



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**DETECCIÓN DEL IMPACTO DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN  
LA INICIACIÓN CONVECTIVA EN MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

**EDGAR DOLORES TESILLOS**

TUTOR

DR. ERNESTO DOS SANTOS CAETANO NETO (IG UNAM)

JURADO

DR. JUAN MATIAS MÉNDEZ PÉREZ (UV)

DR. ALAN JAMES PEXIOTO CALHEIROS (CPTEC/INPE, BRASIL)

DR. FERNANDO GARCÍA GARCÍA (CCA UNAM)

M. EN C. LUIS CLEMENTE LÓPEZ BRAVO (FFyL UNAM)

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX.

NOVIEMBRE, 2017



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*A mis padres,  
por su apoyo incondicional.*

# Agradecimientos

A mis padres y hermanas por la confianza, consejo y cariño. Son un motivo de orgullo e inspiración.

A Karen Osorio, por su comprensión, cariño y por compartir momentos inolvidables.

A mis amigos, quienes me han apoyado desde Querétaro (o San Luis): Karen Ramírez; del mismo cubículo: Karla; del mismo departamento: Karen, Carlos Daniel y Gina María; desde diferentes instituciones: el Maestro Ubaldo, el Dr. Matías y muchos lugares más, gracias, Lucía, Angélica, Rosita, Josele, Violeta, etc.

Al Dr. Ernesto Caetano, por la asesoría, enseñanza, apoyo y sobre todo por ese voto de confianza.

A mis profesores del Posgrado en Ciencias de la Tierra, quienes aportaron su experiencia y dedicación en cada clase.

A mi comité revisor por sus atinadas sugerencias que complementaron y dieron lugar a un trabajo de mayor calidad.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por otorgarme la beca **N° 701134**, la cual fue fundamental durante mi estancia en la Maestría.

## Resumen

La presencia de convección húmeda y profunda (CHP) en gran parte de México es una condición típica del verano; los impactos de los procesos locales suelen no estar incluidos en el diagnóstico y pronóstico de la CHP, principalmente por la escala en la que se presentan (e.g., mesoescala).

En la presente investigación se abordó el impacto de los flujos de humedad del suelo en los procesos de iniciación convectiva en la región central de México, se eligieron los veranos del periodo 2010 - 2014. Otros aspectos examinados fueron: el papel de los lagos como intensificadores de la convección, la función del flujo medio de la capa límite en el transporte de humedad hacia la zona de iniciación y, un análisis de la evolución de los sistemas convectivos que se presentaron en julio del 2013.

Se utilizaron metodologías de la percepción remota aplicadas a las ciencias atmosféricas, en específico el procesamiento de datos de satélite, incluyendo, datos de la temperatura del tope de la nube, la humedad del suelo, la temperatura superficial del suelo, la precipitación. A partir de los datos de la temperatura del tope de la nube se detectaron las iniciaciones convectivas. Los resultados muestran un claro impacto de los flujos de mesoescala, cuya función es transportar la humedad del suelo hacia la zona de iniciación. La zona de iniciación se caracteriza por un incremento en la humedad del suelo y un descenso en la temperatura superficial del suelo en dirección del flujo medio en niveles bajos. Al examinar la influencia de la precipitación previa a las iniciaciones se encontró que los suelos necesitan aproximadamente 57 mm de precipitación acumulados en un mes previo a la iniciación para saturarse lo suficiente para la generación de convección; mientras que las iniciaciones con precipitaciones menores a 57 mm

en un mes previo a la iniciación, dependerán de la humedad de los alrededores. Finalmente, el efecto de los lagos en la precipitación local fue perceptible en este estudio.

# Índice

<b>Lista de Acrónimos</b>	<b>1</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>4</b>
1.1. Iniciación convectiva . . . . .	6
1.1.1. La retroalimentación humedad del suelo - precipitación . . .	10
1.2. Zona de estudio . . . . .	14
1.2.1. La precipitación en México . . . . .	14
1.2.2. Definición de la zona de estudio . . . . .	20
1.3. Motivación . . . . .	21
1.4. Objetivos . . . . .	22
<b>2. Datos y metodología</b>	<b>24</b>
2.1. Descripción de datos satelitales . . . . .	24
2.1.1. Temperatura del tope de la nube: PATMOS-x . . . . .	24
2.1.2. Humedad del suelo: CCI Soil Moisture ECV project . . . . .	27
2.1.3. Temperatura superficial del suelo: MODIS/Terra . . . . .	29
2.1.4. Precipitación: CMORPH . . . . .	32
2.2. Descripción de datos de reanálisis . . . . .	34
2.2.1. Datos de viento: ERA-Interim . . . . .	34

2.3. Uso de suelo, topografía y cuerpos de agua . . . . .	36
2.4. Metodología . . . . .	38
2.4.1. Detección de iniciaciones convectivas . . . . .	38
2.4.2. Filtros por disparadores geomorfológicos . . . . .	44
2.4.3. Anomalía diaria de HS . . . . .	47
2.4.4. Anomalía diaria de TSS . . . . .	48
2.4.5. Elaboración de compuestos . . . . .	50
<b>3. Resultados</b>	<b>55</b>
3.1. Iniciaciones convectivas detectadas . . . . .	55
3.2. Compuestos de anomalía de humedad del suelo y temperatura superficial del suelo . . . . .	58
3.2.1. Sensibilidad de las iniciaciones al cambio de humedad del suelo por precipitación . . . . .	64
3.3. Aplicación del viento medio de la CLP para la orientación de los campos de anomalía . . . . .	66
3.4. Revisión de la influencia de los lagos como disparador de nubosidad profunda . . . . .	69
3.5. Análisis de los MCS de julio del 2013 usando el programa de trayectorias ForTraCC . . . . .	73
<b>4. Conclusiones y trabajo futuro</b>	<b>78</b>
<b>Apéndice A. Interpretación del CC de MOD11A1 v5.</b>	<b>81</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>83</b>

# Índice de figuras

1.1. Termodiagrama T-inclinada, log P. Línea roja es la temperatura ambiente, línea verde es una parcela elevada pseudo-adiabaticamente húmeda, la línea morada es la temperatura de punto de rocío (Datos idealizados, elaboración propia). . . . .	7
1.2. Proceso de retroalimentación de humedad del suelo – precipitación (Fuente: Modificado de Trapp (2013)). . . . .	10
1.3. Precipitación acumulada promedio (mm) para invierno (octubre-marzo) (a) y verano (abril-septiembre) (b) para el periodo 2010-2014 (Datos: CMORPH). . . . .	15
1.4. Ciclo diurno (cada 3 horas) de la precipitación acumulada promedio en verano (abril-septiembre), en subdominios de 5°x5°. El recuadro rojo es una aproximación de la región central de México (Datos: CMORPH, 2010-2014). . . . .	17
1.5. (a) La humedad del suelo (%) para el mes de septiembre del 2010 en la región sur de México y (b) la variación de la humedad del suelo promedio (%) en la región sur de México de mayo a septiembre para el 2010 (Datos: ESA soil moisture ECV project). .	18

