



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

CÁLCULO DEL ÍNDICE DE NUBOSIDAD A PARTIR DE IMÁGENES

AVHRR

TESIS

PARA OBTENER EL GRADO DE

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

RICARDO MORALES TROSINO

ASESOR: DR. ROBERTO BONIFAZ ALFONZO



MÉXICO D.F.

2012

La Bondad de la Vida

Una humilde verdad como descanso,
un silencio apacible, un libro amado:
todo sabido y todo recordado,
un diario despertar aldeano y manso

No la congoja inútil, si no alcanzo
el placer en racimo madurado;
para mi boca, el beso enamorado,
y a mi faz el espejo del remanso.

Así la vida, la bondad suprema,
como el aroma azul de la alhucema
en la alcoba frugal, de sombra inerte.

Cerrar los ojos con la tarde amiga,
y acostumbrarlos para que se diga
que ya cerrados los halló la muerte.

Xavier Villaurrutia

Para ustedes que se fueron en el medio pero que me demostraron como bailar

El Son del Corazón.

Raúl Luna Cruz

Jorge Caire Lomelí

Sara Rivas Sánchez

Agradecimientos

El primer agradecimiento es para mi madre y todo ese amor que me has brindado desde el día que viste mi rostro por primera vez, tu constante lucha por causas perdidas genera la bondad que existe en tu gran corazón.

La guía y el buen consejo se lo debo a mi padre, la poca o mucha racionalidad que hoy tengo la he aprendido de ti, este es el fruto que cosechaste espero hacerte sentir orgulloso.

A mi hermana por ser mi acompañante durante veinte años, mis recuerdos de infancia están plagados con tu presencia, serás mi guía durante los años por venir.

Agradezco a mi familia por el gran apoyo que me han otorgado en las diferentes etapas de mi vida, a mis tíos y tías por enseñarme a disfrutar de la buena vida: Jesús, Jovita, Guillermo, Sara, Marcos, María (Iris), Saraelia, Vero, Diana, Sonia y Lucero. A mis primos por los juegos y sonrisas: Oliver, Guillermo, Ana, Itzel, Kevin y Vic. A mi abuela y ahijada Jovita y Camila.

Un agradecimiento especial al Doctor Roberto Bonifaz Alfonzo por guiarme y enseñarme lo concerniente a los sensores remotos, estadística, sistemas de información geográfica y demás cosas que no terminaría de citar. A los doctores Mauro Valdéz, Amando Leyva, David Riveros por compartir su conocimiento conmigo y ayudarme con su crítica o consejo a mejorar este documento.

Y para finalizar a mis amigos por ofrecer su mano en los buenos y malos momentos: Claudia Rodríguez, Diana Cerón, Luis Amilcar Matus, Manuel Bernardino, Alejandro Freymann, Ángel Vargas, Víctor Reyes, Heriberto Lázaro, Arturo Moyado, Jimena Ortega, Edgar Islas, Rodrigo Guevara, Rebeca Lei, Nayelli Camarillo, Bertha Hernández, Ángel Silva, Patricio López, Gabriela Luque, Arturo Carbajal, Sergio Macías, Gayne Ortega, Ilse Gabriela, Rodrigo Santín, Carolina Rodríguez, Alberto García, Manuel Leija, Omar Sotres, Atenas Silva, Gerardo Arriaga, Martha Peralta, Enrique Puig, Ricardo Llamas, Marina Rodríguez, Catalina Ruiz, Gustavo Rangel, Eduardo Robledo, Apolinar Fierros, Alejandro Maldonado, Edgar Villeda, Mariana Velasco, Maggie, Liliana Castro, Alfredo García, Penny, Valeria Rojas, Juan Arias, Miriam Jimenez, Sue Helen, Ernesto Suarez, Carlos Garcia, Héctor Farías.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES	5
CAPITULO 2. MATERIALES Y MÉTODO.....	10
2.1 MARCO TEÓRICO.....	10
2.1.1 <i>Radiación Solar y Espectro Electromagnético</i>	10
2.1.2 <i>El albedo y las nubes</i>	14
2.2 EL MÉTODO HELIOSAT.....	16
2.3 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	19
2.4 INTRODUCCIÓN A LAS IMÁGENES AVHRR NIVEL 1B.....	22
2.5.4 <i>Formato del Archivo</i>	26
2.5 PROCESAMIENTO.....	29
2.5.1 <i>Obtención de las imágenes AVHRR</i>	30
2.5.2 <i>Corrección Radiométrica y Calibración del Sensor</i>	35
2.5.3 <i>Corrección Geométrica y Georreferenciación</i>	38
2.5.4 <i>Series de Tiempo en imágenes AVHRR</i>	44
2.6 APLICACIÓN DEL ÍNDICE DE NUBOSIDAD.....	46
CAPÍTULO 3. ANÁLISIS DE RESULTADOS	50
3.1 ANÁLISIS MENSUAL	50
3.2 ANÁLISIS POR ESTACIÓN DEL AÑO	79
3.3 ANÁLISIS ANUAL.....	89
CAPITULO 4. CONCLUSIONES Y RECAPITULACIÓN.....	93
BIBLIOGRAFÍA	97
ANEXO	102

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 REFLEXIÓN ESPECULAR Y DIFUSA.....	10
FIGURA 2 ONDA ELECTROMAGNÉTICA.....	11
FIGURA 3 DIAGRAMA DEL ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO.....	13
FIGURA 4 COMPORTAMIENTO ESPECTRAL DE DIVERSAS SUPERFICIES. (MCGUFFIE, 1993)	16
FIGURA 5 ESQUEMA SINÓPTICO DEL MÉTODO HELIOSAT. (DIABATÉ ET AL., 1989)	18
FIGURA 6 CLASIFICACIÓN DE REGIONES NATURALES DE MÉXICO 2 (CERVANTES, 1992).....	20
FIGURA 7 SIMBOLOGÍA REGIONES NATURALES DE MÉXICO 2(CERVANTES, 1992).....	21
FIGURA 8 ESPECTRO SOLAR CON LA POSICIÓN RELATIVA DE LAS BANDAS DEL SENSOR AVHRR.....	23
FIGURA 9 DIRECCIONES DE BARRIDO DEL AVHRR. CADA GRÁFICO POLAR REPRESENTA EL CAMPO DE VISIÓN DEL ÁNGULO CENITAL DEL 0° A 90°. (A) SON LOS BARRIDOS DEL SENSOR POR 10 DÍAS CONSECUTIVOS. (B) SON LOS BARRIDOS DEL SENSOR POR 40 DÍAS (BENISTON Y VERSTRAETE, 2001).	25
FIGURA 10 SELECCIÓN DE IMÁGENES AVHRR.....	30
FIGURA 11 SELECCIÓN DE CARACTERÍSTICAS ESPACIALES Y TEMPORALES.....	31
FIGURA 12 SELECCIÓN DE CARACTERÍSTICAS DEL SATÉLITE.....	32
FIGURA 13 SELECCIÓN DE IMÁGENES.....	33
FIGURA 14 VISUALIZACIÓN DEL BARRIDO DEL SENSOR E IMAGEN.....	34
FIGURA 15 IMAGEN SIN PROYECCIÓN Y SIN CORRECCIÓN GEOMÉTRICA.....	39
FIGURA 16 DIAGRAMA DEL PROCESAMIENTO PARA EL POSICIONAMIENTO POR PIXEL.....	40
FIGURA 17 ARREGLO DE PÍXELES A TRAVÉS DEL VECINO MÁS CERCANO.....	41
FIGURA 18 IMAGEN CORREGIDA GEOMÉTRICAMENTE Y CON PROYECCIÓN CARTOGRÁFICA CÓNICA CONFORME DE LAMBERT.....	42
FIGURA 19 DIAGRAMA DE PROCESAMIENTO DE IMÁGENES AVHRR NIVEL 1B.....	43
FIGURA 20 SERIES DE TIEMPO	45
FIGURA 21 COMPUESTO MENSUAL DE SERIES DE TIEMPO CON EL VALOR MÍNIMO POR PIXEL.....	47
FIGURA 22 COMPUESTO MENSUAL DE SERIES DE TIEMPO CON EL VALOR MÁXIMO POR PIXEL.....	48
FIGURA 23 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE ENERO.....	56
FIGURA 24 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE FEBRERO.....	58
FIGURA 25 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE MARZO	60
FIGURA 26 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE ABRIL.....	62
FIGURA 27 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE MAYO	64

FIGURA 28 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE JUNIO.....	66
FIGURA 29 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE JULIO.....	68
FIGURA 30 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE AGOSTO.....	70
FIGURA 31 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE SEPTIEMBRE.....	72
FIGURA 32 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE OCTUBRE.....	74
FIGURA 33 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE NOVIEMBRE.....	76
FIGURA 34 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DEL MES DE DICIEMBRE.....	78
FIGURA 35 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DE PRIMAVERA.....	81
FIGURA 36 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DE VERANO.....	83
FIGURA 37 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DE OTOÑO.....	85
FIGURA 38 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA DE INVIERNO.....	87
FIGURA 39 PORCENTAJE DE LA NUBOSIDAD MEDIA ANUAL.....	91
FIGURA 40 MAPA DE TEMPERATURA MEDIA EN °C DEL MES DE ENERO (VIDAL, 1989).....	104
FIGURA 41 MAPA DE TEMPERATURA MEDIA EN °C DEL MES DE MAYO (VIDAL, 1989).....	107

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1 CARACTERÍSTICAS DE LOS ARCHIVOS NOAA NIVEL 1B	28
TABLA 2 LONGITUD DE ONDA DE LOS CANALES DEL SENSOR AVHRR (NCDCc, 2001)	36
TABLA 3 CLASIFICACIÓN DE LA MEDIA	53
TABLA 4 ESTADÍSTICAS BÁSICAS CALCULADAS	54
TABLA 5 ESTADÍSTICAS BÁSICAS POR TEMPORADA.	79

ÍNDICE DE GRÁFICAS

GRÁFICA 1 VALORES MÁXIMOS DE ALBEDO	51
GRÁFICA 2 VALORES MÍNIMOS DE ALBEDO	51
GRÁFICA 3 HISTOGRAMA MEDIAS ENERO	55
GRÁFICA 4 HISTOGRAMA MEDIAS FEBRERO	57
GRÁFICA 5 HISTOGRAMA MEDIAS MARZO	59
GRÁFICA 6 HISTOGRAMA MEDIAS ABRIL	61
GRÁFICA 7 HISTOGRAMA MEDIAS MAYO	63
GRÁFICA 8 HISTOGRAMA MEDIAS JUNIO	65
GRÁFICA 9 HISTOGRAMA MEDIAS JULIO	67
GRÁFICA 10 HISTOGRAMA MEDIAS AGOSTO	69
GRÁFICA 11 HISTOGRAMA MEDIAS SEPTIEMBRE	71
GRÁFICA 12 HISTOGRAMA MEDIAS OCTUBRE	73
GRÁFICA 13 HISTOGRAMA MEDIAS NOVIEMBRE	75
GRÁFICA 14 HISTOGRAMA MEDIAS DICIEMBRE	77
GRÁFICA 15 HISTOGRAMA MEDIAS PRIMAVERA	80
GRÁFICA 16 HISTOGRAMA MEDIAS VERANO	82
GRÁFICA 17 HISTOGRAMA MEDIAS OTOÑO	84
GRÁFICA 18 HISTOGRAMA MEDIAS INVIERNO	86
GRÁFICA 19 HISTOGRAMA MEDIAS ANUAL	90

Índice de Acrónimos

AVHRR. Advanced Very High Resolution Radiometer (Radiómetro Avanzado de Resolución muy Alta).

CLASS. Comprehensive Large Array-data Stewardship System (Sistema de Administración integral para un gran conjunto de datos)

EUMESAT. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos)

GAC. Global Area Coverage (Área de cobertura Global)

GIS. Geographic Information System (Sistema de Información Geográfica)

HIRS. High Resolution Infrared Radiation Sounder (Sonda de muy alta resolución para la radiación infrarroja)

HRTF. High Resolution Picture Transmission (Transmisión de imagen de alta resolución)

IDL. Interactive Data Language (Lenguaje Interactivo de Datos)

ITT. International Telephone and Telegraph (Telefonía Internacional y Telégrafos)

LAC. Local Area Coverage (Cobertura de Área Local)

MSU. Microwave Sounding Unit (Unidad de Sondeo por Microondas)

NIST. National Institute for Standards and Technology (Instituto Nacional de Estándares y Tecnología)

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration (Administración Nacional de la Atmósfera y el Océano).

POES. Polar Operational Environmental Satellite (Satélite Ambiental Operacional Polar)

SOC. Satellite Operations Control Center (Centro del Control de las Operaciones por Satélite)

SSU. Stratospheric Sounding Unit (Unidad de Sondeo Estratosférica)

TIROS. Television Infrared Observation Satellite (Observación Satelital de Televisión Infrarroja)

UTC. Coordinated Universal Time

Introducción

El Sol es la estrella más cercana a la tierra, su energía radiante es prácticamente la única fuente de energía que influencia los movimientos atmosféricos de nuestro clima (Iqbal, 1984 16 /id). Definimos clima como el estado medio de la atmosfera, con particular énfasis en aquellos factores que afectan la temperatura de la superficie terrestre (Vardavas y Taylor, 2007).

Cualquier objeto cuya temperatura sea superior al cero absoluto, emite radiación electromagnética. Algunos objetos incluso reflejan radiación que ha sido emitida por otros objetos. Al registrar radiación emitida o reflejada, y aplicando los conocimientos sobre el comportamiento de su paso por la atmosfera terrestre y su interacción con los objetos, los sensores remotos analizan y generan información sobre las diferentes estructuras en que se traduce la radiación como vegetación, suelos, rocas, nubes o cuerpos de agua. La interpretación de las imágenes producidas por sensores remotos depende de la comprensión del comportamiento de la radiación electromagnética (Campbell, 2002).

La radiación es a menudo clasificada por su ancho de banda, la radiación de onda corta y onda larga se diferencia por la distancia entre crestas de los campos eléctrico y magnético. La radiación de onda corta incluye toda la radiación solar, la reflexión de la superficie terrestre, y su absorción en la atmosfera y en las nubes. La radiación de onda larga incluye todas las emisiones de la atmosfera, nubes y superficie terrestre (McGuffie, 2005).

El clima de la Tierra es primordialmente determinado por la cantidad de flujo de radiación solar incidente en la parte superior de la atmósfera y su distribución espectral, su distribución en el espectro electromagnético representa cerca del 5% en el ultravioleta, 48% en el visible, y 40% en el infrarrojo. La cantidad de energía proveniente del sol determina la temperatura de la superficie de la Tierra, mientras que el flujo espectral del sol, y especialmente el ultravioleta, afecta la composición atmosférica molecular. (Vardavas y Taylor, 2007).

En particular las nubes representan a una de las características más dinámicas y visibles de la Tierra, son las encargadas de controlar el clima en cuanto a la contribución del albedo planetario y la radiación terrestre emitida. El intercambio de energía y los cambios en los diferentes estados físicos poseen una conexión con la capa nubosa, estos son el enlace en los procesos de intercambio de energía superficial que infieren en el clima. La nubosidad también provee el principal enlace entre los dos intercambios de energía terrestre que influyen el clima, llamados, radiación de onda corta y radiación de onda larga (Garatuza-Payan et al., 2001a).

La manera en que se comporta la radiación en las nubes depende predominantemente de las propiedades físicas de la nube, tales como la fase termodinámica, el espesor óptico y el radio efectivo de una gota de agua. Los satélites meteorológicos proveen información útil sobre las estadísticas globales de las nubes y el cálculo de radiación (Roebeling y Feijt, 2006).

A comienzo de los años 60 dio inicio el uso de imágenes satelitales en ámbitos como la meteorología, los siguientes años se caracterizaron por una mejora en las habilidades para la interpretación de las imágenes de satélite. Hasta entonces, el conocimiento acerca de las nubes había sido documentado en atlas climáticos, las fuentes para la formulación de dichos atlas fueron observaciones terrestres u observaciones de aeronaves. La visión desde altitudes satelitales fue completamente diferente y la interpretación de las nubes observadas por satélites cambió del mismo modo (Kelkar, 2007).

El albedo planetario es simplemente la fracción de luz solar incidente reflejada hacia el espacio por la Tierra u otro objeto planetario. La radiación electromagnética no reflejada es absorbida y transmitida por la atmosfera y por la superficie. Esta provee la energía que contribuye con los movimientos atmosféricos y del océano, y en definitiva haciendo la Tierra habitable (Twomey, 1974). La determinación del albedo es importante para evaluar la insolación total, además de ser uno de los parámetros más relevantes en la aplicación de modelos de balance radioactivo Tierra-Atmosfera (NCDCc, 2001).

La radiación solar que emite el sol es atenuada, antes de llegar a la superficie terrestre, por la atmósfera de la tierra, la cual es clasificada en dos grandes tipos: una atmósfera libre de nubosidad y una atmósfera con nubes. La máxima radiación recibida por la tierra es atenuada bajo un cielo despejado. Por ejemplo, en ausencia de nubes, los altos niveles de radiación pueden causar serios problemas en la piel como en ciertos organismos, pero también puede ser aprovechados en diversos sectores como el agrícola o arquitectónico. Consecuentemente, la condición de nubosidad nula o de una alta concentración es importante desde el punto de vista preventivo o para el aprovechamiento de la misma (Iqbal, 1984).

Una clasificación automática y precisa de la capa nubosa es una tarea de gran importancia en el estudio de la Meteorología y para un mejor conocimiento del tiempo atmosférico. Sistemas de clasificación automatizados pueden ayudar en la predicción del clima. La viabilidad de esto radica en la cantidad de imágenes satelitales generadas diariamente. El extraer información de la nubosidad desde el campo puede ser una tarea poco rentable y difícil. Por lo tanto esquemas clasificación eficientes son necesarios para el procesamiento automático de la nubosidad (R. Kaur y A.Ganju, 2007).

El noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos se han caracterizado por un gran crecimiento poblacional, en consecuencia los principales centros urbanos, así como las comunidades agrícolas, ganaderas e industriales entre otras, han incrementado drásticamente la demanda de recursos naturales, agua, alimento y energía. La mejor comprensión de la nubosidad y la irradiación solar es un requisito indispensable si se quiere tener una mejor planeación de crecimiento y una mayor eficiencia en las distintas actividades socioeconómicas y políticas de la región (Reyes S. y Douglas M., 1994).

Objetivos

General

- Realizar un análisis espacio-temporal sobre el estado de la nubosidad en el Noroeste de la República Mexicana a través de imágenes satelitales, aplicando un Índice de nubosidad basado en albedo para la detección y estudio de la nubosidad en el Noroeste de la República Mexicana.

Particulares

- Determinar la presencia de nubosidad generando un análisis espacio-temporal en el periodo 01/01/2008 a 31/12/2008
- Integrar una metodología para el manejo de índices de nubosidad a través de imágenes satelitales.
- Identificar la relación entre la nubosidad del año 2008 con los sistemas climáticos y la fisiografía de la zona.

Hipótesis

Con la aplicación de un Índice de Nubosidad se podrá realizar un análisis espacio-temporal de la nubosidad en el Noroeste de México, determinando las condiciones de cielo despejado, condiciones de cielo nublado y la relación con los fenómenos naturales que afectan la zona de estudio.

Capítulo 1. Antecedentes

Los sensores remotos se definen como los instrumentos de medición de las propiedades de un objeto sobre la superficie de la tierra haciendo uso de datos adquiridos desde aeronaves o satélites. Es por lo tanto, un intento de medir características de la tierra a distancia, en vez de hacerlo en campo, los sistemas de Sensores Remotos instalados en los satélites, proveen de observaciones de la tierra de una forma repetitiva y constante que es invaluable para el monitoreo de cambios en periodos de tiempo cortos y largos (Schowengerdt, 2007).

El clima se define como la síntesis del tiempo atmosférico considerado en un intervalo de tiempo suficiente para determinar sus propiedades estadísticas esenciales que envuelven a la atmosfera, criósfera, litosfera y biosfera, considerando sus interacciones en distintas temporalidades y en diversas escalas espaciales (Barry, 2001).

Uno de los componentes más importantes dentro de la variabilidad climática en el planeta es la nubosidad. Las nubes forman parte de los fenómenos naturales en la atmósfera. Por consiguiente el mapeo de nubes y su clasificación se convierten en un componente de gran importancia en los modelos físicos que se utilizan para el monitoreo de fenómenos naturales (Kaur y Ganju, 2007).

La importancia de las nubes radica en las interacciones físicas y químicas que se dan entre la Tierra y la Atmósfera, en general las nubes afectan significativamente el importe de energía, reflejando la radiación de onda corta, absorbiendo y emitiendo radiación de onda larga (Hobbs and Deepak, 1981). El estudio y análisis de las nubes es una tarea de importancia para los satélites meteorológicos. Su detección debe ser precisa, automática y es útil para muchas aplicaciones terrestres y atmosféricas (Li et al., 2007).

Las observaciones terrestres son escasas, sobre todo en sitios donde no hay población alguna. Cuando se tienen datos de algún sitio en la superficie terrestre, solo es la muestra de un solo punto y provee poca información de la variabilidad espacial en cuanto a la radiación solar o la nubosidad. La medición de nubosidad utilizando satélites terrestres tiene el potencial de

complementar la información de las distintas observaciones de la superficie, de este modo provee información de la radiación solar en mayores escalas de tiempo y espacio (Garatuza-Payan et al., 2001).

Los datos derivados de satélites muestran variaciones climáticas de la radiación global que incide sobre la tierra. Tal información tiene un valor particular ya que puede ayudar a países donde se tiene un buen monitoreo de radiación solar, esta ofrece la oportunidad de interpolar datos entre estaciones terrestre y sobre estudios a nivel meso escala. Los datos satelitales también proveen valiosa información para el mapeo de radiación solar en grandes áreas o información vital sobre la atmosfera y la nubosidad (Cano et al., 1986).

El conocimiento de la atmósfera resulta imprescindible a fin de planificar la mayor parte de las actividades del ser humano. Las redes de estaciones meteorológicas, los globos de sonda, los satélites de observación de la atmósfera, los radares, así como los modelos numéricos de predicción meteorológica se conjugan para aportar un conocimiento más detallado de la dinámica atmosférica. El interés por el comportamiento de la atmósfera, y en particular del clima, ha aumentado considerablemente en las últimas décadas; las actividades humanas modifican la composición de la atmósfera, lo que puede llevar a un cambio en el clima tal y como lo conocemos hoy, que repercute en todos sus componentes (Sediña y Perez, 2006).

El entendimiento del clima actual terrestre y el cálculo de la sensibilidad climática a las perturbaciones, se puede lograr usando datos de radiación consistentes y bien validados provenientes de imágenes satelitales (Henderson-Sellers, 1984). Imágenes provenientes de satélites con orbitas heliosincrónicas como el AVHRR son de gran interés en el campo de la radiación solar y recursos luminosos. Son continuas en el espacio-tiempo, y proveen una cobertura espacial que no puede ser obtenida por redes terrestres. Por lo tanto es de gran importancia valorar la precisión de metodologías al convertir estas imágenes en fuentes de información de radiación solar (Ineichen y Perez, 1998).

Generadores de imágenes que circundan a la tierra en orbitas polares o geoestacionarias monitorean cambios en el medio ambiente así como las condiciones de la nubosidad. Por ejemplo, el radiómetro avanzado con muy alta resolución o AVHRR por sus siglas en inglés, es

un generador de imágenes de 6 bandas y es administrado por la NOAA, este satélite provee de observaciones periódicas de nubosidad a una escala global (Li et al., 2007).

El AVHRR captura a través de un escaneo una parte del espectro electromagnético (0.58 – 12.5 μm), el sensor posee 6 canales de escaneo radiométrico, el canal 1 se encuentra dentro del espectro visible, el canal 2 va del rojo visible e infrarrojo cercano, el canal 3^a se encuentra dentro del infrarrojo cercano, el 3b dentro del infrarrojo medio mientras que los canales 4 y 5 se enfocan en el infrarrojo térmico, aún cuando el sensor posee 6 canales radiométricos, solo 5 canales transmiten de manera continua a las estaciones de la NOAA (Campbell, 2002).

El sensor AVHRR provee datos para la investigación de nubosidad, límites tierra-agua, extensión de nieve, hielo o las zonas de deshielo, distribución nubosa de día y noche, temperatura superficial del suelo y temperatura superficial del mar, a través de sus bandas captura imágenes multiespectrales que van desde el espectro visible, infrarrojo cercano e infrarrojo térmico (Moreno, 1993).

A través de la banda 1 del sensor AVHRR y el índice de nubosidad se pretende extraer la cobertura nubosa por pixel del Noroeste de México. El índice de nubosidad es definido como la relación entre la diferencia y la suma de dos irradiancias medidas para una banda espectral en el espectro visible (Marshak et al., 2000).

Para este estudio se utilizaron datos del sensor AVHRR nivel 1b con el formato HRTP. Los datos del AVHRR nivel 1b contienen datos espectrales sin procesamiento, así como coeficientes de calibración, ángulos solares cenitales, locación de la Tierra, y otros datos auxiliares. Sin embargo, los datos espectrales contienen errores en los aspectos geométricos y radiométricos los cuales deben ser corregidos con el fin de analizar la información que provee el sensor AVHRR. Para ello, el preprocesamiento es un prerequisite para hacer uso de los datos del sensor AVHRR nivel 1b en cualquier investigación (Lipping y Rundquist, 1994).

Aún cuando el sensor AVHRR fue calibrado previo a su lanzamiento, no existen métodos apropiados para una calibración a bordo para evaluar los cambios después del lanzamiento para una calibración correcta de las bandas del visible y el infrarrojo cercano canales 1 y 2

respectivamente. Aun así, existen algunos métodos que han sido investigados para realizar una calibración después de que se han recibido los datos del satélite (Teillet et al., 1990).

Las imágenes NOAA-AVHRR son corregidas para representarlas en una proyección cartográfica apropiada y en un formato estándar. La distorsión de las imágenes se debe a la rotación de la tierra, al campo de visión del sensor, a la curvatura de la tierra y a la inestabilidad de la plataforma (Vera Mella, 2005).

La irradiancia se define como la energía de una radiación transmitida a una superficie en un determinado tiempo, la superficie sobre la que incide la radiación es la unidad de medición. Los modelos son capaces de hacer uso de observaciones satelitales para generar rangos de irradiancia desde un punto de vista físico a uno empírico. En principio los modelos físicos intentan explicar la irradiancia observada de la tierra al resolver ecuaciones de transferencia radiativa, esto requiere conocimientos sobre la calibración de los satélites y una información precisa en la composición de la atmósfera (Perez et al., 2002). El método Heliosat es un método para medir la irradiancia sobre una región determinada.

El índice de nubosidad es interpretado como el porcentaje de cobertura de una nube por pixel y forma parte del método Heliosat. También provee un indicador de la transmisión de la columna atmosférica que se encuentra por encima del pixel (Diabaté et al., 1987).

El tiempo y los patrones espaciales del clima son importantes en el diagnóstico de un sistema climático global, incluyendo el entendimiento de la circulación atmosférica en general. Observaciones hechas desde el espacio son cruciales para producir estimaciones globales aún cuando algunas grandes áreas del globo se caracterizan por no tener suficiente información colectada en superficie. El Noroeste de México es una de estas regiones (Negri y Adler, 2011).

Debido a que la porción septentrional de nuestro país se encuentra al norte de Trópico de Cáncer y por lo tanto bajo la influencia del cinturón de altas presiones del Hemisferio Norte, el 52% del territorio nacional se encuentra ubicado dentro de lo que se conoce como zonas áridas y semiáridas del planeta. La región del noroeste mexicano donde se ubica el desierto sonorense se encuentra bajo influencias oceánicas, atmosféricas y continentales que determinan su clima

árido; particularmente, de la celda semipermanente de alta presión del pacífico nororiental y de la corriente oceánica fría de California (Salinas y Lluch, 2007).

En estudios hechos con anterioridad han demostrado que la zona se ve afectada por diversos fenómenos climatológicos, uno de los principales es el monzón mexicano, que se define como un aumento en la precipitación de la temporada de verano, dicha precipitación se da en parte de Suroeste de los Estados Unidos y en parte del Noroeste de México (Barlow y Nigam, 1997).

Se han realizado diversos análisis a detalle de la cobertura de nubes a distintas escalas y en particular algunos estudios climatológicos sobre Norteamérica muestran grandes concentraciones de nubes convectivas sobre las sierras de Sonora, Chihuahua, Sinaloa y Durango, las cuales producen una considerable cantidad de precipitación durante los meses de julio y agosto (Reyes y Douglas, 1994).

Además en un estudio hecho sobre observaciones en el Noroeste de México haciendo uso del sensor GOES-7 demostró un evidente ciclo diario en cuanto a la cobertura nubosa sobre superficies de agua durante la temporada de invierno, con picos por la mañana y por la tarde, y en menor cantidad al mediodía. El ciclo es menos evidente sobre superficies terrestres, pero existe evidencia de un patrón similar en la Sierra Madre Occidental y las zonas de irrigación (Garatuza-Payan et al., 2001a).

Capítulo 2. Materiales y Método

2.1 Marco Teórico

2.1.1 Radiación Solar y Espectro Electromagnético

En la Figura 1 se puede observar la manera geométrica en la cual un objeto refleja energía, es importante y debe ser considerada para los estudios de radiación solar. Este factor es primordialmente una función de la aspereza del terreno en cierto objeto. Los reflectores especulares son una de las superficies que manifiestan reflexiones similares a las de un espejo, donde el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia. Los reflectores difusos o lambertianos son superficies ásperas que reflejan uniformemente en todas las direcciones. La mayoría de las superficies terrestres no son ni perfectamente especulares o perfectamente difusas (Lillesand et al., 2008).

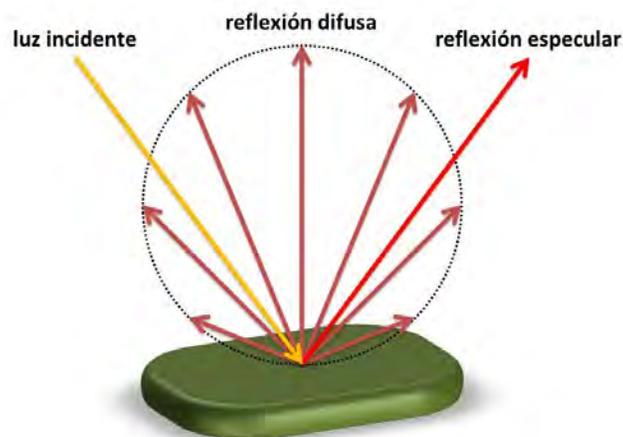


Figura 1 Reflexión especular y difusa

Toda la radiación electromagnética tiene propiedades fundamentales y se comporta de modos predecibles de acuerdo a la teoría básica de las ondas (Figura 2). La radiación electromagnética consiste en un campo eléctrico (E) el cual varía en su magnitud en una dirección perpendicular a la dirección en la cual la radiación viaja, y un campo magnético (M) orientado en ángulos rectos con respecto al campo eléctrico. Los dos campos viajan a la velocidad de la luz (Canada Centre for Remote Sensing, 2001).

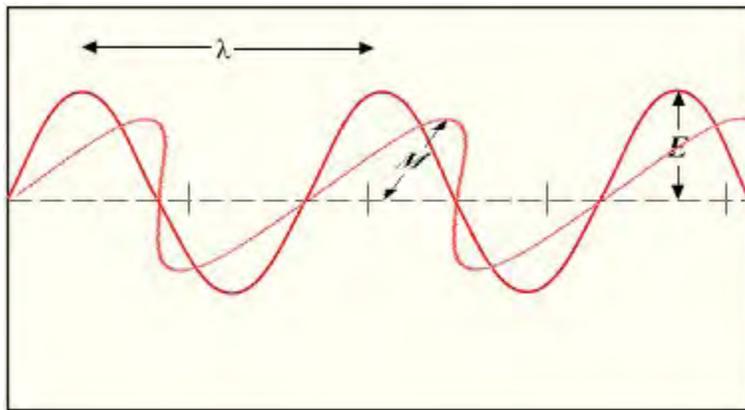


Figura 2 Onda Electromagnética

La energía electromagnética se propaga a través de paquetes de energía, llamados fotones formados por la variación simultánea de dos campos de fuerzas ortogonales entre sí y a la dirección de propagación: eléctrico y magnético (Figura 2). En el marco de este modelo, dos magnitudes físicas definen las características de este flujo energético; la longitud de onda y la frecuencia. La longitud de onda (λ) es la distancia entre dos picos sucesivos de una onda, mientras que la frecuencia designa el número de ciclos pasando por un punto fijo en una unidad de tiempo (Salinero C., 2008).

Para reproducir matemáticamente la emisión espectral de ondas electromagnéticas de un objeto a una cierta temperatura. Máx Plank propuso 'la existencia de los fotones cuya energía contenida es proporcional a la frecuencia con que es emitida la radiación electromagnética.

Esto significa que fotones emitidos a frecuencias altas tienen un mayor contenido energético que fotones emitidos a más bajas. Por ejemplo los rayos X son emitidos a frecuencias suficientemente altas que su contenido energético les permite a travesar la materia con relativa facilidad.

En un principio, la frecuencia de una onda electromagnética se le puede asignar un valor, y todo el rango de posibles frecuencias del espectro electromagnético. Diferentes regiones del espectro convencionalmente llevan diferentes nombres como luz, ondas de radio o radiación ultravioleta, este nombre es usualmente usado debido a la manera en que la radiación es generada o detectada (Rees, 2001).

La luz visible es representa un pequeño intervalo del espectro de frecuencias que puede tener la energía electromagnética. Ondas de Radio, calor, rayos ultravioleta, y rayos X todos tienen una misma naturaleza de emisión electromagnética (Lillesand et al., 2008). La radiación solar cubre varios rangos de la radiación electromagnética, aunque principalmente se presenta en ultravioleta, visible e infrarrojo, la radiación solar es reflejada por objetos físicos que en la mayoría de los casos viaja a través de una línea recta hasta un observador (Mather, 2004).

Es bien conocido que el 30% de la tierra lo conforma la superficie terrestre, y solo el 50% de la superficie terrestre está cubierta con vegetación (prados, bosques, pastos y tierras para la agricultura), la porción restante la componen desiertos (25%-30%), bloques de hielo continentales (11%), tundra (6-9%), lagos, ríos y pantanos (2-3%). Cada una de las distintas superficies tiene diferentes efectos en la reflectancia o albedo y su reacción con respecto a la radiación solar varía dependiendo de las características de cada superficie. Los diferentes valores del albedo dependen de la altitud del sol, tipo de vegetación, la naturaleza y edad de la cobertura nieve-hielo y del ancho de banda de la radiación solar.

La distribución espectral que llega a la superficie de la tierra es en realidad una función de la distribución espectral extraterrestre y sus compuestos atmosféricos. Esta distribución terrestre es importante en un gran número de aplicaciones como sistemas fotovoltaicos para la captación

de energía, sistemas fotosintéticos, la física de la parte superior de la atmósfera, el albedo terrestre, y procesos fotoquímicos (Iqbal, 1984).

El clima terrestre es primordialmente determinado por la cantidad de flujo de radiación solar incidente en la parte superior de la atmósfera y su distribución espectral. La Longitud de onda y radiación del espectro electromagnético está representada en la Figura 3. Los mayores rangos utilizados para el monitoreo de recursos en la tierra y atmósfera se encuentran entre 0.4 y 12 μm (rangos del visible e infrarrojo) y entre 30 a 300 mm (rangos de las microondas). La cantidad de energía proveniente del sol determina la temperatura de la tierra, mientras que el flujo de radiación solar, y en especial el flujo ultravioleta, afecta la composición molecular atmosférica (Vardavas y Taylor, 2007).

