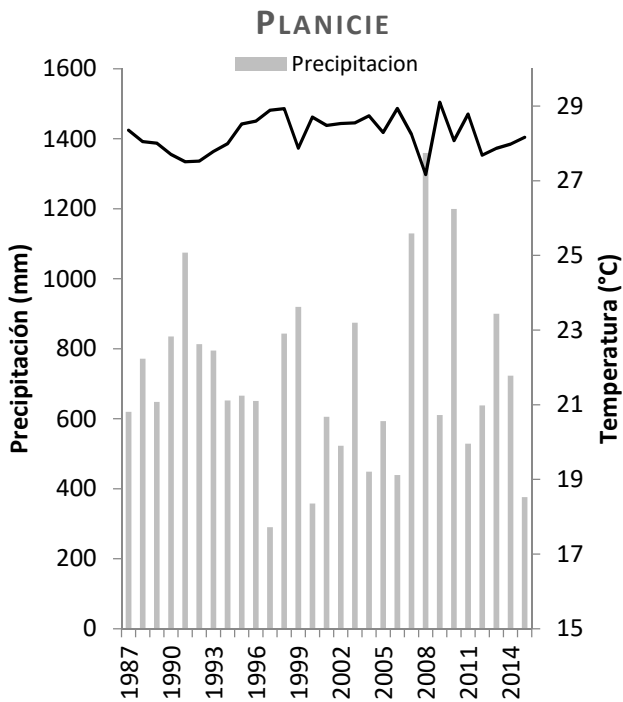


Figura 5.26 Variables corregidas y utilizadas de las estaciones climatológicas. Relación temperatura vs Precipitación.

Temperaturas Medias SMO Huasteca Potosina

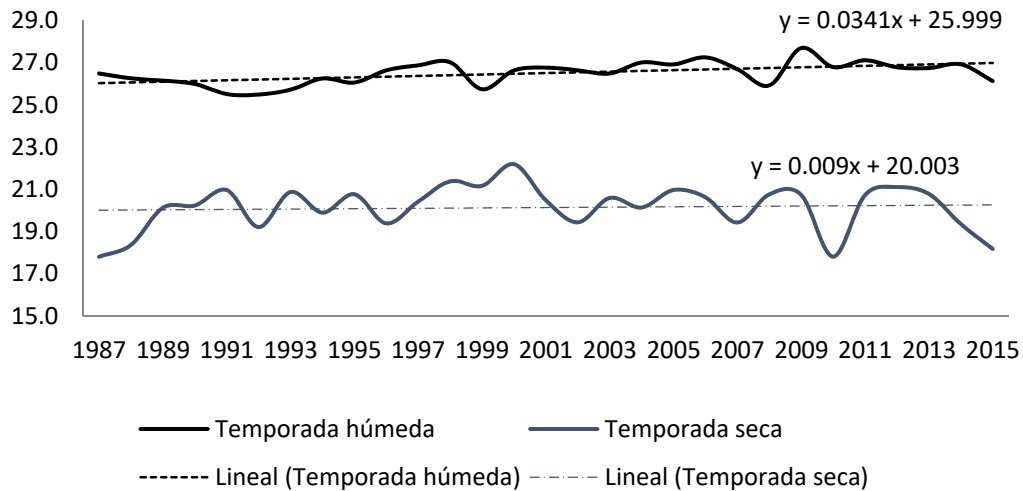


Figura 5.27 Histórico de temperaturas medias de la zona de la Huasteca Potosina con elevación superior a los 130 metros snm.

Temperaturas Medias Planicie Huasteca Potosina

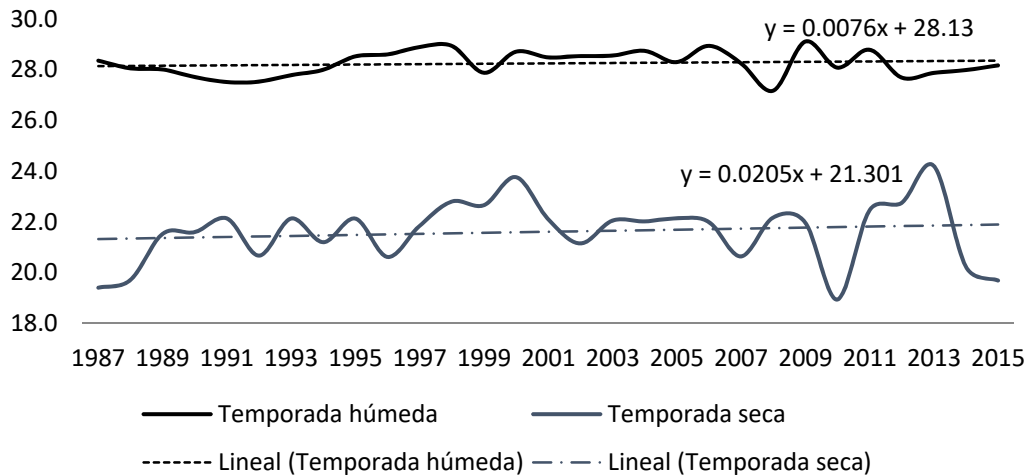


Figura 5.28 Histórico de temperaturas medias de la zona de la Huasteca Potosina con elevación menor o igual a los 130 metros snm.

Los valores identificados son: a) temporada húmeda tendencia líneal de 0.0076 y en b) pendiente de 0.0205 con incrementos de 0.36°C y 0.28°C, respectivamente. El

comportamiento de las temperaturas mínimas y máximas es muy similar comportamiento ascendente con incrementos aproximados de 0.5°C para temporadas secas y hasta 0.73°C para temporadas húmedas.

Para entender mejor la zona orográficamente compleja que integra la Huasteca Potosina, se elaboraron las Figuras 5.29 y 5.30. En estas se muestra el comportamiento histórico de cada estación utilizada por cada región contrastando con la elevación a la que se encuentra la estación. La relación temperatura vs elevación es muy conocida, se sabe que a mayor altura la temperatura disminuye, en el caso de la huasteca potosina se debe a que las grandes masas de aire húmedo que llegan de Golfo de México al introducirse hacia tierras continentales y con el incremento de elevación van perdiendo temperatura ocasionado por el ascenso adiabático. La Figura 5.29, muestra el comportamiento histórico de la temperatura en la zona montañosa para ambas temporadas (seca y húmeda). De acuerdo con el histórico las estaciones que presentan mayor temperatura son las identificadas como estación: 24028, 24092, 24137 y 24167; ubicadas en Ciudad Valles, Tamazunchale, Tamasopo y Matlapa, respectivamente. En cambio los valores mínimos históricamente los encontramos en las estaciones localizadas en Aquismon y Xilitla siendo consistente con los valores de mayor elevación superficial.

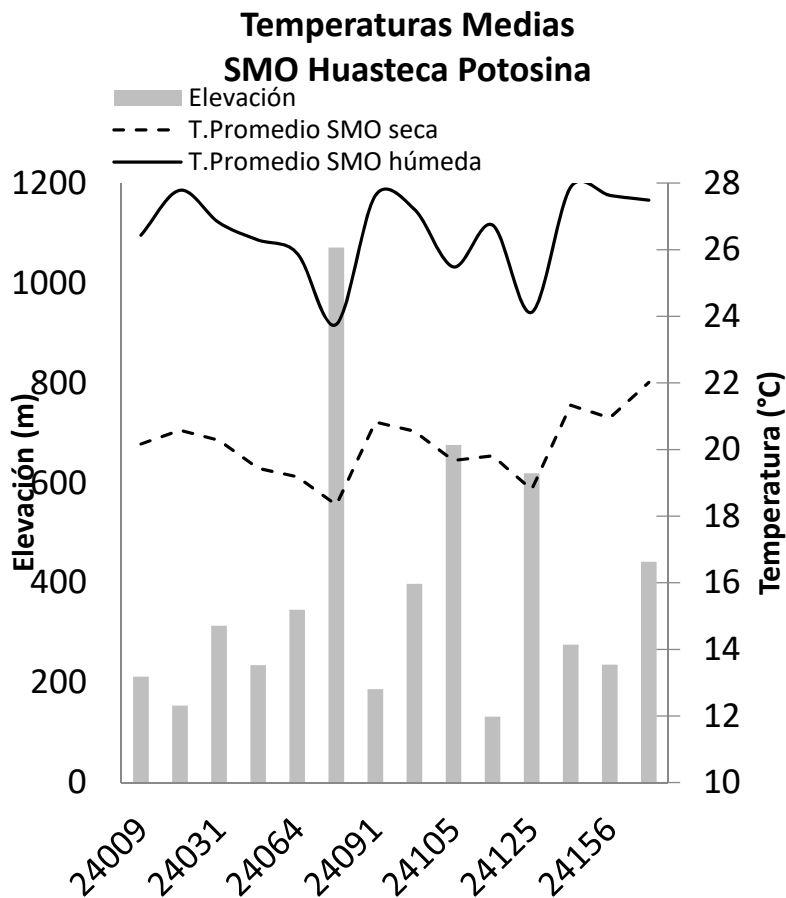


Figura 5.29. Comparativa de la temperatura media vs elevación en la zona montañosa de la Huasteca Potosina

Temperaturas Medias Planicie

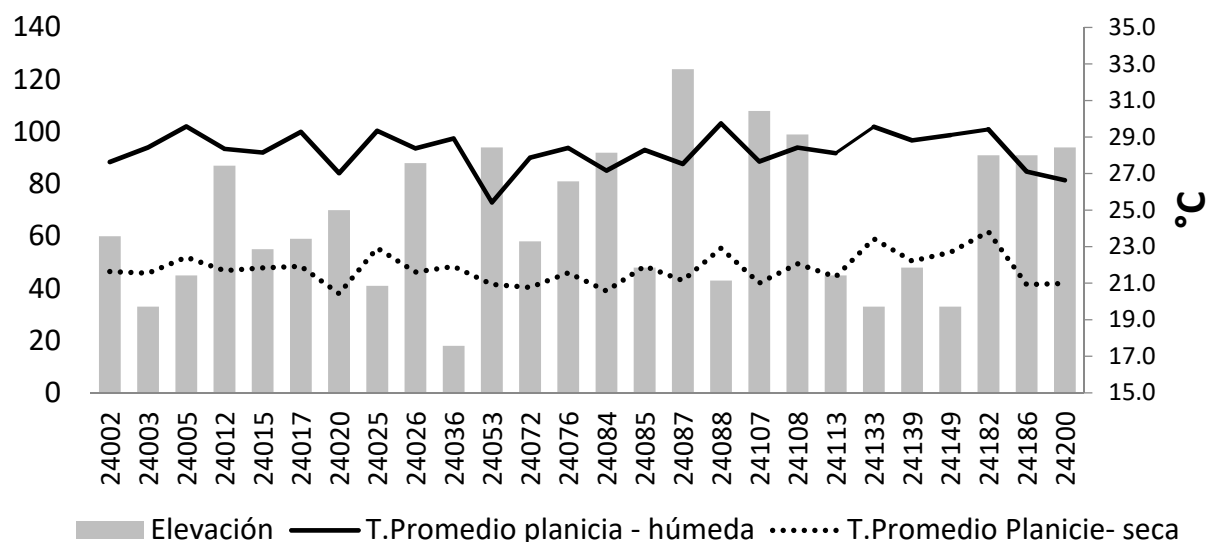


Figura 5.30. Comparativa de la temperatura media vs elevación en la zona planicie de la Huasteca Potosina.

Las estaciones consideradas dentro de la región de la planicie se encuentran en un rango de elevación de los 18 m a los 124 m. Las temperaturas medias históricas más bajas corresponden en su mayoría con las zonas de mayor elevación; sin embargo se identificaron casos particulares como la estación 24108 o 24186 que se encuentran cercanas a los 100 m de altura y registraron altas temperaturas. Ante esta peculiaridad se generaron mapas de tendencias de cada estación en sus dos temporadas para el periodo de estudio identificando las estaciones que han registrado aumento paulatino de temperatura; así como aquellas en las que se presentan una disminución. La figura 5.31 muestra el comportamiento histórico de la temperatura registrada en la temporada húmeda, el 80% de las estaciones presenta un incremento en un rango de 0.21 °C (id24064- Ciudad Valles; altitud de 346 m) hasta ~2°C en la estación id24156 localizada en ciudad valles y una altura de 236 msnm, catalogada como parte del sistema montañoso. Otros ejemplos de incrementos significativos, superiores a 1°C, son las estaciones id24028 también en ciudad valles e id24125 en Xilitla, todas ellas con alturas superiores a los 300 msnm. En el mapa también se aprecia estaciones donde existe una tendencia negativa, es decir disminución de temperatura. Estas estaciones en la temporada húmeda coinciden en las regiones límite entre la planicie y la montaña; teniendo un decremento de temperatura de hasta 0.7°C en Tanquian de Escobedo, 0.44°C en la estación en Aquismón y 0.4°C en San Martín Chalchicuautla.

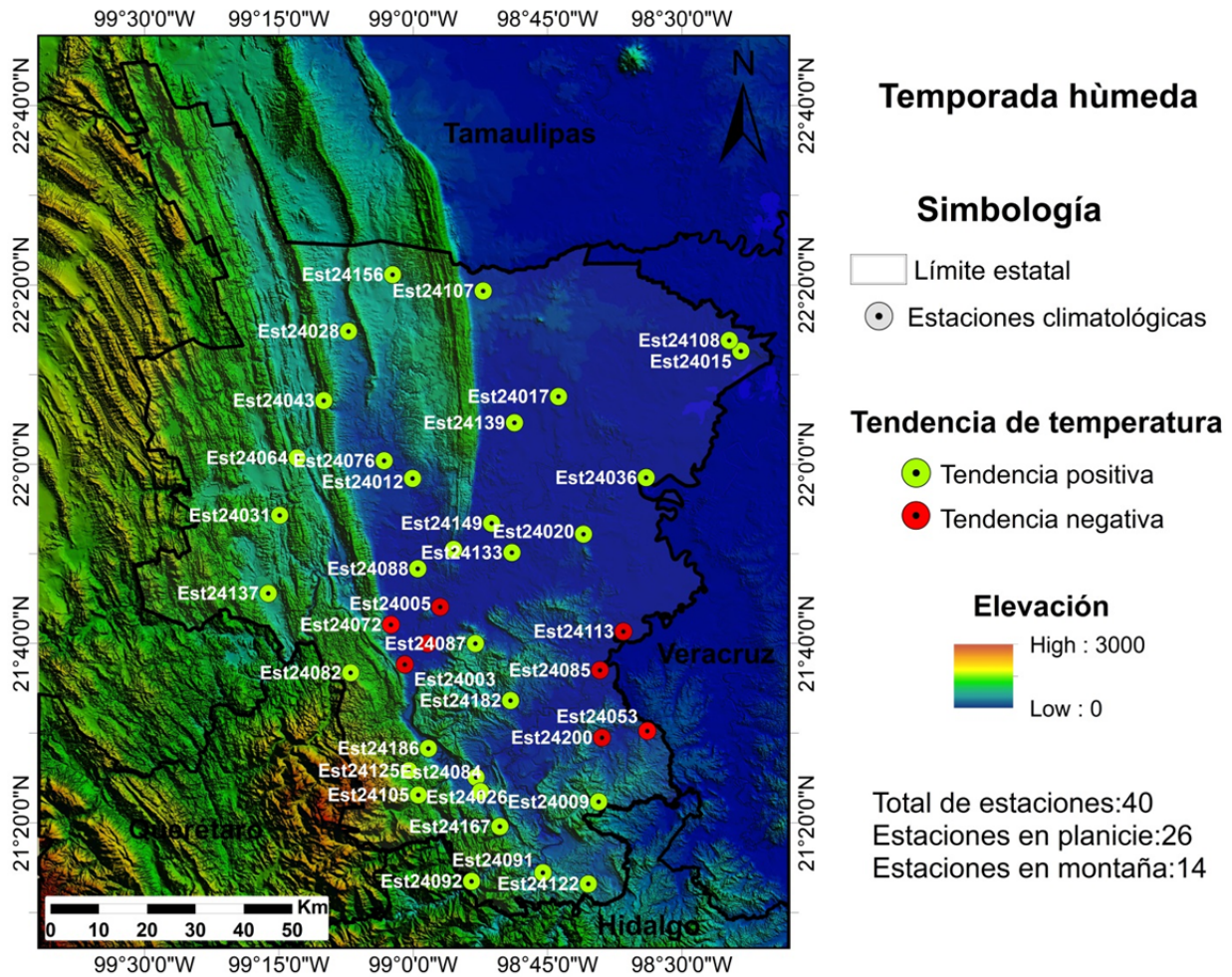


Figura 5.31 Mapa de tendencias térmicas. Temporada húmeda

El análisis de tendencias de la temporada seca se muestra en la Figura 5.32. La mayor parte de las estaciones climatológicas (80%) muestra una tendencia positiva mientras que el restante corresponde a una disminución de la temperatura. A diferencia de la temporada húmeda, en la seca las estaciones que presentan una tendencia negativa se encuentran localizadas dentro de la zona montañosa o en zonas muy cercanas a la frontera con la planicie, el decremento ronda los 0.4°C en Tamuín y Ciudad Valles. Las estaciones con mayor incremento de acuerdo a su histórico son: id 24108 (Ebano, 1.24°C), id24149 (Tamuín, 1.23°C), id24200 (San Martín Chalchicuautla, 1.21°C) id24015 (Ebano, 1.16°C) y id24012 (Cd. Valles, 1°C).