1.6. Cuantificaciones de los componentes de la retroalimentación humedad del suelo – precipitación (eje y) según Pal y Eltahir (2001): (a) Precipitación total ( $\text{mm día}^{-1}$ ), (b) precipitación convectiva ( $\text{mm día}^{-1}$ ), (c) precipitación no convectiva ( $\text{mm día}^{-1}$ ), (d) flujo radiativo superficial neto en todas las ondas ( $\text{Wm}^{-2}$ ), (e) flujo radiativo superficial neto de onda larga ( $\text{Wm}^{-2}$ ), (f) flujo radiativo superficial neto de onda corta ( $\text{Wm}^{-2}$ ), (g) suma de flujos de calor latente y sensible superficiales  $\text{Wm}^{-2}$ , (h) flujo de calor latente superficial ( $\text{Wm}^{-2}$ ), (i) flujo de calor sensible superficial ( $\text{Wm}^{-2}$ ), (j) energía estática húmeda ( $\text{kJkg}^{-1}$ ), (k) temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), y (l) humedad específica ( $\text{gkg}^{-1}$ ). Como función de la saturación inicial del suelo:  $0=0\%$  y  $1=100\%$  (eje x). Los círculos representan los meses de mayo a septiembre (en letra M, J, J, A y S). Todos los valores denotan promedios mensuales espaciales sobre el sur de México durante el verano del 2010. . . . . 19

1.7. Modelo de elevación de la región central de México (Datos: INEGI). 20

2.1. Temperatura del tope de la nube a las 10:15 UTC el 14 de abril del 2014 (Fuente: PATMOS-x GOES-12-EAST). . . . . 26

2.2. Instrumentos de microonda usados para la generación de los productos de humedad del suelo ECV (Tomado de Kidd (2016)). . 27

2.3. Proceso de generación de datos (Tomado de Kidd (2016)). . . . . 28

2.4. Humedad del suelo para el día 24 de septiembre del 2010 (Fuente: CCI SM ESV). . . . . 29

<i>ÍNDICE DE FIGURAS</i>	3
2.5. Rejilla global utilizada para la distribución de los productos MODIS. Las celdas son 10°x10° en el ecuador . . . . .	30
2.6. Temperatura superficial del suelo (K) en la subrejilla (h8, v5), para el día 1 de enero del 2015 (Fuente: MOD11A1 versión 5). . . . .	32
2.7. Precipitación acumulada estimada para el 14 de julio del 2010. . . . .	33
2.8. Viento para el 1 de enero del 2010 a las 13 HL (Datos: ERA-Interim). 35	35
2.9. Cobertura de suelo, cuerpos de agua y orografía utilizados. . . . .	37
2.10. Diagrama de la detección de iniciaciones convectivas. . . . .	39
2.11. Píxeles de temperatura del tope de la nube para la tarde (13 HL) del 14 de abril del 2010 (Datos: Patmos-x GOES-EAST). . . . .	40
2.12. Píxeles que cumplen el primer criterio ( $T_{min} < -38^{\circ}\text{C}$ ), para la tarde (13 HL) del 14 de abril 2010. . . . .	41
2.13. Píxeles que superaron el segundo criterio, para la tarde (13 HL) del 14 de abril 2010. . . . .	42
2.14. Píxeles que superaron el tercer criterio, para la tarde (13 HL) del 14 de abril 2010. . . . .	43
2.15. Iniciaciones detectadas, para la tarde (13-20 HL) del 14 de abril 2010. 43	43
2.16. Pendiente (en grados) determinada a partir de los datos GTOPO30 44	44
2.17. Píxeles que superaron el filtro por disparador orográfico, para la tarde (13 – 20 HL) del 14 de abril 2010. . . . .	45

<i>ÍNDICE DE FIGURAS</i>	4
2.18. Pixeles que superaron el filtro por disparador marítimo, para la tarde (13 – 20 HL) del 14 de abril 2010. . . . .	45
2.19. Lago de Cuitzeo (cuerpo de agua con un área aproximadamente de 360 km <sup>2</sup> ). . . . .	46
2.20. Pixeles que superaron todos los filtros, para la tarde (13 – 20 HL) del 14 de abril 2010. . . . .	47
2.21. Climatología de humedad del suelo para los meses de abril a septiembre (2010-2014) . . . . .	48
2.22. Climatología de temperatura superficial del suelo para los meses de abril a septiembre (2010-2014) . . . . .	49
2.23. Temperatura superficial del suelo con el control de calidad usada (izquierda) y con el control de calidad usada por Taylor (derecha) para el día 1 de abril del 2010. . . . .	50
2.24. Ubicación de las iniciaciones (puntos rojos) durante la tarde (13 – 20 HL) del día 14 de abril del 2010 y AHS para del mismo día (sombreado). . . . .	51
2.25. Campo de viento a 10 m, sobre la región de la iniciación localizada en 20.8499°, -101.4454°, (12 HL del día 14 de abril del 2010). . . . .	52
2.26. Malla rotada 105° respecto al eje x (puntos rojos) y malla original (puntos negros), para la iniciación localizada en 20.8499°, -101.4454°, el día 14 de abril del 2010. . . . .	52

<i>ÍNDICE DE FIGURAS</i>	5
2.27. Campo de AHS (14 de abril 2010) interpolado en dirección del flujo medio en niveles bajos (la flecha indica la dirección más dominante del viento) para la iniciación localizada en 20.8499°, -101.4454° . . .	53
2.28. Ejemplo de promedio de campos de anomalía con diferentes orientaciones. . . . .	53
2.29. Campo de AHS (%) orientada a 0° para la iniciación localizada en 20.8499°, -101.4454° . . . . .	54
2.30. Ejemplo de promedio de campos de anomalía con dirección del viento dominante a 0° con respecto al eje x. . . . .	54
3.1. Iniciaciones detectadas durante los veranos (abril-septiembre) de los años 2010 a 2014. . . . .	55
3.2. Cantidad de iniciaciones mes a mes del 2010 al 2014. . . . .	56
3.3. Número de iniciaciones por hora y mes para los meses de verano (abril-septiembre) del periodo 2010-2014. . . . .	57
3.4. Compuesto de AHS de todas las iniciaciones detectadas, durante los veranos del 2010-2014 (2120 iniciaciones). La región de iniciación (+, - 12.5 km cruzando el viento y -12.5 km, + 25 km en dirección del viento) es el recuadro negro. . . . .	58
3.5. Compuestos de AHS para las indicaciones por mes, durante los veranos del 2010-2014 (2120 iniciaciones). La región de iniciación (+, - 12.5 km cruzando el viento y -12.5 km, + 25 km en dirección del viento) es el recuadro negro. . . . .	60
3.6. Similar a 3.4 pero con ATSS . . . . .	61