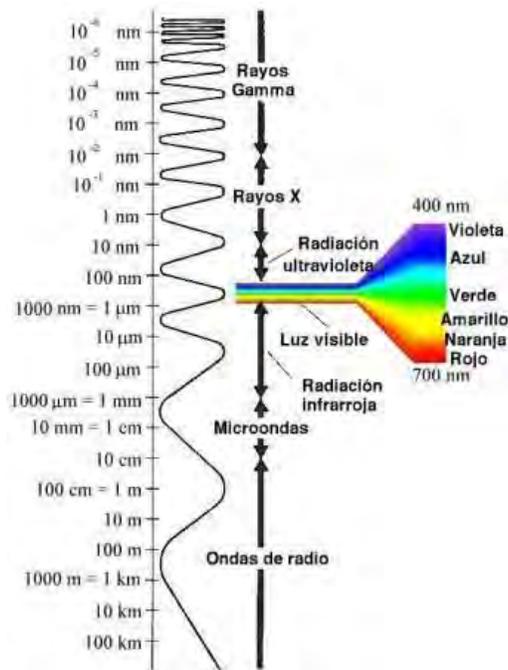


Figura 3 Diagrama del Espectro Electromagnético

La división del espectro en diferentes rangos está basada en los distintos mecanismos de producción de energía, métodos de detección y análisis de técnicas asociadas con cada región

del espectro (Figura 3). La superposición ocurre en los bordes de cada región, donde el mecanismo operacional depende de la naturaleza del objeto (Clark y Rilee, 2010).

- 1) El rango más alto o con la mayor concentración de energía se encuentra en la región de los rayos gamma, rayos X, y la energía del ultravioleta extremo.
- 2) La región de onda corta cubre al ultravioleta cercano, el espectro visible y el infrarrojo cercano.
- 3) La región del Infrarrojo, desde el cercano hasta el lejano.
- 4) La región de las ondas largas del térmico, microonda, y las ondas de radio.

2.1.2 El albedo y las nubes

El albedo planetario es la suma de la reflexión de las nubes, superficies terrestres, superficies marinas, gases atmosféricos y partículas atmosféricas; pero la nubosidad contribuye por mucho en el total de la cantidad reflejada (Twomey, 1974). El conjunto de partículas de aerosol pueden actuar como un núcleo higroscópico en la nube, estos núcleos incrementan la concentración de partículas de aerosol por consiguiente hay un incremento en las concentraciones de núcleos higroscópicos, el incremento de núcleos higroscópicos provoca la presencia de más gotas de agua, de este modo el tamaño de la gota de agua disminuirá y este efecto provoca una nubosidad más brillante.

Las nubes cubren gran parte del globo terrestre y juegan un papel importante en la determinación del clima actuando como reflectores de la radiación solar y como receptores de la radiación terrestre. La cubierta nubosa se encuentra en constante cambio, espacial y temporal. (Vardavas y Taylor, 2007).

Las condiciones en las que se forma una nube, y el rango en el cual crecen, pueden ser estudiadas considerando la microfísica de una sola gota de agua. Estas no se forman

espontáneamente, aún con las condiciones óptimas de saturación, la congregación aleatoria de moléculas de agua podrán, en el mejor de los casos, producir solo pequeñas gotas microscópicas que no son estables en contra de la re-evaporación. En cambio, el requerimiento para que la gota crezca es un núcleo condensado. Estos deberán consistir en partículas higroscópicas como el material soluble en agua, cristales de sal marina producidos por la acción del viento, sulfatos volcánicos o de origen antropogénico (Vardavas y Taylor, 2007).

Las propiedades radiativas de las nubes son definidas por el albedo, la altura y la temperatura de sus límites inferior y superior, la cantidad de nubosidad y su espesor óptico. Estos factores generan cambios simultáneos en la radiación de onda corta y onda larga. La nubosidad tiene un efecto prolongado en el albedo de la superficie terrestre. Las nubes no solo reflejan la radiación solar sino que también provocan un efecto de dispersión causado por el albedo (Kagan, 1995).

La Figura 4 muestra las curvas del comportamiento espectral en diferentes superficies: vegetación sana, vegetación estresada, agua, suelo seco, desierto, nubosidad y nieve. Las líneas en esta figura representan en promedio la curvatura de reflectancia extraídas por la medición de grandes áreas con las mismas características. Aún cuando las características individuales de la reflectancia pueden variar considerablemente por encima o por debajo de estas líneas, estas curvas demuestran puntos fundamentales concernientes a la reflectancia espectral (Lillesand et al., 2008). La firma espectral de una nube tiene variaciones en el espesor óptico y el radio efectivo de las gotas, en particular la firma espectral de una nube es dividida en 2 categorías según su firma, en nubes homogéneas y heterogéneas (Kokhanovsky, 2011).

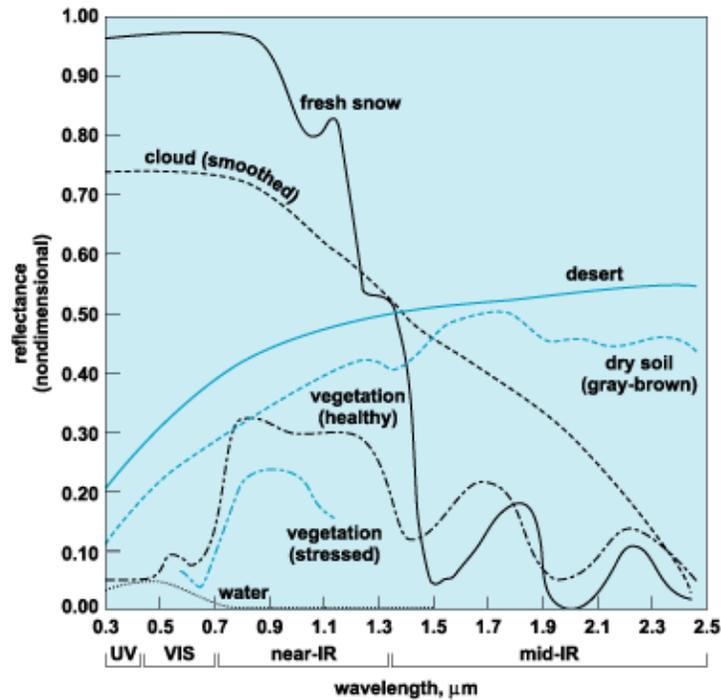


Figura 4 Comportamiento Espectral de diversas superficies. (McGuffie, 1993)

2.2 El Método Heliosat

Un gran número de estudios, demuestran claramente que datos de satélite pueden ser usados exitosamente para realizar mapas de radiación global a nivel superficie y para representar la cobertura nubosa de grandes áreas (Diabaté et al., 1987).

Los métodos para la estimación de la radiación solar al nivel de la superficie terrestre haciendo uso de datos obtenidos de imágenes satelitales pueden ser divididos en 2 categorías: un acercamiento estadístico basado en las relaciones entre el satélite y los datos terrestres; o un acercamiento físico usando modelos de transferencia radiativa para formular una relación entre el satélite y las mediciones en tierra (Cano et al., 1986b).

El método Heliosat fue diseñado para definir una herramienta operacional rutinaria para la producción de mapas de radiación solar (Diabaté et al., 1987). Un procesamiento adecuado de los datos satelitales provee de información valiosa y útil en la producción de mapas de radiación

solar, particularmente en aquellas áreas donde observaciones tradicionales no estaban al alcance (Diabaté et al., 1989). En la Figura 5 se puede observar el procedimiento del método Heliosat en un diagrama de flujo.

En un principio los objetivos del proyecto Heliosat fueron propuestos por la escuela nacional superior de minas de París, estos fueron: (1) el diseñar un sistema para la estimación de radiación solar incidente a nivel superficial a partir de imágenes de la tierra, obtenidas a través de satélites geoestacionarios. (2) producir mapas detallados de la distribución espacial de la radiación global (Diabaté et al., 1987).

Haciendo uso de imágenes calibradas y correctamente procesadas, el índice de nubosidad representado en la Ecuación 1 puede ser calculado a partir de series de tiempo mensuales o a diferentes escalas temporales.

$$n^t(i, j) = (p^t(i, j) - p(i, j) / (p_c - p(i, j)))$$

Ecuación 1

Donde $n^t(i, j)$ es el índice de nubosidad, $p^t(i, j)$ es la reflectancia instantánea del pixel (i, j) , $p(i, j)$ es la reflectancia de referencia del suelo para las series de tiempo del pixel (i, j) y p_c es la reflectancia referente a la nubosidad para las series de tiempo del mismo pixel (i, j) (Ali et al., 1996).

La información derivada del índice de nubosidad y el factor de transmisión atmosférica son considerados a correlacionarse por una relación lineal como se puede observar en la Ecuación 2 (Ali et al., 1996):

$$K^t(i, j) = a(i, j) n^t(i, j) + b(i, j)$$

Ecuación 2

El método usa una regresión lineal entre la cobertura determinada por el índice de nubosidad y el factor de transmisión atmosférica $K(i, j)$ representado en la Ecuación 3. El factor de transmisión atmosférica es definido como la proporción de la radiación global en el terreno en

una superficie horizontal $G^t(i, j)$ y la radiancia horizontal fuera de la atmosfera $G_0(i, j)$.(Cano et al., 1986b):

$$K(i, j) = G(i, j) G_0(i, j)$$

Ecuación 3



Figura 5 Esquema Sinóptico del Método Heliosat. (Diabaté et al., 1989)

La idea básica del método es que la cobertura nubosa por pixel sobre una región en particular, estadísticamente determina la radiación global del área. Así el procedimiento es dividido en 2 pasos. Un índice de nubosidad es calculado para cada posición del pixel (i, j) de cada imagen satelital, y subsecuentemente son usadas para estimación estadística de la radiación global (Diabaté et al., 1989).

Como se ha mencionado anteriormente el índice de nubosidad no solo es una parte esencial del método Heliosat sino que también funciona para detectar la presencia de nubosidad en determinadas áreas y con una temporalidad variada. Para este estudio se usó el índice de nubosidad por pixel para la detección de cobertura nubosa en el Noroeste de México.

2.3 Descripción de la Zona de Estudio.

La región del Noroeste de México se encuentra situada entre el Trópico de Cáncer a 23°27' y los 32° de latitud norte, en la región subtropical del globo; abarca los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora, Sinaloa y la porción occidental de Chihuahua y Durango (Hernández et al., 1999).

Esta área tiene una topografía variable, con planicies en el noroeste y algunas sierras con elevaciones mayores a los 1500 metros en la península de Baja California. Estas incluyen a la Sierra Madre Occidental que típicamente tiene elevaciones mayores a los 3000 metros y fuertes pendientes, especialmente en el sur donde las montañas se aproximan a la costa (Garatuza-Payan et al., 2001b).

El Noroeste de México se caracteriza por ser una región árida. El factor dominante en esta área es un cinturón de alta presión asociado con el anticiclón de las Bermudas/Azores, el cual tiene presencia en el sur de México durante el invierno y en el norte de México durante el verano, implicando flujos de viento provenientes del oeste y este durante el invierno y verano, respectivamente (Garatuza-Payan et al., 2001b).

Para la interpretación de las imágenes satelitales se tomó como referencia el mapa de "Clasificación de Regiones Naturales de México 2" (Figura 6) elaborado por el Instituto de Geografía, en el podemos observar una regionalización de las regiones fisiográficas características del Noroeste de México.

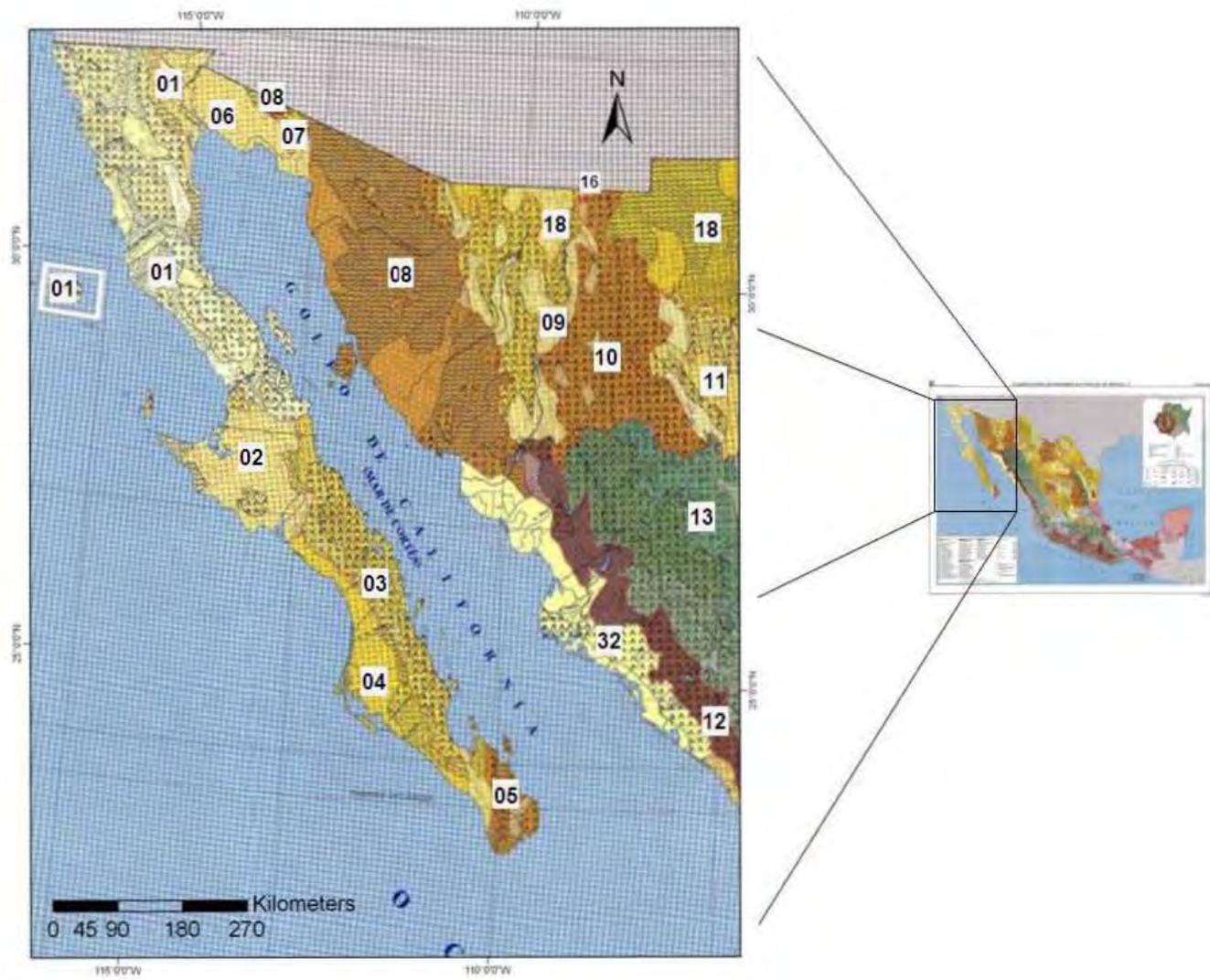


Figura 6 Clasificación de Regiones Naturales de México 2 (Cervantes, 1992)



Zona Árida

- 01 Provincia Sierras de Baja California Norte
- 02 Provincia Desierto de San Sebastián Vizcalno
- 03 Provincia Sierra la Giganta
- 04 Provincia Llanos de la Magdalena
- 05 Provincia El Cabo
- 06 Provincia Desierto del Altar
- 07 Provincia de El Pinacate
- 08 Provincia Sierras y Llanuras Sonorenses
- 09 Provincia Sierras y Valle del Norte
- 10 Provincia Sierras y Cañadas del Norte
- 11 Provincia Sierras y Llanuras Tarahumaras
- 14 Provincia Sierras y Llanuras de Durango.
- 17 Provincia Sierras y Valles Zacatecanos
- 18 Provincia Llanuras y Médanos del Norte
- 19 Provincia Sierras Plegadas del Norte
- 20 Provincia Bolsón de Mapimí
- 21 Provincia Llanuras y Sierras Volcánicas
- 22 Provincia Laguna de Mayrán
- 23 Provincia Sierras y Llanuras Coahuilenses
- 24 Provincia Serranía de El Burro
- 25 Provincia Sierra de la Paila
- 26 Provincia Pliegues Satillo-Parras
- 27 Provincia Sierras Transversales
- 29 Provincia Sierras y Llanuras Occidentales
- 31 Provincia Llanuras de Coahuila y Nuevo León
- 32 Provincia Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa
- 33 Provincia Llanura Costera de Mazatlán
- 36 Provincia Lomerios de la Costa Golfo Norte
- 37 Provincia Llanura Costera Tamaulipeca.
- 38 Provincia Sierra de San Carlos
- 39 Provincia Sierra de Tamaulipas
- 40 Provincia Sierras y Lomerios de Aldama y Río Grande
- 41 Provincia Sierras y Llanuras del Norte
- 42 Provincia Llanuras y Sierras Potosino-Zacatecanas
- 43 Provincia Llanuras de Ojuelos-Aguascalientes
- 44 Provincia Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato
- 52 Provincia Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo



Zona del Trópico Subhúmedo

- 12 Provincia Pie de la Sierra
- 34 Provincia Delta del Río Grande de Santiago
- 35 Provincia Islas Marías
- 47 Provincia Sierras Neovolcánicas Nayaritas
- 60 Provincia Escarpa Limitrofe del Sur
- 61 Provincia Sur de Puebla
- 65 Provincia Sierras de la Costa de Jalisco y Colima
- 66 Provincia Cordillera Costera del sur
- 67 Provincia Depresion del Balsas
- 68 Provincia Depresión del Tepalcatepec
- 69 Provincia Sierras y Valles Guerrerenses
- 71 Provincia Sierras Centrales de Oaxaca
- 72 Provincia Mixteca Alta
- 73 Provincia Costas del Sur
- 74 Provincia Sierras y Valles de Oaxaca
- 84 Provincia Llanuras del Istmo
- 87 Provincia Islas Revillagigedo



Zona del Trópico Húmedo

- 56 Provincia Chiconquiaco
- 62 Provincia Karst Yucateco
- 63 Provincia Karst y Lomerios de Campeche
- 64 Provincia Costa Baja de Quintana Roo
- 75 Provincia Llanura Costera Veracruzana
- 76 Provincia Llanura y Pantanos Tabasqueños
- 77 Provincia Sierra de los Tuxtlas
- 78 Provincia Sierras del Norte de Chiapas
- 79 Provincia Sierra Lacandona
- 80 Provincia Sierras Bajas del Petén
- 81 Provincia Altos de Chiapas
- 82 Provincia Depresión Central de Chiapas
- 83 Provincia Sierras del Sur de Chiapas
- 85 Provincia Llanura Costera de Chiapas y Guatemala
- 86 Provincia Volcanes de la Costa Golfo Norte
- 88 Provincia Llanuras y Lomerios



Zona Templada

- 13 Provincia Gran Meseta y Cañones Chihuahuenses
- 15 Provincia Gran Meseta y Cañones Duranguenses
- 16 Provincia Mesetas y Cañadas del Sur
- 28 Provincia Gran Sierra Plegada
- 30 Provincia Karst Huasteco
- 45 Provincia Sierra Cuatralba
- 46 Provincia Sierra de Guanajuato
- 48 Provincia Altos de Jalisco
- 49 Provincia Sierra de Jalisco
- 50 Provincia Guadalajara
- 51 Provincia Bajío Guanajuatense
- 53 Provincia Chapala
- 54 Provincia Sierras y Bajíos Michoacanos
- 55 Provincia Mil Cumbres
- 57 Provincia Lagos y Volcanes de Anáhuac
- 58 Provincia Neovolcánica Tarasca
- 59 Provincia Volcanes de Colima
- 70 Provincia Sierras Orientales.

FORMAS DEL RELIEVE

- Sierras 
- Mesetas 
- Lomerios 
- Piedemonte (bajada) 
- Llanuras 
- Valles y Cañones 
- Playas o Barras 
- Cuerpos de Agua 

LIMITES

-  Límite de Zonas (de acuerdo con Zonas Ecológicas de SEDUE)
-  Límite de Provincias (corresponde a las Subprovincias y Discontinuidades Fisiográficas de INEGI).
-  Límite de Sistemas Ecogeográficos

87 Número de Provincias

Nota: En esta carta sólo se representan los sistemas ecogeográficos mayores a 400 km²

ESCALA 1: 4 000 000

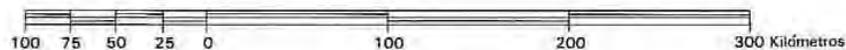


Figura 7 Simbología Regiones Naturales de México 2(Cervantes, 1992)

2.4 Introducción a las imágenes AVHRR nivel 1b

El programa satelital nueva generación TIROS (Television Infrared Observation Satellite), llamado TIROS-N, se enfocaba en proveer imágenes de alta resolución, y mayor información sobre datos ambientales a escalas locales y globales. TIROS-N fue lanzado el 13 de Octubre de 1978, seguido por más series de satélites, que más tarde fueron llamados satélites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Las series de satélites NOAA continúan operando, el último satélite en las series, NOAA-19, fue lanzado el 06 de febrero de 2009 (Kelkar, 2007). Las series de satélites TIROS-N cuenta con varios instrumentos a bordo, uno de ellos es el sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), el AVHRR es un radiómetro de exploración, lo que significa que el instrumento hace mediciones de la radiación emitida por áreas pequeñas (lugares de escaneo o pixeles) que son escaneadas a través del barrido del sensor. Imágenes o fotografías son construidas por la visualización de líneas exitosamente escaneadas en filme fotográfico o a través de una computadora (EUMESAT, 2001).

El AVHRR captura a través de un escaneo una pequeña parte del espectro electromagnético (0.58 – 12.5 μm), el sensor posee 6 canales de escaneo radiométrico, 3 de ellos van del espectro visible al infrarrojo cercano, los otros 3 canales se enfocan en el infrarrojo térmico, aún cuando el sensor posee 6 canales radiométricos, solo 5 canales transmiten de manera continua a las estaciones de la NOAA, la Figura 8 detalla los rangos de las bandas del sensor AVHRR a través de la radiación emitida por un cuerpo negro con una temperatura basada en la ley de Plank, esta figura representa a las 6 bandas del sensor AVHRR representando una temperatura aproximada de 27°C.

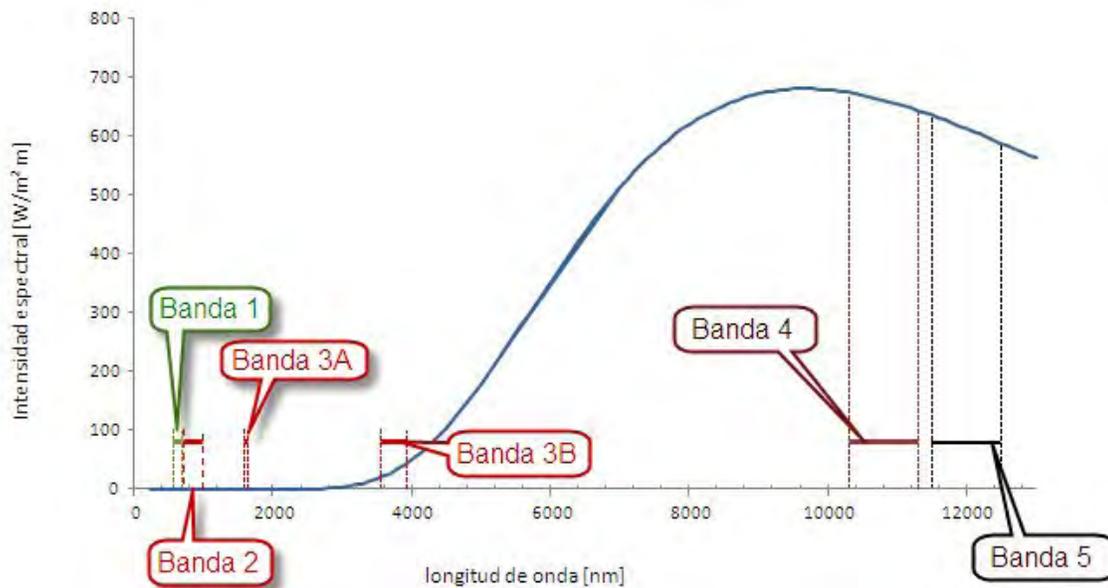


Figura 8 Espectro solar con la posición relativa de las bandas del sensor AVHRR (Aportación de David Riveros)

Por su órbita de tipo polar, el sensor AVHRR es clasificado dentro de la serie de satélites POES (Polar Operational Environmental Satellite), este tipo de satélites operan relativamente en orbitas bajas, los rangos van de 830 a 870 km sobre la tierra y una inclinación de 98.7°. Aproximadamente 14 veces por día circulan la tierra con periodos orbitales de 102 minutos. Las orbitas de cada satélite están vinculadas temporalmente para cubrir el espacio terrestre dos veces por día en franjas cercanas a los 2,600 km de ancho, en la Figura 9 se puede observar una representación del paso del satélite en sus distintos formatos. Datos de alta resolución son transmitidos continuamente y pueden ser colectados cuando el satélite se encuentre en el rango de una estación receptora (NCDCa, 2001).

El espectro visible es convertido en valores de albedo y los datos del infrarrojo en radianes o en valores de temperatura haciendo uso de la información para la calibración, estos datos son añadidos pero no aplicados, también se añaden datos de 51 puntos de referencia a los largo de cada exploración. Otros parámetros son agregados como: códigos de tiempo, indicadores de calidad, ángulo cenital solar y telemetría.

La adquisición de los datos proviene de NOAA, POES (Polar Operacional Environmental Satellite) y EUMESAT (European Organization for Exploitation of Meteorological Satellites), encargados de obtener imágenes diarias a nivel global para su envío a diferentes estaciones designadas a lo largo del mundo (EUMESAT, 2001).

El conjunto de datos que han sido generados por el sensor AVHRR provienen de 10 diferentes instrumentos, cada uno de ellos han sufrido de degradaciones en respuesta a su periodo de funcionamiento. Por lo tanto, los conjuntos de datos están sujetos a errores sistemáticos o instrumentales. Si los datos serán usados por diferentes aplicaciones, los errores sistemáticos deben ser eliminados en previsión de errores a futuro (Cracknell, 1997).

El AVHRR es capaz de transmitir de un modo directo y en tiempo real, esta transmisión directa es llamada HRTP (High Resolution Picture Transmission) tiene una resolución de 1.1 km. Además de la transmisión HRTP hay una selección de datos en un periodo de 11 minutos, esta selección es llamada LAC (Local Area Coverage), su característica principal es el registro de datos de cualquier porción de la tierra (EUMESAT, 2001).

Los datos de menor resolución del AVHRR son procesados a bordo del Satélite para convertirlos en el formato GAC (Global Area Coverage) que consisten en datos con una resolución reducida a 4 kilómetros. El volumen de los datos y la resolución son reducidos promediando cada cuatro muestras adyacentes, la quinta muestra del GAC no será tomada en cuenta a lo largo de la línea de exploración (NCDCC, 2001).

En general la reflectancia de una superficie depende de la dirección de la vista, la orientación del sol y la longitud de onda, y es formalmente descrita por la función de distribución de reflectancia bidireccional (BRDF). La dirección en la cual el sensor AVHRR realiza un escaneo en determinada superficie varía en un ciclo de diez días (Figura 9). En latitudes medias, al principio del ciclo la visión del sensor se inclina hacia el oeste en un ángulo cenital de visión en superficie de aproximadamente 60° , progresando a través del nadir, y terminando aproximadamente con un ángulo cenital de 60° hacia el este (Beniston y Verstraete, 2001).

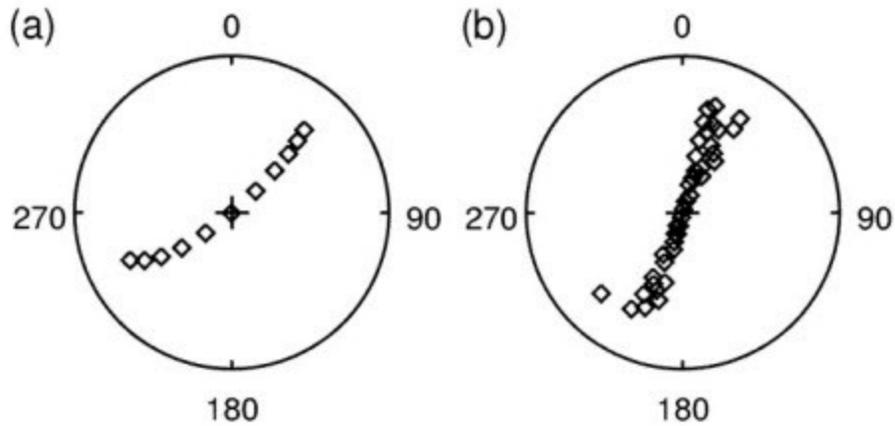


Figura 9 Direcciones de Barrido del AVHRR. Cada gráfico polar representa el campo de visión del ángulo cenital del 0° a 90°. (a) Son los barridos del sensor por 10 días consecutivos. (b) Son los barridos del sensor por 40 días (Beniston y Verstraete, 2001).

En la Figura 9 el origen está representado en el centro del círculo y es el paso del sensor AVHRR según el periodo de barrido. El AVHRR/3 es un sistema de imágenes en el cual una pequeña porción del campo de visión es escaneada a través de la tierra, a través de un espejo plano se realiza un escaneo que va de un horizonte a otro por una rotación continua de 360°. La orientación de las líneas escaneadas es perpendicular al satélite, y la velocidad de rotación del espejo plano es seleccionada para que la posición de las líneas adyacentes a la posición del nadir sea contigua. Los seis canales del AVHRR son registrados para que puedan contabilizar la energía para un mismo punto en la tierra en un periodo de tiempo (NOAA, 2001).

2.5.4 Formato del Archivo

El formato del archivo es clasificado como de nivel 1b, esto significa que las bandas que generan estos datos tienen una calibración previa al lanzamiento del satélite, los datos generados por las bandas 1 y 2 del sensor poseen un control de calidad y se encuentran ensamblados en conjuntos de datos discretos, en los cuales la información de la tierra y la calibración ha sido añadida (NCDCC, 2001).

Este apartado describe la estructura de los archivos usados para la detección de albedo, el formato de los archivos tiene el siguiente orden u estructura.

NSS.HRTP.NN.D09111.S2133.E2147.B2020101.MO

La primera abreviatura se refiere al centro de procesamiento de los datos como se puede ver en la Tabla 1, en el caso de las imágenes usadas para este trabajo, el centro de procesamiento fue NOAA/NESDIS ubicado en Suitland Maryland, USA.

En el caso de la segunda abreviatura los datos están presentes en la base de datos como una colección de conjuntos de datos. Cada conjunto de datos contiene información por un período de tiempo. De este modo podemos encontrar distintas conjunciones de datos como HRTP, LAC, GAC, HIR (High Resolution Infrared Radiation), MSU (Microwave Sounding Unit), y SSU (Stratospheric Sounding Unit). Los períodos de tiempo son arbitrariamente subconjuntos de órbitas, y puede haber cruce de órbitas (es decir, pueden contener los datos a lo largo de una porción en una trayectoria orbital, que incluye el nodo ascendente y el punto de referencia para el conteo de órbitas). En general, los GAC, HIR, MSU, y SSU estarán disponibles en los períodos de tiempo correspondientes al paso del sensor y por lo general tienen una superposición de tres a cinco minutos entre las series de datos consecutivos (NCDCC, 2001). En el caso de las imágenes usadas para este estudio, se eligió el HRPT por las características de resolución de 1.1 km y por el acomodo de los datos para la calibración y corrección geométrica.

El identificador de la astronave se refiere al satélite que capturó el barrido de la imagen, en el caso de los archivos usados para este estudio los satélites que están sincronizados y abarcan

con mayor precisión la zona del Noroeste de México son el NOAA 18 y NOAA 17, la gama de satélites fue variada debido a la órbita helio sincrónica de la cual disponen este tipo de satélites.

Los siguientes identificadores son características temporales, en la Tabla 1 se describen el orden y arreglo de la hora, día, mes o año del paso y captura del sensor. Para finalizar, el último identificador se refiere a la fuente o estación que recibió los datos directamente del satélite, las estaciones que recibieron los datos para este estudio fueron Miami, con terminación MI y Monterey California con terminación MO.

Calificador	Ejemplo
Centro de Procesamiento	CMS = Centro Meteorológico Espacial/Francia DSS = Estación de recepción Satélite Dundee/ Dundee Escocia, UK NSS = NOAA/NESDIS - Suitland Maryland, USA UKM = Oficina Meteorológica del Reino Unido - Bracknell, Inglaterra, UK
Tipo de datos	HRTTP = HRTTP (Lectura directa de la resolución total del sensor AVHRR) GHRR = GAC (Grabación de resolución reducida AVHRR) LHRR = LAC (Grabación HRTTP del AVHRR) HIRX = HIRS/2 conjuntos de datos derivados de GAC integrados a TIP MSUX = MSU conjuntos de datos derivados de GAC integrados a TIP SSUX = SSU conjuntos de datos derivados de GAC integrados a TIP HIRS = HIRS/2 conjunto de datos derivados del almacenamiento en TIP MSUS = MSU conjunto de datos derivados del almacenamiento en TIP SSUS = SSU conjunto de datos derivados del almacenamiento en TIP
Identificador de la Astronave	NK = NOAA-15 (formalmente NOAA-K, lanzado 13 Mayo 1998) NL = NOAA-16 (formalmente NOAA-L, lanzado 21 Septiembre 2000) NM = NOAA-17 (formalmente NOAA-M, lanzado 24 Junio 2002) NN = NOAA-18 (formalmente NOAA-N, lanzado 20 Mayo 2005)
Año - Día	Seis caracteres de identificación se encuentran ordenados de la siguiente manera XYYDDD, donde "X" es el delimitador, "YY" identifica el año dentro del siglo, "DDD" identifica el día del año en que la astronave comenzó la recolección de información.
Tiempo - Inicio	S1355, donde "S" identifica a este grupo como el delimitador del tiempo de inicio, "1355" denota 13 horas 55 minutos UTC y representa el tiempo en el cual la astronave comenzó a grabar los datos.
Tiempo - Final	E1456, donde "E" identifica a este grupo como el delimitador del tiempo de término, "1456" denota 14 horas 56 minutos UTC y representa el tiempo en el cual la astronave dio fin a la grabación de datos.
Identificador del bloque de procesamiento	B0016465, donde "B" identifica a este grupo como un identificador del bloque de procesamiento. "0016465" es un número de siete dígitos que indica la revolución de la astronave en las cuales la grabación de los datos dio inicio; y la revolución en el cual finalizó la grabación (los primeros cinco dígitos identifican el comienzo de las revoluciones, los últimos dos dígitos identifican la revolución de término). Sin embargo NESDIS no garantiza que el Identificador del bloque de procesamiento contiene el número de órbitas correctas de término e inicio. Frecuentemente (en especial en los datos LAC), los números de la órbita son 1 o 2; siempre es recomendable cuando se ordenan los datos incluir el tiempo.
Fuente	CA = Cape Ferguson, Queensland, Australia DU = Dundee, Scotland, UK EB = Ewa Beach, Oahu, Hawaii, USA GC = Fairbanks, Alaska, USA (formerly Gilmore Creek) HO = Honolulu, Hawaii, USA MI = Miami, Florida, USA MO = Monterey, California, USA SO = Satellite Operations Control Center, Suitland, Maryland, USA SV = Svalbard, Norway WE = Western Europe, Lannion, France WI = Wallops Island, Virginia, USA

Tabla 1 Características de los Archivos NOAA nivel 1b

2.5 Procesamiento

La mayoría de los trabajos sobre estimación de nubosidad se han realizado a través del uso de canales espectrales en instrumentos usados para la obtención de imágenes por medio de percepción remota. Estos instrumentos tienen la ventaja de tener una mayor resolución espacial que las sondas. La técnica más usada para la detección de nubes es una inspección de fotografías satelitales o imágenes de video. Este tipo de análisis son usados diariamente para la previsión, análisis del clima y para futuros neofanálisis (Análisis de los mapas meteorológicos tomando en consideración la cantidad, el tipo de nubes y las precipitaciones) (Kidder y Vonder Haar, 1996).

