

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

(Universidad del Perú, Decana de América)

Escuela de Posgrado

Facultad de Ciencias Físicas

Unidad de Posgrado



INVESTIGACIÓN DE LA CLIMATOLOGÍA DE LA HUMEDAD ATMOSFÉRICA Y SU RELACIÓN CON LA SEQUÍA EN LA COSTA PERUANA UTILIZANDO IMÁGENES DE SATÉLITE DEL SENSOR MODIS/TERRA

Tesis para optar el Grado Académico de Magister en Física con mención en
Geofísica

Bach. Jhon Brayan Guerrero Salinas

Asesor

Leónidas Ocola Aquis, PhD.

Co-asesor

Joel Rojas Acuña, PhD.

Lima – Perú

Año 2015

DEDICATORIA

A mi madre por su incondicional apoyo y paciencia.

*A toda mi familia, que es lo mejor y más valioso
que me ha dado Dios.*

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento especial al Dr. Leónidas Ocola Aquisé, asesor de esta tesis, quien me ha orientado, apoyado y corregido con gran interés, paciencia y compromiso.

Al Dr. Joel Rojas Acuña y al Dr. Bram Leo Willems por sus enseñanzas y sugerencias. Sin su apoyo no hubiera sido posible emprender esta tesis de investigación.

A los miembros del Laboratorio de Teledetección (LABTEL) de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, por su gran apoyo en el desarrollo del presente trabajo.

Al Proyecto Cátedra CONCYTEC: “Teledetección en Desertificación y Sequía” (R.P.N° 328-2011-P) por la subvención de una beca para el estudio de maestría y desarrollo de la tesis.

RESUMEN

La presente tesis contribuye con información climática de la humedad atmosférica en el Perú y áreas vecinas, con el fin de caracterizar la climatología de la humedad atmosférica y su relación con la sequía en la Costa Peruana. En la investigación se utiliza datos imágenes del sensor MODIS a bordo de los satélites TERRA y AQUA. El estudio considera el territorio entre 0- y 1000-msnm. El indicador de la humedad atmosférica es el vapor de agua, según la WMO. Este parámetro es evaluado en base de la columna de vapor de agua precipitable (PWV: siglas en inglés) en la atmósfera, estimado de los datos producto diarios de Nivel 2 PWV (MOD05) en la banda infrarrojo cercano (NIR) para el periodo 2000-2013 del MODIS/TERRA y 2002-2008 del MODIS/AQUA. Otros datos utilizados son: la temperatura de la superficie del mar (TSM), el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) y un modelo de elevación digital. Los datos imágenes fueron tratados usando el lenguaje de programación IDL y el software ENVI 4.5. Las imágenes producto de PWV diarios, fueron georreferenciados y suavizados. En el análisis del PWV, se utiliza el máximo valor mensual, parámetro que refleja mejor la variabilidad climática del PWV.

Entre los resultados se obtiene: el mapa climatológico provisional y de variabilidad del PWV en el territorio peruano y áreas vecinas para el periodo 2001-2013. El mapa climatológico provisional de PWV muestra en general, que la distribución espacial del PWV está dominada por un patrón latitudinal en el océano y el efecto de la Cordillera de los Andes. Las zonas de mayor variabilidad de PWV se encuentran en el océano y menor variabilidad del se encuentra en la región de los Andes.

La climatología provisional del PWV en la costa muestra notable influencia de la

humedad de la atmósfera oceánica, evidenciado en detalle en los mapas climatológicos estacionales de PWV. El patrón de la distribución de la humedad en la costa refleja la influencia de los vientos del Anticiclón del Pacífico Sur y los gradientes de TSM (cuya variabilidad está relacionada con la Corriente de Humboldt) en el transporte de la columna de vapor de agua del océano al continente.

En áreas continentales, la distribución de PWV es sensible a los efectos de la elevación y la distancia al mar. Zonas de alto PWV corresponden a tierras bajas cercanas al océano. Valores bajos se encuentran en altas latitudes y zonas de elevada altitud, como lo evidencian los perfiles climatológicos de PWV vs Elevación: -0.9 de correlación y el perfil climatológico de PWV a lo largo de la costa (PWV vs latitud): -0.97 de correlación.

El perfil climatológico de PWV a lo largo de la costa, muestran tres segmentos entre las latitudes: 3.5°S - 8°S, 8°S - 14°S y 14°S - 18°S, correspondientes a tres zonas de la costa: norte, centro y sur, respectivamente. Esta segmentación correlaciona positivamente con el comportamiento térmico de la superficie del mar adyacente.

Las series temporales de PWV (valores máximos mensuales) muestran una notable anomalía negativa que corresponde al periodo de sequía 2003-2004 en la costa norte. Esta sequía es corroborada por las anomalías del NDVI, TSM y reporte la producción para ese periodo. Por otro lado, los datos para las zonas centro y sur no evidencian anomalías de este tipo. Esto demuestra que el PWV es un indicador de sequía.

Palabras clave: Vapor de agua precipitable, MODIS, Temperatura superficial del mar Peruano, NDVI, sequía, Perú, Costa Peruana.

ACRÓNIMOS

AIRS	Atmospheric Infrared Sounder
AVIRIS	Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
CART	Cloud and Radiation Test Bed
ENVI	Environment for Visualizing Images
EOS	Earth Observing System
GPS	Global Positioning System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GTOPO30	Global Topographic Data
HDF	Hierarchical Data Format
HSB	Humidity Sounder for Brazil
IDL	Interactive Data Language
IR	Infrared
ITCZ	Inter-Tropical Convergence Zone
LOWTRAN	Low Resolution Transmission
MDE	Model Digital Elevation
MINAM	Ministerio del Ambiente
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MODTRAN	Moderate Resolution Atmospheric Transmission
MSU	Microwave Sounding Unit
MWR	Microwave Radiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index

NIR	Near Infrared
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
POLDER	Polarization and directionality of Earth's reflectance
PWV	Precipitable Water Vapor
REM	Radiación eletromagnética
RMS	Root Mean Square
SMI	Standard Mapped Image
SMMR	Scanning Multichannel Microwave radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
TOVS	TIROS operational vertical sounder
USGS	United States Geological Survey
WGS84	World Geodetic System 84
WMO	World Meteorological Organization

ÍNDICE

RESUMEN	iii
ACRÓNIMOS	v
ÍNDICE	vii
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABLAS	xix

CAPÍTULO 1 : INTRODUCCIÓN

1.1 Vapor de agua en el clima	1
1.2 El vapor de agua atmosférico y su relación con fenómenos meteorológicos extremos.....	2
1.3 La climatología del vapor de agua atmosférico y su importancia	5
1.4 Identificación del problema	6
1.5 Hipótesis	7
1.6 Objetivos	7
1.6.1 Objetivo general.....	7
1.6.2 Objetivos específicos	7
1.7 Relación con otras investigaciones	8
1.8 Organización de la tesis	8

CAPÍTULO 2: FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 El vapor de agua en el sistema climático	10
2.1.1 El vapor de agua y su distribución en la atmósfera	10
2.1.1.1 Composición de la atmósfera.....	10
2.1.1.2 Balance hidrostático.....	11
2.1.1.3 Distribución vertical de la atmósfera	13
2.1.1.4 Vapor de agua en la atmósfera.....	15
2.1.1.4.1 Vapor de agua en la tropósfera	15
2.1.1.4.2 Vapor de agua en la estratósfera	17
2.1.1.4.3 Vapor de agua y sensibilidad climática	18
2.1.1.4.4 Distribución y variabilidad del vapor de agua atmosférico.....	18

2.1.1.4.5 Fuentes de vapor de agua atmosférico.....	23
2.2 Determinación de la humedad en la atmósfera	24
2.2.1 Vapor de agua precipitable	25
2.2.2 Instrumentos de medición del vapor de agua atmosférico	27
2.3 Características espectrales del vapor de agua atmosférico	31
2.4 Transferencia de la radiación solar en la atmósfera.....	34
2.5 Absorción de la radiación solar por los gases atmosféricos	35
2.6 Teledetección de la columna de vapor de agua	37
2.6.1 Canales utilizados en la estimación del vapor de agua MODIS	39
2.6.2 Modelo de transferencia de la radiación solar usado en la teledetección del vapor de agua MODIS.	41
2.6.3 Técnica de absorción diferencial	44
2.6.4 Superficies reflectantes cerca de 1 μm	45
2.6.5 Aplicación de la técnica de relación de dos canales y la técnica de relación de tres canales en la estimación del contenido de vapor de agua MODIS	48
2.6.6 Relación de la transmitancia con el PWV	53
2.6.7 Implementación práctica y funciones de ponderación.....	55

CAPÍTULO 3 : ÁREA DE ESTUDIO

3.1 Ubicación del área de estudio	58
3.2 Geografía física del desierto del Pacífico	59
3.3 Subsistencia atmosférica en la Costa Peruana	62
3.4 Humedad atmosférica en el desierto costero	65

CAPÍTULO 4: DATOS UTILIZADOS

4.1 Datos imágenes diarios de vapor de agua precipitable del sensor MODIS a bordo de los satélites TERRA y AQUA.....	67
4.1.1 Adquisición de datos imágenes de vapor de agua MODIS.....	70
4.1.2 Calidad y validación de los datos PWV MODIS NIR.....	72
4.2 Datos imágenes de temperatura superficial del mar (TSM) del sensor MODIS.....	75
4.3 Modelo de elevación digital GTOPO30	75

4.4 Máximo valor compuesto mensual del índice de vegetación de diferencia normalizada SPOT-VGT	76
--	----

CAPÍTULO 5 : PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

5.1 Módulo “ <i>MODIS Conversion Toolkit</i> ”	78
5.2 Tratamiento de los datos MODIS Nivel 2 usando el Modulo MCTK	79
5.3 Mosaicos, suavizado y generación del máximo valor compuesto mensual de PWV MODIS.....	84

CAPÍTULO 6: RESULTADOS

6.1 Climatología del PWV en el territorio peruano	90
6.1.1 Climatología estacional de PWV en el territorio peruano en el periodo 2001-2013.....	96
6.2 Climatología del PWV en la Costa Peruana	99
6.2.1 Variación latitudinal del PWV en la Costa Peruana	99
6.2.2 Variación de PWV en función de la elevación	102
6.2.2.1 Zona norte	103
6.2.2.2 Zona centro	106
6.2.2.3 Zona sur	108
6.2.3 Variación temporal del PWV en la Costa Peruana por debajo de los 1000 msnm.....	111
6.2.4 Relación del PWV en el mar con la TSM.....	119
6.3 Relación del PWV con la sequía en la costa norte.....	124

CAPÍTULO 7: INTERPRETACIÓN Y DISCUSION DE LOS RESULTADOS

7.1 Distribución y variación de la temperatura superficial del mar (TSM) frente al Perú	127
7.2 Línea de costa y zonificación.....	131
7.3 Variación estacional TSM.....	132
7.4 Variación temporal de la TSM.....	136
7.5 Sistema de corrientes marinas frente al Perú	136
7.6 Forzantes atmosféricos en la costa oeste de Sudamérica.....	141

CAPÍTULO 8 : CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1 Conclusiones	147
------------------------	-----

8.2 Recomendaciones	148
---------------------------	-----

REFERENCIAS	149
--------------------------	------------

ANEXO A.....	160
---------------------	------------

A.1 Georreferenciación automatizada de las imágenes Level 2 PWV

MODIS NIR.....	161
----------------	-----

A.2 Generación de máximo valor compuesto.....	162
---	-----

A.3 Corte espacial automatizado	163
---------------------------------------	-----

ANEXO B	165
----------------------	------------

ANEXO C	169
----------------------	------------

C.1 Glosario	169
--------------------	-----

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1.	Distribución en función de la altitud de la presión del aire y la presión parcial de vapor de agua normalizadas, como funciones de la altitud a nivel global en condiciones anuales promedio. Los valores han sido normalizados dividiendo entre 1013.25 hPa y 17.5 hPa respectivamente. Modificado de <i>Hartmann</i> (1994).	13
Figura 2.2.	Capas de la atmosfera con el perfil promedio de temperatura del aire por encima de la superficie de la Tierra hasta 120 km. La línea continua indica como varía la temperatura promedio en cada capa. Modificado de <i>Mohanakumar</i> (2008).	14
Figura 2.3.	Variación latitudinal de la extensión vertical de la tropósfera y la baja estratósfera. Modificado de <i>Mohanakumar</i> (2008). Nótese el gran abultamiento en el ecuador geográfico.	16
Figura 2.4.	Esquemas de las capas de la tropósfera, estratósfera, y la tropopausa, capa límite entre las dos capas. Se muestra la distribución vertical promedio de la temperatura y la razón de mezcla de vapor de agua en la atmósfera. Tener en cuenta que la escala de la razón de mezcla es logarítmica y las escalas verticales dan conversiones aproximadas entre la presión atmosférica (en hPa) y la altitud (en km) <i>Mohanakumar</i> (2008). Observar que la razón de mezcla de vapor de agua en la atmósfera disminuye con la altitud y se correlaciona positivamente con el cambio en la temperatura.	20
Figura 2.5.	Climatología promedio anual de vapor de agua (en kg/m ²) integrado en la vertical desde la superficie terrestre (1979-2001). Imagen obtenida del Atlas del Reanálisis ERA-40 del ECMWF. http://old.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/docs/section_C/parameter_ciwv.html# Fecha de acceso: 5 de abril de 2015	22
Figura 2.6.	Algunas técnicas existentes para la medición del vapor de agua atmosférico <i>AGU</i> (1995).	28
Figura 2.7.	Modos normales de vibración de la molécula de H ₂ O. Los modos corresponden a $\nu_1=3657.05\text{ cm}^{-1}$, $\nu_2=1594.78\text{ cm}^{-1}$ y $\nu_3=3755.79\text{ cm}^{-1}$ de los modos de vibración son de tensión y el otro de flexión <i>Mueller</i> (2002).	32

Figura 2.8.	Espectro de absorción de vapor de agua. La región de 8-12 μm es conocido como la “ <i>ventana de vapor de agua</i> ” donde hay una pequeña absorción de radiación infrarroja <i>Grand</i> (2003).	33
Figura 2.9.	Curva de irradiancia solar en el tope de la atmósfera y a nivel del mar (<i>Jensen</i> , 2005). Area sombreada entre las curvas: atenuacion por absorcion molecular.	35
Figura 2.10.	Ubicación de los canales de absorción y de ventana de MODIS (en naranja), usados para la estimación de la columna de vapor de agua en la curva de irradiancia solar. Imagen modificada. Fuente: NASA	40
Figura 2.11.	Modelo simplificado de transferencia de la energía para el sistema Sol-atmosfera-sensor usado para la estimación de la columna de vapor de agua MODIS en el infrarrojo cercano. θ_s es el ángulo cenit solar y θ_o es el ángulo cenit de visión.	42
Figura 2.12.	Curvas de reflectancia típicas para cinco tipos principales de suelo. (1) Suelo dominado con material orgánico; (2) Suelo afectado con material orgánico, textura moderadamente gruesa; (3) suelo tipo laterita hierro dominado; (4) suelo rico en hierro y (5) suelo rico en materia orgánica, respectivamente. Modificado de <i>Gao and Kaufman</i> , (1998). Para una revisión detallada de los espectros de reflectancia superficial consultar <i>Bowker et al.</i> (1985).	45
Figura 2.13.	Curvas de reflectancia de vegetación y nieve (a escala) y espectro de transmitancia del vapor de agua (línea negra continua). Las líneas gruesas horizontales indican la posición y el ancho de banda de los 5 canales MODIS usados en la estimación de la columna de vapor de agua (<i>Gao and Kaufman</i> , 1998).	47
Figura 2.14.	Ilustración de la interpolación de las reflectancias de superficie.	51
Figura 2.15.	Ejemplos de la relación de transmitancia de dos canales (canal de absorción/canal de ventana) simuladas en función de la cantidad total de vapor de agua en camino Sol-superficie-sensor (trayectoria óptica).Modificado de <i>Gao and Kaufman</i> , (2003).Observar que el decaimiento en función del contenido del vapor de agua es proporcional a la $\exp(\alpha - \beta\sqrt{W})$ (<i>Kaufman and Gao</i> , 1992).	54

Figura 3.1.	La Costa Peruana por debajo de los 1000 msnm.	58
Figura 3.2.	El desierto peruano-chileno. Modificado de Warner, (2004).	59
Figura 3.3.	a. Formacion de las lomas en el cerro Reque, Departamento de Lambayeque. La vegetacion se limita a la parte superior de la montaña (500 m). b. Cerro Cabezón, Departamento de la Libertad, en 1998 en el apogeo del Fenómeno de El Niño, Dillon et al. (2011).	61
Figura 3.4.	Promedio de 20 años de la temperatura mensual de la atmósfera en el aeropuerto Lima–Callao (Albrecht, 1981). Se elaboró a partir de observaciones de radiosonda tomados en Lima, Perú, de octubre de 1957 a septiembre de 1978. En la Figura ‘x’ denota el máximo relativo y ‘n’ denota el mínimo relativo.	63
Figura 3.5.	Perfil vertical de la temperatura vs presión en los meses de febrero y agosto obtenidos de la Figura 3.4. La inversión térmica se da en los meses de invierno.	64
Figura 4.1.	Imagen en color natural MODIS/TERRA para el granulo de 15:45 h a 15:50 h UTC del 10 setiembre de 2002. Nótese las áreas con cubierta de nubes. Imagen obtenida de: (http://modisatmos.gsfc.nasa.gov/IMAGES/MOD02/GRANULE/granule_frameset_new.html)	68
Figura 4.2.	Producto PWV MODIS en los en las bandas (a) IR y (b) NIR para el granulo de 15:45 h a 15:50 h UTC del 10 setiembre de 2002.	69
Figura 4.3.	Rejilla sinusoidal de MODIS. (http://modis-land.gsfc.nasa.gov/MODLAND_grid.html)	71
Figura 4.4.	Selección del área geográfica en la retícula de datos. El área de Perú está cubierta por los ‘tiles’ h09v09, h10v09, h11v09, h09v10, h10v10, h11v10.	71
Figura 4.5.	Diagrama de dispersión de PWV MODIS NIR vs PWV GPS sobre los sitios del territorio continental de EEUU. Se usaron datos de mayo a junio de 2004. El cuadro con líneas discontinuas muestra los puntos MODIS NIR PWV, cuyos valores fueron significativamente subestimados (valores muy bajos). Modificado de Chen et al. (2008).	74

Figura 5.1.	Ventana del entorno de trabajo del MCTK. Los diversos campos y secciones se actualizarán con información y las opciones que son relevantes para el producto MODIS suministrado.	79
Figura 5.2.	MCTK con un archivo HDF Nivel 2 (L2) suministrado como entrada. Se muestran Múltiples conjuntos de datos con diferentes dimensionalidades y resoluciones espaciales.	80
Figura 5.3.	Procesamiento del vapor de agua precipitable MODIS usando MCTK del ENVI.	82
Figura 5.4.	<i>a.</i> Imagen de vapor de agua precipitable MODIS-NIR sin proyectar del 10 de setiembre de 2002, <i>b.</i> La misma imagen, georreferenciada en coordenadas geográficas.	83
Figura 5.5.	Ejemplo de mosaico de dos imágenes. Observar la continuidad de las características de la morfología en el área de superposición.	84
Figura 5.6.	Mosaico de cuatro escenas del 10 de setiembre de 2002 que cubren el área de Perú. Observar el área central sin datos, debido a la falta de cobertura del satélite para ese día.	85
Figura 5.7.	Generación de MVC mensual para cada mes a partir de los mosaicos diarios. El MVC mensual resultará ser una imagen sin datos faltantes.	87
Figura 5.8.	Máximo valor compuesto mensual de PWV del sensor MODIS/TERRA para el mes de setiembre de 2002, del Perú y áreas vecinas.	88
Figura 6.1.	Climatología promedio mensual del PWV para el territorio peruano, en el periodo 2001-2013, a una resolución espacial de 1 km x 1 km.	93
Figura 6.2.	Mapa morfológico del Perú obtenido a partir del modelo de elevación digital GTOPO-30 (resolución espacial de aproximadamente 1 km). En la Costa Peruana, la costa norte es el área más plana con elevaciones menores a 1000 msnm.	94
Figura 6.3.	Mapa de la desviación estándar de PWV para el periodo 2001-2013. Los valores en rojo indican que no existe gran variabilidad del PWV en la región de los Andes. Los valores en amarillo indican gran variabilidad en la zona de	95

	migración de la Corriente de Humboldt.	
Figura 6.4.	Climatología estacional promedio de los máximos compuestos mensuales de PWV del territorio peruano y áreas vecinas para el periodo 2001-2013.	98
Figura 6.5.	Variación climática del PWV en la Costa Peruana para el periodo 2001-2013, por debajo de los 1000 msnm: Zona de lomas costeras. Este mapa fue obtenido con los datos de la Figura 6.1.	100
Figura 6.6.	Variación latitudinal del PWV entre la línea de costa y la elevación de 1000 msnm. Hemisferio sur.	101
Figura 6.7.	Variación latitudinal segmentada del PWV entre la línea de costa y la elevación de 1000 msnm. Las tres zonas se distinguen por la apreciable diferencia de pendiente del decrecimiento del PWV con la latitud, debido a la variación térmica latitudinal del mar peruano. Refleja muy bien la zonificación planteada en la Figura 7.2	102
Figura 6.8.	a) Mapa climatológico de PWV para la costa norte para el periodo 2001-2013, b) Modelo de elevación digital GTOPO30 (de aproximadamente 1 km de resolución) para la costa norte. Los símbolos “A” y “B” en ambas figuras corresponden a las coordenadas 6° S, 81°7’W y 6°S, 79° 21’W, coordenadas geográficas de los puntos A y B de los perfiles de la Figura 6.9.	104
Figura 6.9.	En azul se muestra el perfil de PWV entre los puntos A-B de la Figura 6.8. En rojo se muestra la variación de la elevación del terreno del perfil topográfico entre los puntos A-B.	104
Figura 6.10.	Relación de PWV vs Elevación en la costa norte (píxeles a lo largo del perfil A-B).	105
Figura 6.11.	a) Mapa climatológico provisional de PWV (región Lima) para el periodo 2001-2013; b) Modelo de elevación digital GTOPO-30 para la Zona centro. Los símbolos “M” y “N” en ambas figuras corresponden a las coordenadas 11° 23’S, 77° 27’ W y 10° 53’S, 76° 35’ W, coordenadas geográficas de los puntos M y N de la Figura 6.12.	107
Figura 6.12.	En azul se muestra el perfil de PWV entre los puntos M-N de la Figura 6.11. En rojo se muestra la variación de la elevación del terreno del perfil M-N.	107
Figura 6.13.	Relación de PWV vs Elevación en la Zona centro (píxeles	108

a lo largo del perfil M-N de la Figura 6.11).

Figura 6.14.	a) Mapa climatológico provisional de PWV (región Arequipa) para el periodo 2001-2013; b) Modelo de elevación digital GTOPO 30 para la Zona sur. Los símbolos “P” y “Q” en ambas figuras corresponden a las coordenadas 17° 03’ S, 71° 55’ W y 16° 16’ S, 71° 24’ W, coordenadas geográficas de los puntos P y Q de la Figura 6.15.	109
Figura 6.15.	En azul se muestra el perfil de PWV entre los puntos P-Q de la Figura 6.14. En rojo se muestra la variación de la elevación del terreno del perfil M-N.	110
Figura 6.16.	Relación de PWV vs Elevación en la Zona sur (píxeles a lo largo del perfil P-Q de la Figura 6.14).	110
Figura 6.17.	División del área de estudio (Figura 3.1) en tres partes: Zona norte, Zona centro y Zona sur.	111
Figura 6.18.	Serie de tiempo de PWV mensual obtenido de los máximos compuestos para el periodo 2000-2013 (a) Zona norte (b) Zona centro y (c) Zona sur. La línea roja indica la serie PWV MODIS/AQUA y la negra la serie PWV MODIS/TERRA. Las barras verdes horizontales indican anomalías en los máximos. Las barras azules horizontales indican los máximos. No se aprecia tendencia en las series.	112
Figura 6.19.	Espectros de frecuencias obtenidos de las series temporales de la Figura 6.18. El periodo es exactamente el mismo para cada una de estas series.	113
Figura 6.20.	Relación del PWV MODIS/TERRA con el PWV MODIS/AQUA en las Zonas norte, centro y sur de la Costa Peruana.	114
Figura 6.21.	Variación promedio y su desviación estándar por mes del PWV en (a) Zona norte, (b) Zona centro, y (c) Zona sur. Las estaciones de otoño e invierno representan fases intermedias en la variación anual.	118
Figura 6.22.	Relación de la PWV con TSM para la zonificación oceánica mostrada en la Figura 7.2. Observar que la correlación aumenta de norte a sur.	122

Figura 6.23.	Variación promedio y su desviación estándar por mes del PWV (en azul) y la TSM (en negro) para las Zonas norte, centro y sur de la Costa Peruana en el periodo 2000-2013.	123
Figura 6.24.	Serie de tiempo de NDVI VGT/SPOT mensual de la costa norte, obtenido de los máximos compuestos para el periodo 2000-2010. Observar la anomalía de los efectos de la sequía regional 2003-2005.	125
Figura 7.1.	Distribución espacial promedio de TSM para el periodo 2000-2010, obtenido de datos imágenes del sensor MODIS/TERRA. Se observa una “lengua” relativamente fría frente a la Costa Peruana (entre las latitudes 13.5°S y 18°S) cuyos valores están entre 18°C y 20°C.	130
Figura 7.2.	Zonificación del mar adyacente a la Costa Peruana según su morfología. Los puntos A, B, C se eligieron de acuerdo a la Figura 7.1. Los límites de las áreas son, aproximadamente paralelos a las isotermas mostradas en la Figura 7.1 y la línea de costa. Cada una estas áreas son adyacentes a la Zona norte, Zona centro y Zona sur mostradas en la Figura 6.17.	131
Figura 7.3.	Distribución espacial promedio por estación del año de la TSM MODIS/TERRA para el periodo 2000-2010. La distribución de aguas frías es mayor en invierno y conllevará a una menor evaporación.	133
Figura 7.4.	Climatología de la temperatura del mar obtenida a partir de datos “ <i>in situ</i> ” en la capa de 0 a 30 m de profundidad, entre las 0 y 100 millas náuticas (~185 km) de la costa (Flores et al., 2013).	134
Figura 7.5.	Serie de tiempo promedio mensual de TSM, elaborado a partir de datos MODIS/TERRA (en verde) y MODIS/AQUA (en rojo), para el periodo 2000-2013 y 2002-2013, en las tres áreas mostradas según la Figura 7.2. Las series son para a) AREA 1, b) AREA 2 y c) AREA 3. Observar las anomalías en el AREA 1 para los años 2003-2005.	135
Figura 7.6.	Sistema Global de Corrientes Superficiales. Las corrientes frías se muestran en flechas Grand, (2003).	137
Figura 7.7.	Esquema de las principales corrientes basadas en Penven et al. (2005). Las líneas continuas representan las corrientes superficiales y las líneas punteadas las subsuperficiales.	139

Figura 7.8.	Esquema de la circulación atmosférica desde la superficie hasta unos 1.5 kilómetros sobre el nivel del mar, alrededor de la cordillera de los Andes, <i>Garreaud (2009)</i> .	141
Figura 7.9.	Promedio anual de precipitación (mm/día), presión a nivel de mar (contornos cada 2.5 hPa) y de vientos de bajo nivel (escala de la flecha en la parte inferior). La línea blanca indica la posición media de la ZCIT. Las letras H y L indican la posición de los anticiclones subtropicales y bajos continentales respectivamente <i>Veblen et al. (2007)</i> .	143
Figura 7.10.	Climatología de los vientos durante el invierno y verano austral. Los vientos son de la NCEP Reanalysis a 1000 hPa, promediado sobre el verano austral (diciembre-febrero) e invierno (junio-agosto) <i>Strub et al. (1998)</i> . ITCZ (Zona de Convergencia Intertropical: siglas en inglés). La letra H indica la posición del anticiclón. S.H es el Hemisferio sur.	145

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.1.	Humedad relativa a 950 hPa y precipitación en San Antonio, Texas (EE. UU.) (Modificado de <i>McNab and Karl, 1997</i>).	3
Tabla 2.1.	Los constituyentes mayores de la atmósfera cerca a la superficie terrestre. Modificado de <i>Ahrens, (2009)</i> .	11
Tabla 2.2.	Características de los sistemas de observación del vapor de agua atmosférico (<i>AGU, 1995</i>)	29
Tabla 2.3.	Características espectrales de los canales utilizados MODIS para la estimación del vapor de agua (<i>Gao and Kaufman, 2003</i>).	40
Tabla 4.1.	Fuentes de error en la recuperación del vapor de agua en el MODIS-NIR (<i>Kaufman and Gao, 1992; Li, 2005</i>).	72
Tabla 5.1.	Número de mosaicos de PWV disponibles que cubren el área de Perú, para a) MODIS/TERRA y b) MODIS/AQUA.	86
Tabla B.1.	Datos promedios obtenidos de PWV MODIS/TERRA (en cm) de los compuestos mensuales en las tres zonas (Figura 6.17), entre los 0 y 1000 msnm.	165
Tabla B.2.	Datos promedios obtenidos de TSM MODIS/TERRA (°C) de cada una de las áreas definidas de la Figura 7.3: (AREA 1, AREA 2 y AREA 3).	167

INTRODUCCIÓN

1.1 El vapor de agua en el clima

El concepto de humedad atmosférica puede referirse a cualquiera de un conjunto de formas de especificar la cantidad de vapor de agua en el aire, debido a que hay varias maneras de expresar el contenido de vapor de agua atmosférico y por lo tanto varios significados para el concepto de humedad. De los diferentes términos usados para expresar la cantidad de vapor de agua atmosférico, entre los más comunes en meteorología son el vapor de agua precipitable (PWV: siglas en inglés) y la humedad relativa (*Ahrens*, 2009). El vapor de agua atmosférico está en constante ciclo, generándose por evaporación del agua que se encuentra en la superficie continental y oceánica, condensándose para formar nubes y posteriormente retornando a la superficie en forma de precipitación. Además, es uno de los parámetros más importantes para la comprensión del cambio climático y un vehículo del intercambio de energía entre el océano, la atmósfera y los continentes. *Manabe y Wetherald (1967)* demostraron que en los mecanismos de retroalimentación, el vapor de agua juega un rol importante, influyendo en el comportamiento del sistema climático. A medida que aumenta la temperatura de la atmósfera y la superficie, la atmósfera es capaz de contener más vapor de agua. El calentamiento global conduce a una mayor evaporación de los océanos, que a su vez conduce al incremento del vapor de agua atmosférico y la nubosidad. Estos cambios pueden afectar los patrones de precipitación y escorrentía. Por su abundancia, el vapor de agua es el gas dominante de efecto invernadero. A medida que el clima se

vaya calentando debido al dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero antropogénicos, se espera que el vapor de agua atmosférico aumente rápidamente (Schneider *et al.*, 1999). Esto tendrá importantes consecuencias para el equilibrio térmico de la Tierra.

1.2 El vapor de agua atmosférico y su relación a fenómenos meteorológicos extremos

El vapor de agua precipitable (PWV) se define como el vapor de agua atmosférico total contenido en una columna vertical de área, transversal unitaria, que se extiende entre dos niveles específicos; se expresa comúnmente en términos de la altura a la cual esa agua podría permanecer, si se condensara y almacenara en un recipiente de la misma sección unitaria transversal (AMS, 2000). Observaciones precisas, frecuentes o continuas del vapor de agua en la atmósfera son importantes para determinar óptimas condiciones iniciales en los modelos de pronóstico del clima y para monitorear el ciclo hidrológico de una región (Bordi *et al.*, 2015a). Actualmente se están tomando en cuenta los datos de PWV de alta resolución temporal en la vigilancia y observación de condiciones meteorológicas extremas, tales como inundaciones y periodos húmedos y secos. Bordi *et al.* (2015a) indican que un evento de inundación se caracteriza por un aumento anómalo del PWV acompañado por una disminución de la presión en la superficie.

La abundancia de vapor de agua es necesaria para las fuertes lluvias. Las anomalías de la precipitación son una característica natural recurrente del clima. Estas anomalías afectan a diversos componentes del ciclo hidrológico para producir una sequía. Climatologías de precipitación, temperatura y humedad atmosférica proporcionan un indicador de la frecuencia, la intensidad de la precipitación, la

correlación de precipitación y la temperatura, y la sequedad de la atmósfera que se produce durante las sequías. Las sequías comúnmente se refieren como "*condiciones secas*" en el sentido de que no sólo es menor la caída de precipitación, sino también que el aire es más seco de lo habitual. Esta disminución de la humedad atmosférica durante las sequías se extiende a través de todos los niveles de la atmósfera que contienen sustancialmente vapor de agua. *McNab and Karl (1997)* presentan un caso de estudio de 2 años secos y 2 años húmedos en San Antonio, Texas (Tabla 1.1).

Tabla 1.1 Humedad relativa a 950 hPa y precipitación en San Antonio, Texas (EE. UU.) (Modificado de *McNab and Karl, 1997*).

Meses	Humedad relativa (porcentaje)			Precipitación (mm)	
	Años secos (1953-54)	Años húmedos (1948-49)		Años secos (1953-54)	Años húmedos (1948-49)
Enero	53	71		11.68	44.70
Febrero	46	74		11.68	44.70
Marzo	45	62		7.112	36.32
Abril	61	62		51.05	132.1
Mayo	64	70		31.24	30.99
Junio	60	64		62.23	142.5
Julio	55	68		16.00	58.42
Agosto	60	56		52.83	87.12
Setiembre	50	60		38.10	35.05
Octubre	62	61		64.01	137.4
Noviembre	51	48		29.97	14.22
Diciembre	52	66		20.83	38.35
Promedio	56	64			
Total				396.7	801.9

La humedad relativa promedio de los años de sequía fue del 56 %, comparada con el 64 % para los años húmedos. *McNab and Karl (1997)* indican que hubo varios casos de estudio que muestran que la humedad relativa es menor durante las sequías que durante períodos no secos. *Namias (1966)* muestra que la disminución de la humedad relativa también puede ser causada por una falta de vapor de agua y que

los valores absolutos de humedad durante la sequía eran aproximadamente 10-20% menores que los valores para el periodo normal durante todas las estaciones. Por lo menos en este caso de estudio, durante la sequía, el aire fue más seco en toda la atmósfera inferior debido a que hubo menos vapor de agua en la atmósfera. Actualmente, se encuentra en investigación la relación entre las variaciones de PWV y su sensibilidad a los periodos secos. Por ejemplo *Bordi et al. (2015b)* estudia el uso de promedios mensuales de datos de PWV obtenidos a partir de mediciones de GPS para investigar su utilidad en el monitoreo meteorológico de periodos secos y húmedos y su relación con el SPI (“*Standardized Precipitation Index*”).

A pesar de su uso y su familiaridad con los meteorólogos, se han hecho intentos limitados para determinar y mapear la distribución promedio de vapor de agua en el territorio peruano. Mediciones de alta resolución de PWV son de difícil acceso debido a la limitada disponibilidad de datos de sondeo, así como la alta variabilidad del PWV en el espacio y el tiempo. Para llenar este vacío, se ha utilizado instrumentos a bordo de satélites para medir el PWV. Las mediciones satelitales de PWV tienen el potencial de proporcionar la cobertura temporal y espacial necesarias, así como resolución y precisión en la recuperación (*Lindstrot et al., 2014*).

Según *Zheng et al. (2010)*, la importancia del PWV es triple. En primer lugar, es útil para prever los patrones de precipitación (*e.g., Robinson and Lutz, 1978; Ojo, 2005*). En segundo lugar, la aplicación del PWV como una fuente adicional de información sobre la humedad, tiene un impacto significativo en los estudios de predicción y clima (*e.g., Filiberti et al., 1994; Rakesh et al., 2009*). En tercer lugar la recuperación del PWV de diferentes satélites se puede combinar con el PWV de

radiosondeos, de estaciones de GPS y otros datos de observación, para obtener la distribución de PWV en todas las condiciones climáticas. Además, los productos de PWV también contienen información valiosa sobre el transporte de humedad en la atmósfera y el ciclo hidrológico (*e.g.*, Wittmeyer and Vorder Haar, 1994; Gao et al., 2004). Por lo tanto el PWV es una variable de particular importancia para “monitorear” las condiciones de sequía y procesos de desertificación (Chrysoulakis et al., 2008). Además, se debe mencionar entre otras aplicaciones, que el PWV es esencial en la corrección atmosférica de datos satelitales de alta resolución espacial. También es necesario para la mejora de las estimaciones de la temperatura de la superficie terrestre obtenidas a partir de datos de satélite, así como para corregir medidas interferométricas SAR (“*Synthetic Aperture Radar*”), dado que el vapor de agua atmosférico es una limitación importante para las aplicaciones de alta precisión en interferometría SAR (InSAR), debido a su impacto significativo en las señales de microondas (Zhenhong et al., 2009).

1.3 La climatología del vapor agua atmosférico y su importancia

En los últimos años, se ha desarrollado y aplicado algoritmos para obtener la climatología a escala global, de la distribución horizontal y vertical del vapor de agua, que es de utilidad en la validación y mejoramiento de los modelos climáticos. Es importante que se haga un esfuerzo para derivar una climatología mensual de la distribución global de PWV utilizando una combinación de observaciones convencionales y de satélites (Starr and Melfi, 1990). Una serie de estimaciones de la distribución climatológica del vapor de agua está disponible actualmente a escala global. La serie proviene de los análisis del “*National Center for Environmental Prediction*” (NCEP) y el “*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*”

(ECMWF) a partir de estudios y el procesamiento de datos satelitales, tales como el TOVS Pathfinder, el Proyecto GEWEX GVAP y de satélites geoestacionarios. El inconveniente es que todo este conjunto de datos sufre de una o más deficiencias que los hacen inadecuados para estudios detallados de variabilidad interanual y de tendencias a largo plazo (NASA, 2013). Es de suma importancia el conocimiento del vapor de agua y su variabilidad en relación, por ejemplo, con procesos hidrológicos mediante el establecimiento de una climatología a largo plazo de la distribución vertical y horizontal de vapor de agua en áreas específicas. Esto contribuye a mejorar la comprensión del papel del vapor de agua y su variabilidad en meteorología, hidrología y climatología.

El “*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*” (MODIS) a bordo de los satélites TERRA y AQUA proporciona mediciones de alta resolución temporal y espacial del PWV. Estas medidas han sido ampliamente evaluadas en contraste con las observaciones sobre la mayor parte de las zonas terrestres (Ning *et al.*, 2011). Con este conjunto de datos, se establece una climatología promedio mensual del PWV en el territorio peruano. El propósito de esta investigación es llenar algunas de las lagunas de datos sobre el PWV. La Organización Meteorológica Mundial (OMM/WMO) indica el uso de 30 años de datos para definir una climatología (WMO, 1983). Sin embargo, en esta investigación se establece una climatología para un periodo de trece años (2001-2013).

1.4 Identificación del problema

A la fecha, no se ha encontrado trabajos sobre la climatología del vapor de agua atmosférico para el territorio peruano y su relación con la sequía. Se cuenta con datos satelitales sobre el vapor de agua en la atmósfera de alta resolución temporal,

espacial y espectral en los sistemas de adquisición de datos MODIS/TERRA y MODIS/AQUA. Esta información es de importancia fundamental para el desarrollo de la presente investigación.

1.5 Hipótesis

Puesto que varios de los satélites han registrado y continúan registrando las ondas electromagnéticas infrarrojas sensibles a las bandas espectrales del vapor de agua, para un número suficiente de años continuos, es posible calcular los valores normales y variaciones temporales y espaciales del vapor de agua en la atmósfera para el territorio peruano; y establecer su climatología.

1.6 Objetivos de la tesis

1.6.1 Objetivo General

- Investigar y caracterizar la climatología de la humedad atmosférica y su relación con la sequía en la Costa Peruana, utilizando imágenes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA.

1.6.2 Objetivos Específicos:

- Establecer la climatología de la columna de vapor de agua precipitable en el territorio peruano.
- Establecer la distribución espacial estacional del PWV en el territorio peruano.
- Establecer la variación latitudinal en la costa peruana del PWV en función de la latitud geográfica.
- Analizar la relación entre el PWV y la elevación.
- Analizar la relación entre el PWV y la TSM.

- Establecer la correlación entre las anomalías del PWV (espacial y/o temporal) con las anomalías de TSM y el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) y analizarlos en relación a los periodos de sequía.

1.7 Relación con otras investigaciones

La presente investigación está enmarcada dentro los fines del Proyecto Cátedra CONCYTEC “*Teledetección en la Desertificación y Sequía*”, el cual está enfocado a investigar la problemática de la desertificación y sequía en el territorio peruano. Las investigaciones programadas por este proyecto sobre otros indicadores de la sequía contribuirán a la evaluación de la climatología del vapor de agua como un indicador de las características temporales y espaciales del fenómeno climatológico de sequía.

1.8 Organización de la tesis

En el capítulo dos se hace una revisión de la literatura de interés para la investigación. Se presenta la distribución y variación espacial del vapor de agua en el sistema climático, la absorción de la radiación solar por los gases atmosféricos, las características espectrales e importancia del vapor de agua atmosférico, formas de determinar la humedad de la atmósfera dando énfasis al vapor de agua precipitable. Además, se hace una descripción detallada de la teledetección de la columna de vapor de agua estimada a partir de los datos MODIS. El capítulo tres se describe el área de estudio y sus características geográficas. El capítulo cuatro aborda los datos utilizados, sus características y las formas de adquisición. El capítulo cinco describe los métodos y procedimientos realizados en el procesamiento de los datos imágenes. En el capítulo seis se presenta los resultados del procesamiento de los datos imágenes de vapor de agua precipitable del sensor MODIS, que se organiza en torno a los objetivos de la investigación. El capítulo siete presenta una discusión de los resultados descritos en el capítulo seis y

proporciona la interpretación y el análisis de los resultados a partir de los cuales se planteará las conclusiones. Finalmente en el capítulo ocho se presenta las conclusiones de la investigación, su contribución a la literatura actual y un conjunto de recomendaciones para la dirección de las futuras líneas de investigación.

FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 El vapor de agua en el sistema climático

La mayor parte del agua en la atmósfera se encuentra en forma de vapor jugando un papel importante en muchos procesos fundamentales del ciclo hidrológico y de intercambio de energía. El vapor de agua es el más importante gas de efecto invernadero, tanto en términos de su papel de mantener la situación climática actual y en términos de su rol en la sensibilidad a los mecanismos de retroalimentación (“feedback”). La abundancia y distribución vertical de vapor de agua en la atmósfera interactúa muy fuertemente con la convección y la nubosidad, influyendo así en el albedo del planeta, así como en la absorción de la radiación infrarroja en la atmósfera. Por tal motivo, es de vital importancia analizar la distribución vertical de vapor de agua en la atmósfera, su variación en la vertical y horizontal, así como los procesos que mantienen la distribución de vapor de agua (NASA, 2013).

2.1.1 El vapor de agua y su distribución en la atmósfera

2.1.1.1 Composición de la atmósfera

La atmósfera es una mezcla bastante homogénea de gases, tanto en el sentido horizontal como en el vertical, distribuido sobre todo en las capas más importantes para el clima: la troposfera y la estratosfera (Grand, 2003). Esto se debe a que casi el 99 % de la atmósfera se encuentra en los primeros 30 km desde la superficie de la Tierra (Ahrens, 2009). La composición del aire es una mezcla evidentemente estable, tal como se muestra en la Tabla 2.1. En ésta se muestran los diversos gases presentes en un volumen

de aire cerca de la superficie terrestre. Tres gases constituyen casi el 99.96% del aire por volumen con proporciones constantes en tiempo y espacio: Nitrógeno (N₂), Oxígeno (O₂) y Argón (Ar).

Tabla 2.1 Los constituyentes mayores de la atmósfera cerca a la superficie terrestre. Modificado de *Ahrens*, (2009).

<i>Gases constituyentes</i>	<i>Forma molecular</i>	<i>Porcentaje (por volumen) (%)</i>
Nitrógeno	N ₂	78.08
Oxígeno	O ₂	20.95
Argón	Ar	0.93
Vapor de agua	H ₂ O	variable: 0-4
Dióxido de carbono	CO ₂	0.038
Metano	CH ₄	0.00017
Óxido nítrico	N ₂ O	0.00003
Ozono	O ₃	0.000004

Además, existen otros gases con proporciones variables que, sin embargo, son los que intervienen de manera decisiva en todos los intercambios energéticos, jugando un papel muy importante en muchos procesos atmosféricos. Entre estos gases cabe destacar el vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono. La atmósfera también contiene aerosoles (pequeñas partículas sólidas y líquidas en el aire) que interactúan con la radiación solar y terrestre de acuerdo con su ubicación espacial, composición química y concentración (*Vermote et al.*, 2006).

2.1.1.2 Balance hidrostático

Los gases de la atmósfera se mantienen cerca de la superficie del planeta por acción de la gravedad, que atrae a las moléculas del aire hacia el centro del planeta y la fuerza de presión, que intenta empujar la atmósfera hacia el espacio. Estas fuerzas están en equilibrio en buena aproximación; al igualar la fuerza de gradiente vertical de presión y

la fuerza de gravedad se obtiene el equilibrio hidrostático. Matemáticamente se expresa así (Hartmann, 1994):

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} \quad (2.1)$$

Donde p es la presión atmosférica en Pascales, z la coordenada vertical en metros, ρ la densidad del aire en g/m^3 y g la gravedad en m/s^2 , que se supone constante. Si la atmósfera se aproxima a un gas ideal, estas variables se relacionan mediante:

$$p = \frac{nRT}{V} = \left(\frac{m}{M}\right) \frac{RT}{V} = \rho \frac{RT}{M} \quad (2.2)$$

Donde R es la constante de gas en J/K.mol , T la temperatura absoluta en kelvin (K), n es el número de moles (en mol), M es la masa molar promedio del aire en g/mol , m es la masa en gramos. Combinando las ecuaciones (2.1) y (2.2) se llega a demostrar que para una atmósfera isotérmica la presión decrece según:

$$p = p_s e^{-z/H} \quad (2.3)$$

Donde $p_s = 1.01325 \times 10^5 \text{ Pa}$ y $H = RT/Mg$ que se denomina escala de altura. Así, la presión decrece exponencialmente desde la superficie en un factor de $e = 2.7182$ por cada escala de altura H . La escala de altura para la Tierra es de aproximadamente 8.4 km (si $R = 8.31 \text{ J/K.mol}$, $g = 9.8 \text{ m/s}^2$, $M = 28.96 \text{ g/mol}$, $T = 288 \text{ K}$). En el valor de la masa molar promedio M se considera que la atmósfera de la Tierra está compuesta en aproximación por 20% de O_2 y 80% de N_2 .

La Figura 2.1 muestra la variación de la presión atmosférica con la altitud. La presión es más elevada en la superficie y disminuye rápidamente con la altitud de acuerdo a la ecuación (2.3). Cerca del nivel del mar la presión atmosférica por lo general es cerca de 1000 hPa. Normalmente, la presión atmosférica disminuye en unos 10 hPa por cada

incremento de 100 m de altitud (Ahrens, 2009). A niveles más altos la presión del aire disminuye lentamente con la altura (Figura 2.1).

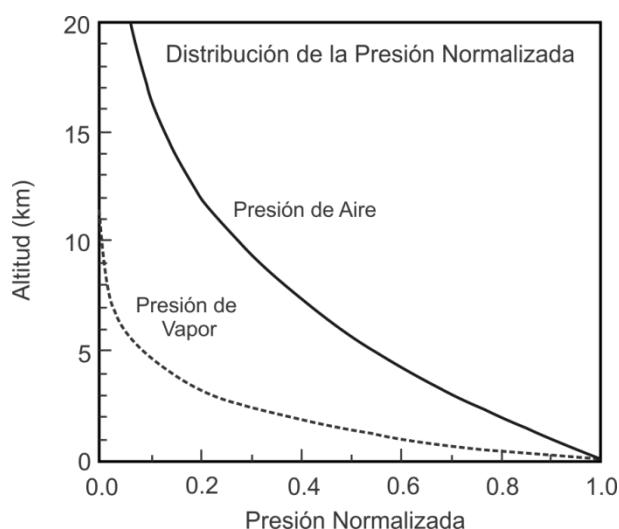


Figura 2.1. Distribución en función de la altitud de la presión del aire y la presión parcial de vapor de agua normalizadas, como funciones de la altitud a nivel global en condiciones anuales promedio. Los valores de presión del aire y de vapor han sido normalizados dividiendo entre 1013.25 hPa y 17.5 hPa respectivamente. Modificado de Hartmann (1994).

2.1.1.3 Distribución vertical de la atmósfera

Un perfil vertical de la atmósfera revela que se puede dividir en una serie de capas. Cada capa puede ser definida por ciertos criterios: Por la forma en que la temperatura del aire varía a través de ella, por los gases que la componen, o incluso por sus propiedades eléctricas. En función de la distribución de temperatura, la atmósfera se divide en cuatro capas: la tropósfera, estratósfera, mesósfera y termósfera (Whiteman, 2000; Ahrens, 2009) (Figura 2.2). Cada capa es una región donde el cambio de temperatura con respecto a la altura tiene una tendencia característica. Estos cambios con la altura se deben a las diferencias en la composición radiativa y química de la atmósfera a diferentes altitudes. Con el aumento de la distancia desde la superficie de la

Tierra la composición química del aire se vuelve progresivamente más dependiente de la altitud y la atmósfera se enriquece con gases más ligeros.

La Figura 2.2 muestra cómo la temperatura del aire disminuye normalmente desde la superficie de la Tierra hasta una altitud de unos 11 km. La tasa a la que la temperatura del aire disminuye con la altura se llama gradiente de temperatura cuyo valor en la baja atmósfera es de aproximadamente 6.5°C por cada 1000 m (Ahrens, 2009). Se debe tener en cuenta que este valor es solo un promedio. En algunos días, a medida que ascendemos, el aire se puede volver más frío con mayor rapidez y esto aumentaría el gradiente vertical. En otros días, la temperatura del aire puede en realidad aumentar con la altura, produciendo una condición conocida como inversión térmica.

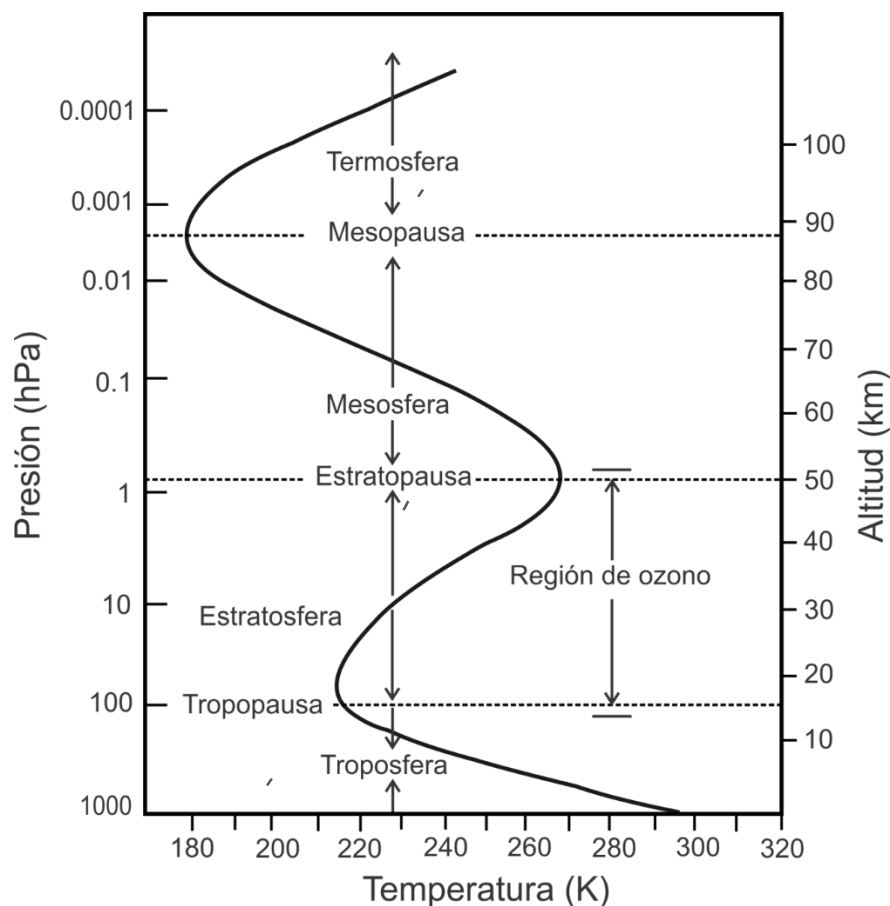


Figura 2.2. Capas de la atmósfera con el perfil promedio de temperatura del aire por encima de la superficie de la Tierra hasta 120 km. La línea continua indica cómo varía la temperatura promedio en cada capa. Modificado de Mohanakumar (2008).

En la Figura 2.2 la temperatura del aire a partir de los 16 km (~ 100 hPa) deja de disminuir con la altura. Aquí el gradiente térmico es nulo. Esta región donde, en promedio, la temperatura del aire permanece constante con la altura, es conocida como la zona isotérmica. La parte inferior de esta zona marca la parte superior de la tropósfera y el comienzo de otra capa, la estratósfera. El límite que separa la tropósfera de la estratósfera se denomina tropopausa. La altura de la tropopausa varía, encontrándose normalmente en elevaciones más altas sobre las regiones ecuatoriales, y disminuye en elevación a medida que vamos hacia los polos (Figura 2.3). En general, la altura de la tropopausa es mayor en verano y menor en invierno en todas las latitudes.

2.1.1.4 Vapor de agua en la atmósfera

2.1.1.4.1 Vapor de agua en la tropósfera

De las cuatro capas de la atmósfera mencionadas, sin duda la más importante para meteorología es la tropósfera. La región de la tropósfera se extiende unos 8 km por encima de los polos y 18 km en el ecuador (*Mohanakumar, 2008*) (Figura 2.3). Es la parte más densa de la atmósfera que contiene casi todo el vapor de agua, nubes y precipitación. La tropósfera contiene 99% del vapor de agua en la atmósfera (*Mohanakumar, 2008*). Debido a la disminución general de la temperatura con la altura y la presencia de fenómenos meteorológicos, la tropósfera es a menudo caracterizada por movimientos verticales bastante significativos, aunque éstos son generalmente mucho más pequeños que los movimientos horizontales.