<i>ÍNDICE DE FIGURAS</i>	6
3.7. Similar a 3.5 pero con ATSS . . . . .	62
3.8. Compuesto medio de AHS (línea azul) y ATSS (línea verde) como función de la dirección del viento. . . . .	63
3.9. Compuesto medio de AHS (línea azul) y ATSS (línea verde) como función de la dirección del viento, estratificado en cuartiles de acuerdo a la lluvia R en los 30 días previos: a) Q1, $R < 25$ mm, b) Q2, $25 < R < 57.7$ mm, c) Q3, $57.7 < R < 111.7$ mm y d) Q4, $R > 111.7$ mm. . . . .	65
3.10. Vectores del viento y altura de la capa límite (hPa) en un dominio de $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ , con centro en una iniciación convectiva (coordenadas $26.0494^{\circ}$ , $-99.3469^{\circ}$ , del día 31 de mayo del 2010 a las 13 hora local). . . . .	66
3.11. Compuesto de precipitación acumulada (15 a 24 horas, tiempo lo- cal) de las iniciaciones detectadas en abril del 2010 (39 iniciacio- nes). La región de iniciación (+, - 12.5 km cruzando el viento y -12.5 km, + 25 km en dirección del viento) es el recuadro negro. Usan- do viento en superficie (izquierda) y el viento promedio en la capa límite (derecha). . . . .	68
3.12. Esquema del proceso de iniciación convectiva sugerida para abril. . . . .	69
3.13. Iniciaciones detectadas en lagos (con área mayor a $9km^2$ ) durante los veranos (abril-septiembre) de los años 2010-2014. . . . .	70
3.14. Número de iniciaciones por hora y mes para los meses de verano (abril-septiembre) del periodo 2010-2014. . . . .	71

## ÍNDICE DE FIGURAS

7

3.15. Precipitación acumulada para los días con iniciaciones sobre lagos durante el verano del 2010 (15-24 HL). Los puntos son las iniciaciones registradas en el verano del 2010. . . . .	72
3.16. Compuesto de precipitación acumulada (15-24 HL) para las indicaciones sobre los lagos, durante los veranos del 2010 (103 iniciaciones). La región de iniciación (+, - 12.5 km cruzando el viento y -12.5 km, + 25 km en dirección del viento) es el recuadro negro. .	72
3.17. Esquema del programa ForTraCC (Vila et al., 2008a). . . . .	73
3.18. Iniciaciones convectivas detectadas con la metodología de Taylor e iniciaciones detectadas con el programa ForTraCC para el mes de julio de 2013. . . . .	75
3.19. Trayectoria de los sistemas convectivos determinados con el programa ForTraCC para el mes de julio de 2013. . . . .	76
3.20. Tiempo de vida de los MCS para el mes de julio del 2013 detectados por el programa ForTraCC. . . . .	77

# Índice de tablas

2.1. Características de los datos PATMOS-x del satélite GOES EAST. . .	26
2.2. Características de los datos activos . . . . .	29
2.3. Características de los datos observados en el día (son las mismas para la noche) por MOD11A1 versión 5 . . . . .	31
2.4. Características de los datos CMORPH (cada 3 horas y 0.25°) . . .	33
2.5. Características de los datos ERA-Interim en superficie. . . . .	35
2.6. Cantidad de datos horarios de temperatura del tope de la nube por mes . . . . .	40
3.1. Iniciaciones promedio en un día para los meses de verano (abril- septiembre) del periodo 2010-2014 y su desviación estándar . . .	57
A.1. Valores de control de calidad . . . . .	81
A.2. Ejemplo de valores para la calidad de los datos MODIS . . . . .	82

# Lista de Acrónimos

**AHS** Anomalía de Humedad del Suelo

**ATSS** Anomalía de Temperatura Superficial del Suelo

**HS** Humedad del Suelo

**TSS** Temperatura Superficial del Suelo

**HL** Hora Local (UTC-6)

**CHP** Convección Húmeda y Profunda

**IC** Iniciación de CHP

**NLC** Nivel de Libre Convección

**NCA** Nivel de Condensación por Ascenso

**CLP** Capa Límite Planetaria

**ACL** Altura de la CLP

**MSE** Moisture Static Energy (Energía estática húmeda)

**MCS** Mesoscale Convective System (Sistemas convectivos de Mesoescala)

**CAPE** Convective Available Potential Energy (Energía potencial convectiva disponible)

**NWP** Nowcasting Weather Prediction (Predicción del tiempo a corto plazo)

**CIN** Convective Inhibition (Coeficiente de Inhibición Convectiva)

**AVHRR** Advance Very High Resolution Radiometer (Radiómetro avanzado de muy alta resolución)

**CDR** Climate Data Record (Registro de datos climáticos)

**NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration (Administración Nacional Oceánica y Atmosférica)

**PATMOS-x** Pathfinder Atmospheres – Extended (Pathfinder atmosférico ampliado)

**AWG** GOES-R Algorithm Working Group (Grupo de trabajo de algoritmos GOES-R)

**ACHA** AWG height algorithm (Algoritmo de altura AWG)

**ABI** Advanced Baseline Imager (Generador avanzado de imágenes de base)

**CCI** Climate Change Initiative (Iniciativa de cambio climático)

**ECV** Essential Climate Variable (Variable climática esencial)

**LST/E** Land Surface Temperature and Emissivity (Temperatura superficial del suelo e emisividad)

**HDF-EOS** Hierarchical Data Format - Earth Observing System (Datos en formato jerárquico – sistema de observación de la Tierra)

**CMORPH** Climate Prediction Center MORPHing technique (Técnica MORPHing del centro de predicción del clima)

**GTOPO30** Global 30 Arc-Second Elevation (Datos de elevación globales a 30 arcos de segundo)

# Capítulo 1

## Introducción

El estudio del impacto de los flujos de superficie en la activación de convección que generan precipitación en los trópicos representa un reto por el complejo intercambio de energía y humedad entre la superficie y la atmósfera (Pielke, 2001) . De acuerdo con Vázquez-Aguirre (2007), al seleccionar un aspecto particular de los procesos de precipitación es importante considerar la escala en espacio y tiempo del fenómeno o sistema a ser estudiado; en cuanto al espacio, las escalas posibles son la global, la sinóptica, la mesoescala o la microescala. En lo referente a la escala temporal y/o temporalidad es importante diferenciar entre tiempo meteorológico y clima. El tiempo o tiempo meteorológico, se refiere a los procesos atmosféricos que ocurren en un lugar en particular en escalas cronológicas de segundos, horas y hasta algunos días (frentes, tormentas severas, huracanes, etc.), mientras clima se refiere a los procesos de interacción océano-atmósfera-continente en periodos de meses, estaciones, años, décadas (e.g. la oscilación multidecadal del atlántico, ondas tipo Rossby, etc.) (Ahrens, 2007). El estudio se ubica en la escala espacial de mesoescala. En cuanto a la temporalidad, los procesos a estudiar son a corto plazo, aunque pueden re-

percutir tanto en mediano como a largo plazo. Los procesos de mesoescala incluyen fenómenos de longitud horizontal de 2 a 2000 km (Orlanski, 1975), por lo tanto, las escalas de decenas de kilómetros son necesarias para el presente estudio.