En este método, la construcción de un mapa de albedo se basa en el hecho de que, si el albedo nuboso es mayor que el albedo de referencia, en series de tiempo obtenidas a través de imágenes satelitales, la apariencia de una nube en el campo de visión del sensor, resultara en el incremento de la radiación medida. Así la detección de nubes puede ser realizada por la diferencia entre la respuesta de una nube inducida y la respuesta de la superficie terrestre bajo condiciones de cielo despejado (Cano et al., 1986).

El Índice de nubosidad se basa en la idea en que ciertas porciones de la imagen están completamente despejadas o completamente nubladas y esto reflejará la variabilidad espacial de la nubosidad (Kidder and Vonder Haar, 1996). Así que en vez de un acercamiento físico para cálculos posteriores y el principio de conservación de energía, el método se basa en la simple idea de usar valores relativos en las cuentas digitales (Knut-Frode y Jan, 2006).

- Cuando un pixel es relativamente oscuro, se asumen condiciones de cielo despejado
- Cuando el pixel es relativamente brillante, se asumen condiciones de cielo nublado

2.5.1 Obtención de las imágenes AVHRR

Las imágenes AVHRR nivel 1b requieren de un proceso para su obtención, el encargado de la distribución de dichas imágenes es NOAA, el portal CLASS (Comprehensive Large Array-data Stewardship System) es una librería electrónica de los fenómenos ambientales monitoreados por la NOAA a través de este portal se realizó la selección de imágenes utilizadas para este estudio, las imágenes fueron seleccionadas en la siguiente dirección <http://www.nsof.class.noaa.gov/>. A continuación se describen los pasos para la elección de las imágenes AVHRR. La página inicial cuenta con un buscador para ver el tipo de sensor o el tipo de producto que NOAA distribuye, en este caso se elige "Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)" como se muestra en la Figura 10.

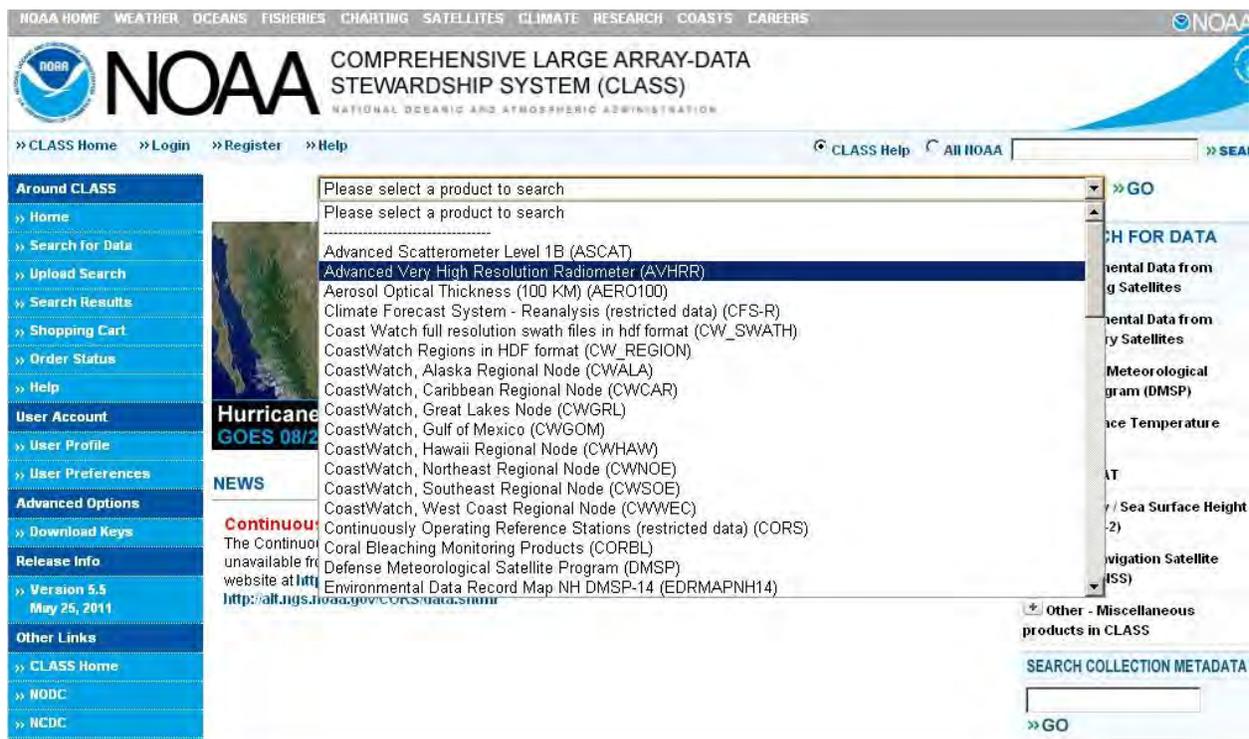


Figura 10 Selección de Imágenes AVHRR.

La Figura 11 detalla el procedimiento para determinar las características espacio-temporal de las imágenes que obtendremos. La sección se divide en 3 partes, el primer apartado lleva el nombre

de "Spatial", este apartado se refiere a la cobertura espacial que se pretende obtener, la selección puede ser realizada por medio de coordenadas o de modo manual, para este estudio se hizo la selección del Noroeste de México. La siguiente sección tiene el apartado de "Temporal", en esta sección se hace una elección de rangos de tiempo, en resumen se elige la fecha de inicio y la fecha de término del paso del satélite, en este caso se eligió del 01/01/2008 – 31/12/2008, del mismo modo se determina el rango horario en que se desean las imágenes, la determinación del horario es de 14:00 a 22:00 con el formato UTC (Coordinated Universal Time), el Noroeste de México lleva una diferencia horaria de 6 horas con el sistema UTC.

Spatial



Note: XY Plane searches are resized to enforce a minimum lat/lon difference of 0.1 degrees.

Temporal

Start Date (format: YYYY-MM-DD)	<input type="text" value="2011-08-15"/>	<input type="button" value="📅"/>	Start Time (UTC) (format: HH:MM:SS)	<input type="text" value="00:00:00"/>
End Date (format: YYYY-MM-DD)	<input type="text" value="2011-08-22"/>	<input type="button" value="📅"/>	End Time (UTC) (format: HH:MM:SS)	<input type="text" value="23:59:59"/>

Specify the range of the times for: Each Day Or The Entire Range Of Days

Figura 11 Selección de características espaciales y temporales.

El último apartado de esta sección está enfocado a elegir las características de los datos y de la posición del sensor, para el caso del Noroeste de México y para este estudio en particular es

necesario escoger las siguientes características, en "Datatype"_(Figura 12), se eligió HRPT 1KM 1B, la casilla de "Node" se refiere a la posición donde está apuntando el sensor, para este estudio se escogió la casilla "Ascending", dicho termino se refiere a la posición de salida Satélite con respecto al hemisferio de paso, y significa que el satélite está posicionado de forma ascendente; el sitio da la opción de elegir 2 casillas mas, "Receiving Station" y "Satellite"(Figura 12), dichas casillas se refieren a la estación receptora y al Satélite respectivamente, en caso de ser necesario se puede elegir solo una estación receptora o solo un satélite, en nuestro caso no se intenta obtener datos de un solo satélite o estación receptora, cualquier estación o satélite es de gran utilidad, para finalizar se presiona el botón de "search" para desplegar la búsqueda de imágenes con las características ya seleccionadas.

The screenshot shows the 'Advanced Search' interface with the following settings:

- Datatype:**
 - Full Resolution Area Coverage (FRAC) 1KM Level1B
 - Global Area Coverage (GAC) 4KM Level 1B
 - High Resolution Picture Transmission (HRPT) 1KM Level 1B
 - Local Area Coverage (LAC) 1KM Level 1B
- Node:**
 - Ascending
 - Descending
 - Either
- Receiving Station:**
 - Cape Ferguson Australia
 - Dundee Scotland UK
 - Ewa Beach Hawaii
 - Gilmore Creek AK
 - Honolulu Hawaii
 - Miami Florida
 - McMurdo Antarctic Data Acquisition
 - Monterey CA
 - Sioux Falls SD
 - SOCC
 - Svalbard
 - Western Europe
 - Wallops Island VA
- Satellite:**
 - METOP-A
 - NOAA-19
 - NOAA-18
 - NOAA-17

At the bottom, there are buttons for 'Reset', 'Quick Search & Order', 'Search', 'Save Criteria', 'Load Criteria', and a text field for 'Dataset Name'.

Figura 12 Selección de Características del Satélite.

Una vez realizada la selección de características espaciales, temporales y del satélite, el siguiente paso es la selección de las imágenes, cabe mencionar que es indispensable hacer una selección individual por imagen, ya que en ciertos casos el barrido del sensor AVHRR no proporciona la totalidad de la imagen debido a los periodos de órbita del satélite o a errores que algunas

imágenes poseen. La Figura 13 detalla las imágenes encontradas por el buscador así como sus características, en este apartado se hace la selección final de las imágenes que se pretende obtener.

Search Results - AVHRR
(click here for a printable listing)

Recently Searched Data Sets: AVHRR >> GO

Currently you have 2501 hits out of 329326 entries.
There are 0 (AVHRR) items in your shopping cart. The shopping cart limit is 100.

Generate Map

Shopping Cart: Goto Cart Update Select Group DeselectAll Page 1 Jump To Page Next

View Details	Shopping Cart	Inventory ID	Datatype	Orbit	Start Time	End Time	Satellite	Dataset Name
1	<input checked="" type="checkbox"/>	10099623	High Resolution Picture Transmission (HRPT) 1KM Level 1B (AVHRR_HRPT)	13487	2008-01-01 20:45:11.309	2008-01-01 20:58:34.976	N18	NSS.HRPT.NN.D08001.S 2045.E2058.B1348787.MO
2	<input type="checkbox"/>	10101253	High Resolution Picture Transmission (HRPT) 1KM Level 1B (AVHRR_HRPT)	28704	2008-01-02 04:08:52.998	2008-01-02 04:18:46.665	N17	NSS.HRPT.NM.D08002.S 0408.E0418.B2870404.WI
3	<input type="checkbox"/>	10101683	High Resolution Picture Transmission (HRPT) 1KM Level 1B (AVHRR_HRPT)	28705	2008-01-02 05:48:21.498	2008-01-02 06:01:34.165	N17	NSS.HRPT.NM.D08002.S 0548.E0601.B2870505.MO
4	<input type="checkbox"/>	10105393	High Resolution Picture Transmission (HRPT) 1KM Level 1B (AVHRR_HRPT)	13501	2008-01-02 20:34:57.305	2008-01-02 20:48:02.972	N18	NSS.HRPT.NN.D08002.S 2034.E2048.B1350101.MO
5	<input type="checkbox"/>	10105873	High Resolution Picture Transmission (HRPT) 1KM Level 1B (AVHRR_HRPT)	13502	2008-01-02 22:16:44.471	2008-01-02 22:28:19.805	N18	NSS.HRPT.NN.D08002.S 2216.E2228.B1350202.MO
6	<input checked="" type="checkbox"/>	10105963	High Resolution Picture Transmission (HRPT) 1KM Level 1B (AVHRR_HRPT)	50114	2008-01-02 23:37:30.003	2008-01-02 23:41:13.836	N15	NSS.HRPT.NK.D08002.S 2337.E2341.B5011414.MI
7	<input type="checkbox"/>	10107043	High Resolution Picture Transmission (HRPT) 1KM Level 1B (AVHRR_HRPT)	28718	2008-01-03 03:41:28.993	2008-01-03 03:53:22.493	N17	NSS.HRPT.NM.D08003.S 0341.E0353.B2871818.MI

Figura 13 Selección de Imágenes.

Como se mencionó anteriormente las imágenes seleccionadas deben pasar por un proceso de selección, en la Figura 13 se muestran varias columnas con diferentes características de la imagen, la columna superior izquierda "View Details" despliega las características espaciales de la imagen como se puede observar en la Figura 13. En la siguiente sección se puede observar 3 características espaciales de la imagen, las primeras 2 características se observan en el apartado "Overlapped Region of Geographic Search", enmarcado en azul se puede observar el barrido del sensor, enmarcado con líneas punteadas y en amarillo la selección del área que previamente fue elegida como se muestra en la Figura 14 y para finalizar en "Data Set Browse Imagery" nos muestra una imagen previa del archivo que se seleccionó, en este último apartado se puede

observar ruido o perturbaciones que tenga la imagen y hacer una discriminación de los archivos o imágenes que se desea adquirir. En algunos casos el barrido del sensor no corresponde a la totalidad del área de la selección, o algunas imágenes vienen distorsionadas o con características que no representan la información real del área de estudio. En este caso es necesario hacer una discriminación de las imágenes para evitar este tipo de problemas.

Overlapped Region of Geographic Search:



Temporal (Geographic Overlap):	
Start Date: 2008-01-01 20:46:55.553	End Date: 2008-01-01 20:51:17.64
Seconds: 262	Direction: Ascending
Spatial (Geographic Overlap):	
1. NW Lat,Long: 31.93 , -130.68	2. NE Lat,Long: 36.92 , -98.59
3. SW Lat,Long: 17.58 , -124.81	4. SE Lat,Long: 21.96 , -96.67

Click on the thumbnail to view the full image.

Data Set Browse Imagery:




Histogram Equalize

Brightness + Brightness -

Contrast + Contrast -

Restore Original Browse

Click on a thumbnail to the left to open a window with a full sized browse image. You may then use the controls above to manipulate the full sized browse image.

Note, thumbnail images have been Histogram Equalized, are in the jpeg format at quality 50% and size 50%. Full browse images are in the jpeg format at quality 100% and sized 200% to bring out more details.

Figura 14 Visualización del Barrido del sensor e imagen

2.5.2 Corrección Radiométrica y Calibración del Sensor

La medición de radiancia por cualquier sistema de sensor remoto sobre un objeto dado, está influenciada por factores como el cambio de iluminación en la escena, condiciones atmosféricas, la geometría observada y las características de la respuesta del instrumento. En función de comparar datos obtenidos en diferentes observaciones temporales por el mismo sensor, es necesario remover todos los errores anteriormente planteados. El proceso para la remoción de estos errores es llamado corrección radiométrica (Lipping y Rundquist, 1994).

La calibración del radiómetro satelital radica en encontrar la función de transferencia entre los valores digitales del sensor y los valores de entrada de radiancia espectral para todos los instrumentos dentro del satélite que posean canales espectrales (NCDCb, 2001).

El AVHRR / 3, programado para ser volado en la nave espacial NOAA KLM, difiere de las Versiones AVHRR 1 y 2 que se han utilizado operacionalmente hasta la fecha. El AVHRR / 3 es un instrumento de seis canales, con tres de los canales ubicados en las regiones visible e infrarrojo cercano como se puede observar en la Tabla 2 , con longitudes de onda central de 0,63 micrómetros en torno al (canal 1), 0,86 micrómetros (canal 2), y micrómetros 1.6 (canal 3A), mientras que los tres restantes se encuentran en las regiones atmosféricas del infrarrojo, con longitudes de onda en torno a 3.7 micrómetros (canal 3 B), 10.8 micrómetros (canal 4), y 11.5 micras (canal 5). Dado que las aplicaciones de las mediciones radiométricas del AVHRR se han incrementado en los entornos operacionales y de investigación, es necesario calibrar los sensores con una gran precisión con el fin de que las mediciones de radiación del AVHRR cumplan con los requisitos más exigentes de rendimiento en los productos derivados de los canales 1 y 2 del sensor, estos poseen una calibración previa y posterior al lanzamiento, la calibración está basada en el trabajo hecho en NOAA/NESDIS oficina de investigación y aplicaciones y por el material este sensor (NCDCa, 2001) proporcionado por ITT (International Telephone and Telegraph) división Aeroespacial/Comunicaciones.

Parámetros	Ch.1	Ch.2	Ch. 3A	Ch.3B	Ch.4	Ch.5
Rango Espectral	0.58 - 0.68	.725 - 1.0	1.58 - 1.64	3.55 - 3.93	10.3 - 11.3	11.5 - 12.5
Resolución (Perez et al., 2002)	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09
Rango de Temperatura (K)	-	-	-	180 - 355	180 - 355	180 - 355

Tabla 2 Longitud de Onda de los canales del Sensor AVHRR (NCDCC, 2001)

Los canales visible e infrarrojo del sensor AVHRR/3 son calibrados previo a su lanzamiento en las instalaciones del ITT, siguiendo el protocolo que ha evolucionado en las últimas 2 décadas. La esfera de integración es usada como fuente de iluminación. El nivel de iluminación varía en 25 niveles para el canal 1, 16 niveles para el canal 2, y 11 niveles para el canal 3A. En cada nivel de iluminación de la esfera de integración, se hacen 3600 mediciones de la señal de emisión desde el AVHRR y son convertidas a valores digitales de 10-bit (NCDCC, 2001).

En la región del visible, la calibración es realizada a través de un banco de pruebas. De ese modo ningún error significativo es introducido al realizar la calibración. La fuente de laboratorio más usada para calibrar el canal visible es usando una esfera de integración. La esfera de integración es el dispositivo para crear radiación visible que es referida al NIST (National Institute for Standards and Technology). La calibración de los canales visibles del AVHRR usa exclusivamente una esfera de 102 cm de este modo se obtendrá una mejor consistencia en la calibración y los instrumentos internos de la esfera (NCDCC, 2001).

A causa del gran ángulo de escaneo del AVHRR (próximo ± 55.4 grados), el ángulo solar cenital varía significativamente a lo largo de cada línea de escaneo. La gran diferencia angular puede resultar en grandes diferencias en la cantidad de radiación recibida por un objeto terrestre, resultando en errores espectrales en los canales del visible y del infrarrojo cercano de los datos del AVHRR. Si el área de estudio es mayor de 10 grados en latitud, la variación del ángulo cenital solar también mayor de 10 grados. La corrección del ángulo cenital solar es un procedimiento necesario para la aplicación a escala regional de datos AVHRR. Una corrección de

coseno puede remover estos errores, la Ecuación 4 representa el cambio angular en el coseno: (Lipping Li. and Rundquist D.C., 1994).

$$DN_0 = DN_\theta / \cos \theta$$

Ecuación 4

La Ecuación 4 corrige el valor digital con el ángulo solar cenital de θ grados (DN_θ) a un valor digital con un ángulo de 0 grados (DN_0).

Los datos del ángulo cenital solar requeridos en la Ecuación 4 son obtenidos a partir de los datos del AVHRR nivel 1b. Específicamente, hay 2048 pixeles en los formatos LAC/HRPT de cada línea escaneada y los ángulos solares cenitales han sido añadidos cada 40 pixeles, comenzando por el pixel 25 (25, 65, 105, ..., 1945, 1985, 2025). Por esta razón, hay 51 valores posibles y cada uno de ellos requiere de un byte, estos datos son almacenados en grados. El ángulo para cada pixel a lo largo de la línea de escaneo puede ser interpolado de los 51 puntos de los ángulos solares cenitales usando una interpolación de primer orden (Lipping Li. and Rundquist D.C., 1994).

Los datos NOAA nivel 1b poseen una calibración posterior al lanzamiento, para el cálculo del albedo, la calibración posterior al lanzamiento se realiza de la siguiente manera. Los archivos del AVHRR nivel 1b proveen datos del ángulo cenital solar y los coeficientes de calibración. El porcentaje de reflectancia medido por el sensor del canal i es calculado como una función lineal de los valores de entrada. Con base en esa información se calcula mediante la siguiente expresión (Ecuación 5): (Lipping Li. and Rundquist D.C., 1994).

$$R_i = S_i \cdot C + I_i$$

Ecuación 5

Donde R_i = el porcentaje de reflectancia medido por el canal i ,

C = los valores de entrada

S_i = El coeficiente de la pendiente del canal i , y

I_i = coeficiente de intersección del canal i

Los canales visible (1 y 2) son calibrados usando las ecuaciones 4 y 5 para obtener el porcentaje de reflectancia.

Los procesos de corrección radiométrica y calibración descritos anteriormente se realizaron a través de un software especializado, el software comercial para el tratamiento digital de imágenes posee algoritmos para hacer la calibración de modo automático, a través del software se introducen valores de referenciación de los píxeles para detallar las dimensiones espaciales y para realizar las operaciones para cada píxel, también es necesario establecer funciones para la identificación de los archivos así como el ordenamiento y arreglo de las bandas.

2.5.3 Corrección Geométrica y Georreferenciación

Las correcciones geométricas de las imágenes digitales son transformaciones puntuales consistentes en cambiar de posición los píxeles originales de la imagen sin alterar sus cuentas digitales (Sobrino, 2000). La imagen que es capturada por los satélites se traduce desde el punto de vista informático, en un conjunto de ficheros, cuya información puede ser transformada y reducida a una matriz numérica de M filas y N columnas. Sus elementos nos indicarán la respuesta radiométrica ante el sensor, de una determinada zona de estudio, dependiendo de su resolución espacial. Existe una correspondencia entre los valores radiométricos de la zona de estudio y los elementos de la matriz de datos (Ghandía, 1991).

En la Figura 15 podemos observar una imagen sin ningún tipo de procesamiento digital, la imagen abarca el noroeste de la República Mexicana y es notable la deformación en la península de Baja California. Las típicas operaciones del procesamiento incluyen (1) procesamiento radiométrico para ajustar los valores digitales por el efecto de la atmosfera (2) procesamiento geométrico para ajustar una imagen conforme al registro de un mapa con determinada proyección o para el ajuste con otra imagen(Campbell, 2002).

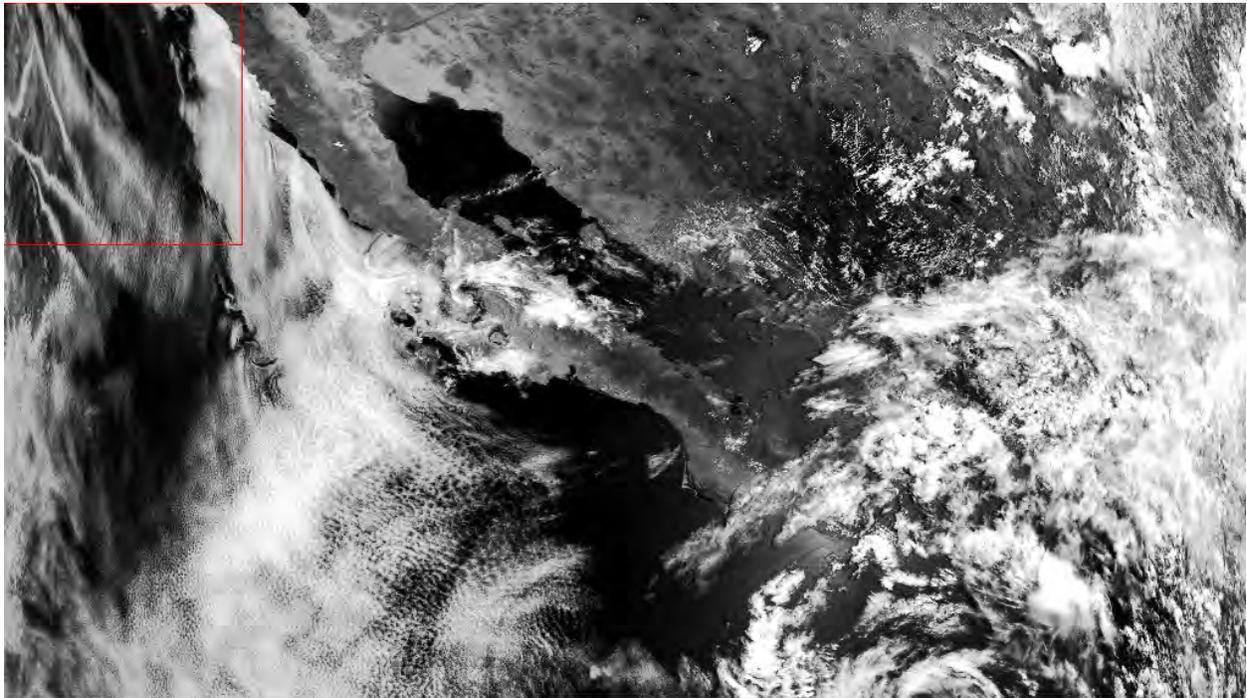


Figura 15 Imagen sin proyección y sin corrección geométrica

La corrección geométrica de los datos AVHRR HRPT Nivel 1b es necesaria debido a los errores sistemáticos (rotación de la tierra durante la adquisición de la imagen, excesivo campo de visión, curvatura de la tierra) y no sistemáticos (variaciones en altitud y velocidad del satélite, degeneración del instrumento y pérdida de propiedades), presentes en los datos enviados por el satélite. El objetivo de la corrección geométrica es, por tanto, eliminar, o al menos disminuir los errores; y georeferenciar las imágenes de la forma más precisa posible (Cruz, 1999).

En el caso de las imágenes AVHRR se realizó una corrección por medio del método "Warping" que se basa en un modelo polinomial deformado, es el método más comúnmente usado para la corrección de datos remotamente obtenidos, el método de warping considera un registro pixel

a pixel basado en mediciones precisas del desplazamiento entre 2 imágenes. Hay una gran variedad de correcciones vía Warping (Liu, 2009).

- Imagen con la proyección (Ejemplo. Cónica conforme de Lambert).
- Imagen con mapa (Ejemplo. Mapa Topográfico).
- Imagen con Imagen.

Para cada posición de pixel de salida (i, j) , se realiza el cálculo de $M(i, j)$ como resultado se genera la posición correspondiente (k, l) en la imagen de entrada, en la misma posición de entrada se elige el valor del pixel $P_i(k, l)$ y es asignado al pixel de salida $P_o(i, j)$. La imagen de salida estará completa cuando a todos los pixeles se les ha asignado una nueva posición, como se muestra en la Figura 16 (Liu, 2009).

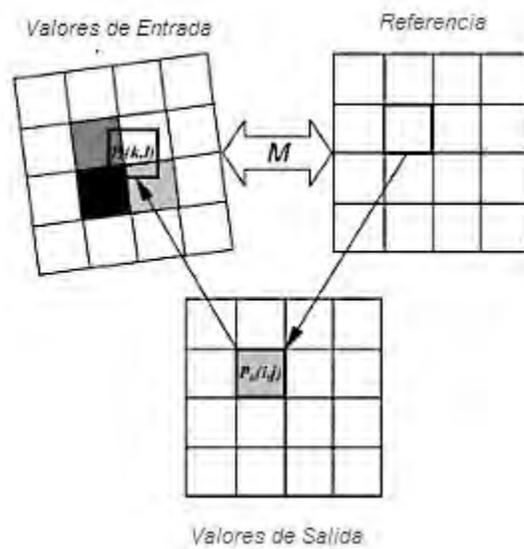


Figura 16 Diagrama del procesamiento para el posicionamiento por pixel.

Una vez realizado el proceso de posicionamiento se debe realizar la transferencia de los valores digitales a la imagen de salida, existen varios métodos para la transferencia de los valores digitales a la nueva posición en la imagen corregida geoméricamente, esta operación es conocida como "Resampling", se refiere a modificar la posición de una maya de datos inicial en

una imagen a la correspondiente posición de los mismos datos en la imagen final (Sobrino, 2000). Existen varios métodos para el ordenamiento de píxeles, en este caso el método aplicado fue "Resampling" y la función utilizada fue el vecino más cercano como se muestra en la (Figura 16), esta función consiste en un algoritmo que asume que los píxeles cercanos entre sí poseen las mismas características espaciales y de ese modo los clasifica en la misma clase, este ejemplo puede ser visto en la Figura 17 (Richards y Jia, 2006).

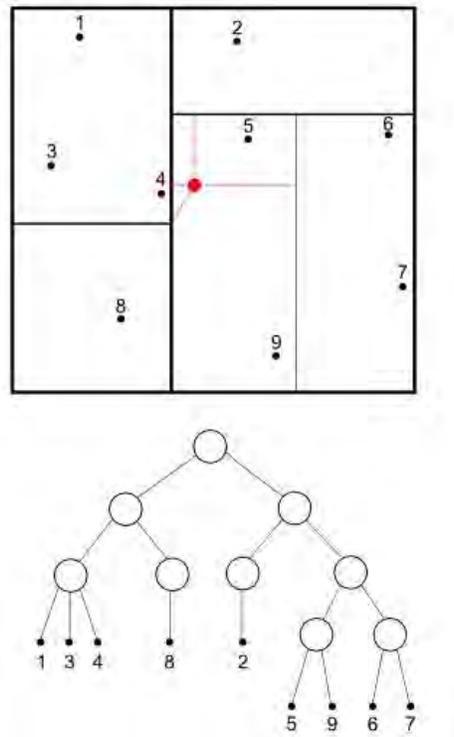


Figura 17 Arreglo de píxeles a través del vecino más cercano.

En la Figura 15 se puede observar una imagen sin ningún tipo de procesamiento a diferencia de la Figura 18 en la que se puede observar la misma imagen pero con ciertas diferencias, la imagen tiene una corrección geométrica por medio de "Warping", y posee una proyección geométrica de tipo Cónica conforme de Lambert.

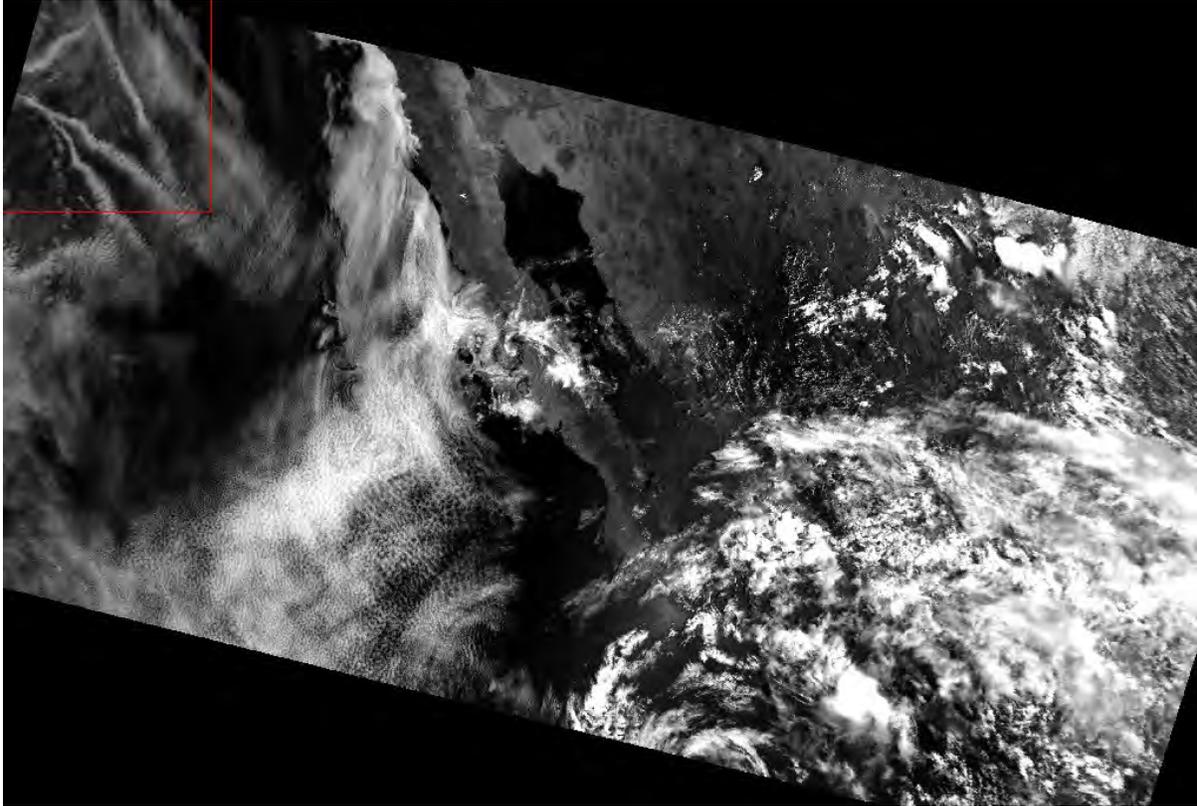


Figura 18 Imagen corregida geométricamente y con proyección cartográfica Cónica Conforme de Lambert

La transición de estimaciones cualitativas a un análisis cuantitativo de los datos, requiere de correcciones precisas de efectos perturbadores de la imagen. Si se intenta hacer observaciones multitemporales, el registro geométrico debe ser preciso (Moreno, 1993).

Como ya se mencionó, los datos del AVHRR nivel 1b contienen información sobre la posición de la tierra con un número fijo de puntos de referencia añadidos a cada línea escaneada. Hay 51 posibles valores referenciados por cada línea escaneada. Los valores de latitud y longitud son almacenados en campos de dos-bytes.

La elección de la proyección base en general abarca 2 consideraciones: los niveles de resolución espacial de una determinada cantidad de datos, y el número de conjuntos de datos disponibles en una proyección común. Para finalizar es necesario establecer una proyección cartográfica, la proyección de un mapa es un mecanismo para la representación de una superficie curva en una

hoja de papel. Cada proyección representa el máximo esfuerzo para preservar alguna propiedad del área a representar tales como la representación uniforme de áreas o formas, o la representación correcta de límites, cada una de las proyecciones tiene sus propias características y con el conocimiento de estas se elige la proyección a utilizar según las necesidades y objetivos requeridos (Caire, 2002).

Es necesario asignarle una proyección cartográfica a las imágenes. La proyección Cónica Conforme de Lambert tiene dos paralelos de referencia que se han modificado para dotarla de propiedades auténticamente conformes ajustando la distancia entre dos paralelos contiguos, en México los paralelos de referencia son 17.5 y 29.5. Por sus características esta proyección es de gran utilidad para trazar mapas a gran escala, ya que en las distintas hojas ligan perfectamente (Valdez, 2003). Es utilizada en latitudes medias para grandes países que tienen una orientación de Este a Oeste (Butler et al., 1990). En México se utiliza para las cartas escala 1:1,000,000 o más pequeñas, y es una de las proyecciones que utiliza el Instituto Nacional de Estadística y Geografía utiliza.

La Figura 19 muestra un diagrama del proceso de procesamiento para las imágenes AVHRR, este es el procedimiento para calibrar, corregir geoméricamente y asignarle una escala a una imagen AVHRR.