La tropósfera está limitada por la tropopausa, cuya altitud varía considerablemente en función de la ubicación y los tipos de sistemas meteorológicos, latitud, etc. La temperatura y la altitud de la tropopausa en una ubicación determinada pueden variar rápidamente dependiendo de los sistemas meteorológicos predominantes. La tropopausa

puede ser considerada como la base de una gran capa de inversión, es decir, la estratósfera, que inhibe la mezcla vertical. En consecuencia, existe a menudo una concentración significativa de gradientes a través de la tropopausa. Por ejemplo, la concentración de vapor de agua, que se origina en gran medida de la evaporación desde la superficie de la Tierra, disminuye claramente por encima de la tropopausa y en cambio aumenta notablemente la concentración de ozono. El aire troposférico húmedo, pobre en ozono no se mezcla mucho con el aire estratosférico seco, rico en ozono.

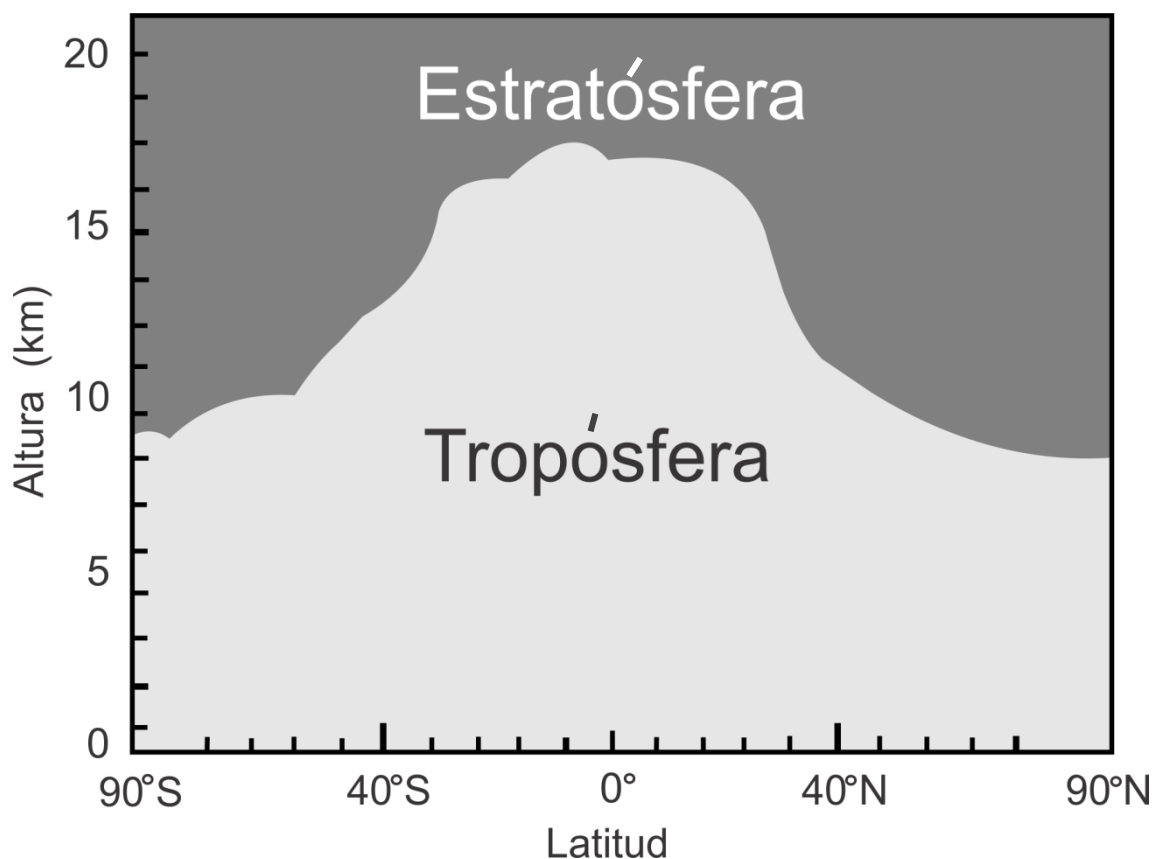


Figura 2.3. Variación latitudinal de la extensión vertical de la tropósfera y la baja estratósfera. Modificado de *Mohanakumar* (2008). Nótese el gran abultamiento en el ecuador geográfico.

2.1.1.4.2 Vapor de agua en la estratósfera

La estratósfera es la segunda mayor capa de la atmósfera. Se encuentra por encima de la tropopausa y se extiende hasta unos 50 km (*Mohanakumar*, 2008). La temperatura del aire en la estratósfera se incrementa gradualmente hasta alrededor de 273 K en la estratopausa (~50 km) (Figura 2.2), para luego invertirse la tendencia de la temperatura. Debido a que la temperatura del aire en la estratósfera aumenta con la altitud, no hay convección, por lo que hay un efecto estabilizador sobre las condiciones atmosféricas en la región y limita la turbulencia en la tropósfera. Como el contenido de vapor de agua dentro de la estratósfera es muy bajo, el ozono desempeña el papel principal en la regulación térmica de esta capa. El gradiente de temperatura vertical en la estratósfera inhibe fuertemente la mezcla vertical en contraste con la tropósfera. La estabilidad de la estratósfera resulta en una fuerte estratificación con delgadas capas de aerosoles que pueden persistir durante un largo tiempo. Las pequeñas concentraciones de vapor de agua implican que la liberación del calor latente o la condensación dejan de tener importancia, por lo que las nubes son raras. La estratósfera es una región de intensas interacciones entre procesos radiativos, dinámicos y químicos, en la cual la mezcla horizontal de los componentes gaseosos procede mucho más rápidamente que la mezcla vertical. La estratósfera es más caliente que la tropósfera superior, principalmente debido a la presencia de ozono estratosférico que absorbe la radiación ultravioleta del Sol.

En la estratósfera, por encima de los 100 hPa, la distribución de vapor de agua puede explicarse como un balance entre el aire seco que viene de la tropopausa tropical y el vapor de agua que se origina de la oxidación del metano en la estratósfera superior. Las temperaturas cerca de la tropopausa tropical controlan los valores de entrada de vapor de agua en la estratósfera, al limitar las masas de aire seco que ascienden a través de

esta región. Casi todo el aire que pasa de la tropósfera a la parte de la estratósfera por encima de 100 hPa, entra a través de la tropopausa tropical, donde se reduce el vapor de agua por las bajas temperaturas y por la combinación de otros procesos que secan el aire hasta alrededor de 3.5-4 ppm en la media anual (*Mohanakumar, 2008*).

2.1.1.4.3 Vapor de agua y sensibilidad climática

El agua desempeña un papel dominante en el balance de la radiación de la Tierra, ya que sus tres fases emiten y absorben radiación de onda larga. Una parte de la radiación solar de onda corta es absorbida por todas las fases del agua, aunque la función principal del agua en el balance de radiación de onda corta se da a través del “scattering” (ver ANEXO C: Glosario) de la radiación solar por las nubes y la reflexión desde las superficies de hielo y nieve (*Curry and Webster, 1999*). Debido a que el vapor de agua es el principal gas de efecto invernadero en la atmósfera de la Tierra y la presión de vapor saturado aumenta exponencialmente con la temperatura, la abundancia de vapor de agua en la atmósfera puede proporcionar una fuerte retroalimentación positiva al cambio climático (*NASA, 2013*). A medida que la atmósfera se calienta debido a los incrementos en los niveles de los gases de efecto invernadero, la concentración de vapor de agua aumenta. Como el vapor de agua es un gas de efecto invernadero, esta situación provoca, a su vez, un mayor calentamiento. Este mecanismo de retroalimentación puede ser lo suficientemente fuerte para casi duplicar el aumento del efecto invernadero debido solamente al dióxido de carbono añadido a la atmósfera. Esto se debe a que el vapor tiene un mayor porcentaje en volumen en la atmósfera que el dióxido de carbono.

2.1.1.4.4 Distribución y variabilidad del vapor de agua atmosférico

El vapor de agua tiene una distribución muy variable tanto en el espacio como en el tiempo. Cerca de la superficie, en lugares cálidos, tórridos y tropicales; el vapor de

agua puede representar hasta el 4 % de los gases atmosféricos; mientras que en las zonas más frías del Ártico, su concentración puede disminuir a una fracción del 1 % (Ahrens, 2009). El vapor de agua es un gas muy importante en la atmósfera, no sólo por formar las nubes y la precipitación, sino que también libera grandes cantidades de calor (llamado calor latente) cuando cambia de fase a los estados líquido y sólido. La elevada capacidad calorífica del océano permite el transporte de grandes cantidades de calor por medio de las corrientes oceánicas hacia las altas latitudes. Por lo tanto, el agua en la atmósfera y en el océano es un importante modulador del clima de la Tierra.

La abundancia de vapor de agua cerca de la superficie del océano está más estrechamente vinculada a la presión de vapor saturado y a la temperatura de la superficie. El vapor de agua se distribuye en la atmósfera en función de la temperatura, la evaporación y la precipitación. La dinámica del vapor de agua es más importante en climas cálidos que en los fríos debido a que la concentración de vapor de agua atmosférico generalmente aumenta con la temperatura. Es por ello que el patrón de distribución a gran escala de vapor de agua es paralelo en gran medida a la temperatura. Esto es una consecuencia del aumento de la presión de vapor saturado con la temperatura.

De acuerdo a la relación de Clausius-Clapeyron un pequeño cambio δT en la temperatura T conduce a un cambio fraccional $\delta e_s/e_s$ en la presión de vapor saturado e_s de:

$$\frac{\delta e_s}{e_s} = \frac{L\delta T}{R_v T^2} \quad (2.4)$$

Donde e_s es la presión de vapor saturado, T la temperatura, L el calor latente de evaporación y R_v constante específica del vapor de agua. Una fuerte correlación entre la

temperatura de la superficie del mar (TSM) y vapor de agua precipitable (PWV) se ha establecido usando observaciones de microondas satelitales sobre el océano (*Soden et al., 2005*).

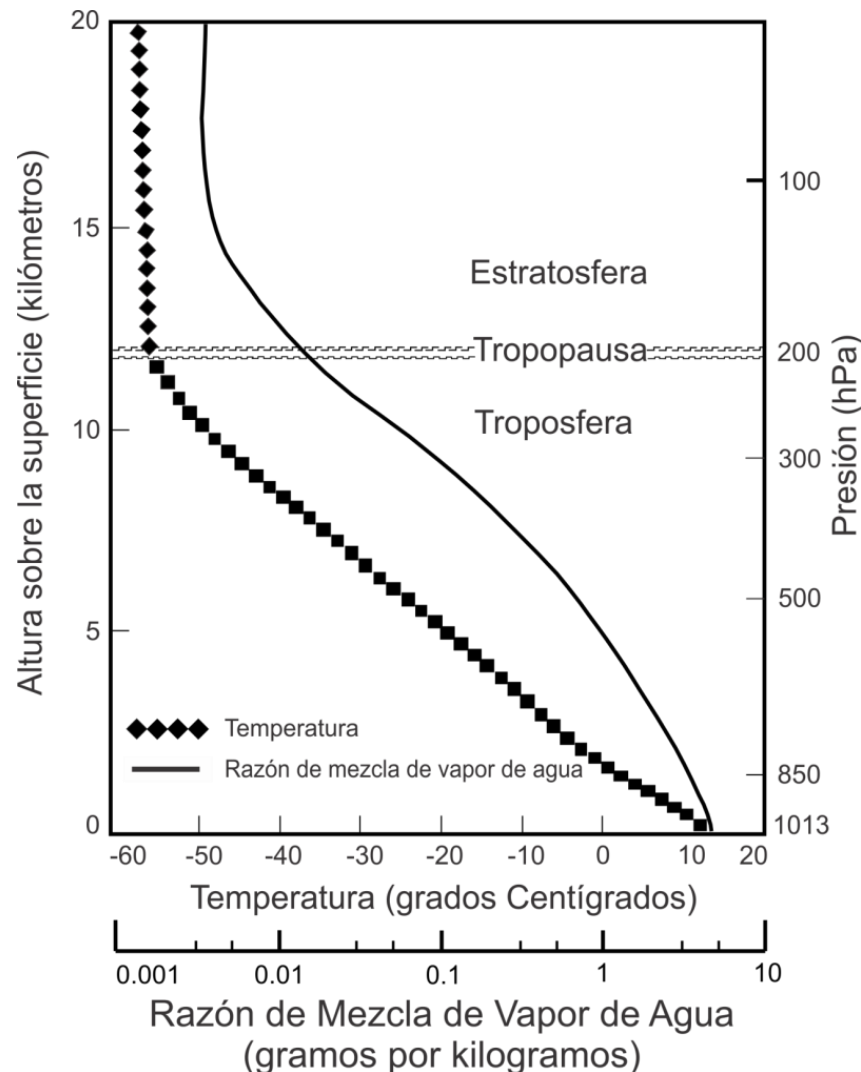


Figura 2.4. Esquemas de las capas de la tropósfera, estratósfera y la tropopausa, capa límite entre las dos capas. Se muestra la distribución vertical promedio de la temperatura y la razón de mezcla de vapor de agua en la atmósfera. Tener en cuenta que la escala de la razón de mezcla es logarítmica y las escalas verticales dan conversiones aproximadas entre la presión atmosférica (en hPa) y la altitud (en km) *Mohanakumar (2008)*. Observar que la razón de mezcla de vapor de agua en la atmósfera disminuye con la altitud y se correlaciona positivamente con el cambio en la temperatura.

Según (Stephens, 1990; Trenberth et al., 2005) los patrones generales y la variación temporal del vapor de agua sobre los océanos están relacionados con la TSM, ya que según la ecuación (2.4), la presión de vapor saturado es una función no lineal de la temperatura. En la atmósfera de la Tierra, en las últimas décadas, el vapor de agua precipitable ha variado con la temperatura de la superficie a una razón de 7-9% por Kelvin, promediado sobre los trópicos o sobre todos océanos (Trenberth et al., 2005; Wentz et al., 2007; Schneider et al., 2010). Esto es debido, al mayor calentamiento de la superficie terrestre que origina una mayor evaporación.

El vapor de agua atmosférico es el único de los elementos en que las condiciones para la saturación son comunes en la atmósfera. Esta propiedad es el factor más importante que rige la distribución de vapor de agua tanto en la tropósfera, donde varía en magnitud en la vertical, como en la estratósfera donde las variaciones son más pequeñas pero aun significativas. En resumen, el contenido de vapor de agua, a grandes rasgos, es alto en los niveles bajos de la atmósfera y disminuye conforme aumenta la altura (Figura 2.4). De esta forma, las mayores variaciones de vapor de agua en el espacio se producen en la vertical.

La Figura 2.4 muestra la distribución vertical promedio de la temperatura y la razón de mezcla de vapor de agua en la tropósfera y estratósfera. La escala horizontal muestra que la razón de mezcla de vapor de agua disminuye rápidamente con la altura, a medida que la atmósfera se enfría. Casi la mitad del total de vapor de agua atmosférico se encuentra entre el nivel del mar y cerca de 1.5 km sobre el nivel del mar (AGU, 1995). Menos de 5-6% del vapor de agua se encuentra sobre los 5 km, y menos de 1% está en la estratósfera, generalmente por encima de 12 km. La humedad relativa (no mostrada)

también tiende a disminuir con la altura, a partir de un valor promedio de aproximadamente 60-80% en la superficie, a 20-40% a 300 hPa (9 km) (AGU, 1995).

Hasta hace poco, el conocimiento de la distribución de vapor de agua a nivel global se derivaba fundamentalmente del análisis de observaciones de radiosonda. En los últimos años, estos análisis globales han comenzado a aprovechar mejor la información disponible de vapor de agua estimados por sondas a bordo de los satélites meteorológicos. Estas observaciones por satélite tienen la ventaja de proporcionar observaciones homogéneas del vapor de agua de la parte baja, media y alta tropósfera y la estratósfera (NASA, 2013).

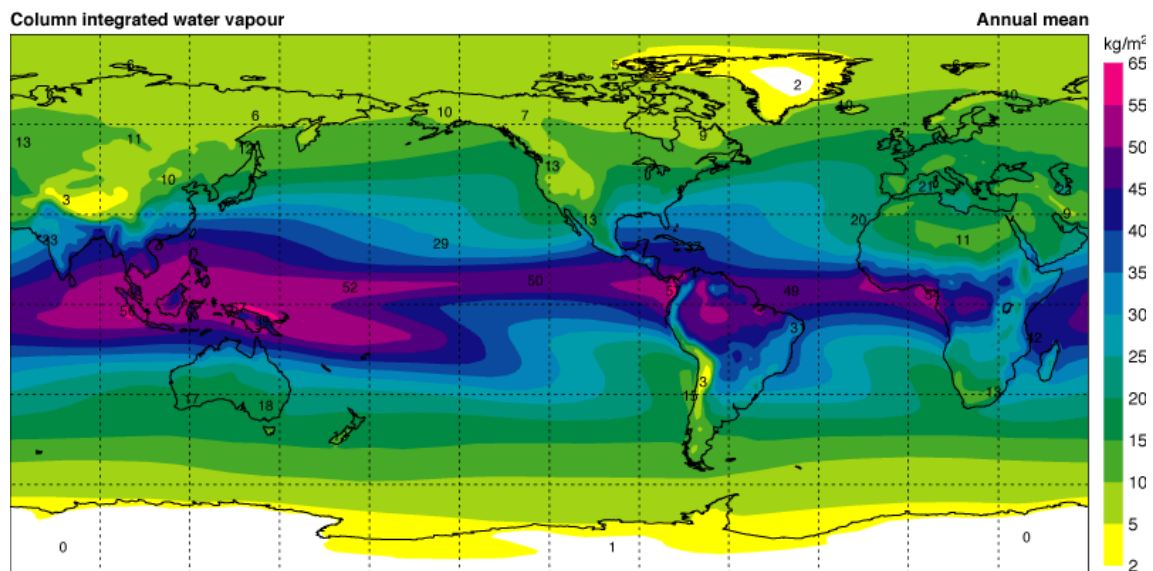


Figura 2.5. Climatología promedio anual de vapor de agua (en kg/m²) integrado en la vertical desde la superficie terrestre (1979-2001). Imagen obtenida del Atlas del Reanálisis ERA-40 del ECMWF.

http://old.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/docs/section_C/parameter_ciwv.html#

Fecha de acceso: 5 de abril de 2015

La concentración de vapor de agua también varía con la posición latitudinal, siendo mayor por encima de los trópicos y disminuye hacia las regiones polares (Peixoto and Oort, 1984); (Figura 2.5). El descenso de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera desde el ecuador geográfico hacia los polos es reflejo de la distribución de la

temperatura del globo terrestre. Como se espera la cantidad de vapor de agua es más elevada en las regiones cálidas ecuatoriales (donde hay mayor radiación solar) y decrece más o menos de manera continua según aumenta la latitud geográfica hasta llegar a valores realmente bajos sobre las regiones polares donde las temperaturas son muy bajas, ya que el aire frío admite muy poco vapor de agua (Figura 2.5). El valor promedio anual de vapor de agua precipitable varía por un factor de 10%-20% de 50 kg/m² en la región ecuatorial a menos de 5 kg/m² en el Ártico y a menos de 2.5 kg/m² en la región Antártica (*Peixoto and Oort, 1992*).

En latitudes más altas, el vapor de agua es generalmente más abundante sobre el océano que sobre tierra. Dado que la mayoría de los océanos está en el Hemisferio sur, la distribución longitudinal del vapor de agua precipitable es más suave en el Hemisferio Sur que en el Hemisferio norte.

Más del 50% del vapor de agua está contenido en la región por debajo del nivel de 850 hPa, mientras que más del 90% se limita en la región por debajo del nivel de 500 hPa (*Peixoto y Oort, 1992*). La cantidad de vapor de agua en la atmósfera sufre cambios estacionales, siguiendo el mismo patrón que el campo de temperaturas. Así las modificaciones más intensas se detectan en el Hemisferio norte, debido a la continentalidad y contraste térmico tierra-océano.

2.1.1.4.5 Fuentes de vapor de agua atmosférico

El vapor de agua contenido en la atmósfera procede de: la evaporación directa de los océanos, mares, ríos, lagos y reservorios, la evaporación del agua existente en el suelo en forma de rocío o escarcha y la transpiración que realizan las plantas. El intercambio de humedad tierra-atmósfera se debe a dos procesos: evaporación y transpiración. La fuente de vapor de agua es la evaporación del agua en la superficie. El sistema climático

está en equilibrio, de modo que la tasa de precipitación promedio global es aproximadamente igual a la tasa de evaporación (NASA, 2013). La precipitación ocurre principalmente en asociación con la convección y las nubes, por lo que la convección y las nubes son las regiones sumidero para el vapor de agua en la atmósfera. La mayor parte del agua que se evapora de los océanos, aproximadamente el 90% precipita de nuevo sobre ellos. Tan solo el 10 % cae en forma de precipitación sobre los continentes. De este 10%, alrededor de dos tercios sufre procesos de reciclaje y un tercio vuelve de nuevo en forma directa, por escorrentía, a los océanos (Trenberth et al., 2007).

Una vez que el agua se evapora, las moléculas de vapor de agua suelen pasar unos 10 días en la atmósfera antes de condensar y caer de nuevo a la superficie en forma de precipitación. El tiempo de 10 días es considerado un tiempo promedio en función de los tiempos de residencia de vapor de agua en la atmósfera.

2.2 Determinación de la humedad en la atmósfera

La humedad se refiere a cualquiera de las maneras de especificar la cantidad de vapor de agua en el aire. El aire en la atmósfera se considera normalmente como una mezcla de dos componentes: aire seco y vapor de agua; esta mezcla se denomina aire húmedo. La cantidad de vapor de agua presente en el aire húmedo puede expresarse según varios índices (Ahrens, 2009):

- **Presión vapor de agua (P_{H_2O}).** Es la presión parcial debida al vapor de agua en la atmósfera (mmHg, mb, hPa).
- **Humedad absoluta (ρ_w).** Masa total de agua/volumen de aire (g/m^3)
- **Humedad específica (H_w).** Masa total de agua/masa total de aire húmedo (g/kg)

- **Humedad relativa (H_r).** Humedad absoluta/Humedad absoluta máxima del mismo volumen de aire a la misma temperatura (%). Cuando H_r alcanza el 100% se dice que el aire está saturado y da lugar a la condensación.
- **Razón de mezcla (r).** Es la razón de la masa de vapor de agua (M_v) con respecto a la masa de aire seco (M_d).
- **Temperatura del punto de rocío.** Temperatura a la que se produciría saturación si se enfría el aire a presión constante sin quitar ni añadir vapor.
- **Vapor de agua precipitable (PWV).** Se explica a continuación.

2.2.1 Vapor de agua precipitable

Una medida de la concentración de vapor de agua en la atmósfera es el agua precipitable. El vapor de agua precipitable es una medida del vapor de agua total contenida en una columna vertical de sección unitaria en la atmósfera. Cuando el vapor de agua se mide en unidades lineales (milímetros), es la altura (o profundidad) que el agua ocuparía si el vapor se condensara al estado líquido y se extiende uniformemente a través de la columna de sección unitaria (AMS, 2000).

Según Gaffen *et al.*, (1992), se puede obtener el vapor de agua precipitable a partir de la masa total de vapor de agua M_v . Para una columna de vapor de agua con sección transversal horizontal considerada como unitaria, la masa de vapor de agua contenido en un elemento diferencial de altura dz se expresa como:

$$dM_v = \rho_v(z)dz \quad (2.5)$$

Donde $\rho_v(z)$ es la densidad del vapor de agua. Al integrar la ecuación (2.5) obtenemos la masa total del vapor de agua M_v desde la superficie hasta la altura h :

$$M_v = \int_0^h \rho_v dz \quad (2.6)$$

Se puede expresar dz en función del cambio de presión dp a partir de la ecuación hidrostática:

$$dp = -\rho g dz \quad (2.7)$$

Aquí ρ es la densidad del aire húmedo y g la gravedad que es considerada constante.

Combinando las ecuaciones (2.7) y (2.6) se obtiene la masa total M_v en términos de la razón de mezcla r :

$$M_v = -\frac{1}{g} \int_0^{p(h)} \frac{\rho_v}{\rho} dp = -\frac{1}{g} \int_0^{p(h)} r dp \quad (2.8)$$

Las dimensiones de (2.8) están en unidades de masa por unidad de área ya que r es adimensional. Por lo tanto, el cálculo de M_v dará como resultado la altura de agua precipitable en una columna de aire, en dimensiones de longitud, ya que la masa puede estar confinada en un volumen, reduciéndose dimensionalmente de la siguiente manera:

$$\left[\frac{M}{L^2} \right] = \left[\frac{L^3}{L^2} \right] = L$$

En la literatura, la cantidad de vapor de agua se reporta en g /cm², kg /m², cm y mm, cuyas unidades pueden convertirse fácilmente por un factor de 10. De este modo podemos reportar el vapor de agua en kg/m² < > 1 mm o g/cm² < > 10 mm. El valor de 1 g/cm² significa que un gramo de agua ocupa un volumen de 1 cm³ en una sección de área de 1 cm², que generalmente se expresa en cm³/cm² o, simplemente cm.

En teoría, el valor de la altura h de la ecuación (2.6) varía en el intervalo $[0, \infty]$, pero debido a que la mayor concentración de vapor de agua está por debajo de $h = 5$ km (Solot, 1939) se podría considerar:

$$PWV = -\frac{1}{g} \int_0^{p(5km)} r dp \quad (2.9)$$

Se debe hacer notar que existen varios términos que se usan para medir la columna de vapor de agua, pero no hay una clara diferencia en estos términos. Algunos usan el término Vapor de Agua precipitable Integrado (IPWV), vapor de agua precipitable PWV (“*Precipitable Water Vapor*”) o simplemente agua precipitable PW (“*Precipitable Water*”) u otros optan por tomar indistintamente “*vapor de agua en columna*” y “*agua precipitable*” (Lindstrot et al., 2014). Aun así, todos los estados que presenta el agua en la atmósfera, esto es, vapor, líquido, y sólido, dentro de una columna de aire en la atmósfera, se pueden precipitar, dando lugar a una altura resultante del agua en la superficie terrestre llamada “*agua precipitable*”.

2.2.2 Instrumentos de medición del vapor de agua atmosférico

Existen una multitud de sistemas para la observación de vapor de agua. Cada uno tiene diferentes características y ventajas. Desde años atrás, se han hecho progresos sustanciales mediante observaciones satelitales para obtener la columna de vapor de agua y perfiles verticales en baja resolución a partir de sensores infrarrojos y de microondas. Uno de los inconvenientes más importantes es que las observaciones por satélite no proporcionan datos de vapor de agua en todas las condiciones climáticas.

En la Figura 2.6 se ilustra algunas técnicas existentes para medir el vapor de agua atmosférico, sea a nivel de la superficie, desde el aire o desde el espacio. Varios conjuntos de datos de vapor de agua se han construido durante los últimos años a partir de una combinación de métodos de teledetección por satélite y observaciones directas para lograr una mejor cobertura espacial y resolución vertical. Los posibles beneficios de la mejora de los datos de vapor de agua incluyen mejores pronósticos de las

condiciones atmosféricas, así como la mejora de los modelos climáticos. Los diferentes tipos de mediciones son complementarios y útiles. El reto es la mejor manera de fusionar la información disponible sobre la distribución del vapor de agua en una mejor descripción de las variaciones temporales y espaciales de vapor de agua para mejorar el estudio del clima (AGU, 1995).

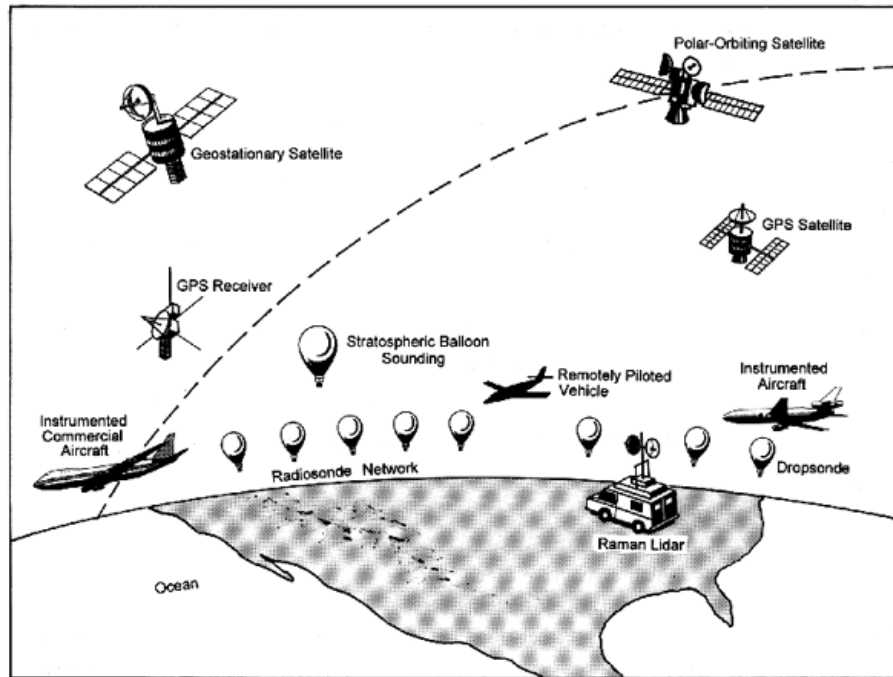


Figura 2.6. Algunas técnicas existentes para la medición del vapor de agua atmosférico AGU (1995).

En la actualidad el procesamiento de las señales recibidas desde el Sistema de Posicionamiento Global (GPS), está recientemente recibiendo cada vez más atención como un método para medir el vapor de agua, ya que podría dar mediciones a largo plazo (AGU, 1995). Para estudios más detallados a nivel local, en las medidas en la tropósfera superior y la estratósfera inferior, pueden ser útiles higrómetros de punto de congelación y “*lidares Raman*” y de absorción diferencial (Tabla 2.2).

Tabla 2.2. Características de los sistemas de observación del vapor de agua atmosférico (AGU, 1995)

Plataforma de observación	Sistema de Medida	Ventajas	Problemas
Superficie de la Tierra	Observaciones meteorológicas rutinarias en la superficie. Los instrumentos incluyen el psicrómetro e higrómetro.	Un largo historial de datos globales de alta calidad está disponible. Las observaciones se realizan al menos diariamente y, a menudo con más frecuencia.	La cobertura espacial no es uniforme. Los datos están solo en la superficie terrestre.
Globos	Observaciones rutinarias por radiosondas (globos meteorológicos). Incluyen sensores de humedad, temperatura, etc.	Los instrumentos son desechables, por lo que las observaciones son relativamente de bajo costo. Este método es usado desde 1930, de modo que se disponen de registros de datos para un largo tiempo. La red global de alrededor de 800 estaciones que hacen desde una a cuatro observaciones al día en cada estación. Los datos tienen relativamente buena resolución vertical en la parte baja tropósfera.	La calidad de los datos es variable en la tropósfera superior y pobre en la estratosfera. La calidad de las observaciones es pobre a muy alta y baja humedad. Las diferencias en los instrumentos y las prácticas entre los países, y los cambios en el tiempo, hacen que la interpretación de datos sea difícil. Además la cobertura espacial es limitada.
	Sondeos de investigación (utilizando, por ejemplo, higrómetros de punto de congelación)	La calidad de las observaciones de la humedad es alta. Los datos se extienden más allá de los límites de altitud de radiosondas.	Los instrumentos son caros, por lo que los sondeos se realizan con poca frecuencia en lugares limitados.
	Radiosonda de referencia	Observaciones de alta calidad que podrían ser utilizados para comparación con sistemas de medidas operacionales y experimentos de campo.	En desarrollo. Los instrumentos son más caros que las radiosondas.
Satélites	Sensores Infrarrojos (Ejm. MODIS, TOVS)	Los sensores proporcionan la columna de vapor de agua y cierta	Los datos se limitan a regiones libres de nubes y pueden presentar sesgos

		información del perfil vertical sobre grandes áreas.	regionales. La resolución vertical es pobre.
	Sensores de microondas (Ejemplo, SMMR, SSM/T)	Los sensores proporcionan datos de la columna de vapor de agua sobre grandes regiones, no tan altamente influenciadas por las nubes.	Los datos se limitan a regiones oceánicas libres de hielo, y la resolución vertical es pobre.
	Método de radio ocultación	Datos de humedad globales a gran altura en la estratósfera y por encima. Alta precisión y resolución vertical.	La cobertura está limitada por las nubes. El muestreo es pobre en las regiones tropicales.
	Sistema de Posicionamiento Global	Sondeos globales de vapor de agua utilizarían satélites de navegación existentes.	Los métodos están en fase de investigación y desarrollo.
Aviones	Instrumentos montados en aviones especiales de investigación o aviones comerciales. Los instrumentos de investigación incluyen higrómetro de punto de rocío, Lidar de absorción diferencial, sensores capacitivos, etc.	Los aviones de investigación pueden hacer mediciones en casi cualquier lugar y en cualquier momento que se desee. Las mediciones con aviones comerciales podrían proporcionar una buena cobertura de datos en gran parte del mundo.	Las misiones de investigación son de alto costo económico, por lo que la colección de datos es limitada. Además, los programas de aeronaves comerciales no han sido ampliamente implementados.
Radiómetros terrestres	Lidar Raman, Lidar de absorción diferencial	Los sensores proporcionan datos de alta calidad con alta resolución vertical y temporal.	Los sistemas son caros y requieren operadores altamente calificados. Utilidad está limitada en el día y en condiciones de nubosidad.

2.3 Características espectrales del vapor de agua atmosférico

El espectro solar es atmosféricamente atenuado en el visible e infrarrojo cercano, donde están las bandas de absorción de vapor de agua. La gran cantidad de datos de espectroscopia de vapor de agua ha llevado a estudiar la utilidad de su recuperación a partir de datos de satélite. La cuantificación de los efectos de absorción del vapor de agua en el modelamiento de transferencia radiativa de la atmósfera, está estrechamente ligado a un conocimiento exacto de las líneas espectrales (*Camy-Peyret and Vigasin, 2003*). El vapor de agua posee una estructura molecular relativamente simple que tiene un espectro muy complejo. El vapor de agua absorbe cantidades significativas de radiación visible y del infrarrojo cercano en longitudes de onda cerca del máximo del espectro de emisión solar (*Schermaul et al., 2011*). Para tener cierta comprensión de la absorción atmosférica producida por el vapor de agua, se requiere comprender su estructura molecular y su espectro de absorción.

La molécula de vapor de agua es una molécula triatómica no lineal con configuración asimétrica, con el átomo de oxígeno en el centro y un ángulo de enlace entre el oxígeno y los hidrógenos de 104.45° . Las dos formas isotópicas más abundantes del átomo de hidrogeno son ^1H y ^2D , que tienen una abundancia relativa de 99.9851 y 0.0149% respectivamente (*Liou, 2002*). Las formas isotópicas de vapor de agua más importantes en la transferencia de radiación infrarroja son HH^{16}O , HH^{18}O , HD^{16}O y HD^{18}O , etc. Cada una de estas moléculas tiene una presión de vapor diferente y sus abundancias están en función del ciclo hidrológico.

La absorción de radiación electromagnética por el vapor de agua ocurre en tres regiones del espectro¹. Las transiciones rotacionales son responsables de la absorción en la

¹ (http://research.omicsgroup.org/index.php/Electromagnetic_absorption_by_water). Fecha de acceso: 20/07/2016

región de infrarrojo lejano y microondas, las transiciones vibracionales en el infrarrojo cercano e infrarrojo medio y las transiciones electrónicas son responsables de la absorción en la región ultravioleta de vacío. Siendo el infrarrojo cercano la región de absorción de interés, se describe a continuación las vibraciones de la molécula de vapor de agua y sus bandas de absorción.

La molécula de H₂O tiene tres modos de vibración fundamentales (Figura 2.7). La vibración de flexión ν_2 , tiene el número de onda más bajo; en cambio los modos ν_1 y ν_3 , tienen números de onda alrededor de dos veces el número de onda de ν_2 . La banda fundamental ν_2 del H₂O está centrada en 6.25 μm y es importante en la transferencia de la radiación térmica infrarroja y en aplicaciones de teledetección. Los modos fundamentales ν_1 y ν_3 del H₂O, producen bandas centradas en 3657.05 cm^{-1} (2.74 μm) y una en 3755.93 cm^{-1} (2.66 μm) respectivamente (Figura 2.7). Estas dos bandas están cerca entre sí y se combinan para formar una fuerte banda en el espectro solar, que se refiere a la banda de 2.7 μm (Liou, 2002).

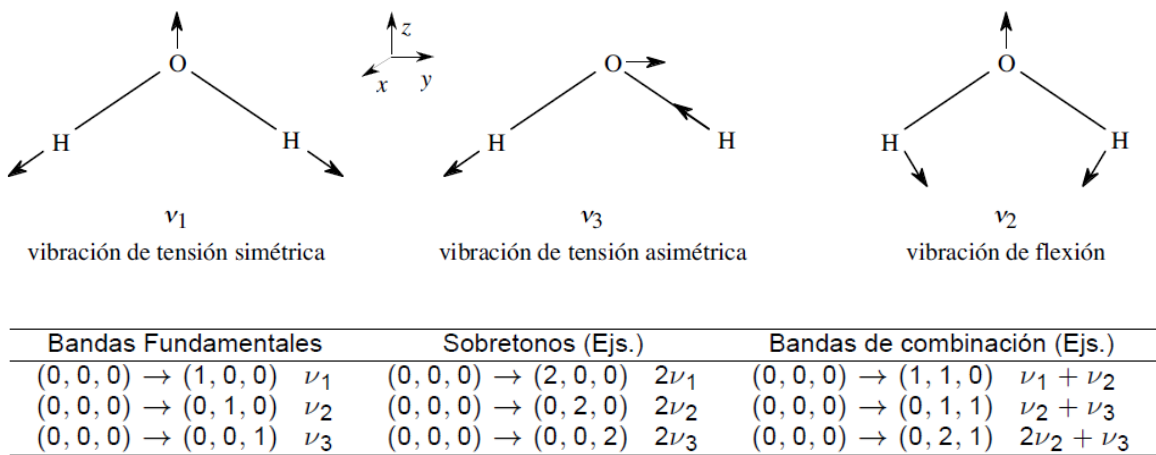


Figura 2.7. Modos normales de vibración de la molécula de H₂O. Los modos corresponden a $\nu_1=3657.05 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_2=1594.78 \text{ cm}^{-1}$ y $\nu_3= 3755.79 \text{ cm}^{-1}$ de los modos de vibración son de tensión y el otro de flexión Mueller (2002).

El espectro de absorción del H_2O es más complejo que sólo estos tres modos fundamentales; sin embargo, los múltiplos o armónicos de los modos fundamentales de absorción también puede ser absorbidos. Por ejemplo, la banda $2\nu_2$ está centrada en 3161.60 cm^{-1} (banda $3.2\text{ }\mu\text{m}$) en la cola del espectro solar (Figura 2.8). Por lo tanto, las longitudes de onda que son sumas o diferencias, de estos tres (y sus armónicos) también muestran un grado de absorción aunque, por lo general, de intensidad reducida. Esto se refleja en el espectro solar, que contiene un gran número de sobretonos y combinación de bandas, que surgen de las transiciones del estado fundamental. En la región del infrarrojo cercano, estas bandas absorben una cantidad significativa de flujo solar en la baja atmósfera y están centradas en longitudes de onda de $0.94\text{ }\mu\text{m}$, $1.1\text{ }\mu\text{m}$, $1.38\text{ }\mu\text{m}$ y $1.87\text{ }\mu\text{m}$ (Liou, 2002). El vapor de agua empieza a absorber casi continuamente desde los $11\text{ }\mu\text{m}$, por lo que sería el principal “gas de invernadero” (Figura 2.8).

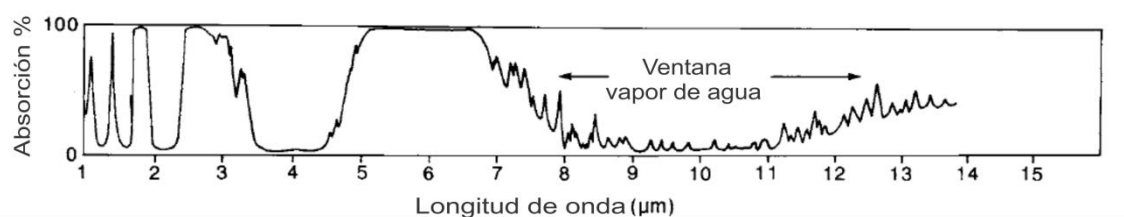


Figura 2.8. Espectro de absorción de vapor de agua. La región de $8\text{--}12\text{ }\mu\text{m}$ es conocido como la “ventana de vapor de agua” donde hay una pequeña absorción de radiación infrarroja Grand (2003).

En la ventana atmosférica entre aproximadamente $8\text{ }\mu\text{m}$ y $12\text{ }\mu\text{m}$ (Figura 2.8), la absorción del vapor de agua es menor al 40%. Esta ventana permite que la mayor parte de la radiación térmica en esta banda sea radiada al espacio. Esta banda también se utiliza para la teledetección desde fuera de la atmósfera, por ejemplo, con imágenes infrarrojas térmicas. Por lo tanto, la presencia del vapor de agua en la atmósfera afecta la transparencia de la atmósfera. El vapor de agua atmosférico tiene capacidad para absorber radiación en diferentes longitudes de onda. Esto deja, por otro lado, regiones

del espectro en las que no se produce absorción que son denominadas como ventanas atmosféricas.

2.4 Transferencia de la radiación solar en la atmósfera

Los sensores de los satélites de observación de la Tierra o meteorológicos miden la radiancia solar reflejada por la atmósfera y la superficie terrestre, que son iluminados por el Sol. Esta señal depende de la reflectancia de la superficie, que es perturbado por dos procesos atmosféricos, la absorción gaseosa y el “scattering” por las moléculas y aerosoles (*Vermote et al., 2006*). La absorción y “scattering” de la radiación solar entrante dependen además de la composición molecular de la atmósfera, la presencia de nubes y aerosoles, de las propiedades radiativas de la superficie de la Tierra, donde el agua, la nieve y el hielo juegan un papel importante. Es sólo débilmente dependiente de la estructura térmica vertical (*Vardavas and Taylor, 2007*). La radiación solar entrante sigue una trayectoria hacia abajo, a través de la atmósfera hacia la superficie terrestre y se refleja siguiendo un camino ascendente hacia el espacio. La dirección de la radiación solar entrante se caracteriza por la dirección dada por el ángulo cenit solar que depende de la latitud y la época del año. La radiación experimenta “scattering” múltiple entre las diversas capas atmosféricas y la superficie terrestre, especialmente sobre superficies altamente reflectantes como el hielo o la nieve. El efecto de las reflexiones múltiples entre el suelo y las nubes o aerosoles es aumentar la absorción atmosférica y del suelo. El flujo solar entrante puede ser dividido en dos regiones espectrales generales que comprenden 60% de la radiación principalmente en el ultravioleta-visible ($0.2 \leq \lambda \leq 0.85 \mu\text{m}$) y 40% en el infrarrojo cercano ($0.85 \leq \lambda \leq 5.0 \mu\text{m}$), y su transferencia a través de cada capa de la atmósfera tiene que ser tratado por separado (*Vardavas and Taylor, 2007*). La componente ultravioleta-visible en su transferencia a través de la atmósfera se somete al “scattering” de las nubes, a la absorción principalmente por el ozono, al

“scattering” de Rayleigh por las moléculas de aire, absorción y “scattering” por aerosoles, y a una absorción muy débil por el vapor de agua. La componente en el infrarrojo cercano experimenta “scattering” y absorción por las nubes y aerosoles, absorción por vapor de agua, dióxido de carbono, metano y amoníaco.

2.5 Absorción de la radiación solar por los gases atmosféricos

La Figura 2.9 muestra la distribución espectral de flujo solar en una atmósfera clara. La curva superior es la irradiancia solar observada en el tope de la atmósfera terrestre. El debilitamiento de la irradiancia solar transmitida en la región ultravioleta ($\lambda < 0.4 \mu\text{m}$) es principalmente debido a la absorción por el oxígeno molecular y el ozono. En el visible, el debilitamiento de flujo solar es causado por la absorción de oxígeno producido por las bandas en el rojo, la banda de absorción de Chappuis del ozono y algunas bandas débiles de vapor de agua; pero la principal atenuación se asocia con el “scattering” de Rayleigh (*Liou, 2002*).

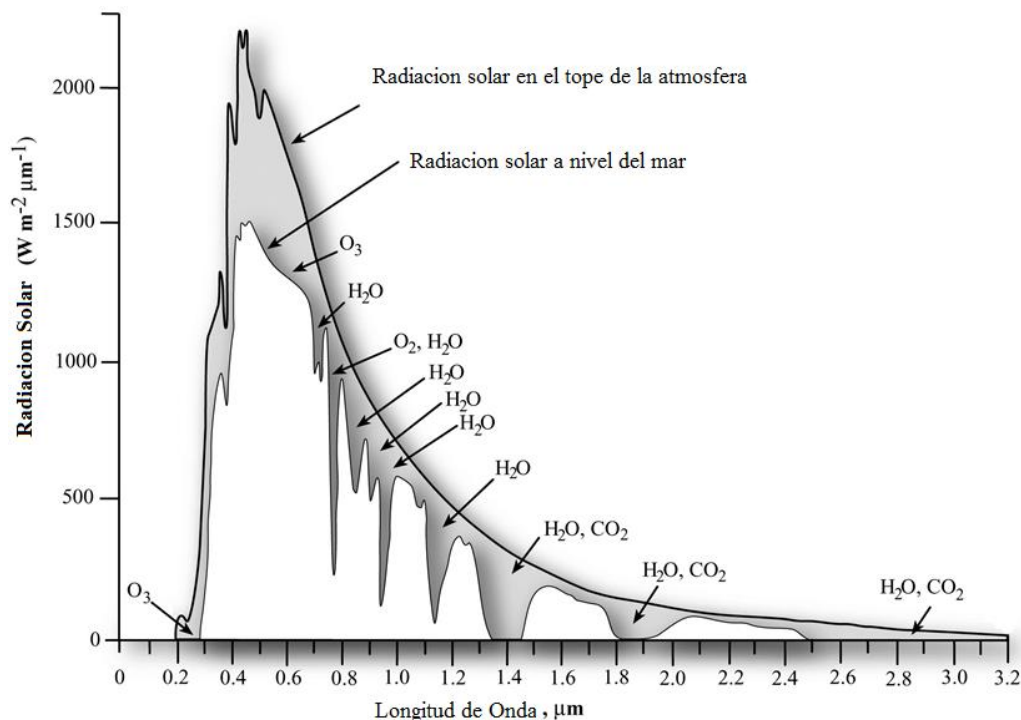


Figura 2.9. Curva de irradiancia solar en el tope de la atmósfera y a nivel del mar (*Jensen, 2005*). Área sombreada entre las curvas: atenuación por absorción molecular.

En el infrarrojo cercano, el absorbedor principal es el vapor de agua con contribuciones de dióxido de carbono en la banda de $2.7\ \mu\text{m}$. Otros absorbedores de menor importancia tales como N_2O , CO_2 y CH_4 también contribuyen a la disminución de flujo solar, pero son menos significativos. Es evidente que el vapor de agua es el más importante elemento de absorción en el espectro solar en el infrarrojo cercano (0.85 a $5.0\ \mu\text{m}$), que contiene aproximadamente 50% de la energía solar (*Vardavas and Taylor, 2007; Liou, 2002*).

La concentración de los gases O_2 , CO_2 , CH_4 y N_2O se supone constantes y que se mezclan uniformemente en la atmósfera; en cambio las concentraciones de H_2O y de O_3 dependen del tiempo y la ubicación. Los gases absorben la radiación por cambios en los estados de rotación, de vibración o electrónicos. Las variaciones en la energía de rotación son pequeñas y corresponden a la emisión o absorción de fotones de frecuencia baja, que luego se localizan en el rango de microondas o del infrarrojo lejano. Las transiciones vibracionales corresponden a una mayor energía típica en el espectro del infrarrojo cercano. También pueden llevarse a cabo con transiciones rotacionales y luego dar lugar a bandas de vibración-rotación. Por último, las transiciones electrónicas corresponden a la energía más importante y dan lugar a la absorción o bandas de emisión en el visible y el rango ultravioleta. Dado que estas transiciones se producen en valores discretos, los coeficientes de absorción varían muy rápidamente con la frecuencia y presentan una estructura muy compleja (*Vermote et al., 2006*). La contribución de H_2O afecta principalmente a longitudes de onda mayores que $0.7\ \mu\text{m}$ (Figura 2.8). Por otro lado, O_3 presenta una absorción significativa entre 0.55 y $0.65\ \mu\text{m}$ y además limita las observaciones de la Tierra en longitudes de onda menores de $0.35\ \mu\text{m}$. La contribución de CO_2 se produce más allá de $1\ \mu\text{m}$, pero más débilmente que H_2O y sólo perturba las ventanas de vapor de agua. Además, se debe tener en cuenta la

contribucion, aunque menos significativa del CH₄, que presenta dos bandas de absorción a 2.3 y 3.35 μm . Finalmente, la contribución N₂O aparece en dos bandas a 2.9 y 3.9 μm (*Vermote et al., 2006*).

2.6 Teledetección de la columna de vapor de agua

La determinación de la columna de vapor de agua es un problema fundamental en teledetección. Esta medida es importante tanto para la comprensión de la variabilidad atmosférica y también para la eliminación de los efectos atmosféricos de los datos obtenidos por teledetección. Los métodos ópticos utilizan como fuente al Sol, mientras que los métodos de microondas e IR observan las emisiones atmosféricas. Los perfiles de vapor de agua atmosférico y la columna de vapor de agua pueden ser estimados por mediciones de emisiones atmosféricas en la región infrarroja de 6 μm -12 μm o cerca de 22.2 GHz en la región de microondas (*Gao and Goetz, 1990*). Estos investigadores, indican que por encima del nivel de 500 hPa (~ 5.5 km), los perfiles de vapor de agua derivados del espectro de emisión en el IR están de acuerdo experimentalmente con los datos de radiosonda, pero por debajo del nivel de 500 hPa, los perfiles de vapor de agua derivados de los espectros de emisión IR tienen grandes incertidumbres, debido a las contribuciones de la radiancia observada de la superficie, y debido a la falta de sensibilidad de la radiancia a los cambios de humedad. Sobre el océano global, las observaciones de microondas proporcionan información fiable de la columna de vapor de agua. Debido a la baja emisividad de la superficie del agua en la región de microondas, la variabilidad de la señal de microondas en el tope de la atmósfera está dominada por la emisión por el agua en su fase líquida y gaseosa en la atmósfera (*Lindstrot et al., 2014*). La columna de vapor de agua sobre el océano a partir de emisiones de microondas, puede ser determinada con una precisión del orden del 10 % (*Gao and Goetz, 1990*). Sin embargo, no es posible derivar con precisión la columna de

vapor de agua sobre áreas continentales a partir de medidas de emisión de microondas, debido a que la emisividad en el rango de microondas es altamente variable sobre el suelo (*Gao and Goetz, 1990*).

MODIS es un instrumento que posee canales en la región NIR para la teledetección del vapor de agua a partir de una plataforma satelital. Las descripciones de las técnicas de teledetección del vapor de agua utilizando canales NIR fueron previamente reportados (*Reagan et al., 1987; Frouin et al., 1990; Gao and Goetz, 1990; Gao and Kaufman, 2003; Kaufman and Gao, 1992*). Con el fin de mejorar la precisión de la estimación del contenido de agua en la atmósfera, *Chesters et al. (1983), Fraser and Kaufman (1985), Kaufman and Gao (1992), King et al. (1992)* y *Gao and Kaufman (2003)* han realizado muchos estudios para la recuperación del contenido de agua de la atmósfera utilizando el método NIR. Básicamente consiste en determinar el contenido total de vapor de agua a partir de la atenuación por el vapor de agua que sufre la radiación solar reflejada por la superficie y por las nubes en el infrarrojo cercano. Esta región espectral, alrededor de $1\ \mu\text{m}$ es muy sensible al contenido de vapor de agua (*Mao et al., 2010*). Se observa que en contraste con las recuperaciones de infrarrojo y microondas, aquí la información sobre el PWV no se realiza por emisión térmica, propia del vapor de agua en sí mismo, sino por la absorción de la radiación solar en las regiones espectrales de absorción de vapor de agua. La cantidad de vapor de agua en la columna se puede deducir a partir de la transmitancia, que se aproxima mediante la relación de un canal de absorción dentro de una banda de absorción y un canal espectralmente cercano, fuera de la banda de absorción. Superficies moderada o altamente reflectantes como la mayoría de los tipos de superficie terrestre en la región del infrarrojo cercano, proporcionan una alta sensibilidad a las mediciones de PWV. Sobre el océano oscuro, esta técnica no es apropiada. Muchos instrumentos a bordo de

satélites han estado monitoreando la información de humedad atmosférica, como el sensor “*Special Sensor Microwave Imager*” (SSM/I), el “*Geostationary Operational Environmental Satellite*” (GOES), el “*Microwave Sounding Unit*” (MSU), la “*Humidity Sounder for Brazil*” (HSB), la “*Atmospheric Infrared Sounder*” (AIRS) y el “*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*” (MODIS). Los instrumentos que detectan las frecuencias infrarrojas (IR) (por ejemplo, GOES y AIRS) pueden medir la humedad sobre áreas continentales y en regiones del océano libres de nubes. Los instrumentos que utilizan frecuencias de microondas (por ejemplo, SSM/I, HSB y MSU) pueden medir la humedad bajo condiciones claras y nubladas pero sólo sobre el océano. Estos datos de microondas, sin embargo, pueden estar contaminados por las fuertes precipitaciones (*Chen et al.*, 2008).

Sensores espaciales como el “*Medium Resolution Imaging Spectrometer*” (MERIS) de la ESA o el “*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*” (MODIS) proporcionan medidas necesarias en el infrarrojo cercano, que se han implementado con éxito para la recuperación del PWV (*Bennartz and Fischer*, 2000; *Gao and Kaufman*, 2003; *Albert et al.*, 2005; *Lindstrot et al.*, 2014). El algoritmo propuesto en *Gao and Kaufman (2003)* ha sido implementado en la recuperación de la columna de vapor de agua de los datos MODIS. Este algoritmo de estimación se detallara en las siguientes secciones.