La compleja interacción entre la superficie terrestre y la atmósfera se da principalmente en los niveles bajos de la atmósfera, en la capa límite planetaria (CLP), que es la parte baja de la troposfera, caracterizada por que los flujos de momento, calor y humedad son fuertemente influenciados por la superficie terrestre (Stull, 1998; Markowski y Richardson, 2011). Durante el día la capa límite es dominada por convección; esta convección que no siempre se traduce en precipitación pero, bajo ciertas condiciones, tal como cuando una masa de aire frío es advectada sobre superficies relativamente calientes, la convección dentro de la capa límite puede ser suficientemente intensa para producir precipitación significativa (Markowski y Richardson, 2011).

Findell et al. (2011) mencionan que, entre los flujos de calor y humedad entre la superficie y la atmósfera, existe una retroalimentación fundamental para los procesos hidrológicos y atmosféricos, en particular los correspondientes a la precipitación. Además, muestran que los flujos locales de superficie representan un generador importante de lluvias convectivas en el este de Estados Unidos y México durante el verano, conducido por una retroalimentación positiva evaporación-precipitación. Otros estudios como los realizados por Taylor (2015), Ho-Hagemann et al. (2015), Taylor et al. (2012) y Taylor et al. (2011), mencionan la relevancia de los flujos de humedad desde la superficie en la activación de la convección profunda, que en algunos casos dan lugar a precipitaciones abundantes. A continuación, se revisa el proceso de la iniciación convectiva profunda y el

papel de la humedad del suelo en este proceso.

## 1.1. Iniciación convectiva

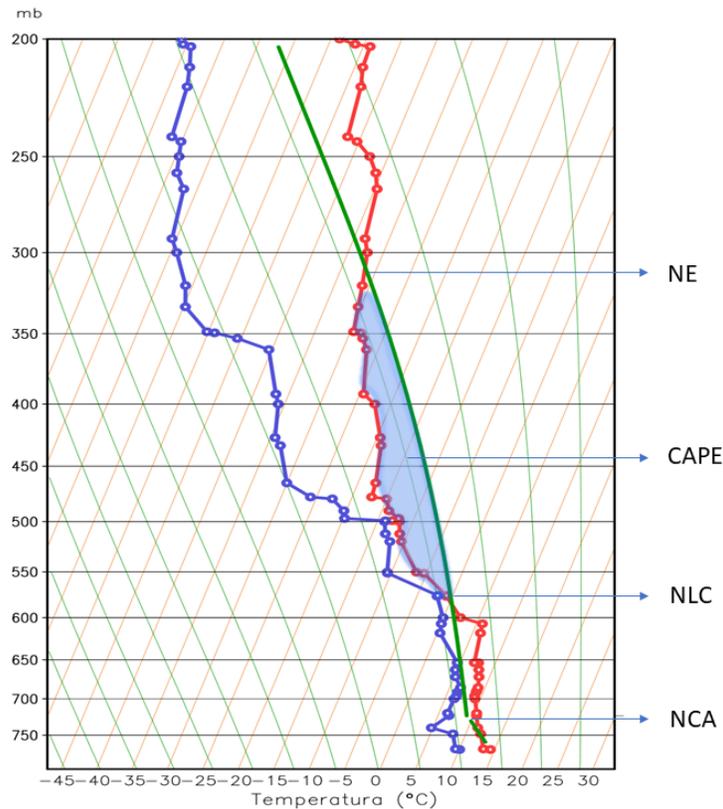
Cuando se refiere a la convección húmeda y profunda (CHP) se trata de aire que se ha elevado y saturado; subsecuentemente alcanza flotabilidad positiva<sup>1</sup>, tal que, puede alcanzar gran altura. En otras palabras, la iniciación de CHP, la cual es llamada simplemente iniciación convectiva, requiere que las parcelas de aire se condensen al llegar al nivel de condensación por ascenso (NCA) y tengan la energía suficiente para continuar con su ascenso y alcanzar el nivel de libre convección (NLC) y, subsecuentemente, permanezcan con flotabilidad positiva sobre una significativa trayectoria vertical positiva. Por tanto, la energía potencial convectiva disponible (CAPE, por sus siglas en inglés) es una condición necesaria, pero no suficiente para la iniciación de convección (Markowski y Richardson, 2011).

La localización y tiempo de la iniciación convectiva es de profundo interés científico y para los pronosticadores, debido a que están asociadas a tormentas convectivas y a la generación u origen de tiempo severo; por otra parte, es de interés por los impactos tales como los efectos de convección en la demanda de energía y predicciones numéricas del tiempo (Mallafre, 2008). Los errores durante la estación cálida en el pronóstico del tiempo son, a menudo, el resultado de poca capacidad de anticipar la iniciación convectiva o de pronóstico de procesos de activación que no se desarrollan (Markowski y Richardson, 2011). La probabilidad de dónde y cuándo las

---

<sup>1</sup>Esto significa que su densidad es menor al del ambiente. La fuerza de flotabilidad en una parcela es conocida como el principio de Arquímedes:  $B = g((\rho_e - \rho)/\rho)$ , donde  $B$  es la aceleración o flotabilidad,  $\rho_e$  es la densidad del ambiente,  $\rho$  es la densidad de la parcela y  $g$  es la gravedad (North y Erukhimova, 2009).

tormentas se iniciarán es una función compleja de movimientos verticales que varían de escalas locales a escalas sinópticas, inhomogeneidades de temperatura y humedad en la mesoescala, y la estratificación media que en gran medida resulta de procesos a escala sinóptica.



**Figura 1.1:** Termodiagrama T-inclinada, log P. Línea roja es la temperatura ambiente, línea verde es una parcela elevada pseudo-adiabáticamente húmeda<sup>2</sup>, la línea morada es la temperatura de punto de rocío (Datos idealizados, elaboración propia).

La presencia de un NLC y CAPE requiere un *lapse rate* (cambio de la temperatura con altura) relativamente grande desde el NCA a la parte media de la troposfera (e.i., mayor que el *lapse rate* adiabático húmedo, en el rango

<sup>2</sup>Proceso irreversible, en el cual se asume que todos los productos de condensación se precipitan inmediatamente después de su formación (Holton y Hakim, 2012).

de  $4 \text{ Kkm}^{-1}$  en masas de aire cálidas y húmedas en la troposfera baja y  $6-7 \text{ Kkm}^{-1}$  en la troposfera media según Holton y Hakim (2012)) y humedad en la troposfera baja. La dificultad para predecir con mayor precisión la iniciación de convección se deriva del hecho que la presencia del CAPE no es una condición suficiente para la iniciación de convección. El aire típicamente requiere un ascenso forzado para alcanzar el NLC, debido a la energía del coeficiente de inhibición convectiva (CIN, por sus siglas en inglés) presente en la mayoría de los sondeos (Fig. 1.1) producto de una pequeña inversión térmica, una masa de aire con inestabilidad condicional o por otras razones físicas, por lo que para desencadenar la convección se requiere energía proporcional al CIN (Mallafre, 2008).