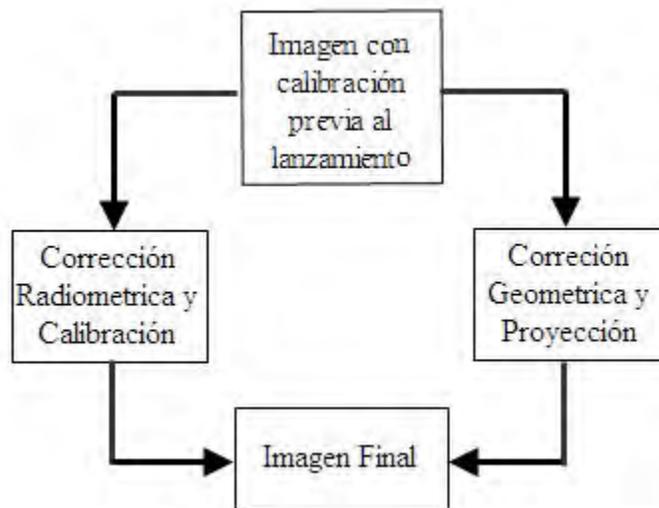


Figura 19 Diagrama de Procesamiento de imágenes AVHRR nivel 1b

2.5.4 Series de Tiempo en imágenes AVHRR

Una de las áreas más desafiantes dentro de los sistemas de información geográfica es el estudio y representación de los fenómenos dinámicos como el clima. Una técnica usada comúnmente para el monitoreo de características dinámicas en muchas aplicaciones ambientales son los sensores remotos. El motivo de la exploración es el encontrar patrones, tendencias o relaciones en la información proporcionada por los sensores remotos para generar hipótesis para el entendimiento dinámico de objetos espaciales. Una manera de apoyar el proceso de exploración es por medio del desarrollo de métodos visuales. La visualización le permite al investigador adquirir puntos de vista de grandes conjuntos de datos desde el punto de vista espacio-temporal (Turdukulov et al., 2008).

Las series de tiempo en imágenes satelitales son una importante fuente de información para el análisis de un área geográfica. El uso de series de tiempo está enfocado a estudiar las diferencias o la evolución que un área puede tener, por lo regular los cambios en una determinada área se generan en largos periodos de tiempo. Consecuentemente el número de posibles combinaciones es imperceptible y no puede ser reducido al análisis de dos imágenes, es necesario hacer un mayor compilado de imágenes para un análisis temporal más preciso (Peitjean y GanCarski, 2010).

Dado que el AVHRR provee de una cobertura global diaria en 5 bandas espectrales, ésta información espectral permite recuperar muchos parámetros de la superficie, por ejemplo el índice de área foliar, temperatura de la superficie, albedo, etc. (Gutman et al., 1996). Las imágenes obtenidas para este estudio poseen diversas características del espectro electromagnético en cada banda, es necesario separar las bandas del sensor ya que los datos del canal visible son usados para la detección de nubosidad a través de albedo; el espectro visible está representado en la banda 1 del sensor. El procedimiento se basa en separar cada banda del sensor para luego hacer un solo compuesto con la banda 1, como se muestra en la Figura 20. El compuesto de imágenes da como resultado un solo archivo con un compuesto espacio-temporal, en este método la construcción de un mapa de albedo está basado en el

hecho que si el albedo de la nubosidad es mayor que el albedo de referencia, entonces en series de tiempo de imágenes satelitales, la aparición de una nube en el campo de visión del sensor resultara en un incremento de radiación medida (Cano et al., 1986b).

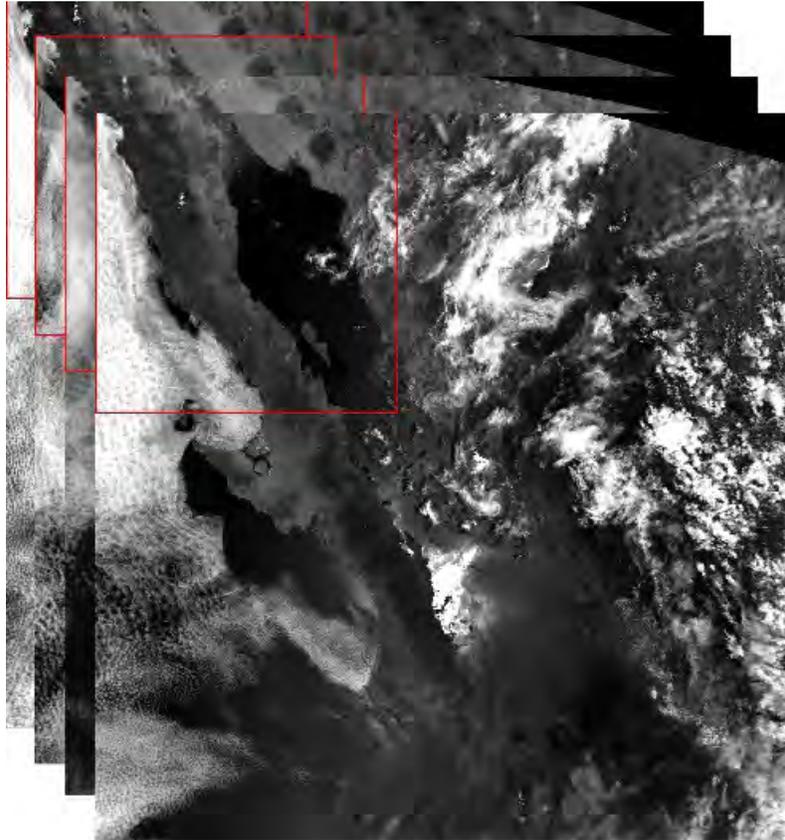


Figura 20 Series de Tiempo

Una vez hecho el procesamiento y realizado el apilado de las imágenes en series de tiempo se procede a calcular el índice de nubosidad a partir de los valores de albedo de cada imagen. La idea básica de este método es que la cantidad de nubosidad sobre determinada área calcula estadísticamente la cobertura nubosa de cada pixel en una relación espacio-temporal (Diabaté et al., 1989).

2.6 Aplicación del Índice de Nubosidad

Un gran número de estudios demuestran claramente que la información de los satélites puede ser usada exitosamente para mapear la cobertura nubosa sobre grandes áreas (Diabaté et al., 1989). La Detección de nubosidad puede ser realizada considerando la diferencia entre la respuesta de una nube inducida y la correspondiente respuesta del suelo bajo un cielo despejado, siempre y cuando la superficie de la nube sea más grande que el pixel en cuestión (Moussu y Diabaté, 1989).

Por muchos años la irradiación terrestre a nivel global ha sido calculada de imágenes tomadas por satélites meteorológicos. Desde el inicio de los modelos meteorológicos este proceso se ha hecho simple, un solo valor digital por pixel. En lugar de un acercamiento físico haciendo uso del principio de la conservación de energía y cálculos posteriores, el método se basa en la simple idea del uso de datos basados en valores digitales (Knut-Frode y Jan, 2006).

La mayoría de las metodologías para la obtención de radiación de onda corta desde sensores remotos, están basadas en la relación cuasilineal entre el índice de transmisión atmosférica y en el índice de nubosidad, parámetro que es linealmente dependiente del albedo tierra-atmósfera, e indirectamente observado por el sensor remoto como radiación de onda corta y es registrado como un valor digital (Ineichen y Richard, 2011).

El primer paso para la detección de nubes consiste en la determinación del albedo de la superficie y la detección de la nubosidad usando un filtro iterativo aplicado a las series de tiempo (Diabaté et al., 1989). Por lo general el albedo de las nubes es mayor al que el albedo terrestre, con excepción de la superficie cubierta por nieve y algunos suelos desérticos. Las nubes no son estacionarias y los valores mínimos observados por pixel son usados para obtener una imagen espacio-temporal con los valores mínimos de albedo (Cano et al., 1986b); dependiendo de las características temporales del compuesto es necesario extraer los valores mínimos de la imagen, para obtener el valor mínimo es necesario aplicar la expresión matemática "mínimo" en el compuesto temporal, el resultado de la expresión se refleja en el

histograma y aporta los valores mínimos por pixel del compuesto, esta aportación es uno de los parámetros para el cálculo del índice de nubosidad y es conocida como Índice de cielo despejado. En la Figura 21 se puede observar un compuesto de series de tiempo con la operación de "Mínimo" aplicada a la imagen, es importante destacar que al extraer los valores mínimos del compuesto se refleja una escaza o nula nubosidad. Una vez obtenido el mínimo por pixel de cada serie de tiempo, es necesario obtener el valor mínimo de la imagen y de ese modo hacer uso del índice de nubosidad.

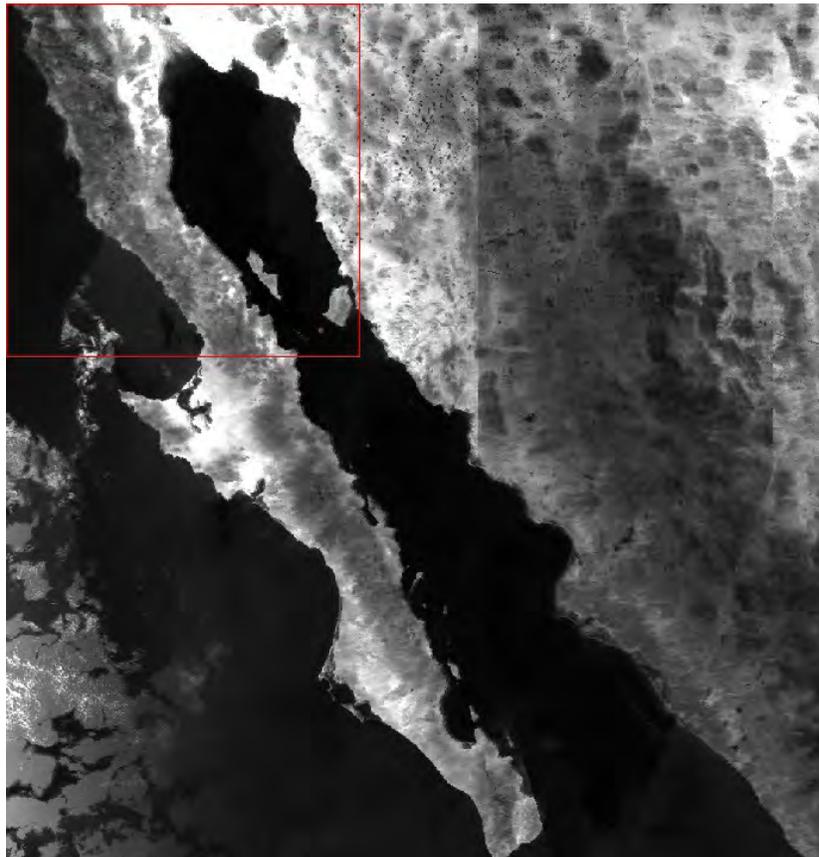


Figura 21 Compuesto mensual de Series de Tiempo con el valor mínimo por pixel

El cálculo de los valores máximos se realiza haciendo uso de las series de tiempo. En cada pixel que tenga nubosidad, solo es retenido el valor máximo de albedo en las series de tiempo (Figura 22). A partir de la obtención de los valores máximos de la imagen se construye un

histograma y el valor de moda del histograma se usa para obtener los valores máximos de la series de tiempo(Cano et al., 1986).

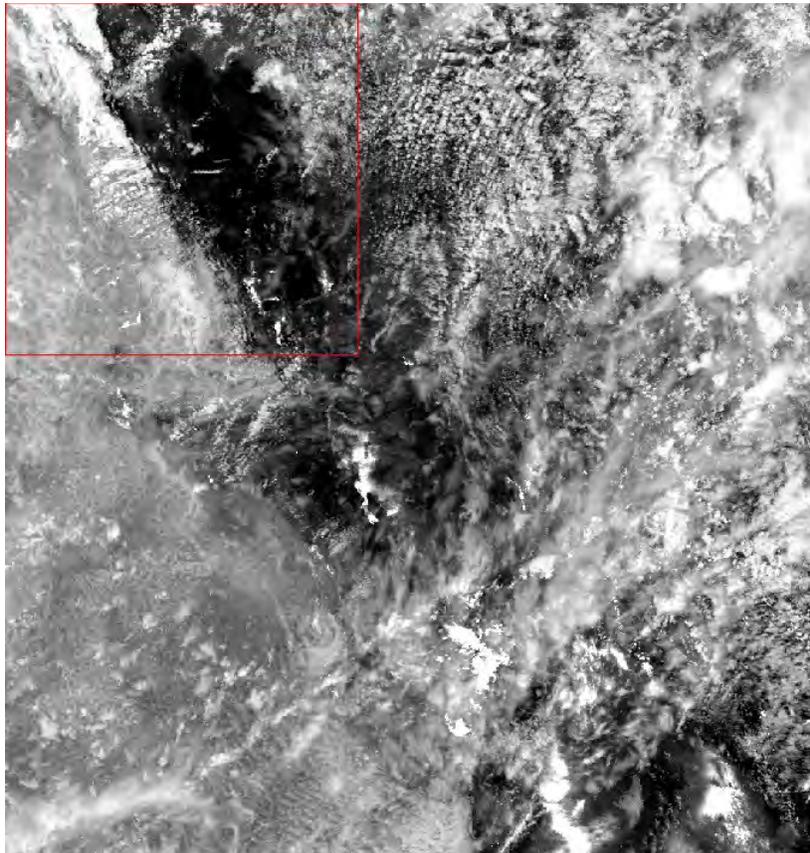


Figura 22 Compuesto mensual de Series de Tiempo con el valor Máximo por pixel

En la Figura 21 se puede observar el compuesto con los valores mínimos de las series de tiempo del mes de mayo de 2008, a diferencia de la Figura 22 donde el compuesto refleja los valores máximos por pixel y como resultado se puede observar la nubosidad máxima por pixel.

Cuando un píxel es relativamente oscuro, se asumen condiciones de poca o nula nubosidad, y el resultado del modelo es la radiación calculada para un cielo despejado. Cuando el píxel es relativamente brillante, se asumen condiciones de nubosidad. Se aplica una transformación lineal para condiciones de brillo intermedio.

La aparición de nubosidad en el campo de visión del sensor remoto resultara en el incremento del albedo aparente. Por lo tanto la cantidad de cobertura nubosa por pixel es suministrada por el índice de nubosidad (Diabaté et al., 1989). Los Rangos del índice de nubosidad van de 0 a 1 y son interpretados como el porcentaje de cubierta nubosa por pixel, también provee un indicador de transmisión de la columna atmosférica que se encuentra por encima del pixel, los valores bajos corresponden a un factor de alta transmisión(Cano et al., 1986b).

Capítulo 3. Análisis de Resultados

3.1 Análisis Mensual

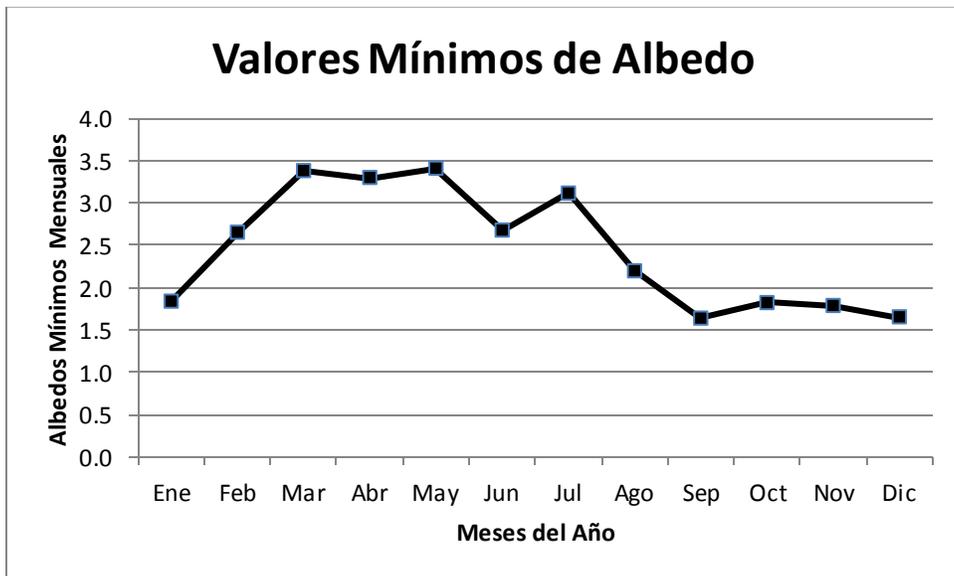
Los datos obtenidos en este análisis fueron diarios en un periodo de 1 año, el año en cuestión fue el año 2008, cada imagen posee datos del índice de nubosidad en un rango de 0 a 1, donde 0 representa una nula nubosidad y 1 representa presencia de nubosidad en toda la serie de tiempo, habiendo calculado los índices de nubosidad en conjunto con las series de tiempo, fue necesario realizar un análisis estadístico para conocer con mayor detalle el comportamiento de la nubosidad en el noroeste de México.

El análisis del comportamiento de la nubosidad está sujeto a las variaciones topográficas y climatológicas que se encuentran en el noroeste del país, mediciones de grado y propiedades ópticas de las nubes haciendo uso de imágenes satelitales tienen el potencial de suplementar observaciones hechas desde la superficie terrestre con mediciones en mayores escalas de tiempo-espacio (Kidder y Vonder Haar, 1996).

Como ya se ha mencionado con anterioridad se realizó un cálculo de máximos y mínimos de albedo, es importante mencionar que los máximos y mínimos son extraídos de cada pixel de una serie de imágenes (Beyer et al., 1996), y son los principales componentes para el cálculo del Índice de nubosidad, los máximos y mínimos están relacionados con la presencia o ausencia completa de nubosidad. En la Gráfica 1 se puede observar la variación de los albedos máximos a lo largo del año, las variaciones más notables están en los meses de Junio (Figura 28) Julio (Figura 29) y Agosto (Figura 30), esto es debido a que hay mayor presencia de nubosidad y por lo tanto los valores de reflectancia aumentan en la imagen. En la Gráfica 2 se puede observar los valores mínimos de albedo, estos valores representan al albedo terrestre con una temporalidad mensual, el comportamiento del albedo terrestre varía debido a la cantidad de radiación recibida por la superficie de la tierra, en el caso del noroeste los valores mínimos del albedo se encuentran en los meses de septiembre, octubre noviembre y diciembre.



Gráfica 1 Valores Máximos de Albedo



Gráfica 2 Valores Mínimos de Albedo

Ya obtenidos los datos del índice de nubosidad y de la cobertura nubosa mensual se hicieron las estadísticas básicas para conocer el comportamiento de la nubosidad en la región. Las operaciones aplicadas a las series de tiempo fueron las siguientes: media, desviación estándar y moda.

Las imágenes mensuales resultantes con el porcentaje de nubosidad por pixel tienen un comportamiento variado, el análisis se llevó a cabo a partir del estudio de cada serie de tiempo haciendo uso de estadística básica, las operaciones se realizaron haciendo uso de los valores obtenidos de cada imagen de las diferentes series de tiempo. Es importante mencionar que el porcentaje de nubosidad por pixel se ve afectado por la reflectancia de ciertas superficies como las superficies cubiertas por nieve o en ciertas áreas desérticas (Cano et al., 1986). En las estadísticas realizadas a cada serie de tiempo se puede observar que en las regiones desérticas como el desierto de altar en Sonora, la región de Guerrero Negro y en Baja California Sur sobresaltan los valores de la mediana, esto se debe a que los valores de esta zona poseen una alta reflectancia en las series de tiempo, aunado a los valores periódicos de la zona da como resultado un incremento en el albedo diario de la zona y como consecuencia un incremento en la nubosidad aparente, para una correcta clasificación de la nubosidad en zonas desérticas es necesario el uso de la banda 2 del sensor, por este motivo las regiones desérticas tienen su propia regionalización y clasificación en el tabulado gráfico.

Los mapas se realizaron a través de una reclasificación de las series de tiempo en formato raster, la reclasificación constó de 13 clases, el método de la clasificación se realizó a través de 2 desviaciones estándar, éste parámetro asegura que el 95.4% del total de pixeles fueron analizados dentro del mapa de medias. Los rangos de la clasificación se pueden observar en la Tabla 3, en esta tabla se puede observar las 13 clases de de la imagen reclasificada, la clasificación va de acuerdo con los valores del índice de nubosidad, los rangos de menor valor son los que tienen un porcentaje menor de nubosidad por pixel y los de mayor valor tienen una alta carga de nubosidad por pixel.

Clasificación
0 - 0.03
0.03 - 0.06
0.06 - 0.08
0.08 - 0.11
0.11 - 0.14
0.14 - 0.17
0.17 - 0.20
0.20 - 0.22
0.22 - 0.25
0.25 - 0.28
0.28 - 0.31
0.31 - 0.34
0.34 - 0.36
$\geq 0.36 =$ Zona Desértica

Tabla 3 Clasificación de la Media

En una primera instancia el análisis de las imágenes se realizó de manera mensual, los cambios periódicos de los mapas reflejan el incremento o decremento de la nubosidad en determinadas zonas, en esta primera etapa se realizó una clasificación de la cobertura nubosa media mensual, de cada pixel se analizó la presencia o ausencia de nubosidad, dando como resultado la cobertura de nubosidad mensual del noroeste de México.

El mapa anual representa la cobertura nubosa aparente del Noroeste de México en el año 2008, para este mapa fue necesario hacer uso de 352 imágenes de tipo AVHRR obtenidas del sitio de NOAA, es importante mencionar que hay un sesgo de 18 imágenes en la compilación anual del archivo, esto es debido a que las imágenes faltantes carecían de información esencial para su uso. Fue necesario hacer uso de los coeficientes de calibración proporcionados por NOAA para obtener el porcentaje de reflectancia de cada imagen. Una vez obtenido el porcentaje de reflectancia es necesario añadirle a la imagen una proyección cartográfica y hacer las

correspondientes correcciones geométricas. El sensor AVHRR posee 6 bandas que representan al espectro electromagnético, la banda 1 del sensor AVHRR se encuentra dentro del espectro visible, para obtener la cobertura nubosa anual fue necesario hacer una separación en los archivos multiespectrales, para así obtener únicamente la información de la banda 1 del sensor. Ya separadas las bandas se realizó un arreglo con los archivos separados de la banda 1 de este modo se obtuvo un solo archivo con datos del espectro visible diario, al archivo anual se le extrajo los valores mínimos y máximos para hacer uso de ellos en el índice de nubosidad, la interpretación de los mapas mensuales, estacionales y anual está basado en la regionalización fisiográfica de la Figura 6.

En la Tabla 4 se puede observar las estadísticas calculadas mensualmente, los valores calculados en esta tabla son la media del Índice, desviación estándar mensual y la moda mensual, estas estadísticas son empleadas en el análisis de cada mes en particular.

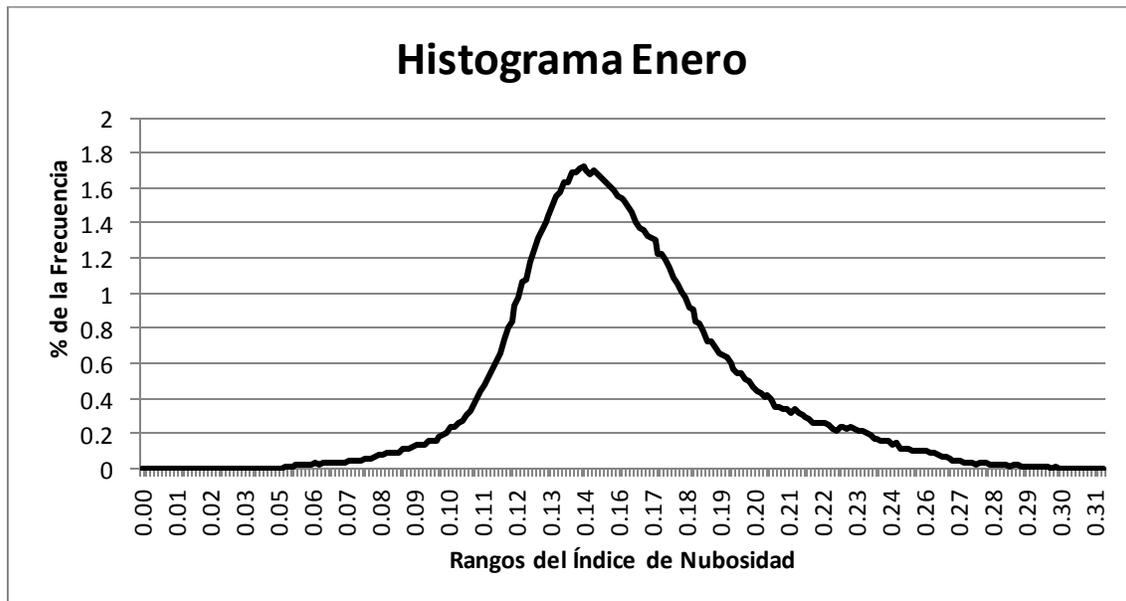
Mes	Media Índice	Desviación Estandar	Moda
Enero	0.16	0.08	0.16
Febrero	0.12	0.06	0.11
Marzo	0.10	0.04	0.07
Abril	0.13	0.05	0.10
Mayo	0.14	0.06	0.12
Junio	0.13	0.05	0.12
Julio	0.18	0.08	0.19
Agosto	0.16	0.07	0.15
Septiembre	0.14	0.06	0.12
Octubre	0.11	0.05	0.09
Noviembre	0.11	0.05	0.09
Diciembre	0.14	0.07	0.16

Tabla 4 Estadísticas Básicas Calculadas

El histograma de una imagen describe la distribución estadística de los píxeles en términos del valor de cada dato numérico por píxel (Schowengerdt, 2007). Los histogramas mensuales muestran la tendencia de los píxeles en cuanto a su distribución.

El histograma de enero (Gráfica 3) muestra la distribución de los valores en cuanto a su posición en el mapa (Figura 23), esta distribución tiende a ser normal y sin ningún sesgo aparente, el valor medio de este mes se encuentra en los valores 0.16, mientras que la moda está en 0.14, esto refleja que la moda y la media no se encuentran en el mismo punto, esto nos habla de una distribución de los valores de tipo asimétrica.

El comportamiento de la nubosidad en el mes de enero (Figura 23) es diverso ya que en general la nubosidad de toda la zona aumenta con respecto a la media de los demás meses, en la región de Baja California Sur y en específico en la Sierra de la Giganta podemos encontrar valores altos en cuanto a la clasificación del Índice de nubosidad, del mismo modo en la llanura costera sonorenses (Figura 6) hay un incremento en cuanto a los valores observados dentro de los parámetros mensuales.



Gráfica 3 Histograma medias Enero

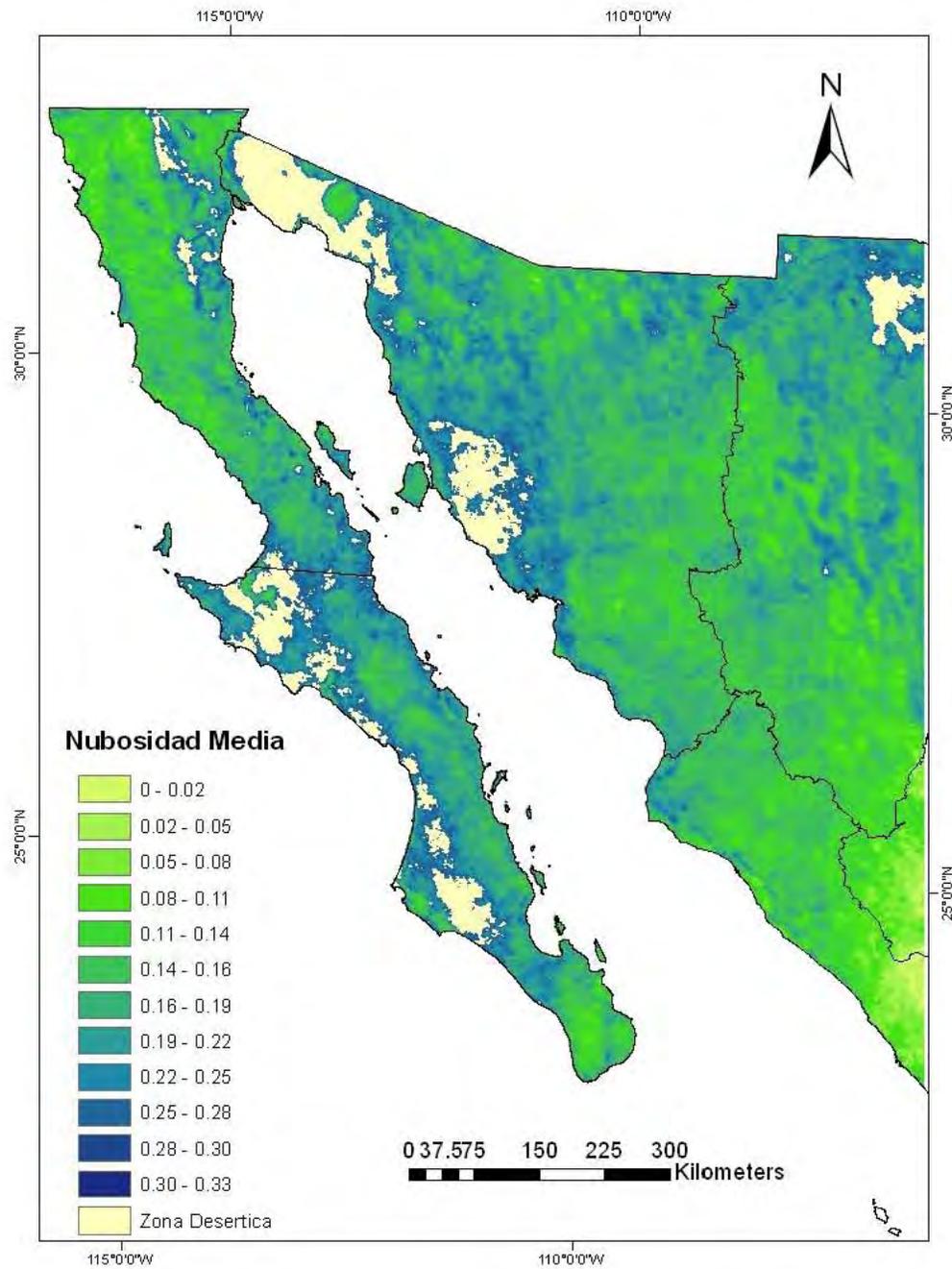
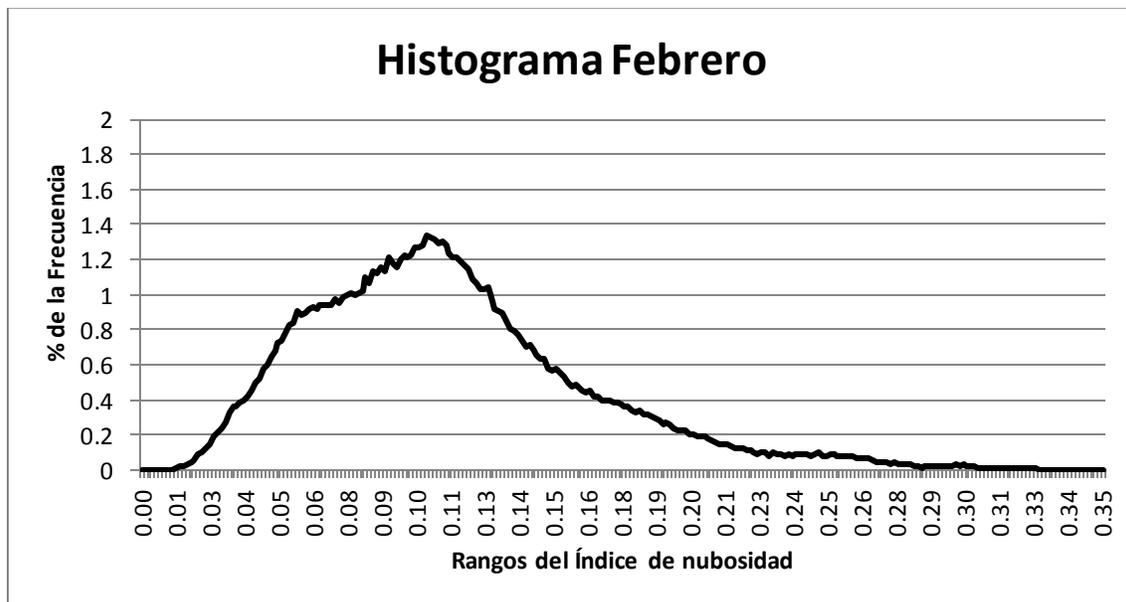


Figura 23 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Enero

El mapa del mes de Febrero (Figura 24) muestra grandes cambios en cuanto a la nubosidad con respecto al mes anterior. En este mapa es posible visualizar un decremento en la nubosidad en las regiones de las sierras y valles del norte, en las cañadas del norte y en las llanuras Tarahumaras, pero el mayor decremento reflejado se encuentra en la Sierra Madre Occidental y en la gran meseta Chihuahuense. El histograma del mes de febrero (Gráfica 4) también refleja los cambios observados en el mapa, en este histograma, la distribución de los valores se encuentra sesgada hacia los valores mínimos, el motivo del sesgo es el incremento en los valores con escasa nubosidad en la imagen, la distribución cambia de modo que los valores tienen un nuevo acomodo en cuanto a la distribución del mes anterior (Gráfica 3).



Gráfica 4 Histograma Medias Febrero

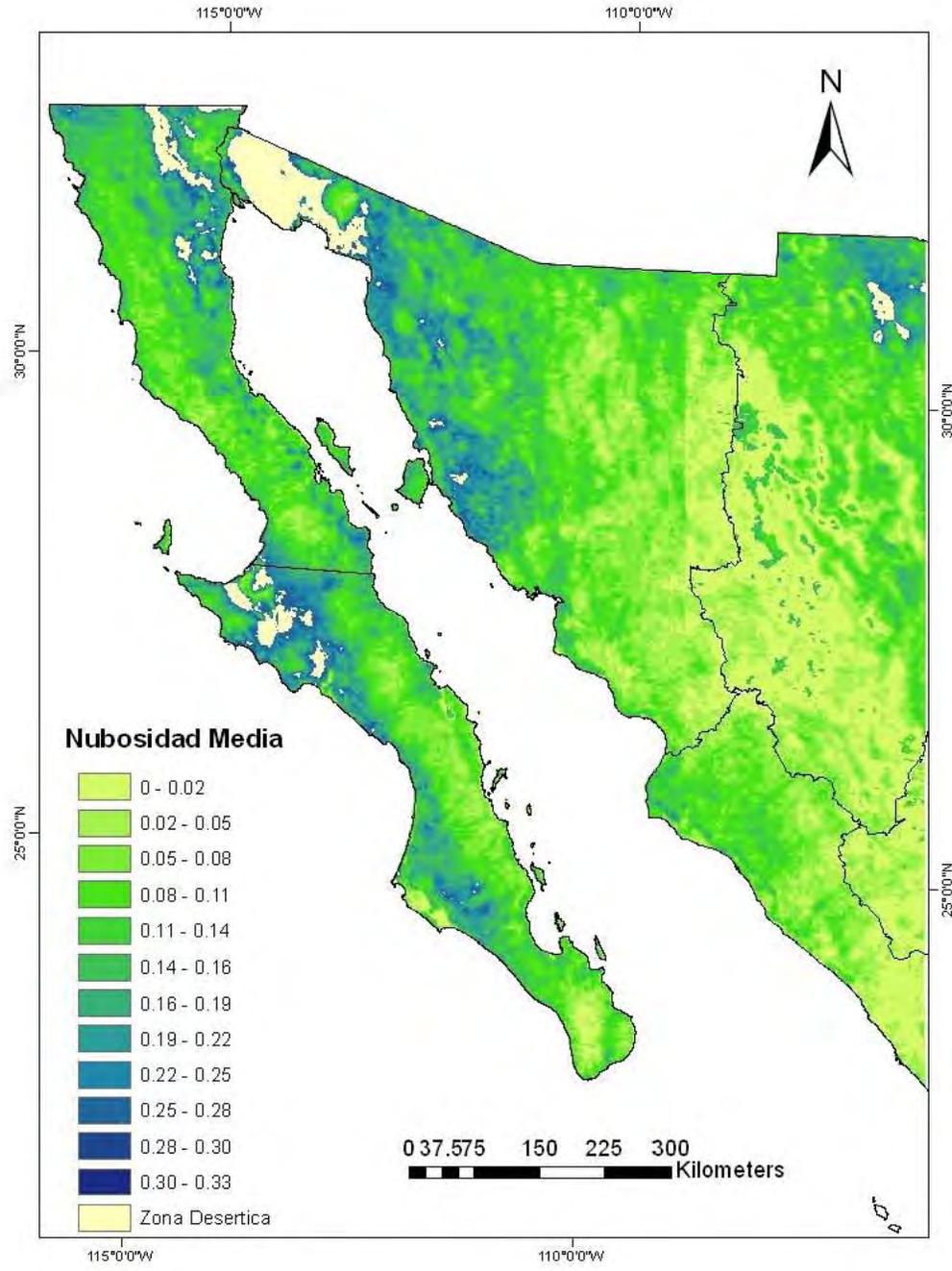


Figura 24 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Febrero

En cuanto al mes de marzo el mapa (Figura 25) refleja un gran cambio en los valores que representan a la nubosidad, en este mes se puede observar la menor presencia de nubosidad en todo el año, con respecto a enero y febrero, marzo carece de nubosidad en las zonas de las llanuras sonorenses y el valle norte, el comportamiento de la nubosidad en la península de Baja California va en decremento con respecto a los meses anteriores, todos los cambios que se presentan en marzo se reflejan en su histograma (Gráfica 5), la distribución en marzo se encuentra completamente sesgada hacia los valores que representan una menor o nula nubosidad aparente.