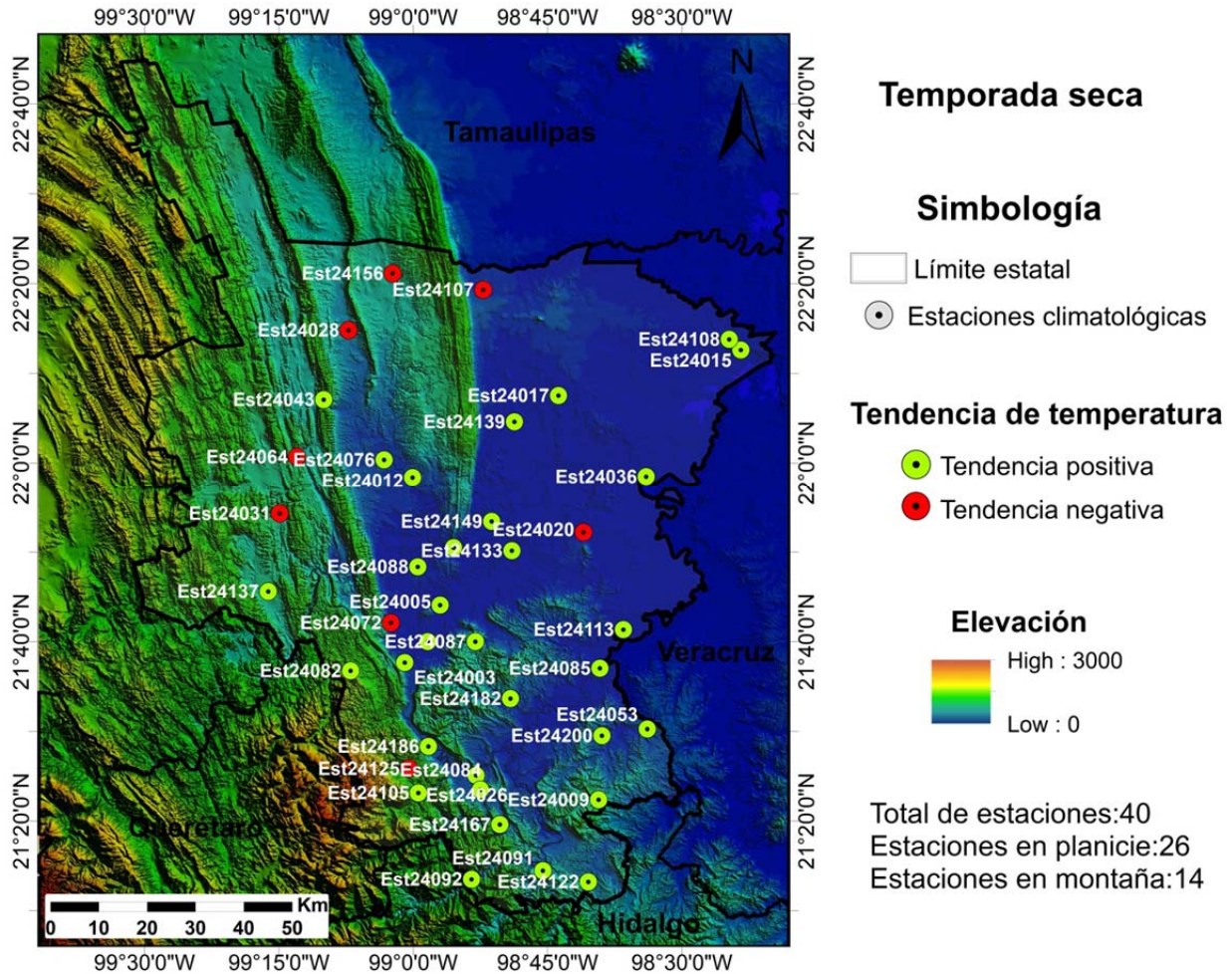
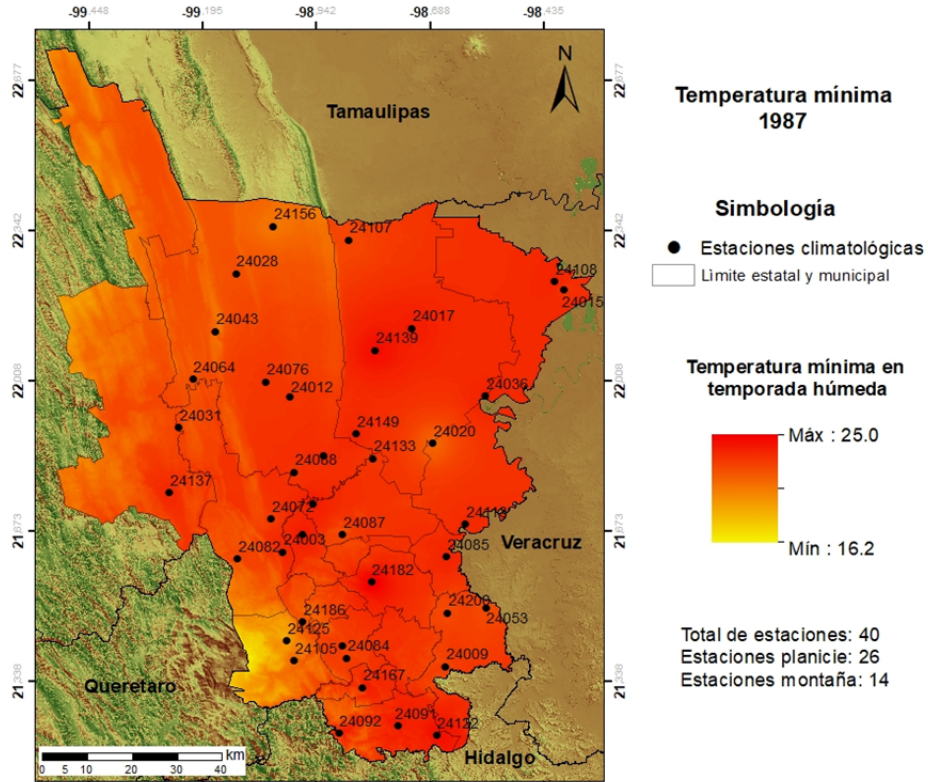
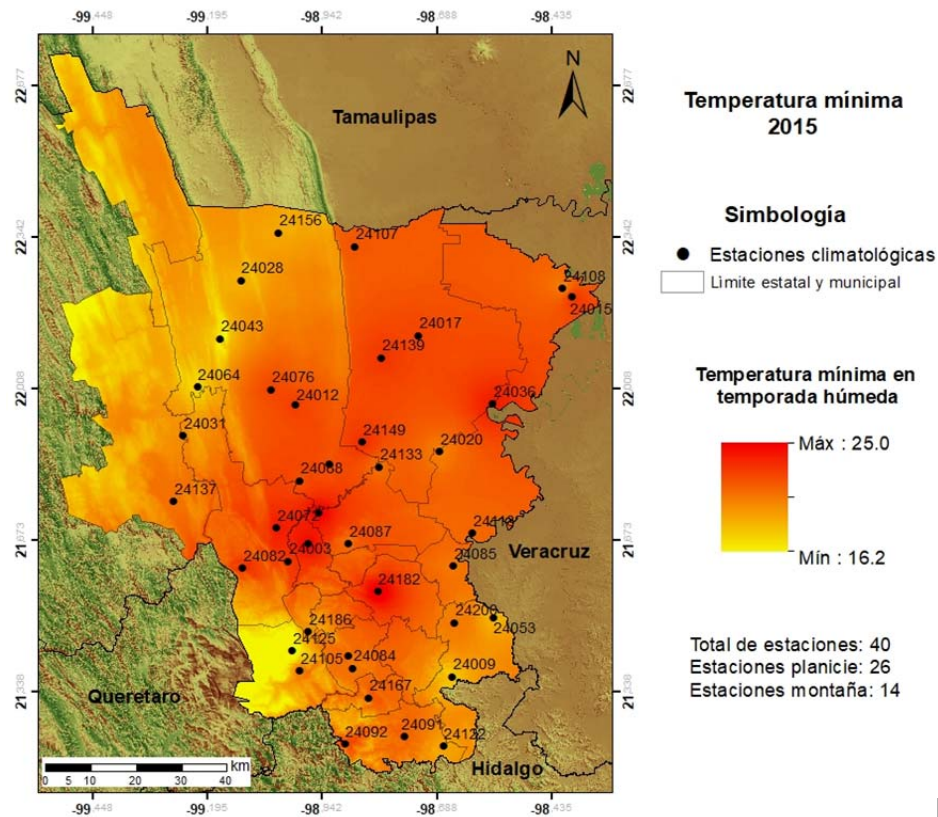


Figura 5.32 Mapa de tendencias térmicas. Temporada seca. 80% de las estaciones presenta un incremento de temperatura.

De manera espacial el efecto del incremento térmico se muestra en las figuras 5.33 y 5.34. La imagen 5.33a muestra el escenario de 1987 en su temporada húmeda y en 5.33b el escenario referente al año 2015. En ambos mapas la zona de la planicie presenta la mayor temperatura, sin embargo el año 2015 es considerado un año contrastante ya que dentro de todo el histórico (1987-2015) es la que presenta el mayor decremento de temperaturas principalmente en regiones elevadas durante la temporada húmeda. En temporada seca (Figura 5.34) existe una mayor variabilidad $\sim 3^{\circ}\text{C}$ con respecto del año 1987 y 2015, presentando un cambio generalizado sobre gran parte de la zona de estudio. El mapa de detección de cambios temporada húmeda para las fechas extremo se muestra en la figura 5.35; los valores negativos significan que el valor de temperatura en el año 2015 fue mayor al que se tenía en el año 1987 siendo un evidencia de un incremento significativo en aproximadamente 30 años. Por otro lado también es importante notar que existen zonas con un descenso térmico como en la región de Tamazunchale, y ciudad Valles (estación 24064).

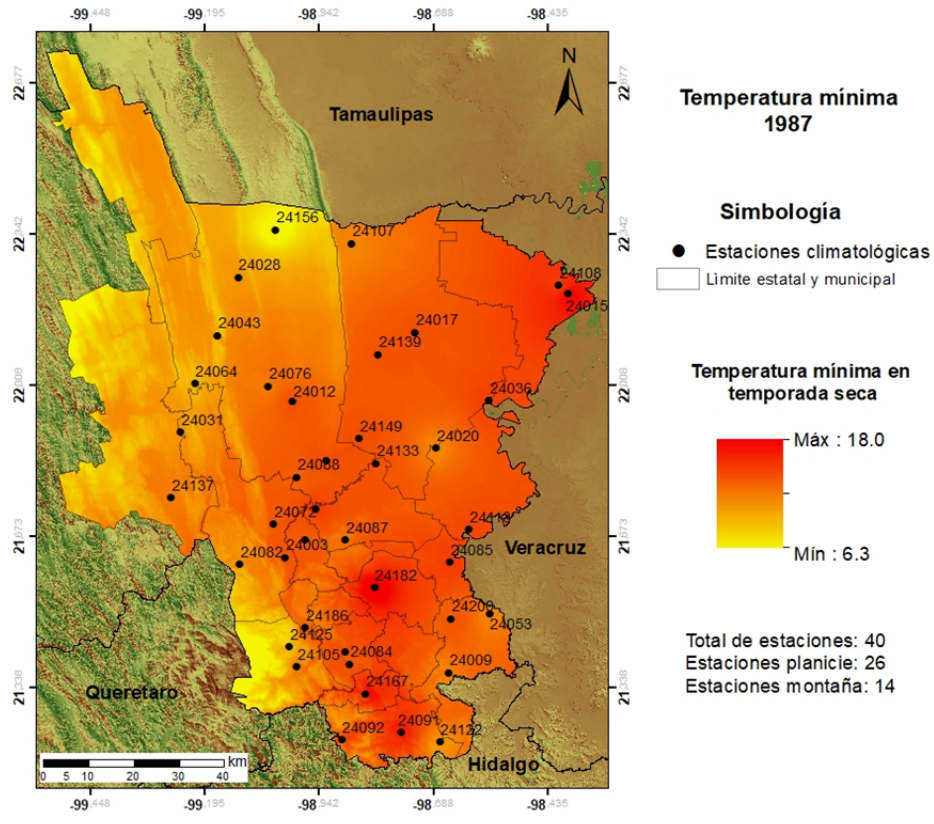


a)

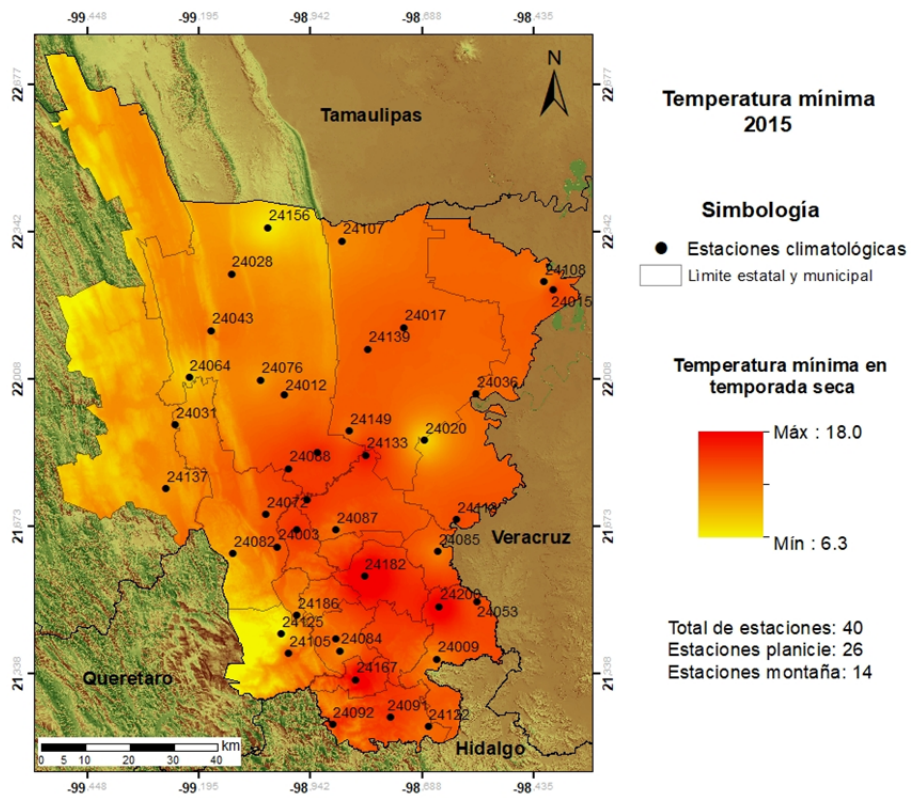


b)

Figura 5.33 Comparativa temporal de la temperatura en la zona de la huasteca potosina; a) temperatura mínima 1987 y b) 2015.



a)



b)

Figura 5.34 Comparativa temporal de la temperatura en la zona de la huasteca potosina, temperatura máxima 1987 y b) 2015.

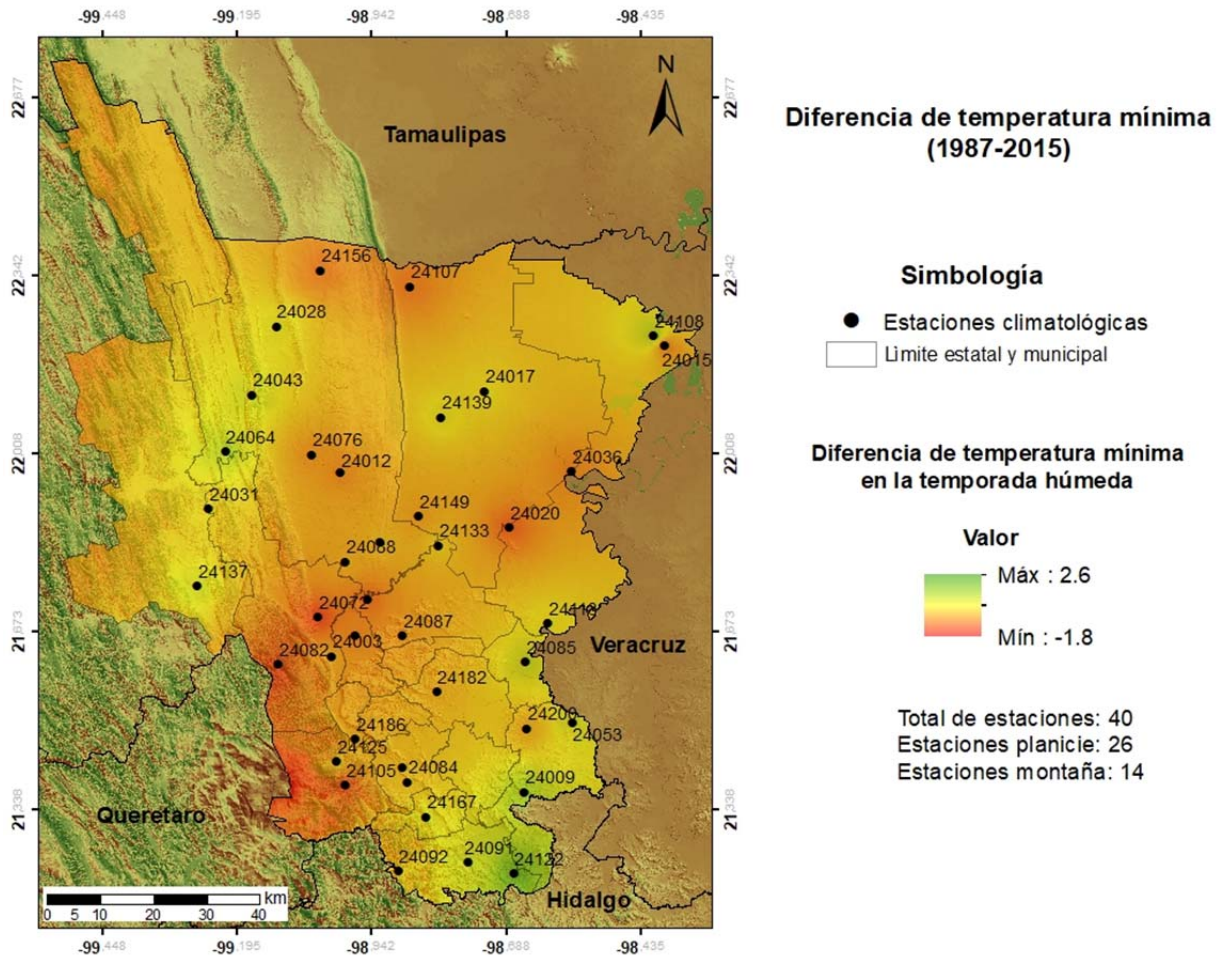


Figura 5.35 Mapa de detección de cambios temperatura húmeda. Parámetro temperatura mínima en la zona de la huasteca potosina.

Un ejercicio similar se realizó para la temperatura mínima en época de secas. El mapa de detección de cambio que resume el comportamiento encontrado se muestra en la Figura 5.36. De forma general se identificó un incremento de temperatura a nivel regional alcanzando en San Martín Chalchicuautla los valores máximos, información que debe ser evaluada a mayor detalle debido al patrón puntual obtenido. Un dato importante, se logró identificar un aumento, aunque es ligero, de la temperatura mínima en la zona alta de Xilitla. La zona de la planicie mostró un comportamiento relativamente estable con una alteración promedio de 0.2°C en la comparativa realizada de aproximadamente 30 años.

Para la temperatura máxima se calcularon sus mapas de distribución correspondientes a cada temporada. La temporada húmeda (Figura 5.37) fue la que presentó mayor variabilidad siendo las zonas más altas la que obtuvieron un mayor incremento de la temperatura. Aproximadamente 50% de la planicie mantiene una temperatura sin cambio o cambios mínimos; y en las zonas límite entre la planicie y la zona de montaña se presenta decrementos en la temperatura.

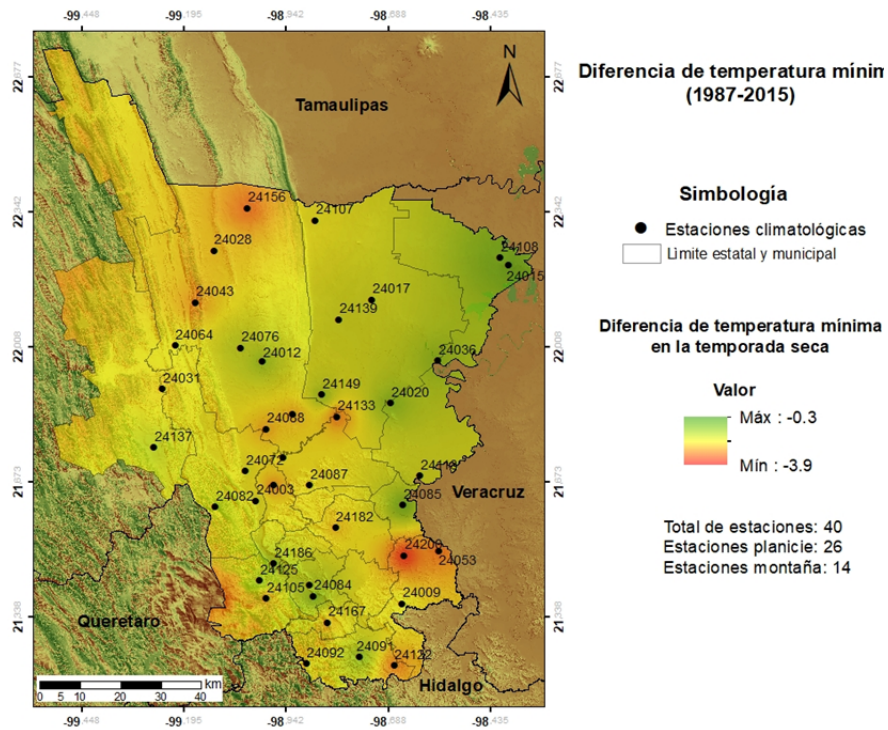


Figura 5.36 Mapa de detección de cambios temperatura seca. Parámetro temperatura mínima en la zona de la huasteca potosina.