2.6.1 Canales utilizados en la estimación del vapor de agua MODIS

Tanto el satélite TERRA (lanzado en diciembre de 1999) como el satélite AQUA (lanzado en mayo de 2002) están equipados con el espectroradiómetro de escaneo MODIS. El ancho de barrido de los datos MODIS es 2330 km. Los satélites están en órbita polar sincronizada con el Sol a una altitud de 705 km. MODIS detecta radiación

electromagnética en 36 bandas espectrales entre 0.4 μm y 14.4 μm con resolución espacial de 250 m (2 bandas), 500 m (5 bandas) y 1000 m (29 bandas).

MODIS utiliza las bandas infrarroja cercana (NIR) junto con las bandas tradicionales IR, para obtener el vapor de agua precipitable sobre regiones terrestres, océano libre de nubes y regiones por encima de las nubes. Los canales MODIS N° 2, 5, 17, 18 y 19 centrados en 0.865 μm , 1.240 μm , 0.905 μm , 0.931 μm y 0.940 μm son usados en la recuperación de la columna de vapor de agua (Tabla 2.3).

Tabla 2.3. Características espectrales de los canales utilizados MODIS para la estimación del vapor de agua (*Gao and Kaufman, 2003*).

Canal	Longitud de onda central (μm)	Ancho de banda (μm)	Característica
2	0.865	0.040	Ventana
5	1.240	0.020	Ventana
17	0.905	0.030	Banda de absorción
18	0.936	0.010	Banda de absorción
19	0.940	0.050	Banda de absorción

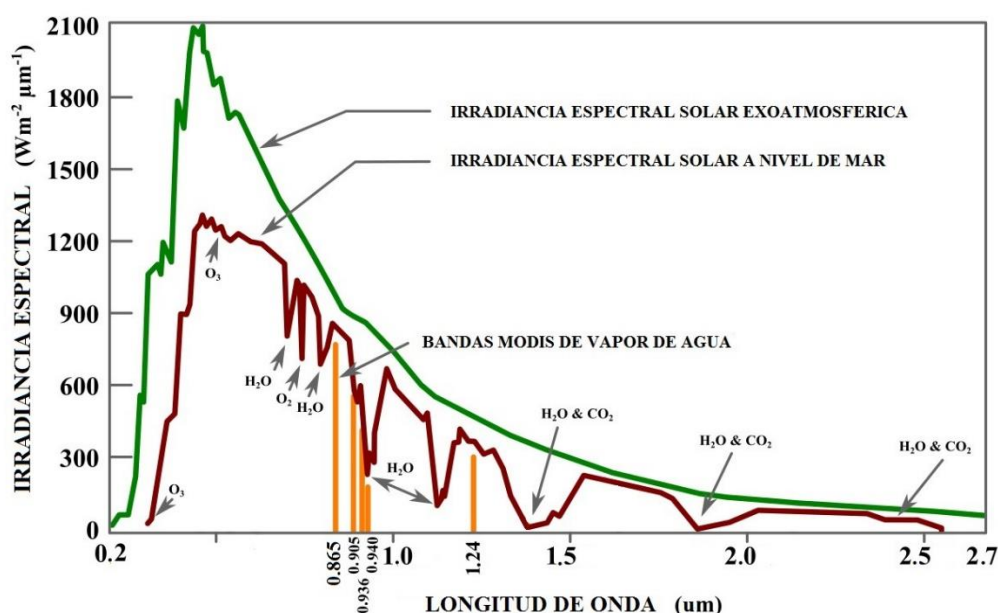


Figura 2.10. Ubicación de los canales de absorción y de ventana de MODIS (en naranja), usados para la estimación de la columna de vapor de agua en la curva de irradiancia solar. Imagen modificada. Fuente: NASA

Los canales centrados en 0.865 μm y 1.24 μm son usados como canales ventana que no son afectados por la absorción por los gases atmosféricos y se utilizan para la teledetección de la vegetación y nubes (*Chrysoulakis et al., 2008*). En cambio, los canales centrados en 0.936 μm , 0.940 μm y 0.905 μm son canales de absorción de vapor de agua (Figura 2.10). El canal de fuerte absorción centrado en 0.936 μm resulta más útil para condiciones secas, mientras que el canal de absorción débil centrado en 0.905 μm es más útil para condiciones de elevada humedad (varios mm de agua precipitable) (*Gao and Kaufman, 2003*).

2.6.2 Modelo de transferencia de la radiación solar usado en la teledetección del vapor de agua MODIS

La radiación solar entre 0.86 μm y 1.24 μm en su trayectoria Sol-superficie-sensor está sujeta a la absorción por el vapor agua atmosférico, “scattering” por aerosoles, y reflexión de la superficie (*Gao and Kaufman, 2003*). Con el fin de calcular la columna de vapor de agua a partir de mediciones de la radiación solar reflejada por la superficie, las propiedades de absorción y “scattering” de la atmósfera y la superficie en la región de 1 μm deben ser tomadas en consideración.

La medida de la radiancia L_{sensor} por un canal específico del sensor (en $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$), puede expresarse en forma simplificada como (*Gao y Kaufman, 2003; Sobrino et al., 2003*):

$$L_{\text{sensor}}(\lambda) = L_{\text{sol}}(\lambda)T(\lambda)\rho(\lambda) + L_{\text{atm}}(\lambda) \quad (2.10)$$

donde λ es la longitud de onda, $L_{\text{sensor}}(\lambda)$ es la radiancia que llega al sensor, $L_{\text{sol}}(\lambda)$ es la radiancia solar en el tope de la atmósfera (TOA), $T(\lambda)$ es la transmitancia total atmosférica que es igual al producto de la transmitancia atmosférica desde el tope de la atmósfera hasta la superficie terrestre para el rayo solar incidente y la transmitancia desde el suelo hasta el tope de la atmósfera en la dirección de la observación del satélite

(Figura 2.11), $\rho(\lambda)$ es la reflectancia superficial en la geometría de observación y $L_{atm}(\lambda)$ es la radiancia de “scattering” que incluye efectos de “scattering” simple y “scattering” múltiple, y no depende de la reflectancia de la superficie, pero es sensible a la composición atmosférica, en particular a la cantidad de aerosoles. La ecuación (2.10) está simplificada en el sentido de que los fotones que se han reflejado más de una vez se han ignorado.

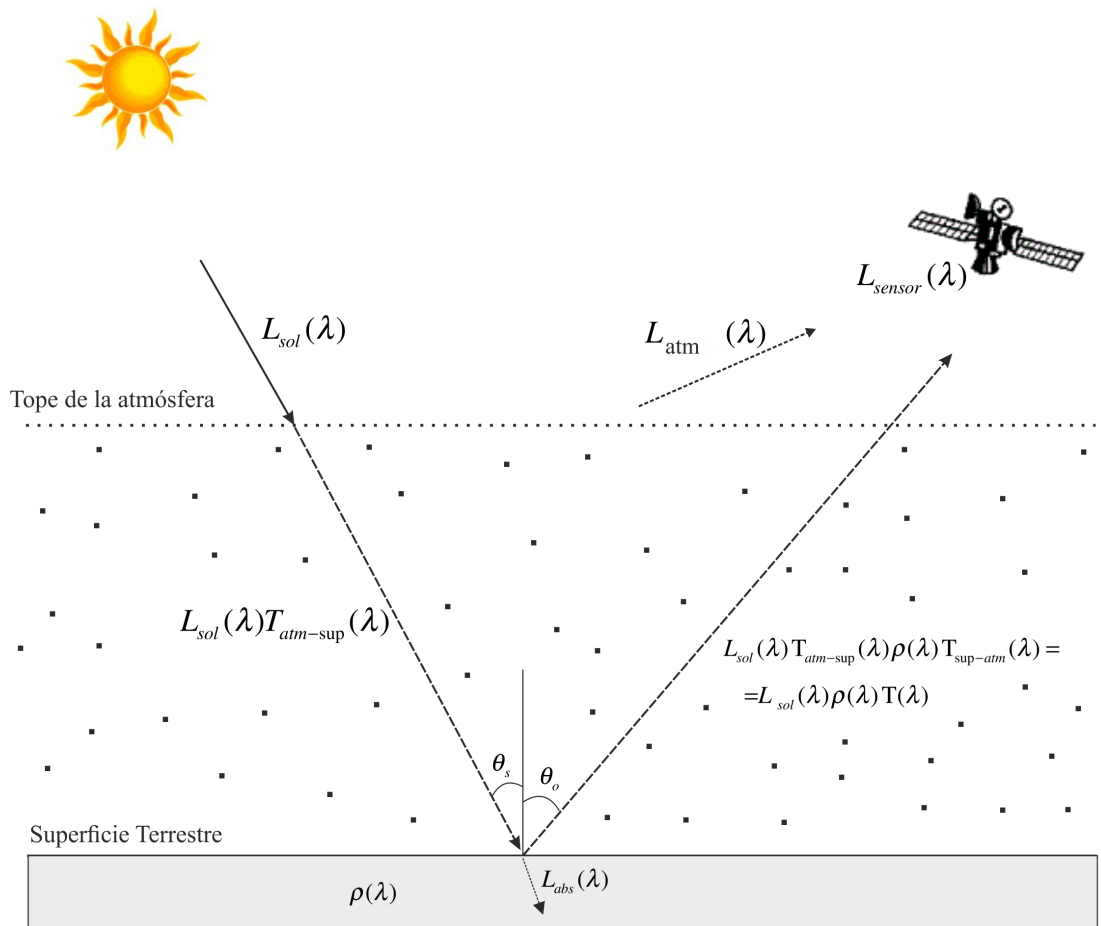


Figura 2.11. Modelo simplificado de transferencia de la energía para el sistema Sol-atmósfera-sensor usado para la estimación de la columna de vapor de agua MODIS en el infrarrojo cercano. θ_s es el ángulo cenit solar y θ_o es el ángulo cenit de visión.

En la Figura 2.11 se presenta un modelo simplificado de la transferencia de energía para el sistema Sol-atmósfera-sensor. Una parte de la radiancia del Sol se transmite en

la atmósfera $L_{sol}(\lambda)T_{atm-sup}(\lambda)$. Aquí $T_{atm-sup}(\lambda)$ es la transmitancia total desde el tope de la atmósfera² a la superficie terrestre. Luego, parte se refleja en la superficie terrestre y parte se transmite ($L_{sol}(\lambda)T_{atm-sup}(\lambda)\rho(\lambda)T_{sup-atm}(\lambda)$) nuevamente. Aquí $T_{sup-atm}(\lambda)$ es la transmitancia desde la superficie terrestre al tope de la atmósfera. Luego la transmitancia total $T(\lambda)$ sería el producto de $T_{atm-sup}(\lambda)$ y $T_{sup-atm}(\lambda)$. Todo ello, está representado en la ecuación 2.10. La transmitancia total $T(\lambda)$ contiene información acerca de la cantidad total de vapor de agua en el camino combinado Sol-superficie terrestre-sensor.

El efecto de “scattering” es generalmente pequeño debido a que el espesor óptico de los aerosoles es típicamente pequeño en la región de infrarrojo cercano. El “scattering” de Rayleigh es insignificante cerca de la región de $1 \mu m$. Se supone que la concentración de aerosoles es baja de modo que no hay necesidad de modelar el proceso de “scattering” (simple o múltiple) en la derivación de la columna de vapor de agua (Gao and Kaufman, 2003). Por lo tanto, $L_{atm}(\lambda)$ en la región de $1 \mu m$, es generalmente, un pequeño porcentaje de la radiación solar reflejada cuando las concentraciones de aerosoles son bajas. Con esta suposición, se puede derivar la columna de vapor de agua de datos de satélite sin la necesidad de modelar el “scattering”. Los valores de reflectancia, en una longitud de onda dada son bastante diferentes para los diferentes tipos de superficie (sección 2.6.4), por lo que se requieren dos o más canales absorbentes o no absorbentes para derivar la columna de vapor de agua.

² El tope de la atmósfera viene a ser el límite superior de la exósfera (ausencia casi total de gases). Sin embargo, técnicamente, no hay una línea divisoria absoluta entre la atmósfera y el espacio, pero los científicos que estudian el balance de la energía entrante y saliente en la Tierra, definen una altitud de unos 100 km como el tope de la atmósfera. (<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=7373>, Fecha de acceso :10-02-15)

En la recuperación de la cantidad de vapor de agua, se ha aplicado la técnica de absorción diferencial (*Frouin et al., 1990; Kaufman and Gao, 1992; Schlöpfer et al., 1998*).

2.6.3 Técnica de absorción diferencial

La técnica de absorción diferencial consiste en la medición de una fuente de energía radiativa en dos (o más) longitudes de onda, a través de la misma trayectoria atmosférica, las longitudes de onda se eligen de modo que los coeficientes de absorción de un gas determinado, cantidad que se va a medir, sean diferentes (*Frouin et al., 1990*). La técnica de absorción diferencial ha sido ampliamente utilizada para estimar el contenido de vapor de agua de la atmósfera directamente de sistemas de imágenes multiespectrales o hiperespectrales, tales como: AVIRIS, POLDER y MODIS (*Liang, 2004*). La principal ventaja de la técnica de absorción diferencial es que no requiere un conocimiento a priori de la reflectancia de la superficie. La idea general es tener una banda espectral en la región de absorción de vapor de agua (por ejemplo $0.94\ \mu\text{m}$) y una o más bandas fuera de la región de absorción. Hay varios algoritmos diferentes incluyendo el “*Narrow/Wide Algorithm*” (*Frouin et al., 1990*), el algoritmo “*Continuum Interpolation Band ratio*” (*Kaufman and Gao, 1992; Green et al., 1998*), “*Curve Fitting Algorithm*” (*Gao and Goetz, 1990*) y el algoritmo “*Atmospheric Precorrected Differential Absorption*” (*Schlöpfer et al., 1998*). En la sección 2.6.5, se describe la técnica de absorción diferencial de 2 canales, conocido abreviadamente como técnica de relación de dos canales y la técnica de “*Continuum Interpolation Band ratio*” (CIBR) que es conocida abreviadamente como técnica de relación de tres canales.

2.6.4 Superficies reflectantes cerca de 1 μm

Análogo a los problemas mencionados de la variabilidad de la emitancia en la recuperación de la columna de vapor de agua sobre áreas continentales, se podría esperar que surgan dificultades similares en la recuperación de la columna de vapor de agua de MODIS, debido a la variabilidad de la reflectancia de la superficie. Con el fin de derivar la cantidad de vapor de agua a partir de la reflectancia espectral sobre áreas continentales y oceánicas, las propiedades de la reflectancia de estas superficies deben ser conocidas. La mayor parte de la superficie terrestre está cubierta por agua, suelos, rocas, vegetación, nieve o hielo. La reflectancia de la superficie terrestre no es constante debido a que está en función de la longitud de onda. Si la reflectancia de la superficie es constante o varía en forma lineal con la longitud de onda se puede utilizar la técnica de relación de dos o tres canales en el algoritmo de recuperación del vapor de agua. La Figura 2.12 muestra curvas de reflectancia típicas de 5 tipos principales de suelos.

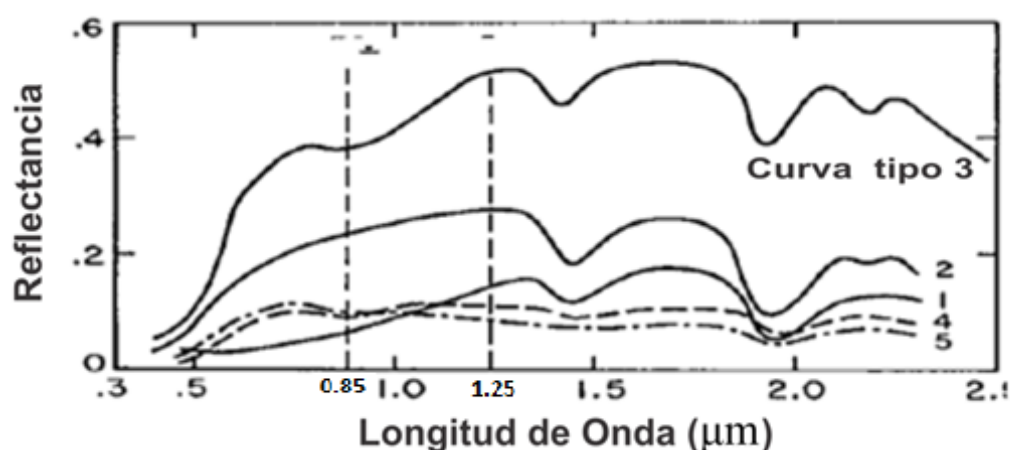


Figura 2.12 Curvas de reflectancia típicas para cinco tipos principales de suelo. (1) Suelo dominado con material orgánico; (2) Suelo afectado con material orgánico, textura moderadamente gruesa; (3) suelo tipo laterita dominado por hierro; (4) suelo rico en hierro y (5) suelo rico en materia orgánica, respectivamente. Modificado de *Gao and Kaufman, (1998)*. Para una revisión detallada de los espectros de reflectancia superficial consultar *Bowker et al. (1985)*.

Las curvas de la Figura 2.12 tienen la característica común de que las reflectancias varían casi linealmente con la longitud de onda en el intervalo de $0.85\ \mu\text{m}$ y $1.25\ \mu\text{m}$. Este rango de variación coincide con el intervalo espectral en el que se ubican las bandas de absorción de vapor de agua. Similar linealidad es observada en reflectancias de rocas y minerales, excepto en los minerales ricos en hierro (Curva 3, Figura 2.12). Por lo tanto, la reflectancia espectral en el suelo y rocas en la región de $0.85\ \mu\text{m}$ a $1.25\ \mu\text{m}$ generalmente aumenta linealmente, excepto cuando minerales ricos en hierro están presentes (*Gao and Goetz, 1990; Gao and Kaufman, 1998*). Sin embargo, en el caso de las recuperaciones del vapor de agua sobre los suelos dominados por hierro, la desviación de la linealidad es de aproximadamente 4% (*Gao and Goetz, 1990*). Para este tipo de coberturas, la linealidad permite que las derivaciones cuantitativas de la columna de vapor de agua desde MODIS puedan ser basadas en una interpolación lineal de la reflectancia superficial entre dos canales alrededor de un canal de absorción de vapor de agua.

Otras cubiertas de superficie poseen una variación más irregular de la reflectancia en la región de $0.85\ \mu\text{m}$ a $1.25\ \mu\text{m}$. Por ejemplo, la reflectancia espectral de la vegetación y nieve. Ello puede causar errores más significativos en la teledetección del vapor de agua y se debe tener en cuenta. La Figura 2.13 muestra la reflectancia espectral normalizada de la vegetación y nieve en el rango de $0.8\ \mu\text{m}$ y $1.3\ \mu\text{m}$. Estos espectros fueron normalizados dividiendo la reflectancia espectral entre la reflectancia en $0.8\ \mu\text{m}$. La reflexión de la radiación por la vegetación es un complicado proceso de absorción y de “scattering” múltiple. Este proceso depende en gran medida de las propiedades espectrales de las hojas y de su geometría. En general, la absorción de la radiación solar por la vegetación entre $0.8\ \mu\text{m}$ y $3.0\ \mu\text{m}$ está dominada por la atenuación del agua líquida (*Gao and Goetz, 1990*). En buena aproximación, se puede asumir que las

características de absorción débil del agua líquida entre $0.9 \mu\text{m}$ y $1.3 \mu\text{m}$ del espectro de reflectancia de la vegetación, puede ser descrita por las transmitancias de agua líquida. El espectro de reflectancia de la vegetación de la Figura 2.13 exhibe características de absorción débil de agua líquida centrados en aproximadamente $1 \mu\text{m}$ y $1.2 \mu\text{m}$. Los centros de las bandas de agua líquida están desplazados aproximadamente en $0.05 \mu\text{m}$ con respecto a las longitudes de onda más largas de las bandas de vapor de agua. Estos desplazamientos en la longitud de onda, son debido a que las fuerzas intermoleculares del agua en fase líquida son de mayor magnitud en comparación a la fase gaseosa.

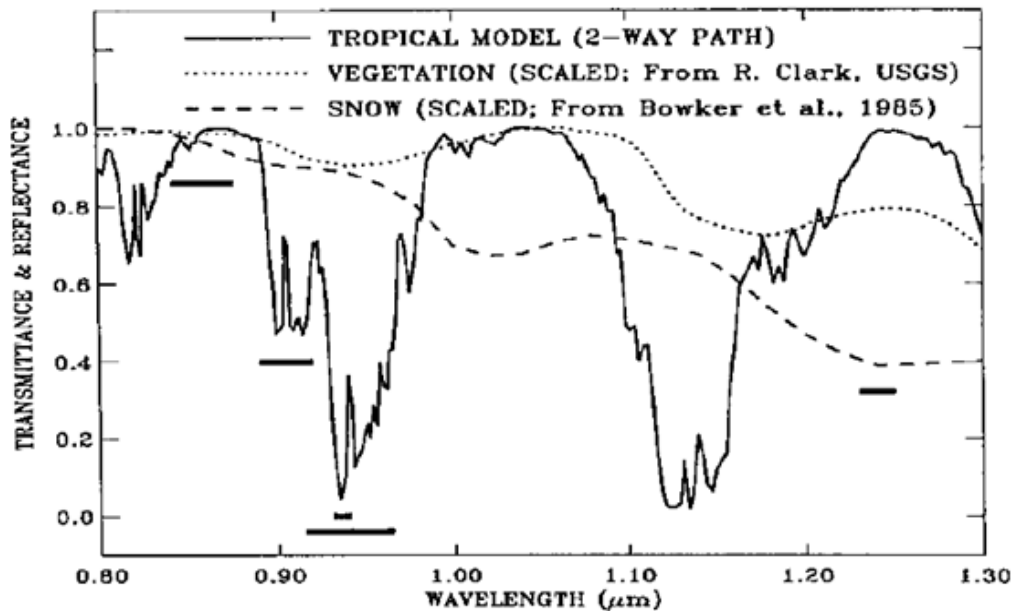


Figura 2.13. Curvas de reflectancia de vegetación y nieve (a escala) y espectro de transmitancia del vapor de agua (línea negra continua). Las líneas gruesas horizontales indican la posición y el ancho de banda de los 5 canales MODIS usados en la estimación de la columna de vapor de agua (Gao and Kaufman, 1998).

El espectro de la nieve tiene bandas de absorción centradas aproximadamente en $1.04 \mu\text{m}$ y $1.24 \mu\text{m}$. Para comparación, la Figura 2.13 muestra un espectro de transmitancia calculado para el vapor de agua (línea negra continua). Las posiciones de las bandas de absorción de vapor de agua, agua líquida y nieve están desplazadas una respecto a las otras. Los desplazamientos de las bandas de absorción se deben al incremento en las

fuerzas intermoleculares, como en las moléculas de agua, que se vuelven más organizadas en el estado líquido y sólido.

El océano es altamente absorbente en longitudes de onda mayores a $0.8 \mu\text{m}$, por lo que los canales NIR de MODIS reciben muy poca radiancia de las superficies oscuras del océano. Recuperaciones fiables de vapor de agua sobre las superficies oscuras del océano a partir de las mediciones de los canales NIR no se pueden realizar debido a la pobre relación entre la señal y ruido (*Gao and Kaufman, 2003*). Sin embargo, la niebla, nubes estratos o regiones con brillo solar, son muy brillantes en la región $0.85 \mu\text{m} - 1.25 \mu\text{m}$.

2.6.5 Aplicación de la técnica de relación de dos canales y la técnica de relación de tres canales en la estimación del contenido de vapor de agua MODIS.

Como se ha mencionado en la sección anterior, algunos tipos de cobertura varían casi linealmente con la longitud de onda en el intervalo de $0.85 \mu\text{m}$ y $1.25 \mu\text{m}$. En este caso la técnica de estimación del vapor de agua estará basada en una interpolación lineal de la reflectancia superficial entre dos canales alrededor de un canal de absorción de vapor de agua. *Kaufman and Gao (1992)* indican que, para otros tipos de cobertura superficial (Ejm: arcilla seca, arcilla roja húmeda) la reflectancia en $0.94 \mu\text{m}$ es similar a la reflectancia en $0.86 \mu\text{m}$. De esta forma se puede asumir que la reflectancia superficial en $0.86 \mu\text{m}$ es igual a la reflectancia en $0.94 \mu\text{m}$. De este modo, por ejemplo se pueden plantear dos enfoques diferentes para la predicción de la reflectancia superficial en la banda centrada en $0.94 \mu\text{m}$:

1. Asumiendo que la reflectancia en $0.94 \mu\text{m}$ es igual a la reflectancia en $0.865 \mu\text{m}$.
2. Asumiendo que la reflectancia $0.94 \mu\text{m}$ puede ser linealmente interpolada de la reflectancia en $0.865 \mu\text{m}$ y $1.24 \mu\text{m}$

Para el primer enfoque solo requerirá un canal de vapor de agua MODIS centrado en $0.94\ \mu\text{m}$ y una banda ventana centrado en $0.865\ \mu\text{m}$. Mientras que el segundo enfoque requerirá dos canales ventanas adicionales ($0.865\ \mu\text{m}$ y $1.24\ \mu\text{m}$).

Kaufman and Gao (1992) concluyeron que la recuperación del contenido de vapor de agua por la técnica de relación de canales es factible. Con esta técnica es posible detectar la absorción por vapor de agua de la radiación reflejada después de que haya sido transmitida hacia superficie, reflejada por la superficie y transmitida a través de la atmósfera hacia el sensor (*Gao and Kaufman, 2003*). Se asume que la transmisión en un canal de absorción de vapor de agua puede ser estimada a través de la relación entre las medidas de la radiancia en un canal de absorción y al menos en un canal de ventana (*Sobrino et al., 2003*). De este modo, la técnica de relación de dos canales se fundamenta en el primer enfoque, y la técnica de relación tres canales se fundamenta en el segundo enfoque. Aunque existe una pequeña diferencia entre los resultados de ambas técnicas, *Kaufman and Gao (1992)* mostraron que la técnica de relación de tres canales indica una menor incertidumbre en el cálculo de la reflectancia superficial en $0.94\ \mu\text{m}$, en comparación a la técnica de dos canales. De este forma, se aplica la técnica de relación de tres canales para la estimación de la transmitancia en el canal de absorción MODIS centrado en $0.94\ \mu\text{m}$, para la estimación del vapor de agua en pixeles claros de suelo, ya que existe mayor incertidumbre en la estimación de la reflectancia superficial en estas áreas y se requiere la mayor precisión. Por simplicidad, para los otros dos canales de absorción MODIS ($0.936\ \mu\text{m}$ y $0.905\ \mu\text{m}$) se aplica la técnica de relación de dos canales, para estimar el vapor de agua sobre áreas oceánicas con brillo solar. La técnica de relación de tres canales se describe a continuación.

En general, de la ecuación (2.10) expresamos la radiancia entre los canales centrados en las longitudes de onda λ_o , λ_1 y λ_2 , donde el canal centrado en λ_o es una medida en una región de absorción, por ejemplo la absorción del vapor de agua en $\lambda_o=0.94 \mu\text{m}$, y los canales centrados en λ_1 y λ_2 son canales de referencia en ambas bandas de absorción. Suponemos que la transmitancia total $T(\lambda)$ se separa en la transmitancia de vapor de agua $T_{wv}(\lambda)$ y en una transmitancia residual $T_o(\lambda)$, que depende de la absorción de los aerosoles y otros gases atmosféricos (Schläpfer et al., 1998). La transmitancia T_{wv} es una función del contenido de vapor de agua para el canal centrado en λ_o , pero no para los canales de referencia centrados en λ_1 y λ_2 (es decir $T_{wv}(\lambda_1) = 1$ y $T_{wv}(\lambda_2) = 1$). Se define el concepto de reflectancia aparente en el tope de la atmosfera $\rho^*(\lambda)$ para el canal especificado como:

$$\rho^*(\lambda) = L_{sensor}(\lambda)/L_{sol}(\lambda) \quad (2.11)$$

Dividimos la ecuación (2.10) entre $L_{sol}(\lambda)$ para expresarlo en función de la reflectancia aparente:

$$\frac{L_{sensor}(\lambda)}{L_{sol}(\lambda)} = \rho(\lambda)T_o(\lambda)T_{wv}(\lambda) + \frac{L_{atm}(\lambda)}{L_{sol}(\lambda)}$$

Pero $\rho^*(\lambda) = L_{sensor}(\lambda)/L_{sol}(\lambda)$ y $\rho_{atm}^*(\lambda) = L_{atm}(\lambda)/L_{sol}(\lambda)$ entonces:

$$\rho^*(\lambda) = \rho(\lambda)T_o(\lambda)T_{wv}(\lambda) + \rho_{atm}^*(\lambda)$$

Además $\rho_s(\lambda) = \rho(\lambda)T_o(\lambda)$ es la reflectancia total del suelo en el nivel del sensor, si no hay vapor de agua presente, por lo tanto:

$$\rho^*(\lambda) = \rho_s(\lambda)T_{wv}(\lambda) + \rho_{atm}^*(\lambda) \quad (2.12)$$

A partir de la ecuación (2.12), se ha formado un sistema de ecuaciones para las longitudes de onda λ_o , λ_1 y λ_2 a saber:

$$\begin{aligned}
\rho^*(\lambda_o) &= \rho_s(\lambda_o)T_{wv}(\lambda_o) + \rho_{atm}^*(\lambda_o) \dots\dots\dots(a) \\
\rho^*(\lambda_1) &= \rho_s(\lambda_1)T_{wv}(\lambda_1) + \rho_{atm}^*(\lambda_1) \dots\dots\dots(b) \\
\rho^*(\lambda_2) &= \rho_s(\lambda_2)T_{wv}(\lambda_2) + \rho_{atm}^*(\lambda_2) \dots\dots\dots(c)
\end{aligned}
\tag{2.13}$$

Donde $\lambda_1 < \lambda_o < \lambda_2$. Además $T_{wv}(\lambda_1) = 1$ y $T_{wv}(\lambda_2) = 1$.

La idea de la técnica de relación de tres canales, en la estimación del contenido de vapor de agua MODIS, es obtener la transmitancia $T_{wv}(\lambda_o)$ como la relación de la reflectancia aparente recibida por el sensor a la combinación lineal de las reflectancias aparentes de dos canales vecinos con longitudes de onda centradas en λ_1 y λ_2 (ecuación 2.16).

Por lo tanto, si las reflectancias de superficie varían linealmente en el rango de las longitudes de onda λ_i ($i=0, 1, 2$), la reflectancia $\rho_s(\lambda_o)$ de la ecuación (2.13a) se puede aproximar por una interpolación lineal (Figura 2.14):

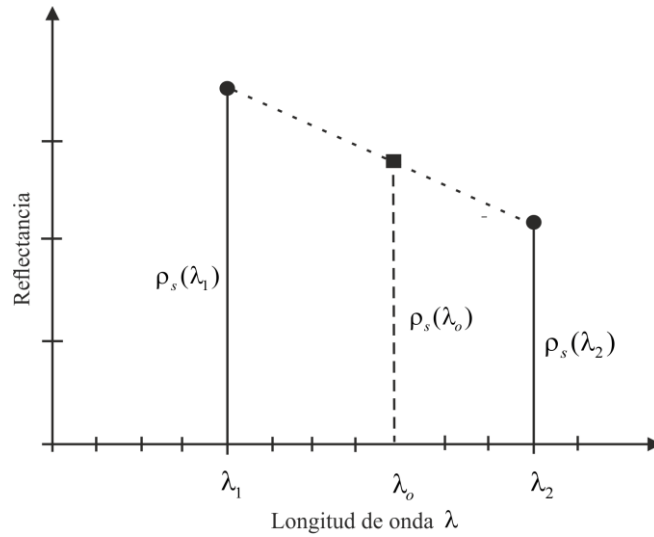


Figura 2.14. Ilustración de la interpolación de las reflectancia de superficie.

Es decir $\rho_s(\lambda_o) = C_1\rho_s(\lambda_1) + C_2\rho_s(\lambda_2)$, luego en la ecuación (2.13a):

$$\rho^*(\lambda_o) = (C_1\rho_s(\lambda_1) + C_2\rho_s(\lambda_2))T_{wv}(\lambda_o) + \rho_{atm}^*(\lambda_o) \tag{2.14}$$

Aquí:

$$C_1 = \frac{\lambda_2 - \lambda_o}{\lambda_2 - \lambda_1}$$

$$C_2 = \frac{\lambda_o - \lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1}$$

Donde $C_1 + C_2 = 1$. Luego, de las ecuaciones (2.13b), (2.13c) y (2.14) despejamos

$T_{wv}(\lambda_o)$ y se obtiene:

$$T_{wv}(\lambda_o) = \frac{\rho^*(\lambda_o) - \rho_{atm}^*(\lambda_o)}{C_1(\rho^*(\lambda_1) - \rho_{atm}^*(\lambda_1)) + C_2(\rho^*(\lambda_2) - \rho_{atm}^*(\lambda_2))} \quad (2.15)$$

Como se ha explicado en la sección 2.6.2, ρ_{atm}^* se asume pequeño en la región alrededor de un $1 \mu m$. La técnica de relación de tres canales usualmente ignora los efectos de la radiancia de “scattering”. Por lo tanto:

$$T_{wv}(\lambda_o) = \frac{\rho^*(\lambda_o)}{C_1\rho^*(\lambda_1) + C_2\rho^*(\lambda_2)} \quad (2.16)$$

Por ejemplo, para la transmitancia para el canal centrado en $\lambda_o = 0.94 \mu m$:

$$T_{wv}(0.94\mu m) = \rho^*(0.94\mu m) / [C_1\rho^*(0.865\mu m) + C_2\rho^*(1.24\mu m)] \quad (2.17)$$

Donde $\lambda_1 = 0.865 \mu m$, $\lambda_2 = 1.24 \mu m$, $C_1=0.8$ y $C_2=0.2$. El denominador en la ecuación (2.17) es, de hecho, la reflectancia estimada en $0.94 \mu m$, en ausencia de absorción de vapor de agua basado en dos canales de ventana atmosférica centrados en $0.865 \mu m$ y $1.24 \mu m$, a través de una interpolación lineal. La ecuación (2.17) puede predecir adecuadamente la reflectancia en $0.94 \mu m$, por lo que daría excelentes estimaciones de la transmitancia de vapor de agua para el canal centrado en la longitud de onda de $0.94 \mu m$ (Gao and Kaufman, 2003).

La reflectancia espectral del suelo rico en hierro (Figura 2.12) y la reflectancia espectral de la vegetación y la nieve (Figura 2.13), muestran que no varían linealmente con la

longitud de onda en la región $0.8 \mu\text{m}$ - $1.3 \mu\text{m}$. Sin embargo, el denominador de la ecuación (2.17) también permitiría hacer estimaciones razonables de las reflectancias de superficie en $0.94 \mu\text{m}$ con errores menores al 4% (Gao y Kaufman, 2003) para este tipo de coberturas. De esta forma, la ecuación (2.17) daría una razonable estimación de las transmitancias de vapor de agua para el canal $0.94 \mu\text{m}$ a partir de datos adquiridos sobre suelos ricos en hierro, vegetación y nieve (Gao y Kaufman, 2003). Por tanto, la técnica de relación de tres canales es la más adecuada para la estimación del vapor de agua sobre pixeles claros de las áreas continentales.

Para los otros dos canales de absorción MODIS ($0.905 \mu\text{m}$ y $0.936 \mu\text{m}$) se aplica la técnica de absorción diferencial de dos canales en la estimación del contenido de vapor de agua sobre áreas oceánicas con brillo solar y sobre las nubes. La reflectancia aparente en el tope de la atmósfera en una banda de absorción vapor de agua es dividida por la reflectancia aparente en una ventana atmosférica. Las ecuaciones son las siguientes:

$$T_{wv}(0.936\mu\text{m}) = \frac{\rho^*(0.936\mu\text{m})}{\rho^*(0.865\mu\text{m})} \dots\dots\dots(a)$$

$$T_{wv}(0.905\mu\text{m}) = \frac{\rho^*(0.905\mu\text{m})}{\rho^*(0.865\mu\text{m})} \dots\dots\dots(b)$$

(2.18)

Cuando las nubes están presentes, las proporciones de dos canales dan información, sobre las absorciones debido a las moléculas de vapor de agua en la trayectoria Sol-nube-sensor, en lugar de la trayectoria Sol-Superficie-sensor. El efecto de absorción se mejora ligeramente debido al “scattering” múltiple de la radiación solar en las nubes.

2.6.6 Relación de la transmitancia con el PWV

La relación de dos y tres canales serán calculadas a partir de las radiancias de cinco canales MODIS centrados en $0.865 \mu\text{m}$, $0.905 \mu\text{m}$, $0.936 \mu\text{m}$, $0.94 \mu\text{m}$ y $1.24 \mu\text{m}$.

Tablas de consulta (“*Look-up tables*”) contienen valores de la relación de dos y tres canales y la cantidad de vapor de agua que son generados utilizando programas de transferencia radiativa, como LOWTRAN 7 o MODTRAN. La Figura 2.15 muestra ejemplos de la relación de dos canales (canal de absorción/canal de ventana) como una función de la cantidad de vapor de agua.

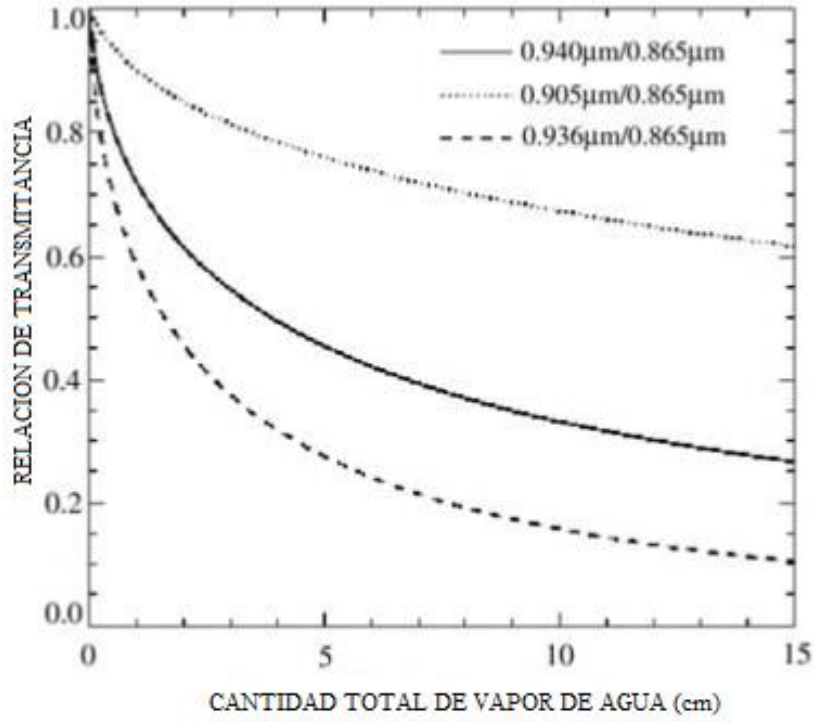


Figura 2.15. Ejemplos de la relación de transmitancia de dos canales (canal de absorción/canal de ventana) simuladas en función de la cantidad total de vapor de agua en camino Sol-superficie-sensor (trayectoria óptica). Modificado de *Gao and Kaufman*, (2003). Observar que el decaimiento en función del contenido del vapor de agua es proporcional a la $\exp(\alpha - \beta\sqrt{W})$ (*Kaufman and Gao*, 1992).

La relación entre el vapor de agua precipitable (W) y el vapor de agua precipitable en la trayectoria óptica (W^*) se puede expresar como:

$$W^* = W \left(\frac{1}{\cos \theta_s} + \frac{1}{\cos \theta_o} \right) \quad (2.19)$$

Donde θ_s es el ángulo cenit solar y θ_o es el ángulo cenit de visión.

De la Figura 2.15 la atenuación de la transmitancia (T_{wv}) y la cantidad de vapor de agua en la vertical (W) es expresada por una formula exponencial, que según *Kaufman and Gao, (1992)* tiene la siguiente forma³:

$$T_{wv} = \exp(\alpha - \beta\sqrt{W}) \quad (2.20)$$

La relación exponencial caracteriza en general a todas las formas de absorción que se dan en la naturaleza. En este caso indica como la relación de transmitancia decrece exponencialmente en función de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera.

Kaufman and Gao (1992) calcularon correlación entre el ajuste exponencial y las transmitancias simuladas, mostrando una correlación de 0.999. Además estimaron que para una mezcla de todas las superficies a $\alpha = 0.020$ y $\beta = 0.651$. Las coberturas de vegetación y suelos tienen diferente reflectancia espectral en el NIR. Como resultado, el coeficiente α es diferente para estos dos tipos de cobertura de superficie: $\alpha = 0.012$ para la vegetación y $\alpha = -0.040$ para suelo.

2.6.7 Implementación práctica y las funciones de ponderación

El algoritmo de estimación de vapor de agua implementado por *Gao and Kaufman, (2003)* requiere un conjunto de datos de entrada. Estos son: las radiancias de los cinco canales MODIS centrados en 0.865 μm , 0.905 μm , 0.936 μm , 0.94 μm y 1.24 μm , los ángulos cenit solar y cenit de visión, la máscara de nubes, máscara de agua y suelo, elevación de la superficie, temperatura superficial. La información angular es para convertir la cantidad de vapor de agua en la trayectoria óptica en la cantidad de vapor de agua en la columna vertical. La máscara de nubes es usada para indicar si un pixel es claro o nublado. La máscara de suelo y agua es usada para mostrar si el pixel es suelo o agua. En función de estas máscaras se selecciona el método de recuperación a utilizar, si

³ La forma $(\alpha - \beta\sqrt{W})$ fue obtenida empíricamente para datos observacionales (Figura 2.15). Aún no se encuentra el fundamento físico para la forma de esta función.

es la técnica de relación de dos o de tres canales. Debido a que la absorción molecular depende de la presión, la elevación de la superficie se tiene que considerar. La temperatura superficial es usada en la selección de un modelo de atmósfera apropiado para la recuperación.

El vapor de agua atmosférico tiene diferentes coeficientes de absorción en las bandas centradas en 0.936 μm , 0.940 μm y 0.905 μm . Como resultado, los tres canales tienen diferentes sensibilidades al vapor de agua bajo la misma condición atmosférica. El canal de fuerte absorción está en 0.936 μm es más sensible a condiciones climáticas secas, mientras que el canal de absorción débil está en 0.905 μm es más sensible a condiciones climáticas húmedas. El concepto de sensibilidad en este caso, está relacionado a la definición de η_i en la ecuación (2.23). Bajo una condición atmosférica dada, los valores derivados de vapor de agua en los tres canales son diferentes.

Para un canal el contenido de vapor de agua se puede obtener despejando W de la ecuación (2.20):

$$W = \left\{ \left[\alpha - \ln(T_{wv}) \right] / \beta \right\}^2 \quad (2.21)$$

El vapor de agua precipitable (PWV) puede obtenerse a partir del valor promedio ponderado de acuerdo a la siguiente ecuación (*Gao and Kaufman, 1998*):

$$PWV = f_1 W_1 + f_2 W_2 + f_3 W_3 \quad (2.22)$$

Donde W_1 , W_2 y W_3 son valores de vapor de agua derivado de los canales 0.936 μm , 0.940 μm , y 0.905 μm , respectivamente, y f_1 , f_2 y f_3 son las correspondientes funciones de ponderación. Las funciones de ponderación adoptadas, se basan en la sensibilidad de la transmisión T_i en cada uno de los canales i a la columna de vapor de agua (W) según:

$$\eta_i = |\Delta T_i / \Delta W| \quad (2.23)$$

Donde ΔW es la diferencia del máximo y mínimo contenido de vapor de agua. ΔT_i corresponde a la diferencia entre la transmitancia máxima y mínima del contenido de vapor de agua obtenido en la banda i . Las funciones de ponderación f_i , son definidas como los valores normalizados de η_i :

$$f_i = \eta_i / (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3) \quad (2.24)$$

Estas funciones de ponderación se calculan numéricamente a partir de las curvas simuladas de transmitancia versus agua precipitable. La salida del algoritmo es la columna de vapor de agua pixel por pixel asociados parámetros de calidad que indican si un pixel es claro o nublado. La calidad de los datos PWV MODIS NIR y las validaciones hechas por diversos investigadores se documentan en el capítulo cuatro.

CAPÍTULO 3

ÁREA DE ESTUDIO

3.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio está conformada por la Costa Peruana por debajo de 1000 msnm aproximadamente (Figura 3.1). Encima de esta elevación, cesa la influencia de la neblina (ver ANEXO C: Glosario), debido al fenómeno de inversión térmica. El clima a lo largo de gran parte de la costa está caracterizado por tener bajas precipitaciones, alta humedad atmosférica y cielo cubierto por nubes bajas a lo largo de casi todo el año (Veblen *et al.*, 2007).

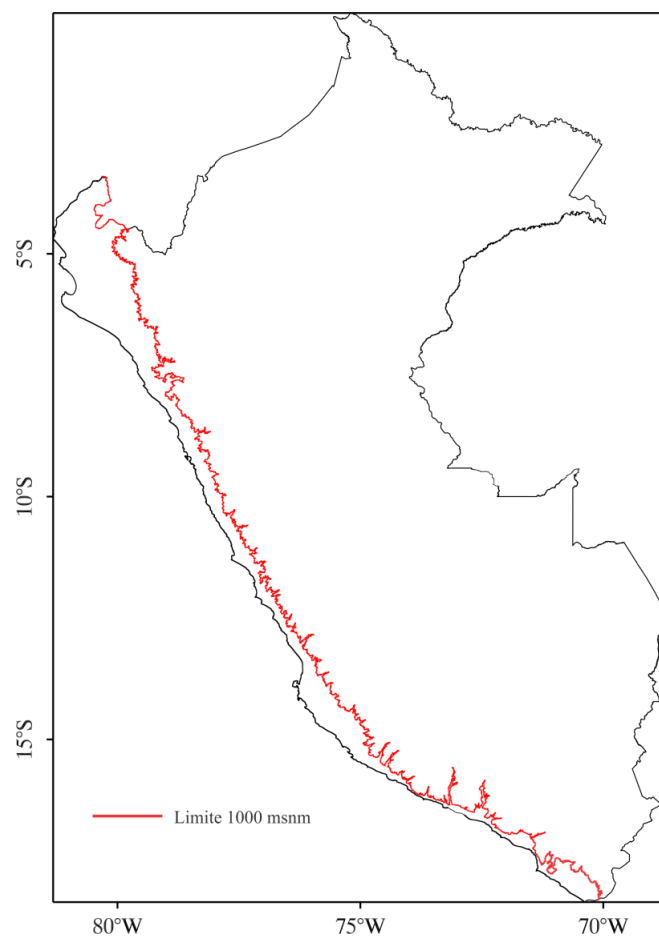


Figura 3.1. La Costa Peruana por debajo de los 1000 msnm.

Estos patrones climáticos son consecuencia de su topografía, circulación atmosférica y las corrientes oceánicas que influyen en la distribución de la temperatura del mar. Por lo tanto, se realiza una descripción general de la geografía física del desierto costero y la influencia en el clima de la distribución de temperatura del mar adyacente a la costa.

3.2 Geografía física del desierto del Pacífico

Los desiertos costeros del Perú y Chile son zonas estrechas extremadamente áridas que forman parte de los ecosistemas áridos y semiáridos de América del Sur al oeste de los Andes (Figura 3.2).



Figura 3.2. El desierto peruano-chileno. Modificado de Warner, (2004).

Los desiertos costeros del Perú y Chile forman una franja alargada continua de 3500 km a lo largo de la costa occidental de America del Sur desde 5° S (costa norte del Perú) hasta 29°55' (La Serena, Chile) (Veblen *et al.*, 2007). Su extensión hacia el este está fuertemente truncada por la cordillera de los Andes, que se eleva abruptamente desde la costa del Pacífico. La zona desértica puede extenderse desde 20 km a 100 km hacia el interior del continente. En el interior, la elevación del desierto varía hasta los 300 msnm o 900 msnm, siendo las elevaciones más bajas en los márgenes norte y sur. Un cálculo del área cubierta por estos desiertos depende en parte de cómo se define el margen oriental. El desierto peruano abarca entre 80 000 km² a 140 000 km², mientras que la extensión del desierto de Atacama es de aproximadamente 128 000 km² (Veblen *et al.*, 2007).

Los paisajes de vegetación en estas áreas desérticas son pequeños y están representados por las lomas, que varían fuertemente cada año dependiendo de las lluvias. Las áreas de vegetación de las lomas costeras de Perú y Chile, probablemente no exceden los 4000 km² después de las lluvias del Fenómeno de El Niño (Veblen *et al.*, 2007).

Los Andes es uno de los factores que influyen en la aridez de la Costa. Las elevaciones de los Andes actúan como una barrera climática muy eficaz que bloquea los sistemas meteorológicos que producen precipitación proyectando un efecto de sombra de sequedad en la Costa. Los vientos predominantes, desplazan el aire cálido del Amazonas hacia la parte superior de las montañas de los Andes, donde se condensa y precipita el vapor de agua de la neblina, antes que cruce la parte superior. En la margen occidental de los Andes, el aire sin mucha humedad avanza creando un aspecto más seco denominado “sombra de lluvia” (ver ANEXO C: Glosario). En las latitudes tropicales, la dirección predominante del viento en los Andes es hacia el este, y el efecto

de “sombra de lluvia” está en el lado oeste, donde los desiertos costeros de Perú y Chile prevalecen (Warner, 2004).



a)



b)

Figura 3.3. a. Formación de las lomas en el cerro Reque, Departamento de Lambayeque. La vegetación se limita a la parte superior de la montaña (500 m). **b.** Cerro Cabezón, Departamento de la Libertad, en 1998 en el apogeo del Fenómeno de El Niño, *Dillon et al.* (2011).

Según *Veblen et al.*, (2007) en las latitudes medias más al sur, el flujo predominante es hacia el oeste, y el efecto de “sombra de lluvia” de los Andes está en el lado este, donde existen los desiertos Patagónicos y del Monte. Por lo tanto, la precipitación es muy limitada en la zona costera por lo que gran parte de la distribución de vegetación está relacionada con el flujo de humedad que surge de la niebla (ver ANEXO C: Glosario) sobre la corriente fría de Humboldt. Fuertes inversiones térmicas restringen el límite superior de la niebla a unos 1000 msnm; en consecuencia la distribución de vegetación y fauna se restringe en gran medida a las áreas por debajo de esta elevación. La vegetación dispersa en zonas más altas, está en su mayoría vinculada a la disponibilidad de aguas subterráneas, por lo que la mayor parte de estas regiones desérticas carecen de cobertura vegetal.

El límite septentrional de la vegetación de las lomas se encuentra en el cerro Reque cerca de Chiclayo (latitud 6°52' S) pero esta área no recibe la humedad suficiente para desarrollarse todos los años (*Rundel et al.*, 1991), Figura 3.3.

3.3 Subsistencia atmosférica en la Costa Peruana

Los vientos superficiales a lo largo de la Costa Peruana provienen principalmente del sur-sureste durante todo el año. Esto se debe a la presencia del Anticiclón del Pacífico Sur. El viento es el responsable de las surgencias de agua fría en el océano a lo largo de la costa. El anticiclón también es responsable de la fuerte divergencia y subsidencia que se produce frecuentemente en esta región. La subsidencia produce un calentamiento en la atmósfera, que sumado a la baja temperatura del mar da origen a la formación de una capa de inversión térmica en los primeros dos mil metros de la atmósfera, que persiste durante casi todo el tiempo, año tras año. Esta situación constituye una de las

características más saltantes del clima en la Costa Peruana (Lagos, 1983). Esto se traduce en condiciones sumamente estables y áridas de la costa.

Durante la temporada de invierno, la inversión térmica es especialmente fuerte y persistente (Figura 3.4, Figura 3.5b). Según Albrecht, (1981), la base de la inversión está cerca de los 700 m mientras que la parte superior de la inversión está cerca de los 1500 m.

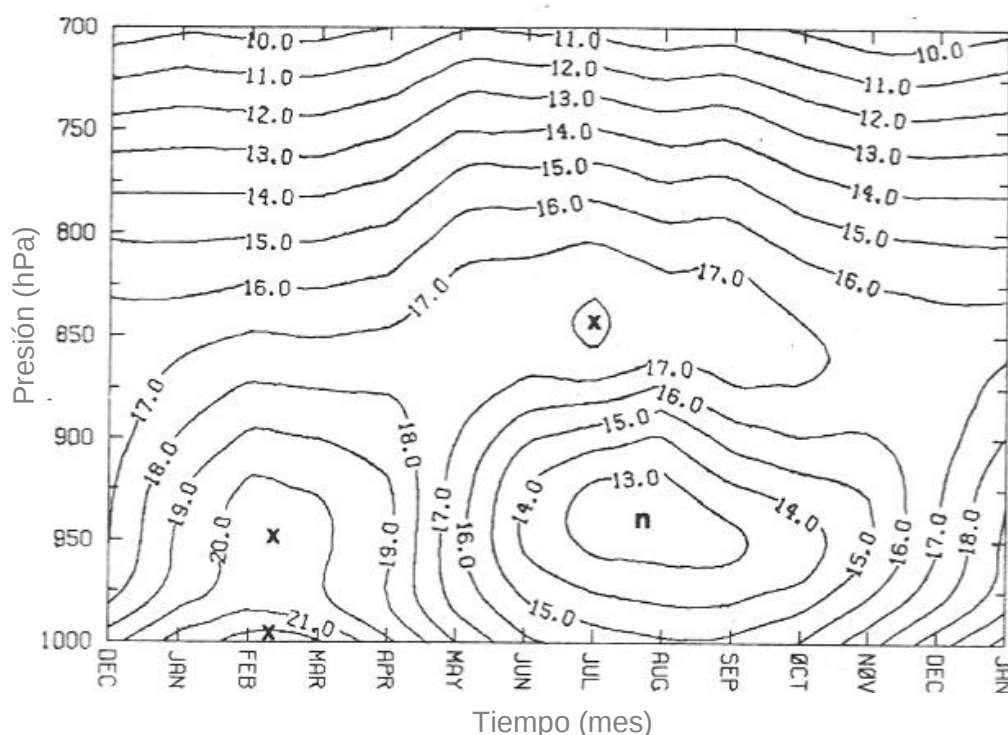


Figura 3.4. Promedio de 20 años de la temperatura mensual de la atmósfera en el aeropuerto Lima-Callao (Albrecht, 1981). Se elaboró a partir de observaciones de radiosonda tomados en Lima, Perú, de octubre de 1957 a septiembre de 1978. En la Figura 'x' denota el máximo relativo y 'n' denota el mínimo relativo.