Gráfica 5 Histograma medias Marzo

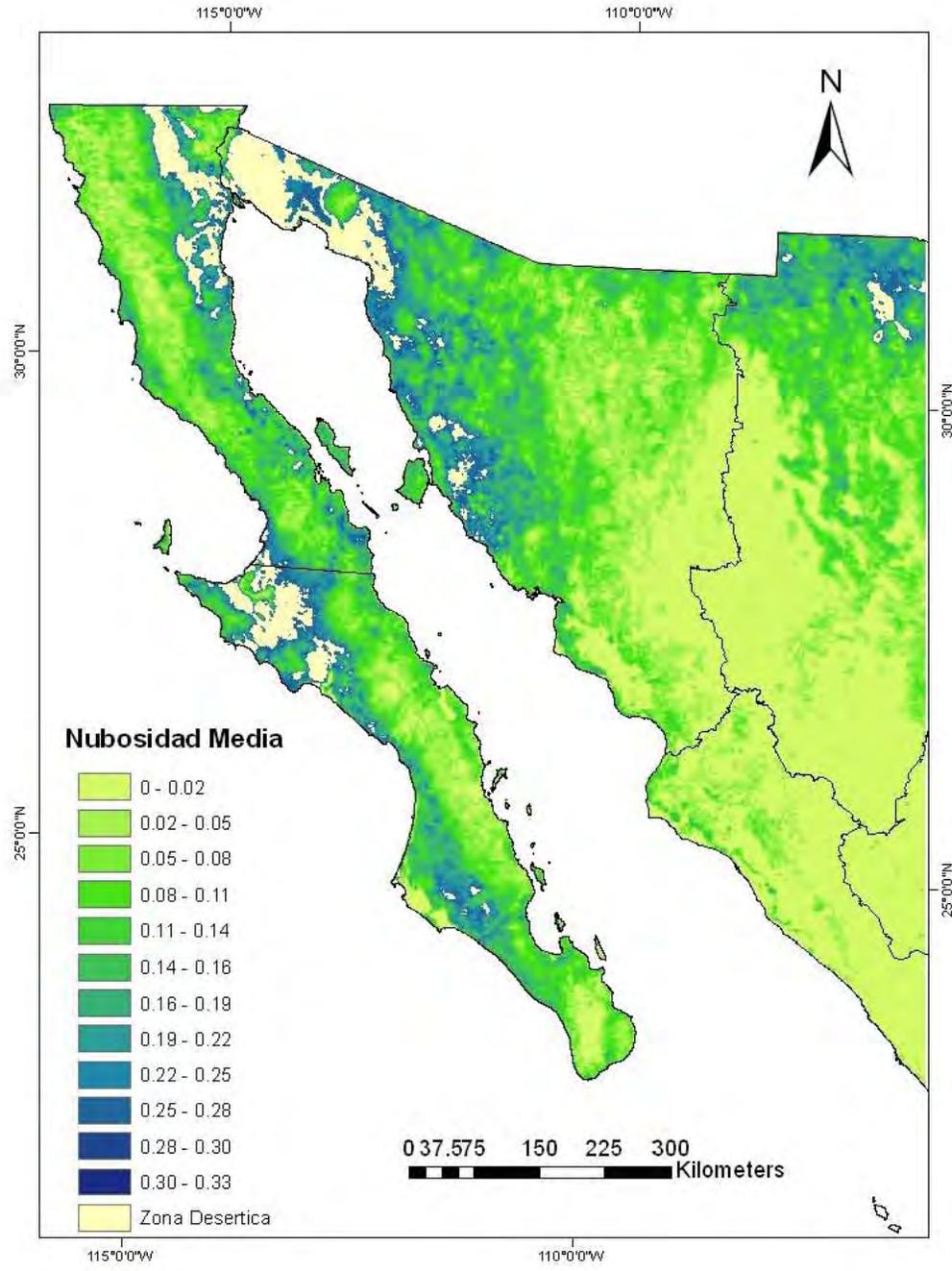


Figura 25 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Marzo

En el mes de abril podemos observar un incremento en la nubosidad con respecto a marzo, el cambio más notable en el mapa de abril (Figura 26) se encuentra en la gran meseta y los cañones chihuahuenses que forman parte de la Sierra Madre Occidental, del mismo modo pero con menor intensidad en la región de la península de Baja California hay un incremento en la nubosidad, esto es notable en las Sierras de San Pedro Mártir y en la Sierra de la Giganta. El histograma del mes de abril (Gráfica 6) muestra un sesgo hacia los valores con menor valor, el sesgo no es tan significativo como en el histograma de febrero (Gráfica 4) o marzo (Gráfica 5), esto significa que los valores que se encuentran relacionados con la nubosidad de la zona han aumentado con respecto a los dos meses anteriores.



Gráfica 6 Histograma medias Abril

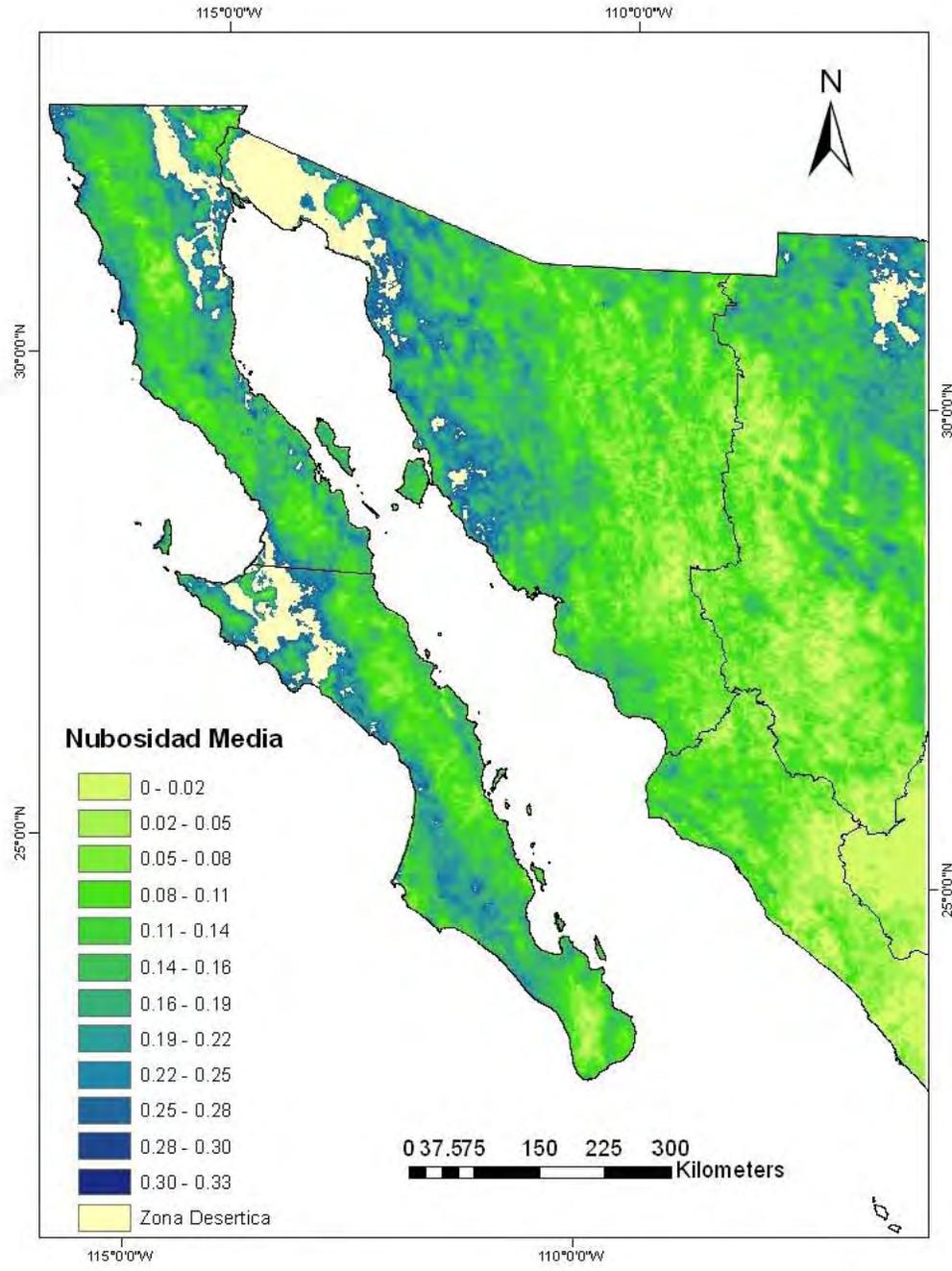
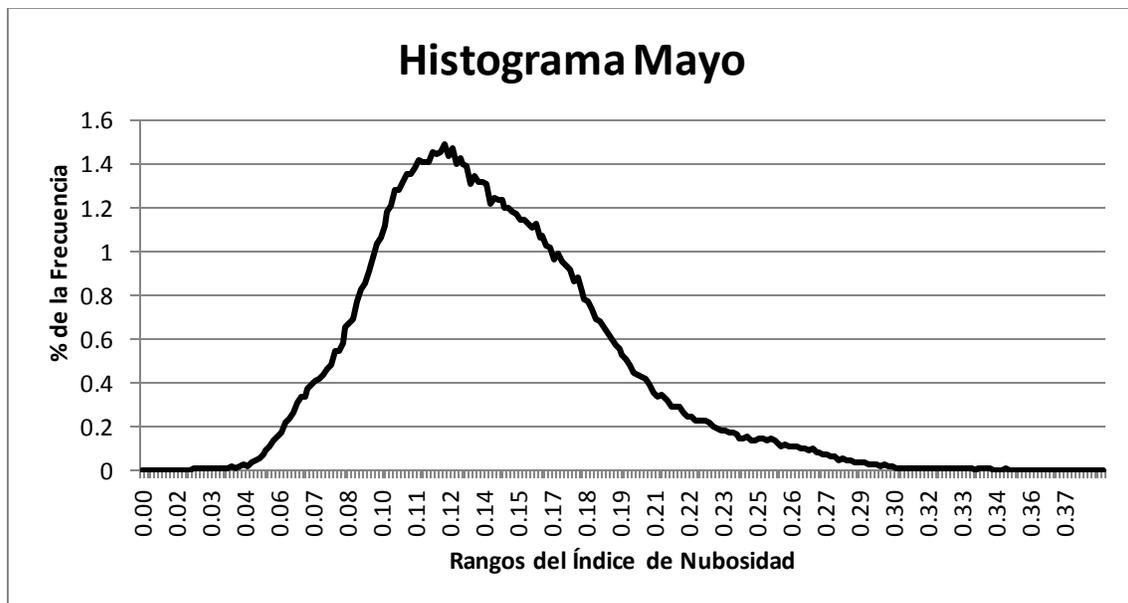


Figura 26 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Abril

El mes de Mayo continúa con la tendencia del mes de Abril, en este mes los cambios siguen incrementándose en cuanto al incremento en los valores de nubosidad aparente como podemos observar en la Figura 27, en las sierras y llanuras tarahumaras la nubosidad se incrementa así como en la meseta chihuahuense. En el histograma (Gráfica 7) se refleja un cambio en la distribución en comparación con el histograma del mes de abril (Gráfica 6) pero el cambio no es de grande en comparación con el cambio transicional observado en los meses de enero y febrero.



Gráfica 7 Histograma medias Mayo

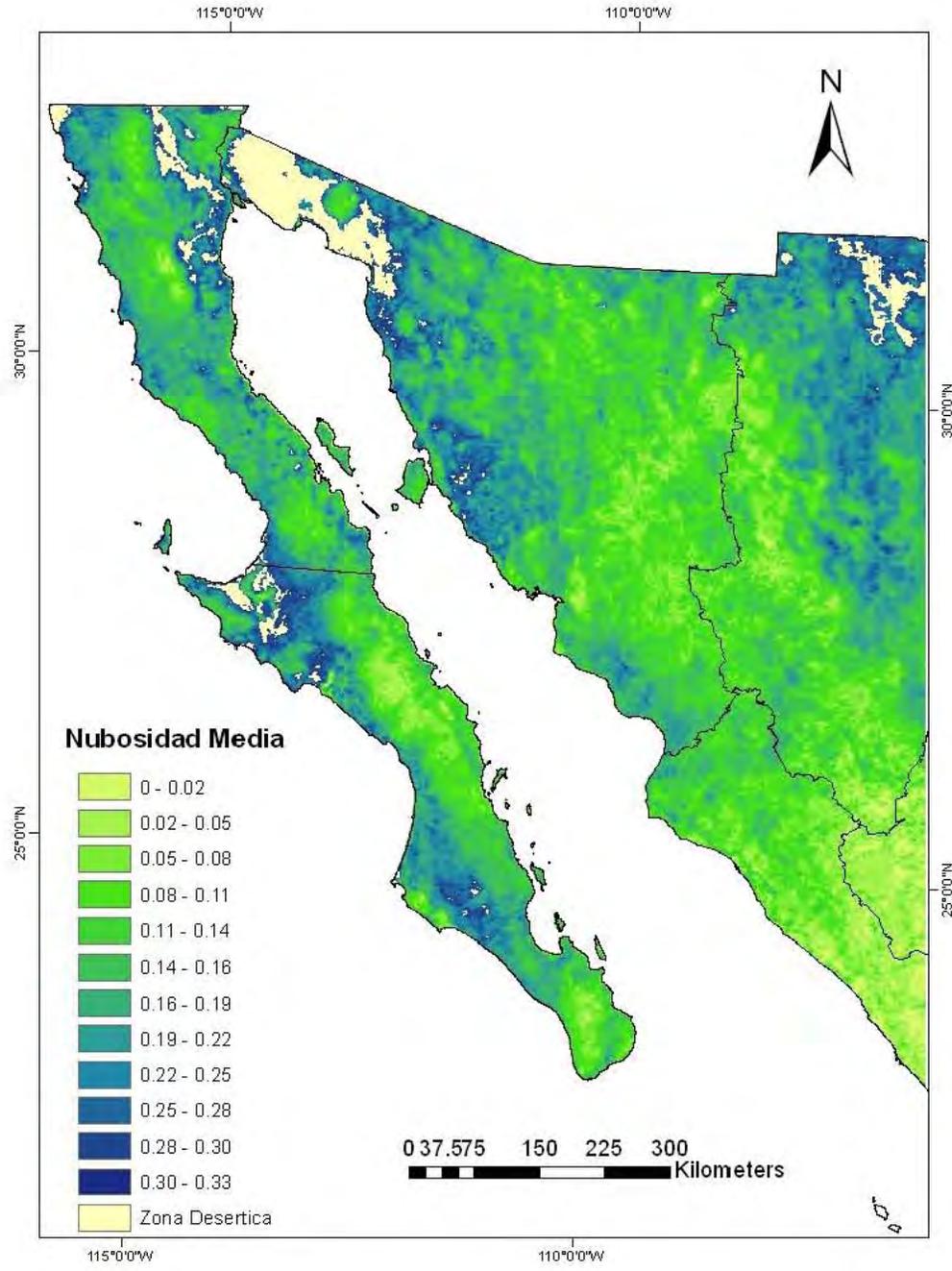
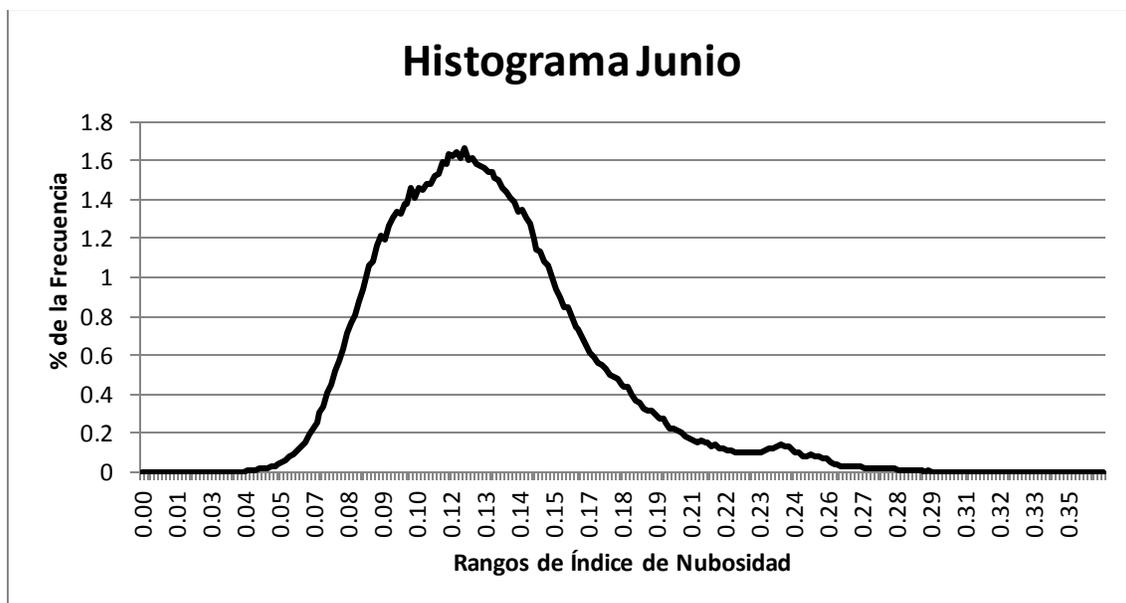


Figura 27 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Mayo

En Junio la nubosidad se incrementa en zonas como la llanura costera sinaloense mientras que hay un decremento en las sierras del norte y en la sierra de San Pedro Mártir, el mapa del índice de nubosidad de Junio (Figura 28) tiene incrementos en la nubosidad aparente de algunas zonas pero del mismo modo decrece en otras, el decremento de la nubosidad se presenta en las Sierras y Llanuras Tarahumaras, los cambios mencionados con anterioridad se pueden apreciar cuando son comparados el mapa de Junio (Figura 28) y Mayo (Figura 27). El histograma de Junio (Gráfica 8) presenta un sesgo a la izquierda esto significa que en la distribución encontramos una concentración de valores en los rangos donde la nubosidad es escasa otro punto para mencionar es que con respecto a lo observado en el mes de Mayo hay un pequeño decremento en la media de Junio en comparación con Mayo.



Gráfica 8 Histograma medias Junio

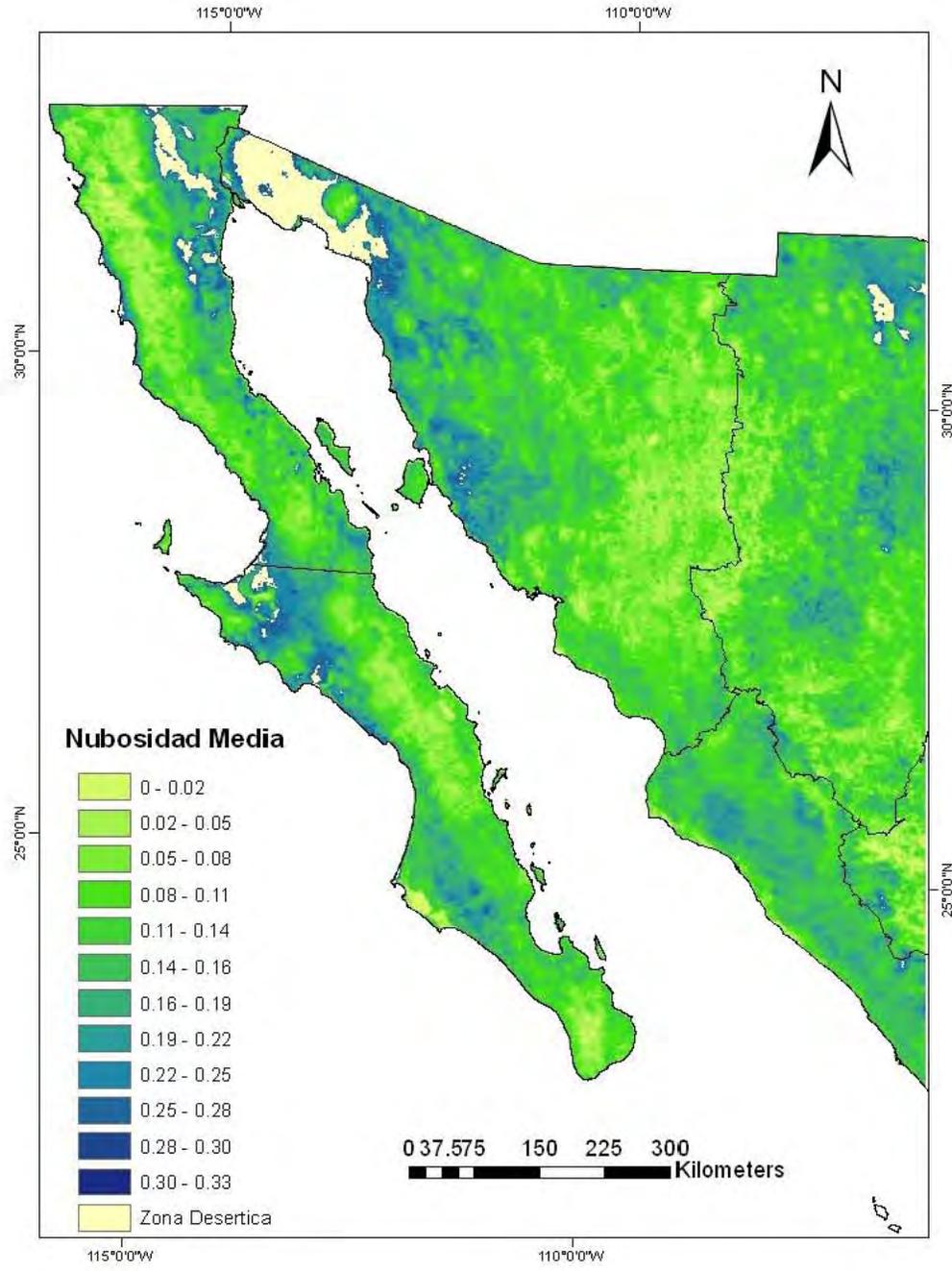
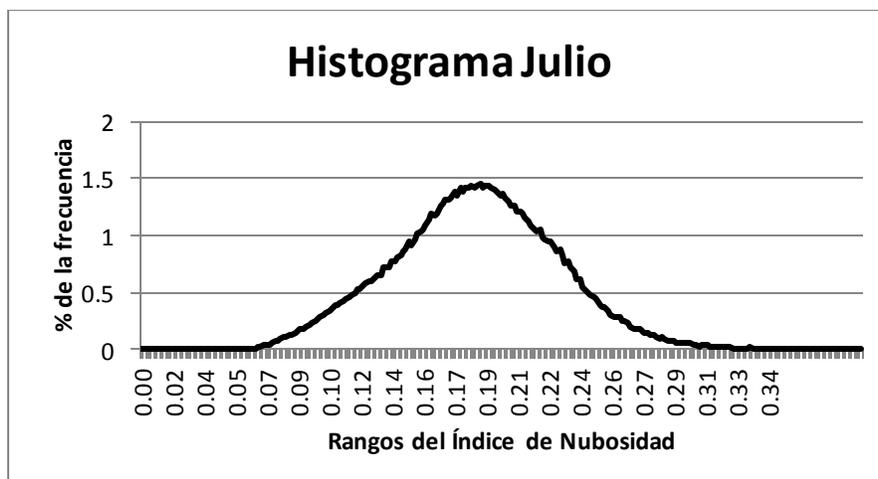


Figura 28 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Junio

El mes de julio presenta la mayor presencia de nubosidad por pixel en todo el año, en el mapa de julio (Figura 29) muestra como esta nubosidad no solo se presenta en la Sierra Madre Occidental sino que se extiende a las sierras y valles sonorenses, a las sierras y llanuras tarahumaras, y a las cañadas del norte. Es importante mencionar que en este mes y en particular en el Noroeste de México, la nubosidad está confinada a un fenómeno meteorológico en particular y este se presenta en el verano, los vientos terrestres en el norte del Golfo de California se encuentran sometidos a una reversión estacional; durante el verano se presenta un centro de baja presión local (Barlow y Sumant, 1997), el centro de baja presión anteriormente mencionado corresponde al fenómeno meteorológico llamado el Monzón Mexicano, este fenómeno es de gran importancia para la climatología de las costas del pacífico en el Noroeste de México, tiene su origen en la humedad introducida en la troposfera media por la zona intertropical de convergencia y los fenómenos que en ella se originan, como son las perturbaciones ciclónicas y los ciclones tropicales (García and Trejo, 1994). En este mes en particular es notable la intensa carga de nubosidad que encontramos en el histograma de julio (Gráfica 9) la representación de esta carga se puede observar en su distribución ya que esta tienen un sesgo a la derecha de la gráfica, esto significa que una gran cantidad de pixeles en este mes tuvieron una alta carga en cuanto a nubosidad por pixel, la media mensual de julio fue la más alta dentro del rango de medias medidas con un valor de 0.18.



Gráfica 9 Histograma medias Julio

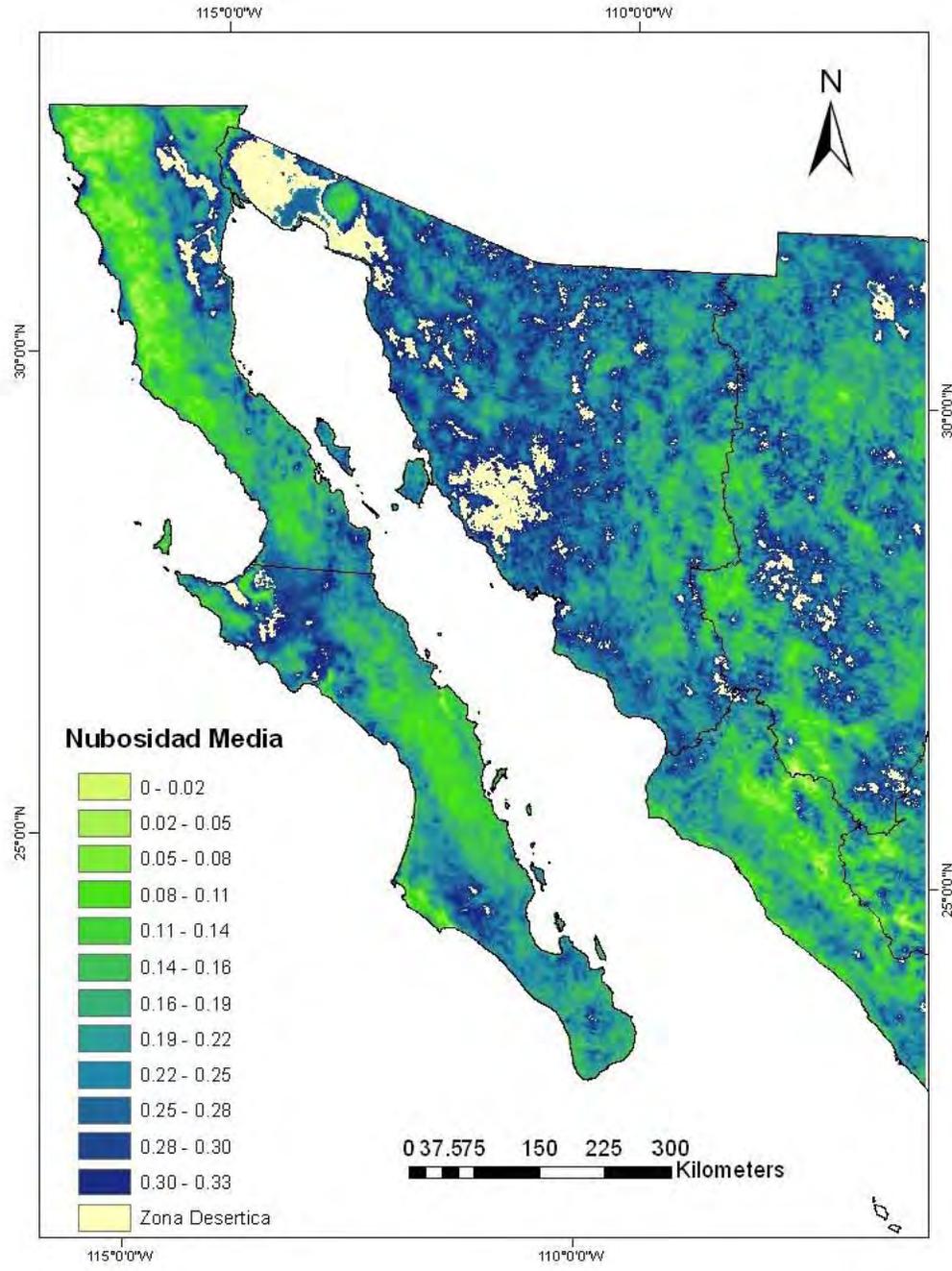
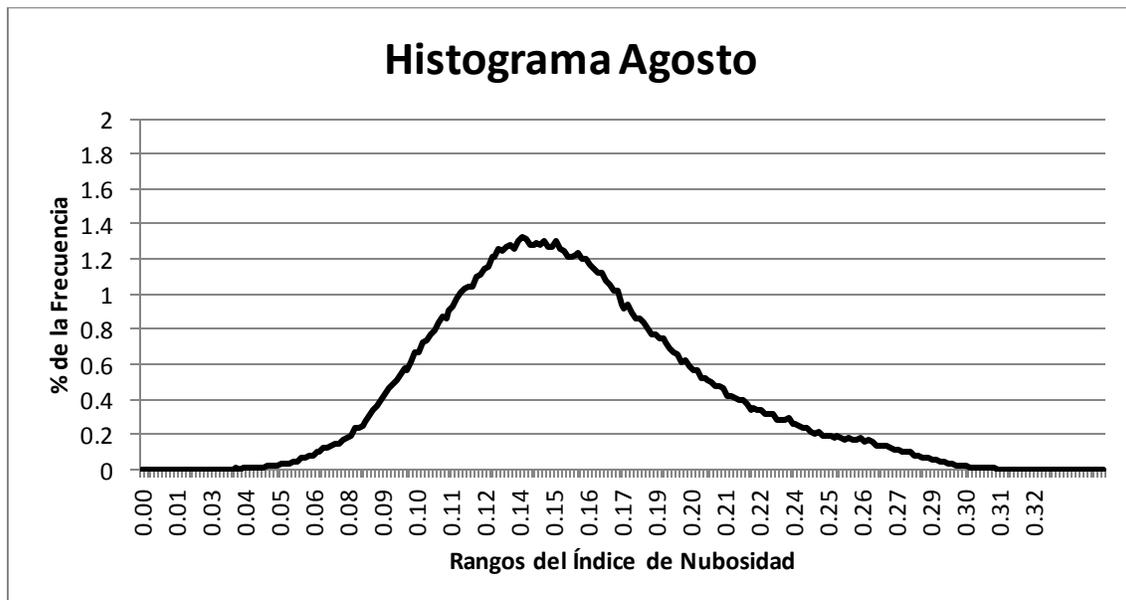


Figura 29 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Julio

El mapa del mes de agosto (Figura 30) representa una disminución en cuanto al porcentaje de nubosidad por pixel en comparación con el mes de julio (Figura 29) donde las tonalidades del azul oscuro están más presentes en el mapa. Aún cuando el mes de agosto tiene un decremento en cuanto a la nubosidad con el mes de julio, el porcentaje de nubosidad por pixel de este mes es alto en promedio con los otros meses, teniendo una media de 0.16, la nubosidad en este mes se presenta en la llanura costera de Sinaloa así como en las sierras del Norte, mientras que los decrementos de la nubosidad son constantes en todo el Noroeste en comparación con el mes de Julio, los mayores decrementos se encuentran en las zonas de las sierras Tarahumaras y en la meseta Chihuahuense, la península de Baja California tiene un pequeño decremento en la sierra de la Giganta así como en la sierra de San Pedro Mártir. El histograma del mes de agosto (Gráfica 10) se encuentra un poco sesgado a la derecha en comparación con los meses anteriores con excepción de julio y enero.