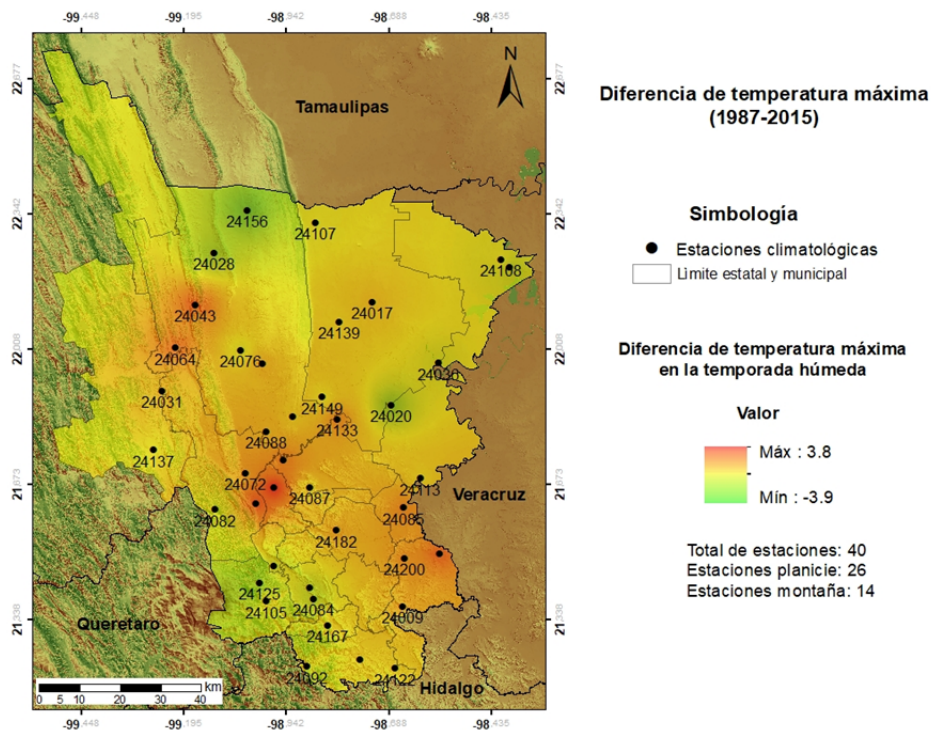


Figura 5.37 Mapa de detección de cambios temperatura húmeda. Parámetro temperatura máxima en la zona de la huasteca potosina.

Precipitación acumulada

Otro parámetro de suma importancia para estudios relacionados con el clima es la precipitación. En este trabajo se calculó la precipitación acumulada de las temporadas seca y húmeda a partir de la información disponible de 44 estaciones meteorológicas. El valor promedio del histórico de la precipitación se presenta en la figura 5.38. La gráfica a) muestra las mediciones en la zona de la planicie (27 estaciones) los valores oscilan de 480 a 1100 mm; siendo las estaciones de Aquismon, Axtla de Terrezas, San Martín Chachicuautla, Axtla de Terrazas_84, Huehuetlan las que registraron mayor precipitación. En la Zona montañosa las estaciones de Aquismon, Tamazunchale y Xilitla observaron mayor precipitación acumulada superior a los 1000 mm. Al relacionar la precipitación reportada con respecto de la elevación de la estación, se puede inferir que quizás la altura pueda tener algún grado de influencia en las precipitaciones de la zona de la Huasteca Potosina. La distribución de variabilidad durante el periodo de estudio se presenta en la figura 5.39a en zona planicie y 5.39b en la SMO ambas temporada seca. De acuerdo con los gráficos el comportamiento tanto en planicie como en SMO ha sido relativamente estable con precipitaciones menores a 400 mm en planicie y SMO, con años excepcionales donde se ha alcanzado incluso más de 500 mm en el SMO durante el año del 2105. Siendo un año bastante interesante al romper patrones tanto en precipitación como en temperatura.

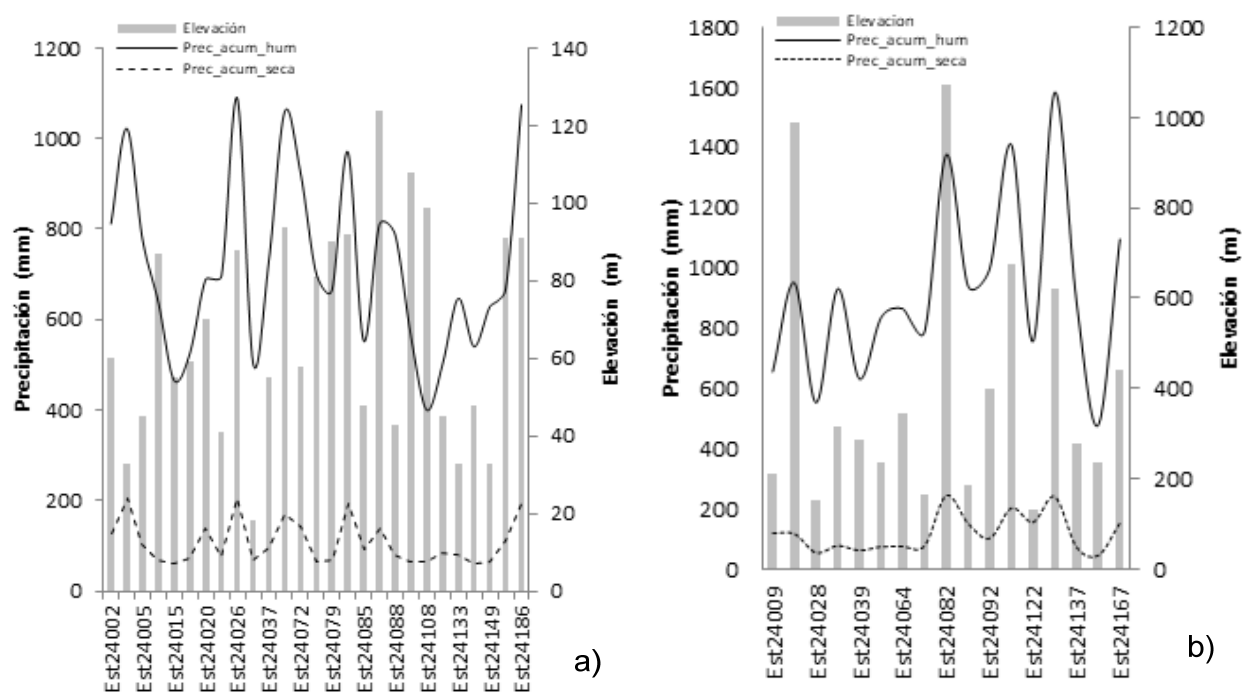
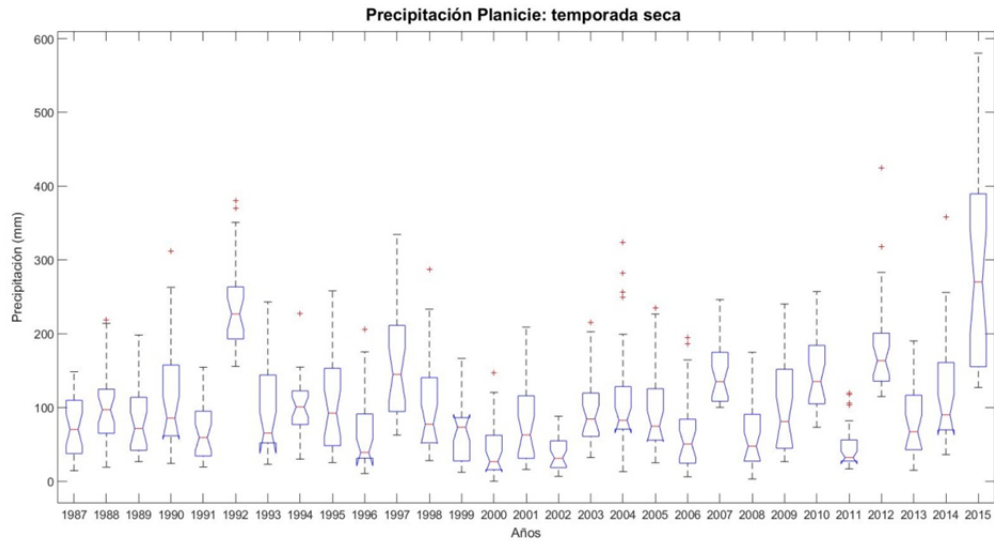
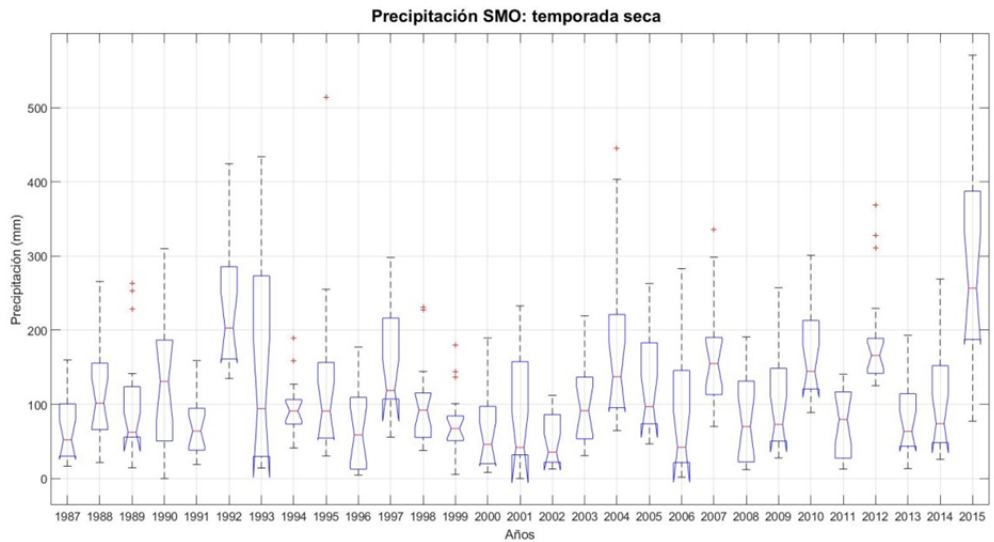


Figura 5.38 Precipitación acumulada promedio del periodo 1987-2015 en a) se muestra los valores relacionados a la planicie en b) la zona montañosa.



a)



b)

Figura 5.39 Distribución de variabilidad de la precipitación acumulada en la zona de a) planicie y b) Montaña.

La distribución de variabilidad de la temporada húmeda se puede visualizar en la figura 5.40. En estas gráficas se condensó la información referente a todas las estaciones de cada zona de un mismo año, de tal forma que lo que se observa en cada caja es la dispersión existente en ese año. Observando el año 2015, en la temporada de seca fue el que presento mayor cantidad de precipitación de los 30 años que contempla este estudio; sin embargo en temporada húmeda ha sido el segundo con menos precipitación solamente superado por el año 1997. Un rango promedio de precipitación acumulada en temporada húmeda para la zona de la planicie es de 500-800 mm; mientras que para la SMO se tiene de 800-1100 mm.

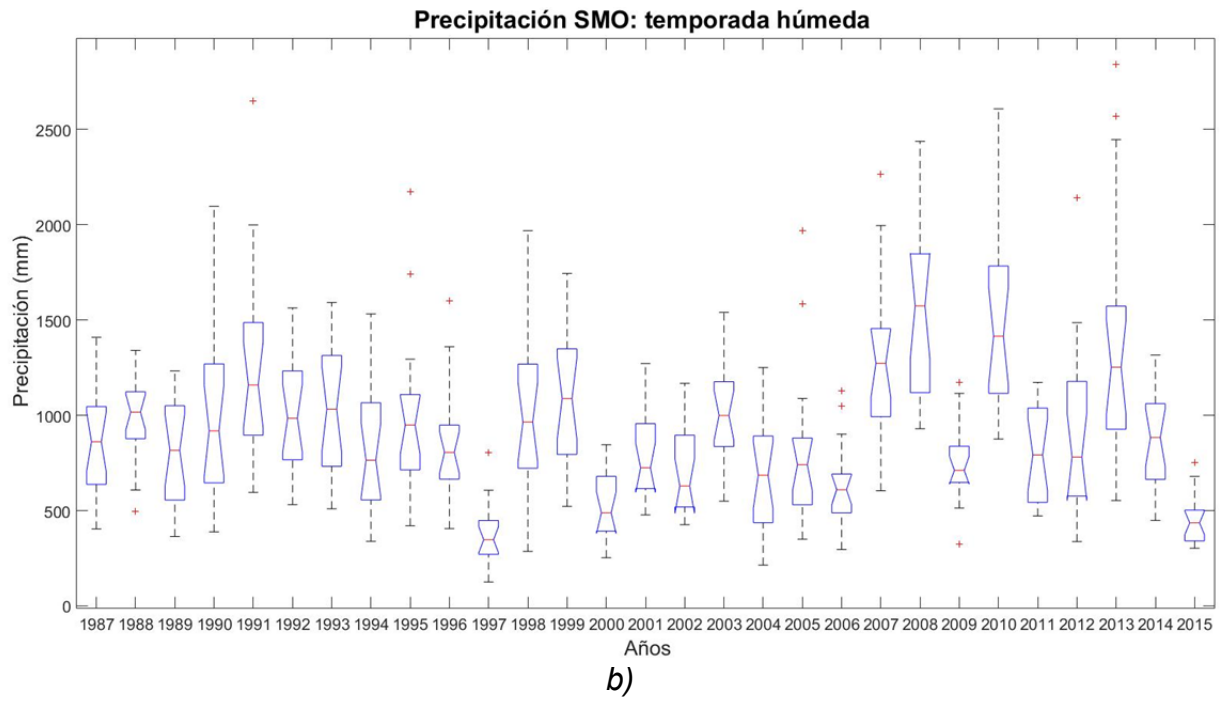
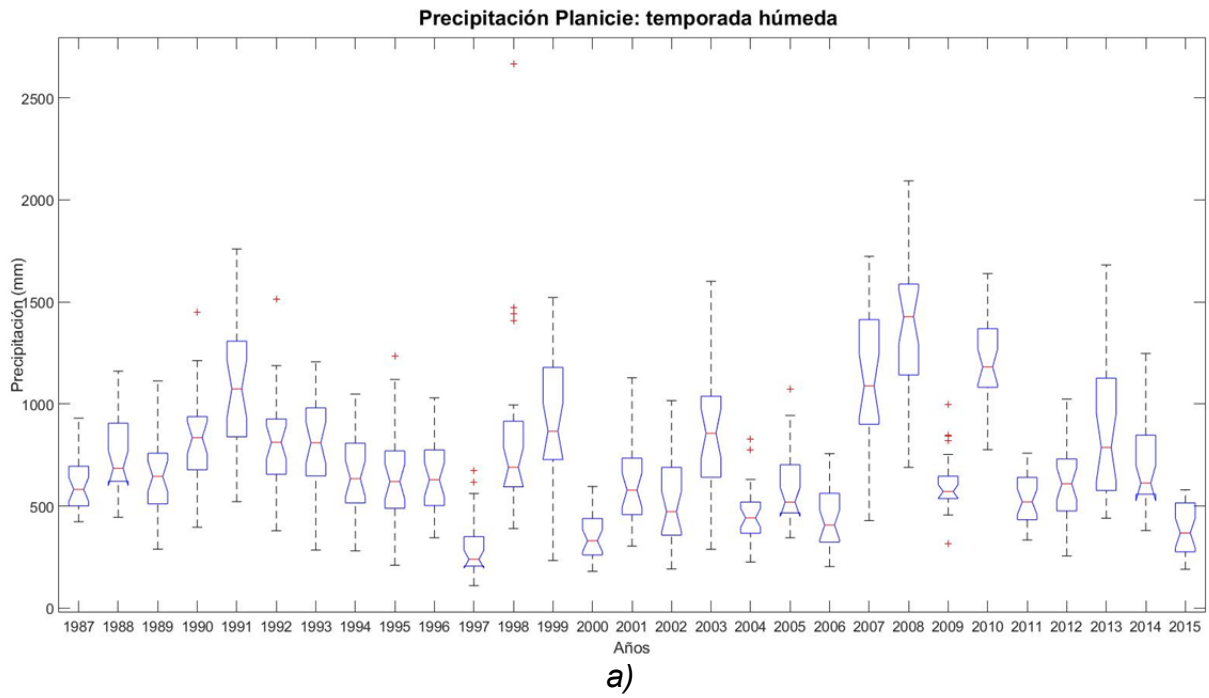


Figura 5. 40 Distribución de variabilidad de la precipitación acumulada temporada húmeda en la zona de a) planicie y b) Montaña.

Se efectuaron procedimientos análogos a los de temperatura, es decir se obtuvieron mapas de distribución espacial de la tasa de cambio existente entre el año 1987 y 2015. El resultado para la temporada seca se muestra en la Figura 5.41. De acuerdo con el resultado nivel de precipitación del año 2015 ha sido inferior al que se tenía en 1987. Siendo la zona sur del SMO la que ha reducido en mayor medida la cantidad de precipitación. Esta reducción de acuerdo a lo estimado tiene un orden de los 300 mm en un periodo aproximado de 30 años.

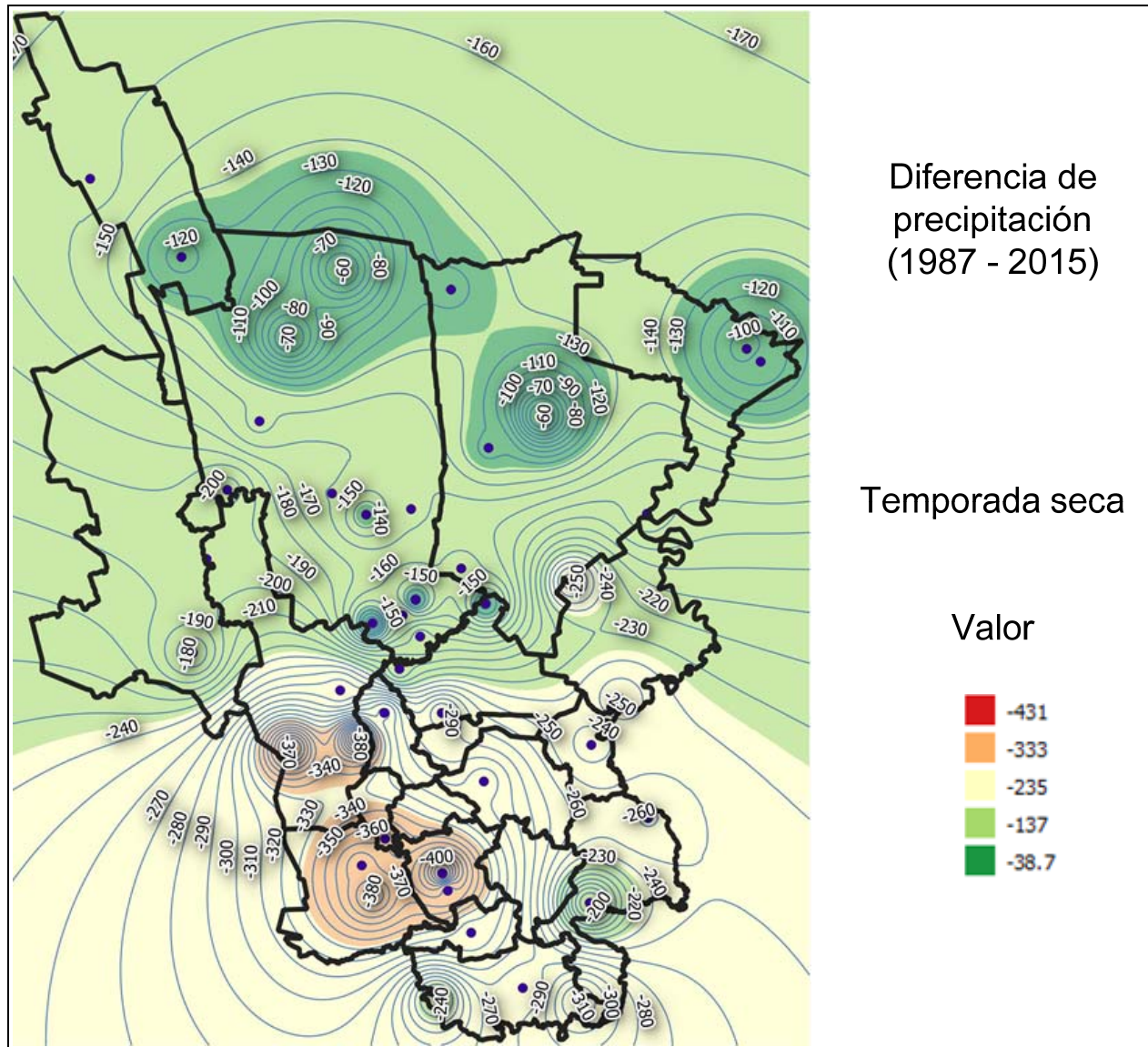


Figura 5.41 Mapa de cambio de precipitación acumulada para temporada húmeda entre los años 1987-2015.