Aunque a menudo la convección es iniciada a lo largo de límites de masas de aire relativamente fáciles de identificar en presencia de CAPE y CIN relativamente pequeña, el pronóstico de la iniciación convectiva es complicada por varios procesos de mesoescala. Por ejemplo, en frentes o líneas secas, los límites de las masas de aire son relativamente fáciles de identificar usando sistemas operacionales de observación, raramente hay desarrollo de convección a lo largo de toda la longitud de tales límites. En su lugar, las tormentas convectivas típicamente son iniciadas en ciertos segmentos de los límites (Markowski y Richardson, 2011).

El flujo de convergencia de humedad, a menudo es usada como una herramienta para el pronóstico de la iniciación convectiva. Esto también es ocasionalmente evocado como una explicación para la generación de un máximo local de razones de mezcla de vapor de agua (un fenómeno algunas veces referido como *moisture pooling*) (Banacos y Schultz, 2005). Sin embargo, la convergencia de humedad sola no puede producir un máximo relativo en concentración de vapor de agua. Los cambios locales

en la razón de mezcla de vapor de agua son gobernados por:

$$\frac{\partial r_v}{\partial t} = -v \bullet \nabla r_v - C + E \quad (1.1)$$

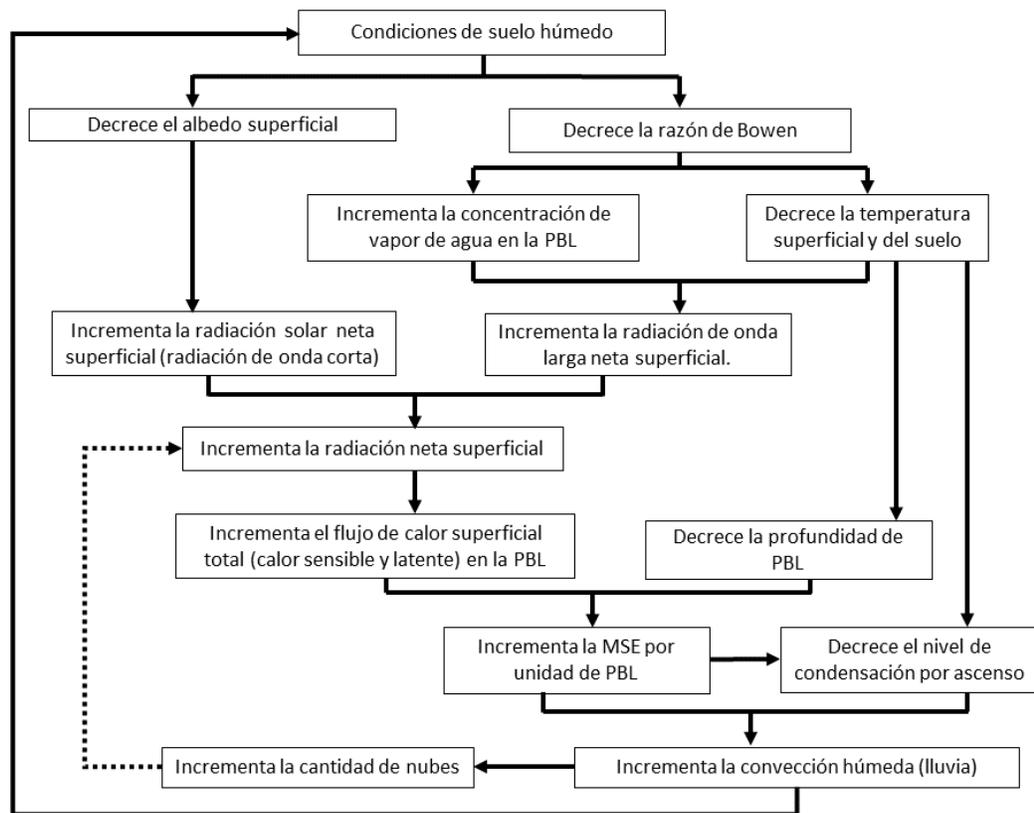
donde  $-v \bullet \nabla r_v$  es la advección de humedad,  $-v$  es la velocidad horizontal,  $r_v$  es la razón de mezcla,  $C$  es un sumidero de vapor de agua debido a la condensación, y  $E$  es una fuente de vapor de agua debido a la evaporación (ya sea por precipitación o vía flujos de humedad superficiales). En ausencia de evaporación la razón de mezcla de vapor de agua puede incrementar solamente debido a la advección, pero la advección no puede generar un extremo local. ¿Entonces de dónde proviene la convergencia de humedad? Al analizar la ecuación 1.1 mediante la ecuación de continuidad, la convergencia de humedad es justamente la advección de humedad, la cual no puede generar un extremo, sólo trasladar un extremo preexistente (Markowski y Richardson, 2011).

El flujo de convergencia de humedad no puede producir un máximo local de humedad. Después de todo, frecuentemente observamos razones de mezcla de vapor de agua localmente grandes dentro de zonas de convergencia persistentes a lo largo de límites de masas de aire. El flujo de convergencia de humedad está bien correlacionada con la velocidad de convergencia horizontal ( $-\nabla \bullet V_h$ ), la cual es asociada con movimiento hacia arriba (Banacos y Schultz, 2005). Por lo tanto, la convergencia de humedad está asociada con una profundización de la humedad en capa límite. La profundización de la humedad en la capa límite reduce la dilución de parcelas que se elevan porque ascienden cerca de la superficie en el NCA y NLC. Entonces, las regiones con humedad localmente más profunda pueden ser más favorables para la iniciación convectiva que sus

alrededores (Markowski y Richardson, 2011).

### 1.1.1. La retroalimentación humedad del suelo - precipitación

Hasta el momento se ha descrito de manera general el proceso de iniciación convección, pero el interés del trabajo es la activación de la convección por la retroalimentación entre flujos superficiales y la atmósfera, en específico la humedad del suelo – convección, a continuación, se analiza este vínculo.