El aumento de la temperatura a través de una inversión promedio es de cerca de 8°C. Este periodo se caracteriza por un gran número de días nublados. Las temperaturas durante el periodo de invierno, tienden a ser más bajas que el promedio para su ubicación latitudinal, con temperaturas mínimas promedio de cerca de 13°C y temperaturas máximas promedios de cerca de 20°C. La humedad relativa es bastante

elevada durante el invierno y la precipitación en forma de llovizna que es muy ligera (denominada garúa) cae la mayor parte del tiempo. La precipitación total, sin embargo, tiende a ser muy baja.

Durante la estación de verano, la inversión de la temperatura es más débil y fluctúa diariamente, tanto en altura como en intensidad (Figura 3.4, Figura 3.5a). Según *Albrecht, (1981)* en promedio la base de la inversión se encuentra muy baja, cerca de 350 m, mientras que la parte superior de la inversión está cerca de 600 m. La nubosidad baja es mínima durante los meses de verano, sin embargo, la nubosidad media y alta, están todavía presentes en cantidades apreciables. Las precipitaciones son poco frecuentes durante los meses de verano y vienen en forma de gotas muy ligeras debido a la humedad desplazada a través de los Andes provenientes de la cuenca Amazónica.

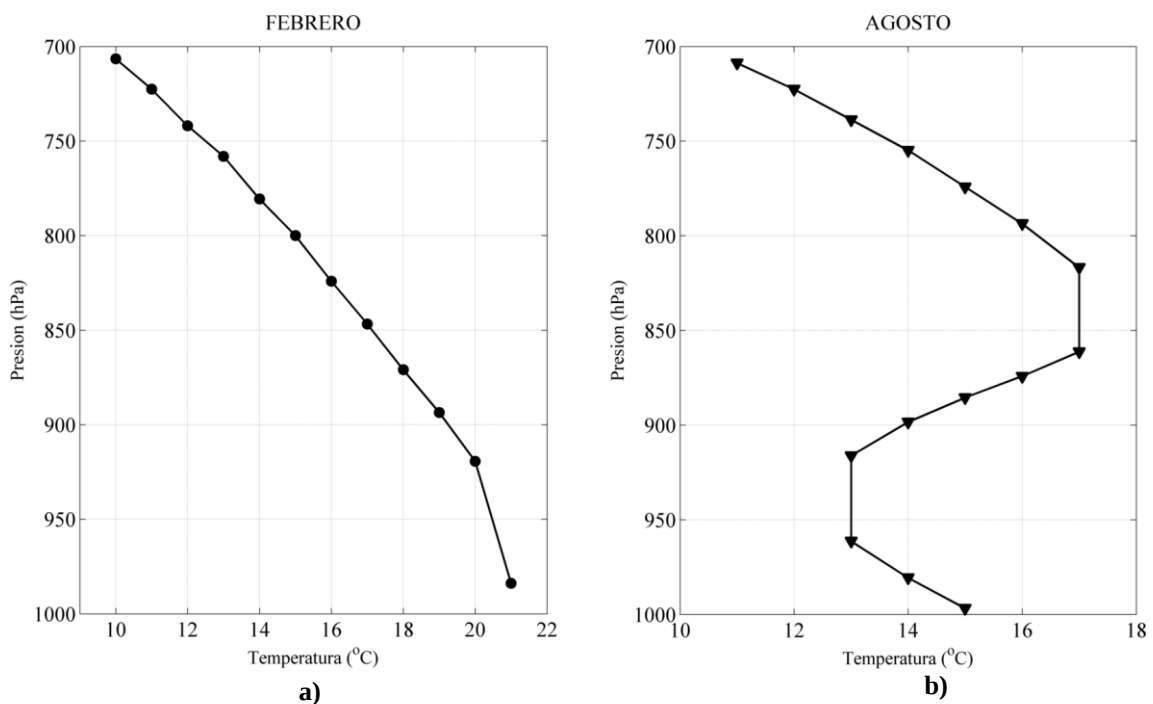


Figura 3.5. Perfil vertical de la temperatura vs presión en los meses de febrero y agosto obtenidos de la Figura 3.4. La inversión térmica se da en los meses de invierno.

Cuando la inversión térmica está presente en la atmósfera (Figura 3.5b), se dice que la atmósfera es estable en esa región. En una atmósfera estable los procesos de convección

vertical son nulos, permitiendo únicamente el desarrollo de una capa de nubes bajas del tipo estratos, en la capa de inversión (*Lagos, 1983*). En estas condiciones es imposible la formación de cúmulos que permitirían desencadenar precipitaciones. Durante la presencia de aguas anormalmente más calientes, asociadas principalmente con la ocurrencia del Fenómeno de El Niño, la estructura térmica en la capa de inversión cambia notablemente. Cuando la temperatura superficial del mar alcanza los valores de 25°C, la capa de inversión se debilita completamente y la atmósfera en esta región se encuentra en una condición casi inestable (*Lagos, 1983*).

3.4 Humedad atmosférica en el desierto costero

A lo largo de gran parte de la costa existen nubes estratos sobre el mar en una capa que va desde los 600 msnm hasta 1500 msnm. Las nubes de advección se mueven hacia el interior cruzando la Cordillera de la Costa para producir niebla y a veces llovizna. A menudo la base de la capa de nubes desciende a la superficie durante la noche y durante el día cuando la base asciende, la nube prácticamente se evapora. A veces, especialmente en el invierno, cuando el agua del océano es más fría, las nubes se mantienen en la superficie del mar y la costa, en forma de niebla (*Veblen et al., 2007*).

A menudo la niebla puede generar una precipitación muy fina, que es conocida en el Perú con el nombre de garúa. Las gotas de agua que forman la niebla, se recogen en las hojas de los árboles y fluyen por los tallos de las plantas, puede proporcionar una cantidad sustancial de agua anualmente. Entre las montañas costeras y la costa, el clima es nublado y húmedo, pero sin precipitación y estas condiciones por lo general prevalecen. Hay mucha variabilidad geográfica y estacional de las características de las nubes y la niebla. En la gran extensión de desierto, el cielo está despejado. En el verano

austral, de noviembre a abril, está generalmente sin nubes, mientras que en el invierno está nublado.

En los desiertos de la Costa, la niebla puede ocurrir en más de 200 días al año, y tener más efecto que la humedad producto de la precipitación (*Walter and Breckle, 1986*).

DATOS

4.1 Datos imágenes diarios de vapor de agua precipitable del sensor MODIS a bordo de los satélites TERRA y AQUA

MODIS es el primer instrumento espacial que utiliza las bandas del infrarrojo cercano (NIR), junto con las bandas infrarrojas (IR) tradicionales, para obtener datos de vapor de agua precipitable (PWV) sobre áreas continentales y oceánicas, en regiones libres de nubes y en regiones por encima del tope de las nubes cuando las regiones están nubladas (esto último sólo para datos NIR). La recuperación de PWV MODIS NIR fue obtenido sólo durante el día, se deriva de dos bandas de absorción de vapor de agua centradas cerca de $0.905\ \mu\text{m}$ y $0.94\ \mu\text{m}$ y de tres bandas ventana de vapor de agua centradas cerca de $0.865\ \mu\text{m}$, $0.936\ \mu\text{m}$ y $1.24\ \mu\text{m}$. La metodología de recuperación de la columna de vapor de agua se presenta en el capítulo dos.

En los archivos de Nivel 2 (L2) de PWV MODIS, hay dos tipos de datos de vapor de agua: MOD05_L2, que contienen datos recopilados del satélite TERRA; y MYD05_L2 que contiene datos recopilados del satélite AQUA. Los productos de Nivel 2 son presentados en “*gránulos*”, que corresponden a los datos en proyección sinusoidal tomados durante el paso del satélite durante 5 minutos, lo cual representa un área de $2340\ \text{km} \times 2330\ \text{km}$. Los datos de Nivel 2 se generan a una resolución espacial de $1\ \text{km} \times 1\ \text{km}$ utilizando el algoritmo en el infrarrojo cercano (NIR) durante el día y a $5\ \text{km} \times 5\ \text{km}$ de resolución tanto de día como de noche utilizando el algoritmo en el infrarrojo (IR) cuando al menos nueve FOVs (siglas en inglés: campos de visión) están libres de nubes. Los productos Nivel 2 de “*MODIS Atmósfera*” están almacenados en el archivo

con formato HDF (“*Hierarchical Data Format*”). Como ejemplo de los datos Nivel 2 PWV MODIS en el NIR e IR (productos MOD05) tenemos al granulo del satélite TERRA del 10 de septiembre de 2002, adquirido entre las 15:45 h y 15:50 h UTC que se muestran en la Figura 4.2. La Figura 4.1 muestra el mismo granulo, pero en color natural, en el que claramente se distinguen las regiones nubladas.

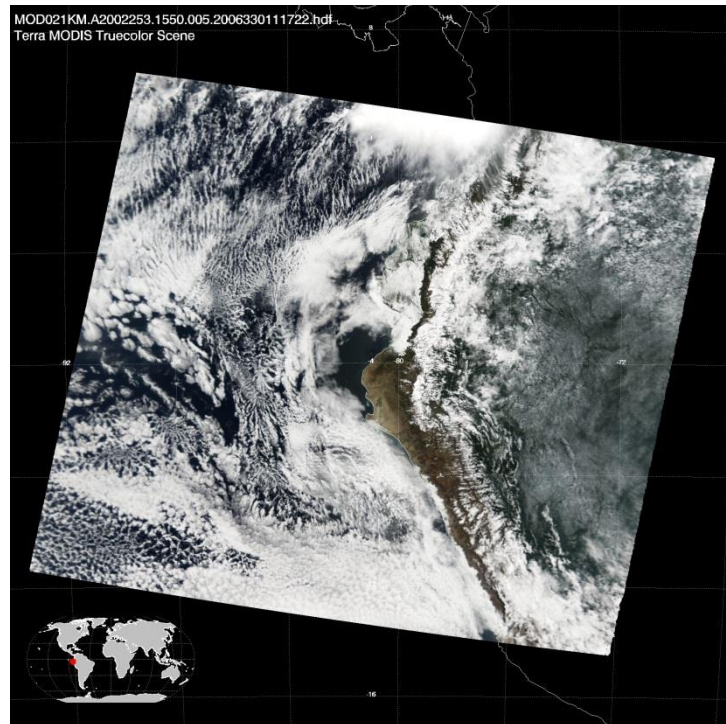


Figura 4.1. Imagen en color natural MODIS/TERRA para el granulo de 15:45 h a 15:50 h UTC del 10 setiembre de 2002. Nótese las áreas con cubierta de nubes. Imagen obtenida de: (http://modisatmos.gsfc.nasa.gov/IMAGES/MOD02/GRANULE/granule_frameset_new.html).

Los datos PWV MODIS IR (infrarrojo) son nulos en regiones nubladas (Figura 4.2a). En cambio, en esas regiones hay datos disponibles de PWV MODIS NIR (infrarrojo cercano) (Figura 4.2b), pero los valores fueron integrados sólo por encima del tope de las nubes. De este modo, los valores fueron significativamente más bajos en comparación con la integración de toda la columna de vapor de agua. Por lo tanto, la detección de píxeles nublados, y el control de calidad de los datos, pueden ser cruciales cuando se trata de datos PWV MODIS NIR. Sin embargo, en esta tesis de investigación

se trabaja con los datos PWV MODIS NIR sin realizar el filtraje de nubes debido a que se optó por trabajar con la técnica de máximo valor compuesto, método que elimina los valores bajos de PWV (subestimados debidos a los pixeles nublados) quedando los valores máximos que corresponderían a la columna de vapor de agua.

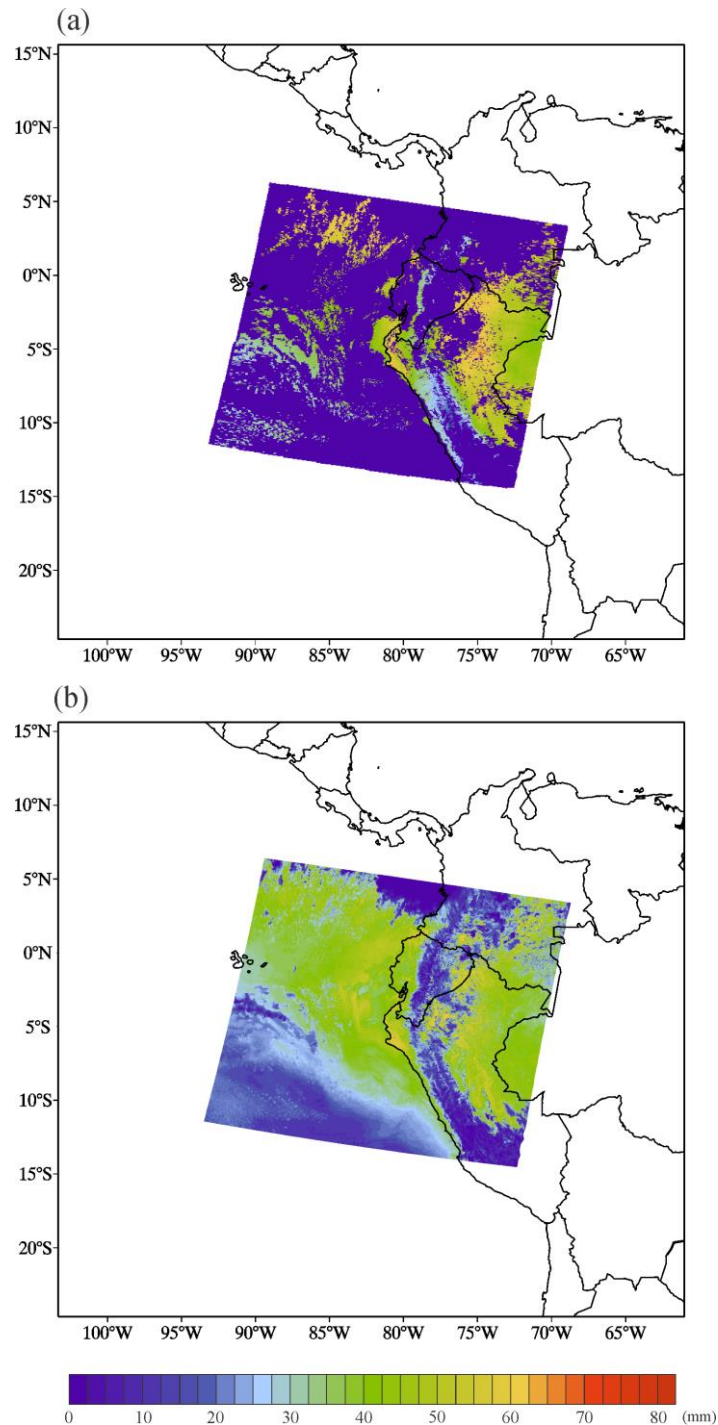


Figura 4.2. Producto PWV MODIS en las bandas (a) IR y (b) NIR para el granulo de 15:45 h a 15:50 h UTC del 10 setiembre de 2002.

La calidad de los productos de Nivel 2 depende de muchos factores y estos pueden ser (1) obtención de la radiancia L1B, o (2) asociado con el proceso de recuperación de la columna de vapor de agua. Los indicadores de validez de los píxeles basados en los archivos L1B, que comprenden la información sobre detectores muertos o saturados, con errores en la calibración, etc., son examinados por los algoritmos de L2 para la determinación de la situación radiométrica de cada píxel. Para el manejo de los archivos de Nivel 2 de MODIS existen los Indicadores de Ejecución de Control de Calidad (“*Runtime QA Flags*”) que tienen información sobre el procesamiento de recuperación, valores de entrada válidos, la característica de la escena y la calidad estimada de los parámetros físicos recuperados. Todas estas especificaciones se encuentran enumeradas en el documento “*MODIS Atmospheric QA Plan for Collection 005*” (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/docs/>).

4.1.1 Adquisición de datos imágenes de vapor de agua MODIS

Se usan datos diarios diurnos de vapor de agua precipitable en el Nivel 2 (L2), obtenidos del sensor MODIS a bordo de los satélites TERRA y AQUA (MOD05/MYD05, Colección 5 y 5.1) en el infrarrojo cercano (NIR) para el periodo 2000-2013 (MODIS/TERRA) y 2002-2008 (MODIS/AQUA).

Los datos son de acceso libre en el portal Web de la NASA (<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>). Se pueden acceder a los productos MODIS en dos tipos de grilla: la sinusoidal y el Climate Modeling Grid (CMG). La proyección sinusoidal es una proyección pseudo-cilíndrica de igual área, sin distorsión en los meridianos centrales. La mayoría de los productos MODIS están organizados en una retícula de 1200 km x 1200 km (10 por 10 grados en el ecuador geográfico) en proyección sinusoidal (SIN) (Figura 4.3). Cada cuadro, llamado “*tile*”, se localiza por un número de columna (h) y línea (v). En el

proceso de descarga seleccionamos las imágenes que cubren el área de Perú tal como se muestra en la Figura 4.4

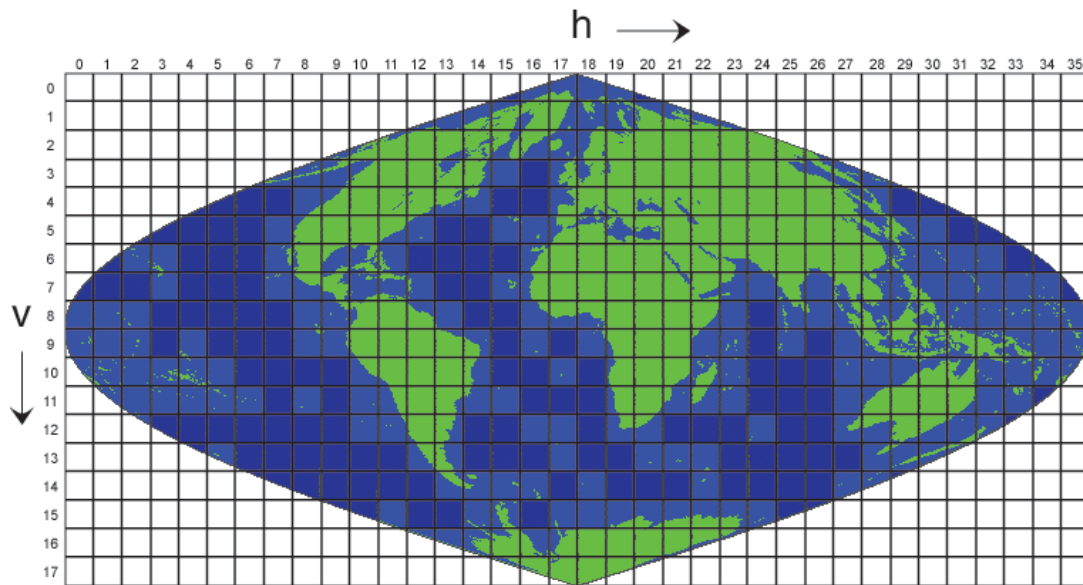


Figura 4.3. Rejilla sinusoidal de MODIS.

(http://modis-land.gsfc.nasa.gov/MODLAND_grid.html)

Spatial Selection
Please enter the coordinates for your area of interest.

+ View Help

Coordinate System:

Tile

In addition to entering the coordinates, users with Javascript enabled browsers may use their mouse to select a region on the map or select one of the predefined regions.

Vertical Start Tile:

09

Horizontal Start Tile: Horizontal End Tile:

09

11

Vertical End Tile:

10

Predefined Regions:

Coastal West Africa
Continental US
Indian Subcontinent
Sea of Japan
US West Coast
Whole Earth

Figura 4.4. Selección del área geográfica en la retícula de datos. El área de Perú está cubierta por los ‘tiles’ h09v09, h10v09, h11v09, h09v10, h10v10, h11v10.

Para el área de Perú existen diariamente entre 4 y 7 escenas, dependiendo de la cobertura del satélite. En el portal web en algunos días no existen datos disponibles. Las escenas requeridas para el área de estudio son tomadas por el satélite entre las 13:35 h y

17:30 h UTC para TERRA y entre las 16:45 y 20:25 h UTC para AQUA. En promedio por año existen un total de 1600 datos imagen producto.

4.1.2 Calidad y validación de los datos PWV MODIS NIR

Varias fuentes de error en la recuperación del PWV de los canales MODIS han sido descritos por *Kaufman and Gao (1992)* y están resumidos en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Fuentes de error en la recuperación del vapor de agua en el MODIS-NIR (*Kaufman and Gao, 1992; Li, 2005*).

Fuentes de error	Derivación directa	Uso de canales adicionales MODIS	Descripción de los canales adicionales MODIS
Reflectancia espectral de la superficie	9%	5.5%	Rojo e infrarrojo cercano para NDVI
Calibración del sensor	3%	3%	
Píxeles mixtos	0.7%	0.7%	
Subpíxeles de nubes	5%	1%	
Desplazamiento en la ubicación del canal	1.5%	1.5%	
Registro del píxel	2.5%	2.5%	
Temperatura y perfiles de humedad	4%	1%	
Efecto Calima	6%	2%	Canales IR
Error RMS	13%	7%	Canales visibles
Nota: Esta tabla muestra errores en la estimación de la cantidad de vapor de agua para el nadir. Los errores se dan para la derivación directa, utilizando el canal de “ventana” (0.865 μm) y el canal de vapor de agua (0.940 μm), así como con la ayuda de los canales adicionales MODIS que pueden ser utilizados para reducir las incertidumbres (<i>Kaufman and Gao, 1992</i>).			

Debido a que la relación de canales son usados en el algoritmo, relativamente, solo la calibración radiométrica de cada canal es importante. Los promedios espaciales pueden

aliviar en gran medida el problema del registro erróneo entre los canales (Li, 2005). La calidad de los datos PWV MODIS NIR depende de la atenuación del vapor de agua observado de la radiación solar en el NIR, que es reflejada por las superficies y las nubes (Chen *et al.*, 2008). Por lo tanto, la precisión de los datos de PWV MODIS NIR depende en gran medida de la reflectancia superficial. Un error más grande se puede introducir en las regiones donde la reflectancia de la superficie es pequeña en los canales NIR, tales como el océano, a excepción de las áreas con brillo solar donde la reflectancia de la superficie es relativamente alta (Kleidman *et al.*, 2000). Gao y Kaufman (2003) sugieren que la presencia de niebla puede dar lugar a errores de 10% o ligeramente mayor en los valores de PWV MODIS. Los errores típicos en los valores estimados de vapor de agua son de 5-10% (Gao and Kaufman, 2003) y los errores pueden ser de hasta 14% en condiciones brumosas.

Kaufman y Gao (1992) mostraron que el error en la versión aerotransportada de PWV MODIS NIR era de solo 7% después de la incorporación de canales adicionales (Tabla 4.1), que redujeron los efectos de las incertidumbres de la reflectancia de la superficie, nubes, niebla y perfiles de temperatura en la derivación del vapor de agua. En base a cálculos teóricos y “lookup table”, Gao y Kaufman (2003) estimaron que el error de PWV MODIS NIR fue de aproximadamente 5%-10%. Kleidman *et al.* (2000) compararon el PWV MODIS NIR estimado por el simulador aerotransportado MODIS y con el estimado del sistema lidar de absorción diferencial en el infrarrojo a bordo de aviones ER-2 de la NASA, en regiones del océano con brillo solar. Encontraron que el error estimado de la PWV MODIS NIR era de aproximadamente ± 5 mm y la cantidad de PWV fue subestimada cuando el contenido de la columna de vapor de agua fue relativamente bajo.

Chen et al. (2008) compara datos de PWV GPS con datos PWV MODIS NIR (Figura 4.5). Estos investigadores usaron datos GPS en la comparación debido a su conveniencia práctica y exactitud, que los hacen ideal para su uso como referencia. La comparación de los datos se llevó a cabo en el momento en que se disponía de datos MODIS. Debido a la naturaleza continua de los datos PWV GPS, la diferencia de tiempo entre el GPS y los datos de MODIS fue muy pequeña. Cerca de 2000 puntos MODIS NIR se compararon con datos PWV GPS.

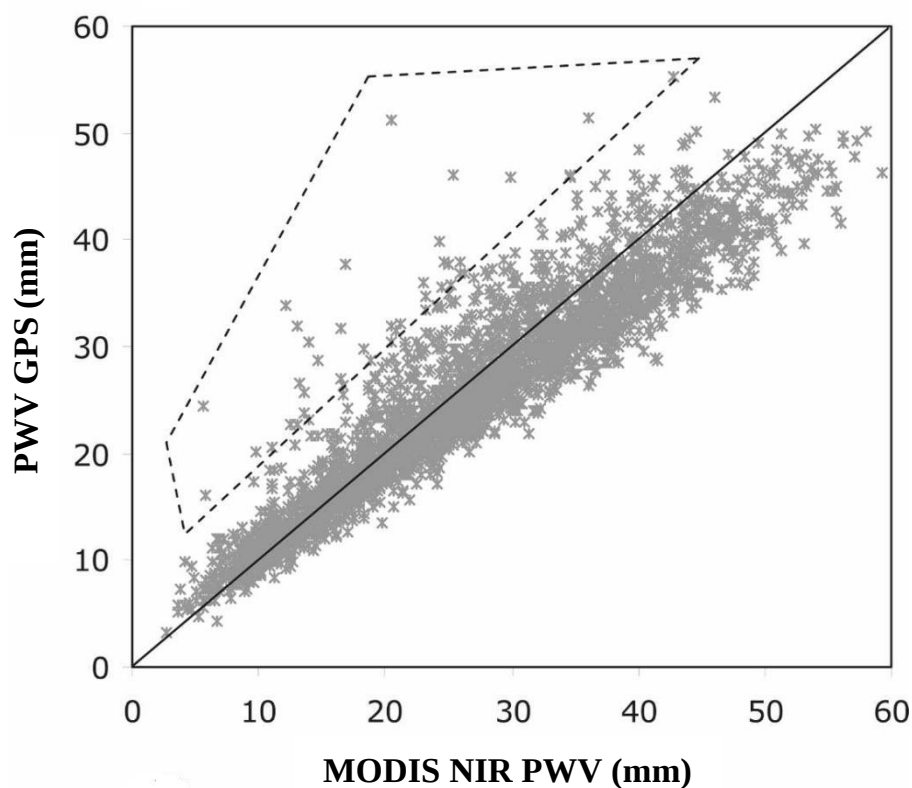


Figura 4.5. Diagrama de dispersión de PWV MODIS NIR vs PWV GPS sobre los sitios del territorio continental de EEUU. Se usaron datos de mayo a junio de 2004. El cuadro con líneas discontinuas muestra los puntos MODIS NIR PWV, cuyos valores fueron significativamente subestimados (valores muy bajos). Modificado de *Chen et al.* (2008).

En todas las comparaciones NIR de este estudio, se excluyeron los puntos cuyos valores se subestimaron significativamente (es decir, en más de 5 mm), siendo probablemente debido a la existencia de nubes, que no se caracterizaron con precisión por el algoritmo

de máscara de nubes (es decir, aquellos puntos dentro del cuadro de líneas discontinuas de la Figura 4.5). Los resultados indican que el PWV recuperado coincide muy bien con el PWV GPS, sobre todo cuando los valores de PWV MODIS son pequeños (es decir un ambiente más seco). En la comparación se obtuvo que los datos PWV MODIS NIR fueron en promedio 1.8 mm más húmedos que PWV GPS, y el RMS de la diferencia entre estos dos conjuntos de datos fue de aproximadamente 3.3 mm (*Chen et al., 2008*).

4.2 Datos imágenes de temperatura superficial del mar (TSM) del sensor MODIS

Se usaron datos de temperatura superficial del mar del sensor MODIS de los satélites TERRA y AQUA. Los datos imágenes MODIS fueron obtenidos gratuitamente del portal web “Ocean Color” (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) para el periodo 2000-2013. Se utilizaron datos de Nivel 3, específicamente productos “Standard Mapped Image” (SMI) que son representaciones de datos productos agrupados. Los datos imágenes producto utilizados son datos diurnos de promedios mensuales y poseen una resolución espacial de 4 km x 4 km. Cada imagen de TSM está en formato HDF y cubre toda la superficie terrestre.

4.3 Modelo de elevación digital GTOPO30

El GTOPO30 (“Global Topographic Data”) es un modelo de elevación digital (MED) del globo terminado a finales de 1996. Fue desarrollado por la USGS (*United States Geological Survey*). Este conjunto de datos cubre la superficie de todo el globo terrestre. El espaciado de grilla horizontal es 30 segundos de arco (0.008333333 grados o aproximadamente 1 km), resultando un MED de dimensiones de 21 600 filas y 43 200 columnas. El sistema de coordenadas es geográfico expresado en grados sexagesimales para de latitud y longitud, referidos al Sistema Geodésico Mundial (WGS84). Los valores verticales representan la elevación en metros sobre el nivel medio del mar. El

rango de valores de elevación va desde -407 m a 8752 m. Debido a la naturaleza de la estructura “*raster*” del MED, pequeñas islas en el océano cuya área sea menor de 1 km² no están representadas. EL MED se puede descargar libremente de uno de los enlaces de la USGS: (<http://earthexplorer.usgs.gov/>).

4.4 Máximo valor compuesto mensual de índice de vegetación de diferencia normalizada SPOT-VGT

Los productos SPOT-VGT S10 obtenidos de la “*Vlaamse Instelling voor Technologisch Onderzoek*” (VITO) “*Image Processing Center*” (<http://free.vgt.vito.be/>), son derivados de los productos SPOT-VGT P (P = physical). Lanzado el 24 de marzo de 1998, el VGT 1 a bordo del SPOT-4 comenzó a capturar datos hasta febrero de 2003, cuando VGT 2 a bordo del SPOT-5 se convirtió en el instrumento nominal. El instrumento VEGETATION tiene varias ventajas que incluyen una mejor navegación, una mejora en la sensibilidad radiométrica, una reducción de las distorsiones geométricas y 4 bandas espectrales en lugar de 2 en el dominio espectral del visible al infrarrojo cercano (Yin *et al.*, 2012).

Los productos SPOT-VGT S10 son obtenidos mediante el algoritmo de máximo valor compuesto, a partir de mosaicos de segmentos de imágenes en el periodo de 10 días a una resolución espacial de aproximadamente 1 km x 1 km. Los datos imágenes han sido corregidos atmosféricamente para reducir al mínimo los efectos del “scattering” molecular, aerosoles, vapor de agua, ozono y otros gases atmosféricos¹. En esta investigación se utiliza el máximo valor compuesto de 10 días, a partir del cual se genera el máximo valor compuesto mensual de NDVI.

¹ <http://www.spot-vegetation.com/pages/VegetationSystem/products.htm#ep>
Fecha de acceso: 27/09/2015

CAPÍTULO 5

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

En el procesamiento de las imágenes diarias de vapor de agua se utiliza el software de procesamiento de imágenes ENVI y el lenguaje de programación IDL. Se usa específicamente el módulo “*MODIS Conversion Toolkit*” (MCTK) desarrollado por Devin White (White, 2009).

5.1 Módulo “*MODIS Conversion Toolkit*”

El “*MODIS Conversion Toolkit*” (MCTK) es útil para procesar y georreferenciar todos los productos MODIS conocidos a través de una interfaz interactiva y una interfaz de programación totalmente accesibles. Entre los productos compatibles se incluyen: “*Level 1A Uncalibrated Radiance*”, “*L1B Calibrated Radiance*”, “*Level 2 Swath - Level 2G*”, “*Level 3*” y “*Level 4 Grid*”. La interfaz gráfica proporciona una lista de todos los conjuntos de datos disponibles dentro del archivo, de los cuales se pueden elegir los que se van a procesar. El MCTK se basa en el “*MODIS Reprojection Tools*” (MRT) y “*MODIS Reprojection Tool Swath*” (MRT Swath), lo que significa que al ingresar un archivo, su contenido ha sido convertido a valores científicamente significativos, para luego proyectar esos contenidos al sistema de coordenadas a elegir, todo ello en una sola interfaz. Para información más detallada revisar “*The MODIS Conversion Toolkit (MCTK): User’s Guide*”.

En la Figura 5.1 se muestra el entorno de trabajo del MCTK instalado en el software ENVI. Se muestran los botones de entrada (“*Input HDF*”) y salida (“*Output Path*”) para los datos HDF y otros botones útiles para el procesamiento. Varios archivos

pueden ser generados por un solo proceso de conversión a partir de un archivo de entrada.

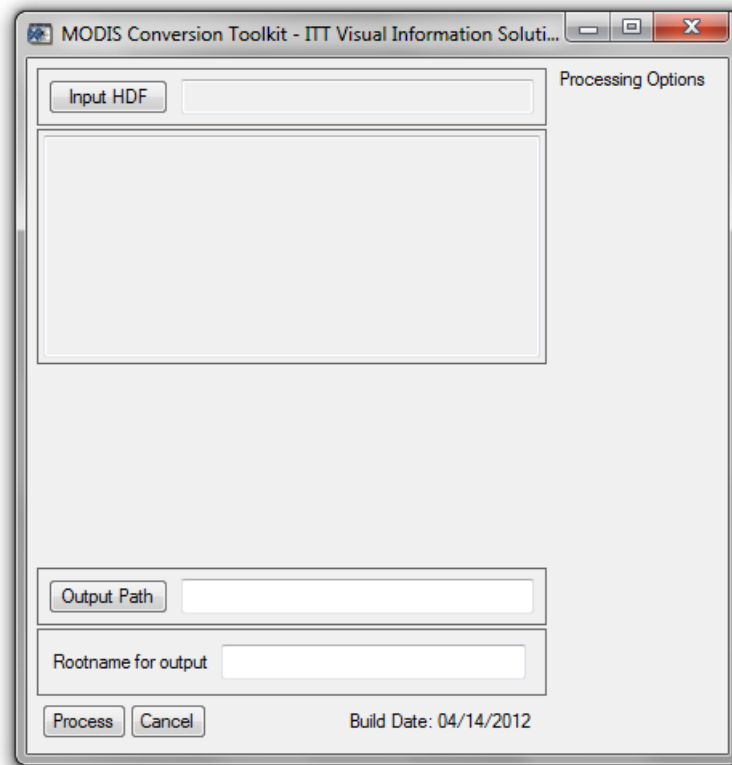


Figura 5.1 Ventana del entorno de trabajo del MCTK. Los diversos campos y secciones se actualizarán con información y las opciones que son relevantes para el producto MODIS suministrado.

5.2 Tratamiento de los datos MODIS Nivel 2 usando el módulo MCTK

En el diseño del módulo MCTK un filtro de archivos está preestablecido, por lo que sólo se muestran en el cuadro de diálogo de selección, los archivos que comienzan con el carácter "M" y tienen una extensión ".HDF". Sólo un archivo puede ser seleccionado a la vez para el procesamiento. Es crucial que el nombre de archivo de entrada siga la convención de nomenclatura estándar MODIS. Cuando un producto MODIS válido se suministra al MCTK, los diversos campos de la interface se actualizarán (Figura 5.2). Debajo del botón “*Input HDF*” se muestran los metadatos correspondientes al archivo introducido. Las opciones de georreferenciación para datos convertidos aparecerán

directamente debajo del visor de metadatos, cuando sea apropiado. Las opciones de procesamiento aparecen en el lado derecho y proporcionarán una lista interactiva de lo que se puede hacer con los archivos introducidos. Esta lista es diferente para cada producto MODIS. Si las opciones de georreferenciación están disponibles para el producto introducido y uno de ellos es elegido, la ventana se expandirá para incluir una sección que permite controlar varios parámetros, incluyendo el tipo de proyección, el método de remuestreo, la densidad de la red de triangulación (puntos “warp”), corrección “bowtie” y el tamaño de píxel (cuando corresponda).

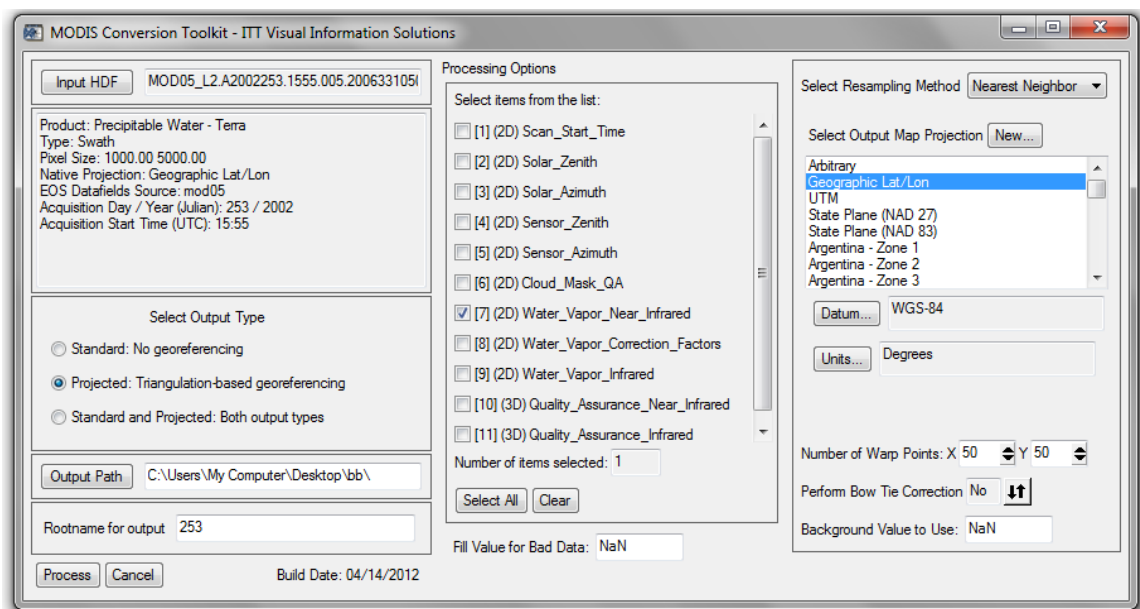


Figura 5.2 MCTK con un archivo HDF Nivel 2 (L2) suministrado como entrada. Se muestran Múltiples conjuntos de datos con diferentes dimensionalidades y resoluciones espaciales.

Cuando un archivo de Nivel 2 (L2) se proporciona como entrada, las opciones de salida disponibles serán muy similares como en los archivos de Nivel 1B. Sin embargo, hay algunas excepciones importantes relacionados al conjuntos de datos disponibles y las conversiones de salida. Al igual que con los archivos de Nivel 1A/B, se presenta una lista de los conjunto de datos contenidos en el archivo que sera procesado. La lista se

determina mediante la exploración de todo el conjunto de datos presentes en el archivo y determina cuales contienen datos almacenados en por lo menos dos dimensiones (Figura 5.2). La dimensionalidad de cada conjunto de datos aparece a la izquierda de su respectivo nombre en la lista (2D o 3D). Si la escala y el “*offset*” están presentes para un determinado conjunto de datos, se aplican de forma automática durante el proceso de conversión.

En función del conjunto de datos seleccionados y el número de resoluciones espaciales presentes, pueden existir varios archivos de salida. Los conjuntos de datos se agrupan por la resolución espacial. Por ejemplo, si se trabaja con archivos MOD05_L2/MYD05_L2 (vapor de agua precipitable), existen conjuntos de datos, tanto a 1000 m como 5000 m de resolución espacial. Todos los datos de 1000 m se agrupan en un archivo de salida de varias bandas, donde el nombre de cada banda es el nombre del conjunto de datos específico. Cada conjunto de datos de 1000 m se almacena en su propio archivo de salida. El proceso se repite para el conjunto de datos de 5000 m.

También existe la opción de proporcionar su propio valor de relleno a utilizar durante el proceso de conversión y de su propio valor de fondo para su uso durante el proceso de proyección. Estos valores se pueden especificar como número entero o punto flotante y el valor por defecto para ambos es “*NaN*” (sin número) (Figura 5.2).

En el procesamiento de las imágenes de vapor de agua precipitable se considera los siguientes pasos (Figura 5.3):

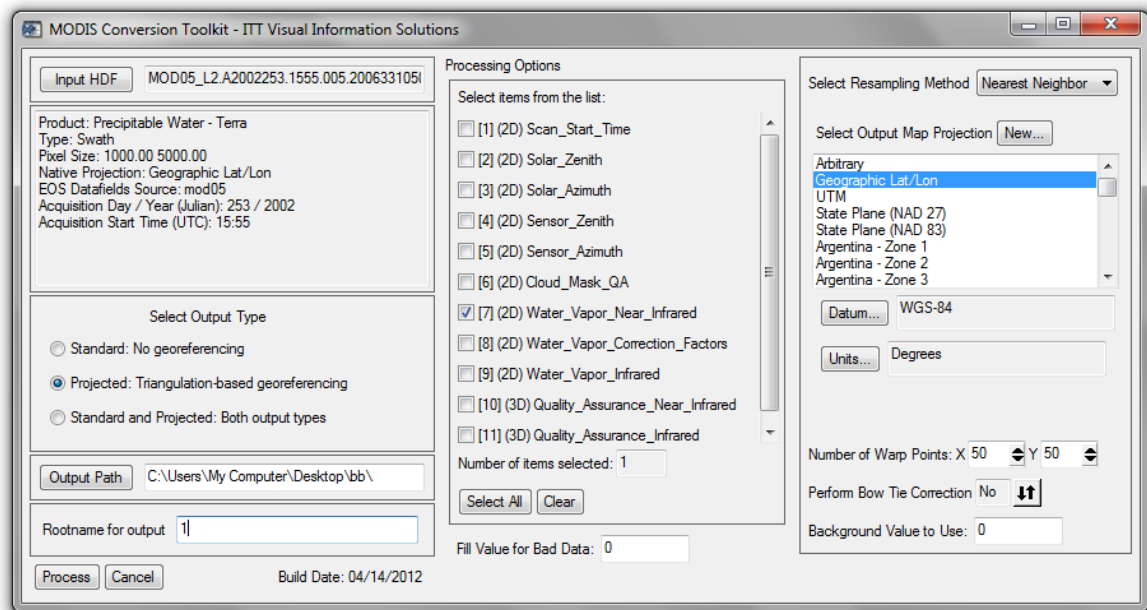


Figura 5.3 Procesamiento del vapor de agua precipitable MODIS usando MCTK del ENVI.

1. Seleccionar las imágenes correspondientes a un día del año 1-365/366.
2. Seleccionar una de estas imágenes y cargar al MCTK del ENVI.
3. Establecer el método de salida que se desea utilizar al convertir los datos. Existen tres metodos: a) *Standard* (Ninguna Proyeccion/Reproyección se lleva a cabo) b) *Projected* (Proyeccion/Reproyeccion proporcionada por el usuario) c) *Standard and Projected* (ambos a y b). En nuestro caso se elige la b).
4. Elegir la ruta de salida dando un nombre al archivo.
5. De las opciones de procesamiento seleccionar de la lista: “*water_vapor_near_infrared*”.
6. Para especificar los valores de relleno a utilizar para los datos malos (“*bad data*”) usamos el valor por defecto NaN. Sin embargo, se puede especificar con otro número entero o punto flotante. Para los pixeles de fondo (“*background*”), resultantes después del proceso de proyección, usamos por defecto valores NaN u otro número.
7. Especificar la proyección cartográfica a utilizar para proyectar los datos. Elegir la proyección geográfica con datum WGS-84.

8. Establecer el método de remuestreo en el proceso de proyección. Usamos por defecto el método de vecino mas cercano (“*Nearest neighbor*”).

9. Finalmente, especificar el número de puntos a usar tanto en la dirección X como Y en la construcción de la red de puntos de control utilizados para la proyección de la imagen. Usamos el valor por defecto que es 50 para ambas direcciones.

Estos pasos se repiten para todas la escenas correspondientes al día del año. Sin embargo, este proceso es laborioso hacerlo manualmente. Se adjunta un programa en IDL en el ANEXO A, que automatiza este procedimiento.

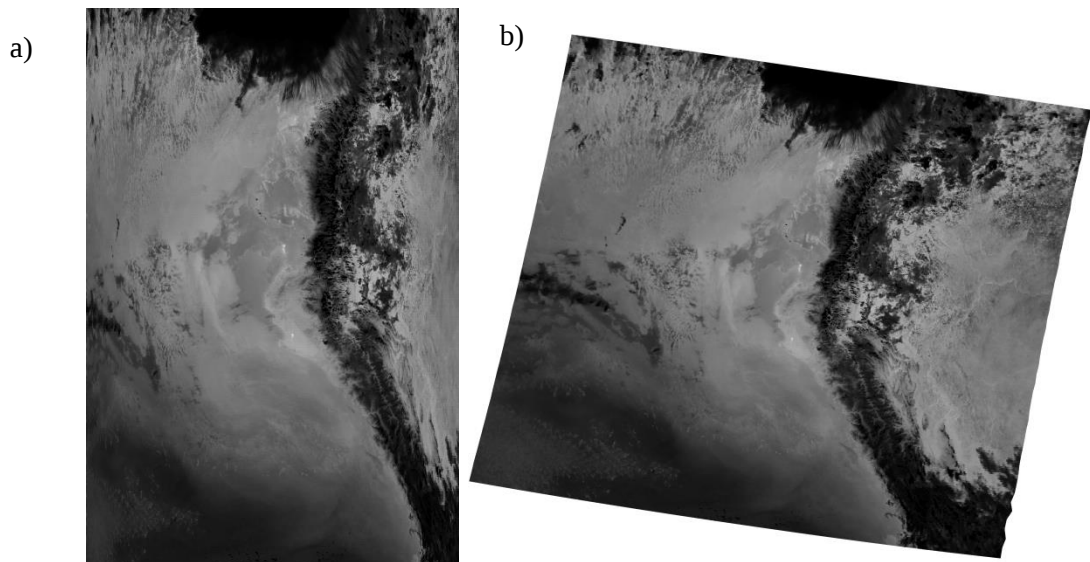


Figura 5.4 a. Imagen de vapor de agua precipitable MODIS-NIR sin proyectar del 10 de setiembre de 2002, **b.** La misma imagen, georreferenciada en coordenadas geográficas.

La Figura 5.4a muestra como ejemplo un dato imagen de PWV MODIS NIR sin proyectar. Después, mediante la aplicación de los pasos descritos en el uso del MCTK, se obtiene finalmente la imagen georreferenciada (Figura 5.4b).

5.3 Mosaicos, suavizado y generación del máximo valor compuesto mensual de PWV MODIS

Un mosaico es un conjunto de dos o más imágenes enlazadas en forma contigua; tal ensamblaje es necesario cuando el área de interés supera el área cubierta por una sola imagen (Figura 5.5). Se debe considerar que en el mosaico, las imágenes que la componen a veces tienen diferentes fechas de adquisición. Esto se debe tener en cuenta al momento de interpretar el mosaico. En esta investigación las imágenes que conforman un mosaico pertenecen a la misma fecha.

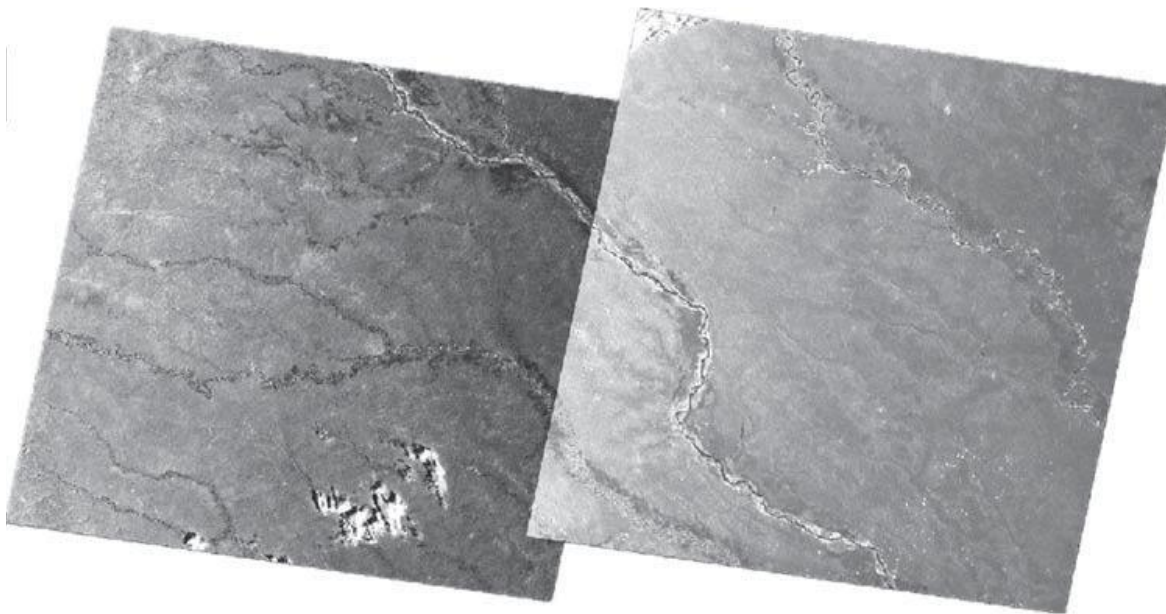


Figura 5.5 Ejemplo de mosaico de dos imágenes. Observar la continuidad de las características de la morfología en el área de superposición.

ENVI proporciona capacidades interativas para la colocación automatizada de imágenes georreferenciadas dentro de un mosaico de salida. Con las imágenes de vapor de agua se elabora, para cada fecha, los mosaicos con las escenas diarias disponibles. La Figura 5.6 muestra como ejemplo el mosaico de cuatro escenas del 10 de setiembre de 2002, que cubren el área de Perú.

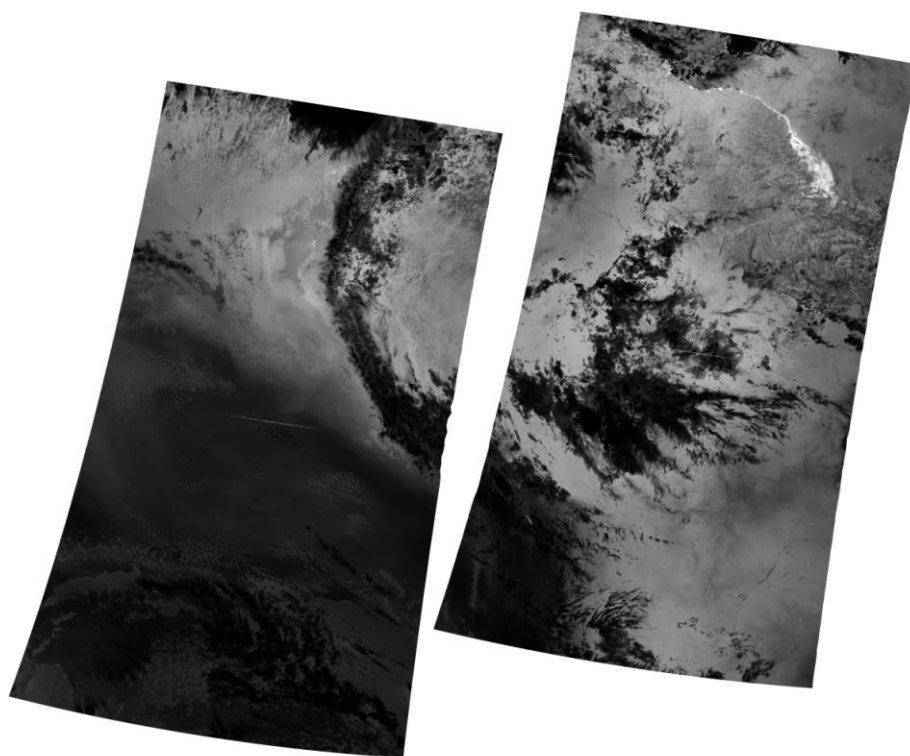


Figura 5.6 . Mosaico de cuatro escenas del 10 de setiembre de 2002 que cubren el área de Perú. Observar el área central sin datos, debido a la falta de cobertura del satélite para ese día.

En la Tabla 5.1 se muestra los mosaicos de PWV disponibles por mes que cubren el área de Perú, obtenidos de MODIS/TERRA y MODIS/AQUA. En principio, los mosaicos obtenidos contienen vacíos (áreas sin datos) (Figura 5.6) que no se deben tomar en cuenta al momento de obtener las variables estadísticas. Se precisa que en el mes de junio de 2001, sólo están disponibles imágenes para los primeros quince días. La WMO (*“World Meteorological Organization”*) indica que no se debe calcular un valor mensual si faltan más de diez valores diarios o si faltan cinco o más valores diarios consecutivos. Sin embargo, este inconveniente no afectó los resultados obtenidos. Finalmente, se obtuvieron 4812 mosaicos de MODIS/TERRA para el periodo 2000-2013 y 2283 mosaicos de MODIS/AQUA para el periodo 2002-2008 (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Número de mosaicos de PWV disponibles que cubren el área de Perú, para a) MODIS/TERRA y b) MODIS/AQUA.

a) MODIS/TERRA

AÑO/MES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total
2000	-	-	30	26	28	27	30	19	28	27	30	30	275
2001	31	28	30	28	28	12	27	30	30	28	27	28	327
2002	29	26	20	24	30	28	29	28	27	29	27	28	325
2003	28	26	27	30	30	29	30	27	29	30	30	22	338
2004	29	26	31	29	30	30	29	28	29	30	28	28	347
2005	31	27	29	27	30	29	30	29	30	29	30	30	351
2006	31	26	29	26	30	28	31	29	28	30	29	28	345
2007	30	27	30	28	31	27	28	30	27	30	29	30	347
2008	30	29	31	26	29	30	31	30	26	29	30	24	345
2009	31	27	31	28	31	30	31	30	29	31	29	31	359
2010	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	31	30	365
2011	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	365
2012	31	29	31	30	30	29	31	31	30	29	30	31	362
2013	31	27	31	30	31	30	31	31	30	29	30	30	361
Total	394	354	412	392	420	389	420	404	403	413	410	401	4812

b) MODIS/AQUA

AÑO/MES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total
2002	-	-	-	-	-	-	26	23	26	30	30	31	166
2003	28	27	30	29	31	22	31	30	29	31	30	31	349
2004	31	29	31	30	31	30	30	29	30	31	28	28	358
2005	30	24	31	29	30	25	30	28	29	30	29	28	343
2006	29	28	29	30	30	30	30	29	28	30	30	30	353
2007	31	27	30	28	31	30	29	30	27	30	30	29	352
2008	31	29	31	28	29	30	31	31	30	31	30	31	362
Total	180	164	182	174	182	167	207	200	199	213	207	208	2283

En los datos imágenes diarios de PWV es necesario eliminar el ruido, es decir modificar aquellos píxeles cuyo nivel de intensidad es muy diferente al de sus vecinos y mejorar la calidad visual de las imágenes. El origen del ruido puede estar tanto en el proceso de adquisición de la imagen o dentro de los errores en el algoritmo de estimación del PWV. Las operaciones de suavizado tienen por objeto reducir el ruido. Antes de proceder a realizar el máximo valor compuesto mensual, se aplica a los mosaicos diarios de PWV el filtro de la mediana usando un kernel de 3 x 3, que logra reducir el ruido, mejorando

notablemente el contraste espacial en la imagen, sin alterar significativamente el valor de los datos a comparación con otras técnicas de filtrado.