5.3 Proyección de escenarios: Huasteca Potosina

A partir de los datos recopilados, estudio y análisis de los mismos fue posible recrear escenarios hipotéticos para el año 2015. Estos escenarios fueron generados considerando las tendencias e condiciones actuales sin la aparición de algún otro tipo de perturbación y/o incertidumbre en el modelo. Los resultados obtenidos de la proyección son consistentes y comparables con otros trabajos globales realizados por el Panel internacional del cambio climático. El resultado generado muestra que la temperatura promedio para el año 2050 tendrá un rango de 8.2 °C a 24.0°C para la temporada seca (Figura 5.43) teniendo un incremento cercano al 1°C. En el caso de la temporada húmeda el incremento es aún mayor alcanzando en zonas de montaña un incremento de hasta 1.3°C. El mapa de proyección de temporada húmeda se muestra en la Figura 5.44.

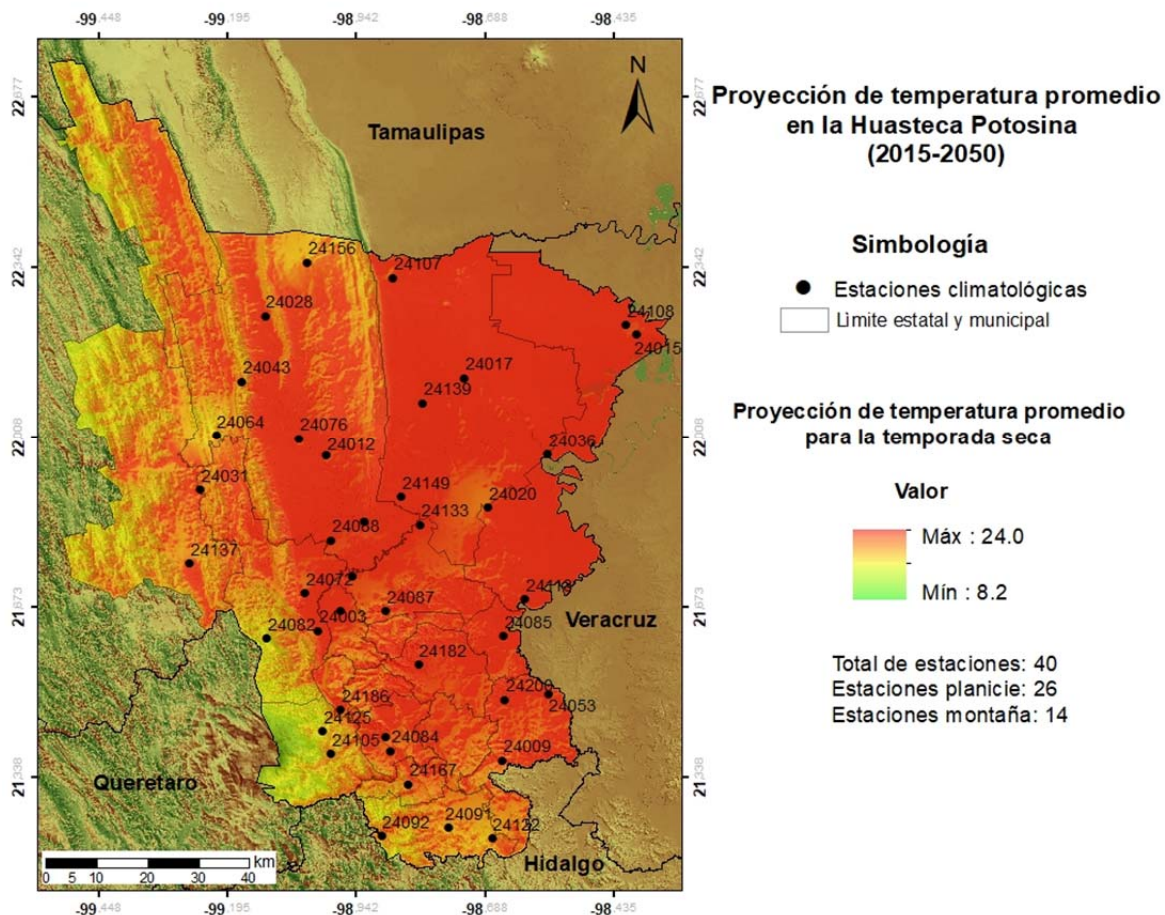


Figura 5.43 Proyección al año 2015 del temperatura promedio para la temporada seca en la huasteca potosina.

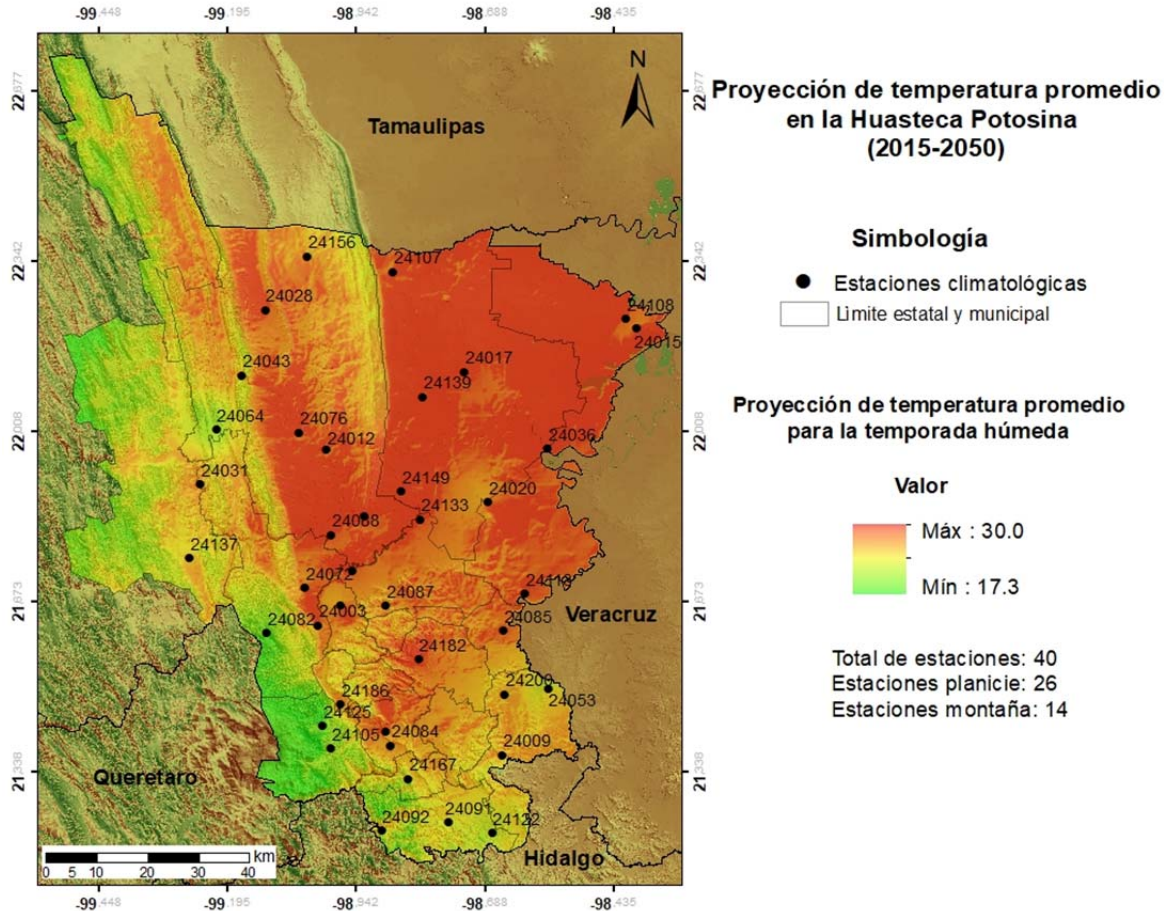


Figura 5.43 Proyección al año 2015 del temperatura promedio para la temporada húmeda en la huasteca potosina.

DISCUSIÓN

El cambio climático es un tema fascinante pero a su vez muy complejo donde intervienen muchos factores e interacciones complejas entre ellos. Para su estudio es necesario involucrar múltiples variables y mediciones históricas de temperatura, precipitación, humedad, dirección de viento, radiación solar, características de la vegetación y uso de suelo; así como de actividades antropogénicas. De manera convencional, para estudios del cambio climático se requiere de un aspecto crucial aspectos mediciones históricas de al menos 30 años con la intención de lograr discriminar efectos que no sean consecuencia del cambio climático o el calentamiento global sino que quizás estén relacionados con fenómenos cíclicos como El niño o la Niña. En este trabajo se emplearon las estaciones disponibles en la zona de la huasteca para la precipitación y temperatura (máxima y mínima) y bajo la premisa de buscar un método

donde se pueda incorporar información satelital adquirir se propuso la metodología redactada en este trabajo de investigación.

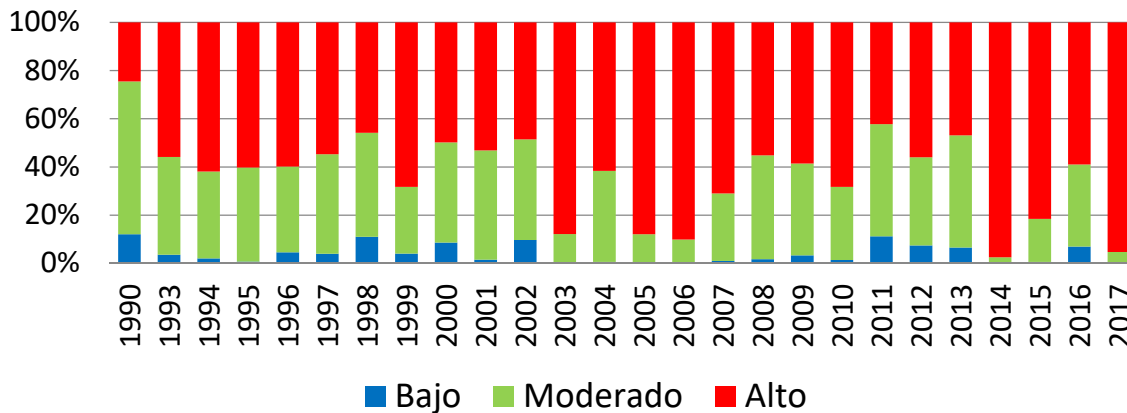
El trabajo estuvo condicionado a las plataformas satelitales disponibles en su aspecto de información histórica almacenada. Y a pesar de que se utilizó la plataforma con el mayor acervo de imágenes en el mundo únicamente se disponía información de principios de los años 80. Esto tuvo como consecuencia que los resultados obtenidos en este trabajo, siendo el aumento de temperatura y la disminución de precipitación en la zona de la huasteca, no se tenga completa certeza si algunas de las evidencias y tendencias sean consecuencia del cambio climático y/o fenómenos como el ENSO.

Un aspecto importante de este trabajo fue el estudio detallado de la zona de estudio. Se realizaron diferentes categorizaciones con el objetivo de identificar señales más finas que estuviesen relacionadas con algunas de las evidencias asociadas al cambio climático. Estos estudios propiciaron que la Huasteca potosina se le generaran 4 escenarios de estudio 1) sistema Montañoso – temporada seca, 2) sistema montañoso – temporada húmeda, 3) Planicie – seca y planicie – húmeda. Que si bien la estrategia permitió detectar y caracterizar de mejor manera a la huasteca potosina también tuvo como consecuencia un mayor número de variables a analizar lo cual puede ser solucionado mediante el uso de técnicas estadísticas como los PCA. Cuya primera prueba y resultados preliminares se tienen en la sección de trabajo futuro de este documento.

Partiendo de los diferentes escenarios formulados, el trabajo muestra evidencia clara de un incremento en la temperatura promedio de la zona siendo las mayores consecuencias en la zona montañosa y en la zona de Ebano. Las razones de estos cambios no se tiene completa certeza, sin embargo observando la distribución espacial obtenida por los índices (NDVI, SAVI y NDWI2) para el caso de Ebano y en particular la zona norte de la planicie, en años recientes, aprecia ha existido un aumento en la agricultura, lo ha provocado un cambio uso de suelo y este al perder vegetación almacena mayor energía calorífica provocando efectos pequeños pero constantes de las llamadas islas de calor. Por lo que este fenómeno pueda estar más asociado a consecuencia de actividades antropogénicas que si bien también influyen en la magnificación del cambio climático. En el caso de las zonas elevadas donde existe la vegetación más densa (por ejemplo Xilita) la evidencia térmica muestra un incremento de temperatura, sin embargo su vegetación, de acuerdo a los índices parece no minimizarse e incluso en años recientes parece incrementarse. En este aspecto se debe tener cuidado ya que quizás ese incremento aparente de vegetación pueda ser ocasionado por la propagación súbita de plantas herbáceas y en la cual su presencia pudo provocar algún tipo de confusión en los índices. Una posible solución para minimizar este desconcierto es mediante el empleo de clasificadores de aprendizaje automático que permitan caracterizar de manera autónoma los diferentes tipos de vegetación. Actividad que no se realizó en este trabajo debido a la limitante de tiempo de ejecución del proyecto.

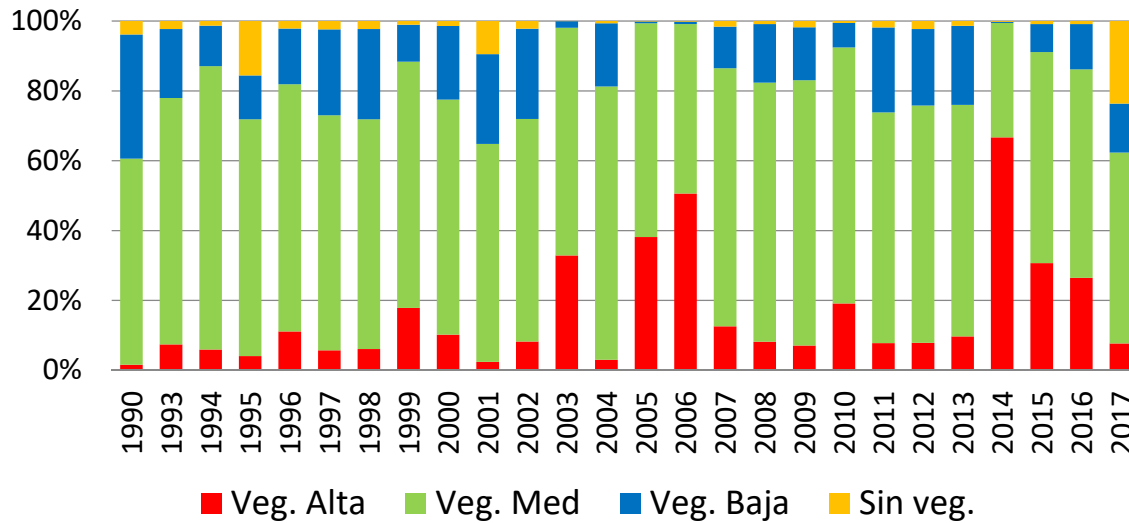
En el caso de la precipitación, de acuerdo con los resultados obtenidos de los índices y la gráfica 5.1, se encontró que en la región de la Huasteca Potosina durante la época seca existe estrés hídrico bajo con porcentajes menores al 60% del territorio que incluso superan el 80% en algunos años a pesar de ser la época del año con menores precipitaciones. Sin embargo, la Huasteca Potosina se caracteriza por tener climas con precipitación todo el año. El estrés hídrico moderado es menor al 20% del territorio en la mayoría de los años analizados mientras que el estrés hídrico alto no supera el 20% a lo largo de toda la serie de tiempo. Esto puede verse reflejado en la presencia de vegetación, donde la densidad de vegetación moderada predomina a lo largo del tiempo en el territorio con porcentajes entre el 60 y el 80% como lo muestra la gráfica (5.2), mientras que la densidad de vegetación baja tiene un 20% en promedio en el territorio. A sí mismo, y debido a la presencia de agua y por consiguiente al estrés hídrico bajo y moderado de la zona, se puede observar una oscilación de la alta densidad de vegetación siendo la mayor parte del tiempo menor al 20% del área de la Huasteca Potosina y superando este porcentaje en los años donde prácticamente no hay estrés hídrico en la región.

Historico estrés hídrico: temporada seca



Gráfica 5.1 Gráficos de porcentaje de áreas con estrés hídrico en temporada seca.

Histórico de vegetación: temporada seca



Gráfica 5.2 Grafico de porcentaje de áreas de vegetación.

No obstante, puede ocurrir una sobreestimación de los resultados en los índices debido a que en este proceso no se hizo la distinción por zonas orográficas por razones de simplicidad y el alcance propuesto en este estudio. Sin embargo, es altamente recomendable que los trabajos futuros relacionados con cambio climático y climatología en general, se realicen tomando en cuenta este criterio.

Las características de uso de suelo y vegetación así como de su tipo están relacionadas y de acuerdo al mapa vectorial edafológico, en la Huasteca Potosina los suelos dominantes son vertisol, litosol y rendzina. Los vertisoles (crómico y pélico) presentes en la región son utilizados con fines agrícolas, forestal o pecuario por lo que existe el pastizal cultivado como tipo de vegetación dominante para este tipo de suelos; así como agricultura de temporal y riego. Este tipo de suelos se distribuyen en la planicie en la parte este y noreste de la Huasteca y entre los valles de la Sierra Madre Oriental donde también existe el mismo uso de suelo; siendo congruente con los resultados que se reportan en este trabajo.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

6.1 CONCLUSIONES

El uso de datos provenientes de satélites y estaciones meteorológicas permiten realizar análisis históricos de parámetros que pueden estar asociados con el cambio climático como la: humedad, vegetación, temperatura y precipitación.

La segmentación de la Huasteca Potosina (HP) de acuerdo a su orografía, (zona Planicie y Zona SMO) permitió aumentar la sensibilidad de la señal climática; ya que al trabajarla sin esa distinción la respuesta se atenúa.

De las 40 estaciones climatológicas ubicadas en la HP con información disponible de temperatura, el 70% muestra un incremento en su temperatura promedio y el 78% de las estaciones tienen un incremento en su temperatura máx. durante el periodo 1987 - 2015 en la temporada seca.

En el caso de la temporada húmeda se identificó una tendencia positiva en 80% de las estaciones climatológicas en su temperatura promedio, mientras que el 75% de las estaciones registraron un incremento en el parámetro de temperatura máxima.

El parámetro Uso de Suelo (SS) es un factor condicionante; ya que se logró identificar que a menor cantidad de vegetación densa existe un incremento de temperatura; sin embargo la información con la que se contó para este trabajo no permite establecer si la modificación de SS pueda derivarse de un efecto del cambio climático.

La información estimada a partir de imágenes satelitales son una excelente fuente de apoyo para complementar los datos de las estaciones climatológicas; Mediante los índices se obtuvo información espacial que permitió calcular áreas de transición/afectación en la zona de la HP.

El uso de técnicas multivariantes como PCA permitió sintetizar la información para identificar con mayor facilidad patrones que pueden estar asociados a efectos de cambio climático.

De forma general, la Huasteca Potosina está siendo más afectada en la zona montañosa, ya que hay un aumento de la temperatura y la vegetación densa que se encuentra en esta zona está disminuyendo en área.