Gráfica 10 Histograma medias Agosto

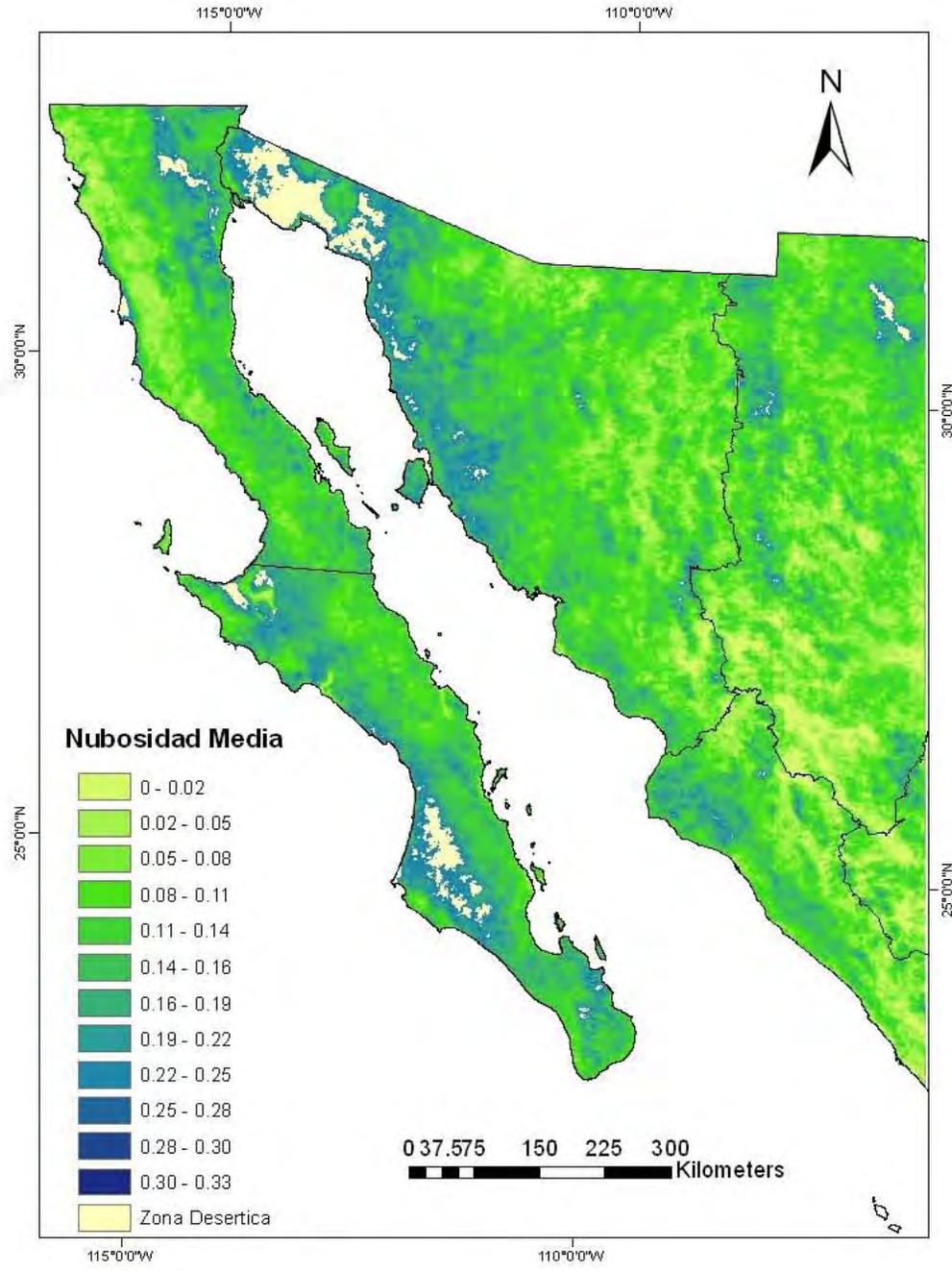
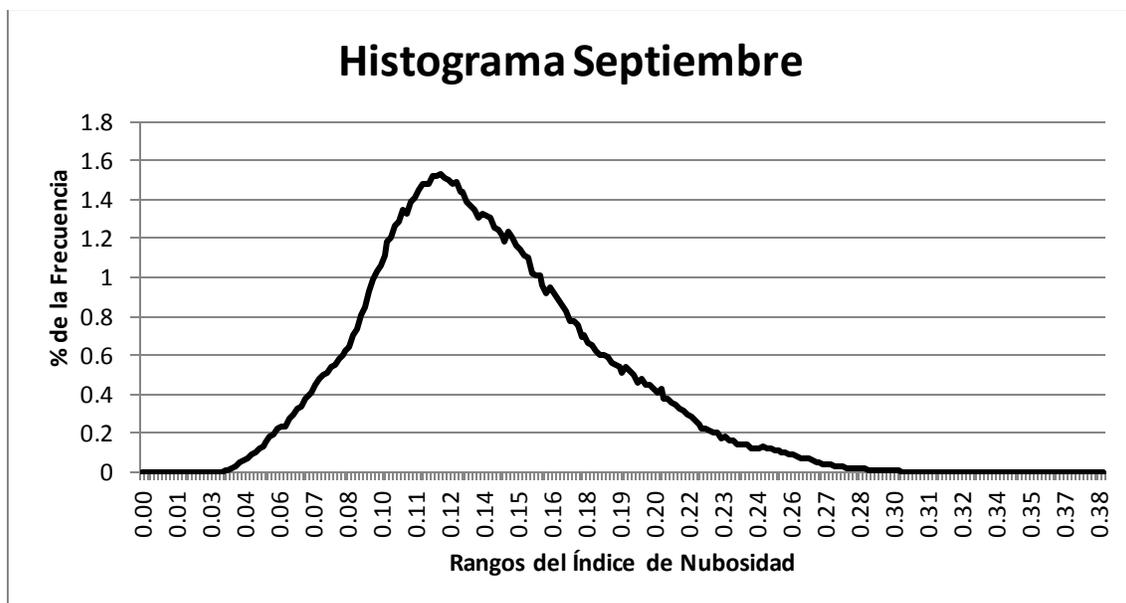


Figura 30 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Agosto

El histograma de septiembre (Gráfica 11) nos muestra un sesgo a la izquierda en comparación con el histograma de agosto (Gráfica 10) esto nos indica un decremento en los valores de nubosidad por pixel. El mapa del mes de septiembre (Figura 31) muestra un decremento con respecto a agosto, el decremento se ha presentado inicialmente en el mes de Agosto y se prolonga hasta el mes de noviembre, las variaciones en el mes de Septiembre se pueden observar en el mapa de medias de septiembre (Figura 31) donde es posible apreciar un decremento en la nubosidad en la llanura costera de Sonora y Sinaloa, en la gran meseta chihuahuense y en parte de la sierra madre Occidental, en este mes podemos observar un pequeño incremento en las Sierras del Norte al igual que en la Sierra de la Giganta localizada en la Península de Baja California.



Gráfica 11 Histograma medias Septiembre

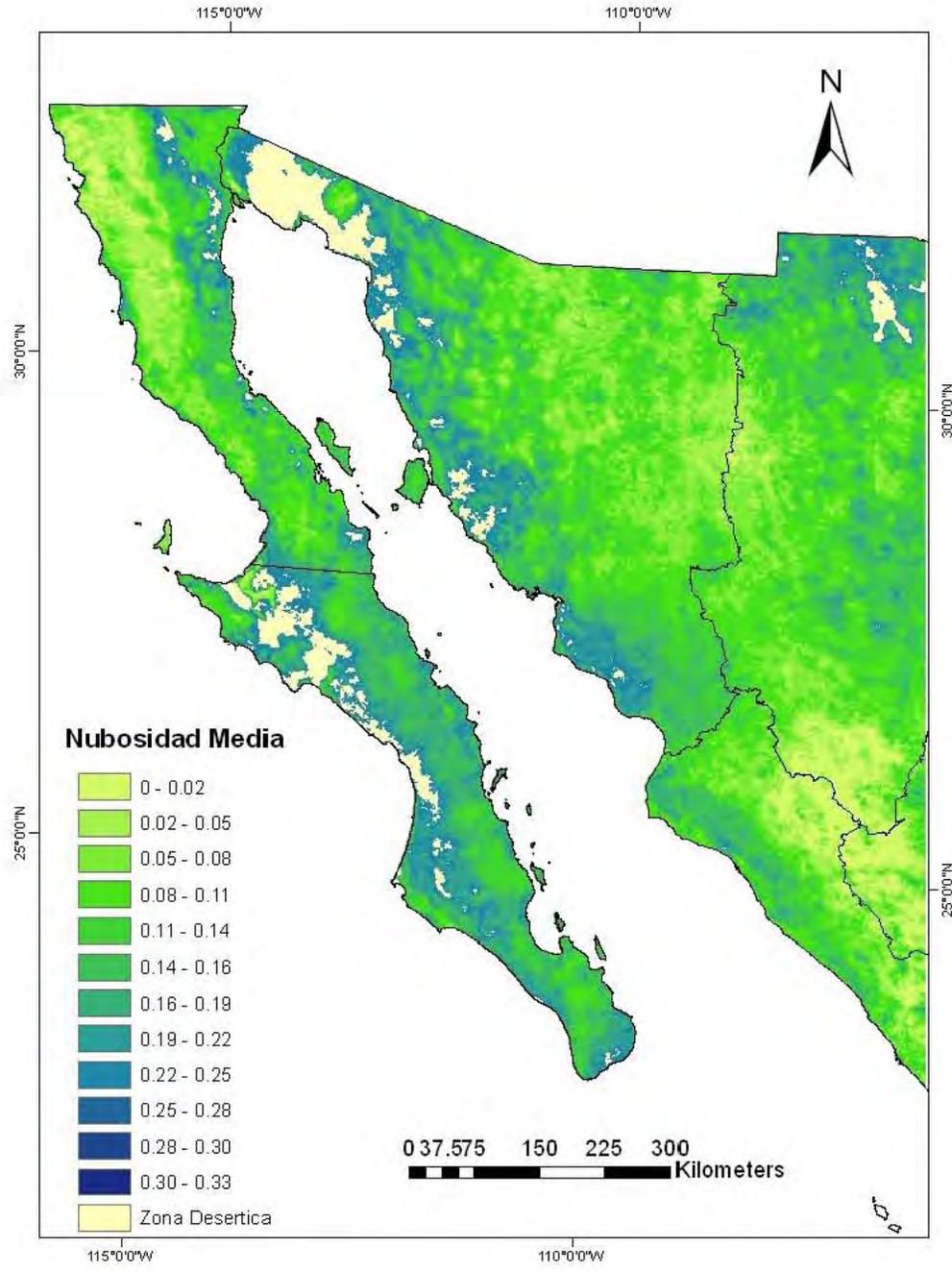
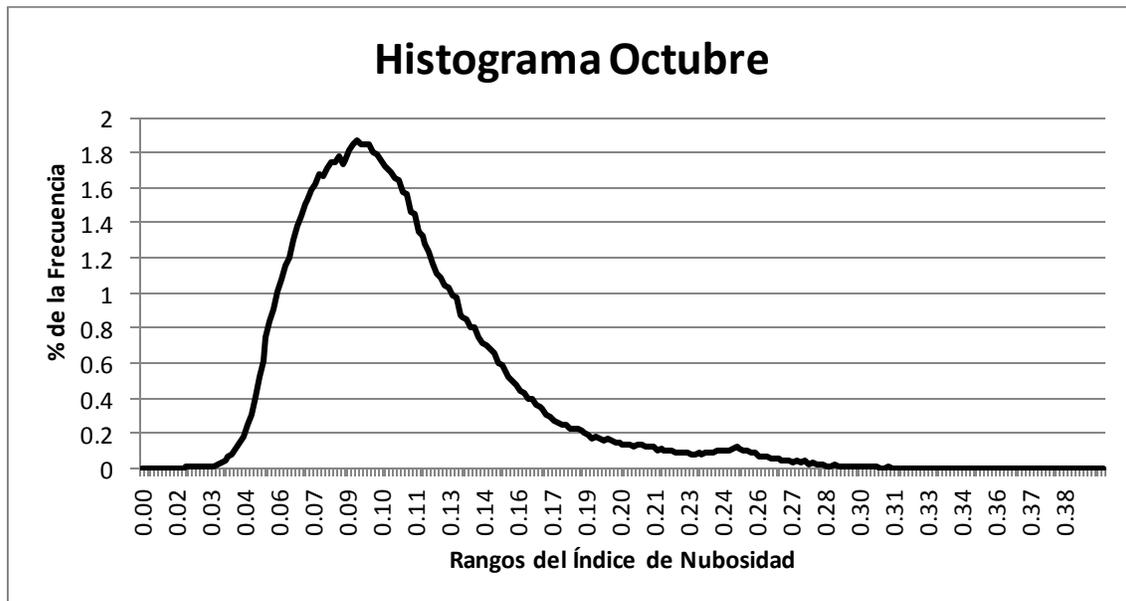


Figura 31 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Septiembre

Octubre es un mes carente de nubosidad en comparación con la segunda mitad del año y en una comparación anual, solo el mes de marzo tiene una menor nubosidad. En el mapa de octubre (Figura 32) tiene una gran diferencia con los meses anteriores, en gran parte del noroeste tiene un decremento en los valores de nubosidad aparente, esto decremento se puede apreciar en gran parte de la Sierra Madre Occidental, la llanura costera de Sonora y Sinaloa, en las Sierras y Llanuras Tarahumaras, en la Península de Baja California el decremento es apreciable en la Sierra de la Giganta y en la región de el Cabo. El histograma del mes de Octubre (Gráfica 12) presenta una distribución sesgada a la izquierda, con una curtosis de tipo leptocúrtica en comparación con las distribuciones anteriores, los valores se encuentran distribuidos entre 0.042 y 0.124, lo que significa que la mayor cantidad de valores están distribuidos dentro de este rango y representan una nubosidad nula o escasa.



Gráfica 12 Histograma medias Octubre

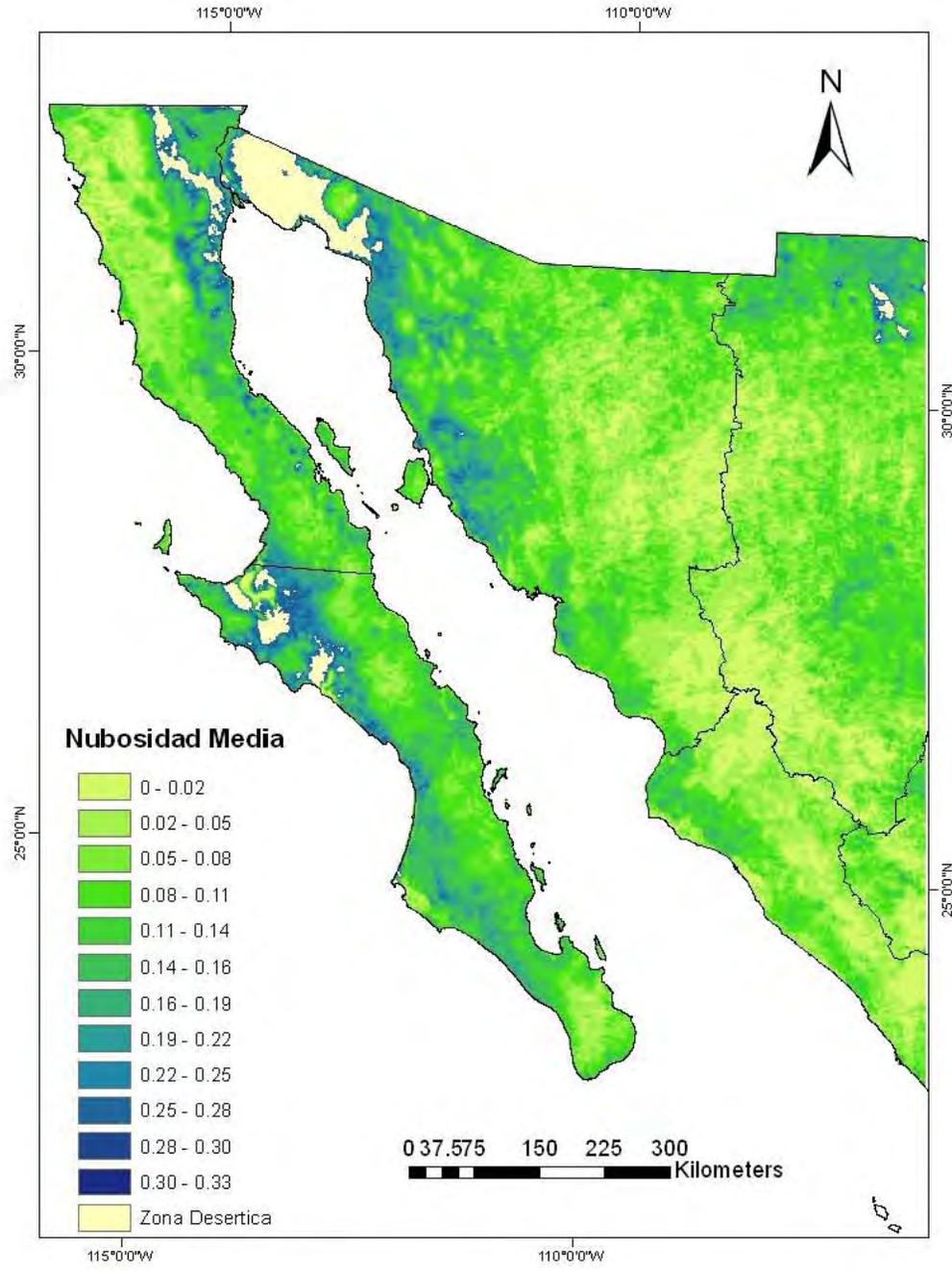
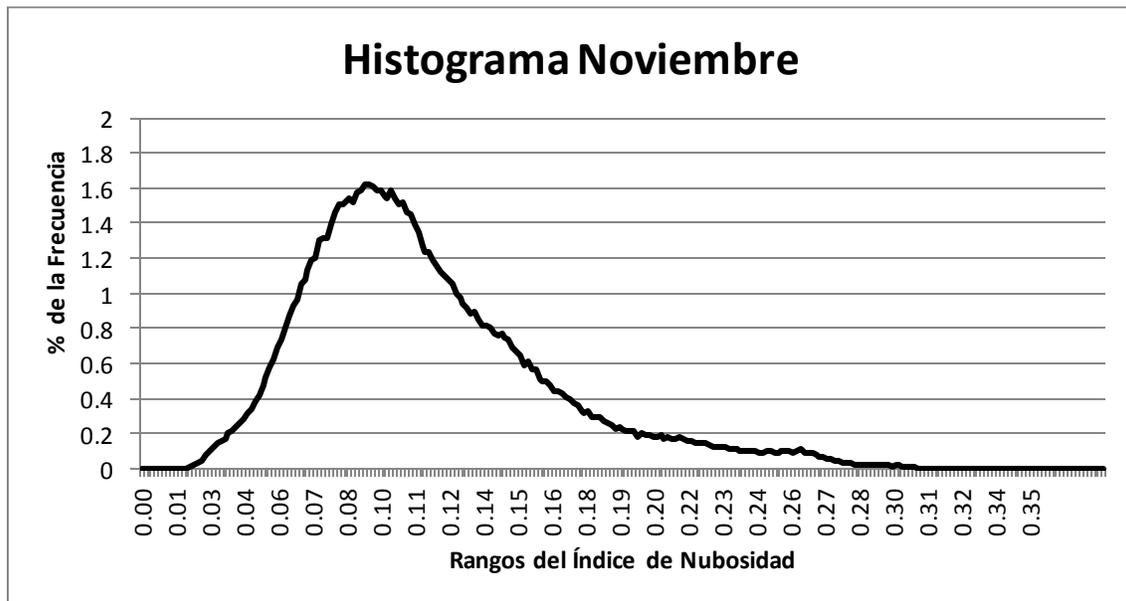


Figura 32 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Octubre

En el mapa de noviembre (Figura 33) podemos observar un incremento en los valores de nubosidad con respecto al mapa de octubre (Figura 32), aún cuando no es un incremento muy grande, es perceptible en la Península de Baja California, en especial en la Sierra de San Pedro Mártir; y en gran parte de la zona de lomeríos en Sonora, también es perceptible un decremento de nubosidad en los valles y cañones Tarahumaras. El histograma de noviembre (Gráfica 13) se encuentra sesgado a la izquierda representando valores con poca nubosidad, es muy similar al histograma de octubre (Gráfica 12) pero con una diferente estructura en la curtosis.



Gráfica 13 Histograma medias Noviembre

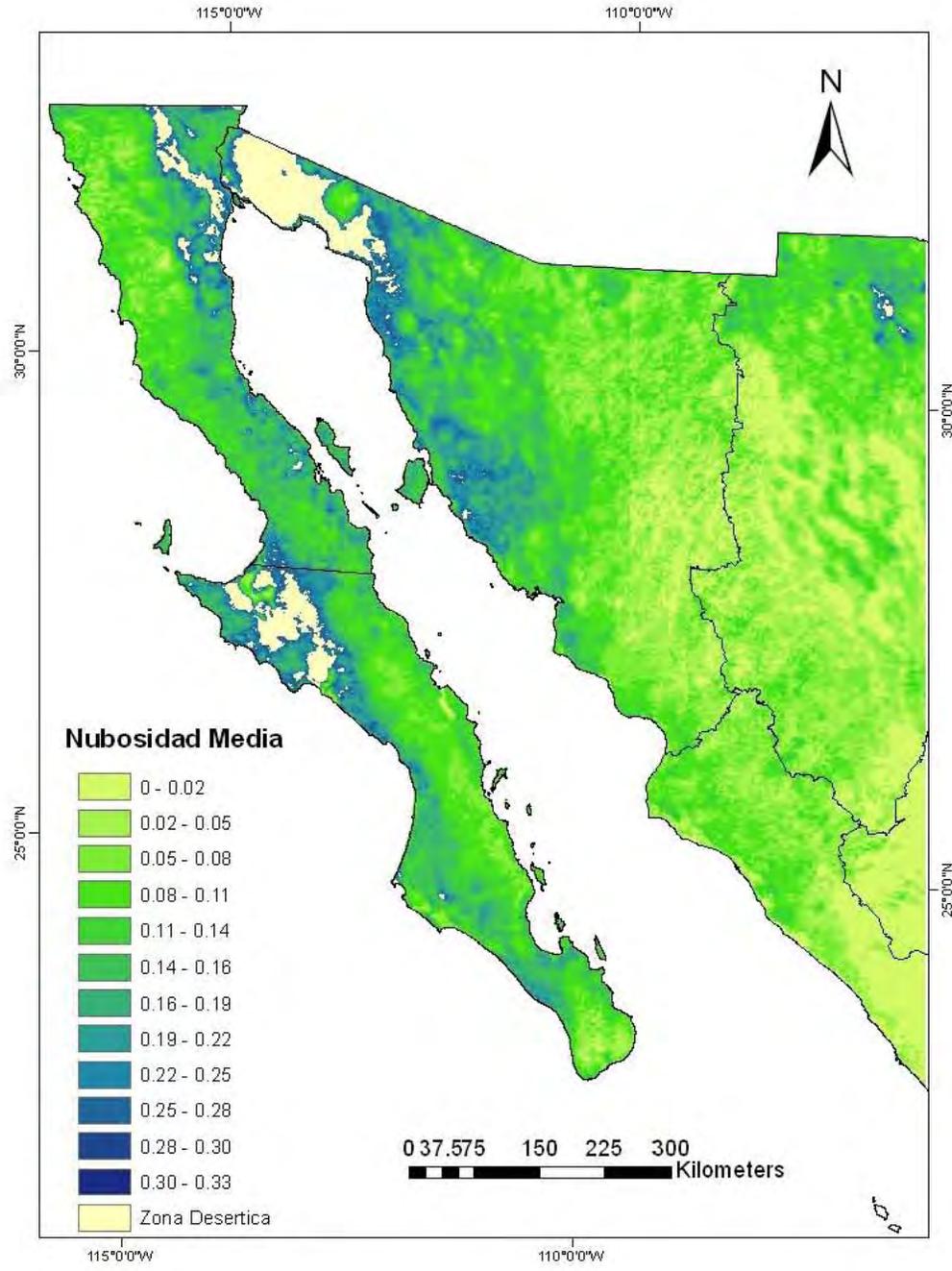
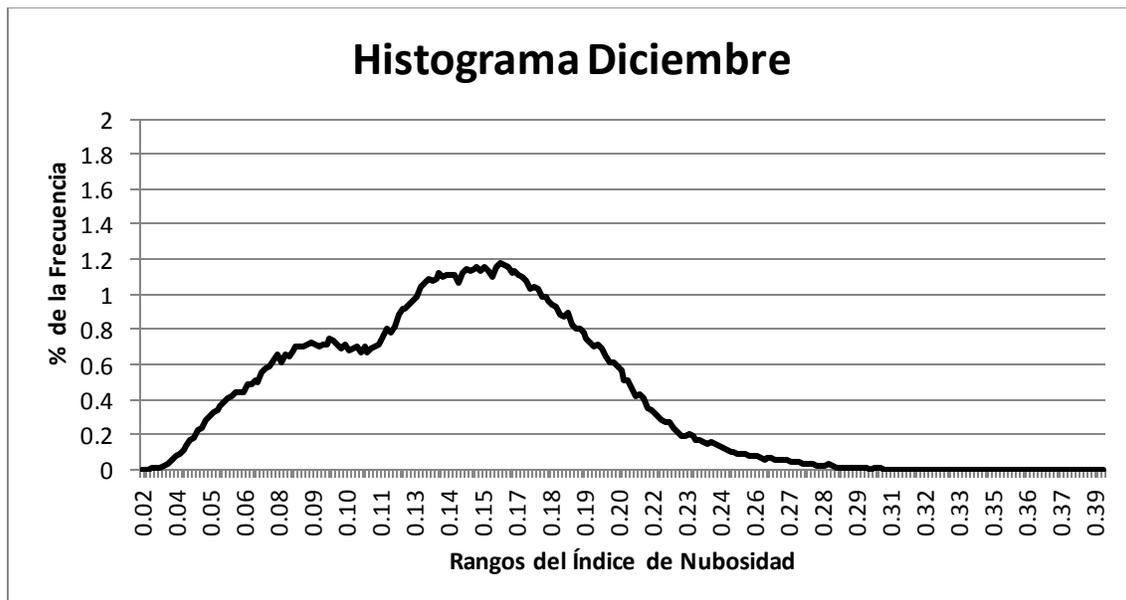


Figura 33 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Noviembre

La imagen del mapa de diciembre (Figura 34) tiene porciones en blanco en las zonas más al norte esto es debido a falta de datos en el área, en cuanto a la distribución de la nubosidad es importante mencionar que hay un incremento con respecto al mes de noviembre (Figura 33), el incremento se presenta en las llanuras costeras de Sonora y Sinaloa y en las Sierras de San Pedro Mártir y la Giganta, pero se mantiene constante y con valores bajos en la gran Meseta y los Cañones Chihuahuenses. Diciembre se caracteriza por ser uno de los tres meses con mayor nubosidad en el año junto a enero y julio. El histograma de diciembre (Gráfica 14) tiene una distribución bimodal esto se debe al contraste de valores que tiene el mapa (Figura 34) en 2 regiones en particular, los estados de Sonora, Baja California y Baja California Sur tienen un rango de valores altos en cuanto al porcentaje de nubosidad mientras que las partes proporcional de Chihuahua, Durango y Sinaloa, tienen un rango de valores bajos, debido a este arreglo de los valores su distribución varía con respecto a las distribuciones de los meses anteriores.



Gráfica 14 Histograma medias Diciembre

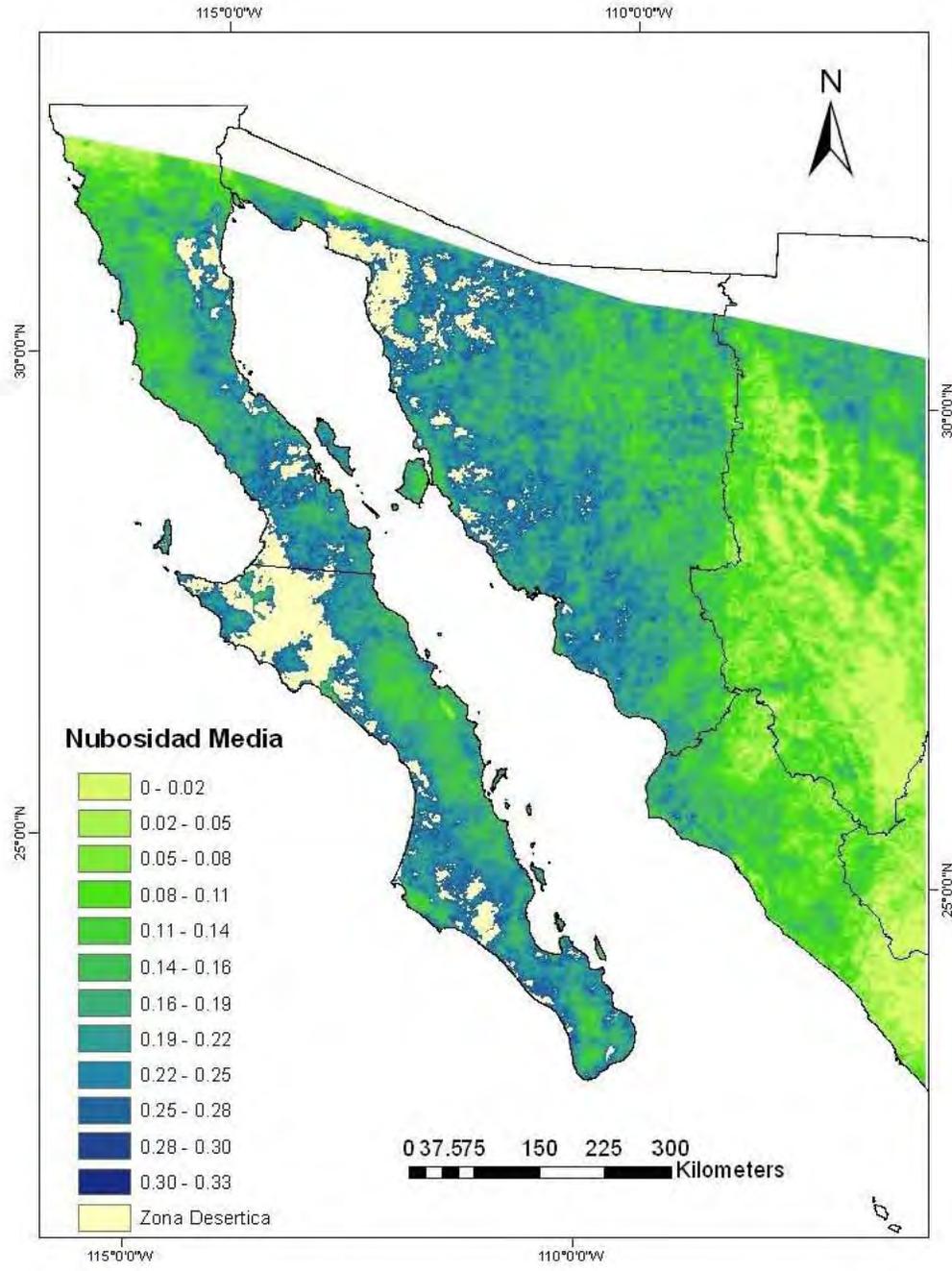


Figura 34 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Diciembre

3.2 Análisis por Estación del Año

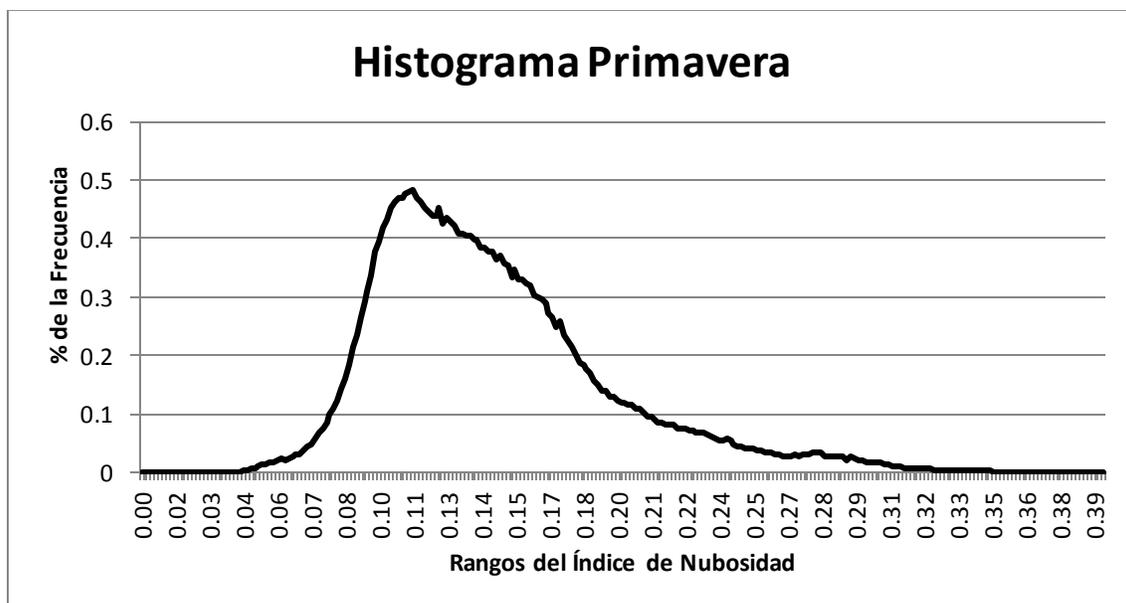
Como ya se mencionó con anterioridad el análisis también fue realizado con una temporalidad estacional, la característica de esta temporalidad es que los cambios de una estación a otra son suavizados por la cantidad de datos que se tienen disponibles. Los cambios mensuales son abruptos en comparación con el análisis estacional, esto se debe a que los fenómenos meteorológicos que afectan a la región tienen mayores cambios en temporalidades mensuales que en una temporalidad estacional. En la Tabla 5 se muestran las estadísticas calculadas por temporada.

Mes	Media Índice	Desviación Estándar	Máximos	Mínimos	Moda
Primavera	0.146	0.05	78.93	2.74	0.11
Verano	0.166	0.07	87.20	1.75	0.16
Otoño	0.114	0.05	67.89	1.85	0.09
Invierno	0.153	0.07	62.58	1.55	0.13

Tabla 5 Estadísticas Básicas por temporada.

En la Figura 35 podemos observar la cobertura nubosa de la estación primavera, aún cuando esta cobertura nubosa es escasa, es posible apreciar algunas regiones que a lo largo de la estación han presentado cierto porcentaje de nubosidad por pixel, en este mapa podemos observar la presencia de nubosidad en las sierras y llanuras tarahumaras, también hay presencia en la llanura costera de Sinaloa y deltas de Sonora y Sinaloa, mientras que en las sierras y cañadas del norte hay poca o nula presencia de nubosidad.

El comportamiento de la nubosidad en la península de Baja California no difiere del comportamiento general de la imagen, podemos observar que en las sierras de Juárez, San Pedro Mártir y la Giganta hay poca o nula presencia de nubosidad. El histograma de primavera (Gráfica 15) presenta un sesgo hacia la izquierda, esto representa que en la imagen hay una mayor presencia de píxeles con poca o nula presencia de nubosidad que de píxeles con cobertura nubosa, aún cuando el histograma presenta estos rasgos es posible observar algunas regiones que en esta estación tuvieron presencia de nubosidad.