Para el estudio de la distribución espacial y temporal de PWV como variable climática, se utiliza la técnica de maximo valor compuesto (MVC). Esto se realiza seleccionando para cada pixel el máximo valor de PWV del mes, teniendo en cuenta la presencia de nubes y la calidad del dato. El MVC mensual es una imagen, en la que cada pixel toma el valor máximo de PWV alcanzado durante el mes (Figura 5.7), es decir, se selecciona el momento de máxima humedad de ese periodo. Esto disminuye la distorsión o contaminación por nubes u otros factores atmosféricos que reducen los valores de PWV. Por lo tanto, el máximo valor de PWV representaría las condiciones de menor contaminación del dato. Para obtener el MVC mensual, primero se realiza el recorte espacial de los mosaicos diarios, mediante un “*shapefile*” del área de investigación (85°W-68°W, 1°N-20°S). Después, se construye el archivo multibanda (apilado) a partir de las imágenes recortadas disponibles en un mes, mediante el uso de la programación en IDL.

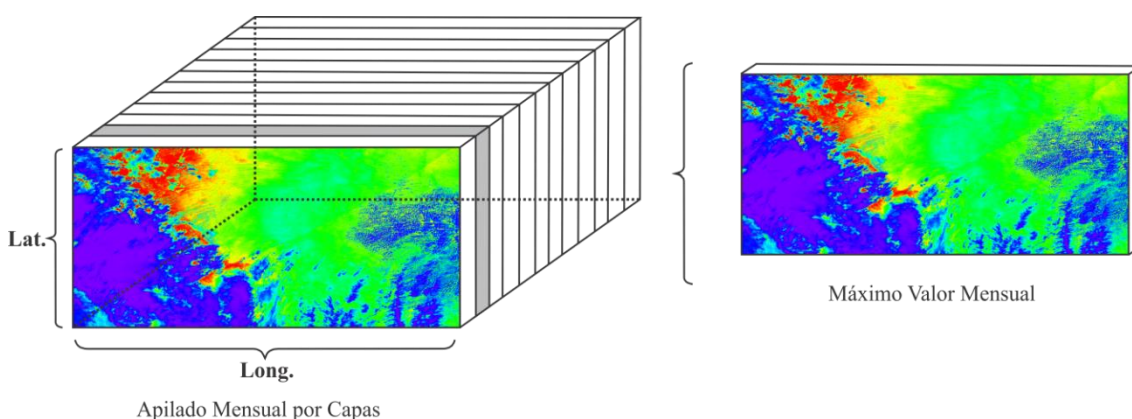


Figura 5.7 Generación de MVC mensual para cada mes a partir de los mosaicos diarios. El MVC mensual resulta ser una imagen sin datos faltantes.

Luego, se aplica un código en IDL al apilado mensual y se obtiene como resultado una imagen de MVC. Finalmente, se han obtenido un total de 166 mapas de MVC mensual para el periodo 2000-2013, que es la base de datos para el análisis climatológico. A modo de ejemplo, uno de estos MVC se muestra en el mapa de la Figura 5.8.

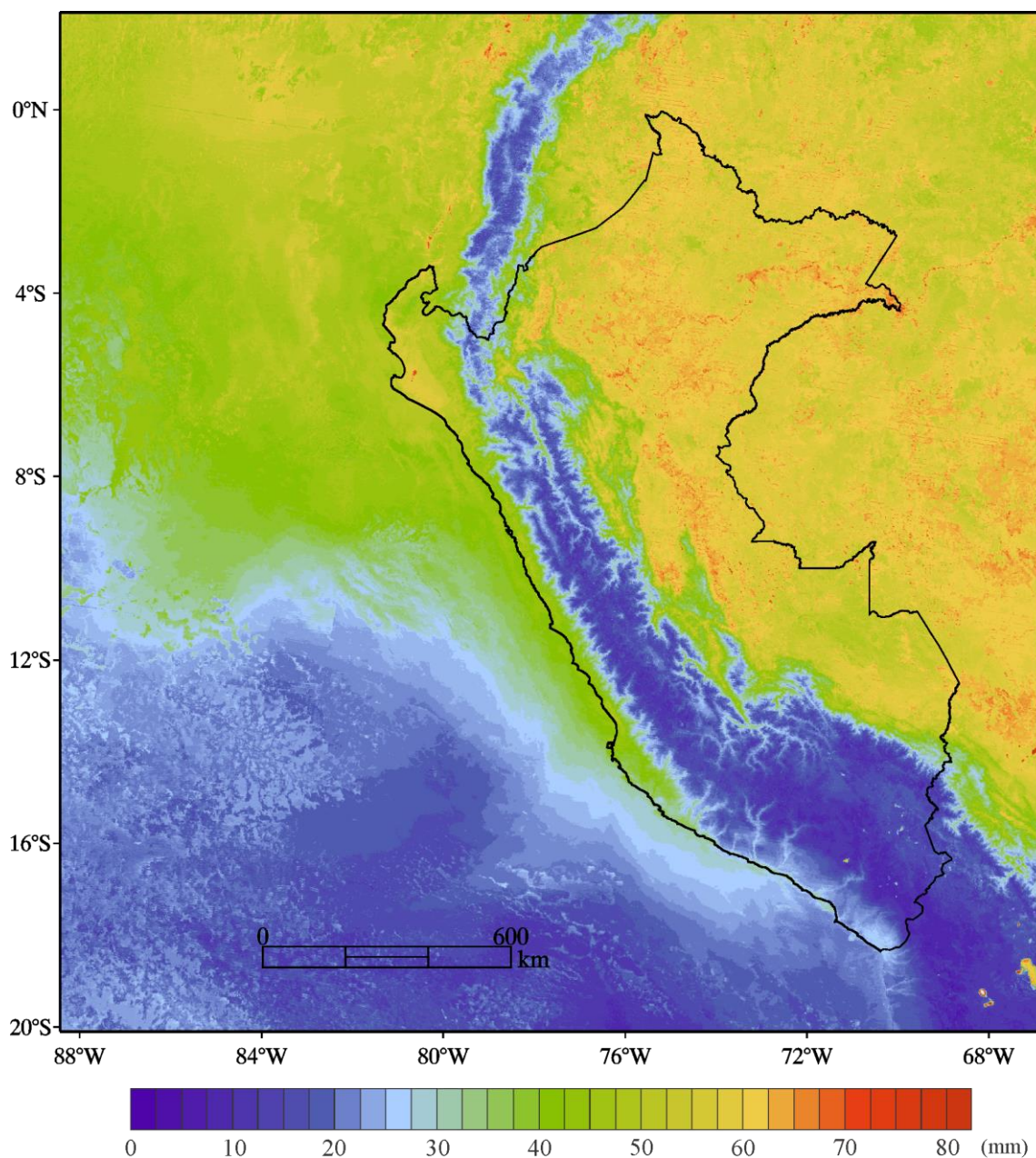


Figura 5.8. Máximo valor compuesto mensual de PWV del sensor MODIS/TERRA para el mes de setiembre de 2002, del Perú y áreas vecinas.

RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos del procesamiento de los datos imágenes de vapor de agua precipitable del sensor MODIS en la banda infrarrojo cercano. En la primera parte describimos en general la climatología del PWV en el territorio peruano, así como la variación estacional del PWV en el océano y en el área continental, con la finalidad de describir los patrones generales, tanto atmosféricos como oceánicos, que influyen en la distribución de humedad en el territorio peruano y en especial en la Costa Peruana. En la segunda parte se estudia en detalle el PWV en la Costa Peruana, primero describiendo su variación latitudinal, mostrando una zonificación en tres zonas de variación, que tienen relación directa con la distribución de la TSM. Luego se realiza un estudio del efecto de la elevación en la distribución de PWV, mediante el análisis de perfiles en el norte, centro y sur en la Costa Peruana, mostrando una relación de dependencia muy notable.

En virtud de que la distribución de PWV en la Costa Peruana es influencia directa del océano, se analiza su relación directa con la TSM en las áreas de zonificación descritas en la Figura 7.2. Los resultados muestran un notable aumento en la correlación en dirección de norte a sur. Finalmente, se analiza la variación temporal mensual del PWV en las costas norte, centro y sur con la finalidad de observar los patrones de variación, periodicidad, valores extremos y anomalías. En estas series temporales se usaron datos de PWV MODIS/TERRA y MODIS/AQUA, que muestran una notable similitud en los patrones de variación. Es notable la anomalía en los valores máximos que muestra la

serie temporal en la costa norte, anomalía que se correlaciona notablemente con un periodo de sequía.

6.1 Climatología del PWV en el territorio peruano

Desde hace mucho tiempo las normales climatológicas han tenido dos fines principales. En primer lugar, constituyen una referencia con la que se pueden evaluar las condiciones (en particular las condiciones actuales o recientes) y en segundo lugar se utilizan extensivamente (de forma implícita o explícita) para fines de predicción, como indicadores de las condiciones que son probables se experimenten en un determinado lugar (WMO, 2010). Según WMO, (2010) las “*normales climatológicas estándar*” son los promedios de los datos medidos para periodos consecutivos de 30 años. Sin embargo, se pueden calcular promedios (también conocidos como “*normales provisionales*”) para datos disponibles menores a 30 años. Los promedios de los periodos son calculados para cualquier periodo de por lo menos 10 años a partir del 1 de enero de un año y terminando con el dígito 1 (por ejemplo, del 1 de enero 1991 al 31 de diciembre 2004). Aunque no es requerido por la WMO, algunos países calculan los promedios de cada década. Los promedios pueden estar definidos como el valor promedio de los valores mensuales de los datos climatológicos (que pueden ser valores promedios) durante cualquier periodo de tiempo especificado (sin definición específica). Sin embargo, por lo general las normales climatológicas incluyen valores estadísticos, por ejemplo de valores extremos de un elemento durante un periodo especificado u otros parámetros relativos a las propiedades estadísticas de ese elemento. Con los requerimientos establecidos por la WMO se ha establecido la climatología de la humedad atmosférica representada por la columna de vapor de agua o vapor de agua precipitable (PWV). Se usa como indicador los valores extremos (valores máximos

mensuales) obtenidos a partir de datos imágenes diarios. Sobre la base de datos de 13 años (2001-2013), los valores promedios de PWV se presentan en el análisis que sigue.

La Figura 6.1 muestra la distribución espacial promedio del PWV durante el periodo 2001-2013 en el territorio peruano y áreas vecinas. La distribución del PWV está dominada por la latitud en las áreas oceánicas, las características topográficas y los fenómenos de transporte inherentes a su ubicación geográfica. Se observa que la cantidad de PWV en el océano, aumenta de manera constante a medida que disminuye la latitud, alcanzando valores superiores a 50 mm en la región ecuatorial. Tres características de la distribución de PWV sobre el territorio peruano y áreas vecinas persisten a lo largo del año, por lo menos en los valores promedio, son: mínimo sobre la región de los Andes y zonas de cordillera, el fuerte gradiente zonal en el océano que influye directamente en la costa y los elevados valores de PWV en la costa norte, en similitud con la región Amazónica.

La primera de estas características es cuasi-permanente, ya que, es el resultado de la influencia de la elevación de la cordillera de los Andes, gran parte de la cual está por encima de los 3000 msnm. En los Andes hay una notable disminución de la temperatura, la presión atmosférica y por lo tanto de la humedad. Los Andes peruanos en los sectores centro y sur, tienen una mayor altitud (Figura 6.2) impidiendo el pase de las masas de vapor de agua desde la vertiente del Atlántico hacia la vertiente del Pacífico (Figura 7.9). En esta zona los valores de PWV son menores en promedio a los 15 mm. En cambio, en los Andes del norte, especialmente en Piura, hay poca elevación y por lo tanto, permiten el paso de grandes masas de vapor de agua desde la cuenca Amazónica hacia la vertiente del Pacífico. Los valores más bajos del PWV se encuentran en los pisos más altos del territorio peruano (región Janca), donde el clima

es frío y glacial con temperaturas menores a 0°C, dando lugar a que el aire sea muy seco. Ello se refleja muy bien en las áreas en morado de la Figura 6.1, que muestran los valores de PWV menores en promedio a 10 mm.

En el océano, el patrón latitudinal muestra una dependencia del PWV con la temperatura tal como se muestra en la comparación de los mapas de la Figura 6.1 y la Figura 7.1. Este patrón está directamente relacionado con las corrientes marinas (Corriente de Humboldt) (Figura 7.6) con sus diferentes regímenes de temperatura que influyen directamente en la cantidad de la evaporación y en el sistema de vientos que influyen en el transporte del PWV hacia el ecuador geográfico (Figura 7.10). El efecto de la elevación del suelo en la reducción de la cantidad de vapor de agua precipitable se puede observar sobre el continente (Figura 6.2). Esto está bien ilustrado en los Andes. La presencia de los Andes orientados de noroeste-sureste, causa que las isolíneas de PWV oscilen suavemente hacia el sur. Las mayores cantidades de vapor de agua precipitable se encuentran sobre zonas continentales, en las tierras bajas tropicales como la región Amazónica. En el mapa de la Figura 6.1, esta región se caracteriza por tener en promedio valores de PWV superiores a los 55 mm. En esta región una alta cantidad de vapor de agua existe debido a la alta evapotranspiración, evaporación y a las fuertes corrientes de convección de masas de aire cargadas de humedad (nubes cúmulos y nimbos).

En resumen, las zonas continentales con bajo nivel de PWV están asociadas con bajas temperaturas, tales como las zonas continentales interiores, lejos de las fuentes oceánicas de humedad y/o en las altas elevaciones (Tuller, 1968). Áreas de alto valor promedio de PWV se pueden observar en elevaciones bajas (Figura 6.1 y Figura 6.2),

éstas se caracterizan por tener temperaturas promedio altas y estar muy cerca de grandes fuentes de humedad.

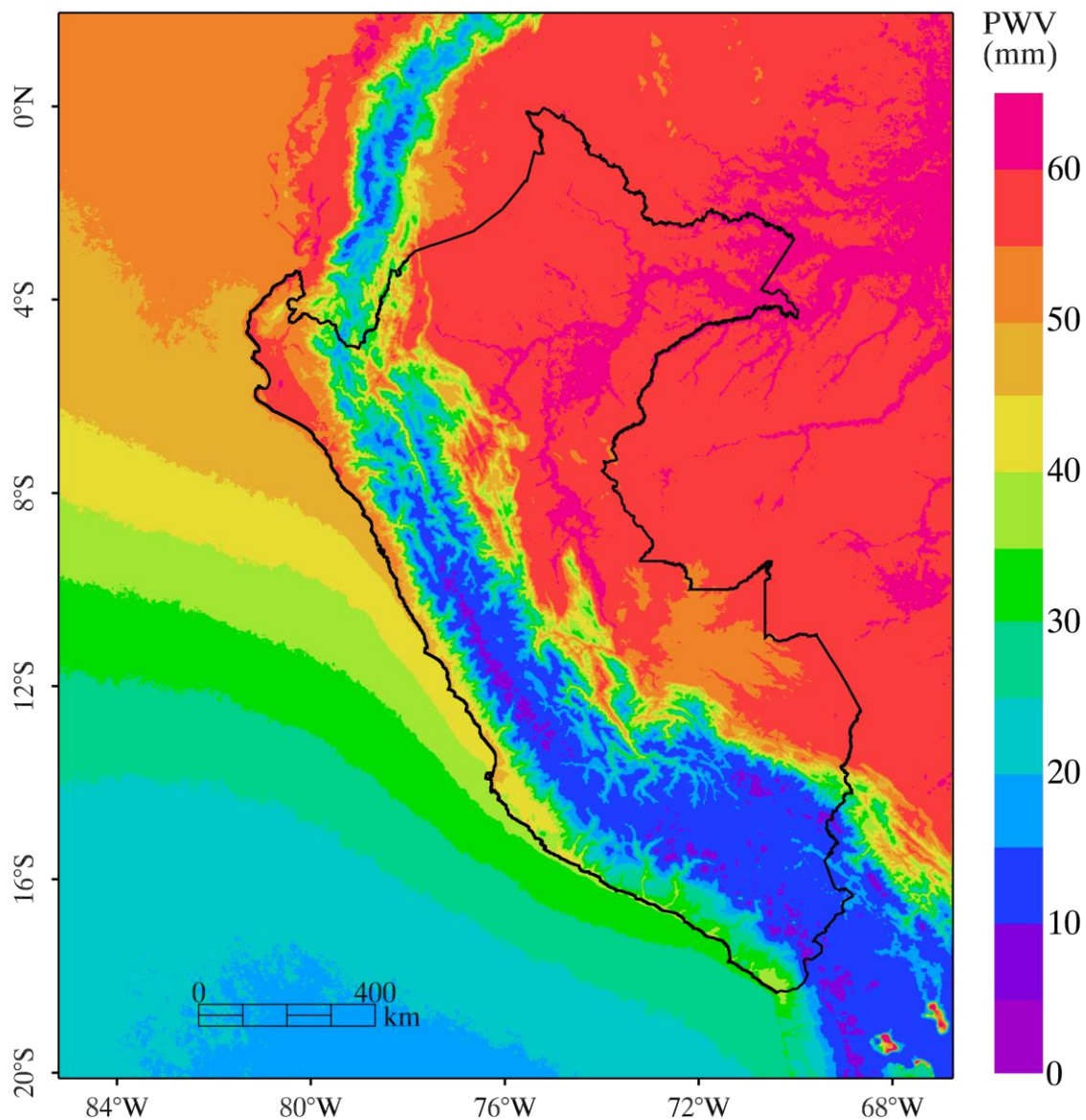


Figura 6.1. Climatología promedio mensual del PWV para el territorio peruano, en el periodo 2001-2013, a una resolución espacial de 1 km x 1 km.

El valor promedio de PWV sobre el territorio peruano es 41.3 mm que corresponde a una elevada humedad. Las zonas de mayor humedad corresponden a valores de PWV superiores a los 50 mm y se encuentran al norte de la Costa Peruana y en la región Amazónica. Las zonas de menor humedad corresponden a valores de PWV menores a 20 mm y geográficamente corresponde a la región de los Andes y el Altiplano.

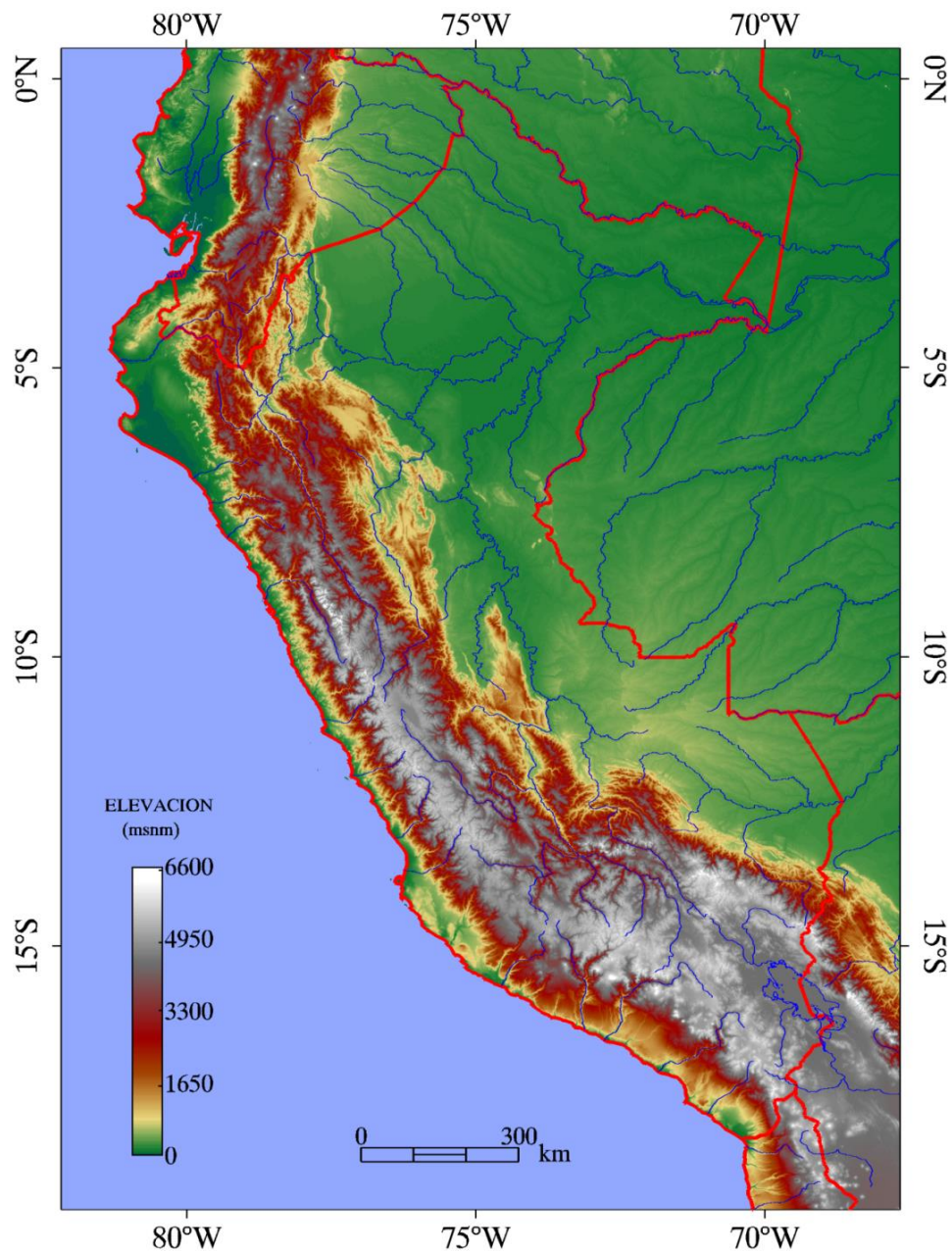


Figura 6.2. Mapa morfológico del Perú obtenido a partir del modelo de elevación digital GTOPO-30 (resolución espacial de aproximadamente 1 km). En la Costa Peruana, la costa norte es el área más plana con elevaciones menores a 1000 msnm.

Todo este análisis desarrollado será de gran importancia para las comprensión de las variaciones temporales del PWV (Xie *et al.*, 2011) que se verá en las secciones siguientes. La cordillera de los Andes constituye una barrera importante que divide en tres regiones al territorio peruano.

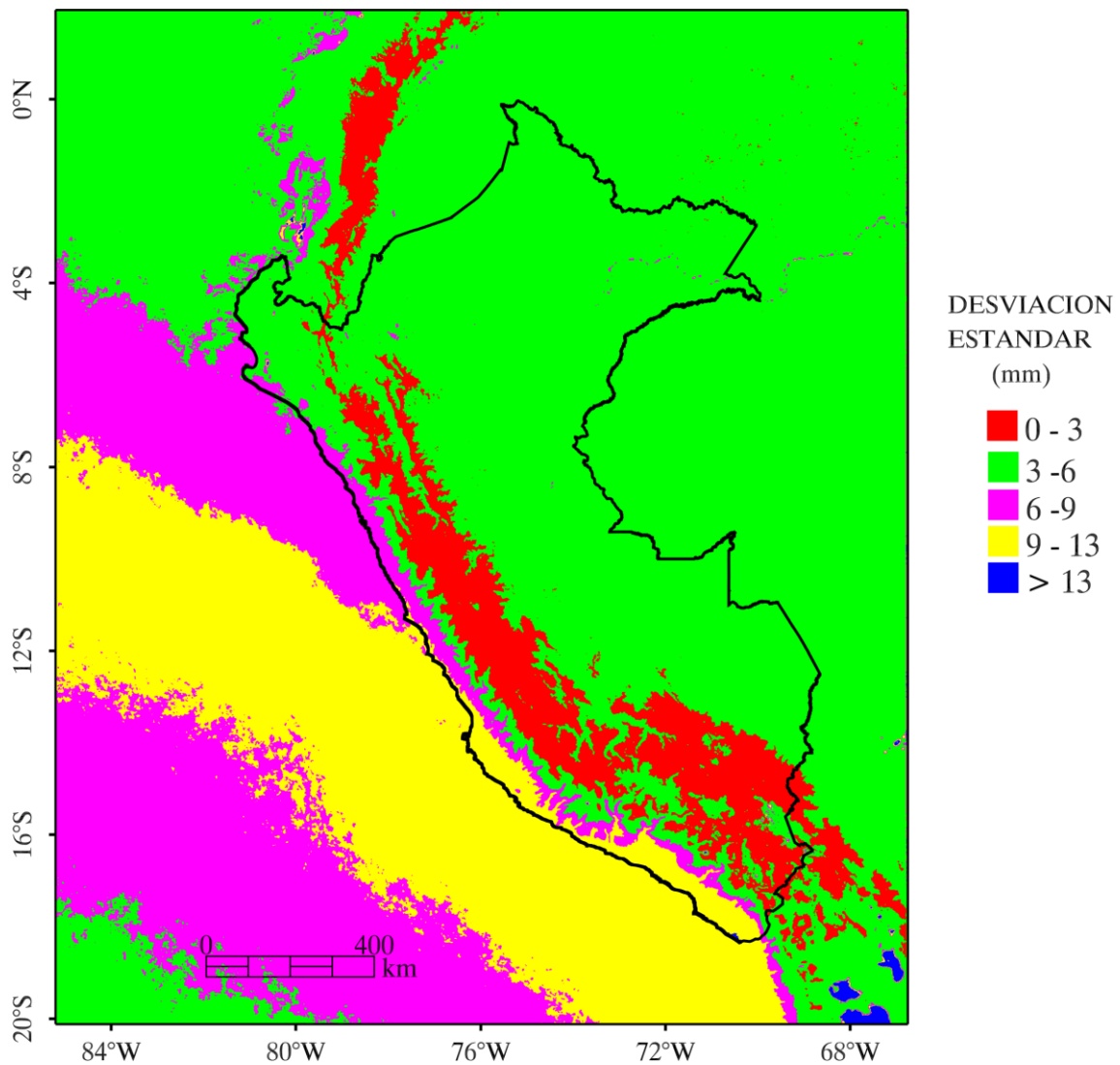


Figura 6.3. Mapa de la desviación estándar de PWV para el periodo 2001-2013. Los valores en rojo indican que no existe gran variabilidad del PWV en la región de los Andes. Los valores en amarillo indican gran variabilidad en la zona de migración de la Corriente de Humboldt.

La Figura 6.3 muestra la variabilidad espacial del PWV para el periodo 2001-2013 representado en la desviación estándar. La desviación estándar muestra la variabilidad de un conjunto de datos, indicando por medio de un número si los valores de una variable están muy alejados del promedio. Cuanto mayor sea ese valor, mayor será la variabilidad, y cuanto menor sea, más cercana será al promedio. Así, se sabe si todos los casos son parecidos o varían mucho entre ellos. Según el mapa de la Figura 6.3 la región de los Andes se caracteriza por sus condiciones homogéneas (menor variabilidad

temporal) en los valores de humedad (rojo) (0 mm - 3 mm). En verde (3 mm – 6 mm) se muestra las regiones de moderada variación que corresponden principalmente a la región de la costa norte del Perú y la región Amazónica. Son notables las regiones en magenta y amarillo que muestran alta variabilidad (6 mm -13 mm) que refleja muy bien la variación estacional del PWV mostrada en la Figura 6.4. Valores de variabilidad superiores a 13 mm (en azul) corresponden a áreas de salares ubicados en Bolivia y en la costa norte del Perú que se caracterizan por ser áreas de elevada evaporación.

6.1.1 Climatología estacional de PWV en el territorio peruano en el periodo 2001-2013.

El promedio de la distribución del PWV sobre el océano y territorio peruano para las cuatro estaciones, enero-marzo, abril-junio, julio-setiembre, octubre-diciembre se muestran en la Figura 6.4. El vapor de agua está en un ciclo constante en la atmósfera y está muy ligado a la circulación atmosférica y a los patrones de temperatura. Su distribución no es uniforme a nivel vertical ni horizontal. Dado que el contenido de vapor de agua existe esencialmente por debajo de los 500 hPa (~5 km) el transporte de vapor de agua esencialmente reside en la baja tropósfera. De este modo, el transporte de vapor de agua es principalmente afectado por la circulación atmosférica en niveles bajos (*Chen, 1985*) y fluye hacia las áreas de alta precipitación (*Arraut and Satyamurty, 2009*). Sobre los océanos, el vapor de agua es un valioso trazador de los movimientos dinámicos de la atmósfera (*Prabhakara et al. ,1985*). Uno de los mayores factores que controlan la distribución del PWV es el movimiento estacional de la ZCIT (Zona de Convergencia Intertropical). A lo largo del Océano Pacífico el flujo de vapor de agua es al noroeste, hacia la ZCIT, intensificándose la amplitud del flujo en la estación del verano (Figura 6.4a) produciendo regiones de humedad por encima del promedio. En la

Costa Peruana uno de los factores forzantes es el cambio en el patrón de vientos del Anticiclón del Pacífico Sur (Figura 7.10), que está acotado por la ZCIT.

La ZCIT está sujeta a desplazamientos estacionales y en el verano se desplaza hacia el sur (2°N - 5°N). En los meses siguientes a la estación del verano, la ZCIT se desplaza hacia el norte (Figura 7.11) y se refleja en el desplazamiento progresivo hacia el norte del flujo de vapor de agua (Figuras 6.4a y 6.4b). En invierno la ZCIT se encuentra cerca de 10°N , y es en esta estación donde se da el mayor desplazamiento hacia el norte del flujo de vapor de agua (Figura 6.4c).

Otro de los factores determinantes en la distribución de vapor de agua, es la mayor evaporación del océano en los meses de verano, originado por el aumento de la TSM (Figura 7.4a). La Corriente de Humboldt produce una disminución de las temperaturas, por lo que las zonas costeras tienden a ser, en promedio, más frías. Debido al desplazamiento latitudinal, las aguas de la Corriente de Humboldt van aumentando en temperatura hacia el norte, de tal manera que frente a las costas de Lambayeque y Piura existe una zona de transición, con aguas ya más cálidas, reflejándose en los altos niveles de humedad. En la estación de invierno se registran los menores valores de PWV debido al enfriamiento del océano por la Corriente de Humboldt reflejado en los menores valores de TSM (Figura 7.4c). Por lo tanto, los patrones de vapor de agua en el océano y en la Costa Peruana mostrados dependen fundamentalmente del patrón de vientos y la cantidad de humedad está relacionada con la TSM.

En zonas continentales las variaciones estacionales del PWV son más altas que sobre los océanos, debido a la variación más alta de la temperatura (*Rao et al., 1996*). Los valores más altos de PWV se dan en la estación de verano en las regiones ubicadas al norte del Perú (costa norte y región Amazónica) con valores superiores a los 60 mm.

Los valores de PWV en cambio son mucho más bajos en los Andes del sur en invierno (región altoandina) cuyos valores son en promedio menores a 10 mm.

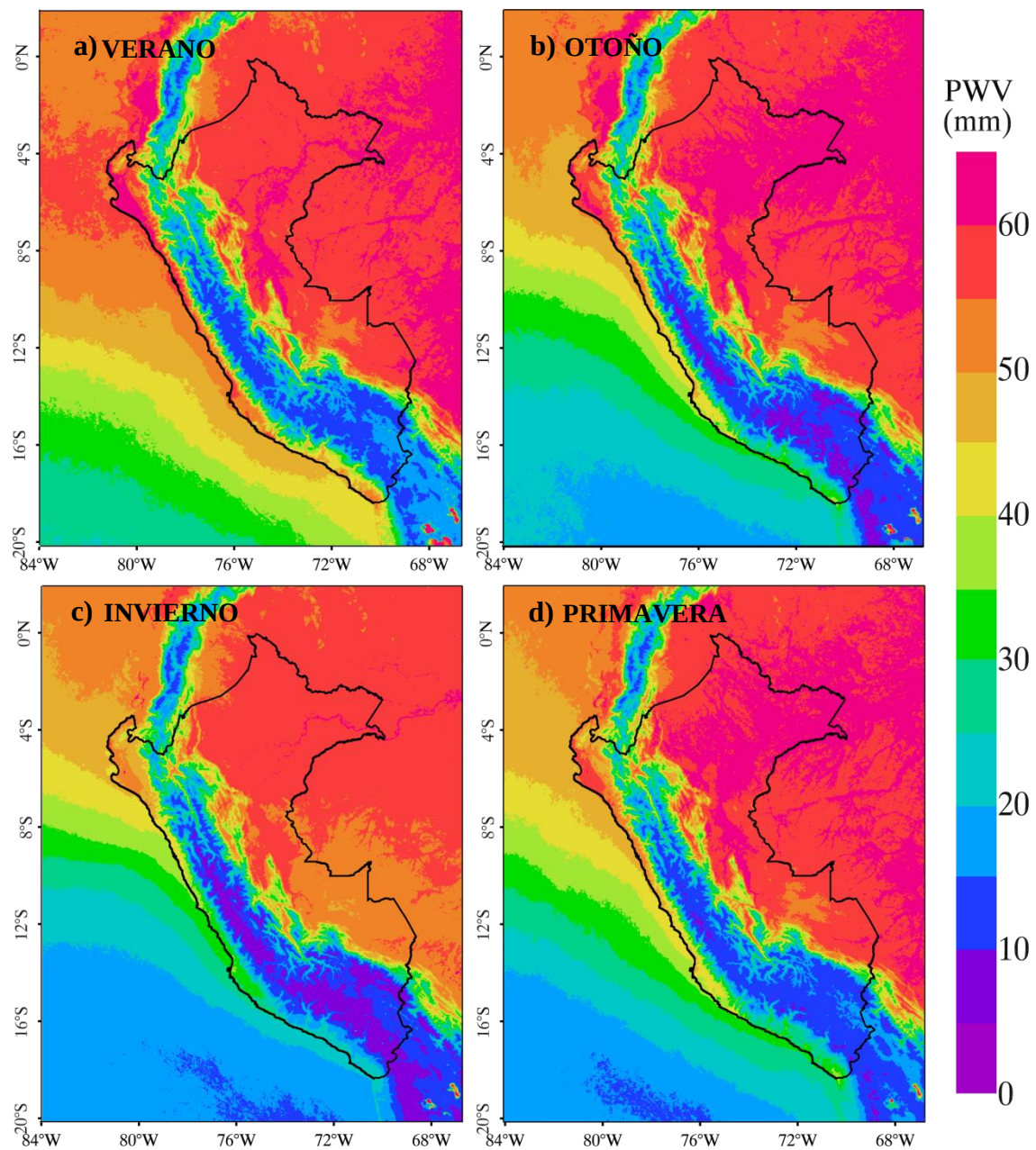


Figura 6.4. Climatología estacional promedio de los máximos compuestos mensuales de PWV del territorio peruano y áreas vecinas para el periodo 2001-2013.

Las zonas con mayor sensibilidad a la variación estacional corresponden a la región oceánica, así como a la Costa Peruana que tiene una interacción directa con el océano.

6.2 Climatología del PWV en la Costa Peruana

La Costa Peruana como se ha resumido en el capítulo tres, presenta la forma de un extenso desierto limitado por los Andes. Y es precisamente la presencia de los Andes al este, junto con la corriente fría de Humboldt que llega hasta sus costas, lo que da a la zona esa característica árida y seca, desde el desierto de Sechura hasta las pampas de Nazca y el desierto de Atacama. Por sus características topográficas el clima a lo largo de gran parte de la costa se caracteriza por ser árido, fresco a moderadamente caliente, húmedo y con el cielo cubierto por nubes bajas durante casi todo el año.

A lo largo de la Costa Peruana se puede apreciar la ausencia de lluvias, excepto por las escasas precipitaciones que caen sobre las lomas y en la zona norte del Perú entre Piura y Tumbes. Estas finísimas lloviznas constituyen las denominadas garúas. En la costa no llueve debido a la estabilidad del aire costero como se explica en el capítulo tres.

En vista del papel que toma el vapor de agua en el clima de la costa se analizará en las siguientes secciones su climatología. Primero, se evalúa la razonabilidad de la distribución del PWV en la atmósfera en la parte geográfica. El objetivo es verificar si la distribución de PWV cumple con los principios generales conocidos, como son la disminución del PWV con la latitud y la altitud.

6.2.1 Variación latitudinal del PWV en la Costa Peruana

La distribución horizontal del PWV viene determinada principalmente por la latitud y por la configuración de las zonas continentales (bordes costeros) y de los océanos. La variación latitudinal del PWV en la costa sigue un patrón característico que depende de la variación de la TSM y la dirección de los vientos del Anticiclón del Pacífico Sur. Si bien el decrecimiento latitudinal de PWV sigue un patrón general (Figura 6.6), es

seccionalmente continuo y está relacionado con condiciones locales. La variación de los valores altos en el norte hacia los valores bajos en el sur no es brusca y sigue un gradiente que permite definir zonas de variación (norte, centro y sur) (Figura 6.1, Figura 6.7). Como se ha descrito anteriormente, la influencia de las condiciones locales está íntimamente relacionada con el océano. En el sur, el gradiente asociado con la Corriente de Humboldt mueve aguas frías que limitan la evaporación, en el centro es una zona intermedia que se caracteriza por ser una zona de surgencias y de transición entre la Corriente de Humboldt y las aguas ecuatoriales, y el norte donde existe una gran influencia de las aguas ecuatoriales cálidas. Todos estos efectos se reflejan muy bien en la variación latitudinal.

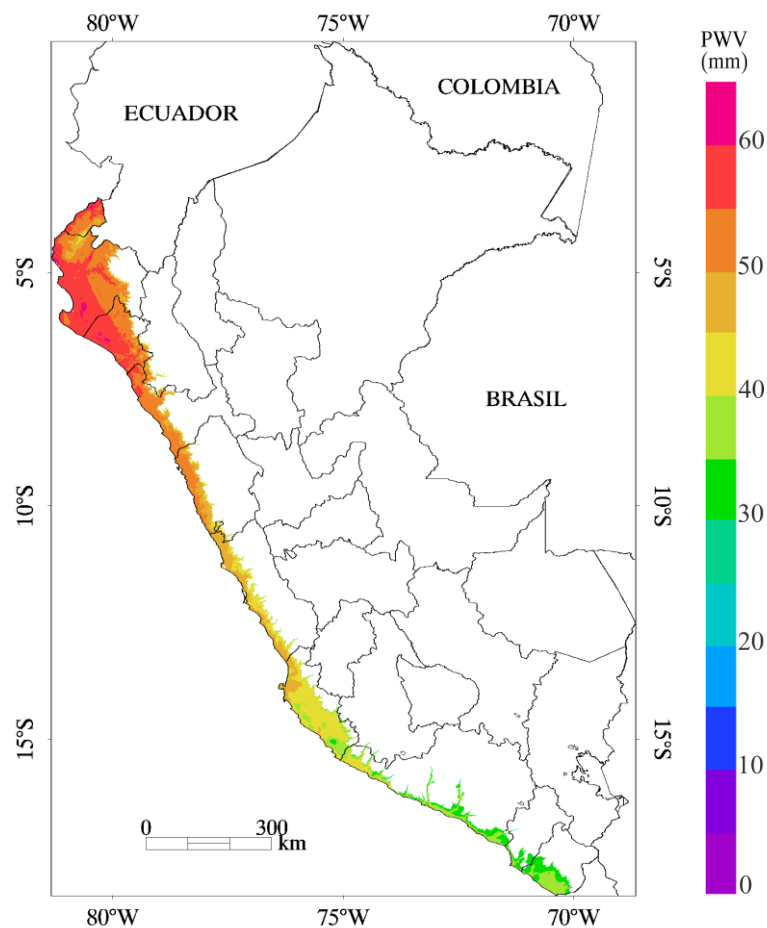


Figura 6.5. Variación climática del PWV en la Costa Peruana para el periodo 2001-2013, por debajo de los 1000 msnm: Zona de lomas costeras. Este mapa fue obtenido con los datos de la Figura 6.1.

El mapa de la Figura 6.5 representa la variación del PWV en la Costa Peruana por debajo de los 1000 msnm, a partir del cual se obtuvo el perfil de la Figura 6.6. Este perfil es el conjunto de valores de PWV tomados continuamente a lo largo de una línea de la costa de la Figura 6.5. En general, el perfil de la Figura 6.6 muestra una alta dependencia del PWV con la latitud geográfica reflejándose ello en la alta correlación negativa: -0.9663.

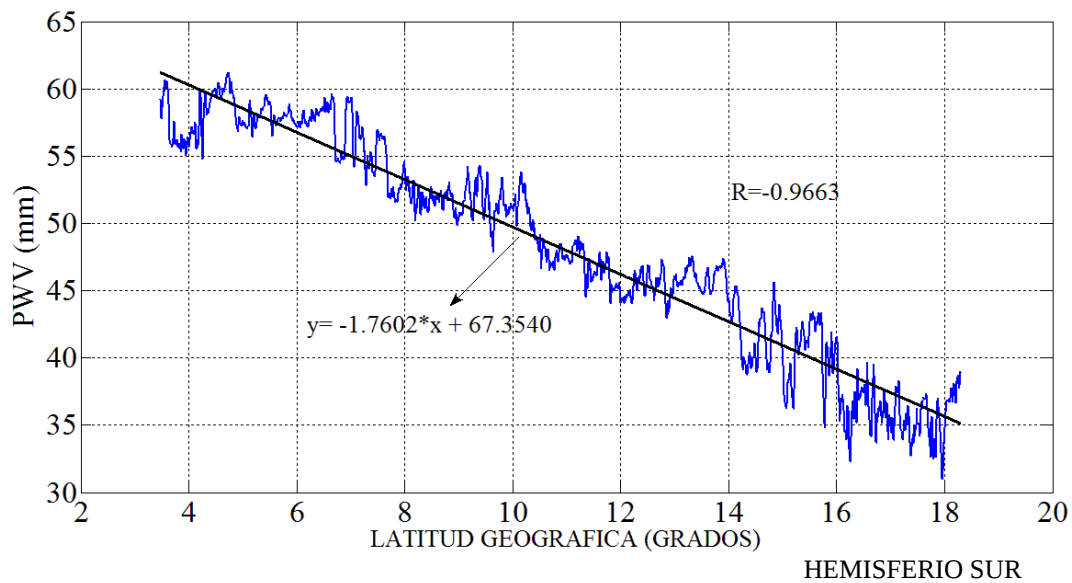


Figura 6.6. Variación latitudinal del PWV entre la línea de costa y la elevación de 1000 msnm. Hemisferio sur.

La Figura 6.7 muestra que la variación en la Zona norte corresponde entre las latitudes $4^{\circ} S$ y $8^{\circ} S$, en la Zona centro entre $8^{\circ} S$ y $14^{\circ} S$ y en la Zona sur entre $14^{\circ} S$ y $18^{\circ} S$. En cada una de estas zonas se realizó una regresión lineal, obteniéndose como resultado una diferencia apreciable en los valores de la pendiente de decrecimiento, siendo el valor más elevado en la Zona sur con -1.9468 mm/grado y menor en la zona norte con -0.7984 mm/grado. En el norte la variación latitudinal es más suave aumentando en el centro y en sur. Esto se debe a que la influencia marítima se manifiesta en una menor variación térmica en el norte, debido al impacto de las aguas cálidas del Pacífico ecuatorial. En cambio en las zonas centro y sur la pendiente de

decrecimiento es mayor debido a la influencia del afloramiento de aguas profundas, que disminuyen la temperatura del océano. A partir de la división en tres tramos (Figura 6.7), se ha planteado la zonificación de las tres Zonas (norte, centro y sur) del mar peruano (Figura 7.2).

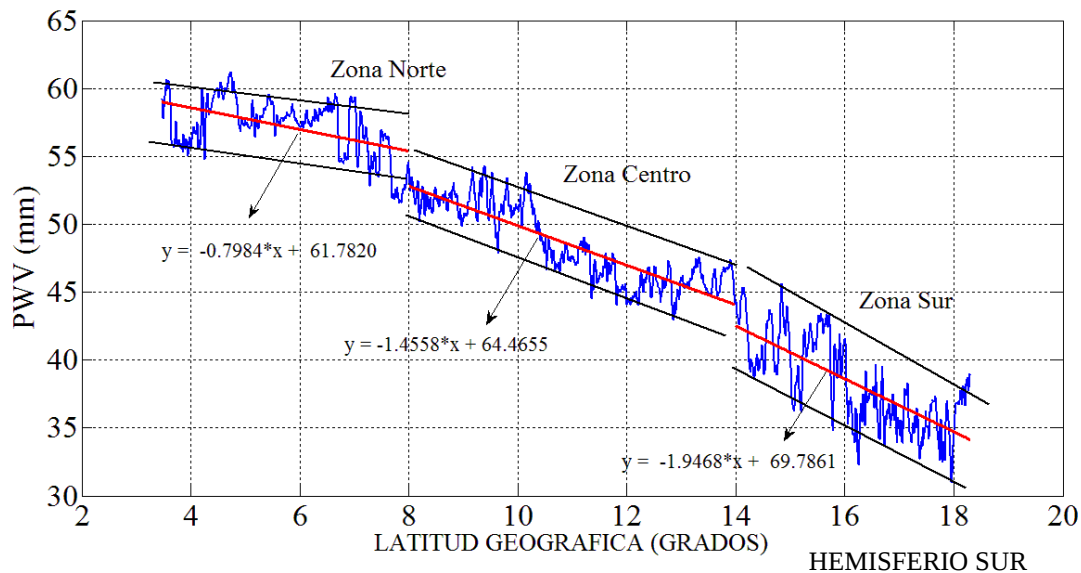


Figura 6.7. Variación latitudinal segmentada del PWV entre la línea de costa y la elevación de 1000 msnm. Las tres zonas se distinguen por la apreciable diferencia de pendiente del decrecimiento del PWV con la latitud, debido a la variación térmica latitudinal del mar peruano. Refleja muy bien la zonificación planteada en la Figura 7.2

6.2.2 Variación de PWV en función de la elevación

Como se dijo anteriormente, la humedad es un componente altamente variable en la atmósfera. Sin embargo, es posible hacer algunas afirmaciones relativas al contenido medio de humedad. Como se ha descrito en el capítulo dos, la concentración de vapor de agua atmosférico generalmente disminuye con la altura ya que depende fuertemente de la temperatura. A continuación se analiza la variación del PWV en función de la elevación en tres zonas representativas de la Costa Peruana (norte, centro y sur). Los perfiles lineales de PWV y de elevación son aproximadamente perpendiculares a los elementos morfológicos de cada zona.

6.2.2.1 Zona norte

En la Figura 6.8 se muestra el mapa climatológico de PWV en la Zona norte (regiones: Lambayeque, Piura y Tumbes) con su correspondiente mapa morfológico obtenido usando el modelo de elevación digital GTOPO-30. Al analizar los mapas de dicha zona, se concluye que las áreas que concentran la mayor cantidad de humedad atmosférica son aquellas que poseen bajas elevaciones (< 1000 msnm). En la costa norte se alternan valles y zonas planas. Los cerros allí son de poca altitud. Las montañas de la sierra norte son de menor elevación en comparación a las del centro y sur del país. El PWV es sensible a las características ecológicas de la costa tales como los bosques secos, matorrales y áreas de los salares. Es notable la sensibilidad del PWV en la zona de bosques secos de Tumbes-Piura que muestran valores de humedad promedio entre 40 mm y 55 mm. Las zanjas de agua salada se ven reflejadas muy bien en las áreas cuyos valores de PWV son superiores a 60 mm. Es notable el área de matorral ubicado en la península de Illescas ($5^{\circ}55'32''S$, $81^{\circ}02''W$) cuyo valor promedio de PWV está caracterizado en el rango de 50 a 55 mm. En las zonas de mayor elevación, la humedad es baja sobretodo a partir de los 3000 msnm. Esto se refleja muy bien en las gráficas de las Figuras 6.9 y 6.10.

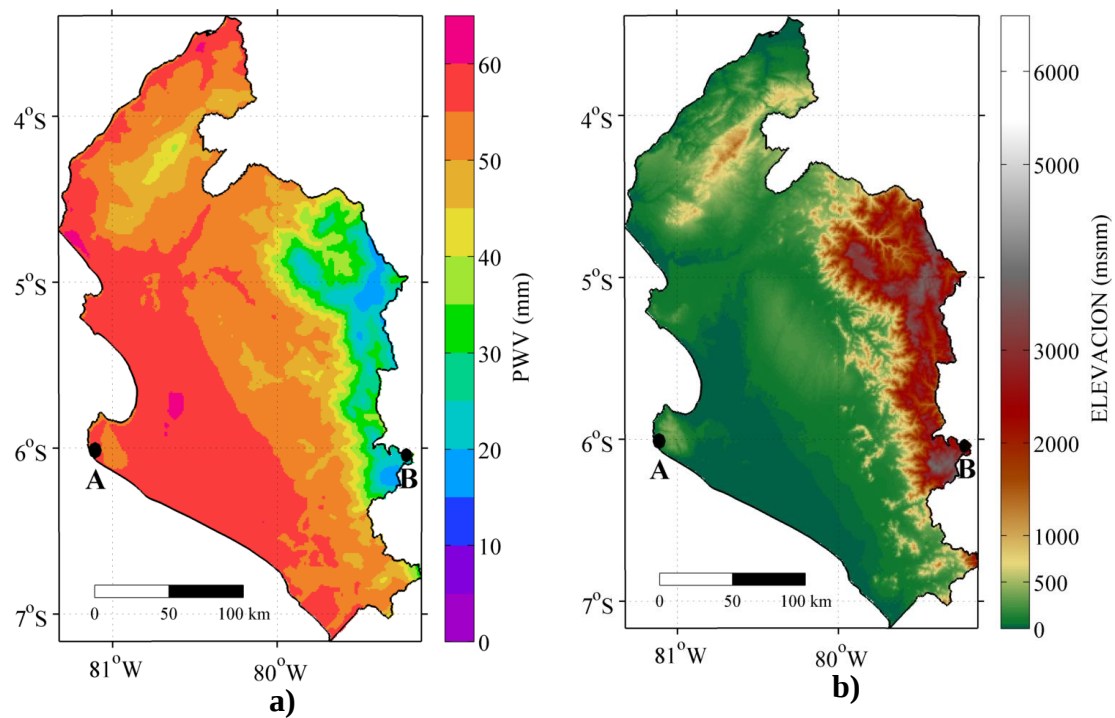


Figura 6.8. a) Mapa climatológico de PWV para la costa norte para el periodo 2001-2013, b) Modelo de elevación digital GTOPO30 (de aproximadamente 1 km de resolución) para la costa norte. Los símbolos “A” y “B” en ambas figuras corresponden a las coordenadas 6° S, 81° 7’ W y 6°S, 79° 21’ W, coordenadas geográficas de los puntos A y B de los perfiles de la Figura 6.9.

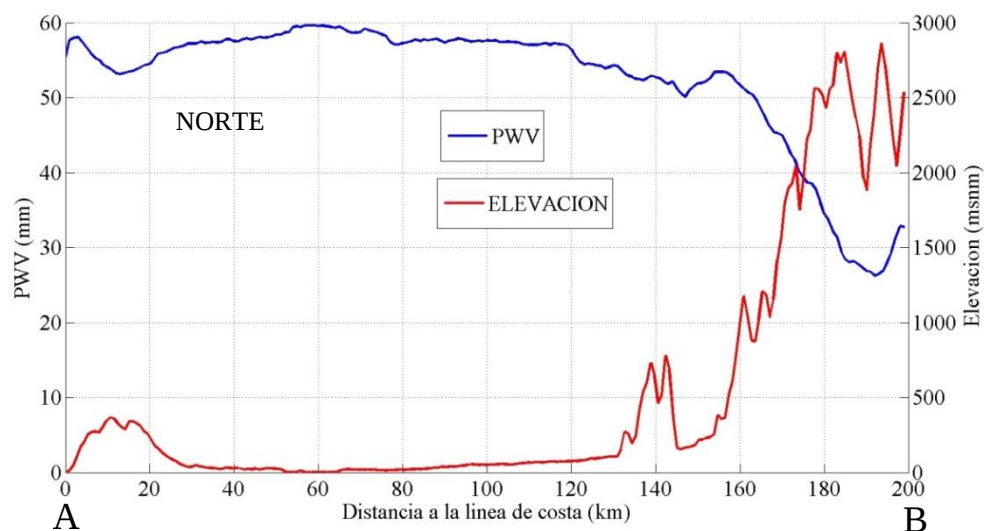


Figura 6.9. En azul se muestra el perfil de PWV entre los puntos A-B de la Figura 6.8. En rojo se muestra la variación de la elevación del terreno del perfil topográfico entre los puntos A-B.

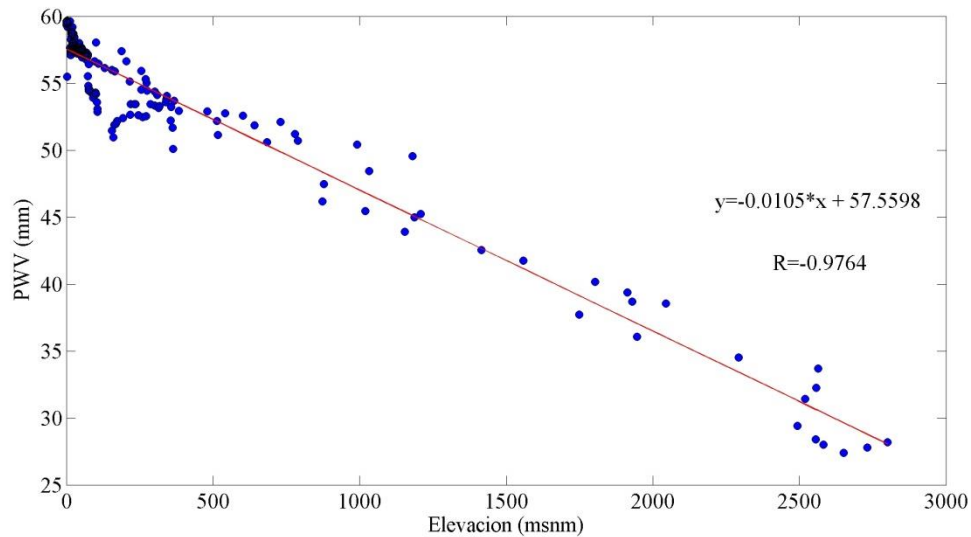


Figura 6.10. Relación de PWV vs Elevación en la costa norte (píxeles a lo largo del perfil A-B).