**Figura 1.2:** Proceso de retroalimentación de humedad del suelo – precipitación (Fuente: Modificado de Trapp (2013)).

Los procesos convectivos de mesoescala pueden participar en mecanismos

de retroalimentación que tienen escalas temporales de unas cuantas horas a días, pero también meses o incluso estaciones (Trapp, 2013). Una retroalimentación positiva con una respuesta en el tiempo relativamente lenta involucra la precipitación convectiva y la humedad del suelo. La retroalimentación humedad del suelo – precipitación descrita enseguida es conocida por favorecer lluvia constante, y ha sido usada para explicar las inundaciones como las registradas en el medio oeste de los Estados Unidos durante el verano de 1993 (Pal y Eltahir, 2002)

La retroalimentación humedad del suelo – precipitación tiene un número de componentes teóricas interrelacionadas (Fig. 1.2). La primera implica transferencia de la radiación solar: absorción de radiación solar entrante en forma de onda corta ( $\uparrow SW$ , según Thomas y Stamnes (2002), se trata de longitudes de onda en el rango de  $0.1\mu m \leq \lambda \leq 4\mu m$ , donde,  $\lambda$  es la longitud de onda); ésta es aumentada en la presencia de suelos húmedos, porque éstos tienden a ser más oscuros, y también es apoyado por vegetación más densa y más verde (McPherson, 2007); ambos aspectos conducen a un albedo superficial relativamente más bajo ( $A_{sfc}$ ). Este efecto compite con la nubosidad en los niveles bajos, la cual es favorecida por la humedad del suelo. Las nubes en niveles bajos reducen la temperatura superficial; en consecuencia, disminuyen la emisión de radiación de onda larga superficial ( $\uparrow LW$ , según Thomas y Stamnes (2002), se trata de  $\lambda > 4\mu m$ ) en virtud de la Ley de Stefan-Boltzmann<sup>3</sup>. Las nubes, sin embargo, re-emiten la radiación de onda larga saliente, y la radiación de onda larga hacia abajo ( $\downarrow LW$ ) es reforzada aún más por el incremento de vapor de agua en niveles bajos de la atmósfera ocasionado por un mayor flujo de calor latente desde

---

<sup>3</sup>La Ley de Stefan-Boltzmann establece que el total de emisión de radiación de un cuerpo negro sobre todas las longitudes de ondas es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura i. e.,  $F(T) = \sigma T^4$ , donde  $\sigma$ , es la constante de Stefan-Boltzmann con valor de  $5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$  (Wells, 2011).

la superficie. Todos los efectos contribuyen a mantener el balance de flujo radiativo neto superficial:

$$F_{rad}^{sfc} = F_{SW}^{\downarrow}(1 - A_{sfc}) - F_{LW}^{\uparrow} + F_{LW}^{\downarrow} \quad (1.2)$$

Ahora, cualquier incremento en el flujo radiativo neto superficial debe ser balanceado por la pérdida de energía a la atmósfera como calor sensible ( $\uparrow SH$ ), la pérdida de energía como calor latente de la evaporación de agua en la superficie ( $\uparrow LH$ ) y el flujo de calor dentro del suelo ( $\downarrow G$ ):

$$F_{rad}^{sfc} = F_{SH}^{\uparrow} - F_{LH}^{\uparrow} + F_G^{\downarrow} \quad (1.3)$$

Los efectos de los flujos de calor sensible y latente desde la superficie pueden ser cuantificados a través de la energía estática húmeda, evaluada dentro de la capa límite:

$$h = c_p T + gz + L_v + q_v \quad (1.4)$$

Mediante simulaciones con el modelo climático regional Regional Climate Model system (RegCM) se ha encontrado que incrementos en la humedad del suelo se traducen en incrementos de la energía estática húmeda (Pal y Eltahir, 2001). Los incrementos de la energía estática húmeda son debido a los incrementos de razón de mezcla de vapor de agua dentro la capa límite, producidos por los incrementos de flujo de calor latente; las contribuciones de la temperatura a la energía estática húmeda, en contraste, decrecen con el incremento de la humedad del suelo en conjunto con la disminución del flujo de calor sensible. Esta respuesta se manifiesta como una reducción de la razón de Bowen (razón del flujo de calor sensible y flujo de calor latente).

Una razón de Bowen reducida tiene implicaciones sobre la profundidad de la capa límite, porque una disminución del flujo de calor sensible se traduce en menos mezcla turbulenta vertical (McPherson, 2007), una reducción en la razón de crecimiento de la capa límite y, por último, en una capa límite relativamente menos profunda. Sobre la capa límite, donde la humedad del suelo tiene poco impacto directo, la energía estática húmeda generalmente decrece con la altura. Por lo tanto, el perfil vertical de energía estática húmeda resultante de los suelos anómalamente mojados está asociado con incremento en la inestabilidad convectiva y un incremento del CAPE (Pal y Eltahir, 2001). Las nubes convectivas que se generan en este entorno mejorado tendrán movimientos verticales más intensos y, por tanto, el potencial para generar precipitaciones relativamente más abundantes; entonces, el ciclo de retroalimentación se cierra (Trapp, 2013).

Este vínculo entre la humedad del suelo y la precipitación es *in situ*. Sin embargo, los efectos locales pueden incrementar de escala y consecuentemente inducir efectos remotos a largo plazo. Por ejemplo, los estudios de Pal y Eltahir (2002) mencionan que mientras el medio oeste de Estados Unidos estaba experimentando inundaciones en 1993, prevalecía una sequía en el suroeste de Estados Unidos. De acuerdo con Pal y Eltahir (2002) la persistencia de las condiciones anómalamente secas en el suroeste fue atribuida en parte a la retroalimentación humedad del suelo – precipitación, aunque una retroalimentación negativa en este caso. Adicionalmente, la falta de calor latente y un favorecimiento de calor sensible promovieron un incremento en la presión hidrostática y, por último, un flujo anómalamente anticiclónico en la troposfera baja sobre la región de sequía. La subsidencia a escala sinóptica asociada también favoreció la sequía (o al menos redujo los movimientos ascendentes). La anomalía anticiclónica también afectó la

circulación atmosférica en otros lugares, como el oeste medio, mediante el desplazamiento hacia el sur del *jet stream* y la trayectoria de tormentas. Por lo tanto, las retroalimentaciones convectivas locales y sus efectos locales y remotos a gran escala, añaden capas de complejidad a la variabilidad atmosférica de gran escala. El desafío es separar la importancia relativa de cada una (Trapp, 2013).