De manera preliminar y de acuerdo a una primera aproximación se ha identificado un posible incremento de 0.42°C en la zona de planicie y 1.2°C en la zona montañosa para los siguientes 30 años.

6.2 TRABAJO FUTURO

Estudiar el cambio climático es una tarea bastante compleja debido a las múltiples interacciones existentes así como los diversos elementos que lo componen. Por lo que es necesario disponer de fuentes de información con datos históricos que nos permitan en una primera instancia evaluar el comportamiento de una zona de interés en cuestión de temperatura, precipitación, vigor de vegetación, entre otros. Los parámetros calculados y/o estimados en este trabajo, los cuales ya han sido descritos en secciones previas, están relacionados con la presencia de vegetación, humedad, agua y temperatura superficial. En la figura X, muestra de manera general el proceder de los datos así como procesos de i) agrupación con la intención de enfatizar información semejante y ii) reclasificación cuyo objetivo fue establecer niveles estandarizados para una comparativa espacial eficiente y la separación de información de acuerdo con su orografía. De manera particular para el análisis estadístico de la zona de estudio para cada temporada (húmeda y seca) se tienen 16 variables dificultando la visualización de sus relaciones entre sí. Por esta razón y bajo la finalidad de simplificar a un número reducido de variables se empleó el método de Análisis de Componentes Principales. Cada componente principal es una combinación lineal de las variables originales. Todos los componentes principales son ortogonales entre sí, por lo que no hay información redundante. Los componentes principales en su conjunto forman una base ortogonal

para el espacio de los datos. Es decir, si el primer componente principal es un solo eje en el espacio. Cuando se proyecta cada observación en ese eje, los valores resultantes forman una nueva variable. Y la varianza de esta variable es la máxima entre todas las opciones posibles del primer eje. El segundo componente principal es otro eje en el espacio, perpendicular al primero. Proyectar las observaciones sobre este eje genera otra nueva variable. La varianza de esta variable es la máxima entre todas las opciones posibles de este segundo eje.

El conjunto completo de componentes principales es tan grande como el conjunto original de variables. Pero es común que la suma de las desviaciones de los primeros componentes principales supere el 80% de la desviación total de los datos originales. Dando como resultado una compresión significativa de los datos originales y una comprensión más profunda de las condiciones existentes que generaron los datos originales.

El cálculo de los PCA se realizó en el software Matlab, realizando los siguientes pasos:

1. Calcular la correlación por pares entre las variables;
2. Verificar la distribución de los datos
3. Debido a la naturaleza de las variables estas poseen diferentes unidades de tal forma que se realizó de normalización/escalamiento;
4. Calculo del PCA
5. Se verifico que los resultados sean correctos (los coeficientes transformados sean ortonormales).

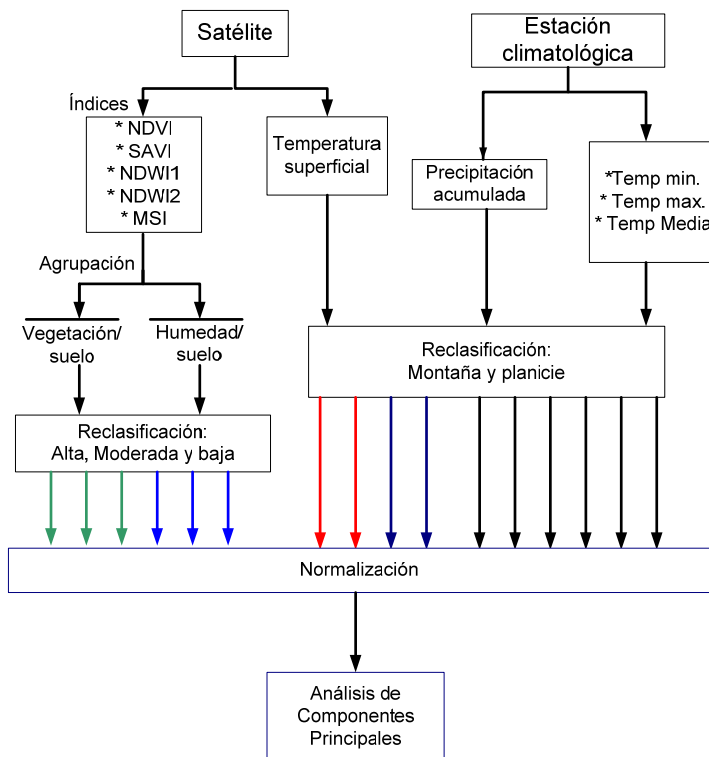


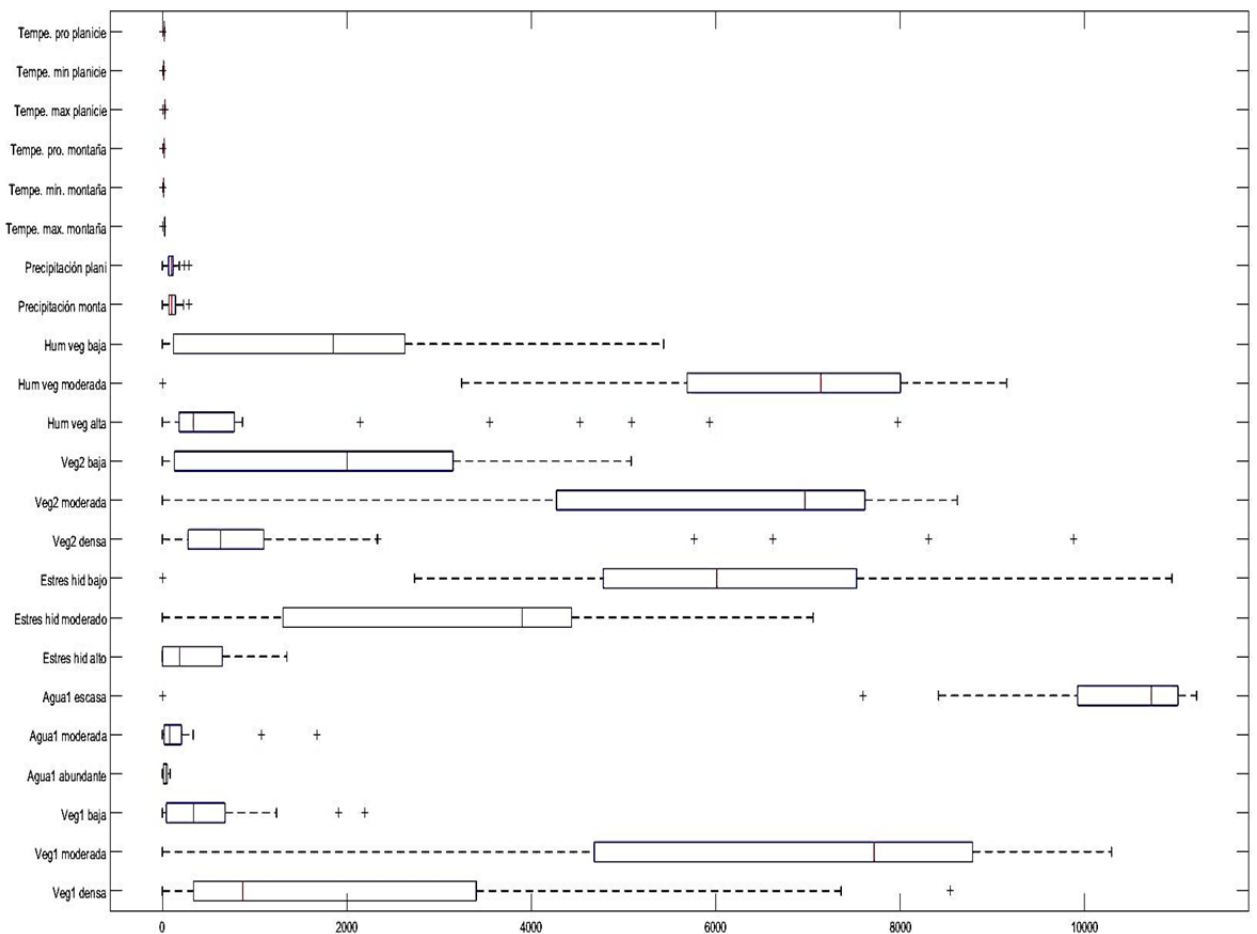
Figura 6.1 Esquema de agrupación y ordenamiento de variables para su uso con PCA

Resultados preliminares de cada temporada se muestran a continuación.

5.2.1 TEMPORADA SECA

Dispersión de los datos

Dado que las variables tienen diferentes unidades y con la intención de comparar, se hizo una normalización de los datos dividiendo entre el valor máximo y considerando la desviación estándar.



Se realizó la técnica de PCA y con los 3 primeros componentes se alcanza una representatividad del 88% como lo muestra la figura 6.2.

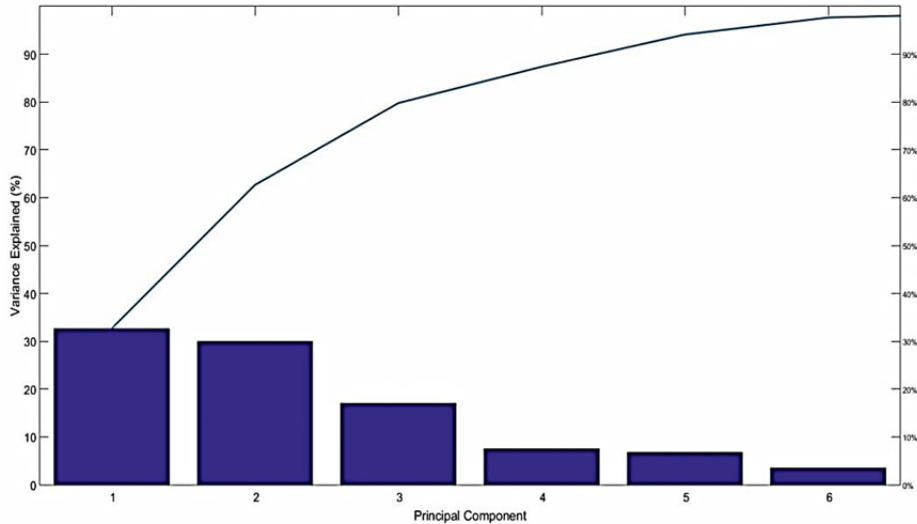


Figura 6.2 Pesos de cobertura de cada componente principal.

Se obtuvieron 26 variables

A partir del nuevo espacio creado por los dos componentes principales se calculó la distancia y grado de similitud con respecto de cada una de las variables y se obtiene la siguiente gráfica:

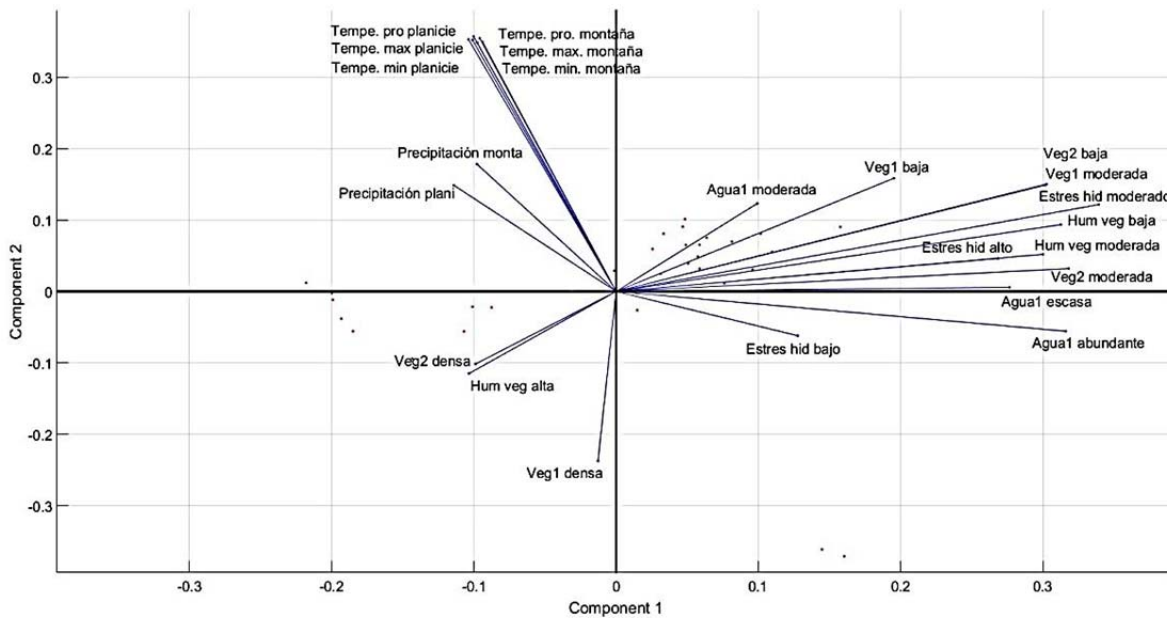


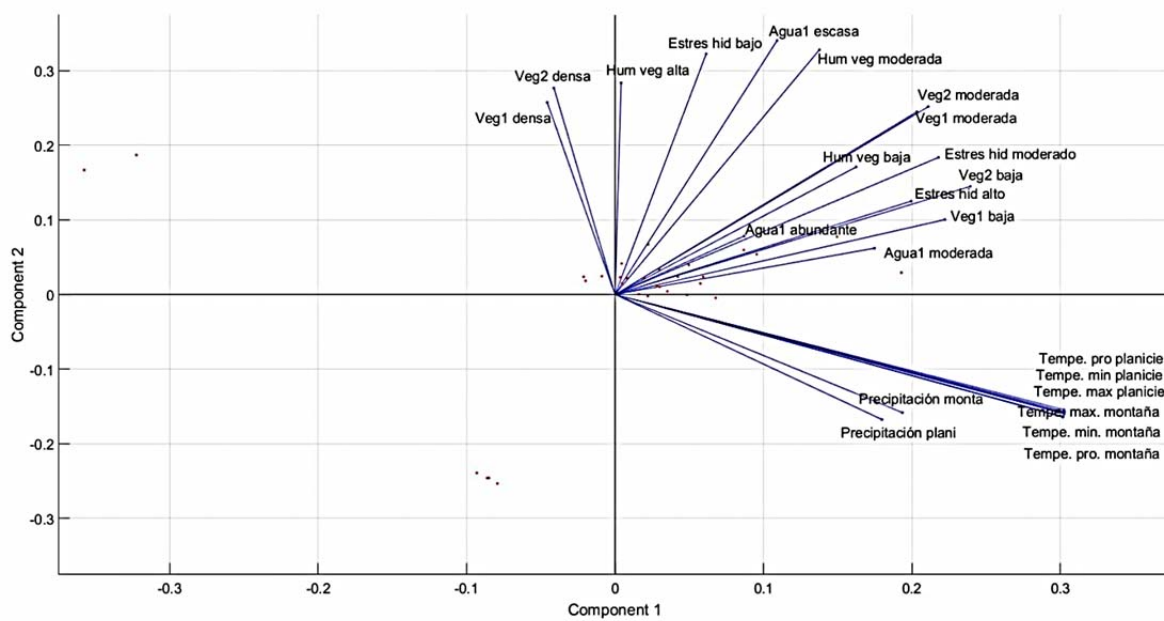
Figura 6.3 Visualización de los 2 primeros componentes mediante gráfica biplot.

La mayoría de las muestras caen en el cuadrante 1 (positivo, positivo) siendo un indicativo que están más asociadas la categoría de vegetación moderada y algunas otras caen en disminución de vegetación densa; considerando lo anterior y observando el CP2 la disminución de vegetación densa podría estar ocasionando

que las temperaturas se elevaran. Es importante mencionar que la gráfica solo considera 2 componentes principales obteniendo con ello un aproximado de 60% de representatividad, por lo que la interpretación debe ser cautelosa.

5.2.2 TEMPORADA HÚMEDA

Para la temperatura húmeda se realizó el mismo procedimiento encontrando el siguiente gráfico.



La interpretación es muy similar solo que en la temporada húmeda el eje principal está más asociado al aspecto térmico y su interacción con la vegetación.

Como se mencionó anteriormente, el uso de PCA para este trabajo se encontraba fuera de su alcance; sin embargo se decidió realizar un ejercicio de diagnóstico con la intención de conocer la viabilidad de la técnica únicamente. Trabajo futuro abordará esta metodología de manera muy detallada.

REFERENCIAS

- Alexandersson, H (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. *Jour. of Climatol.*, 6:661-675.
- Algara, M. (2009). *Propuesta metodológica para medir el impacto del fenómeno de la sequía en la Huasteca Potosina y propuesta general de manejo*. Tesis de doctorado. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- America's Climate Choices: Panel on Advancing the Science of Climate Change; National Research Council (2010). *Advancing the Science of Climate Change*. Washington, D.C.: The National Academies Press. ISBN 0-309-14588-0
- Ariza Alexander. (2013). Descripción y Corrección de Productos Landsat 8 LDCM (Landsat Data Continuity Mission). *Centro de Investigación y Desarrollo En Información Geográfica Del IGAC -CIAF*, 46. <https://doi.org/10.5751/ES-06710-190329>
- Bennington, J. B. (2009). *The Carbon Cycle and Climate Change*.
- Bigg, G. R., Jickells, T. D., Liss, P. S. and Osborn, T. J. (2003), The role of the oceans in climate. *Int. J. Climatol.*, 23: 1127-1159. doi:10.1002/joc.926
- Chander, G., Markham, B. L., Helder, D. L., & Ali, E.-. (2009). Remote Sensing of Environment Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS , TM , ETM + , and EO-1 ALI sensors, 113, 893–903. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.01.007>
- Charlson, R. J.; Schwartz, S. E.; Hales, J. M.; y otros (1992), «Climate forcing by anthropogenic aerosols», *Science(en inglés)* 255 (5043): 423-430, ISSN 1095-9203, PMID 17842894, doi:10.1126/science.255.5043.423
- Chuvienco, E. (1995). *Fundamentos De Teledeteccion Espacial*. <https://doi.org/23.304-1995>
- Chuvienco, E. (2008). *Teledeteccion ambiental: la observación de la Tierra desde el espacio*
- CONABIO (2001). Conjunto de datos vectoriales cuencas hidrológicas (CNA), escala 1:250,000. Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- CONABIO (2001). Conjunto de datos vectoriales climatología, escala 1:1,000,000. Serie II. (Continuo Nacional). Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- CONABIO (2008). Conjunto de datos vectoriales hidrografía, escala 1:250,000.

Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.

CONABIO (2010). Conjunto de datos vectoriales división biodiversidad. Especies en riesgo y prioritarias. Distribución conocida. Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.

CONABIO (2014). Conjunto de datos vectoriales edafológico, escala 1:250,000. Serie II. (Continuo Nacional). Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.

CONABIO (2015). Conjunto de datos vectoriales división política estatal, escala 1:250,000. Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.

CONABIO (2016). Conjunto de datos vectoriales división política municipal, escala 1:250,000. Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.

CONABIO (2017). Conjunto de datos vectoriales uso del suelo y vegetación, escala 1:250,000. Serie VI. (Continuo Nacional). Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.

Crowley, Thomas J.; North, Gerald R. (1988), «Abrupt climate change and extinction events in Earth history», *Science*, 240 (4855): 996-1002, ISSN 1095-9203, doi:10.1126/science.240.4855.996

Crowley, Thomas J.(2014), Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years, *Science*, 270 - 277, 10.1126/science.289.5477.270, 2000/07/14

Eskandari, A., De Rosa, R., & Amini, S. (2015). Remote sensing of Damavand volcano (Iran) using Landsat imagery: Implications for the volcano dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, 41–57. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.001>

Gallardo Arias, P. (2004). *Huastecos de San Luis Potosí*. Retrieved from http://www.colsan.edu.mx/investigacion/PAYS/archivo/Huasteco_de_SLP_AvilayBarthas.pdf

Galindo, L., & Caballero, K. (2010). *La economía del Cambio Climático en México: algunas reflexiones*

García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación de Köppen*.