Los perfiles de PWV y elevación mostrados en A-B de la Figura 6.8 se presentan en la Figura 6.9. Se observa la notable sensibilidad del PWV con la elevación. Entre los 0 y 20 km de distancia a la línea de costa se encuentran los matorrales cuya elevación (< 500 msnm) interfiere con el patrón de PWV; después de los 20 km hasta aproximadamente 130 km, el área es plana (< 50 msnm) y que está conformada por zonas con muy poca o casi nula vegetación, en esta sección se observa que el patrón de PWV casi no se ve alterado. Sin embargo partir de los 130 km, el efecto de la elevación toma mayor importancia, la disminución se hace más notable a partir de los 2000 msnm. Además, se puede observar del perfil la existencia de una mayor cantidad de puntos de PWV que se encuentran por debajo de los 1000 msnm, esto se puede observar con más claridad en la Figura 6.10. La correlación entre la elevación y el PWV es muy alta, cuyo valor calculado es: -0.9764 (Figura 6.10).

6.2.2.2 Zona centro

Se elige el departamento de Lima como representativo de la costa central peruana. Este Departamento se caracteriza por poseer la geografía más andina de la costa, con grandes desniveles entre las bajas elevaciones y las más altas cumbres (Figura 6.11b). En Lima, los contrafuertes andinos llegan hasta la orilla del mar, formando grandes acantilados. Las zonas altoandinas se caracterizan por ser secas al poseer bajos valores de PWV en promedio, en el rango de 10 mm a 15 mm. Las zonas intermedias cuyas elevaciones se encuentren entre 1500 y 2500 msnm se caracterizan por tener valores de PWV entre 15 mm y 40 mm. Las zonas bajas entre 0 y 1500 msnm se caracterizan por tener alta humedad atmosférica cuya promedio oscila entre 40 mm y 55 mm. En el perfil elegido en Lima se consideró la zona donde se ubica las Lomas de Lachay. La forma del perfil de PWV cambia significativamente, en comparación, con el perfil del norte (Figura 6.9) esto se debe a las características morfológicas de la región que son muy diferentes. Entre los 0 y 35 km de distancia a la línea de costa la elevación aumenta abruptamente hasta aproximadamente 4500 msnm. Esto influye en el rápido decrecimiento del PWV tal como se muestra en la Figura 6.12. A pesar de lo accidentado del relieve, se mantiene la alta correlación entre ambas variables, cuyo valor es de -0.9924 (Figura 6.13).

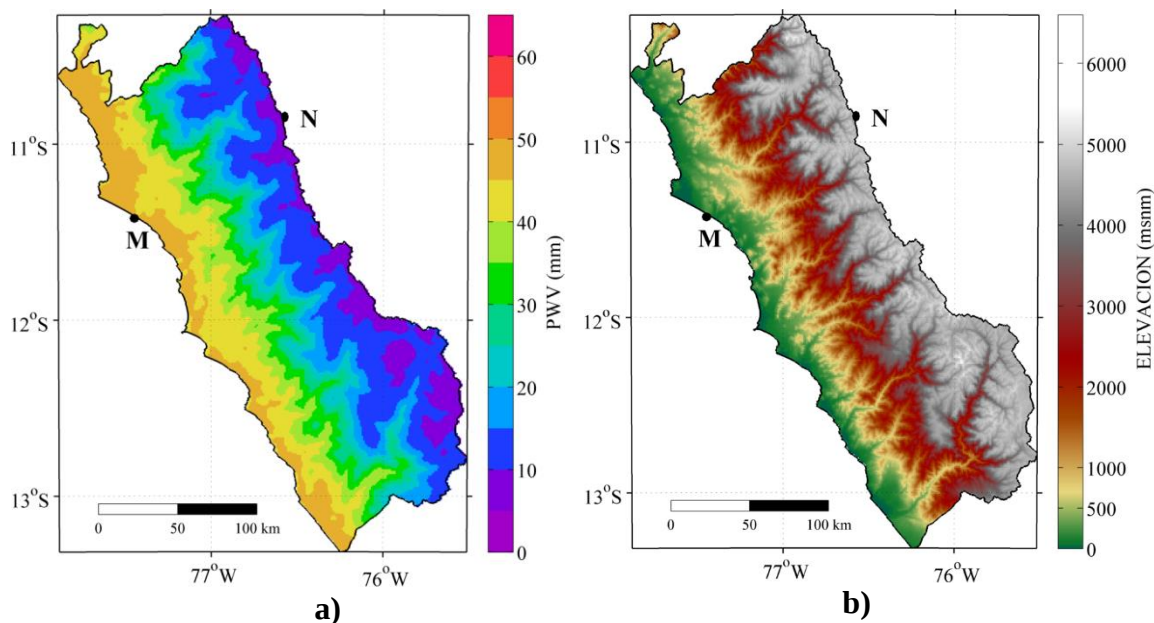


Figura 6.11. a) Mapa climatológico provisional de PWV (región Lima) para el periodo 2001-2013; b) Modelo de elevación digital GTOPO-30 para la Zona centro. Los símbolos “M” y “N” en ambas figuras corresponden a las coordenadas $11^{\circ} 23' S$, $77^{\circ} 27' W$ y $10^{\circ} 53' S$, $76^{\circ} 35' W$, coordenadas geográficas de los puntos M y N de la Figura 6.12.

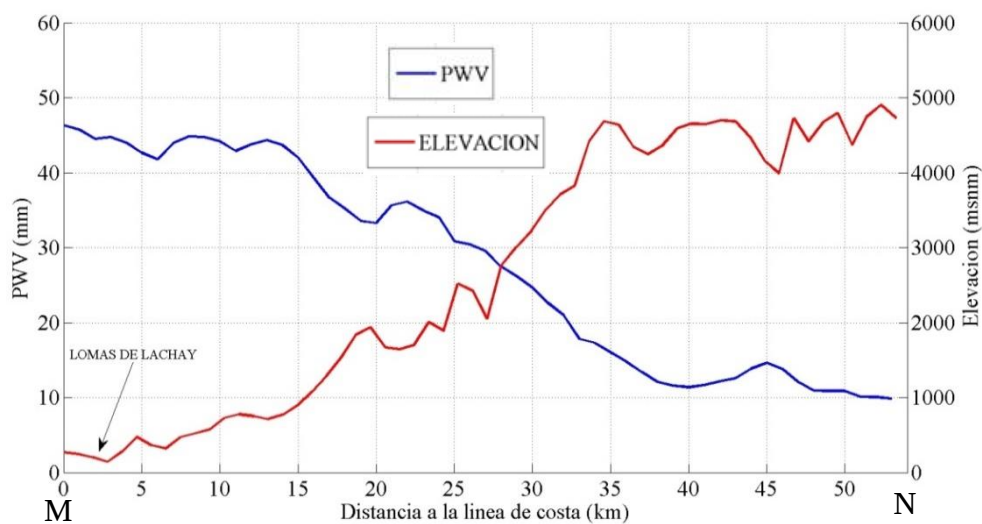


Figura 6.12. En azul se muestra el perfil de PWV entre los puntos M-N de la Figura 6.11. En rojo se muestra la variación de la elevación del terreno del perfil M-N.

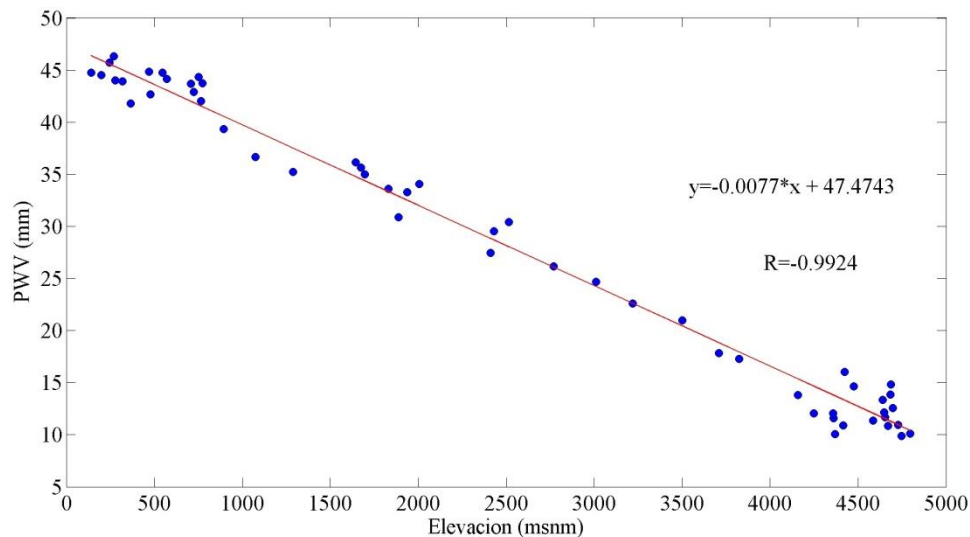


Figura 6.13. Relación de PWV vs Elevación en la Zona centro (píxeles a lo largo del perfil M-N de la Figura 6.11).

6.2.2.3 Zona sur

Finalmente, se hace el análisis del PWV vs elevación de la Zona sur de la Costa Peruana. Se eligió el departamento de Arequipa como zona representativa. Su territorio abarca zonas de contrafuertes andinos y la Codillera de la Costa. El desierto costero en Arequipa es una franja muy estrecha entre los Andes y el océano. El relieve de la sierra de Arequipa es muy accidentado y está conformado por suaves y empinadas laderas, valles y planicies, cañones y elevaciones como nevados y volcanes que sobrepasan los 5800 msnm.

Al igual que en la Zona centro el PWV se distribuye según la morfología (Figura 6.14b) en dos zonas bien diferenciadas. El área con elevaciones mayores a 3000 msnm se caracteriza por tener una atmósfera seca debido a que los valores de PWV son menores a los 20 mm. Por debajo de los 3000 msnm los valores de PWV son apreciables y están en el rango de 20 mm y 45 mm, caracterizando al clima como relativamente seco. En la Figura 6.14a los valores máximos de PWV se encuentran por debajo de los 500 msnm,

pero no es muy apreciable debido a que el ancho de esta franja es estrecha (Figura 6.14b).

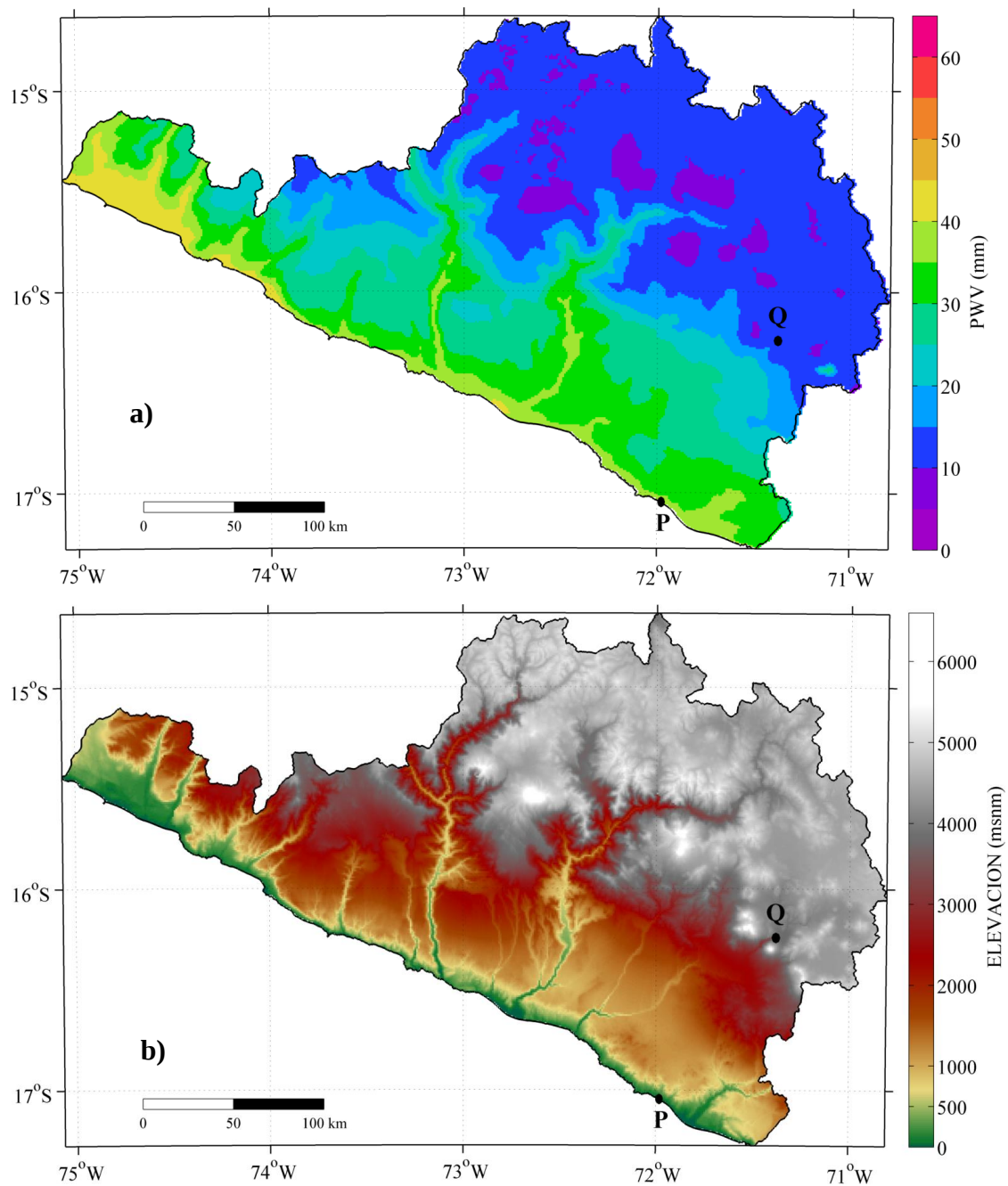


Figura 6.14. a) Mapa climatológico provisional de PWV (región Arequipa) para el periodo 2001-2013; b) Modelo de elevación digital GTOPO 30 para la Zona sur. Los símbolos “P” y “Q” en ambas figuras corresponden a las coordenadas 17° 03’ S, 71° 55’ W y 16° 16’ S, 71° 24’ W, coordenadas geográficas de los puntos P y Q de la Figura 6.15.

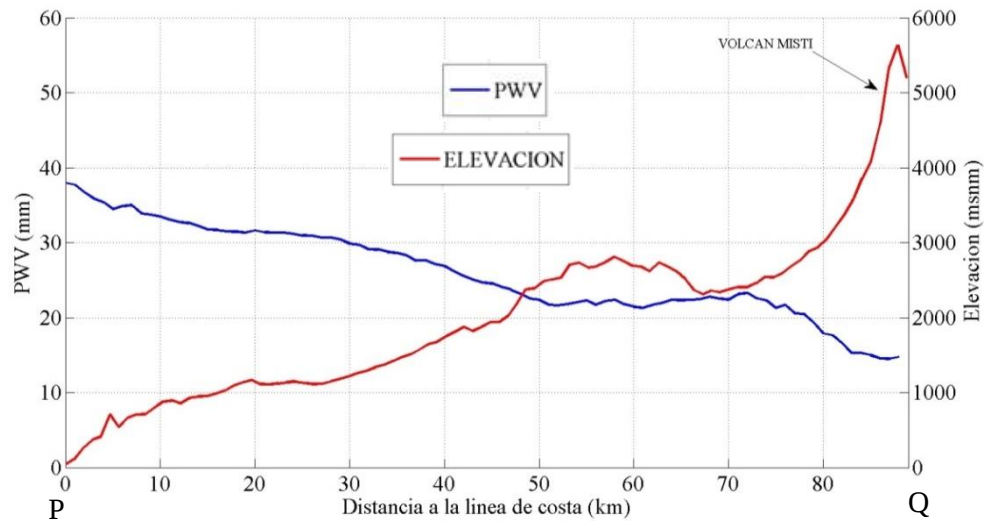


Figura 6.15. En azul se muestra el perfil de PWV entre los puntos P-Q de la Figura 6.14. En rojo se muestra la variación de la elevación del terreno del perfil M-N.

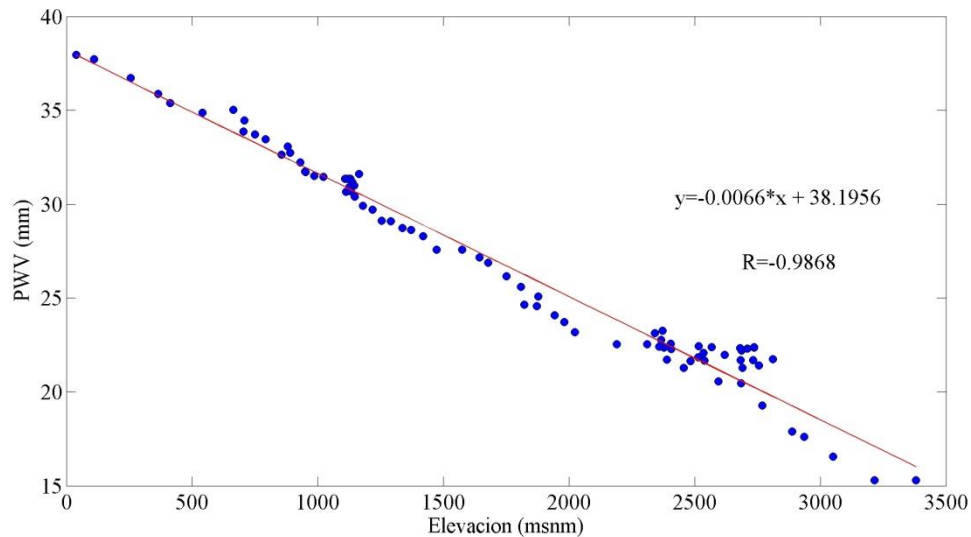


Figura 6.16. Relación de PWV vs Elevación en la Zona sur (píxeles a lo largo del perfil P-Q de la Figura 6.14).

De la misma forma que en la Zona norte y centro se analiza la relación entre la elevación y el PWV (Figura 6.15) mostrando una alta correlación negativa de -0.9868 (Figura 6.16).

6.2.3 Variación temporal del PWV en la Costa Peruana por debajo de los 1000 msnm

Se realiza el análisis temporal del PWV en cada una de las tres zonas de la Costa Peruana por debajo de los 1000 msnm, la Zona norte (Lambayeque, Piura y Tumbes), Zona centro (Ica, Lima, Ancash y La Libertad) y la Zona sur (Arequipa, Moquegua y Tacna) como se muestra en la Figura 6.17. En la Tabla B.1 (ANEXO B), se muestra los datos usados en las Zonas norte, centro y sur, para la obtención de las series de tiempo y la variación anual de PWV en un periodo de casi 14 años, desde marzo de 2000 hasta diciembre de 2013.

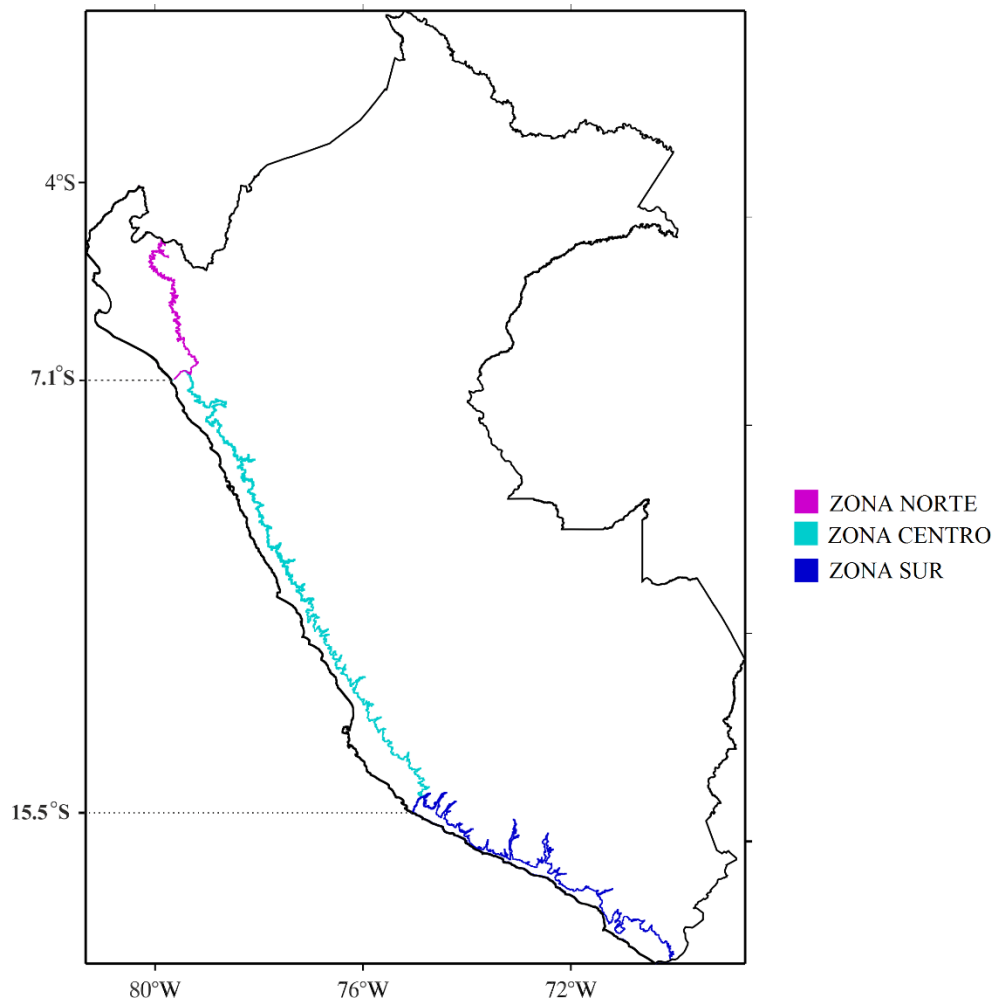


Figura 6.17. División del área de estudio (Figura 3.1) en tres partes: Zona norte, Zona centro y Zona sur.

Los datos fueron obtenidos a partir de máximos compuestos mensuales, que mediante un “*shapefile*” elaborado en base del mapa morfológico (Figura 6.2). Se tomó solo en cuenta el PWV ubicado entre los 0 y 1000 msnm. Se debe destacar que los máximos compuestos mensuales muestran mejor la variabilidad del vapor de agua que con otras clases de promedios.

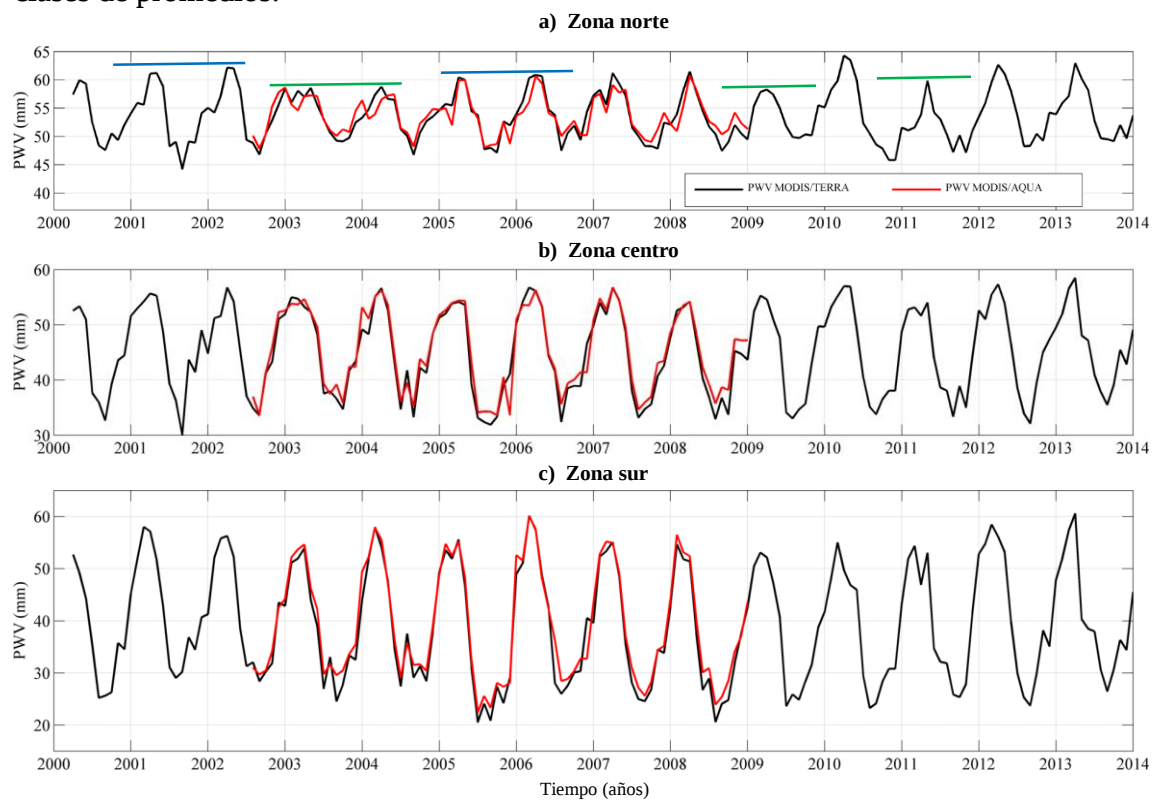


Figura 6.18. Serie de tiempo de PWV mensual obtenido de los máximos compuestos para el periodo 2000-2013 (a) Zona norte (b) Zona centro y (c) Zona sur. La línea roja indica la serie PWV MODIS/AQUA y la negra la serie PWV MODIS/TERRA. Las barras verdes horizontales indican anomalías en los máximos. Las barras azules horizontales indican los máximos. No se aprecia tendencia en las series.

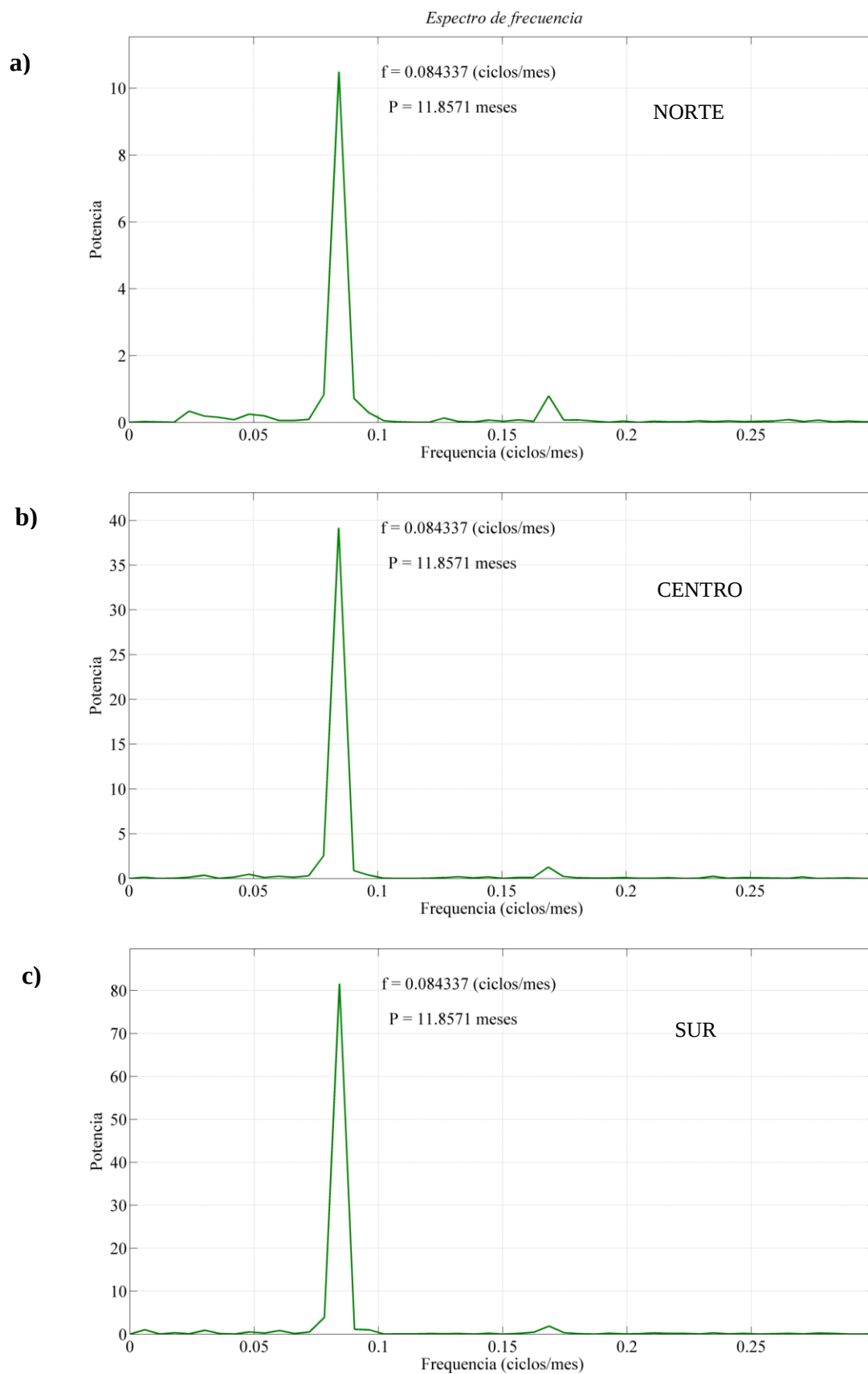


Figura 6.19. Espectros de frecuencias obtenidos de las series temporales de la Figura 6.18. El periodo es exactamente el mismo para cada una de estas series.

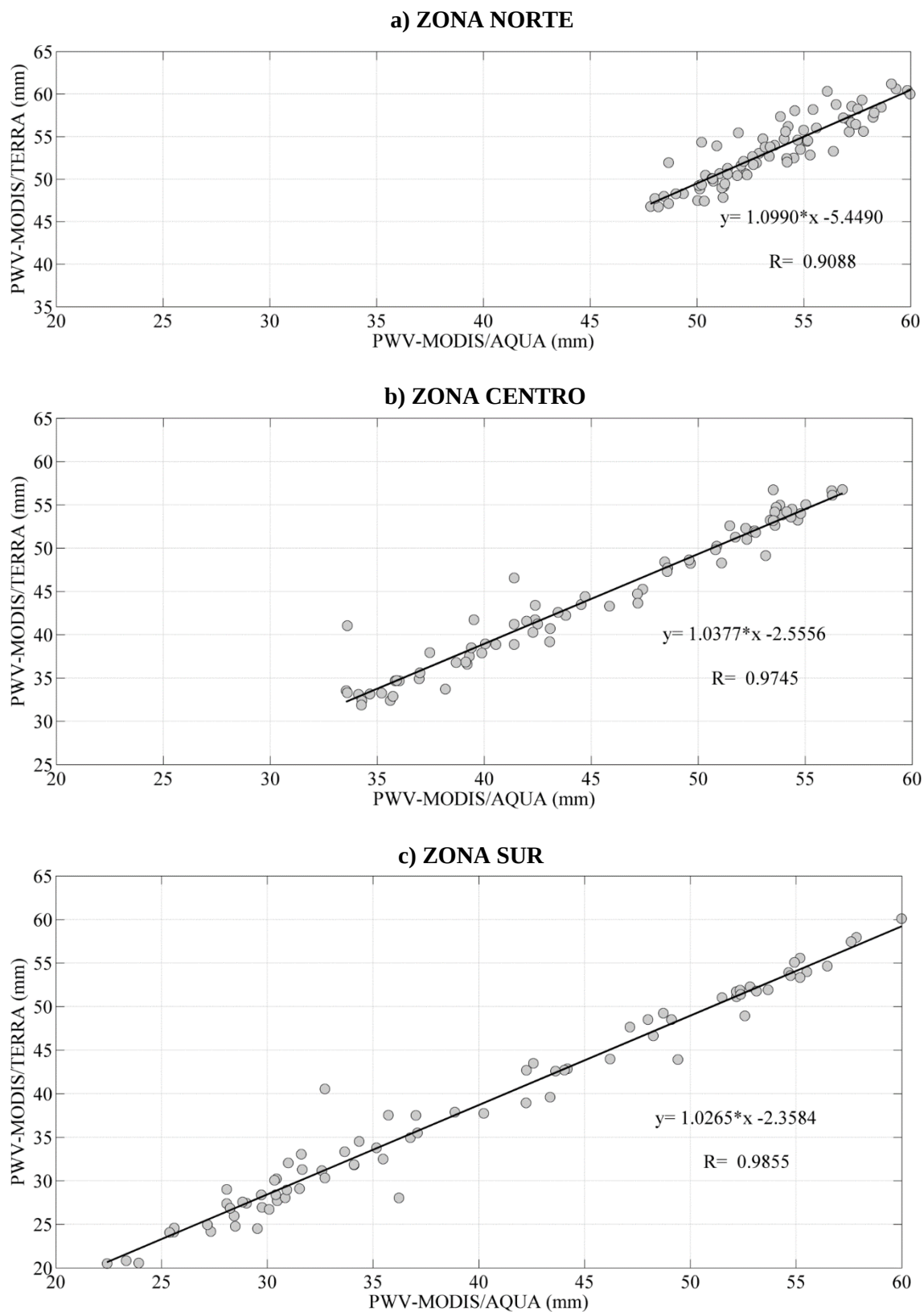


Figura 6.20. Relación del PWV MODIS/TERRA con el PWV MODIS/AQUA en las Zonas norte, centro y sur de la Costa Peruana.

La variación temporal del PWV en la Zona norte para el periodo 2000-2013 se muestra en la Figura 6.18a. La serie en rojo muestra la variación de PWV obtenido a partir de datos MODIS/AQUA para el periodo 2002-2008. Se observa que existe una notable correlación con la serie de PWV MODIS/TERRA. Las gráficas de relación (Figura 6.20) verifican esta similitud con elevados valores de correlación superiores a 0.9, tanto en el norte (0.9088), centro (0.9745) como en el sur (0.9855). De ello se desprende que la sensibilidad a los cambios de PWV es esencialmente la misma para los datos de ambos sensores, a pesar de que la toma de datos es a diferente hora, MODIS/TERRA (10:30 am) y MODIS/AQUA (2:30 pm). En virtud de ello no se ha extendido la serie de PWV MODIS/AQUA, ya que se obtendrían prácticamente los mismos resultados que con PWV MODIS/TERRA. Por lo tanto, la serie PWV MODIS/AQUA valida la serie de PWV MODIS/TERRA.

Con el fin de examinar la distribución de la energía en función de la frecuencia se realizó un análisis espectral de las series de tiempo (Figura 6.19). El análisis espectral permite conocer la distribución de la energía de un proceso geofísico en función de la periodicidad que conforma la señal (*Emery and Thomson, 1998*).

Los espectros de las tres series de PWV (Figura 6.19) muestran una similar composición espectral. El espectro para la Zona norte (Figura 6.19a) muestra menores valores de energía, que es consistente a lo observado en los valores mensuales (Figura 6.18a) (menor amplitud de variación). En cambio, el espectro para la Zona sur (Figura 6.19c) muestra una mayores valores de energía en comparación a los espectros de la Zona norte y centro, que es consistente con la gran amplitud de variación de la serie de la Zona sur (Figura 6.18c). Los espectros muestran una gran acumulación de energía centrada en la banda de 12 meses y una pequeña en la banda de 6 meses. Esto indica

que los periodos de 12 meses y 6 meses juegan un papel relevante en la dinámica del PWV para el área de estudio. El forzante más probable de estas oscilaciones es la traslación de la Tierra alrededor del Sol, que realiza una órbita completa en un año. Este ciclo anual se refleja muy bien en las series temporales (Figura 6.18).

En el análisis de las serie de tiempo (Figura 6.18a), en la Zona norte, en los meses de verano (diciembre-marzo), hay una gran cantidad de humedad debido al aumento de la temperatura. En la estación de otoño, la humedad empieza a descender hasta llegar al mínimo en los meses de invierno. A partir de la llegada de la primavera los valores de PWV aumentan hasta llegar al máximo en la estación de verano. En la costa norte los valores máximos característicos de PWV, están por los 60 mm y los mínimos ligeramente menores a 50 mm, por lo que el clima en esta zona es húmedo. Existe una anomalía en los máximos en los años 2003 y 2004 que corresponden a la sequía que se documenta en la sección 6.3. Las anomalías de los años 2009 y 2011 indicarían una posible sequía de menor intensidad.

Al igual que en la Zona norte, en la variación temporal del PWV en la Zona centro los valores extremos se encuentran en los meses de verano e invierno (Figura 6.18b). Aunque se conoce que en la estación de invierno, el clima en el centro, sobretudo en el departamento de Lima, se caracteriza por tener excesivos niveles de humedad relativa (mayores al 90 %) debido a la inversión de temperatura en la capa límite superficial. Sin embargo, en la variación anual de PWV (Figura 6.18b) los valores mínimos en la columna atmosférica ocurren en los meses de invierno cuando las temperaturas son menores. Los altos niveles de humedad relativa mencionados se dan en las mañanas y en las noches. Es importante aclarar que la humedad en la superficie no se ha analizado y no es parte de esta investigación.

En invierno la Corriente de Humboldt en el sur enfría la Costa Peruana generando zonas de inversión térmica. El efecto de la zona de inversión no se refleja en la columna de vapor de agua. En la variación temporal de PWV (Figura 6.18b), aunque la periodicidad se mantiene, los valores extremos han cambiado. Los valores máximos superan ligeramente los 50 mm en la estación de verano y en invierno los valores mínimos están cerca de los 30 mm. La serie temporal mostrada en la Figura 6.18b no muestra anomalías importantes como en la serie de temporal de la costa norte (Figura 6.18a). Lo mismo sucede con la serie temporal de PWV en la Zona sur (Figura 6.18c) que sigue el mismo patrón anual como en las series temporales del norte y centro. Los valores máximos se encuentran en el rango de los 50 mm y los mínimos cerca de los 20 mm, diferenciándose de las Zonas centro y norte. En la serie temporal de la Zona sur, no se logra distinguir anomalías por lo esta serie refleja la variación normal del PWV.

En la Figura 6.21, se muestra los promedios anuales por mes del PWV y su desviación estándar en las Zonas norte, centro y sur respectivamente, obtenidos de los datos de la Tabla B.1 (ANEXO B). Las tres series de la Figura 6.21 muestran el mismo patrón de variación que es dependiente de las estaciones del año, pero se diferencian en los valores extremos.

En la Zona norte los valores extremos promedio de PWV se encuentra entre los 60 mm (máximo) que ocurre en el mes de marzo (estación de verano) y el valor 48 mm (mínimo) que ocurre en el mes de agosto (estación de invierno), teniendo un rango o amplitud de variación de 12 mm aproximadamente (Figura 6.21a).

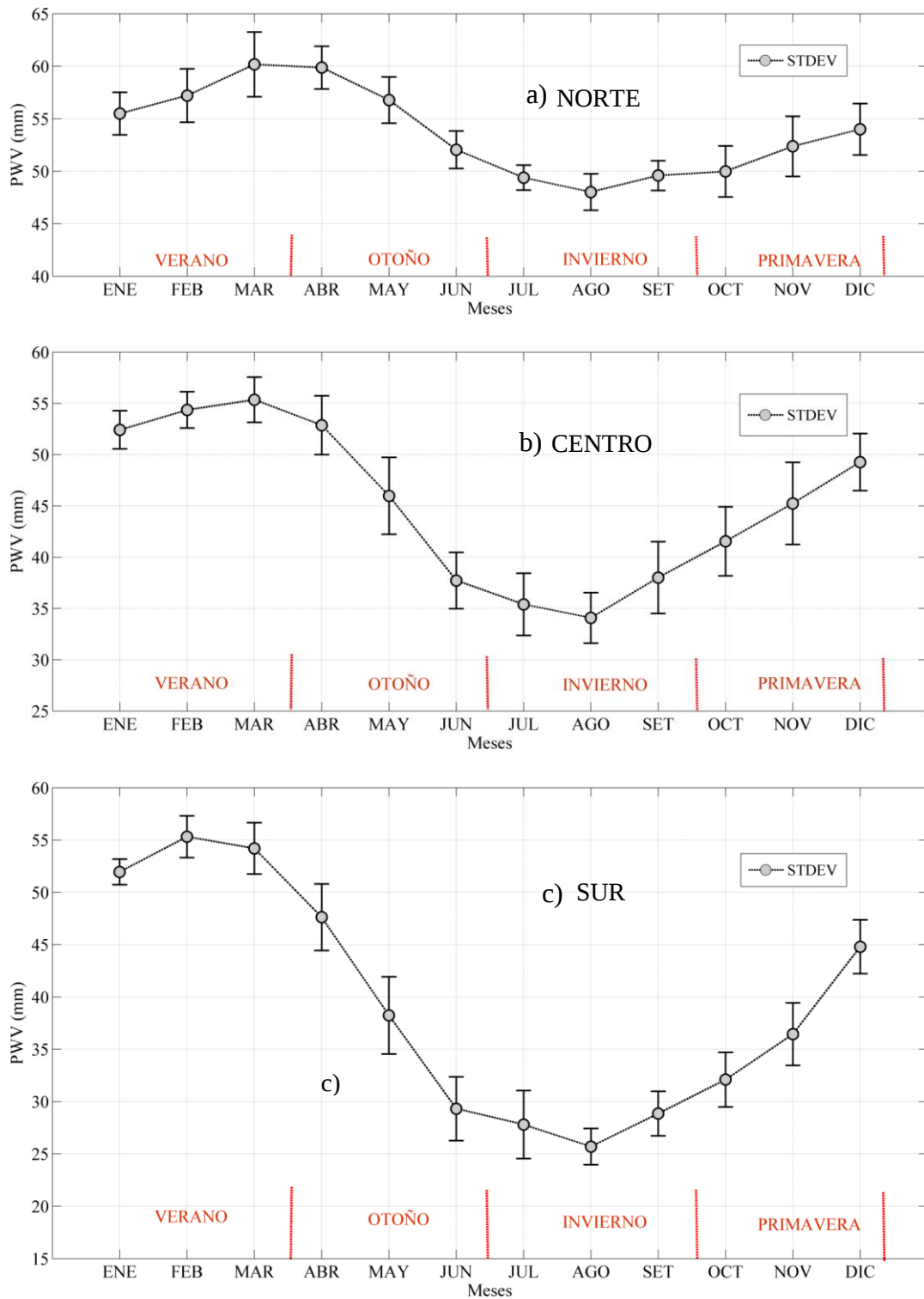


Figura 6.21. Variación promedio y su desviación estándar por mes del PWV en (a) Zona norte, (b) Zona centro, y (c) Zona sur. Las estaciones de otoño e invierno representan fases intermedias en la variación anual.

En la Zona centro el valor promedio máximo de PWV se encuentra entre los 55 mm (febrero: estación verano) y el valor promedio mínimo se encuentra aproximadamente entre los 35 mm (agosto: estación invierno), teniendo un rango de 20 mm de variación aproximadamente (Figura 6.21b).

En la Zona sur (Figura 6.21c) el valor promedio máximo de PWV se encuentra entre los 50 mm (febrero: estación verano) y el valor promedio mínimo se encuentra aproximadamente entre los 23 mm (agosto: estación invierno), teniendo un rango de 27 mm de variación aproximadamente. Por lo tanto, la diferencia entre estas series de variación anual radica en la amplitud de variación entre sus valores extremos que reflejan las condiciones promedio de PWV en esas regiones.

6.2.4 Relación del PWV en el mar con la TSM

La relación entre temperatura de la superficie del mar y el vapor de agua es que ambos son accionados por los cambios estacionales. Los cambios estacionales en el vapor de agua, sin embargo, son más evidentes sobre el suelo, y esto se traduce en gran parte de los cambios en la temperatura de la superficie de la tierra. Existe una gran correlación positiva entre las anomalías de la temperatura superficial del mar y las anomalías térmicas en la atmósfera a lo largo de la costa del Perú (*Lagos, 1983*). El propósito del estudio de esta sección es mostrar la diferencia regional en la relación PWV-TSM y discutir la relevancia de sus características regionales. En virtud de ello se examina la relación entre el vapor de agua precipitable y la temperatura superficial del mar evaluadas en las áreas de zonificación de la Figura 7.2, que es resultado de la zonificación del perfil latitudinal del PWV (Figura 6.7).

El primer estudio sistemático de la relación entre el PWV y la TSM se llevó a cabo en 1990 por Stephens, (1990) en base a 52 meses de observaciones simultáneas de TSM y PWV sobre todo el océano del globo, en el periodo de mayo 1979 a septiembre 1983. Este estudio propone una relación puramente física entre ambas variables. En 1992, Gaffen *et al.* (1992) confirmó aún más esta relación. Sudradjat *et al.* (2005) extendió este trabajo mediante comparaciones de los patrones de variabilidad espacio-temporal entre la TSM y PWV. Shie *et al.* (2006), hace un estudio más avanzando. Todos estos artículos apoyan una relación positiva entre el PWV y la TSM en la tropósfera en general. Prabhakara *et al.* (1979) y Stephens (1990) señalan que la relación entre la TSM y el PWV sigue la relación de Clausius–Clapeyron. De este modo, se podría esperar que la relación entre el PWV y la TSM puedan asemejarse a una forma exponencial, porque la presión de vapor saturado se incrementa fuertemente con la temperatura (T) y por lo tanto una ecuación de la forma $\ln(PWV) = a + b * T$ debería ser aplicada (Zhang and Qiu, 2008). Sin embargo, Zhang and Qiu (2008) indican: algo muy importante que se debe tener en cuenta: la estimación del PWV a partir de observaciones de TSM basado puramente en relaciones físicas tal como proponen Stephens, (1990) y Gaffen *et al.* (1992) no se puede utilizar para representar realmente los datos de PWV observados, ya que el PWV tiene una alta sensibilidad a la circulación atmosférica.

La variabilidad temporal del PWV está estrechamente relacionada con la TSM en una escala de tiempo mensual (Kanamaru and Masugana, 2013). Sin embargo, desviaciones importantes en esta relación ocurren en la escala regional. En la Figura 6.22, se muestra la relación entre el PWV vs TSM en el periodo 2000 y 2013 evaluadas en las áreas de zonificación de la Figura 7.2. El análisis de la distribución PWV-TSM muestra una correlación positiva que se encuentra en todas las áreas evaluadas. Según la Figura 6.22,

el PWV aumenta más rápidamente con la TSM en la dirección norte a sur, ya que las pendientes de variación aumentan en esa dirección. Esto implica que la sensibilidad del PWV a la TSM aumenta con la latitud. En la Zona norte la relación entre el PWV y la TSM es más complicada por la influencia de las características de la circulación atmosférica a gran escala, así como los procesos locales que influyen en la evapotranspiración y la precipitación. Todo esto se refleja en la baja correlación de la Figura 6.21a; esta es una zona no bien definida por ser una zona de impacto de las corrientes del Pacífico ecuatorial. Aunque se ha mencionado que la relación física entre el PWV y la TSM es la relación de Clausius–Clapeyron, la forma de las relaciones mostradas (Figura 6.22) son cuasilineales, por lo que un ajuste exponencial no cambiaría sustancialmente los resultados, de modo que se optó por seguir el procedimiento habitual del ajuste lineal. Es notable que a medida en que la latitud geográfica aumenta la correlación entre el PWV y la TSM aumenta debido a que los procesos que alteran esta relación son menores que en la zona norte, siendo mucho más directa en la zona sur (Figura 6.22c), cuyo valor es superior a 0.9. Estos resultados sugieren que la variación estacional del vapor de agua en el océano refleja los cambios estacionales en la TSM, tal como se observa en la comparación de las series de PWV en la Figura 6.18 y las series de TSM en la Figura 7.6.

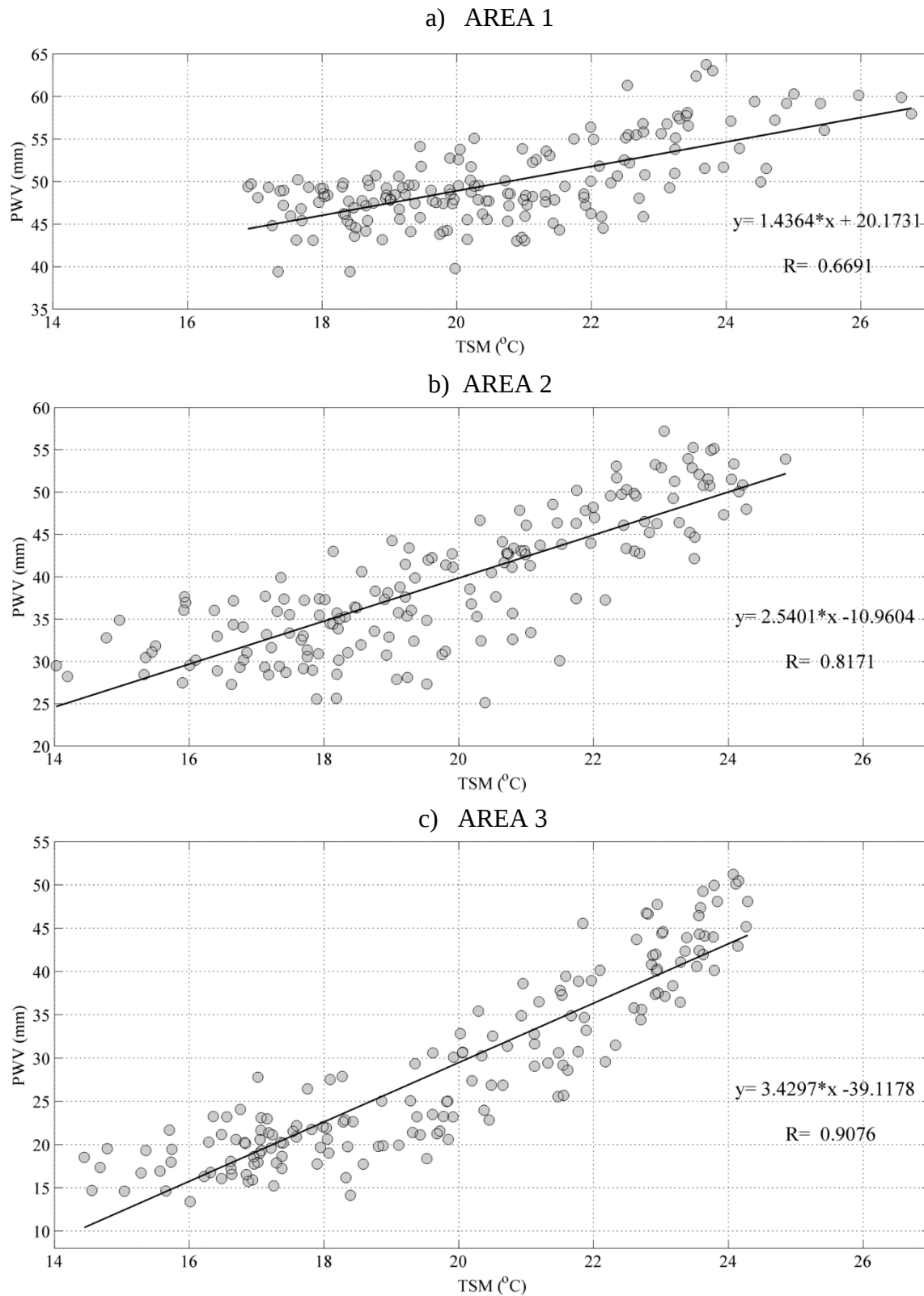


Figura 6.22. Relación de la PWV con TSM para la zonificación oceánica mostrada en la Figura 7.2. Observar que la correlación aumenta de norte a sur.

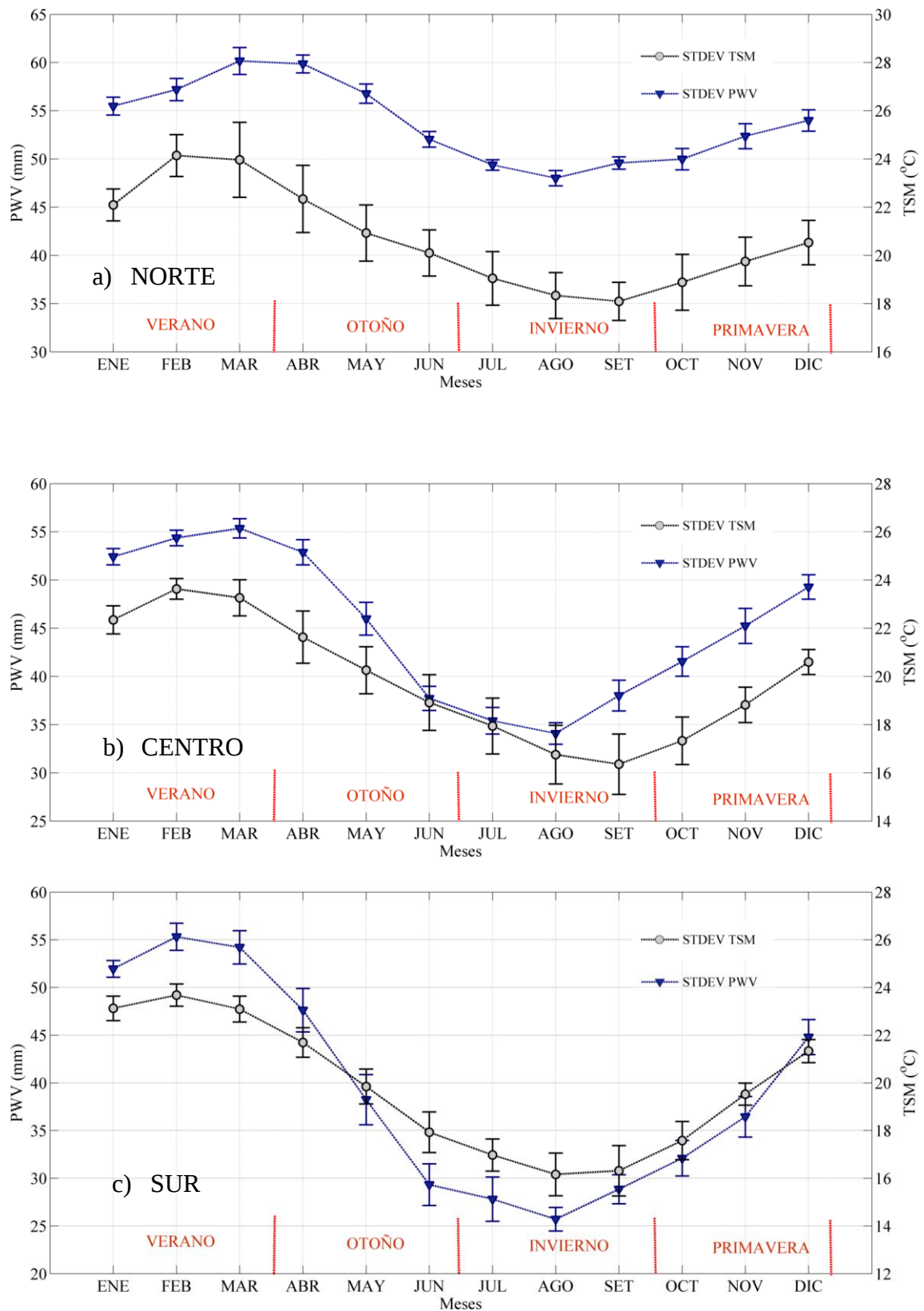


Figura 6.23. Variación promedio y su desviación estándar por mes del PWV (en azul) y la TSM (en negro) para las Zonas norte, centro y sur de la Costa Peruana en el periodo 2000-2013.