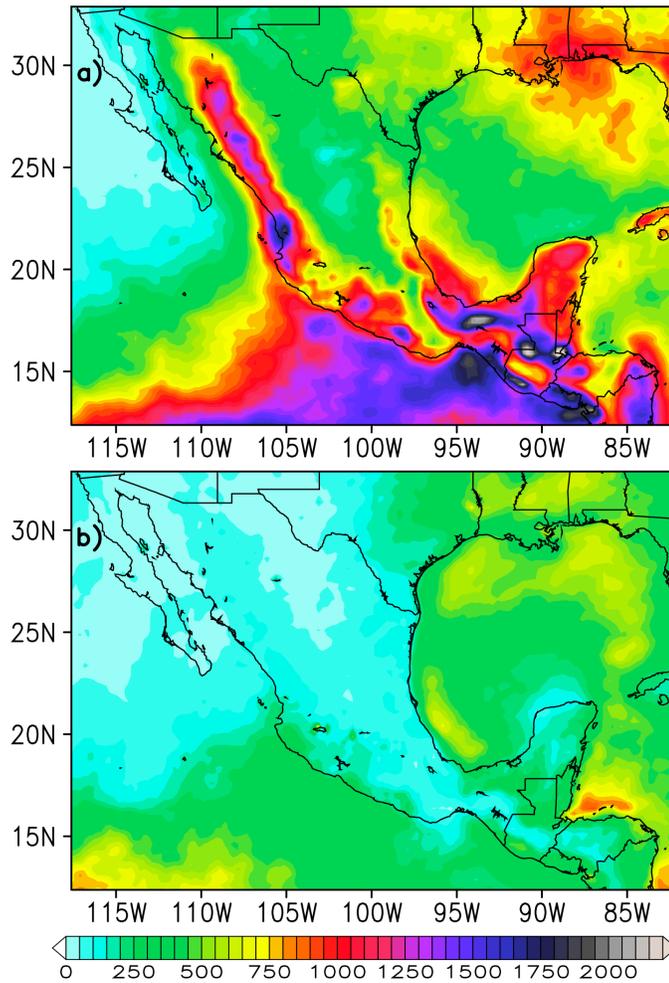
Si se aplica el balance de energía superficial antes mencionado, cuando la humedad del suelo varía espacialmente se obtiene a una variación horizontal en el flujo de calor sensible superficial. De manera más general, variaciones en  $F_{SH}^{\uparrow}$  pueden ser aleatorias y presentarse entre regiones urbanas y no urbanas, con bosque y sin bosque, suelos de riego y suelos sin riego, y así sucesivamente. Si las regiones individuales o áreas son suficientemente grandes (10 a 100 km de escala longitud), el gradiente horizontal en  $F_{SH}^{\uparrow}$  conduce eficientemente a una circulación vertical térmicamente directa de tipo Mesoescala (Trapp, 2013).

## 1.2. Zona de estudio

### 1.2.1. La precipitación en México

Dadas las características de la estación lluviosa en México, se puede dividir el ciclo hidrológico en México en lluvias de invierno y de verano (Fig. 1.3). Durante el invierno está dominado por sistemas meteorológicos de latitudes medias, como los ciclones de latitudes medias y los llamados frentes fríos (Méndez-Pérez, 2010). Cuando estos sistemas llegan a avanzar hasta los Mares Intra-Americanos son conocidos como *Nortes* que afectan el Golfo de

México y el sureste de México e incluso Centroamérica y el Caribe (Schultz et al., 1998).



**Figura 1.3:** Precipitación acumulada promedio (mm) para invierno (octubre-marzo) (a) y verano (abril-septiembre) (b) para el periodo 2010-2014 (Datos: CMORPH).

Durante los meses de verano (junio-septiembre) en gran parte del país ocurre más del 60 % de la precipitación anual, aunque en algunas partes del sur de México la temporada lluviosa se extiende de mayo a octubre Méndez-Pérez (2010). La precipitación durante esta estación está modula-

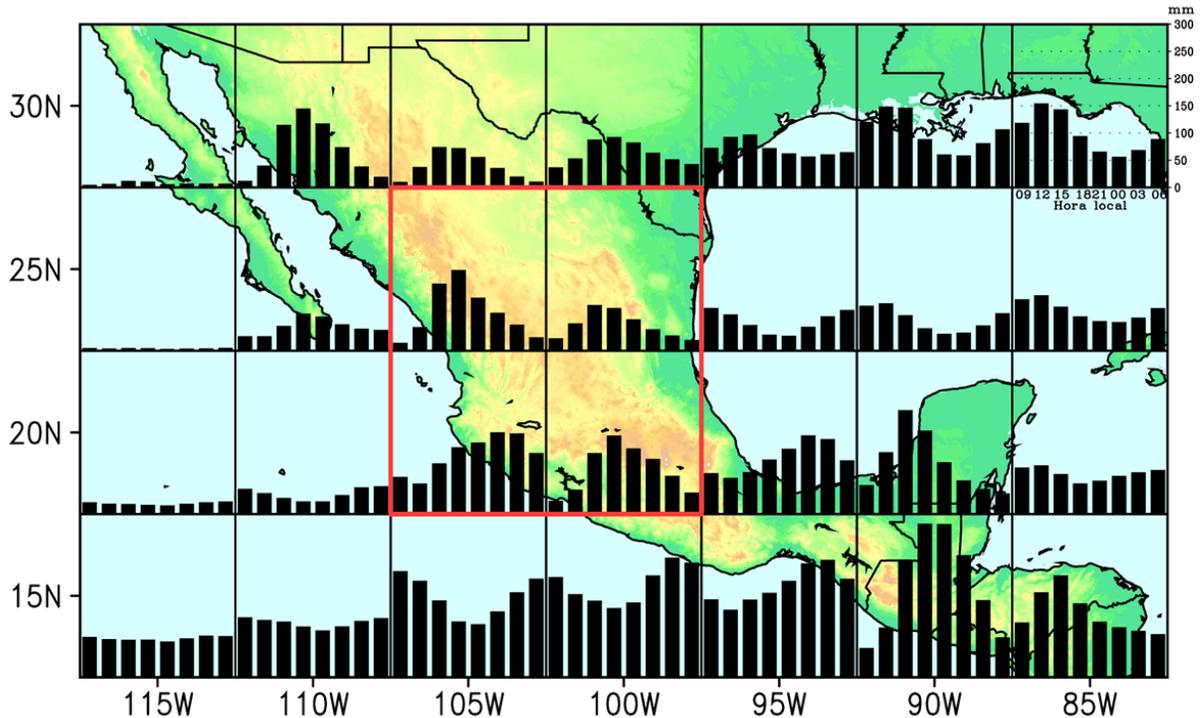
da principalmente por los siguientes mecanismos: Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT), Monzón Mexicano, ondas del este y ciclones tropicales (Franco-Díaz, 2015; Domínguez-Sarniento, 2012; Méndez y Magaña, 2010; Méndez-Pérez, 2010)

En general, la mayor parte del país tiene un clima tipo monzónico, caracterizado por un periodo lluvioso durante los meses de verano y un periodo con una disminución de la precipitación durante el invierno (Méndez y Magaña, 2010; García Amaro de Miranda, 2003). La estación lluviosa en el sur de México y gran parte de Centroamérica (vertiente del Océano Pacífico) se caracteriza por dos máximos de lluvia en los meses de junio y septiembre, y un mínimo relativo durante julio y agosto. Este mínimo relativo en la actividad convectiva y precipitación se conoce, dependiendo de la región, como sequía intraestival, sequía de medio verano o canícula (Herrera et al., 2015; Magaña y Caetano, 2005; Magaña et al., 1999).

Por otra parte, algunas características de superficie combinadas con condiciones locales propicias pueden dar lugar a convección de carácter local (Taylor et al., 2011; Pielke, 2001) esta convección pueda dar lugar a lo que se conoce como “sistemas convectivos de mesoescala” (MCS, por sus siglas en inglés) (Vázquez-Aguirre, 2007).). Un MCS es un grupo de tormentas organizadas las cuales pueden persistir por varias horas y producir precipitación en un área cercana (Lin, 2007).