Gráfica 15 Histograma medias Primavera

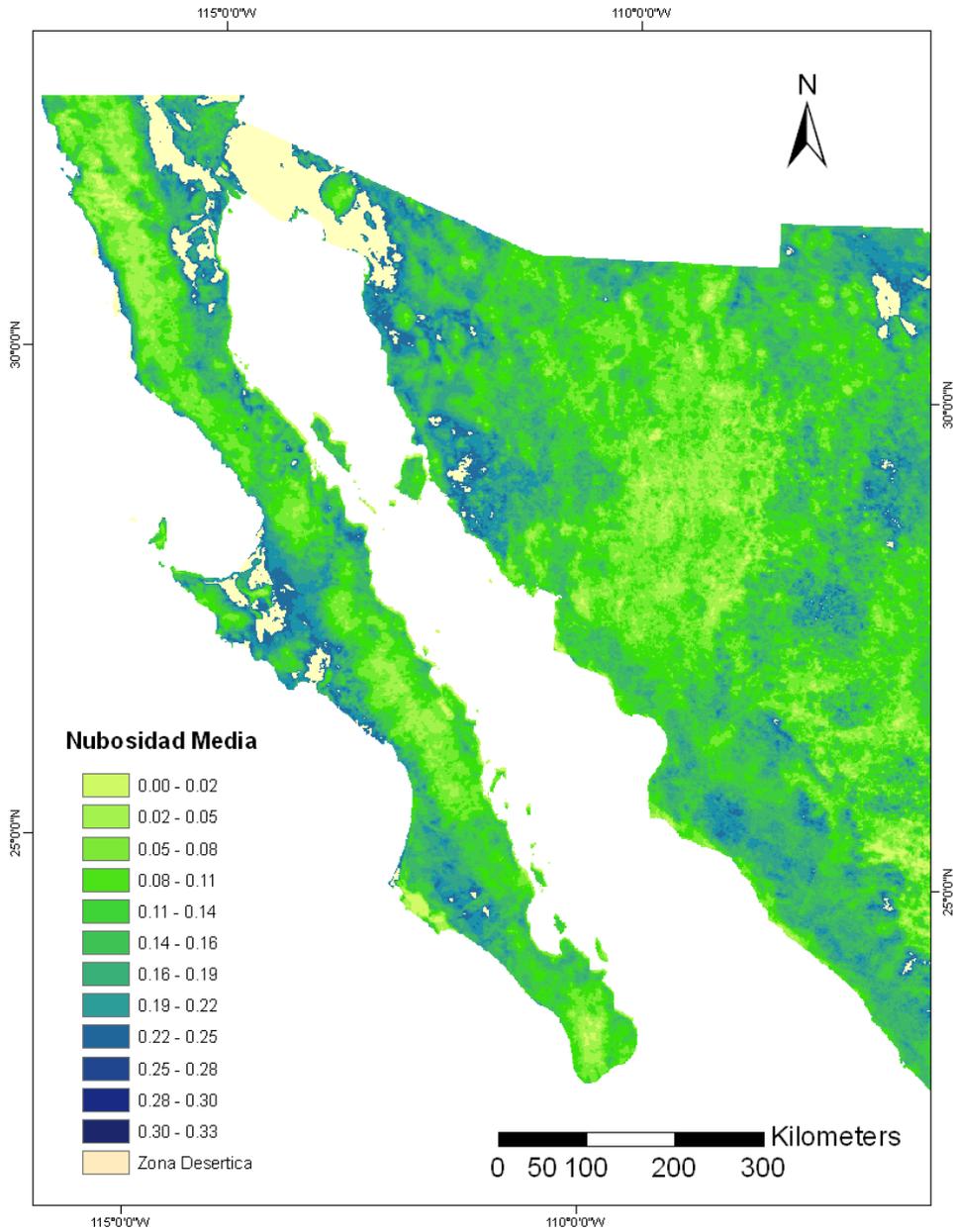
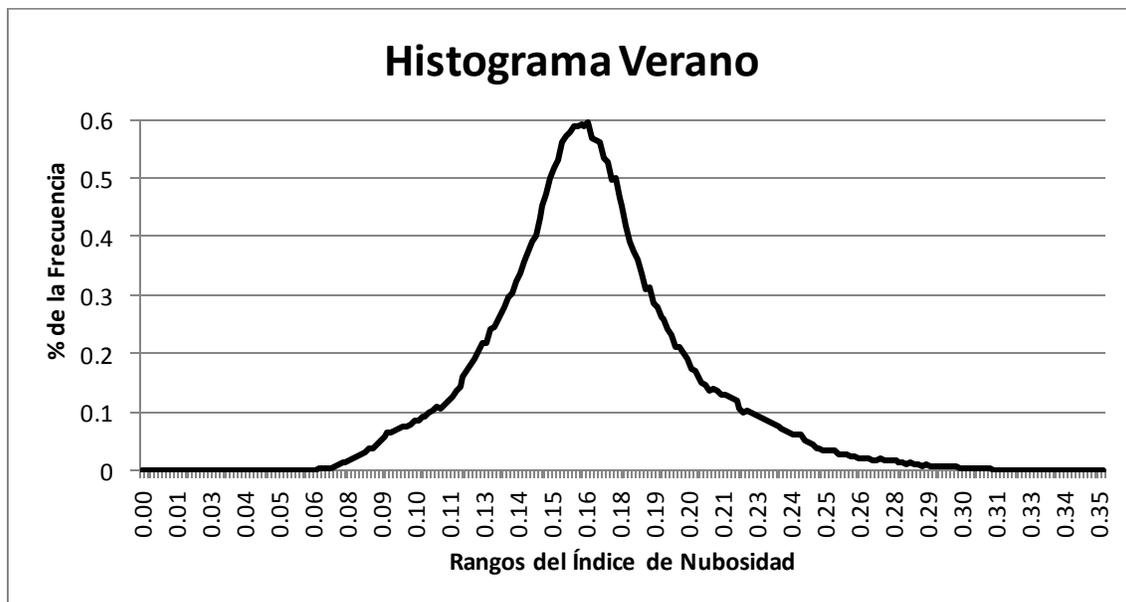


Figura 35 Porcentaje de la nubosidad media de Primavera

En verano (Figura 36) la presencia de nubosidad en la imagen aumenta con respecto a la presencia en primavera (Figura 35), el aumento es notable en la Llanura costera y delta de Sonora y Sinaloa, en la Gran Meseta y Cañones Chihuahuenses y en las Sierras y Llanuras Tarahumaras. Las regiones anteriormente mencionadas tienen un cambio significativo en cuanto a la cobertura nubosa, y aún cuando no es tan significativo en las siguientes regiones también es notable un cambio en la cobertura, en las Sierras del Norte, en el Valle del Norte y las Cañadas del Norte hay un aumento en la cobertura nubosa por pixel. En la Península de Baja California podemos observar que el cambio en cuanto a la cobertura se extiende en las tres sierras principales, la Sierra de Juárez, la Sierra de San Pedro Mártir y la Sierra de la Giganta. El histograma de verano (Gráfica 16) nos muestra una distribución de tipo normal con una curtosis de tipo leptocúrtica esto nos indica que una gran cantidad de valores de la distribución se encuentra en el rango de valores entre 0.14 y 0.19, lo cual significa que la gran mayoría de los valores tienden a tener una cobertura nubosa aparente.



Gráfica 16 Histograma medias Verano

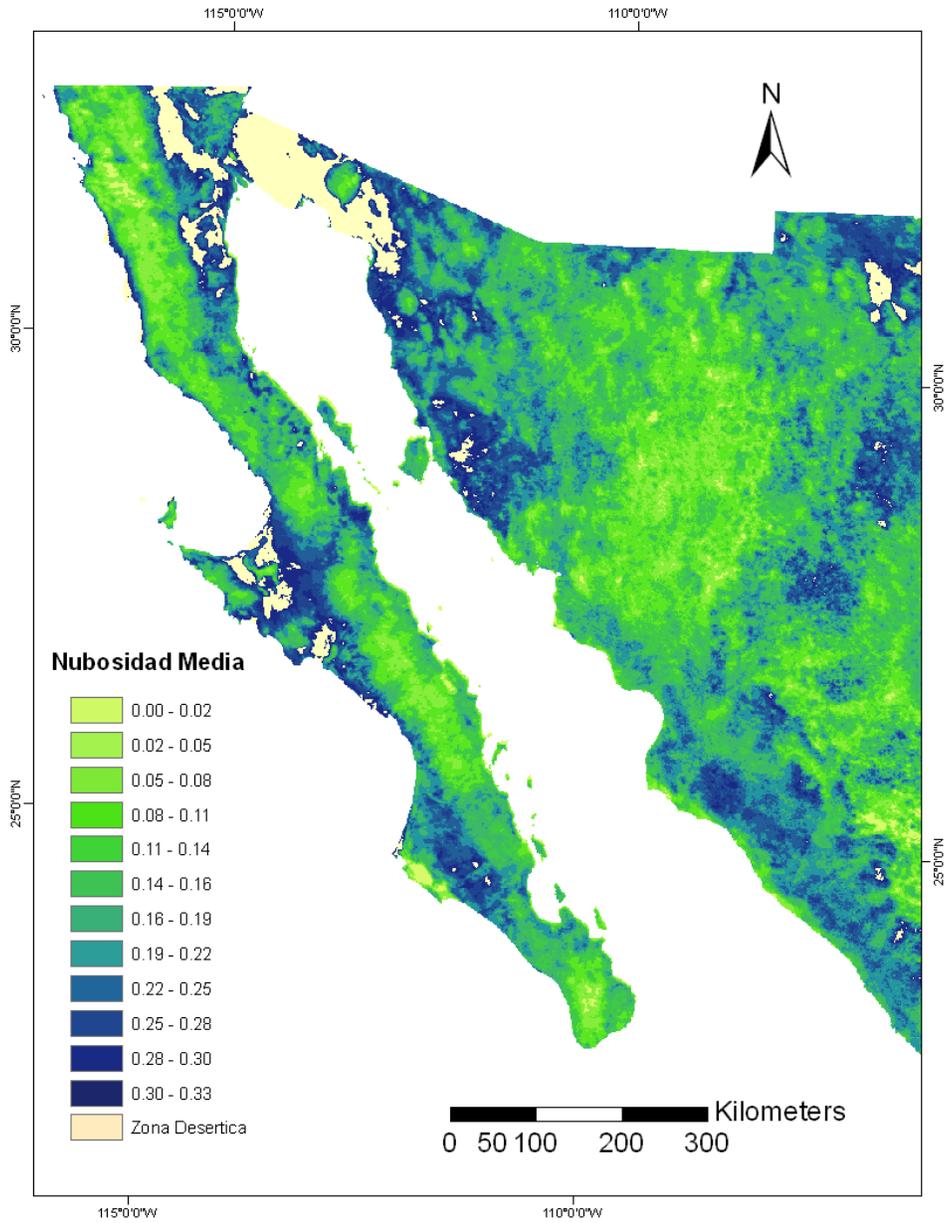
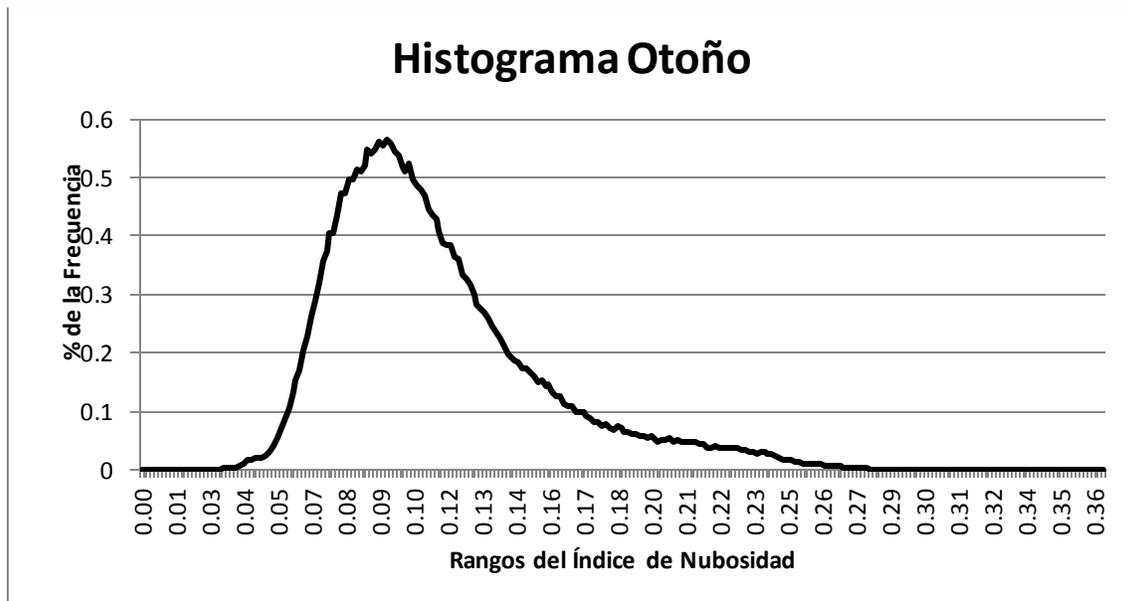


Figura 36 Porcentaje de la nubosidad media de Verano

La Figura 37 nos muestra el mapa de cobertura nubosa de la temporada de otoño, es importante mencionar que la media y la moda de este mes tienen los valores más bajos (Tabla 5) con respecto a las otras estaciones. El mapa de otoño presenta un decremento en cuanto a la cobertura nubosa con respecto al mapa de verano (Figura 36), aún cuando se presenta esta disminución hay presencia de nubosidad en la Sierra de la Giganta. El decremento de nubosidad se encuentra en mayor medida en la meseta y cañones duranguenses así como en la meseta y cañones chihuahuenses. En la Península de Baja California podemos observar decremento de la nubosidad aparente en toda la región, el decremento en la península no es tan significativo como en la Sierra Madre Occidental pero es importante hacer mencionar que el incremento se presenta en la zona adyacente de la Bahía de Magdalena. El histograma de otoño (Gráfica 17) presenta una distribución sesgada a la izquierda y con una curva leptocúrtica que representa valores bajos o de escasa nubosidad. Otoño se caracteriza dentro del año 2008 por ser la temporada con menor nubosidad, a diferencia de Primavera el Otoño carece de nubosidad en la Llanura costera de Sinaloa y Sonora, es importante mencionar que la distribución de otoño es la distribución que se encuentra más sesgada a la izquierda lo cual representa una gran cantidad de valores bajos que se pueden visualizar en el mapa (Figura 37).



Gráfica 17 Histograma medias Otoño

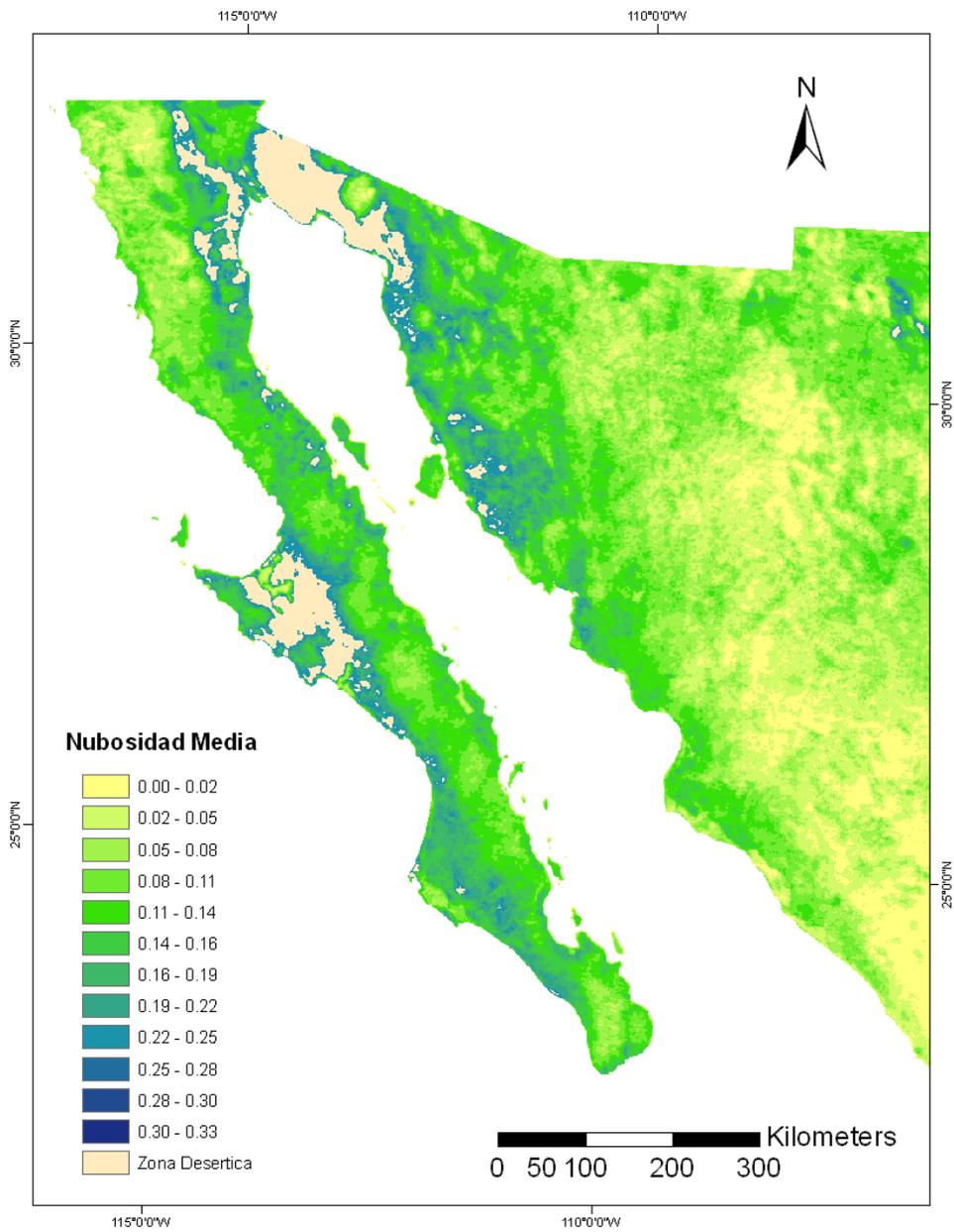
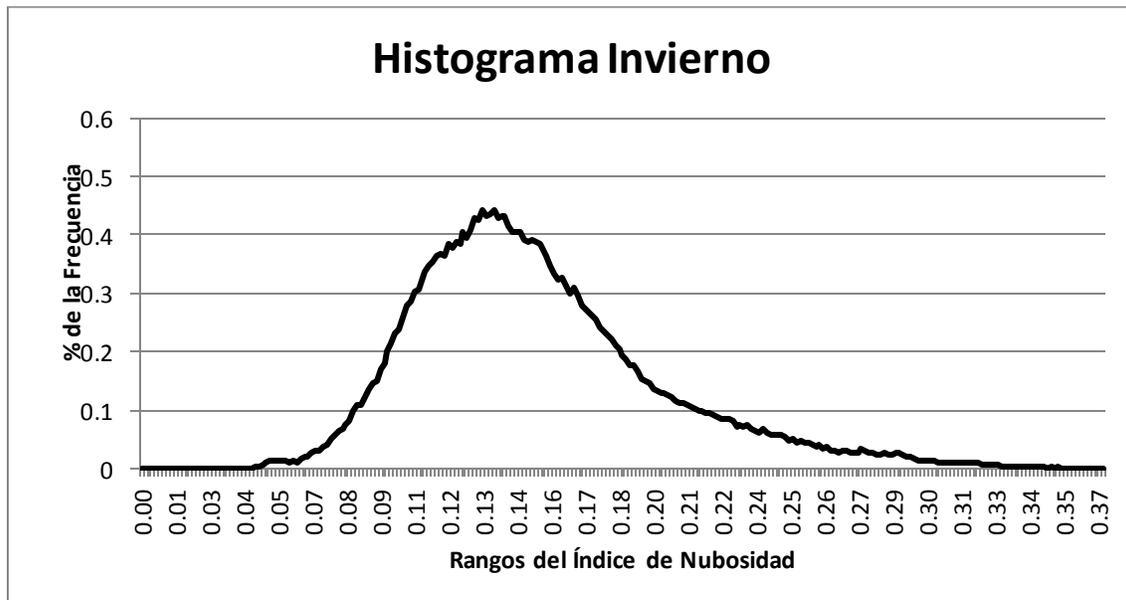


Figura 37 Porcentaje de la nubosidad media de Otoño

El mapa de invierno (Figura 38) presenta variaciones en relación con el mapa de otoño en gran parte de la imagen. En las Sierras y Llanuras Tarahumaras así como en la Llanura costera de la Sierra Madre Occidental se presenta un incremento en los valores de nubosidad aparente, además del incremento también se presentan un decremento en la Península de Baja California, el decremento se presenta en la Sierra de San Pedro Mártir y la Sierra de la Giganta, la sierra de Juárez permanece constante y sin cambios significativos, los incremento y decrementos son representativos en cuanto a la nubosidad observada con respecto a la temporada de otoño. En el histograma de invierno (Gráfica 18) podemos observar una distribución normal con la mayoría de sus valores concentrados en valores bajos o de escasa nubosidad.



Gráfica 18 Histograma medias Invierno

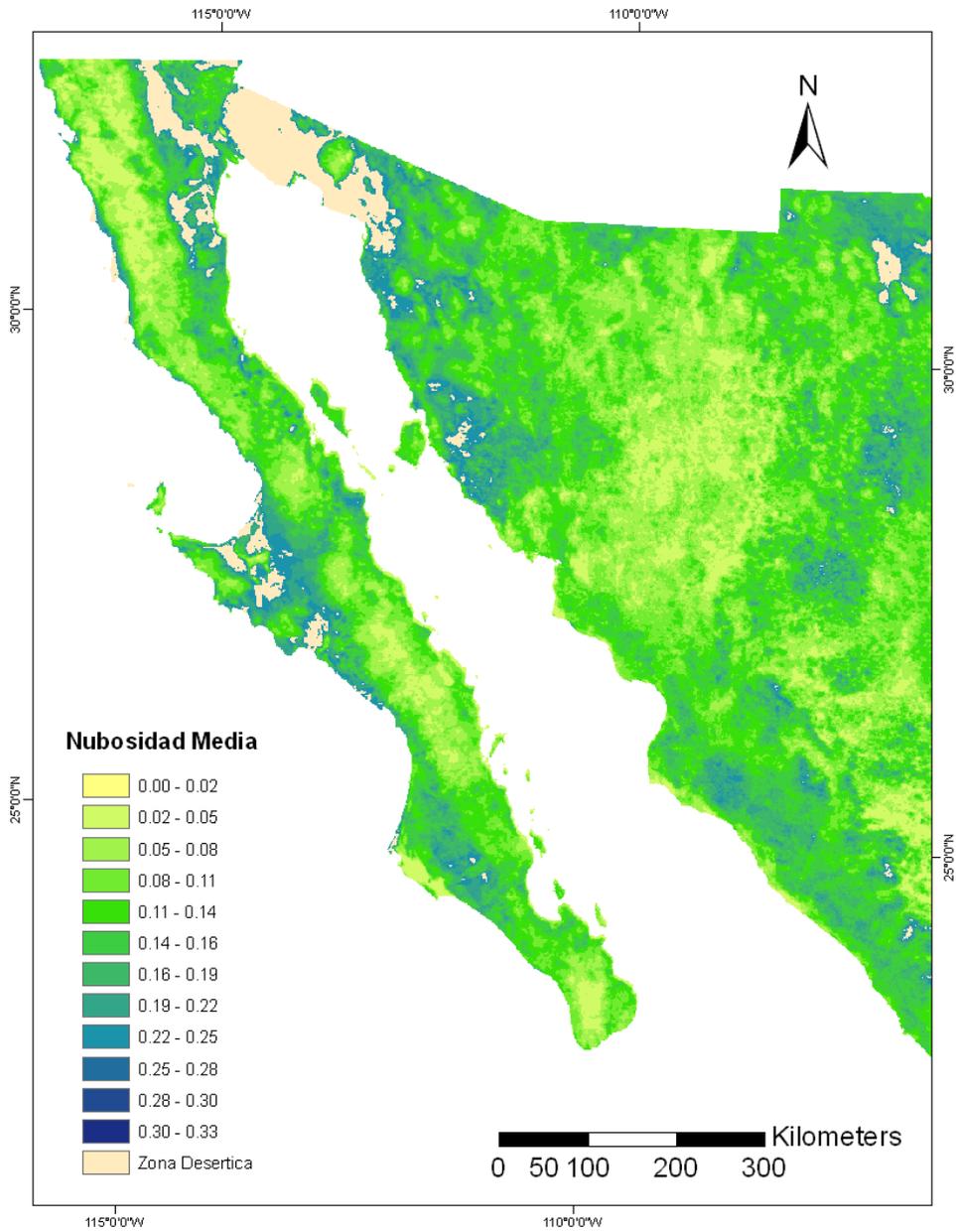


Figura 38 Porcentaje de la nubosidad media de Invierno

Las variaciones de la nubosidad con una escala por temporada representan los diversos cambios meteorológicos que afectan al Noroeste de México, en los histogramas presentados con anterioridad el porcentaje de nubosidad no sobrepasa el 6% por este motivo la graduación máxima del porcentaje de nubosidad es de 6%.

El clima de esta región es muy seco. El factor dominante es un cinturón de presión asociado con el anticiclón de las Azores, el cual afecta el sur de México en el invierno y el norte de México durante el verano. La continua proximidad de la alta presión resulta en una relativa escasez de cobertura nubosa y poca lluvia, especialmente en la parte final de primavera, cuando el centro de alta presión del cinturón está situado (Garatuza-Payan et al., 2001a).

Durante el Verano, hay un aumento en la intensidad de los vientos alisios que provienen del Atlántico, estos vientos tienen la característica de poseer una gran cantidad de humedad, en un principio entran por el Golfo de México hasta llegar a la vertiente del Pacífico, en este sitio tienen una gran interacción con los vientos de noroeste disminuyendo su intensidad resultante pero con un incremento en su variabilidad (Reyes, 1990), además de los vientos, en el verano la cobertura nubosa aumenta como lo observamos en el mapa de verano (Figura 36), esto es debido al Monzón Mexicano que se presenta en la mitad caliente del año y en específico en el verano, este es ocasionado por un desnivel barométrico que se presenta en el Altiplano Mexicano, debido al calentamiento de sobremanera durante el verano, ocasionando una fuerte presión de aire que se descarga sobre la altiplanicie y por lo tanto el acarreo de nubosidad al Noroeste de México (García y Trejo, 1994).

La región se ve afectada en verano y parte del otoño por fenómenos propios de las latitudes medias y bajas. Se observa la influencia de la zona intertropical de convergencia, así como el paso de los ciclones tropicales del Océano Pacífico Nororiental, la trayectoria más frecuente se encuentra en Oaxaca y Guerrero donde avanza hacia el Noroeste del País (Hernández et al., 1999).

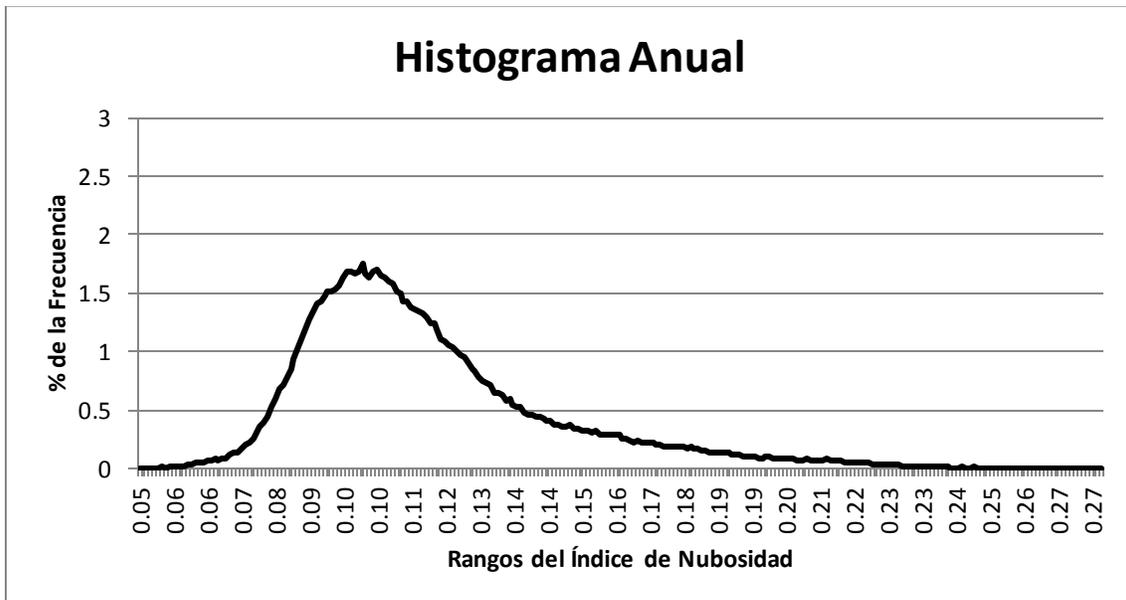
Durante el invierno, hay un desplazamiento hacia el sur de la zona subtropical de alta presión, la región del noroeste se ve influenciada por los vientos del oeste, en el seno de los cuales viajan los ciclones extratropicales que tienen su origen en el Pacífico Norte y avanzan de oeste a este,

si los ciclones están bien desarrollados son capaces de cruzar las Sierras de Baja California y de llegar a la región de la Sierra Madre Occidental, produciendo precipitación durante el invierno y por lo tanto presencia de nubosidad en esta época (Zepeda, 2005). Este fenómeno es posible observarlo en los mapas de enero (Figura 23), diciembre (Figura 34) e invierno (Figura 38).

3.3 Análisis Anual

En el mapa de anual (Figura 39) muestra la cobertura nubosa del año 2008, en este mapa se puede observar las variaciones anuales que tuvo cada pixel en cuanto a la presencia o ausencia de nubosidad en determinadas regiones. La presencia de nubosidad es notable en la Llanura costera y deltas de Sinaloa, también es notable la presencia de nubosidad en los lomeríos y llanuras del sur de Sonora así como en las sierras y Llanuras Tarahumaras. La ausencia de cobertura nubosa es notable en las Sierras del Norte, en el Valle Norte y las Cañadas del Norte. El comportamiento de la península de Baja California es diverso ya que en las sierras principales como la de Sierra de San Pedro Mártir o la Sierra de la Giganta ya que en estas regiones hay una escasa presencia de nubosidad en el año, mientras que en las cercanías de Bahía de Banderas la cobertura nubosa aumenta en comparación con la ausencia en las sierras.

El histograma Anual (Gráfica 19) se encuentra sesgado a la izquierda, esto es debido a que una gran cantidad de valores no tienen una cobertura nubosa o tienen cobertura nubosa pero es muy poco constante a lo largo del año, los valores del porcentaje de nubosidad van de 0 a 3 ya que la cantidad de píxeles que se encuentran en un rango determinado no sobrepasa el 3% del porcentaje anual total.



Gráfica 19 Histograma Medias Anual

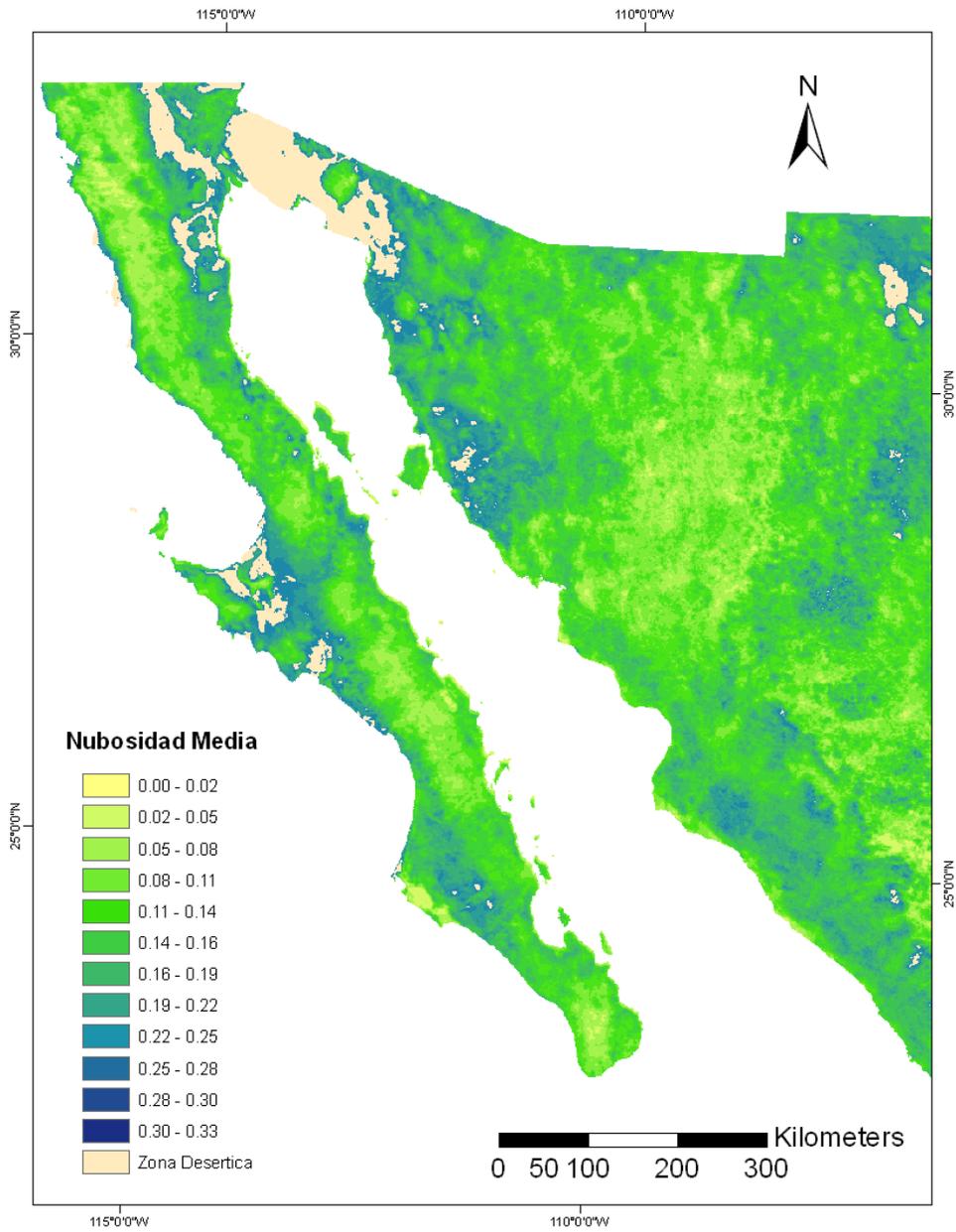


Figura 39 Porcentaje de la nubosidad media Anual

En estudios realizados con anterioridad sobre la zona reflejaron en ciertas áreas del Pacífico y en especial en la Bahía del Vizcaíno tiende a tener un porcentaje alto de nubosidad aun cuando la cantidad de nubosidad aparente es variable en esta zona. En la región hay un menor porcentaje de nubosidad durante la temporada de primavera (Marzo - Mayo), en invierno hay una tendencia de la nubosidad a incrementarse debido a que la región es influenciada intermitentemente por masas polares con frentes fríos (Garatuza-Payan, 2001). La Sierra Madre Occidental tiene mayor nubosidad, la cobertura nubosa sobre las áreas de irrigación tiende a ser intermedio entre la Sierra Madre Occidental y el Golfo de California, y muestra algunos cambios por temporada relacionados con el invierno y Verano. Hay diferencias Marcadas entre primavera (Marzo - Abril) y verano (Julio - Agosto) asociadas con el Monzón Mexicano.

Capítulo 4. Conclusiones y Recapitulación

En el presente estudio se analizó la nubosidad media del Noroeste de México en el año 2008, se obtuvo una representación de la capa nubosa por pixel en determinadas zonas del noroeste, es necesario mencionar que la metodología usada en este análisis es parte del modelo Heliosat ya que el índice de nubosidad constituye conforma una parte esencial para la obtención de radiación solar en el terreno.

Los datos remotamente obtenidos proporcionan información que es difícil obtenerla en campo, por cuestiones de costos o por el factor tiempo, en el caso de la nubosidad el análisis en campo es prácticamente imposible ya que la perspectiva de un punto sobre la superficie terrestre no abarca el rango de visión en comparación con el rango de visión de un satélite, todo esto debido a que la nubosidad tiene características muy dinámicas en el espacio-tiempo de la atmosfera terrestre.

En el modelo Heliosat, el índice de nubosidad es usado para obtener la cobertura nubosa y a través de una regresión lineal simple entre el factor de transmisión atmosférica y el índice de nubosidad, a través de este procedimiento es posible obtener la radiación en superficie, en trabajos hechos con anterioridad el índice de nubosidad no está representado espacialmente en un mapa, en este estudio se realizó una representación espacial del índice de nubosidad a diferentes escalas temporales, con el fin de observar la presencia o ausencia de nubosidad en el área de estudio.

El análisis fue realizado a través de imágenes remotamente obtenidas del sensor AVHRR, los coeficientes de calibración y las correcciones atmosféricas fueron obtenidas a partir de los datos de cada archivo haciendo uso de algoritmos ya preestablecidos en el software comercial.