El grado de correlación entre el PWV y la TSM se puede apreciar en la Figura 6.23 en las Zonas norte, centro y sur. La amplitud de la variación del ciclo anual de la TSM y el PWV es más estrecha en las proximidades del ecuador geográfico (12 mm en PWV y 6°C en la TSM) (Figura 6.23a). Esto se debe a que los valores de TSM son climatológicamente más estables en el Pacífico ecuatorial. Las relaciones de fase entre el PWV-TSM se evalúan en los meses en que se produjeron los mínimos y máximos anuales. Se considera que las series de las dos variables están aproximadamente en fase. Aunque la variación promedio anual de ambas variables tiene la misma tendencia, existe un desfase de un mes en el norte y en el centro (Figura 6.23a, Figura 6.23b) en cambio en el sur ambas variables están en fase. Esto último se verifica ya que hacia los polos, a unos 20 grados de latitud, los ciclos anuales de TSM y PWV están en fase (Figura 6.23c) (Gaffen et al., 1992).

6.3 Relación del PWV con la sequía en la costa norte

Tal como se describió en el capítulo tres, la costa se caracteriza por ser un desierto en el que prácticamente no hay precipitación. Debido a esta característica es necesario preguntarse el significado de la aparición de una sequía. Como el concepto mismo de sequía está asociado a la disminución de la disponibilidad de agua, queda la interrogante de cómo puede disminuir el agua en una región que de por sí es seca y no llueve. Esto se debe a que no es lo mismo sequía que aridez. La sequía es una situación temporal; la aridez es inherente a un lugar y está asociada a una gran duración. La Costa Peruana es una región árida en el que sequías son relativamente frecuentes (Rocha, 2006). Entre los parámetros más conocidos sensibles a las sequia (ver ANEXO C: Glosario) se encuentra el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) (Gu et al., 2007).

Un indicador de uso frecuente de la presencia de vegetación y de la abundancia y vigor es el NDVI que utiliza la reflectancia de bandas rojo e infrarrojo cercano, siendo uno de los índices más utilizados para el monitoreo de la vegetación (*Tucker et al.*, 1981). Los índices de vegetación suministran información sobre el comportamiento estacional de la vegetación, como indicador del fenómeno de sequía. El análisis a largo plazo de los índices de vegetación durante años húmedos, medios y secos es un requisito indispensable para proporcionar una mejor comprensión de respuesta de la vegetación a las variaciones climáticas. El papel de la evaluación del NDVI en la vigilancia de la sequía se ha descrito en muchas ocasiones durante la última década (*Gu et al.*, 2007).

Las series de tiempo de variación de PWV (Figura 6.18a), TSM (Figura 7.6a) y el NDVI (Figura 6.24) para la Zona norte muestran patrones semejantes, incluyendo la correlación de las anomalías del periodo de sequía de los años 2003-2005 que fue detectado por *Anculle (2015)*.

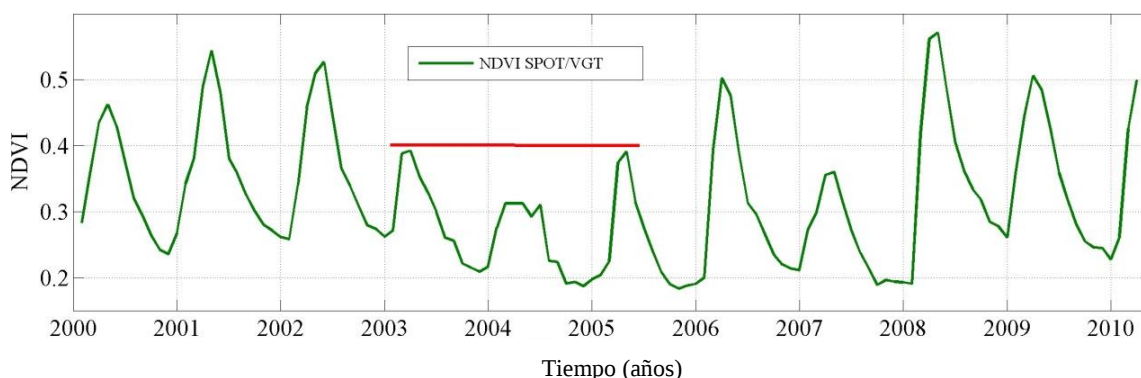


Figura 6.24. Serie de tiempo de NDVI VGT/SPOT mensual de la costa norte, obtenido de los máximos compuestos para el periodo 2000- 2010. Observar la anomalía de los efectos de la sequía regional 2003-2005.

Anculle (2015) documentó la ocurrencia de una sequía agrícola en la costa norte del Perú en el año 2004 mediante el análisis de anomalías de las series de tiempo de NDVI evaluado en toda esa área e información local. El Plan Regional de Prevención y

Atención de Desastres de la Región Piura para los años 2005-2010¹ indica que uno de los factores que agravan la severidad de las sequías son baja humedad relativa. Según este documento en los años 2003 y 2004 y los primeros meses del 2005, los impactos de la sequía han ocasionado pérdidas de consideración en varias provincias del departamento de Piura.

La sequía se presentó luego de varios años de problemas menores con la cantidad de agua (fase líquida y gaseosa) que junto a la sequía, prácticamente acabaron con el agua en los principales reservorios y dejaron los ríos con niveles de agua cercanos a sus mínimos históricos (*Trivelli y Boucher, 2006*).

¹ http://www.regionpiura.gob.pe/documentos/plan_prevencion_desastres_grp.pdf
Fecha de acceso: 10/09/2015

CAPÍTULO 7

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En este capítulo, se describen los principales factores físicos y geográficos que tienen efecto en la distribución y variación del PWV en la Costa Peruana, que serán la base en la descripción e interpretación de los resultados del capítulo seis. En la sección 7.1, se explica la influencia de temperatura superficial del mar frente al Perú en los patrones climatológicos de PWV mostrados en la Figura 6.1. En la sección 7.2 se plantea la zonificación para el mar peruano de acuerdo a las características morfológicas de la costa y el mapa climatológico de TSM. En la sección 7.3, se muestra la variación estacional de la TSM y en la sección 7.4 se analiza variación temporal de la TSM evaluadas en las áreas de zonificación que es gran utilidad en el análisis de las series de PWV (Figura 6.18). Finalmente en las secciones 7.5 y 7.6, se describen los patrones oceánicos y atmosféricos que tienen efecto en la cantidad y distribución de la humedad de la atmósfera.

7.1 Distribución y variación de la temperatura superficial del mar (TSM) frente al Perú

El océano tiene influencia sobre el comportamiento de la atmósfera y el clima. El océano al ser calentado por los rayos provenientes del Sol se convierte en el almacén de la mayor parte del calor, convirtiéndose así en regulador térmico que influye en el clima. La temperatura de la superficie del mar tiene una gran influencia en el clima. Incluso los cambios de sólo unos pocos grados Celsius en la temperatura del océano, pueden influir en los fenómenos meteorológicos de gran escala, tales como el Fenómeno de El Niño o los ciclones tropicales. Una razón para esta gran influencia es

que la evaporación de los océanos es la principal fuente de vapor de agua en la atmósfera: Mientras más se caliente el agua mayor es la tasa de evaporación.

En general, la TSM, con algunas variaciones, dependiendo de las corrientes marinas y de las masas continentales, varía desde $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ en los polos a unos $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ cerca del ecuador (*Martin, 2014*). La temperatura del mar, como parámetro físico, depende del balance entre la pérdida o ganancia de calor de la superficie del océano, de la mezcla vertical con el agua por debajo de la superficie y de la advección horizontal. Por ser la Tierra casi esférica y rotar alrededor del Sol con un cierto ángulo de inclinación, la cantidad de calor que recibe el océano varía con la latitud (Figura 7.1) y la estación del año (Figura 7.4). De esta forma, la temperatura superficial del mar no se distribuye de forma uniforme y será más cálida en latitudes bajas y más frías en latitudes altas.

A continuación, se describe la distribución espacio temporal de la TSM del mar peruano y áreas vecinas, con la finalidad de mostrar los patrones de variación estacional e interanual. Esta información es particularmente útil en la localización de frentes térmicos, de las corrientes en los océanos y el intercambio de energía térmica entre el océano y la atmósfera (*Rojas y Eche, 2006*). Además, la distribución espacial y temporal de los flujos atmosféricos de calor y de vapor de agua son funciones de la temperatura superficial (*Martin, 2014*).

El mapa de la Figura 7.1 y las series temporales de la Figura 7.5 fueron obtenidos usando datos imágenes productos mensuales de TSM del sensor MODIS (capítulo cuatro) a bordo de los satélites TERRA y AQUA desde el año 2000 hasta 2010. A pesar de encontrarse en la zona tropical, en el mar peruano predominan condiciones templadas a frías que eventualmente son interrumpidas por el Fenómeno de El Niño que causa la prevalencia temporal de condiciones tropicales (*Talley et al., 2011*). En el mapa

promedio de TSM, mostrado en la Figura 7.1, se ve el contraste entre las aguas frías de la Corriente de Humboldt con las aguas de la Corriente Ecuatorial, mucho más cálidas. Las aguas a lo largo de la Costa Peruana se hallan influenciadas por las aguas subtropicales superficiales al oeste, al norte por las aguas ecuatoriales superficiales y al sur por las aguas sub-Antárticas. La TSM (Figura 7.1) a lo largo de la Costa Peruana muestra un aumento hacia el noroeste, siendo las temperaturas cerca de la costa menor que las temperaturas en mar adentro. Una de las características importantes es la distribución zonal de las isothermas, comportamiento que se presenta en gran parte del Océano Pacífico, resaltando en las altas latitudes un notable gradiente zonal. El efecto del anticiclón del Pacífico Sur (Figura 7.11) produce la deflexión de las isothermas hacia el norte en las grandes latitudes y hacia el oeste cerca del ecuador (Figura 7.1). El notable gradiente zonal frente a la Costa Peruana está relacionado con el afloramiento costero que lleva aguas frías a la superficie (Zuta y Guillen, 1970).

Las aguas templadas en promedio (20°C - 25°C) se encuentran distribuidas en una franja frente a la costa, que se extiende aproximadamente unos 200 km a la latitud 4°S , hasta unos 500 km a 14.5°S (Figura 7.1). Frente a Perú, las isothermas de 23°C - 25°C se proyectan hacia el noroeste, en forma de una lengua cálida. Esta lengua cálida da lugar al gran contraste térmico con las aguas más frías pegadas a la costa. A partir de 80°W hacia el oeste y 15°S hacia el norte, se extiende un área de aguas calientes influenciadas por aguas del Pacífico Ecuatorial. A partir de la latitud 14.5°S la TSM presenta una distribución uniforme tanto hacia el sur como al oeste, entre los 20°C y 24°C en promedio. Es de destacar una angosta franja de aguas frías, ubicada a partir de la latitud 13.5°S hacia el sur, cuyos valores de TSM varían en promedio entre 19°C y 20°C . La condición media de temperatura superficial del mar en la Costa Peruana oscila entre los

20°C y 24°C. Sin embargo la variación promedio a lo largo de costa es de 19°C a 27°C (Figura 7.1).

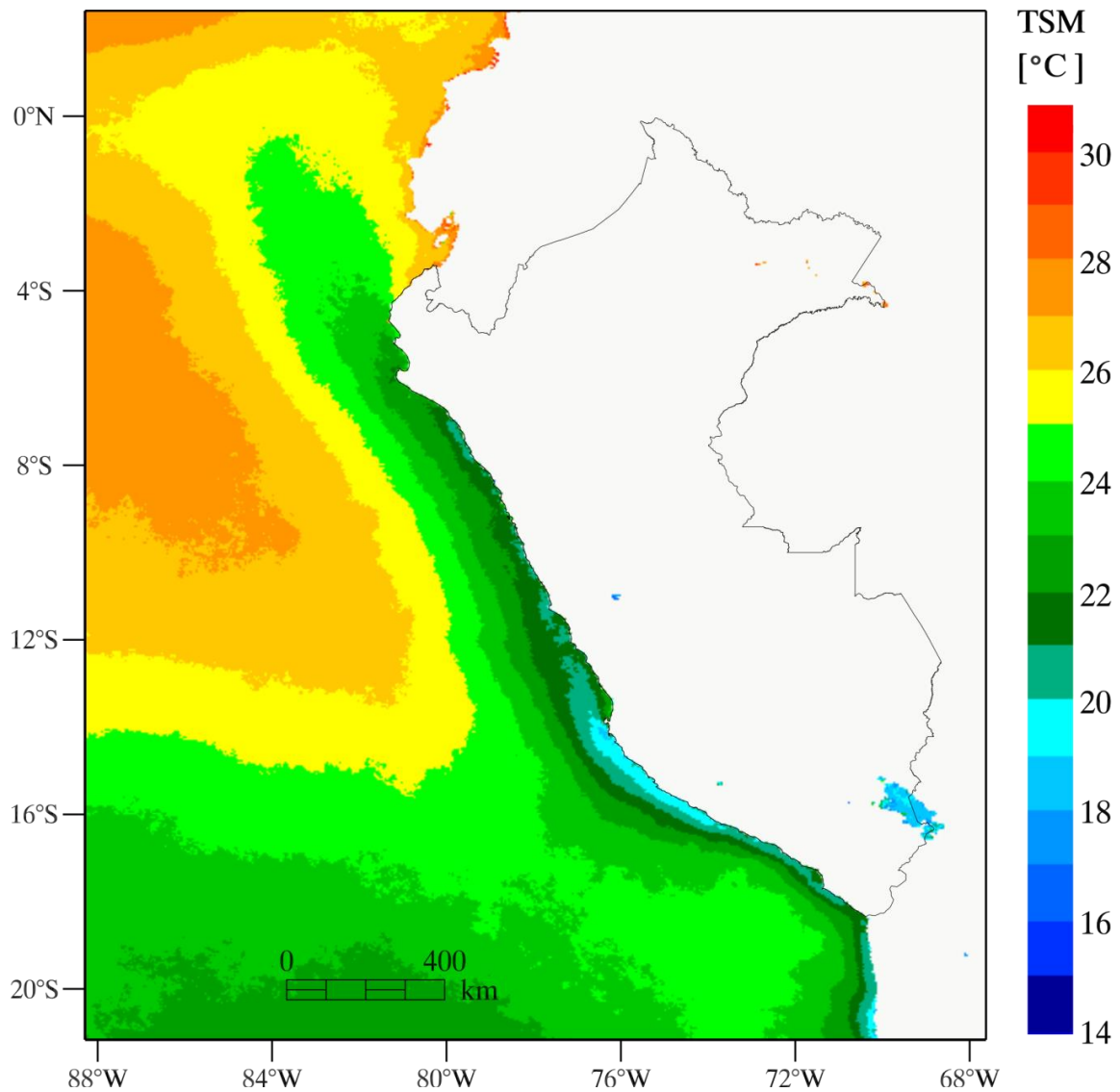


Figura 7.1. Distribución espacial promedio de TSM para el periodo 2000-2010, obtenido de datos imágenes del sensor MODIS/TERRA. Se observa una “lengua” relativamente fría frente a la Costa Peruana (entre las latitudes 13.5°S y 18°S) cuyos valores están entre 18°C y 20°C.

7.2 Línea de costa y zonificación

En consideración a la variación seccional del PWV en función de la latitud (Figura 6.7), y la distribución de TSM (Figura 7.1) se ha planteado la división del mar peruano en tres grandes zonas, tal como se muestra en la Figura 7.2.

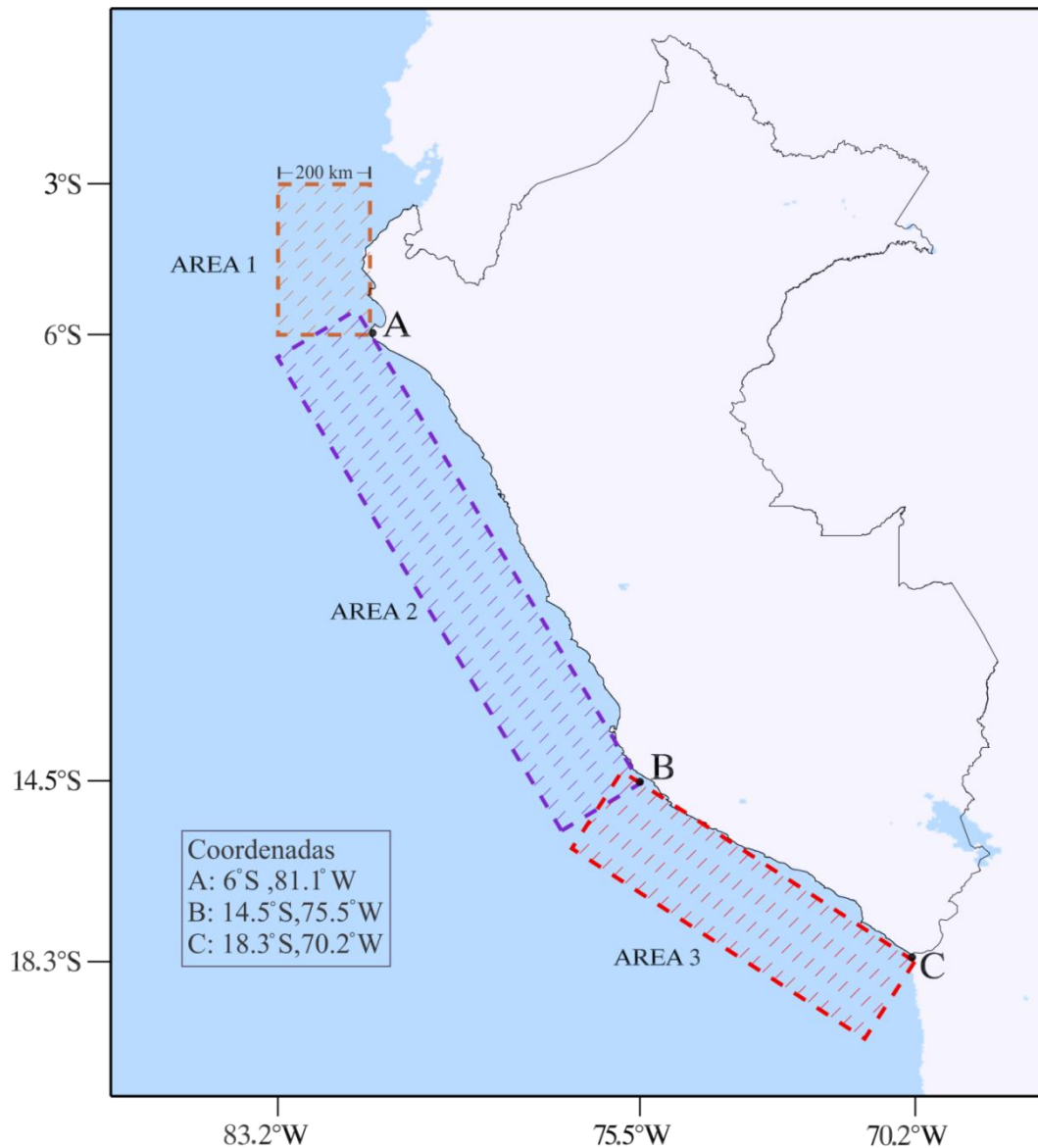


Figura 7.2. Zonificación del mar adyacente a la Costa Peruana según su morfología. Los puntos A, B, C se eligieron de acuerdo a la Figura 7.1. Los límites de las áreas son, aproximadamente paralelos a las isothermas mostradas en la Figura 7.1 y la línea de costa. Cada una estas áreas son adyacentes a la Zona norte, Zona centro y Zona sur mostradas en la Figura 6.17.

En cada una de estas tres áreas (AREA1, AREA2 y AREA 3), se realizó la serie de tiempo de TSM (Figura 7.6). Además, con estas series se obtuvo la relación entre la TSM con el PWV (evaluado en el océano) en cada una de las tres áreas (Figura 6.22).

La zonificación planteada en la Figura 7.2 correlaciona con la orientación de la costa norte, centro y sur. La línea costera del Perú está comprendida entre las latitudes de 3°30' S y 18°30' S y constituye una frontera física del océano, que influye en la distribución de la TSM, debido a que configura la dirección de las corrientes oceánicas. La fisonomía de la línea costera ejerce una influencia apreciable en la orientación de la Corriente Costera Peruana y los fenómenos de afloramiento.

7.3 Variación estacional de la TSM

El promedio de la distribución del TSM sobre el océano para las cuatro estaciones en el Hemisferio sur: enero-marzo (verano), abril-junio (otoño), julio-setiembre (invierno), octubre-diciembre (primavera) se muestra en la Figura 7.3. Estos mapas tienen una gran correlación con los mapas estacionales de PWV mostrados en la Figura 6.4. Las temperaturas máximas se dan en el verano (Figura 7.3a), donde las aguas cálidas de la región ecuatorial se hacen presentes en la región de la costa norte, con valores entre los 23°C y 25°C, frente a la costa de Tumbes y al norte del departamento de Piura. Esta masa de agua cálida se aleja en la estación de otoño (Figura 7.3b). Las temperaturas más bajas, que se presentan en la costa, se dan entre las latitudes 14°S y 16°S durante todo el año, en un rango de 15°C y 19°C (Figura 7.3c), esto, debido al fenómeno de afloramiento costero o de aguas provenientes del sur (*Rojas y Eche, 2006*). En la época de primavera (Figura 7.3d), las temperaturas empiezan a incrementarse alcanzando valores entre 16°C y 19°C cerca al litoral peruano. Es notable que en la parte sur y alejada de la costa aún se mantengan las temperaturas frías características de la zona

sur. Lo descrito en la Figura 7.3 a partir de la información satelital, se corrobora con los mapas de la Figura 7.4.

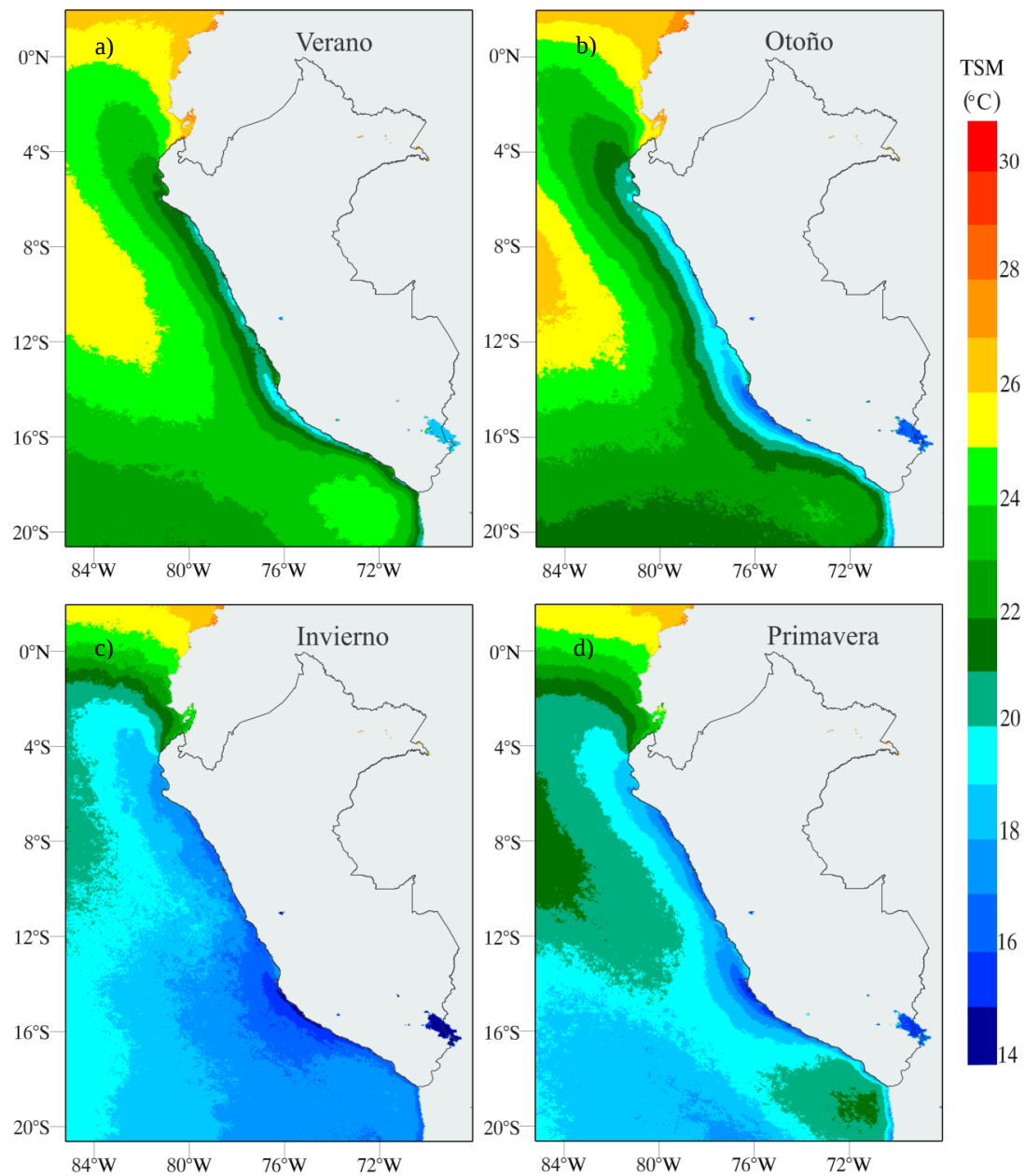


Figura 7.3. Distribución espacial promedio por estación del año de la TSM MODIS/TERRA para el periodo 2000-2010. La distribución de aguas frías es mayor en invierno y conllevará a una menor evaporación.

La Figura 7.4 indica con cierto detalle que los valores máximos de TSM se ubican en el norte del Perú con valores que oscilan en promedio entre 20°C y 25°C en la estación de

verano y se encuentran entre las 50 y 100 millas náuticas¹ de la costa desde Punta Sal (3°S) hasta el Callao (12° 02' S) y en otoño desde Punta La Negra (6° 05' S) hasta Supe (11°S) mientras la mínimas se observan en invierno y primavera en las primera 50 millas náuticas¹ (~92 km) (Flores *et al.*, 2013).

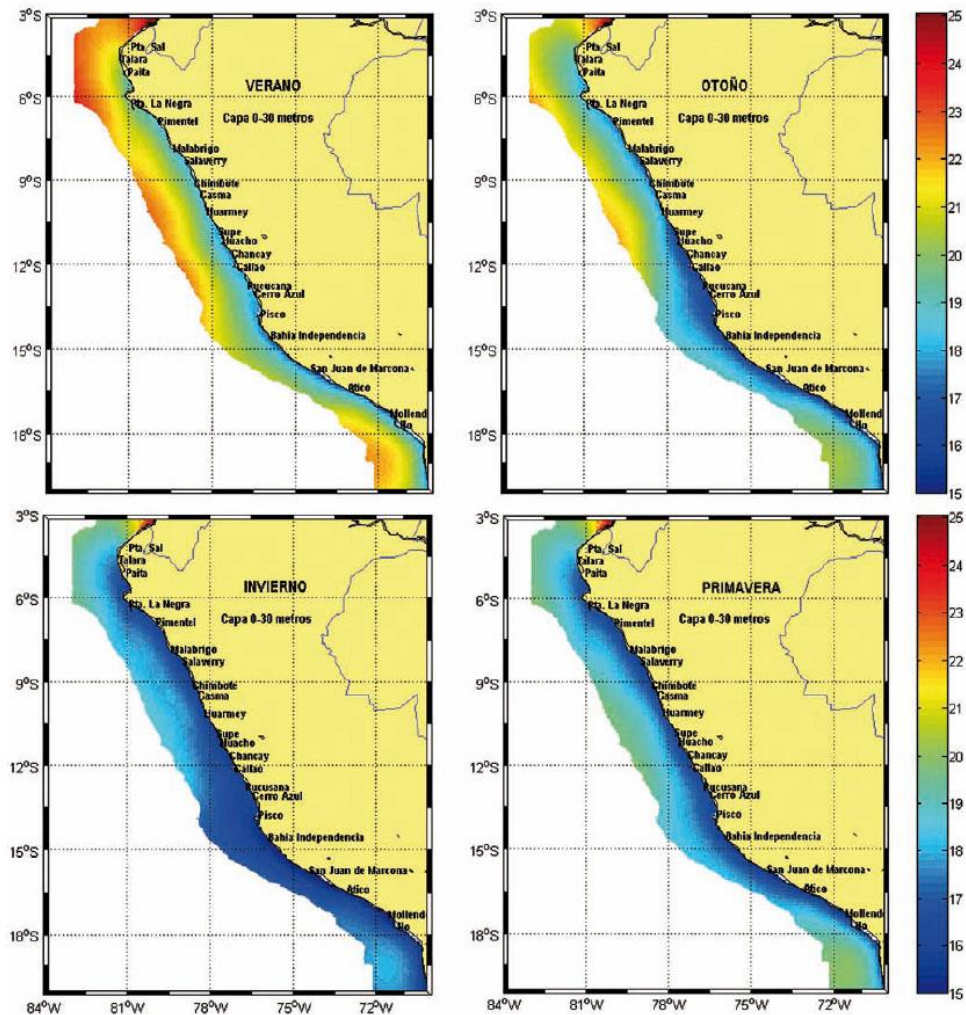


Figura 7.4. Climatología de la temperatura del mar obtenida a partir de datos “*in situ*” en la capa de 0 a 30 m de profundidad, entre las 0 y 100 millas náuticas (~185 km) de la costa (Flores *et al.*, 2013).

En la Figura 7.4, se observa una franja de aguas frías (en azul) que en la estación de verano está más pegada a la línea de costa, en la estación de otoño se ensancha frente a las costas de los departamentos de Lima e Ica, en la estación de invierno la franja se

¹ 1 milla náutica = 1852 m

ensancha a lo largo de casi toda la costa alcanzando los valores mínimos que oscilan entre los 15°C y 18°C. La temperatura del mar, es un parámetro físico cuya distribución y variación están fundamentalmente ligadas a las corrientes oceánicas y la variación en la radiación solar. En vista de ello se hará una descripción de las corrientes marinas frente a la costa del Perú (Sección 7.5).

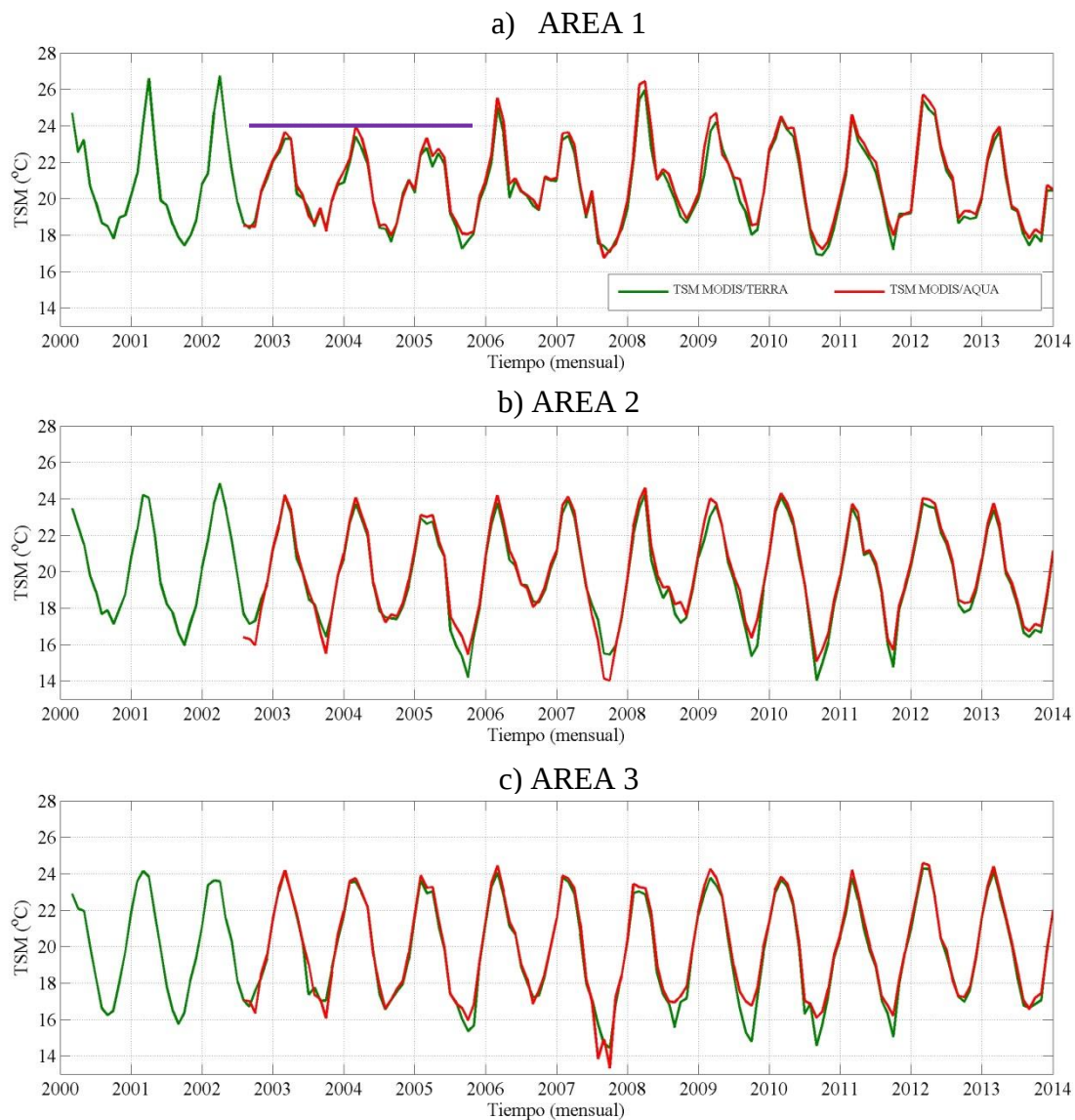


Figura 7.5. Series de tiempo promedio mensual de TSM, elaborado a partir de datos MODIS/TERRA (en verde) y MODIS/AQUA (en rojo), para el periodo 2000-2013 y 2002-2013, en las tres áreas mostradas según la Figura 7.2. Las series son para a) AREA 1, b) AREA 2 y c) AREA 3. Observar las anomalías en el AREA 1 para los años 2003-2005

7.4 Variación temporal de la TSM

Se calculó los valores mensuales de la TSM promedio para cada una de las áreas definidas de la Figura 7.2: (AREA 1, AREA 2 y AREA 3) y se presentan en las series temporales de la Figura 7.5. En la Tabla B.2. (ANEXO B), se muestran los conjuntos de datos usados en las series de tiempo. Las temperaturas máximas en el litoral peruano se presentan en la estación de verano en el área norte con un rango promedio de 24°C a 26°C (Figura 7.6a). Al contrario, las temperaturas más bajas a lo largo del litoral se encuentra entre los 14°S y 18°S (AREA 3, Figura 7.2) y se presentan en invierno con un rango promedio de 14°C a 16°C (Figura 7.5c). Las series temporales poseen periodos de variación anual, con amplitudes entre los valores máximo, y mínimo, de por lo menos 8°C.

En la serie de TSM del AREA 1 (Figura 7.5a) existe una anomalía en los valores máximos en los años 2003, 2004 y 2005 que alcanza sus valores extremos hasta los 23°C siendo por lo general 26°C. Esta anomalía se refleja muy bien en la serie temporal de PWV en la Zona norte mostrada en la Figura 6.18a del capítulo seis. Esto demuestra la relación directa de entre la TSM y el PWV. Por tanto, el periodo de sequía en la Zona norte, se documenta en el PWV, TSM y en el NDVI.

7.5 Sistema de corrientes marinas frente al Perú

El agua del océano se mueve en forma de olas, mareas y corrientes. Hay dos tipos de corrientes: superficiales y profundas. Las corrientes superficiales son causadas por el viento que tiene una acción predominante en las capas superficiales de los océanos. La fuerza de arrastre de los mismos da lugar a los principales aspectos de la circulación oceánica superficial (*Zuta y Guillen, 1970*). Las corrientes superficiales tienen un gran efecto sobre el clima mundial debido a que el agua superficial se calienta cerca de la

Entre las latitudes 5°S y 20°S se localiza aproximadamente el Sistema de Corrientes del Perú (SCP), que se dirige de sur a norte a lo largo de las costas de Chile, Perú y Ecuador (*Penven et al.*, 2005). La Corriente de Humboldt es un sistema de corrientes y contracorrientes de origen ecuatorial y polar, superficiales y subsuperficiales, y en la cual el afloramiento costero (“upwelling”) son permanentes (*Purca*, 2005). La Corriente de Humboldt se puede describir como un gran sistema de transporte, lento de agua fría hacia el ecuador geográfico, que se forma como consecuencia de la bifurcación de la parte norte de la Corriente Circumpolar Antártica o Corriente Deriva de los Vientos del Oeste (Figura 7.6), que al acercarse al continente sudamericano se divide en dos: Corriente de Humboldt y Corriente del Cabo de Hornos (*Strub et al.*, 1998).

La anchura media de la Corriente de Humboldt es de aproximadamente 800 kilómetros y su velocidad superficial no excede de 30 cm/s y disminuye rápidamente con la profundidad (*Renault*, 2008). Su dirección es noroeste y en el norte, se alimenta de la Corriente Ecuatorial del Sur (CES) girando hacia al oeste (Figura 7.7), formando una lengua de agua fría alrededor de 4°S (*Penven et al.*, 2005, *Strub et al.*, 1998; *Renault*, 2008).

El Sistema de la Corriente Peruana se caracteriza por dos corrientes superficiales orientadas hacia el norte: La Corriente Costera Peruana (CCP) y la Corriente Oceánica Peruana (COP) y dos corrientes opuestas: la Corriente Sub-superficial Perú-Chile (CSPC) y la Contra-Corriente Perú-Chile (CCPC), tal como se ve en la Figura 7.7. Las corrientes superficiales son dominadas por las corrientes dirigidas hacia el ecuador geográfico (COP y CCP). Cerca de la costa la Corriente Costera Peruana se extiende hasta unos 200 metros de profundidad (*Batteen et al.*, 1995) y se asocia con el afloramiento de aguas frías y saladas. Aunque el ciclo estacional de la CCP no se

conoce bien (Penven *et al.*, 2005) las propiedades de las masas de agua sugieren que el flujo superficial al ecuador es más fuerte en el invierno austral, cuando se maximizan los vientos hacia el ecuador (Strub *et al.*, 1998; Penven *et al.*, 2005).

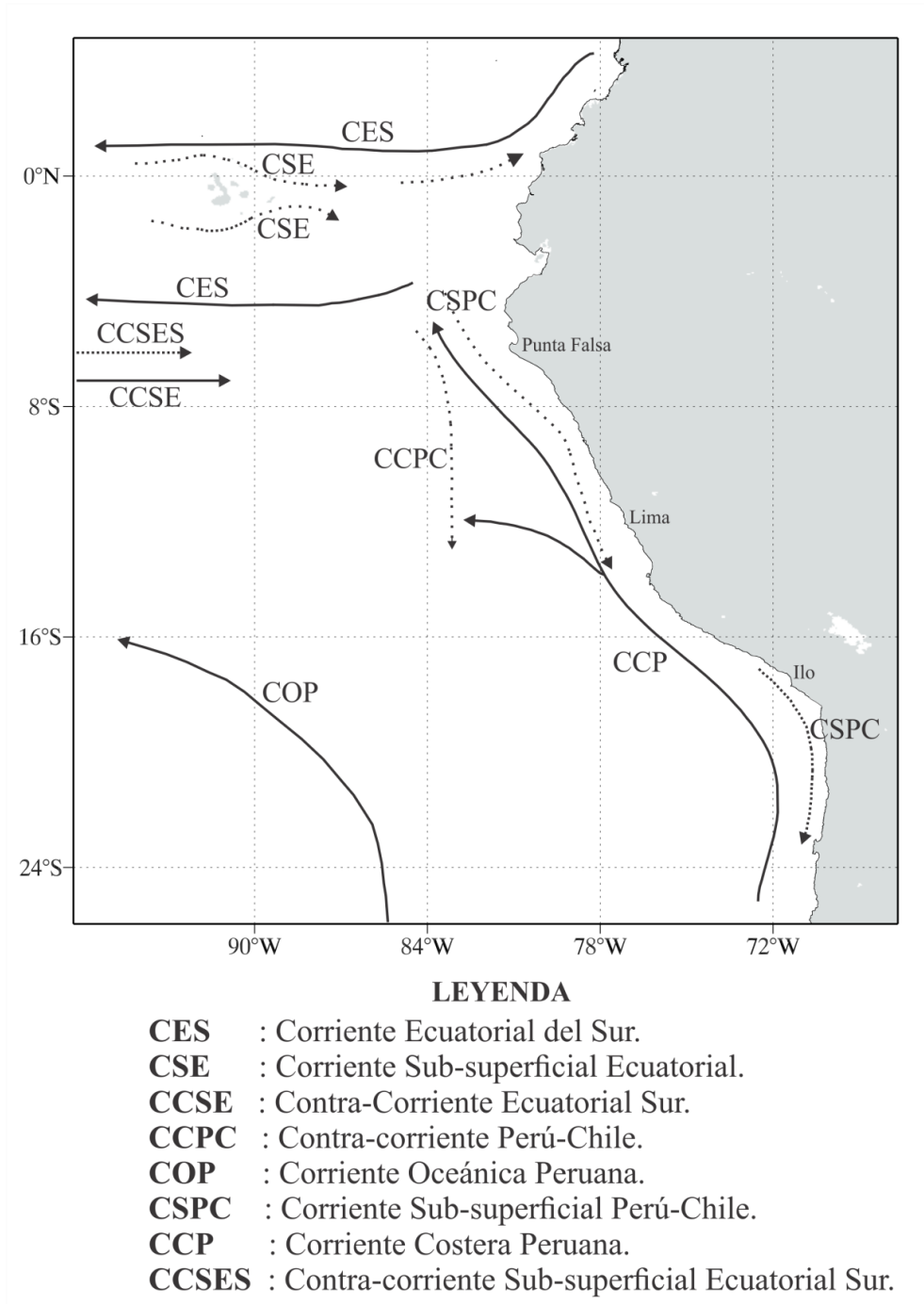


Figura 7.7. Esquema de las principales corrientes basadas en Penven *et al.* (2005). Las líneas continuas representan las corrientes superficiales y las líneas punteadas las subsuperficiales.

Cerca al ecuador la Corriente del Perú fluye hacia el oeste como la Corriente Ecuatorial del Sur (CES) formando una lengua fría ecuatorial al nor-oeste de 4°S (Figura 7.7). Mar adentro la Corriente Oceánica Peruana (COP) fluye hacia el noroeste siendo más intensa que la CCP (Morón, 2000). Se extiende desde la superficie hasta una profundidad de 700 m. Se deduce que se encuentra a una distancia de la costa de 1000 a 1500 km y se desvía al oeste alrededor de los 15°S y 20°S (Penven et al., 2005) (Figura 7.7). Entre la Corriente Costera Peruana (CCP) y la Corriente Oceánica Peruana (COP) fluye hacia el sur una contracorriente denominada Corriente Superficial Peruana o Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSPC), fluye hacia los polos sobre el talud continental (Figura 7.7). La CSPC se origina en la Corriente Subsuperficial Ecuatorial (CSE) que se divide en las Islas Galápagos. Una rama continúa como una corriente subsuperficial a lo largo del ecuador y gira hacia el sur para formar la CSPC, mientras que otra rama fluye hacia el sureste hasta llegar a la costa alrededor de 5°S.

La CSPC presenta velocidades ligeramente superiores a 20 m/s frente a Punta Falta, debilitándose su avance hacia el sur. Comienza frente a Talara extendiéndose unos 250 km mar adentro con un flujo más intenso cerca de los 100 m de profundidad. Esta corriente transporta aguas de origen ecuatorial hacia el sur; está sujeta a variaciones considerables, tanto estacional como anual; y es probablemente, una consecuencia directa del alejamiento de la costa de la COP (Morón, 2000). La Contra-Corriente Ecuatorial Sub-Superficial (CCSES) también denominada Corriente de Cromwel es una corriente subsuperficial que se inicia en la zona oceánica y se extiende hacia la zona costera entre los 5°S y 8°S o 9°S para luego integrarse a la Corriente Peruana Subsuperficial (Moron, 2000) (Figura 7.7). Se puede ubicar entre los 50 m y 300 m de profundidad principalmente entre Paita y sur de Punta Falsa (5° S y 7°S).

7.6 Forzantes atmosféricos en la costa oeste de Sudamérica

Las variaciones regionales en el clima de América del Sur reflejan la circulación atmosférica sobre los océanos y continentes adyacentes, influenciando en las condiciones climáticas medias y en los ciclos regulares, así como su variabilidad en escalas de tiempo que van, desde menos de unos pocos meses hasta más de un año (Veblen *et al.*, 2007). Debido a su considerable extensión meridional y la prominente orografía, América del Sur presenta diversos patrones atmosféricos y climáticos, incluyendo las características tropicales, subtropicales y extratropicales (Garreaud, 2009). La Cordillera de los Andes se encuentra cerca de la costa oeste del continente representa un gran obstáculo para el flujo de la troposfera (Figura 7.8).

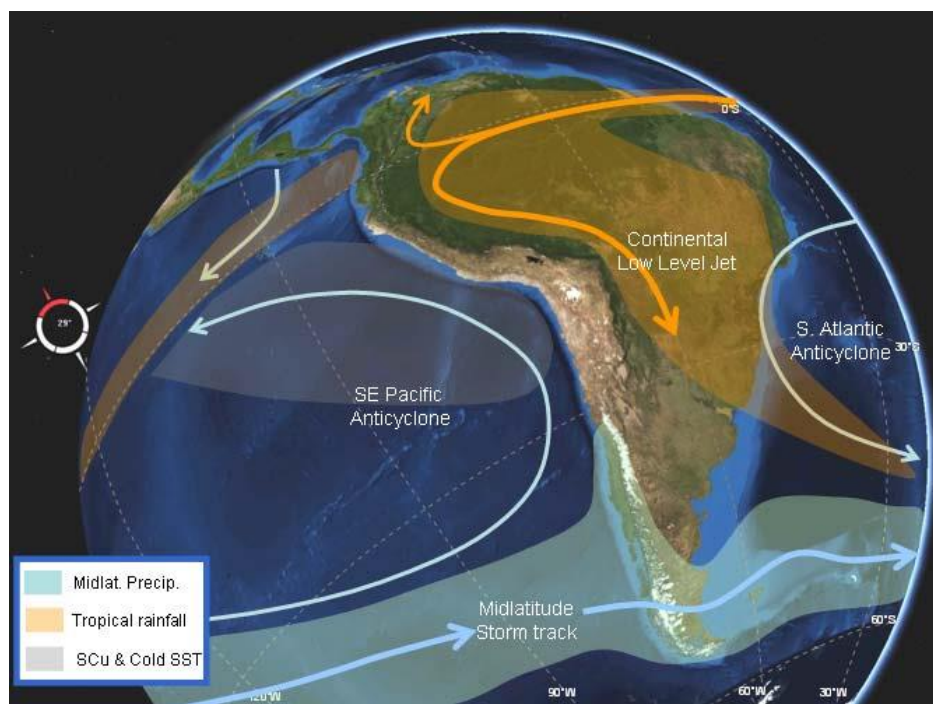


Figura 7.8. Esquema de la circulación atmosférica desde la superficie hasta unos 1.5 kilómetros sobre el nivel del mar, alrededor de la cordillera de los Andes, Garreaud (2009).

El clima marítimo de la costa oeste de Sudamérica resulta de la interacción de los sistemas océano-atmosfera combinados con efectos regionales y locales por el límite tierra-mar. De este sistema, el más influyente es el Anticiclón del Pacífico Sur (Figuras 7.8 y 7.9). Se presenta una descripción resumida de los fenómenos atmosféricos y los patrones de precipitación más importantes que explican el clima del continente y en particular de la costa oeste de Sudamérica. Estos fenómenos atmosféricos se ven fuertemente afectados por las características topográficas y los patrones de vegetación sobre el continente.

Veblen et al. (2007) analiza los campos medios estacionales y anuales de vientos, presión y precipitación usando datos de Reanálisis NCEP-NCAR desde 1979 a 1995. La Figura 7.9 muestra la precipitación media anual, la presión a nivel del mar y los vientos de bajo nivel (1000 hPa-850 hPa). La máxima precipitación ocurre en los océanos tropicales a lo largo de una banda centrada en aproximadamente 8°N. Esta banda es la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT); y es una de las principales características de la circulación global; su posición varía según las estaciones del año (Figura 7.10). La precipitación en la ZCIT disminuye ligeramente a medida que se extiende al norte de América del Sur, en parte debido a la disminución de la evaporación en la superficie, pero todavía produce precipitación elevada en el continente, sobre los Andes ecuatoriales, la cuenca occidental del Amazonas, y cerca de la desembocadura del río Amazonas. La precipitación en esta parte del continente se produce por convección húmeda (que es más energética para ascender en forma boyante el aire desde la superficie hasta la tropopausa) (*Veblen et al.*, 2007; *Saavedra*, 2010).

La distribución de velocidades del viento sobre la Costa Peruana (Figura 7.10) permite que la humedad atmosférica sea desplazada hacia el noroeste, originando la formación

del desierto costero a lo largo de las costas de Perú y Chile. Como se observa en la Figura 7.9, las precipitaciones son casi ausentes sobre amplias áreas subtropicales del océano debido al hundimiento de la troposfera media a gran escala.

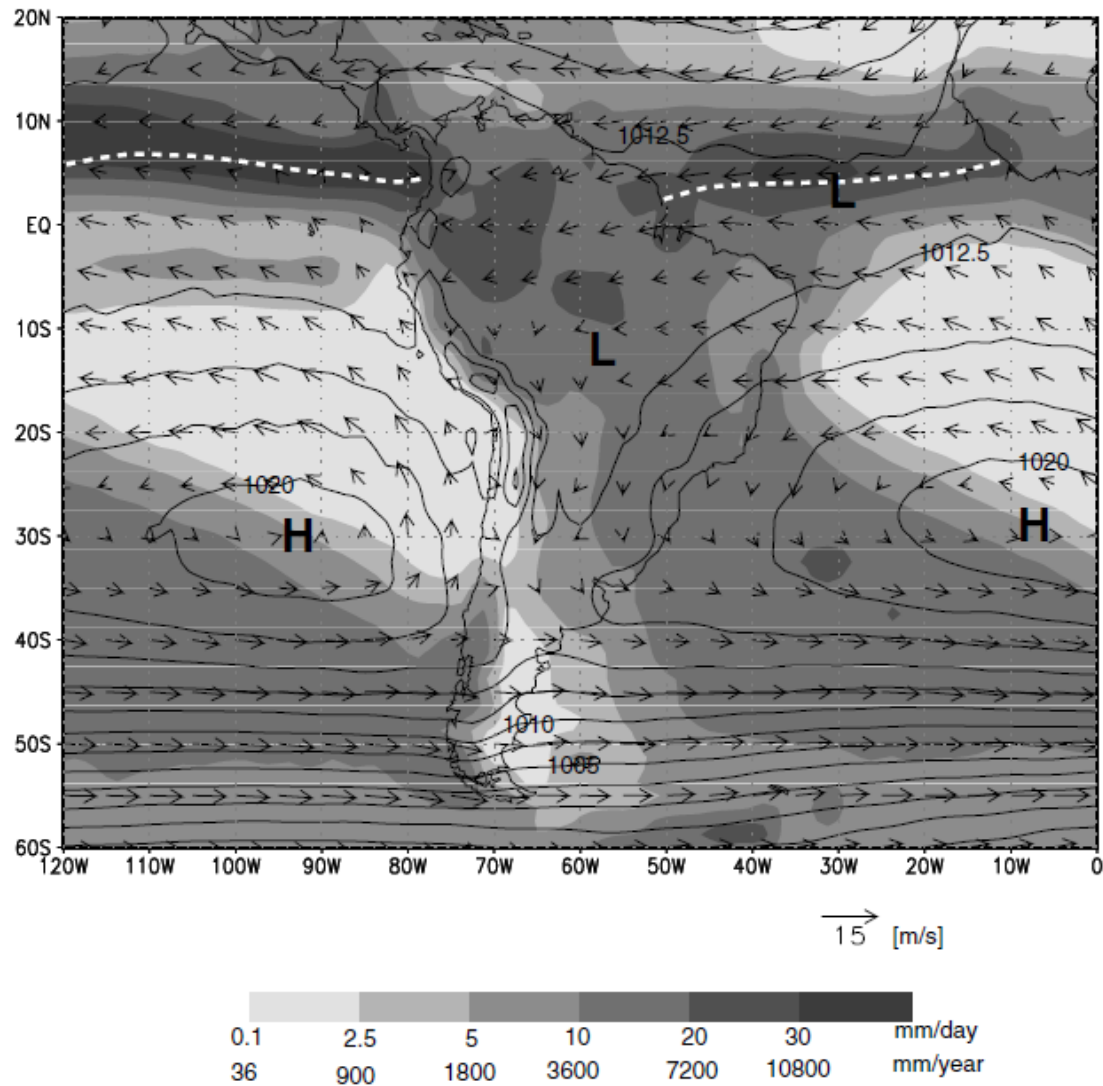


Figura 7.9. Promedio anual de precipitación (mm/día), presión a nivel de mar (contornos cada 2.5 hPa) y de vientos de bajo nivel (escala de la flecha en la parte inferior). La línea blanca indica la posición media de la ZCIT. Las letras H y L indican la posición de los anticiclones subtropicales y bajos continentales respectivamente *Veblen et al.* (2007).