García Ruíz, S. (2017). *Modelación numérica de eventos convectivos y comparación con observaciones satelitales en la región central de México*. Tesis de maestría. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Garduño, R. (2003). *El veleidoso clima* (Vol.27). Fondo de cultura económica.

- Gilabert, M. A., González-Piqueras, J., & García-Haro, J. (1997). Acerca de los Índices de Vegetación. *Revista de Teledetección*, 8, 1–10.
- Guijarro, J. A. (2014). User's guide to climatol An R contributed package for homogenization of climatological series (and functions for drawing wind-rose and Walter&Lieth diagrams). Retrieved from <http://www.climatol.eu/index.html>
- Guijarro, J.A. (2016): Automatización de la homogeneización de series climáticas: nuevas funciones del paquete Climatol 3.0. X Congreso Internacional de la Asociación Española de Climatología (Alicante, 5 a 8 de octubre), en prensa.
- Guijarro, J.A. (2016): <https://cran.r-project.org/web/packages/climatol/index.html> y <http://www.climatol.eu/index.html>
- Guijarro, J. A. (2017). Homogenization of climatological series with Climatol 3 . 0, (April), 3–7.
- INEGI (2002). *Estudio hidrológico del Estado de San Luis Potosí*. G. del E. de S.L.P.
- INEGI (2004). Guías para la Interpretación de Cartografía Edafología. 2004, 8. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- INEGI (2013). Continuo de elevaciones mexicano 3.0.
- INEGI (2014). Guia para la interpretación de cartografía Uso del suelo y vegetación Escala 1:250 000 Serie V, 195. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- IPCC (2001). J. T. Houghton et al., ed. Climate change 2001: the scientific basis. Cambridge: Cambridge University Press. ISBN 0521807670.
- IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. enhen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC (2013). *Preguntas frecuentes Cambio climático 2013 Bases físicas Resumen para responsables de políticas*.
- Jin, M., & Liang, S. (2006). An Improved Land Surface Emissivity Parameter for Land Surface Models Using. *American Meterological Society*, 2867–2881. <https://doi.org/10.1175/JCLI3720.1>
- Kang, S., Kim, S., Oh, S., & Lee, D. (2000). Predicting spatial and temporal patterns of soil temperature based on topography, surface cover and air temperature. *Forest Ecology and Management*, 136(1–3), 173–184. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(99\)00290-X](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(99)00290-X)
- Keller, T. (2001). Land Cover Changes over North-Rhine- Westfalia (Germany) and

their Impact on Regional Climate.

- Kemp, W. P., Burnell, D. G., Everson, D. O., & Thomson, A. J. (1983). Estimating Missing Daily Maximum and Minimum Temperatures. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022<1587:EMDMAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022<1587:EMDMAM>2.0.CO;2)
- Knutti, Retto; Hegerl, Gabriele C. (2008), «The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes», *Nature Geoscience*, 1 (11): 735-743, ISSN 1752-0894, doi:10.1038/ngeo337
- Liang, X.-Z., Choi, H. I., Kunkel, K. E., Dai, Y., Joseph, E., Wang, J. X. L., & Kumar, P. (2005). Surface Boundary Conditions for Mesoscale Regional Climate Models. *Earth Interactions*, 9(18), 1–28. <https://doi.org/10.1175/EI151.1>
- Miguel, L., & Caballero, K. (2010). La economía del Cambio Climático en México : algunas reflexiones 2 . Consideraciones generales sobre el análisis económico del.
- Mihailović, D. T., Drešković, N., Arsenić, I., Ćirić, V., Djurdjević, V., Mimić, G., ... Balaž, I. (2016). Impact of climate change on soil thermal and moisture regimes in Serbia: An analysis with data from regional climate simulations under SRES-A1B. *Science of The Total Environment*, 571, 398–409. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.06.142>
- Morán-Ramírez, J., Ramos-Leal, J. A., López-Álvarez, B., Lozada, S. C., & León, G. S. (2013). Comportamiento hidrogeoquímico de flujos subterráneos en acuíferos cársticos fracturados, aplicando modelación inversa: Caso Huasteca Potosina.
- NASA (2012). *The Carbon Cycle*. <https://earthobservatory.nasa.gov/Features/CarbonCycle>. Consultado el 05/11/2017
- NASA (2012). *Earth's Water Cycle*. <https://pmm.nasa.gov/education/videos/earths-water-cycle>. Consultado el 05/11/2017
- OMM (2011). *Guía de prácticas climatológicas. Organización Meteorológica Mundial* (Vol. 100). <https://doi.org/OMM-Nº168>
- OMM (2008). Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos OMM N°8_actualizado 2010, 773.
- ONU (1992). Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, 62301.
- Pastor, J. A. G. (2004). *CLIMATOL: software libre para la depuración y homogeneización de datos climatológicos*
- Martínez, J., & Fernández, A. (2004). *México y la participación de países en*

desarrollo en el régimen climático. Cambio climático: una visión desde México.

Mitchell, S., Dzerdzecvskii, H., Flohn, H., Hofmeyr, N. L., Lamb, H.H., Rao, K. N., & Wallen, C. C. (1966). *Climate Change*. Technical note nr.79, WMO nr.195

PCI Geomatics Enterprises (2015). *TrainingGuide-OrthoEngine*. Version 0.1

Pineda Martínez, L. F. (2005). *Descripción del Clima y Modelación Numérica de Fenómenos Meteorológicos en San Luis Potosí, México*. Tesis de maestría. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

R Development Core Team (2013): R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>

Ramstein, Gilles, Fluteau, Frédéric, Besse, Jean and Joussaume, Sylvie, Effect of orogeny, plate motion and land–sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years, *Nature*, 386, pp 788-795, Nature Publishing Group, <http://dx.doi.org/10.1038/386788a0>

Reek T, Doty SR, Owen TW (1992). A deterministic approach to the validation of historical daily temperature and precipitation from the cooperative network. *Bulletin of the American Meteorological Society* 73: 753–762.

Rocha, M. (2013). *Yacimientos de celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí*. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

SDES (2014). Perfil del Estado de San Luis Potosí, 1–27. Retrieved from <http://www.sdeslp.gob.mx/estudios/perfiles/Estado de SLP.pdf>

SGM (1997). Carta geológico-minera. Ciudad Valles F14-8. San Luis Potosí, Querétaro, Veracruz, Hidalgo y Guanajuato. Escala 1:250,000.

SGM (1999). Carta geológico-minera. Ciudad Mante F14-5. San Luis Potosí, Tamaulipas y Veracruz. Escala 1:250,000.

Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., & Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90(4), 434–440. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.02.003>

Söllheim, A. L. D. L. (2011). Cualificación y homogenización de las series climáticas mensuales de precipitación de Canarias; Memoria Metodológica, 105. Retrieved from http://climaimpacto.eu/wp-content/uploads/2012/07/CI3B_Cuantificacion-y-homogenizacion-series-climaticas-mensuales-ppt-canarias.metodologia.pdf

Stainforth, D. A.; Aina, T.; Christensen, C.; y otros (2005), «Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases», *Nature* (en inglés) 433 (7024): 403-406, ISSN 0028-0836, doi:10.1038/nature03301

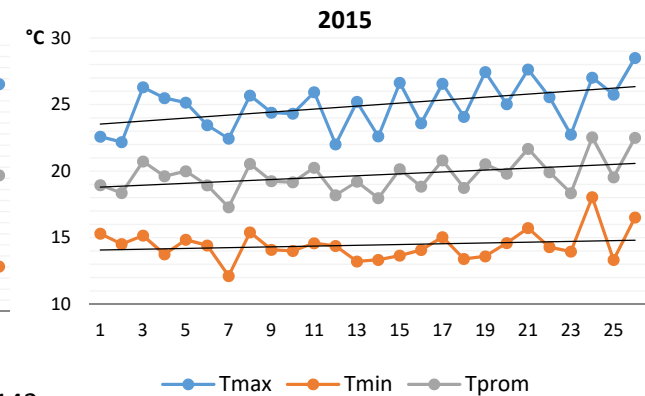
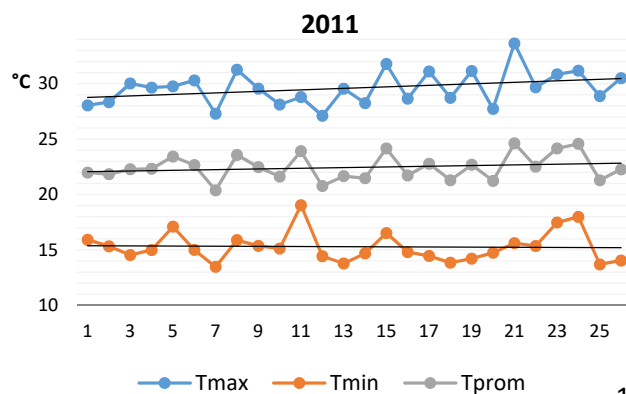
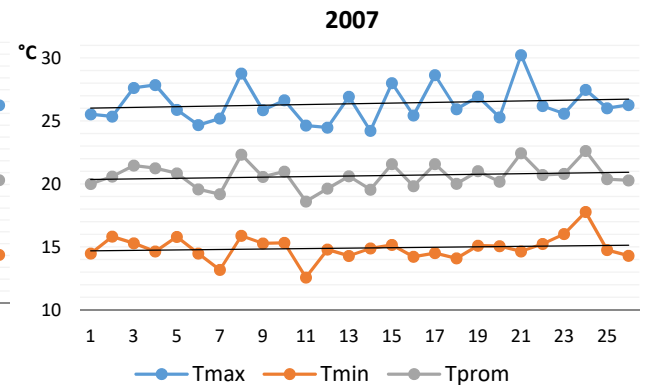
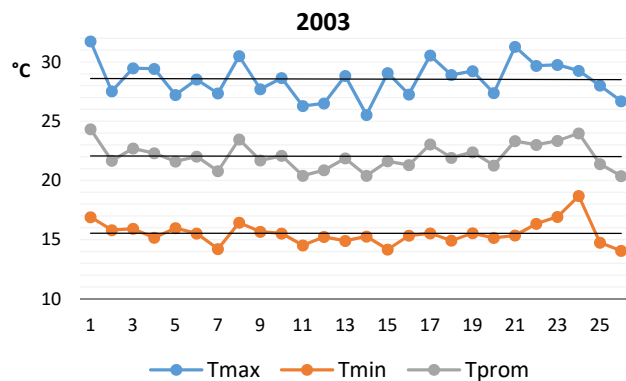
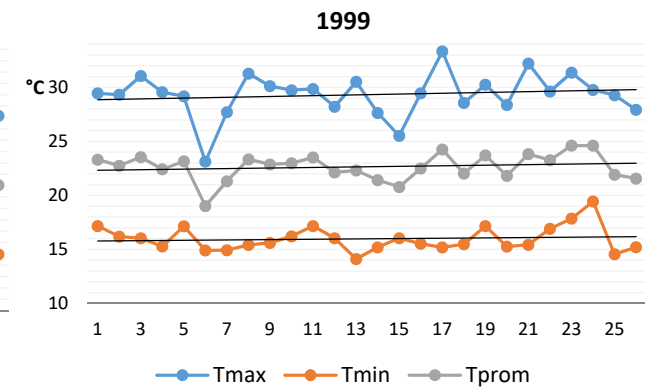
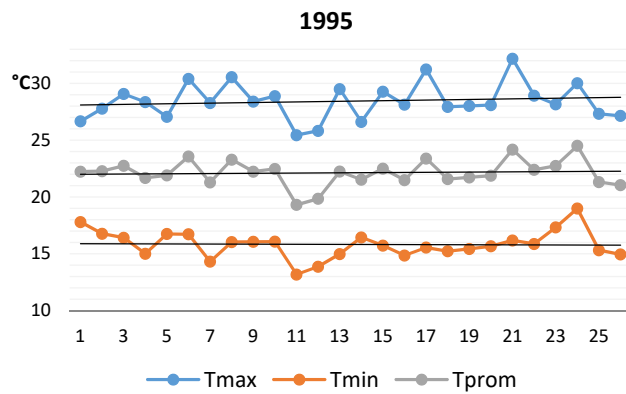
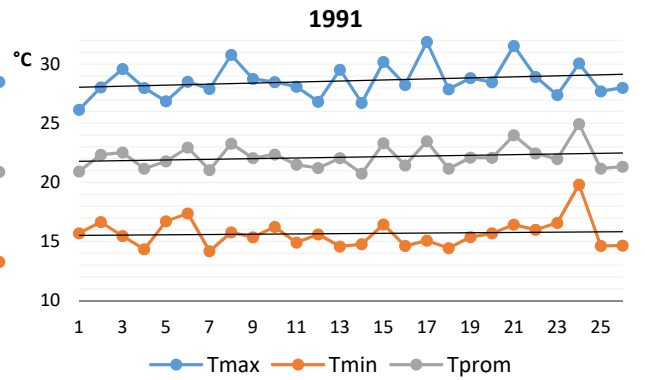
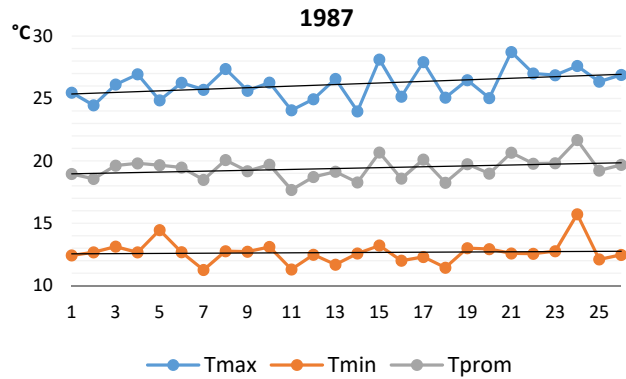
Svensmark, Henrik (2007), «Cosmoclimatology: a new theory

- emerges», *Astronomy & Geophysics* (en inglés) 48 (1): 1.18-1.24, ISSN 1366-8781, doi:10.1111/j.1468-4004.2007.48118.x
- Szabó, S., Gácsi, Z., & Balázs, B. (2016). Specific features of NDVI, NDWI and MNDWI as reflected in land cover categories. *Landscape & Environment*, 10(3–4), 194–202. <https://doi.org/10.21120/LE/10/3-4/13>
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, J. I., García-Vera, M. A., & Stepanek, P. (2010). A complete daily precipitation database for northeast Spain: Reconstruction, quality control, and homogeneity. *International Journal of Climatology*, 30(8), 1146–1163. <https://doi.org/10.1002/joc.1850>
- Viney NR, Bates BC. 2004. It never rains on Sunday: the prevalence and implications of untagged multi-day rainfall accumulations in the Australian high quality data set. *International Journal of Climatology* 24: 1171–1192.
- Waters, R., Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R., & Bastiaanssen, W. (2002). Manual for Surface Energy Balance Algorithms for Land, 1–98.
- Weng, Q., Lu, D., & Schubring, J. (2004). Estimation of land surface temperature-vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote Sensing of Environment*, 89(4), 467–483. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.11.005>
- Xu, H. (2006). Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 27(14), 3025–3033. <https://doi.org/10.1080/01431160600589179>
- Xu, M., Liang, X. Z., Samel, A., & Gao, W. (2014). MODIS consistent vegetation parameter specifications and their impacts on regional climate simulations. *Journal of Climate*, 27(22), 8578–8596. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00082.1>
- Zeng, X., Dickinson, R. E., Walker, A., Shaikh, M., DeFries, R. S., & Qi, J. (2000). Derivation and Evaluation of Global 1-km Fractional Vegetation Cover Data for Land Modeling. *Journal of Applied Meteorology*, 39(6), 826–839. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<0826:DAEOGK>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<0826:DAEOGK>2.0.CO;2)