Se ha obtenido la cobertura nubosa por pixel a diferentes escalas temporales, mensual, por temporada, y anual que representan al año 2008, además se generó una metodología para la obtención y procesamiento de imágenes provenientes del sensor AVHRR con un formato nivel

1b, las diferentes series de tiempo o cobertura funcionan para hacer un análisis con más detalle en las tres escalas temporales obtenidas.

Las nubes representan una de las características más dinámicas en el entorno atmosférico, su estudio y análisis es primordial para el análisis de diversos factores como la radiación solar o la precipitación de determinada zona. El objetivo de este estudio fue el hacer uso del índice de nubosidad para representar la cobertura nubosa por pixel y tener una representación espacial de la zona en un mapa.

A través del análisis temporal del índice de nubosidad se pudo observar los diferentes comportamientos de la nubosidad y albedo en el Noroeste de México, destacando su presencia o ausencia en ciertos periodos del año, es importante mencionar la ausencia de nubosidad ya que una ausencia de nubosidad significa un probable aprovechamiento de energía fotovoltaica en determinada zona o región.

Los resultados obtenidos en el estudio mostraron el comportamiento de la nubosidad media a través de 352 imágenes del año 2008, la resolución espacial de las imágenes fue de 1 kilómetro mientras que la resolución temporal el análisis se hizo a diferentes escalas, la diferencia entre ausencia y presencia de nubosidad se ve reflejada en los 12 mapas mensuales, 4 mapas estacionales y un mapa anual.

El análisis de la cobertura nubosa del año 2008 se llevó a cabo en temporalidades diferentes, en un principio el análisis se realizó de forma mensual a través del uso de la percepción remota y derivado de los compuestos de series de tiempo mensuales. El análisis mensual presentó marcadas diferencias en algunos meses debido a los diversos fenómenos climatológicos que se presentan en la zona como el monzón mexicano o ciclones extratropicales. El análisis por temporada tuvo un comportamiento más suavizado en los diferentes periodos del año, esto refleja que en la zona, el comportamiento de la nubosidad es homogenizado en el análisis por temporada a diferencia del comportamiento mensual donde los mapas finales reflejan una notable diferencia entre los meses donde las variaciones del índice de nubosidad son mayores.

Es importante mencionar que el comportamiento anual de la nubosidad representa a la serie de tiempo más extensa, en este mapa en específico se utilizaron 352 imágenes, para representar la nubosidad de todo un año, a través de este mapa es posible identificar regiones que a lo largo del año 2008 permanecieron despejadas o con una nubosidad constante en la región, es posible observar una marcada presencia de nubosidad en la Llanura costera y deltas de Sinaloa así como un decremento de la misma en las Sierras del Norte, en el Valle Norte y las Cañadas del Norte.

La nubosidad también fue representada por los histogramas de cada serie de tiempo, los histogramas representan la distribución de cada pixel plasmados en una serie de tiempo dada, además de la representación en los mapas se realizó un análisis numérico el cual está representado en cada histograma, la distribución de los meses de enero, diciembre y en especial julio, presentaron una distribución diferente a las distribuciones de los otros meses debido a que estos meses se caracterizaron por tener sobresaltos en el índice de nubosidad. La zona no presenta diferencias marcadas en los demás meses debido a su aridez, los meses de marzo y octubre se caracterizaron por tener la menos presencia de nubosidad.

Debido a la reflectancia de ciertas superficies como las desérticas y en el caso específico del desierto de Altar en Baja California es necesario hacer un análisis con algunas diferencias en el método de aplicación en los mínimos del índice de nubosidad. Como recomendación es necesario implementar el uso de la banda 2 (infrarrojo térmico) del satélite para analizar la cobertura de la nubosidad media temporal en zonas desérticas del Noroeste de México, esto es debido a que el comportamiento del albedo en el espectro visible o en la banda 1 del sensor es limitada en superficies desérticas o con presencia de nieve. En el caso del índice de nubosidad el uso de los valores mínimos fue realizado a través de un valor mínimo por imagen.

Para un futuro análisis es recomendable hacer uso de valores mínimos por pixel para hacer un análisis más detallado del albedo y de la nubosidad en zonas desérticas, del mismo modo es posible hacer un análisis más a detalle de las imágenes a través de la desviación estándar por pixel y de la curtosis de cada serie de tiempo, este análisis tendrá como objetivo hacer una diferenciación y clasificación de los diversos tipos de nubosidad que más se presentan en la

zona de estudio haciendo una distinción a través de sus diferentes distribuciones en cada pixel y de sus características en cuanto a su reflectancia.

El conocimiento generado a partir del índice de nubosidad y las series de tiempo tiene la función de proporcionar información sobre las áreas una de posible precipitación en periodos variables, a su vez tiene la capacidad de generar mapas para el conocimiento de zonas donde hay una escasa o nula nubosidad para el aprovechamiento de la energía solar.

Bibliografía

- Ali M.S., H.Rahman, y R.K.Mazumder. Estimation of solar radiation in bangladesh from NOAA AVHRR time series digital images. 1996.
- Barlow Mathew y Nigam Sumant. 1997. Evolution of the North American Monsoon System. *Journal of Climate*.
- Barry, R.G. and A.M. Carleton. 2001. Synoptic and Dynamic Climatology. Routledge.
- Beniston, M. y M. Verstraete. 2001. *Remote Sensing and Climate Modeling : Synergies and Limitations*. Dordrecht, Boston Springer Science & Business Media.
- Beyer, H.G., C. Costanzo, and D. Heinemann. 1996. Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images. *Solar Energy* 56(3):207-212.
- Butler, M.J.A., C.M. LeBlanc, J.A. Belbin, and J.L. MacNeill. 1990. *Cartografía de recursos marinos, un manual de introduccion*. FAO.
- Caire J. 2002. *Cartografía básica*. UNAM, Facultad de Filosofía y Letras.
- Campbell, J.B. 2002. *Introduction to remote sensing*. Guilford Press: New York .
- Canada Centre for Remote Sensing. Fundamentals of Remote Sensing. 2001.
- Cano, D., J.M. Monget, M. Albuissou, H. Guillard, N. Regas, and L. Wald. 1986. A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy* 37(1):31-39.
- Casas, C. y M. Alarcon. 1999. Características Generales de la Atmósfera. *In Meteorología y Clima*, ed. Edicions UPC. Catalonia, España.
- Cervantes, Y. y O. Cornejo. Clasificación de Regiones Naturales de México 2. 1992.
- Clark, P.E. y M.L. Rilee. 2010. *Remote Sensing Tools for Exploration: Observing and Interpreting the Electromagnetic Spectrum*. Springer.
- Cracknell, A.P. Calibration of AVHRR data generated by the instrument on-board TIROS-N using ocean and cloud views. 3, 1398-1400. 1997. Geoscience and Remote Sensing, 1997. IGARSS '97. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development., 1997 IEEE International %7.
- Cruz, M.F. Método para la corrección geométrica de imágenes AVHRR GAC. %C . 1999.

- Diabaté, L., H. DEMARCQ, N. MICHAUD-REGAS, and L. Wald. 1987. Estimating Incident Solar Radiation at the Surface from Images of the Earth Transmitted by Geostationary Satellites: the Heliosat Project. *International Journal of Solar Energy* 5(5-6):261-278.
- Diabaté, L., G. Moussu, and L. Wald. 1989. Description of an operational tool for determining global solar radiation at ground using geostationary satellite images. *Solar Energy* 42(3):201-207.
- EUMESAT. AVHRR Level 1b Products Overview. EUMESAT . 1-21-2001.
- Frossard, A., A. Gomez, P. Dwyer, P. Shaw, and R. Schwartz. Recent Advances in Measuring Cloud Albedo with Satellites. 2011. California. Scripps Institution of Oceanography.
- Garatuza-Payan, J., R.T. Pinker, and W.J. Shuttleworth. 2001. High-Resolution Daytime Cloud Observations for Northwestern Mexico from GOES-7 Satellite Observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 18(1):39-55.
- Garatuza-Payan, J., R.T. Pinker, W.J. Shuttleworth, and C.J. WATTS. 2001b. Solar radiation and evapotranspiration in northern Mexico estimated from remotely sensed measurements of cloudiness. *Hydrological Sciences Journal* 46(3):465-478.
- García Enriqueta y Trejo Rosa Irma. 1994. La presencia del monzón en el noroeste de México. *Investigaciones Geográficas*.
- Ghandía, S. 1991. *La teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales ; Recursos renovables: agricultura*. Universidad de Valencia.
- Goudie, A. y D.J. Cuff. 2001. *Encyclopedia of global change: environmental change and human society*. Oxford University Press.
- Gutman, G., A. Ignatov, and S. Olson. 1996. Global land monitoring using AVHRR time series. *Advances in Space Research* 17(1):51-54.
- Henderson-Sellers, A. 1984. The Earth Radiation Budget and Clouds. *In Satellite Sensing of a Cloudy Atmosphere*, Taylor & Francis: London & Philadelphia.
- Hernández M.E., Vidal R., and Garcia E.. 1999. Situaciones de tiempo en el noroeste de México. *Investigaciones Geográficas*.
- Hobbs, P.V. and A. Deepak. 1981. *Clouds, their formation, optical properties and effects*. Academic Press: london.
- Hobbs, P.V. 1993. *Aerosol-cloud-climate interactions*. Academic Press.

- Ineichen, P. y R. Perez. 2011. Derivation of Cloud Index from Geostationary Satellites and Application to the Production of Solar Irradiance and Daylight Illuminance Data. *Theoretical and Applied Climatology*.
- Iqbal, M. 1984. A Cloudless-Sky Atmosphere and his Optics. Academic Press Inc.
- Jaime Garatuza-Payan and Rachel T. Pinker. 2001. High-Resolution Daytime Cloud Observations for Northwestern Mexico from GOES-7 Satellite Observations. *Hydrological Sciences Journal*.
- Kagan, B. 1995. *Ocean Atmosphere Interaction and Climate Modeling*. Cambridge.
- Kaur y Ganju. 2007. Cloud Classification in NOAA AVHRR Imageries using Spectral and Textural Features. *Indian Society of Remote Sensing*.
- Kelkar. 2007. *Satellite Meteorology*. BS Publications.
- Kidder, S. y T. Vonder Haar. 1996. *Satellite meteorology*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Knut-Frode Dagestad y Jan Asle Olseth. 2006. A modified algorithm for calculating the cloud index. *Solar Energy*.
- Kokhanovsky, A.A. 2011. Light Scattering Reviews, Vol.6: Light Scattering and Remote Sensing of Atmosphere and Surface. Springer.
- Li, Z., J. Li, W.P. Menzel, T.J. Schmit, and S.A. Ackerman. 2007. Comparison between current and future environmental satellite imagers on cloud classification using MODIS. *Remote Sensing of Environment* 108(3):311-326.
- Lillesand, T.M., R.W. Kiefer, and J.W. Chipman. 2008. *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons.
- Lipping Di. y Rundquist D.C. 1994. A one-step algorithm for correction and calibration of AVHRR Level 1b data. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 60(2):165-171.
- Liu, J.G. 2009. *Essential Image Processing and GIS for Remote Sensing*. Wiley-Blackwell.
- Marshak, A., Y. Knyazikhin, A.B. Davis, W.J. Wiscombe, and P. Pilewskie. 2000. Cloud - vegetation interaction: Use of normalized difference cloud index for estimation of cloud optical thickness. *Geophys. Res. Lett.* 27(12):1695-1698.
- Mather, P.M. 2004. *Computer processing of remotely sensed images: an introduction*. John Wiley & Sons.

- McGuffie, K. 1993. Satellite remote sensing in climatology, Andrew M. Carleton, Belhaven Press (London) and CRC Press (Boca Raton), 1991. No. of Pages: 291 + xxviii. Price: -ú39.50. ISBN 1-85293-039-x. *International Journal of Climatology* 13(7):814.
- McGuffie, K.&H.-S.A. 2005. *A Climate Modelling Primer (Research & Developments in Climate & Climatology)*. John Wiley & Sons.
- Moreno, J.F. 1993. A method for accurate geometric correction of NOAA AVHRR HRPT data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*(1).
- Moussu, G. y L. Diabaté. 1989. A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites. *International Journal of Remote Sensing* 10(7):1207-1225.
- National Snow & Ice Data Center. 2012.
- NCDCa. Ingest and Pre-Processing. 7-11-2001.
- NCDCb. Calibration of NOAA KLM Instruments. NOAA . 2001.
- NCDCc. AVHRR. NOAA . 2001.
- Negri, A.J. y R.F. Adler. 2011. A regional rainfall climatology over Mexico and the southwest United States derived from passive microwave and geosynchronous infrared data. *Journal of Climate*.
- NOAA. Appendix J.1: AVHRR/3. NOAA . 2001.
- Peitjean, F. y P. GanCarski. 2010. Analysing Satellite Image Time Series by Means of Pattern Mining. *In 11th International Conference on Intelligent Data Engineering and Automated Learning*, ed. Colin Fyfe. 45-52. Springer.
- Perez, R., P. Ineichen, K. Moore, M. Kmiecik, C. Chain, R. George, and F. Vignola. 2002. A new operational model for satellite-derived irradiances: description and validation. *Solar Energy* 73(5):307-317.
- Rees, G. 2001. *Physical principles of remote sensing*. Cambridge University Press.
- Reyes Sergio. Climatología de la región noroeste de México. Parte I: Precipitación, series de tiempo del valor total mensual y estadísticas del año climatológico. 1990.
- Reyes Sergio y Douglas Michael. 1994. El monzón del suroeste de Norteamérica. *Atmosfera*.
- Riaño, D. and J. Salas. Corrección Atmosférica y Topográfica, Información Multitemporal y Auxiliar Aplicadas a la Cartografía de Modelos de Combustibles con Imágenes Landsat-TM. Tecnologías Geográficas para el Desarrollo Sostenible . 2000.

- Richards, J.A. y X. Jia. 2006. *Remote sensing digital image analysis: an introduction*. Springer.
- Roebeling, R.A. y A.J. Feijt. 2006. Cloud property retrievals for climate monitoring: Implications of differences between Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on METEOSAT-8 and Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on NOAA-17. *J. Geophys. Res.*
- Salinas Z.C. y Lluch B.D. La Aridez del Noroeste de México. Un análisis de su variabilidad espacial y temporal. 2007.
- Salinero C. 2008. *Teledetección ambiental: La observación de la tierra desde el espacio*. ARIEL.
- Schowengerdt, R.A. 2007. *Remote sensing: models and methods for image processing*. Academic Press.
- Sediña, I. y V. Perez. Fundamentos de Meteorología. Sediña. 11-1-2006. España, Universidad de Santiago de Compostela.
- Sobrino, J. 2000. *Teledetección*. Valencia.
- Teillet, P.M., P.N. Slater, Y. Ding, R.P. Santer, R.D. Jackson, and M.S. Moran. 1990. Three methods for the absolute calibration of the NOAA AVHRR sensors in-flight. *Remote Sensing of Environment* 31(2):105-120.
- Turdukulov U.D., Tolpekin V., and Kraak M. 2008. Visual Exploration of Time Series of Remote Sensing data. *Advances in Spatio Temporal Analysis*.
- Twomey, S. 1974. Pollution and the planetary albedo. *Atmospheric Environment (1967)* 8(12):1251-1256.
- Valdez, S.F.M.M. 2003. *Principios básicos de cartografía y cartografía automatizada*. Uaem.
- Vardavas, I. y F. Taylor. 2007. The Climate System. *In Radiation and Climate*, Oxford University Press: New York.
- Vera Mella, N. Atlas climático de irradiación solar a partir de imágenes del satélite NOAA. Aplicación a la península Ibérica. 2005. Universitat Politècnica de Catalunya. Departament de Projectes d'Enginyeria.
- Vidal, Z.R. 1989. Temperatura media de Enero y Mayo. Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía. UNAM. Vol.II, Cap IV. Num 4.4 México.
- Vidal, Z.R. 2005. *Las regiones climáticas de México*. UNAM, Instituto de Geografía.
- Warren, S. y C. Hanh. Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean. 1-12-1988.

Anexo

Zonas térmicas e índice de nubosidad

El siguiente análisis está basado en la Figura 6 donde se muestra una regionalización de las provincias fisiográficas de México.

La Figura 40 muestra las temperaturas anuales del mes de enero, el clima de esta zona se ven influenciado por varios factores como los vientos del oeste, jet o corriente de chorro y en el extremo sur de los frentes de ciclones extratropicales (García, 1994). A partir de octubre, especialmente durante los meses invernales, con la migración hacia el sur de los centros de alta presión, dominan los vientos del oeste que bordean en su parte norte al anticiclón del Pacífico; soplan en una dirección general oeste a este o de SW a SE y con ello se asocia algunas tormentas ciclónicas extratropicales que se originan en el Pacífico del norte y que viajan en su misma dirección (Vidal, 2005).

El análisis realizado en esta sección se basa en la comparación de los mapas de temperaturas medias anuales con los mapas resultantes del índice de nubosidad. En la Figura 40 se observa los rangos de temperaturas del Noroeste de México del mes de enero que van desde una temperatura fría menor a los 5° a una temperatura semicálida con un rango de los 18° a los 22°.

Las variaciones de temperatura en esta región y en particular en la península de Baja California, se deben a la estructura térmica vertical de la atmósfera sobre las costas occidentales de la península, durante el verano existe una muy acentuada inversión de la temperatura y aquí se presentan los mayores contrastes en cuanto a calentamiento. Los meses más secos en toda la región son abril y mayo, meses en que lo normalmente no se presenta precipitación alguna sobre la península y en el Desierto de Altar, Sonora. (Vidal, 2005)

Un análisis con mayor detalle muestra que en la región de la llanura del pacífico, la temperatura es mayor a los 18°; en la Figura 23 la nubosidad en esta zona disminuye con respecto a los valores de toda la imagen, esto representa un descenso de la nubosidad en la zona.

La península de Baja California tiene rangos de temperatura entre los 12° y 22°, la región con un rango menor en cuanto a temperatura coincide con las Sierras de Baja California Norte, y en específico con la Sierra de San Pedro Mártir, aquí los rangos de la temperatura van de los 5° a los 12°, en la mayor parte de la península predomina el rango de los 12° a los 18°. En la Figura 23 la nubosidad refleja un comportamiento variado, en la región de las Sierras de Baja California Norte es posible observar presencia de nubosidad en la zona con un continuo incremento hasta la bahía de ventana.

En las Sierras y Llanuras Sonorenses, en el valle norte, en las cañadas del norte y en las Llanuras Tarahumaras la temperatura tiene un decremento con respecto a la península de Baja California, aquí el rango va de los 5° a los 12°, el mapa del índice de nubosidad refleja un incremento en la nubosidad con respecto a la llanura costera de Sonora y Sinaloa así como en la provincia del pie de la sierra, en esta región coincide un decremento en la temperatura con un incremento en la nubosidad.

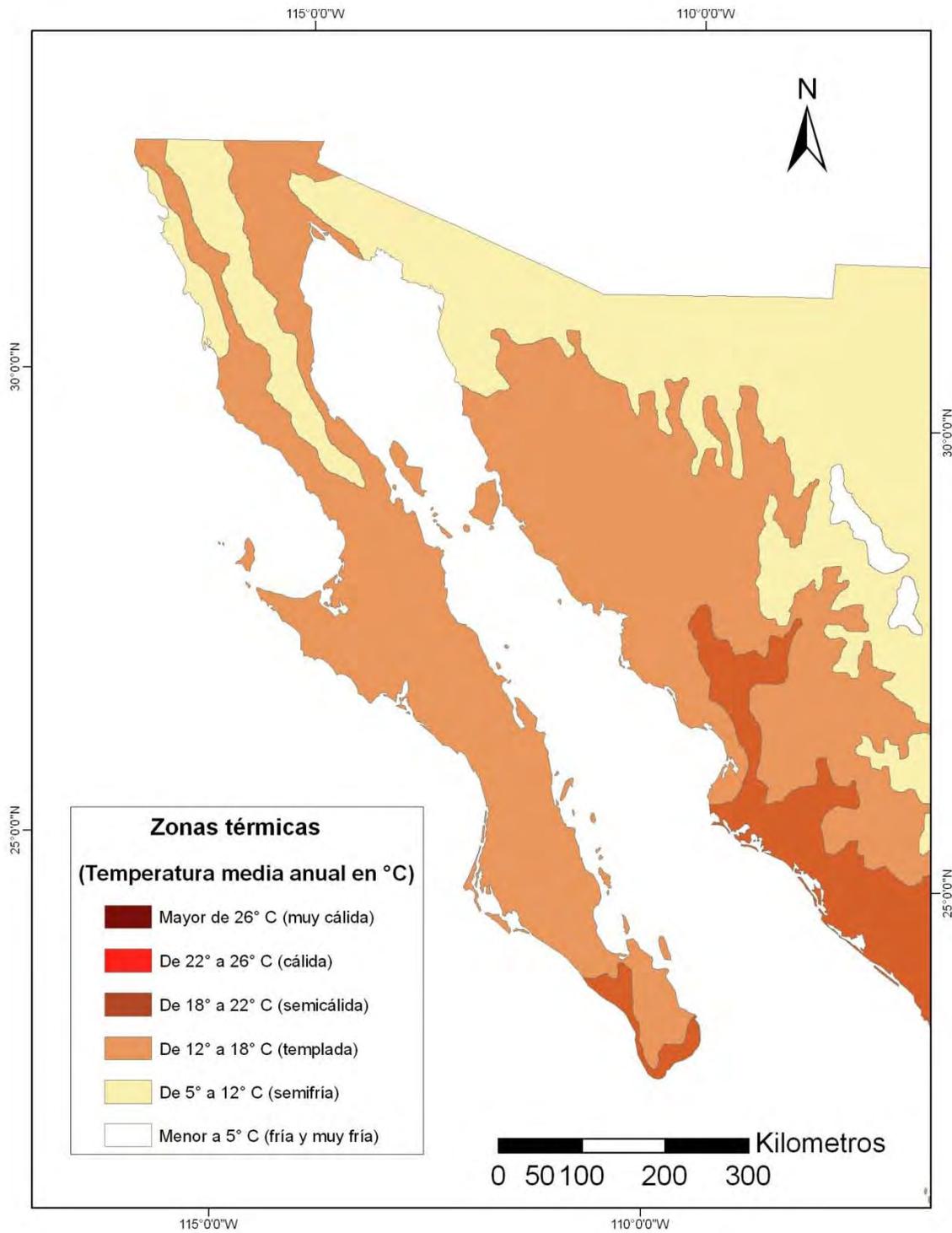


Figura 40 Mapa de temperatura media en °C del mes de enero (Vidal, 1989)

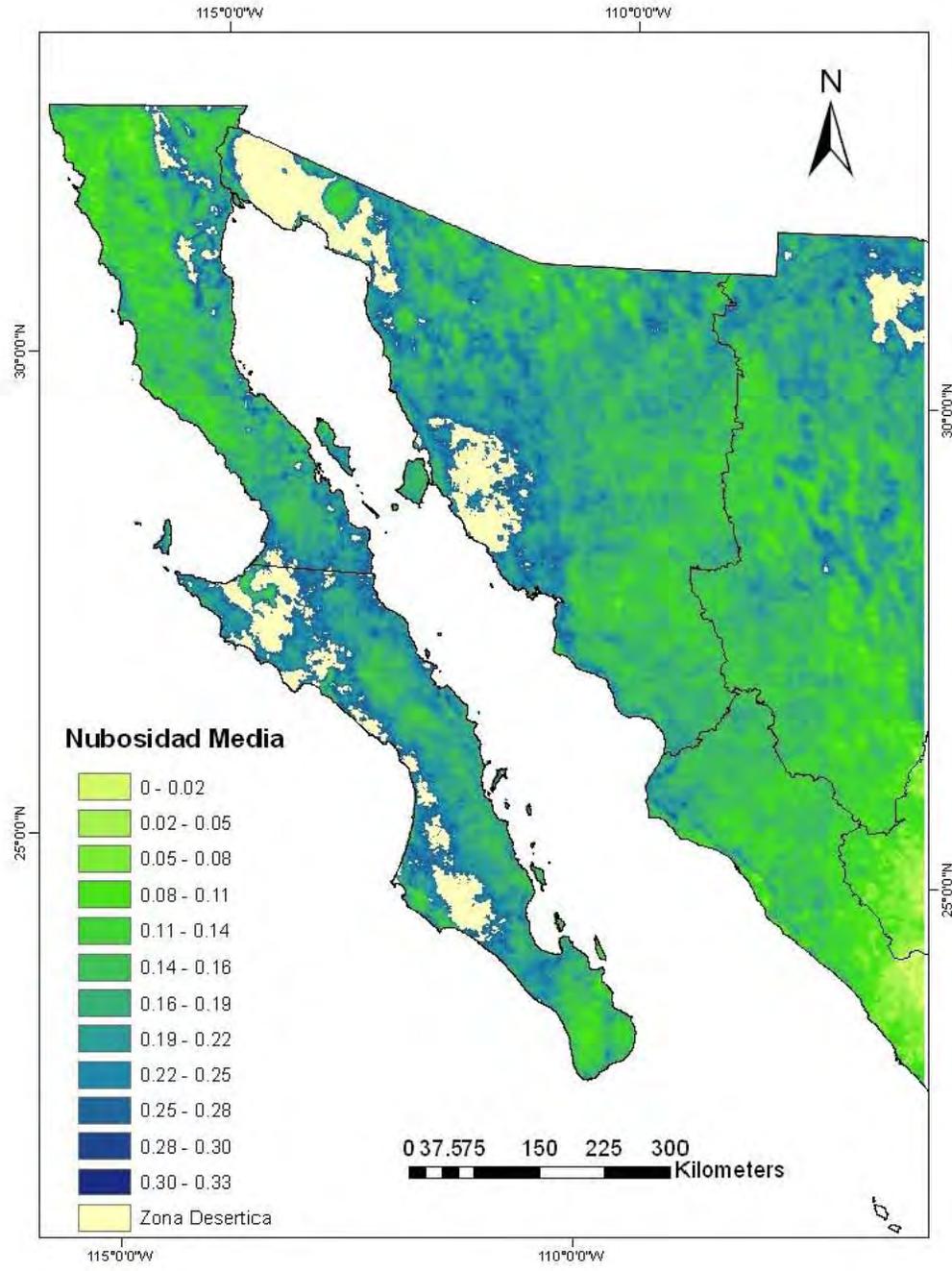


Figura 23 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Enero

La Figura 41 muestra las temperaturas anuales del mes de mayo, las temperaturas en esta zona van de los 5°C a los 26°C, con respecto al mes de enero hay un incremento de la temperatura en todo el Noroeste, se destaca una disminución en cuanto a la nubosidad observada en el mes de mayo, esto es debido a la continua proximidad con una presión alta y como resultado una escasa cobertura nubosa y poca lluvia, el fenómeno se da especialmente a finales de la temporada primaveral, cuando un cinturón de alta presión se sitúa a una altitud similar a la del área de estudio (Garatuza, 2001).

Los sistemas de tiempo más frecuentes en el área son los vientos del oeste y el jet, aún en la mitad caliente de año; pero estos fenómenos no producen, en este mes, sino precipitaciones escasas debido a las nubes tipo estratos que generan (Hernández, 1999).

En la Figura 41 es notable el incremento en la temperatura de la llanura costera de Sinaloa, la gran meseta y cañones Chihuahuenses llegando hasta las sierras y valles del norte, en las mismas regiones pero de la Figura 27 la nubosidad de la zona tiene un decremento con respecto al mes de enero, la península de Baja California se comporta del mismo modo, con incrementos en la temperatura (Figura 41) y decrementos en la nubosidad (Figura 27). De marzo a junio, la nubosidad tiene un decremento, mayo y junio son usualmente los meses referentes de una ausencia de lluvia y una escasa humedad relativa (Garatuza, 2001)

Como conclusión una ausencia o presencia de nubosidad está directamente relacionada con la temperatura de la región, sin embargo no es el único factor para los variables incrementos o decrementos de la temperatura, el océano, el continente y la atmosfera contribuyen a la variabilidad de la temperatura de las distintas regiones.

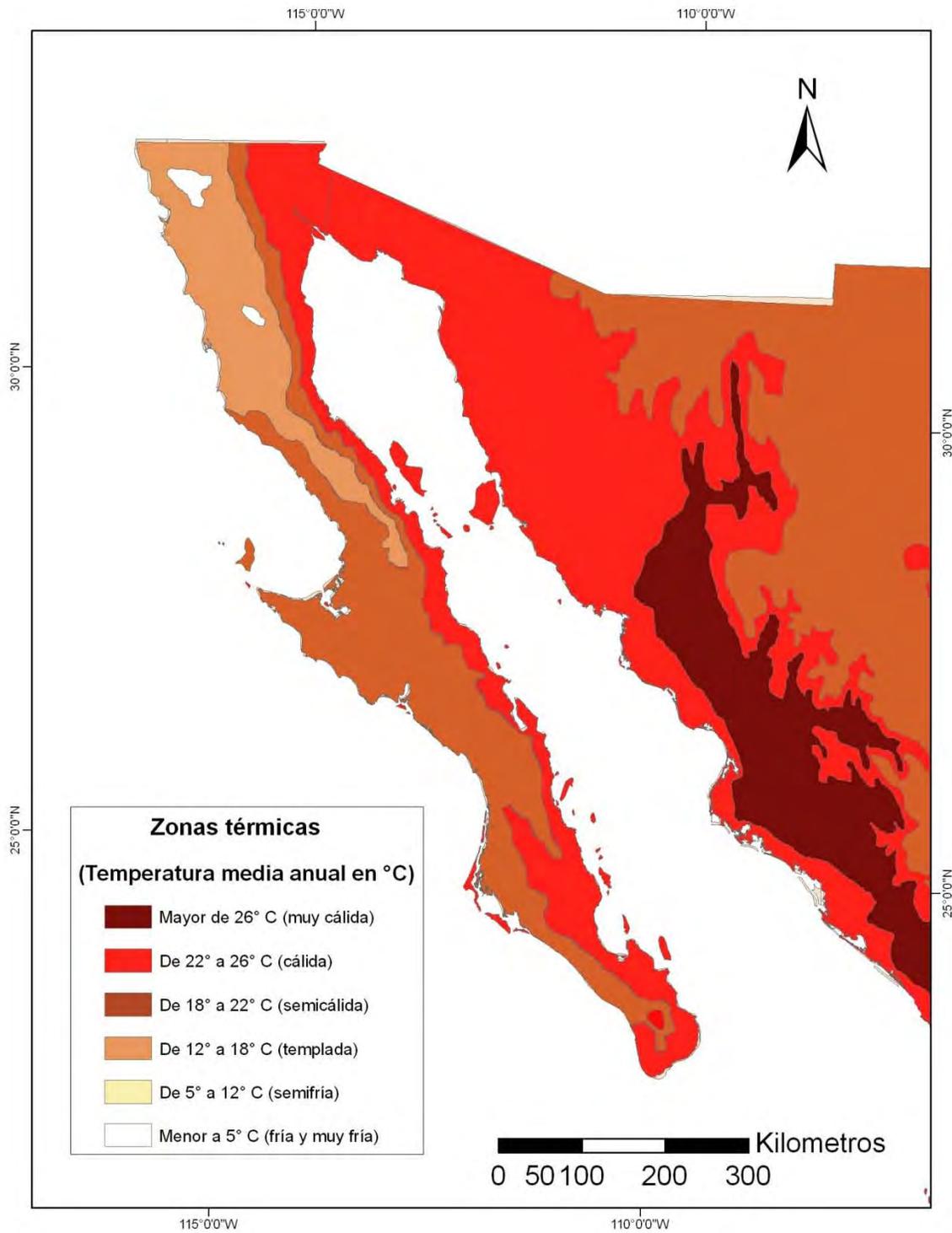


Figura 41 Mapa de temperatura media en °C del mes de Mayo (Vidal, 1989)

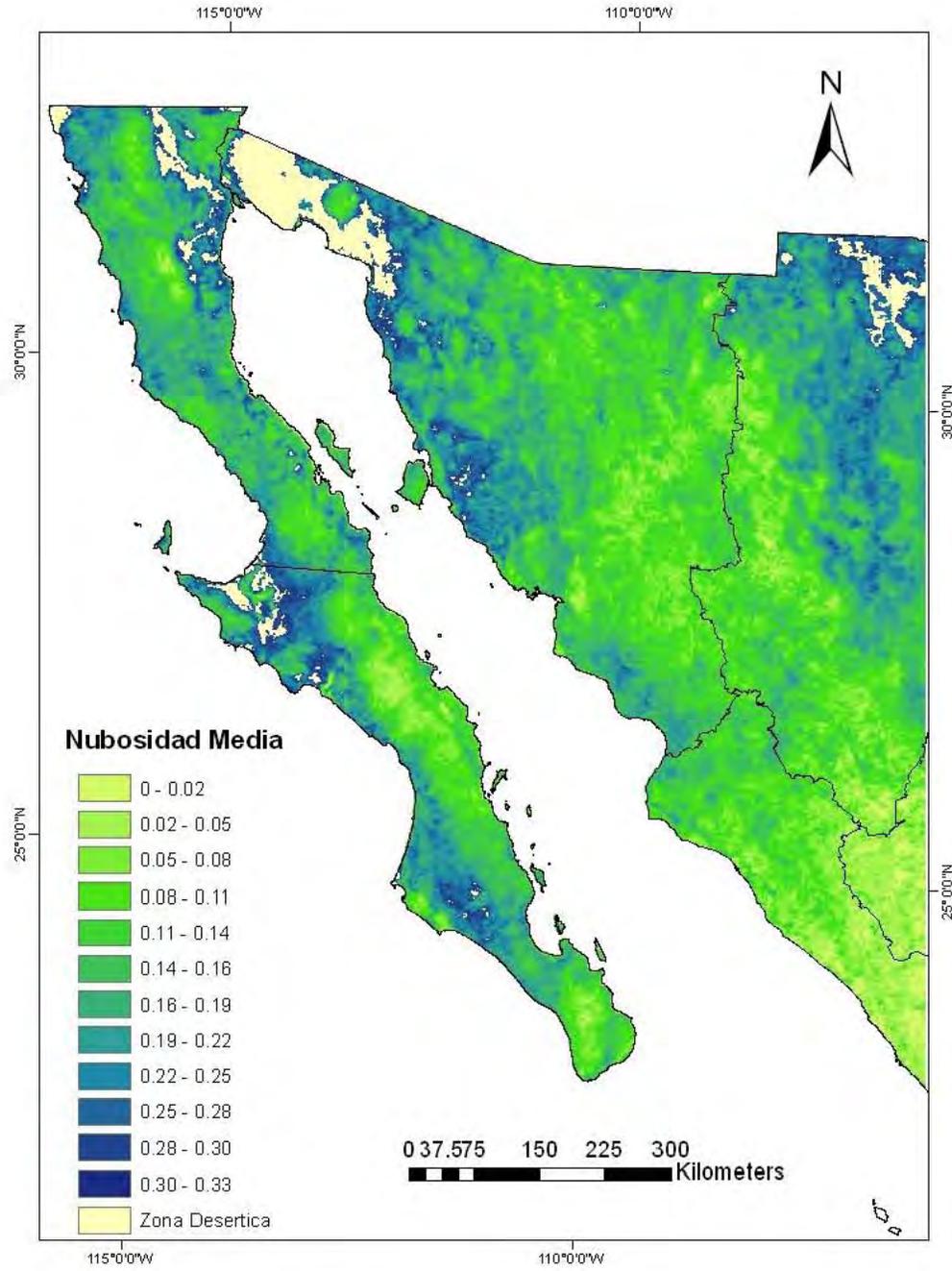


Figura 27 Porcentaje de la nubosidad media del mes de Mayo