La tasa de hundimiento es dictada principalmente por el enfriamiento radiativo de las parcelas de aire que han llegado a la alta tropósfera sobre la ZCIT (*Veblen et al.*, 2007).

En esta parte se ubica el desierto costero, que en promedio se ubica entre los 8°S y 30°S (su extensión varía de estación a estación) conformando el desierto costero más extenso (en longitud) y seco de todo el mundo (Saavedra, 2010).

El Anticiclón del Pacífico Sur es el sistema más influyente que impulsa vientos hacia el ecuador a lo largo de las costas de Perú y Chile (Figura 7.10). La presencia de la cordillera de los Andes favorece para que los vientos se desplacen paralelos a la costa.

Strub *et al.* (1998) elaboró mapas promedios de vientos para los meses de verano (Diciembre-Febrero) e invierno (junio-agosto) con datos de la NOAA, NCEP a 1000 hPa (Figura 7.10). El Anticiclón del Pacífico Sur está acotado en el norte por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y en el sur por el frente polar y disturbios a lo largo del frente asociado con el anticiclón; está la inversión térmica asociada a la subsidencia (descenso y compresión adiabática del aire) que se desarrolla en la parte superior de la capa límite marina. En esta zona se observa frecuentemente una cubierta de nubes estratocúmulos y cumulus, cuya base coincide con el nivel de condensación por mezcla turbulenta. Esta turbulencia se origina en el enfriamiento radiativo del tope de las nubes (turbulencia térmica) y en el esfuerzo de los vientos sobre el mar (turbulencia mecánica) (Rutllant y Garreaud, 2005).

En el límite norte de la región, la Zona de Convergencia Intertropical se mueve de aproximadamente 10°N en el invierno austral (junio-setiembre) a 2°N-5°N en el verano austral (diciembre-marzo) (Figura 7.9, Figura 7.10). Cuando la ZCIT se encuentra más al norte en el invierno austral, los vientos alisios del sureste vuelven hacia el este de Ecuador y el norte de Colombia, creando (hacia los polos) vientos descendentes favorables al lado de la costa. Cuando la ZCIT está en la posición sur en el verano

austral, vientos favorables para las surgencias se encuentran al norte de los 4°N que no están bien representados en el modelo de la Figura 7.9.

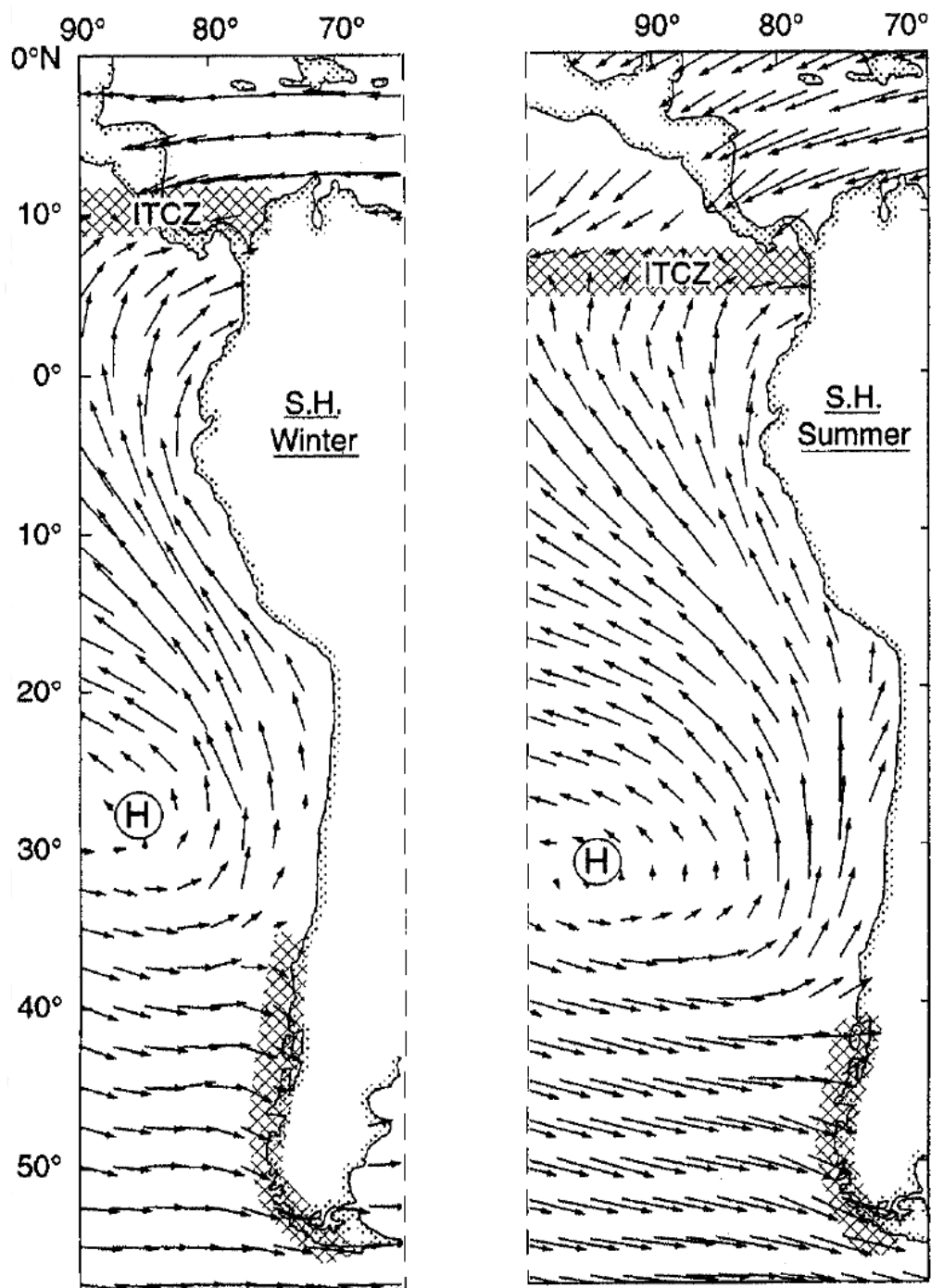


Figura 7.10. Climatología de los vientos durante el invierno y verano austral. Los vientos son de la NCEP Reanalysis a 1000 hPa, promediado sobre el verano austral (diciembre-febrero) e invierno (junio-agosto) Strub *et al.* (1998). ITCZ (Zona de Convergencia Intertropical: siglas en inglés). La letra H indica la posición del anticiclón. S.H es el Hemisferio sur.

Al sur de 4°S hasta el centro de Chile, los vientos favorables al afloramiento ocurren durante todo el año. En el Perú la estación donde se presenta vientos favorables para el afloramiento ocurre en el otoño e invierno austral (abril—octubre) (Figura 7.10) entre aproximadamente 10°- 20°S (*Strub et al.*, 1998). Los vientos paralelos a la costa son modificados por efectos regionales, tales como los gradientes de temperatura perpendiculares a la costa, la línea costera y las pendientes montañosas. A ellos se suman efectos locales como la topografía local y la orientación de la línea de costa, en especial la asociada a bahías, penínsulas y puntas. Estos factores afectan los flujos superficiales locales (esfuerzo de vientos) (*Strub et al.*, 1998). Altas presiones subtropicales en la costa oeste de los continentes están en contacto con las corrientes oceánicas frías, las cuales enfrían el aire.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1 Conclusiones

Del análisis realizado en esta investigación, se concluye:

1. La metodología desarrollada cumplió con el objetivo de mostrar el patrón climatológico general de distribución del PWV en el territorio peruano. Se documenta, por primera vez, la climatología del PWV en el territorio peruano y áreas vecinas.
 2. La climatología del PWV del territorio peruano caracteriza diferencialmente las cuatro zonas geográficas del Perú: una territorial, Costa, Sierra y Selva. En la costa los niveles de PWV aumentan de sur a norte.
 3. Los mapas de variación estacional del PWV en el territorio peruano y áreas vecinas, reflejan claramente la influencia de la temperatura, la topografía y de los vientos.
 4. El análisis detallado del PWV en la Costa Peruana muestra una disminución de PWV de norte a sur en función de la latitud geográfica y de la altitud sobre el nivel medio del mar. La variación latitudinal es seccionalmente continuo, reflejando la influencia de los patrones oceánicos de la TSM.
- 4-Se documenta, por primera vez, las series temporales de PWV en las tres zonas de la Costa Peruana. Estas se caracterizan por estar dominadas por el ciclo estacional, con valores máximos durante el verano y mínimos en invierno. La amplitud de variación de las series depende de la ubicación geográfica, siendo menor en el norte y mayor en el sur.

6-Las series de PWV en la costa correlacionan bien con la variación de la TSM del área oceánica vecina.

7- La comparación entre las series temporales de PWV MODIS/TERRA y PWV MODIS/AQUA muestra elevadas correlaciones (>0.9) indicando una notable similitud en las estimaciones de ambos sensores.

8-En la serie de tiempo de los máximos compuestos de PWV en la Costa Norte muestran una anomalía de máximos en los años 2003, 2004 y 2005 que correlaciona con la anomalía de TSM y NDVI en esos mismos años a consecuencia de una sequía en esa región. En las Zonas Centro y Sur, las series temporales no evidencian anomalías apreciables en los valores extremos.

8.2 Recomendaciones

1- La distribución de PWV no es un fenómeno aislado y está estrechamente relacionada con otras variables atmosféricas (presión, temperatura del aire) y de superficie (temperatura del suelo). En esta investigación sólo se ha considerado cuantitativamente como factores influyentes la TSM y la elevación. En futuras investigaciones, para un análisis más completo de la distribución de PWV, se recomienda complementar la investigación realizada con otras variables como la temperatura del aire y del suelo, la radiación neta, el efecto de los vientos y de la presión.

2- Se recomienda se realicen estudios más exhaustivos de la distribución del PWV en el territorio peruano mediante la combinación de observaciones convencionales y de satélites, validaciones con GPS y mediciones por radiosondeo.

REFERENCIAS

1. AGU (American Geophysical Union) Special Report (1995), *Water vapor in the climate system*, Washington, DC, AGU, 20009
2. Ahrens, C.D. (2009), *Meteorology Today An Introduction to Weather, Climate and The Environment (9th)*, Cengage Learning-Brooks/Cole,
3. Albert, P., R. Bennartz, R. Preusker, R. Leinweber and J. Fischer (2005), Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 309–314
4. Albrecht, J.A. (1981), The twenty year average atmospheric structure at Lima, Peru, Florida State University, Department of Meteorology, Thesis of Master of Science.
5. Anculle, T. (2015), Modelo de Inicio de la Sequía en la Costa Norte de Perú a partir del NDVI de los sensores AVHRR, VEGETATION, MODIS y los datos ENOS (1982-2013), Tesis de maestría en Física, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima-Perú
6. AMS (American Meteorological Society) (2000), *Glossary of Meteorology*, 2nd ed., Boston, Mass., Version electronica: http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page
Fecha de acceso: 5 de diciembre de 2014
7. Arraut, J.M., and P. Satyamurty (2009), Precipitation and Water Vapor Transport in the Southern Hemisphere with Emphasis on the South American Region, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 1902-1912
8. Batteen, M., C. Hu, J. Bacon, and C. Nelson (1995), A numerical study of the effects of wind forcing on the Chile Current System, *Journal of Oceanography*, 51, 585–614
9. Bennartz, R., and J. Fischer (2000), A modified k-distribution approach applied to narrow band water vapour and oxygen absorption estimates in the near

- infrared, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 66(6), 539-553
10. Bordi, I., T. Raziei and L. S. Pereira (2015a), Ground-Based GPS Measurements of Precipitable Water Vapor and Their Usefulness for Hydrological Applications, *Water Resources Management*, 29(2), 471–486, DOI 10.1007/s11269-014-0672-5
 11. Bordi, I., X. Xiuhua and K. Fraedrich (2015b), Precipitable water vapor and its relationship with the Standardized Precipitation Index: ground-based GPS measurements and reanalysis data, *Theoretical and Applied Climatology*, DOI 10.1007/s00704-014-1355-0
 12. Bowker, D. E., R. E. Davis, D. L. Myrick, K. Stacy and W. T. Jones (1985), Spectral reflectances of natural targets for use in remote sensing studies, *NASA Ref. Publ.*, 1139
 13. Britannica Illustrated Science Library (2008), *Weather and Climate*, Encyclopaedia Britannica
 14. Camy-Peyret, C., and A. Vigasin (Eds.) (2003), Weakly Interacting Molecular Pairs: Unconventional Absorbers of Radiation in the Atmosphere, *Springer*, 287
 15. Chen, T.C (1985), Global Water Vapor Flux and Maintenance during FGGE, *Monthly Weather Review*, 113, 1801-1819
 16. Chen, S. H., Z. Zhao, J. S. Haase, A. Chen and F. Vandenberghe (2008), A Study of the Characteristics and Assimilation of Retrieved MODIS Total Precipitable Water Data in Severe Weather Simulations, *Monthly Weather Review-American Meteorological Society*, 136, 3608-3628
 17. Chesters, D. C., L. W. Uccellini and W.D. Robinson (1983), Low-level water vapor fields from the VISSR Atmospheric Sounder (VAS) ‘split-window’ channels, *Journal of Applied Meteorology*, 22(5), 725–743
 18. Chrysoulakis, N., Y. Kamarianakis, L. Xu, Z. Mitraka and J. Ding (2008), Combined use of MODIS, AVHRR and radiosonde data for the estimation of

- spatiotemporal distribution of precipitable water, *Journal of Geophysical Research*, 113, D05101, doi:10.1029/2007JD009255
19. Curry, J.A., and P.J. Webster (1999), *Thermodynamics of Atmospheres and Oceans*, Volume 65 (International Geophysics), *Academic Press*, 471
 20. Dillon, M.O., S.L. González, M.Z. Cruz, P. L. Asencio, V.Q. Silvestre (2011), Floristic Checklist of the Peruvian Lomas Formations Catalogo florístico de las Lomas peruanas, *Arnaldoa*, 18(1), 7-32
 21. Emery, W. J. and R.E. Thomson (1998), *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Pergamon Press
 22. Filiberti, M. A., L. Eymard and U. Urban (1994), Assimilation of satellite precipitable water in a meteorological forecast model, *Monthly Weather Review*, 122, 486–506
 23. Flores, R., M. Espino, G. Luque, y J. Quispe (2013), Patrones de variabilidad ambiental en el mar peruano, *Revista Peruana de Biología*, 20(1), 21-28
 24. Fraser, R. S., and Y. J. Kaufman (1985), The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 23(5), 525–633
 25. Frouin, R. P., Y. Deschamps and P. Lecomte (1990), Determination from space of atmospheric total water vapor amounts by differential absorption near 940nm: theory and airborne verification, *Journal of Applied Meteorology*, 29(6), 448–460
 26. Gaffen, D. J., W. P. Elliott and A. Robock (1992), Relationships between tropospheric water vapor and surface temperature as observed by radiosondes, *Geophysical Research Letters*, 19, 1839–1942
 27. Gaffen, D. J., A. Robock and W.P. Elliott (1992), Annual Cycles of Tropospheric Water Vapor, *Journal of Geophysical Research*, 97(D16), 185-193

28. Gao, B. C., and F. H. Goetz (1990), Column atmospheric water vapour and vegetation liquid water retrievals from airborne imaging spectrometer data, *Journal of Geophysical Research*, 95, 3549–3564
29. Gao, B.-C., and J. Kaufman (1998), The MODIS near-IR water vapour algorithm, *Algorithm Technical Background Doc*, ATBDMOD- 03, 25
30. Gao, B. C., and Y. J. Kaufman (2003), Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels, *Journal of Geophysical Research*, 108(D13), 4389, doi: 10.1029/2002JD003023
31. Gao, B.-C., P. K. Chan and R.-R. Li (2004), A global water vapor data set obtained by merging the SSMI and MODIS data, *Geophysical Research Letters*, 31, L18103, doi: 10.1029/1004GL020656
32. Garreaud, R. (2009), The Andes Climate and Weather, *Advances in Geosciences*, 22, 3-11
33. Grand, R. (2003), *The Oceans and Climate*, Cambridge University Press
34. Green, R. O., M. L. Eastwood, C. M. Sarture, T. G. Chrien, M. Aronsson, B.J. Chippendale, J. A. Faust, B.E. Pavri, C.J. Chovit, M. Solis, M. R. Olah and O. Williams (1998), Imaging Spectroscopy and the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS), *Remote Sensing of Environment*, 65, 227–248
35. Gu, Y., J. Brown, J. Verdin, and B. Wardlow (2007), A five-year analysis of MODIS NDVI and NDWI for grassland drought assessment over the central Great Plains of the United States, *Geophysical Research Letters*, 34, L06407, doi:10.1029/2006GL029127
36. Hartmann, D. L. (1994), *Global Physical Climatology*, Academic Press
37. Jensen, J. R. (2005), *Introductory Digital Image Processing: A remote Sensing Perspective Third edition*, Prentice-Hall Series in Geographic Information Science

38. Kanemaru, K., and H. Masugana (2013), A Satellite Study of the Relationship between Sea Surface Temperature and Column Water Vapor over Tropical and Subtropical Oceans, *Journal of Climate*, 26, 4204-4218
39. Kaufman, Y. J., and B. C. Gao (1992), Remote sensing of water vapor in the near-IR from EOS/MODIS, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(5), 871–884.
40. King, M. D., Y. J. Kaufman, W. P. Menzel and D. Tanré, (1992), Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the moderate resolution imaging spectrometer (MODIS), *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30, 2–27
41. Kleidman, R. G., Y. J. Kaufman, B. C. Gao , L.A. Remer, V. G. Brackett, R. A. Ferrare, E.V. Browell, and S. Ismail (2000), Remote sensing of total precipitable water vapor in the near-IR over ocean glint, *Geophysical Research Letters*, 27(17), 2657-2660
42. Lagos, C.P. (1983), El rol de la temperatura superficial del mar y la subsidencia atmosférica en la descripción de la estructura térmica de la capa de inversión, *Actas de la consulta de expertos para examinar los cambios de la abundancia y composición por especies de recursos de peces nevítricos*, FAO, Roma, 587
43. Li, Z. (2005), Corrections of Atmospheric Water Vapour Effects on Repeat-Pass SAR Interferometry Using GPS, MODIS and MERIS Data, These for the degree of Doctor of Philosophy, University of London
44. Liang, S. (2004), *Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces*, John Wiley & Sons INC.
45. Lillesand, T., R. W. Kiefer and J.W. Chipman (2004), *Remote Sensing and Image Interpretation*, Wiley
46. Lindstrot, R., M. Stengel, M. Schröder, J. Fischer, R. Preusker, N. Schneider, T. Steenbergen and B. R. Bojkov (2014), A global climatology of total columnar water vapour from SSM/I and MERIS, *Earth System Science Data*, 6,221-233

47. Liou, K. N. (2002), *An Introduction to Atmospheric Radiation: 2th Edition*, Academic Press
48. Manabe, S., and Wetherald (1967), Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(3), 241-259
49. Mao, K. B., H. T. Li, D. Y. Hu, J. Wang, J. X. Huang, Z. L. Li, Q. B. Zhou and H. J. Tang (2010), Estimation of water vapor content in near-infrared bands around 1 um from MODIS data by using RM–NN, *Optics Express*, 18(9), 9542-9554
50. Martin, S. (2014), *An Introduction to Ocean Remote Sensing*, Cambridge University Press
51. McNab, A., and T.R. Karl (1997), Climate and Droughts, *U.S. Global Change Research Program*, Interactive workshop: Impact of Climate Change and Use in the Southwestern United States. Página web: <http://geochange.er.usgs.gov/sw/>
52. Mohanakumar, K., (2008), *Stratosphere Troposphere Interactions*, Springer
53. Morón, O., (2000), Características del ambiente marino frente a la costa peruana, *Boletín Instituto del Mar del Perú*, 19, 179-204
54. Mueller, M. (2002), *Fundamentals of Quantum Chemistry: Molecular Spectroscopy and Modern Electronic Structure Computations*, Kluwer Academic Publishers, 265
55. Namias, J. (1966), Nature and possible causes of the northeastern United States drought during 1962-65, *Monthly Weather Review*, 94(9), 543-554.
56. NASA (National Aeronautics and Space Administration) (2013), EOS Science Plan: The State of Science in the EOS Program, *CreateSpace Independent Publishing Platform* ,404

57. Ning, L., J. Qin, K. Yang, Y. Gao, X. Xu and T. Koike (2011), On the use of GPS measurements for Moderate Resolution Imaging Spectrometer precipitable water vapor evaluation over southern Tibet, *Journal of Geophysical Research*, 116, D23117, doi:10.1029/2011JD016160
58. Ojo, O. (2005), The distribution of mean monthly precipitable water vapor and annual precipitation efficiency in Nigeria, *Theoretical and Applied Climatology*, 18(3–4), 221–238.
59. Prabhakara, C., G. Dalu, R. C. Lo and N. R. Nath (1979), Remote sensing of seasonal distribution of precipitable water vapor over the oceans and the inference of boundary layer structure, *Monthly Weather Review*, 107, 1388–1401
60. Prabhakara, C., D. A. Short and B. E. Vollmer (1985), El Niño and Atmospheric Water Vapor: Observations from Nimbus 7 SMMR, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24, 1311-1324
61. Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, and J. Tam, (2005), Mean circulation, seasonal cycle and mesoscale dynamics of the Peruvian Upwelling System: a modelling approach, *Journal of Geophysical Research*, 110, C100121, doi:10.1029/2005JC002945
62. Peixoto, J. P., and A. H. Oort (1984), Physics of climate, *Reviews of Modern Physics*, 56(3), 365–429
63. Peixoto, J. P., and A. H. Oort (1992), *Physics Of Climate*, American Institute of Physics, New York
64. Petersen, J., D. Sack, and R. Gabler (2011), *Fundamentals of Physical Geography*, Cengage Learning
65. Purca, S. R. (2005), Variabilidad temporal de baja frecuencia en el Ecosistema de la Corriente de Humboldt en el Perú, Tesis Doctoral, Departamento de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, Chile

66. Rakesh, V., R. Singh and P. K. Pal and P.C. Joshi (2009), Impact of satellite-observed winds and total precipitable water on WRF short-range forecasts over the Indian region during the 2006 summer monsoon, *Weather and Forecasting*, 24, 1706–1731
67. Rao, V. B., I. F. Cavalcanti and K. Hada (1996), Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America, *Journal of Geophysical Research*, 101, 26539–26551
68. Reagan, J. A., K. Thome, B. Herman and R. Gall (1987), Water vapor measurements in the 0.94 μ m absorption band: calibration, measurements and data application, *IEEE 1987 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. New York: Institute of Electrical and Electronics Engineers*, 63–67.
69. Renault, L. (2008), Impact des Jets Cotiers Atmosphériques Sur L’upwelling du Système de Courants de Humboldt, Thèse de Doctorat de l’Université Toulouse III, Spécialité: Océanographie Physique, France
70. Robinson, P. J., and J. T. Lutz (1978), Precipitation efficiency of cyclonic storms, *Annals of the Association of American Geographers*, 68(1), 81–88
71. Rocha, A. (2006), La Costa Norte Peruana y su vulnerabilidad frente al Fenómeno de El Niño, Revista Técnica del Capítulo de Ingeniería Civil del Colegio de Ingenieros del Perú-CDL, Año 8, N° 29
72. Rojas, J., y J. C. Eche (2006), La Temperatura de la Superficie del Mar Peruano a partir de las Imágenes AVHRR/NOAA (2000-2003), *Revista de Investigación de Física*, 9(1), 24-30
73. Rundel, P.W., M.O. Dillon, B. Palma, H.A. Mooney, S.L. Gulmon y J.R. Ehleringer (1991), The phytogeography and ecology of the coastal Atacama and Peruvian deserts, *ALISO*, 13(1), 1-49.
74. Rutllant, J., and R. Garreaud (2005), Capa Limite Marina en el Pacífico Suroriental subtropical durante el crucero cimar 5, *Ciencia y Tecnología del Mar*, 28(1), 25-34

75. Saavedra, M. F. (2010), Sensibilidad de la Circulación Oceánica a Escalas Intra-Estacional y Estacional Frente a la Costa del Perú Debido al Forzamiento Atmosferico en un Modelo Regional a Alta Resolucion, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú
76. Schermaul, R., R.C. Learner, D. A. Newnham, R. G. Williams, J. Ballard, N. F. Zobov, D. Belmiloud and J. Tennyson (2011), The water vapor spectrum in the region 8600-15000 cm^{-1} : Experimental and Theoretical Studies for a New Spectral Line Database, *Journal of Molecular Spectroscopy*, 208, 32-42
77. Schneider, E. , B. P. Kirtman and R. Lindzen (1999), Tropospheric Water Vapor and Climate Sensitivity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56, 1649-1656
78. Schneider, T., P.A. Gorman and X. J. Levine (2010), Water Vapor and the Dynamics of Climate Changes, *Reviews of Geophysics*, 48 (3), 1-22, DOI: 10.1029/2009RG000302
79. Schläpfer, D., C. C. Borel, J. Keller and K.I. Itten (1998), Atmospheric precorrected differential absorption technique to retrieve columnar water vapor, *Remote Sensing of Environment*, 65, 353-366
80. Shie, C. L., W. K. Tao and J. Simpson (2006), A note on the relationship between temperature and water vapor over oceans, including sea surface temperature effects, *Advances in Atmospheric Science*, 23 (1), 141–148.
81. Sobrino, J. A., J. E. Kharraz, and Z. L. Li (2003), Surface temperature and water vapor retrieval from MODIS data, *International Journal of Remote Sensing*, 24(24), 5161-5182
82. Soden, B. J., D. L. Jackson, V. Ramaswamy, D. Schwarzkopf and X. Huang (2005), The radiative signature of upper tropospheric moistening, *Science*, 310, 841–844
83. Solot, S. B. (1939), Computation of depth of precipitable water in a column of air, *Monthly Weather Review*, 67, 100–103

84. Starr, D., and S.H. Melfi (1990), The Role of Water Vapor in Climate: A strategic Research Plan for the Proposed GEWEX Water Vapor Project (GVaP), *NASA Conference Publication 3120*, 64
85. Stephens, G. (1990), On the relationship between Water Vapor over the Oceans and Sea Surface Temperature, *Journal of Climate*, 3, 634-645
86. Strub, T., J. Mesias, V. Montecino, J. Rutllant and S. Salinas (1998), *Coastal Ocean Circulation Off Western South America. The Sea Volume 11*, edited by Allan R. Robinson and Kennett H Brink, John Wiley Sons Inc.
87. Sudradjat, A., R. R. Ferraro and M. Fiorino (2005), A comparison of total precipitable water vapor between reanalyses and NVAP, *Journal of Climate*, 18, 1790–1807
88. Talley, L., G. L. Pickard, W.J. Emery and J. H. Swift (2011), *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction* (6th ed.), Elsevier, Boston, 560
89. Trenberth, K. E., J. Fasullo and L. Smith (2005), Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor, *Climate Dynamics*, 24, 741-758
90. Trenberth, K. E., L. Smith, T. Qian, A. Dai and J. Fasullo (2007), Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data, *Journal of Hydrometeorology*, 8, 758–769, doi:10.1175/JHM600.1
91. Trivelli, C., y S. Boucher (2006), Vulnerabilidad y shocks climáticos: el costo de la sequía para los productores agropecuarios de Piura y el Valle del Mantaro, *Revista Economía y sociedad* 61, CIES, 46-56
92. Tucker, C., B. Holben, J. Elgin, and J. McMurtrey (1981), Remote Sensing of Total Dry-Matter Accumulation in Winter Wheat, *Remote Sensing of Environment*, 11, 171-189
93. Tuller, S.E. (1968), *World Distribution of Mean Monthly And Annual Precipitable Water*, *Monthly Weather Review*, 96(1), 785-797

94. Vardavas, I. M., and F. W. Taylor (2007), *Radiation and Climate*, Oxford University Press, pp. 492
95. Veblen, T., K. R. Young and A. R. Orme (Eds.) (2007), *The physical Geographic of South America*, Oxford University Press
96. Vermote, E., D. Tanré, J. L. Deuzé, M. Herman, J. J. Morcrette and S. Y. Kotchenova (2006), Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum - Vector (6SV), *6S User Guide Version 3*, 56
97. Walter, H., and S.W. Breckle (1986), *Ecological Systems of the Geobiosphere: 2 Tropical and Subtropical Zonobiomes*, Springer Berlin Heidelberg, 466
98. Warner, T.T. (2004), *Desert Meteorology*, Cambridge University Press
99. Wentz, F.J., L. Ricciardulli, K. Hilburn and C. Mears (2007), How much more rain will global warming bring?, *Science*, 317, 233–235
100. White, D. (2009), *The MODIS Conversion Toolkit (MCTK): User's Guide*, 27
101. Whiteman, C.D. (2000), *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*, Oxford University Press
102. Wittmeyer, I. L., and T. H. Vonder Haar (1994), Analysis of the global ISCCP TOVS water vapor climatology, *Journal of Climate*, 6, 1282–1300
103. WMO (World Meteorological Organization) (1983), *Guide to Climatological Practices* WMO-N⁰100 (second edition)
104. WMO (World Meteorological Organization), (1990), *Glosario de términos usados en agrometeorología*, TD-N^o391, Génova, Italia, 223
105. WMO (World Meteorological Organization), (2010), *Guide to Climatological Practices* WMO-N⁰100 (third edition)
106. Xie, B., Q. Zhang and Y. Ying (2011), Trends in Precipitable Water and Relative Humidity in China: 1979–2005, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, 1985-1994, doi: 10.1175/2011JAMC2446.1

107. Yin, H., T. Udelhoven, R. Fensholt, D. Pflugmacher and P. Hostert (2012), How Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) Trends from Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) and Système Probatoire d'Observation de la Terre VEGETATION (SPOT VGT) Time Series Differ in Agricultural Areas: An Inner Mongolian Case Study, *Remote sensing*, 4, 3364-3389; doi:10.3390/rs4113364
108. Zhang, C., and F. Qiu (2008), Empirical Relationship between Sea Surface Temperature and Water Vapor: Improvement of the Physical Model with Remote Sensing Derived Data, *Journal of Oceanography*, 64, 163-170
109. Zheng, J., S. Chun-Xiang, L. Qi-Feng and X. Zheng-Hui (2010), Evaluation of Total Precipitable Water over East Asia from FY-3A/VIRR Infrared Radiances, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 3 (2), 93-99
110. Zhenhong, E.J. Fielding and P. Cross (2009), Integration of InSAR Time-Series Analysis and Water-Vapor Correction for Mapping Postseismic Motion After the 2003 Bam (Iran) Earthquake, *Geoscience and Remote Sensing*, 47 (9), 3220 – 3230
111. Zuta, S., y O. Guillen (1970), Oceanografía de las aguas costeras del Perú, *Boletín del Instituto del Mar del Perú*, 2(5), 161-322.

PROGRAMAS REALIZADOS EN IDL PARA EL PROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES

A.1 GEORREFERENCIACIÓN AUTOMATIZADA DE LAS IMÁGENES LEVEL 2 PWV MODIS NIR.

```
; UNMSM-FCF-LABTEL 12/05/2013 JHON BRAYAN GUERRERO SALINAS
; NOMBRE DEL PROGRAMA: test_batch_modis_conversion_l2_swath.PRO
; PROPOSITO: GEORREFERENCIACION DE LAS IMÁGENES DIARIAS DE PWV
```

PRO test_batch_modis_conversion_l2_swath

envi

```
;envi, /restore_base_save_files
;envi_batch_init, log_file='batch.txt'
```

compile_opt idl2

```
;Llamamos a la lista de archivos
```

```
files = file_search('C:\Users\My Computer\Desktop\DATOS_HDF\',
'*.hdf',count=count)
```

FOR i=0,count-1 DO BEGIN

```
;Locacion de salida
```

```
k=STRCOMPRESS(string(i+1),/REMOVE_ALL)
```

```
output_location = 'C:\Users\My
Computer\Desktop\MOZAICO\IMAGENES_GEORREFERENCIADAS\'+k+'_'
```

```
output_rootname = strmid(file_basename(files[i]),0,39)
```

```
swath_name = 'mod05'
```

```
sd_names = ['Water_Vapor_Near_Infrared']
```

```
;Esquema de Método de salida es:
```

```
;0 = Standard, 1 = Projected, 2 = Standard and Projected
```

```
out_method = 1
```

```
;datum='WGS-84'
```

```
output_projection = envi_proj_create(/geographic)
```

```
;output_projection = envi_proj_create(/UTM,zone=20,/south, datum=datum)
```

```
interpolation_method = 6
```

```
background=0 ;este valores por lo general son NaN
```

```

fill_replace_value=0 ;este valores por lo general son NaN
;el numero 6 se indica como la traiangulacion por Nearest Neighbor
convert_modis_data, in_file=modis_swath_file, $
out_path=output_location, out_root=output_rootname, $
/higher_product, /swath, swt_name=swath_name, $
sd_names=sd_names, out_method=out_method, out_proj=output_projection,
num_x_pts=50, num_y_pts=50,$
interp_method=interpolation_method,background=background,fill_replace_value=fill_r
eplace_value, /no_msg
endfor
envi_batch_status_window, /off
END

```

A.2 GENERACIÓN DE MÁXIMO VALOR COMPUESTO

```

; UNMSM-FCF-LABTEL 05/07/2013 JHON BRAYAN GUERRERO SALINAS
; NOMBRE DEL PROGRAMA: COMPUESTO_AUTOMATIZADO.PRO
; PROPOSITO: REALIZAR EL MAXIMO COMPUESTO MENSUAL

```

pro COMPUESTO_AUTOMATIZADO

```

files = FILE_SEARCH('C:\Users\My Computer\Desktop\COMPUESTOS\*.HDR',
count=count)
;automatizando
for k=0,count-1 do begin
name = file_basename(files)
n=strlen(name(k))
envi_open_file, files(k), r_fid=fid
envi_file_query, fid, ns=ns, nl=nl, nb=nb, data_type=dt, dims=dims
inherit = envi_set_inheritance(fid, dims, /spatial)
;output_file='C:\Users\My
Computer\Desktop\COMPUESTOS\'+'COMPUESTO_'+strmid(strmid(name,0,n),8)
output_file='C:\Users\My
Computer\Desktop\COMPUESTOS\'+'COMPUESTO_'+strmid(strmid(name(k),0,n-
4),8)
openw, lun, output_file, /get_lun
for i=0, nl-1 do begin

```

```

slice = envi_get_slice(fid=fid, line=i, pos=pos, xs=0, xe=ns-1, /bip)
for j=0, ns-1 do begin max_value = max(slice[:,j])
writeu, lun, max_value
endfor
endfor
envi_setup_head, inherit=inherit, nb=1, data_type=dt, fname=output_file,interleave=0,
ns=ns, nl=nl, offset=0, /write ,/open
ENVI_FILE_MNG, id=fid, /REMOVE
endfor
END

```

A.3 CORTE ESPACIAL AUTOMATIZADO

```

; UNMSM-FCF-LABTEL 08/06/2013 JHON BRAYAN GUERRERO SALINAS
; NOMBRE DEL PROGRAMA: CORTE_AUTOMATIZADO.PRO
; PROPOSITO: CORTE AUTOMATIZADO DE LAS IMÁGENES DIARIAS DE PWV

```

PRO CORTE_AUTOMATIZADO

;Este código es útil para realizar el corte automatizado de una gran ;cantidad de
;imágenes con un shapefile

```

files= FILE_SEARCH('C:\Users\My Computer\Desktop\datos\*.HDR', count=count)
ssi=file_basename(files)
ss1=strarr(count)
out_bname=strarr(count)
for i=0,count-1 do begin
  ss1[i]=STRMID(ssi[i],0,STRPOS(ssi[i],'.HDR'))
  out_bname[i]=STRMID(files(i),-1,STRPOS(STRMID(files(i),-1),'.HDR'))
endfor

for k=0,count-1 do begin
envi_open_file, out_bname(k), r_fid=fid
if (fid eq -1) then return
envi_file_query, fid, bnames=bnames, sname=sname, nb=nb
pos=lindgen(nb)
evf_fname='C:\Users\My Computer\datos\vector.evf'

```

```

;evf_fname = dialog_pickfile(title='selecciona el vector')
envi_check_save, /vector
evf_open, evf_fname, vec=vec, /no_warning
evf_id = vec.id
roi_ids = envi_get_roi_ids(fid=fid, /include_evfs)
envi_roi_compute_spatial_boundry, roi_ids, dims, fid=fid
envi_doit, 'resize_doit', fid=fid, dims=dims, pos=pos, rfact=[1,1], /in_memory,
r_fid=sub_fid
envi_file_query, sub_fid, ns=ns, nl=nl, dims=dims
envi_mask_doit, evf_id=evf_id, evf_fid=sub_fid, ns=ns, nl=nl, and_or=0, /inside,
/in_memory, r_fid=m_fid
out_name='C:\Users\My Computer\Desktop\CORTADO\'+'ss1[k]
envi_mask_apply_doit, fid=sub_fid, pos=pos, dims=dims, m_fid=m_fid,
m_pos=01, value=0, out_bname=bnames, out_name=out_name
;borramos los archivos cargadoa al ENVI
fids = envi_get_file_ids()
;;;print, 'el valor de fids es',fids
ss=n_elements(fids)
FOR i=0, ss-1 DO BEGIN
  envi_file_mng, id=fids[i], /remove
end
endfor
END

```

Tabla B.1. Datos promedios obtenidos de PWV MODIS/TERRA (en cm) de los compuestos mensuales en las tres zonas (Figura 6.17), entre los 0 y 1000 msnm.

(a) Zona norte

MES AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
2000	-	-	5.742	5.992	5.931	5.240	4.840	4.757	5.053	4.935	5.207	5.405
2001	5.590	5.561	6.108	6.120	5.887	4.822	4.905	4.418	4.911	4.890	5.409	5.503
2002	5.418	5.719	6.215	6.200	5.824	4.936	4.885	4.679	5.046	5.283	5.561	5.845
2003	5.602	5.805	5.696	5.855	5.557	5.304	5.065	4.925	4.911	4.976	5.248	5.329
2004	5.474	5.735	5.878	5.663	5.644	5.127	5.008	4.674	5.062	5.269	5.350	5.460
2005	5.575	5.545	6.043	6.001	5.445	5.377	4.772	4.798	4.712	5.264	5.194	5.397
2006	5.618	6.032	6.086	6.060	5.472	5.379	4.749	5.060	5.190	4.936	5.433	5.721
2007	5.823	5.558	6.118	5.931	5.727	5.159	5.005	4.829	4.828	4.784	5.243	5.209
2008	5.390	5.818	6.143	5.781	5.453	5.171	5.041	4.742	4.897	5.201	5.050	4.947
2009	5.539	5.784	5.825	5.739	5.500	5.180	4.989	4.969	5.035	5.018	5.550	5.510
2010	5.822	5.979	6.428	6.348	5.986	5.229	5.050	4.855	4.785	4.579	4.579	5.155
2011	5.106	5.157	5.385	5.983	5.425	5.303	5.038	4.722	5.018	4.714	5.099	5.344
2012	5.584	5.961	6.267	6.108	5.807	5.366	4.827	4.831	5.046	4.923	5.420	5.390
2013	5.589	5.710	6.296	6.021	5.819	5.271	4.966	4.950	4.915	5.201	4.962	5.368
PR	5.548	5.720	6.016	5.986	5.677	5.204	4.938	4.801	4.958	4.998	5.236	5.399
DE	0.184	0.231	0.280	0.185	0.200	0.162	0.108	0.158	0.129	0.221	0.260	0.222

(b) Zona centro

MES AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
2000	-	-	5.256	5.333	5.099	3.760	3.598	3.264	3.924	4.356	4.446	5.160
2001	5.295	5.421	5.565	5.524	4.868	3.929	3.628	2.995	4.367	4.141	4.903	4.475
2002	5.120	5.156	5.675	5.422	4.532	3.703	3.491	3.354	4.120	4.330	5.103	5.191
2003	5.497	5.471	5.324	5.229	4.824	3.751	3.793	3.660	3.468	4.172	4.340	4.915
2004	4.828	5.504	5.663	5.262	4.349	3.467	4.174	3.326	4.223	4.126	4.842	5.126
2005	5.201	5.384	5.413	5.358	3.918	3.311	3.237	3.187	3.330	3.887	4.104	5.022
2006	5.418	5.675	5.612	5.323	4.440	4.157	3.239	3.850	3.894	3.886	4.655	4.987
2007	5.3999	5.183	5.676	5.450	4.865	3.789	3.314	3.472	3.560	4.070	4.258	4.779
2008	5.259	5.319	5.421	4.731	4.027	3.685	3.289	3.678	3.372	4.527	4.472	4.365
2009	5.241	5.527	5.454	5.092	4.770	3.412	3.302	3.466	3.567	4.306	4.969	4.965
2010	5.3164	5.513	5.697	5.692	4.909	4.046	3.513	3.376	3.650	3.803	3.803	4.870

2011	5.274	5.314	5.161	5.403	4.398	3.863	3.806	3.336	3.890	3.497	4.423	5.259
2012	5.097	5.549	5.732	5.392	4.655	3.852	3.398	3.209	3.946	4.507	4.735	4.950
2013	5.199	5.652	5.848	4.803	4.718	4.091	3.778	3.547	3.907	4.545	4.280	4.910
PR	5.242	5.436	5.5355	5.287	4.598	3.772	3.54	3.408	3.801	4.154	4.524	4.927
DE	0.169	0.1611	0.200	0.261	0.341	0.250	0.275	0.224	0.318	0.306	0.364	0.253

(b) Zona sur

MES AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
2000	-	-	5.267	4.909	4.432	3.524	2.521	2.563	2.632	3.574	3.450	4.518
2001	5.172	5.800	5.713	5.159	4.280	3.111	2.901	3.020	3.683	3.444	4.067	4.124
2002	5.211	5.581	5.626	5.232	3.847	3.127	3.205	2.838	3.023	3.183	4.349	4.285
2003	5.114	5.193	5.391	4.398	3.895	2.694	3.305	2.452	2.772	3.333	3.250	4.392
2004	5.172	5.794	5.400	4.765	3.496	2.741	3.753	2.909	3.128	2.840	3.787	4.924
2005	5.357	5.188	5.558	4.663	3.116	2.051	2.410	2.084	2.738	2.419	2.902	4.894
2006	5.102	6.010	5.746	4.851	4.270	2.801	2.598	2.756	3.007	3.034	4.054	3.959
2007	5.223	5.334	5.508	4.851	3.550	2.806	2.497	2.457	2.685	3.452	3.379	4.272
2008	5.465	5.178	5.139	3.774	2.672	2.896	2.057	2.407	2.478	3.186	3.751	4.259
2009	5.045	5.307	5.213	4.725	4.076	2.360	2.587	2.484	2.838	3.157	3.873	4.171
2010	4.808	5.5013	4.965	4.683	4.592	2.937	2.326	2.413	2.835	3.079	3.079	4.316
2011	5.188	5.436	4.688	5.304	3.470	3.212	3.185	2.586	2.534	2.787	4.139	5.281
2012	5.473	5.846	5.609	5.3210	3.983	2.992	2.532	2.369	2.979	3.816	3.507	4.778
2013	5.200	5.733	6.058	4.031	3.847	3.795	3.047	2.643	3.062	3.631	3.437	4.553
PR	5.195	5.531	5.420	4.762	3.8236	2.932	2.7804	2.570	2.885	3.210	3.644	4.480
DE	0.175	0.284	0.350	0.454	0.5262	0.4365	0.4639	0.247	0.304	0.372	0.427	0.368

PR: Promedio (cm), DE: Desviación estándar (cm)

Tabla B.2. Datos promedios obtenidos de TSM MODIS/TERRA (°C) de cada una de las áreas definidas de la Figura 7.3: (AREA 1, AREA 2 y AREA 3).

(a) AREA 1

MES AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
2000	NaN	24.712	22.543	23.233	20.717	19.798	18.676	18.482	17.801	18.953	19.081	20.211
2001	21.325	24.067	26.597	23.033	19.895	19.637	18.593	17.866	17.429	17.95	18.797	20.791
2002	21.38	24.721	26.746	23.957	21.603	19.747	18.65	18.373	18.763	20.322	21.123	22.029
2003	22.507	23.278	23.304	20.258	20.024	19.453	18.469	19.377	18.321	19.958	20.757	20.889
2004	21.987	23.405	22.763	21.886	19.691	18.395	18.344	17.618	18.7	20.262	21.042	20.316
2005	22.383	22.77	21.739	22.483	21.909	19.136	18.424	17.26	17.699	18.084	19.891	20.772
2006	21.985	25.003	23.552	20.047	20.963	20.382	20.154	19.617	19.363	21.125	20.988	20.973
2007	23.237	23.435	22.532	20.474	18.943	20.213	17.533	17.376	17.046	17.687	18.311	19.455
2008	22.147	25.454	25.964	22.768	21.021	21.45	20.754	19.933	19.01	18.678	19.316	19.973
2009	21.313	23.679	24.195	22.791	21.991	21.013	19.857	19.237	18.022	18.299	20.201	22.565
2010	23.245	24.419	23.797	23.42	21.889	19.904	17.975	16.946	16.899	17.347	18.413	19.798
2011	21.318	24.51	23.158	22.661	22.17	21.431	20.154	18.5	17.203	19.145	19.152	19.197
2012	22.286	25.397	24.894	24.592	22.705	21.522	21.007	18.648	19.017	18.894	18.956	20.022
2013	22.115	23.119	23.702	21.177	19.47	19.284	18.034	17.424	18.015	17.64	20.437	20.449
PR	22.094	24.141	23.963	22.341	20.928	20.098	19.045	18.333	18.092	18.882	19.748	20.531
DE	0.662	0.87	1.554	1.394	1.167	0.958	1.111	0.953	0.793	1.159	1.007	0.921

(a) AREA 2

MES AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
2000	NaN	23.469	22.488	21.526	19.806	18.927	17.662	17.89	17.129	17.932	18.759	20.812
2001	22.248	24.208	24.042	22.011	19.351	18.231	17.753	16.629	15.947	17.148	18.137	20.162
2002	21.74	23.694	24.845	23.425	21.74	19.75	17.694	17.122	17.307	18.456	19.261	21.205
2003	22.443	24.154	23.2	20.712	19.9	18.482	18.211	17.22	16.416	17.708	19.8	20.734
2004	22.683	23.721	22.913	21.956	19.231	17.83	17.49	17.434	17.408	18.093	19.206	20.974
2005	22.938	22.625	22.756	21.46	20.797	16.808	15.902	15.332	14.197	16.373	18.015	20.719
2006	22.599	23.783	22.34	20.645	20.329	19.294	19.238	18.353	18.314	18.964	20.185	20.988
2007	23.18	23.928	23.002	21	19.125	18.192	17.339	15.502	15.45	15.922	17.361	19.602
2008	21.992	23.474	24.263	20.673	19.523	18.548	19.078	17.691	17.179	17.489	18.946	20.796
2009	21.747	23.045	23.625	22.481	20.549	19.525	18.19	16.752	15.353	15.931	19.01	20.922
2010	23.266	24.079	23.458	22.606	20.79	19.332	16.857	14.028	14.967	16.096	18.219	19.545
2011	21.393	23.498	22.827	20.902	21.066	20.268	18.748	16.009	14.772	17.917	19.104	20.313
2012	21.877	23.737	23.562	23.491	22.171	21.494	20.388	18.183	17.752	17.93	18.899	20.484
2013	22.414	23.399	22.335	19.913	19.206	18.132	16.655	16.415	16.8	16.657	18.559	21.058
PR	22.348	23.63	23.261	21.629	20.256	18.915	17.943	16.754	16.357	17.33	18.819	20.594
DE	0.583	0.431	0.751	1.083	0.973	1.157	1.159	1.218	1.252	0.985	0.733	0.518

(b) AREA 3

MES AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
2000	NaN	22.897	22.092	21.966	20.056	18.312	16.621	16.223	16.48	18.036	19.718	21.889
2001	23.565	24.149	23.833	21.776	19.836	17.818	16.48	15.745	16.358	18.092	19.377	21.122
2002	23.379	23.62	23.585	21.504	20.34	18.072	17.064	16.694	17.59	18.286	19.351	21.544
2003	23.056	24.136	22.954	21.616	20.194	17.357	17.755	17.019	17.042	18.807	20.374	21.666
2004	23.527	23.559	22.944	22.173	19.675	17.378	16.558	17.066	17.541	17.948	19.283	21.586
2005	23.624	22.919	23.027	21.123	19.844	17.376	16.941	16.016	15.357	15.655	19.108	21.188
2006	23.29	24.068	22.779	21.119	20.653	18.876	18.05	17.214	17.294	18.351	20.022	21.478
2007	23.788	23.563	22.928	20.72	17.984	17.071	15.731	14.68	14.444	16.82	18.43	20.29
2008	22.943	23.009	22.856	21.47	18.582	17.394	16.849	15.568	16.963	17.157	19.818	21.77
2009	22.876	23.772	23.356	22.71	20.483	18.392	16.617	15.287	14.786	17.179	19.61	21.32
2010	22.914	23.646	23.283	22.322	19.921	16.289	16.874	14.557	15.707	17.235	19.427	20.5
2011	21.838	23.784	22.597	20.951	19.771	18.857	17.019	16.318	15.04	17.899	19.614	20.926
2012	22.636	24.283	24.26	22.698	20.45	19.525	18.326	17.254	16.957	17.593	19.313	21.528
2013	23.172	24.106	22.804	21.552	20.053	18.27	16.759	16.632	16.838	17.052	19.913	21.859
PR	23.124	23.679	23.093	21.693	19.846	17.928	16.975	16.162	16.314	17.579	19.526	21.333
DE	0.515	0.466	0.542	0.621	0.733	0.853	0.673	0.897	1.056	0.8	0.464	0.486

PR: Promedio (cm), DE: Desviación estándar (cm)

C.1 GLOSARIO

DISPERSIÓN: Según el Glosario de Meteorología de la Sociedad Americana de Meteorología¹ esta se define como:

El proceso en la que las diferentes longitudes de onda de la luz viajan a diferentes velocidades cuando se mueven a través de una sustancia. La dispersión es una consecuencia de la respuesta dependiente de la longitud de onda que es inherente en los átomos y moléculas individuales a la excitación por un campo armónico en el tiempo.

Por medio de la dispersión de un haz de luz compuesto de muchas longitudes de onda, se pueden separar espacialmente (dispersión angular) en sus componente como, por ejemplo, por medio de un prisma. El arco iris debe sus colores a la dispersión angular.

NIEBLA: Según el Glosario de términos usados en agrometeorología (*WMO, 1990*) esta se define como:

- (1) Suspensión de gotas muy pequeñas de agua en la atmósfera, que reducen, generalmente la visibilidad horizontal en la superficie de la Tierra, a menos de 1 kilómetro.
- (2) Niebla mojante. Niebla formada por pequeñas gotas de agua los suficientemente gruesas como para depositar agua sobre los objetos.
- (3) Niebla helada. Niebla formada por pequeñas gotas de agua supercongeladas que causan depósito de helada sobre los objetos expuestos.

¹ AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, METEOROLOGY GLOSSARY (http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page). Fecha de acceso: 10-10-2015.

- (4) Niebla de Advección. Niebla que se forma en la parte inferior de la masa de aire húmedo que se mueve sobre una superficie más fría.
- (5) Niebla causada por radiación. Niebla causada por la radiación nocturna, suficiente para llevar un enfriamiento del aire, cerca de la superficie hasta la condensación del vapor de agua contenido en este aire.
- (6) Niebla de inversión. Niebla provocada por el descenso hasta el suelo de una masa de nubes de estratos, formada por una inversión.
- (7) Niebla de evaporación. Niebla, en la cual se lleva a la saturación una masa de aire frío y estable, por la evaporación rápida de una superficie subyacente de agua caliente.
- (8) Niebla de pendiente. Niebla formada sobre la pendiente de colinas y montañas expuestas al viento, debido a la ascensión forzada del aire y consecuente expansión y enfriamiento adiabáticos.

La única diferencia entre neblina y niebla se expresa en términos de visibilidad: Si el fenómeno meteorológico da una visión de 1 km o menos, es considerado como niebla; y si permite ver a más de 1 km, el fenómeno es considerado como neblina.

SCATTERING: Es el proceso por el cual la dirección del movimiento de la radiación o partículas es cambiada de forma aleatoria cuando pasa a través de un medio, causado por las colisiones entre los constituyentes de la radiación con las partículas del medio².

A menudo el concepto de scattering es confundido con el de dispersión. Ambos son conceptos que se refieren a fenómenos físicos diferentes. La palabra scattering no tiene una traducción al idioma español, por lo que se utiliza en su forma original del idioma inglés.

² (<http://www.yourdictionary.com/scattering#websters>, Fecha de acceso: 01-06-2016)

En la atmósfera, *Lillesand et al., (2004)* indica que, el “scattering” atmosférico es la difusión impredecible de la radiación por partículas en la atmósfera. Difiere de la reflexión ya que en esta, la dirección es predecible. Depende de la longitud de onda. Decrece con el incremento en la longitud de onda de la radiación. Existen tres tipos de “scattering”: Rayleigh, Mie y scattering no selectivo.

SEQUÍA: Según el Glosario de términos usados en agrometeorología (*WMO, 1990*) esta se define como:

- (1) Ausencia prolongada, marcada deficiencia, o pobre distribución de la precipitación.
- (2) Deficiencia sostenida de una área regionalmente extensa en precipitación (lluvia y/nieve). Todas las otras definiciones están relacionadas al efecto e impacto bajo el normal de precipitación en la agricultura, recursos hídricos, etc. de allí los términos tales como sequía agrícola, sequía hidrológica.
- (3) Un anormal periodo seco suficientemente prolongado para que la falta de agua cause un serio desbalance hidrológico (esto es daños a los cultivos, carestía de agua, etc.) en la zona afectada. La severidad de la sequía depende del grado de deficiencia de humedad, la duración y (a menor grado) del tamaño del área afectada. En general, el término debe ser reservado para periodos de deficiencia de humedad que son relativamente extensos tanto en el tiempo como en el espacio.

SOMBRA DE LLUVIA: Una sombra de lluvia es una región desértica causada por el bloqueo de la precipitación debido a la presencia de montañas elevadas³. A un lado de las montañas los sistemas de precipitación y nieve prevalecen, en cambio al otro lado de las montañas, la precipitación es bloqueada generando regiones secas.

³(<http://education.nationalgeographic.com/encyclopedia/rain-shadow/>. Fecha de acceso:02-11-2015)