ANEXOS

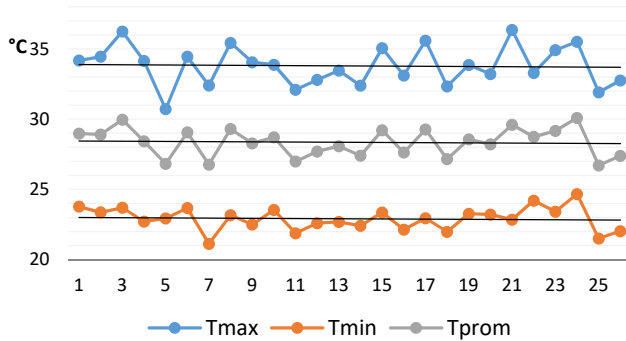
ANEXO A

TENDENCIA DE LA TEMPERATURA EN LA ZONA PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA SECA

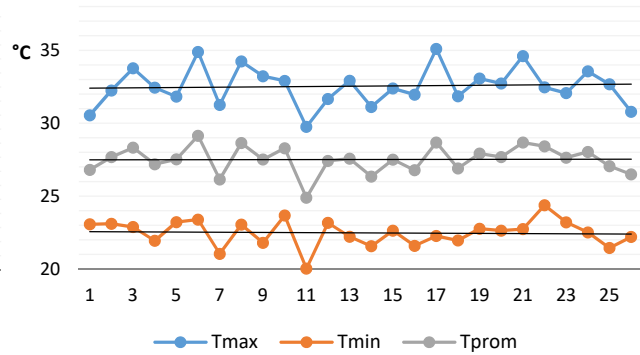


TENDENCIA DE LA TEMPERATURA EN LA ZONA PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA HÚMEDA

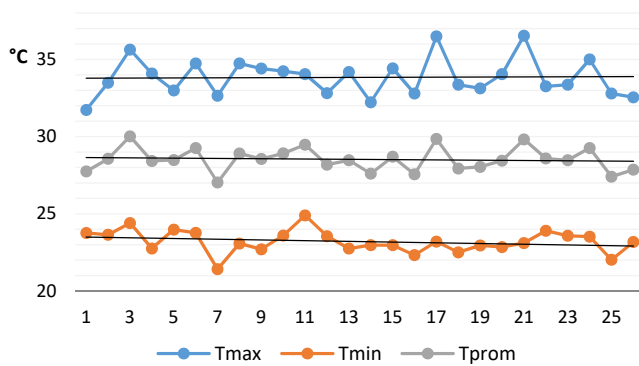
1987



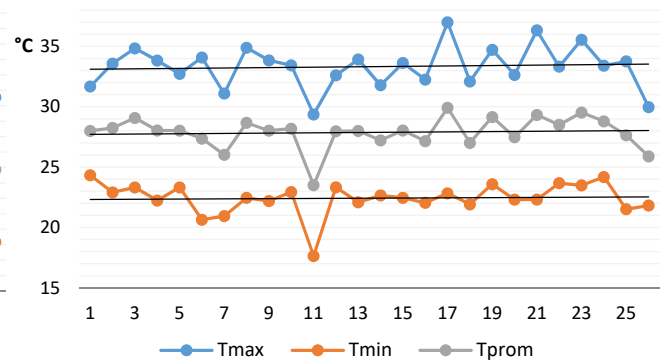
1991



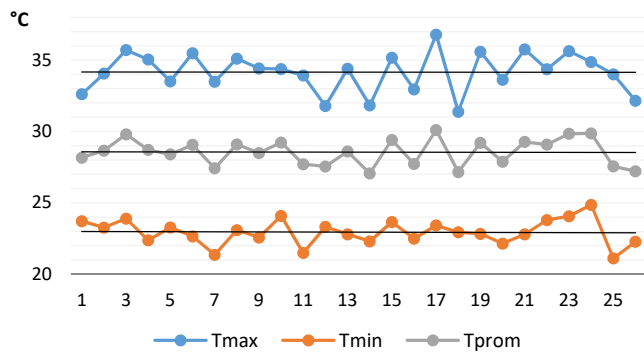
1995



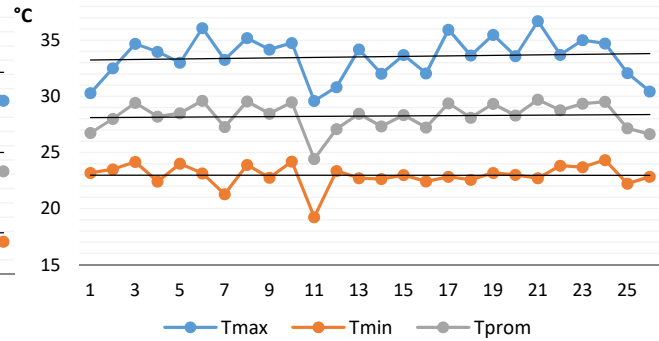
1999



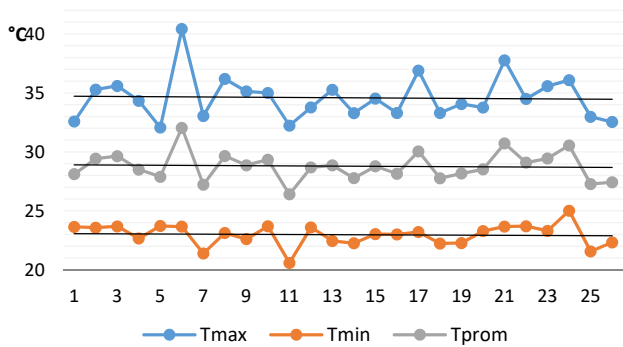
2003



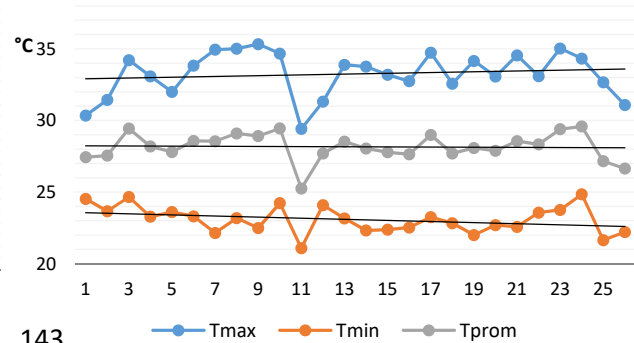
2007



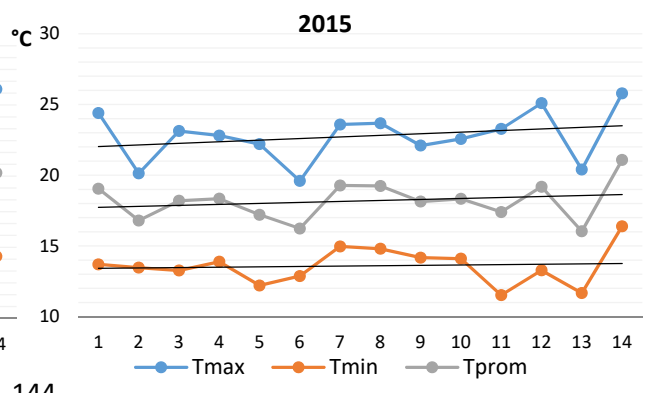
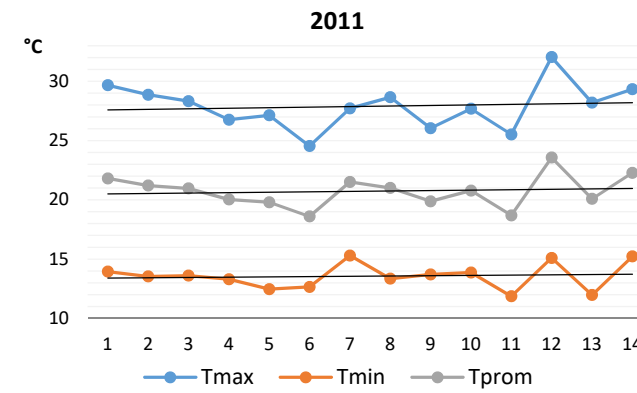
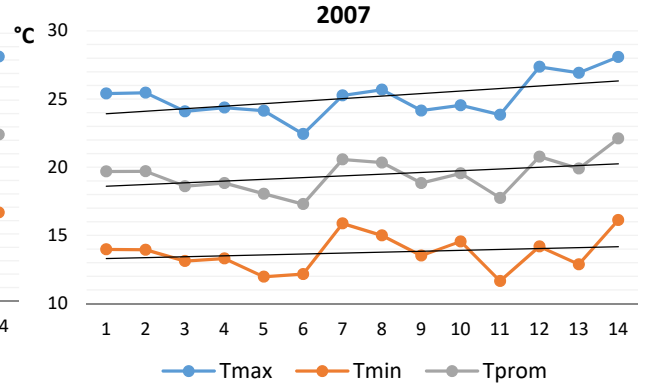
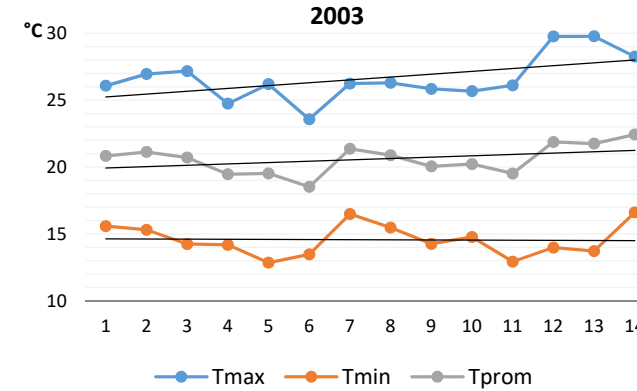
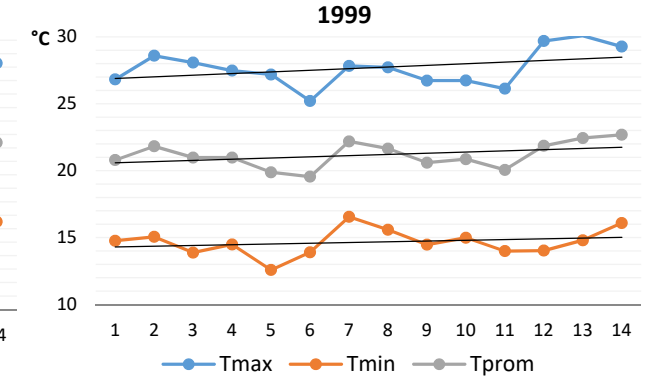
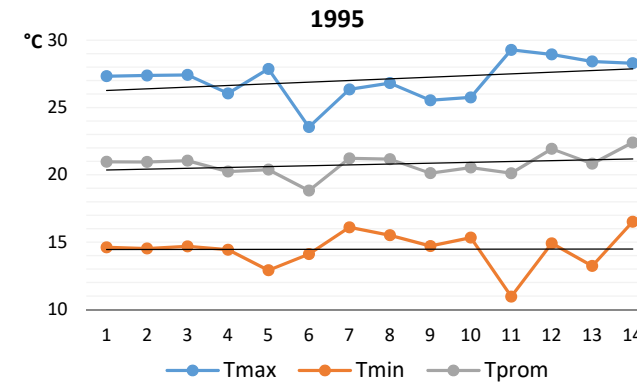
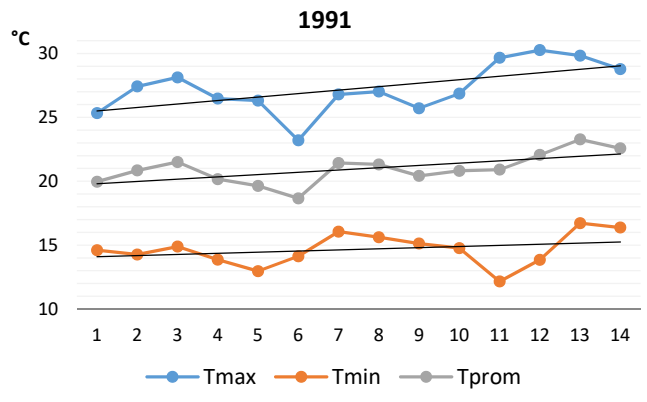
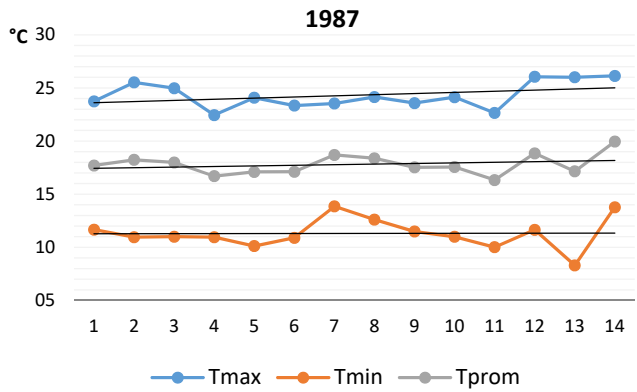
2011



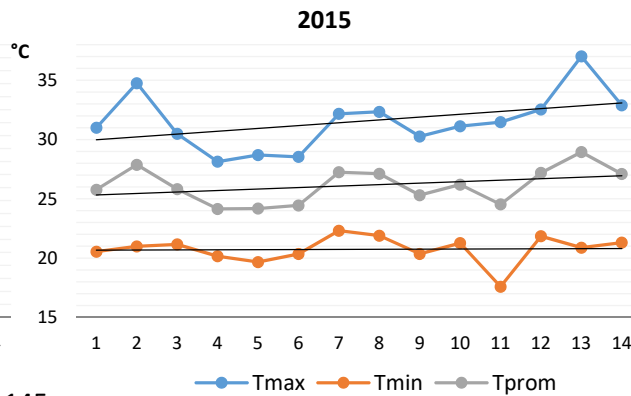
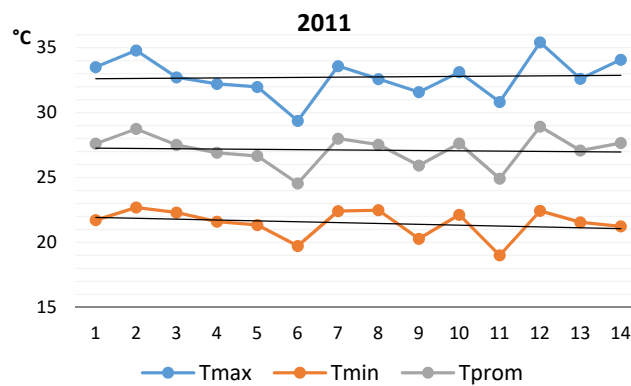
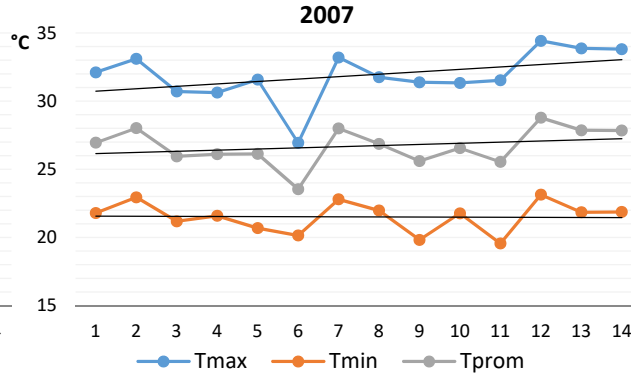
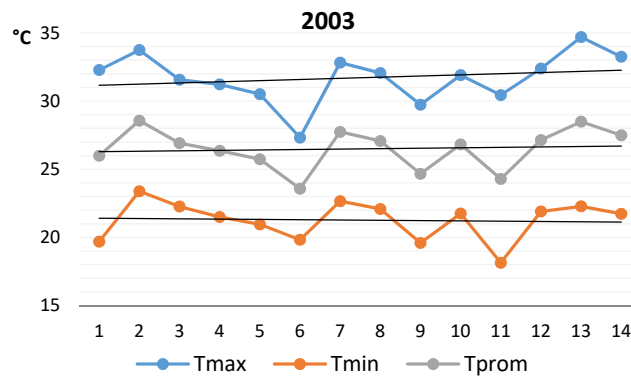
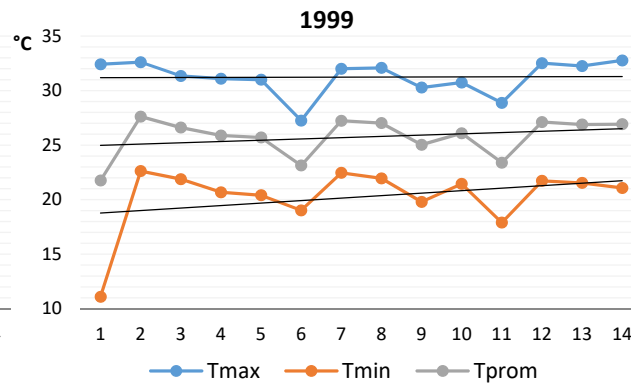
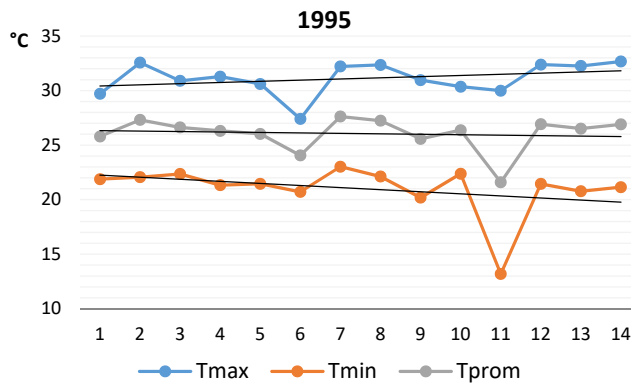
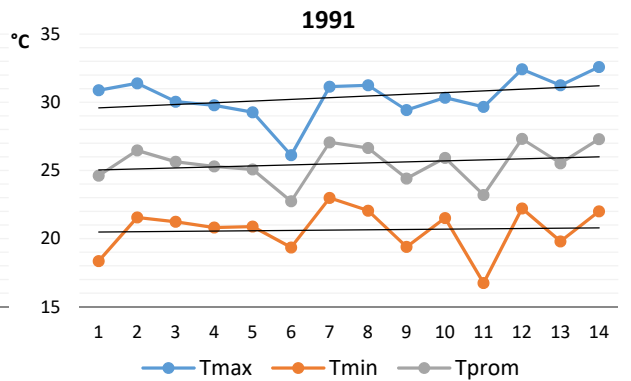
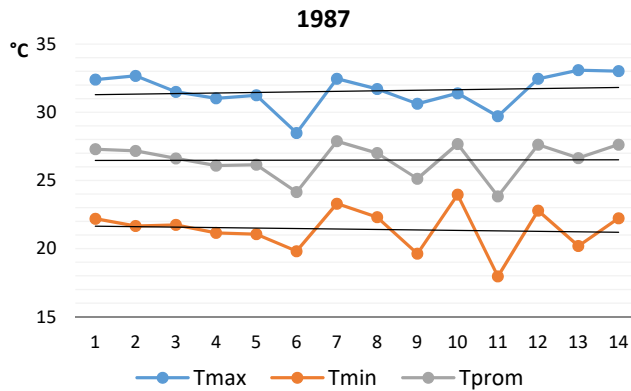
2015



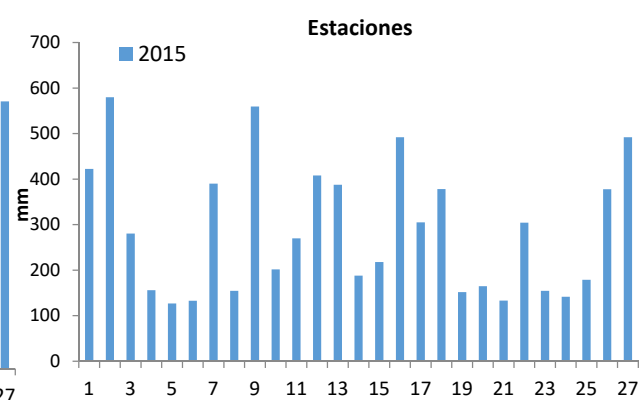
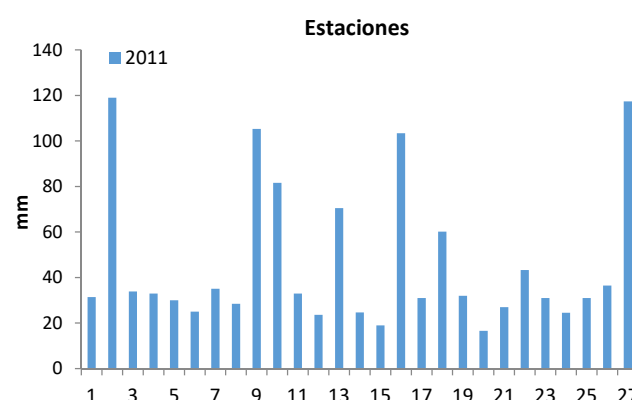
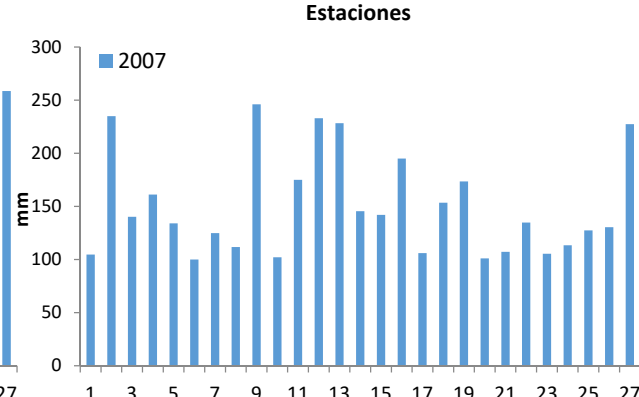
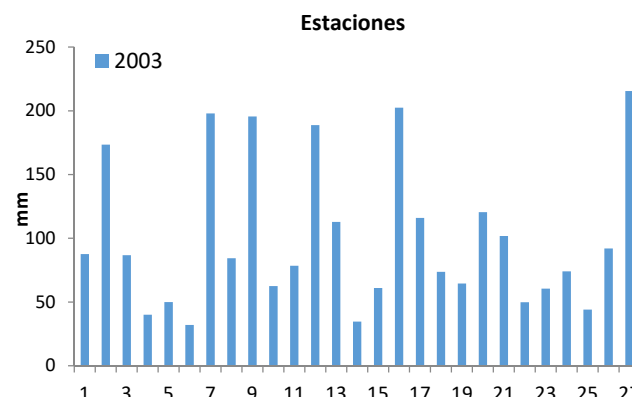
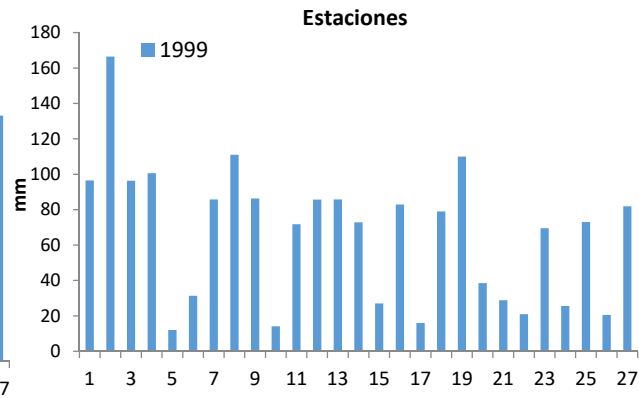
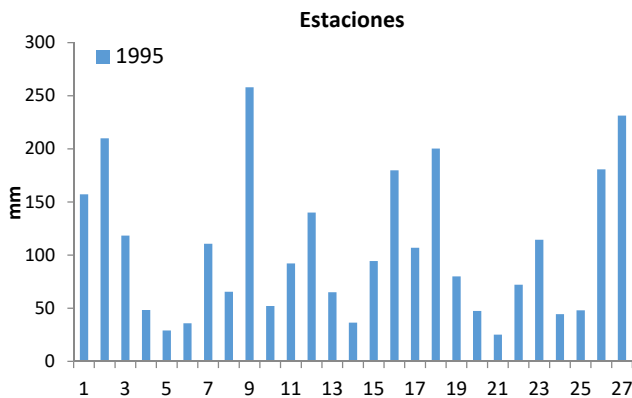
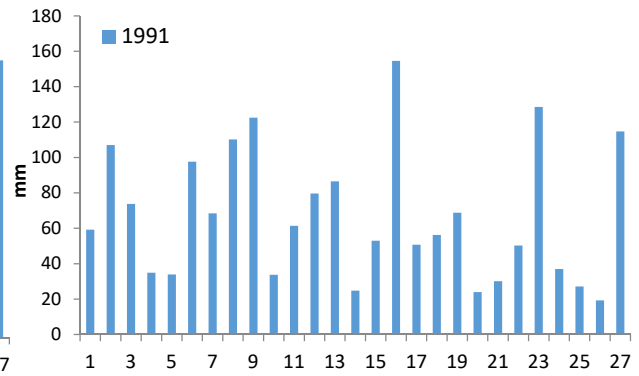
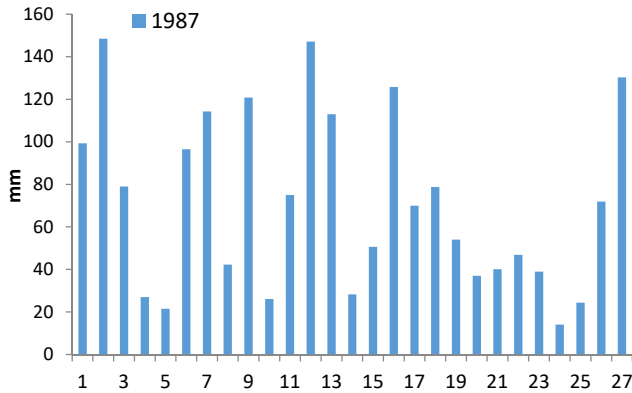
TENDENCIA DE LA TEMPERATURA EN LA ZONA MONTAÑOSA DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA SECA



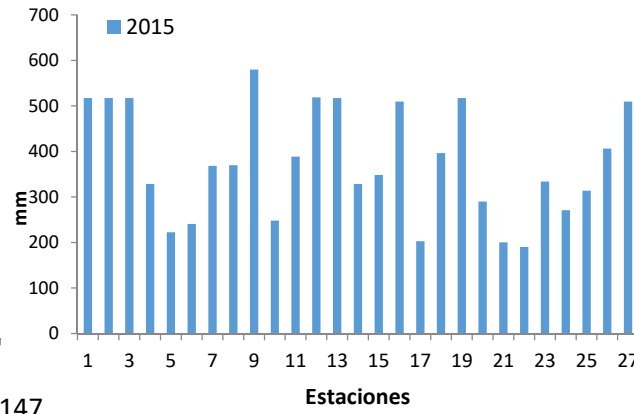
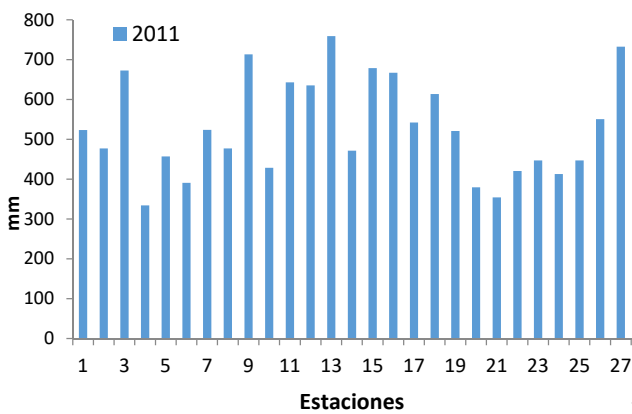
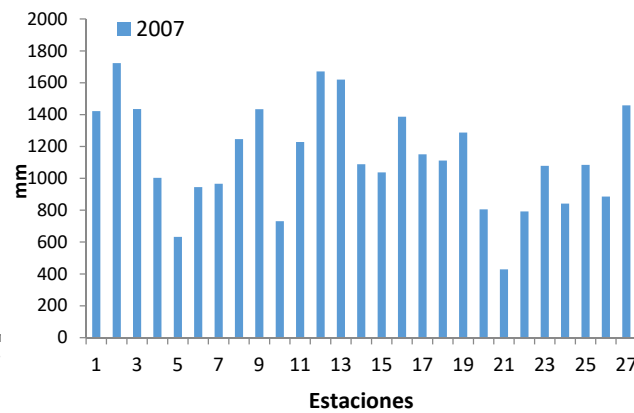
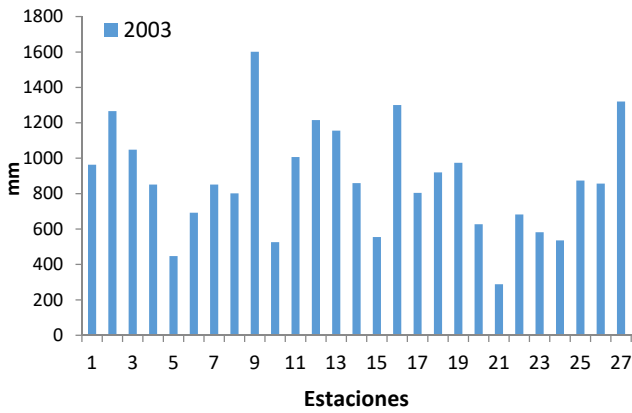
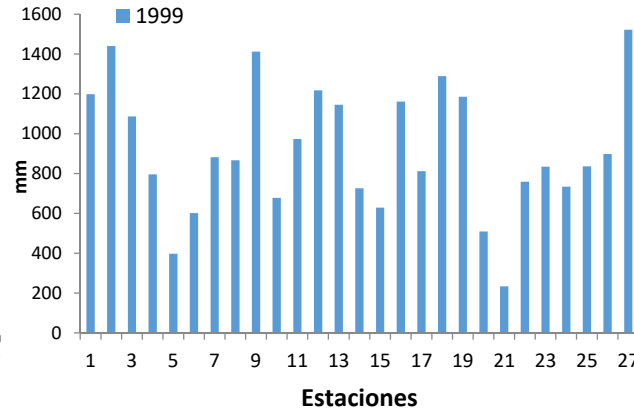
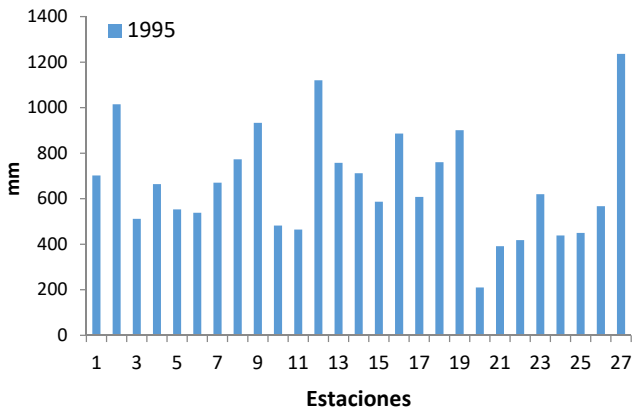
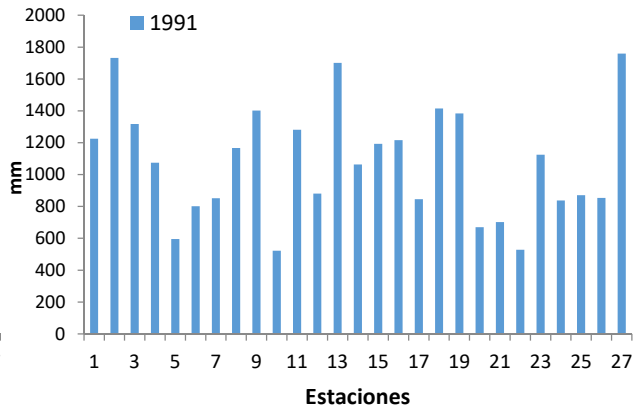
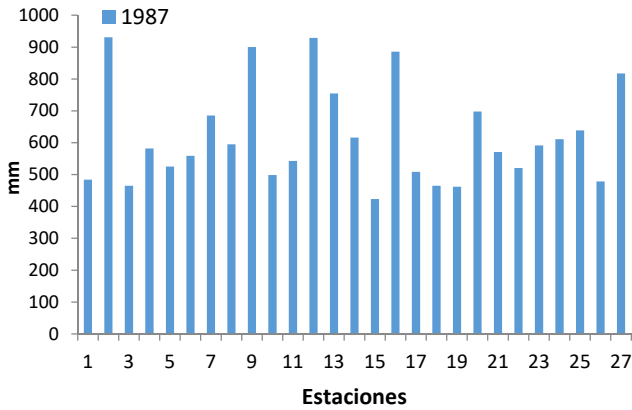
TENDENCIA DE LA TEMPERATURA EN LA ZONA MONTAÑOSA DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA HÚMEDA



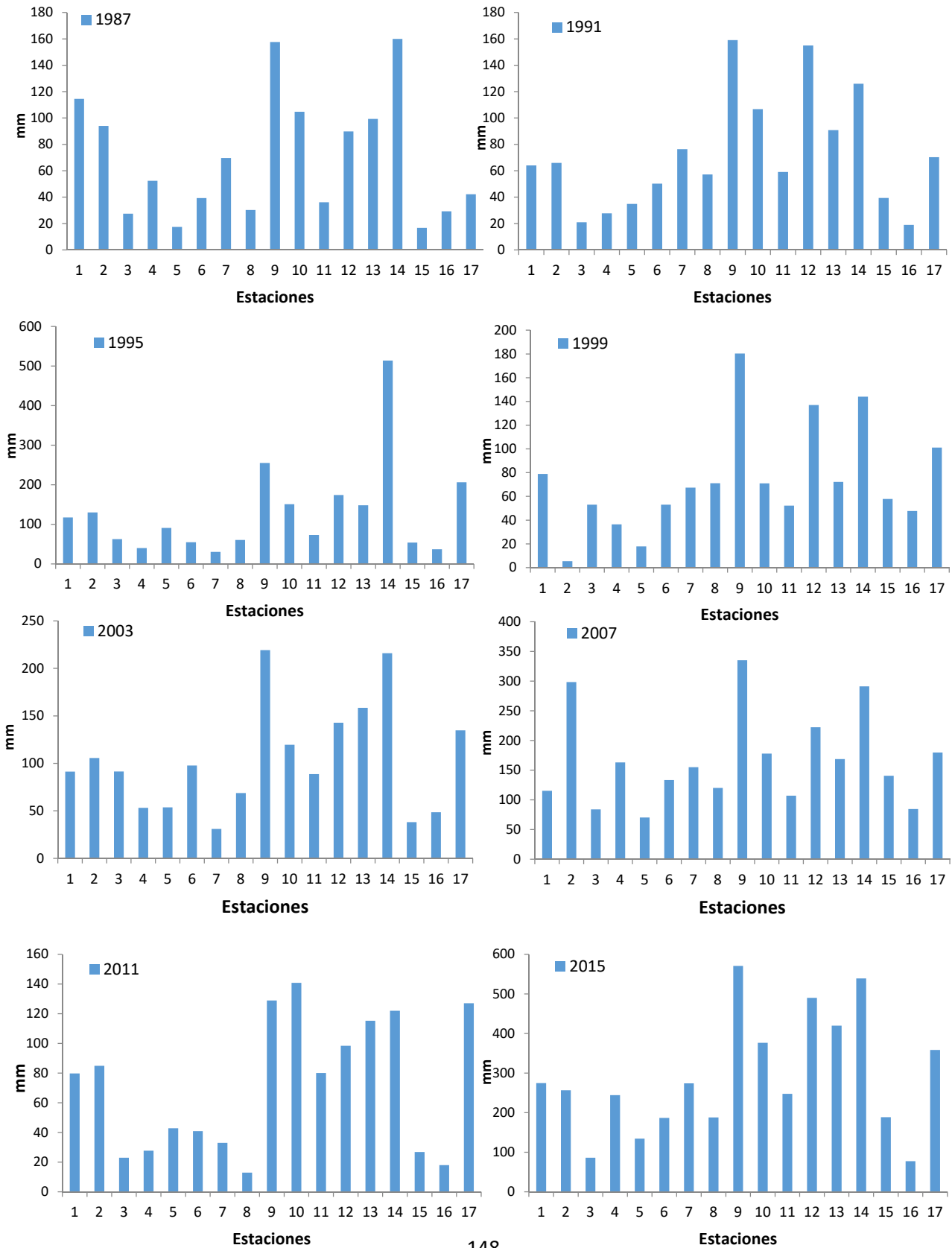
PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA ZONA PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA SECA



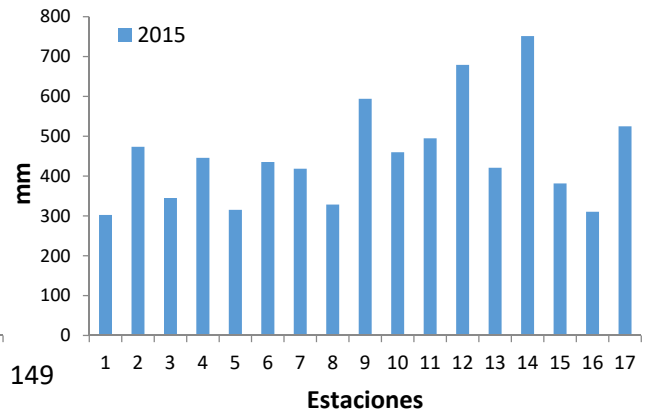
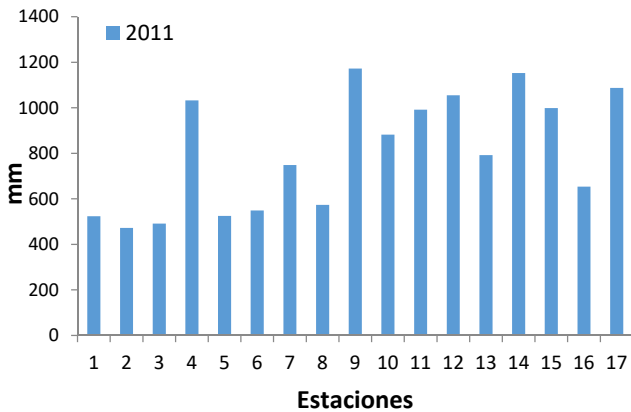
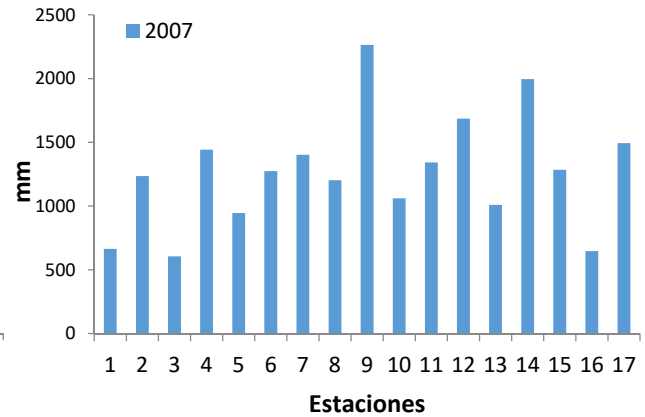
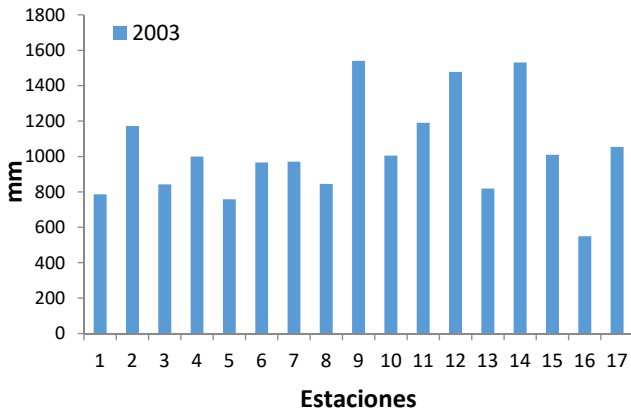
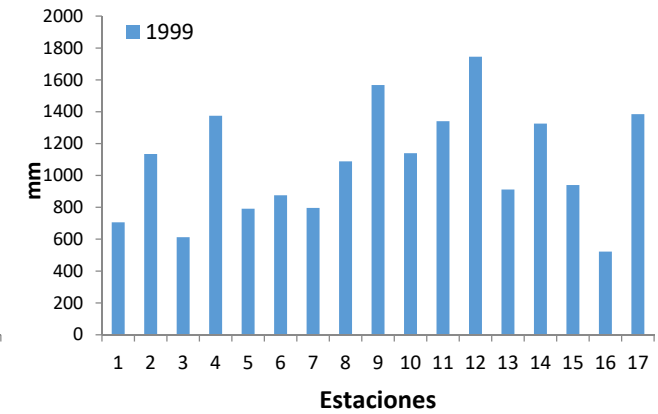
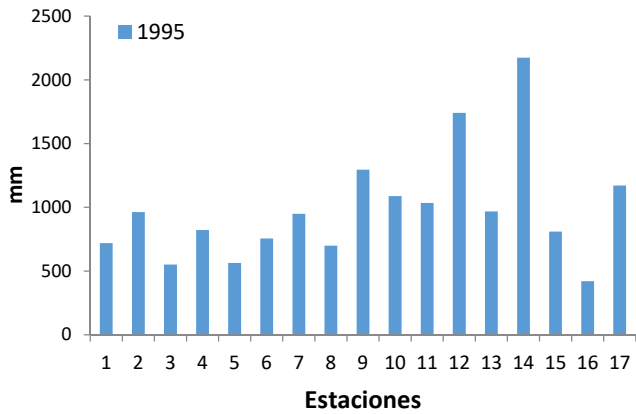
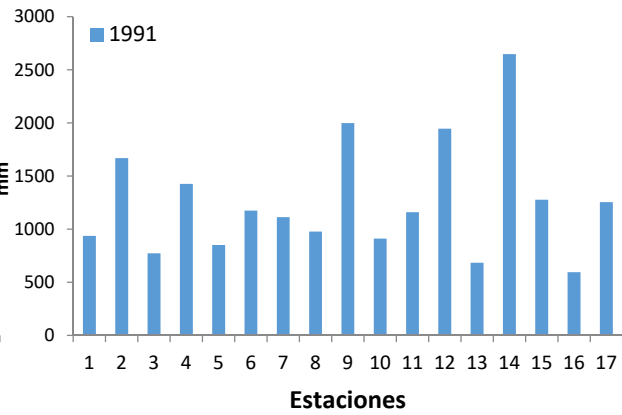
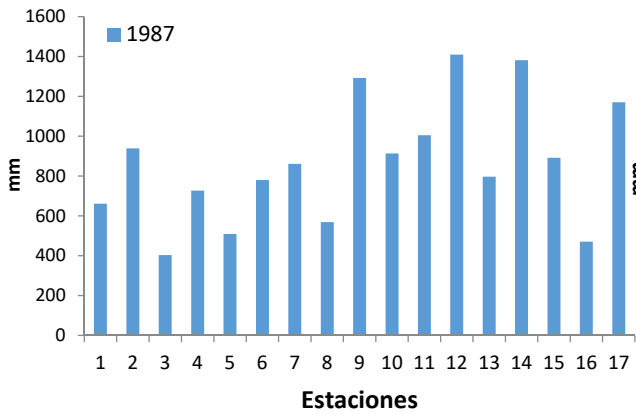
PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA ZONA PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA HÚMEDA



PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA ZONA MONTAÑOSA DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA SECA



PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA ZONA MONTAÑOSA DE LA HUASTECA POTOSINA PARA LA TEMPORADA HÚMEDA



ANEXO B

FICHEROS RESUMEN DE LA HOMOGENEIZACIÓN CON CLIMATOL

HOMOGENEIZACIÓN DE LAS SERIES DE TEMPO DE LAS ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS PARA LA ZONA
PLANICIE DE LA HUASTECA POTOSINA