Los flujos superficiales llegan a favorecer la precipitación directamente mediante el aporte de humedad a la atmósfera o indirectamente mediante la dinámica de la CLP y las circulaciones de mesoescala (Guillod et al., 2015). En la región central de México la precipitación durante el verano aumenta su intensidad después del mediodía (Fig. 1.4). Entonces se espera que mucha de la precipitación sea de tipo convectiva influenciada por los

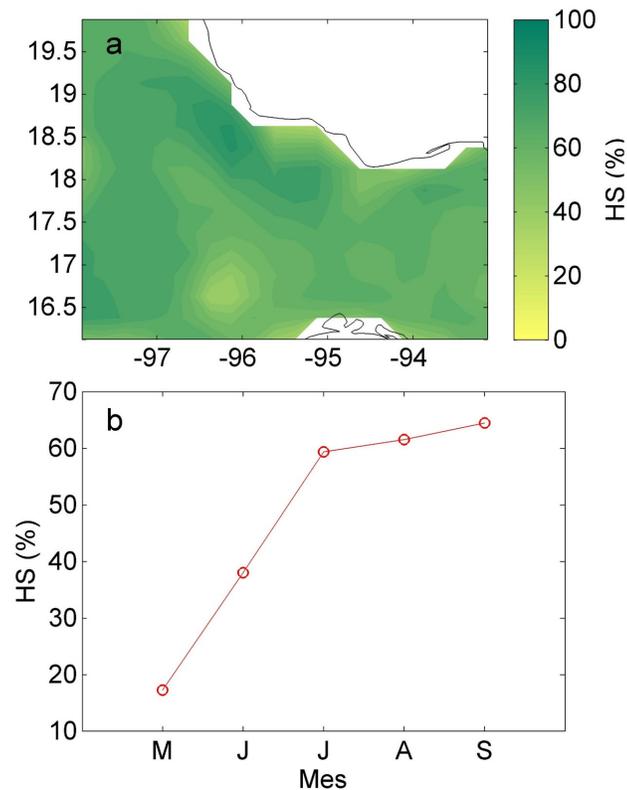
flujos superficiales ya sea directa o indirectamente e inicie al pasar las 12 HL (Hora local).



**Figura 1.4:** Ciclo diario (cada 3 horas) de la precipitación acumulada promedio en verano (abril-septiembre), en subdominios de 5°x5°. El recuadro rojo es una aproximación de la región central de México (Datos: CMORPH, 2010-2014).

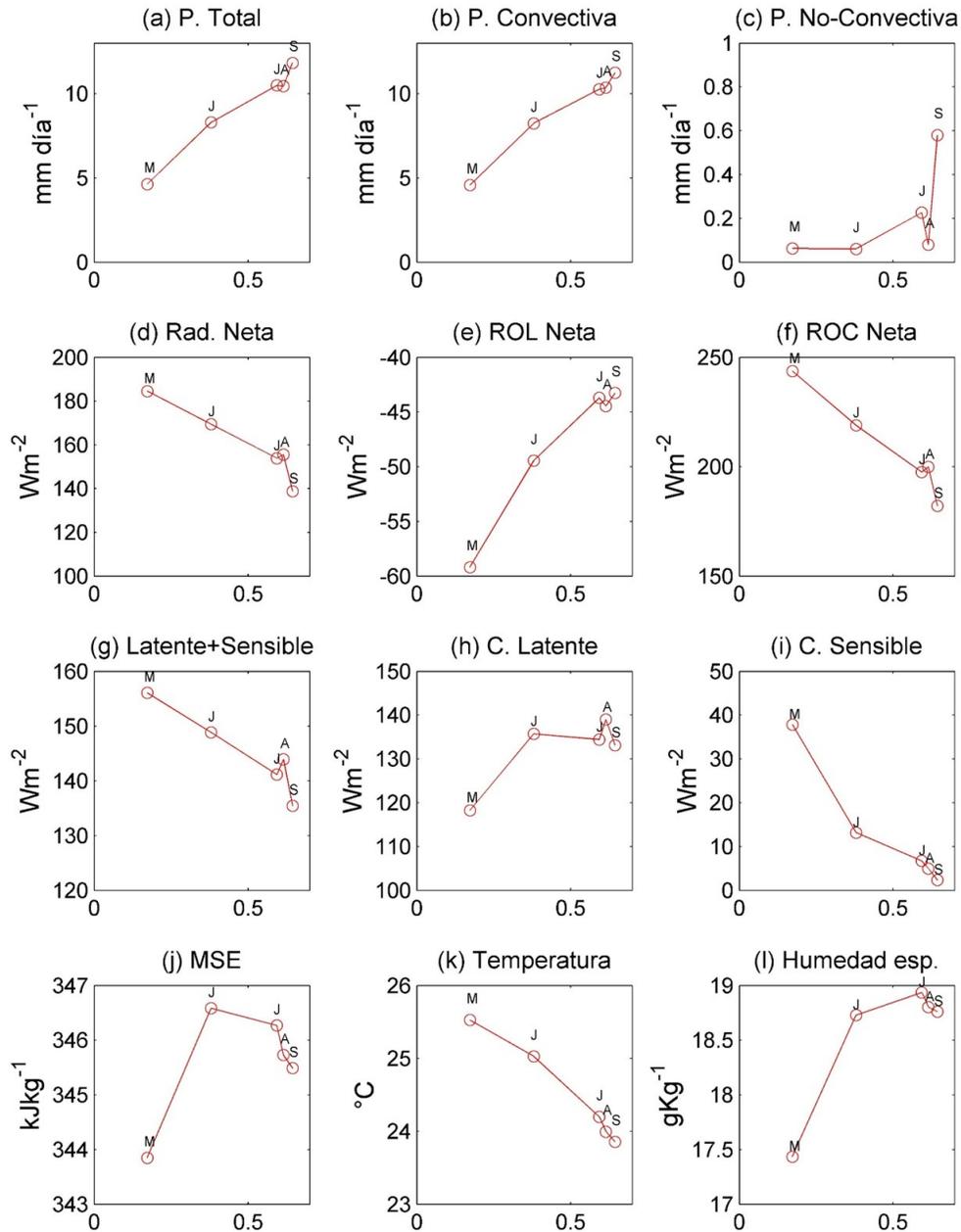
El proceso de retroalimentación humedad del suelo-precipitación se examinó sobre México con la intención de revisar si existe un balance de flujo semejante a los propuestos por Pal y Eltahir (2001). A partir de datos de reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), para el año 2010 (por ser uno de los últimos años más lluviosos) y la región sur del país (Fig. 1.5) por las altas tasas de precipitación registradas durante la estación de verano.

Los resultados (Fig. 1.6), muestran un comportamiento semejante al propuesto por Pal y Eltahir (2001). En este caso, se observa cómo la precipitación convectiva aumenta mes con mes, principalmente de mayo



**Figura 1.5:** (a) La humedad del suelo (%) para el mes de septiembre del 2010 en la región sur de México y (b) la variación de la humedad del suelo promedio (%) en la región sur de México de mayo a septiembre para el 2010 (Datos: ESA soil moisture ECV project).

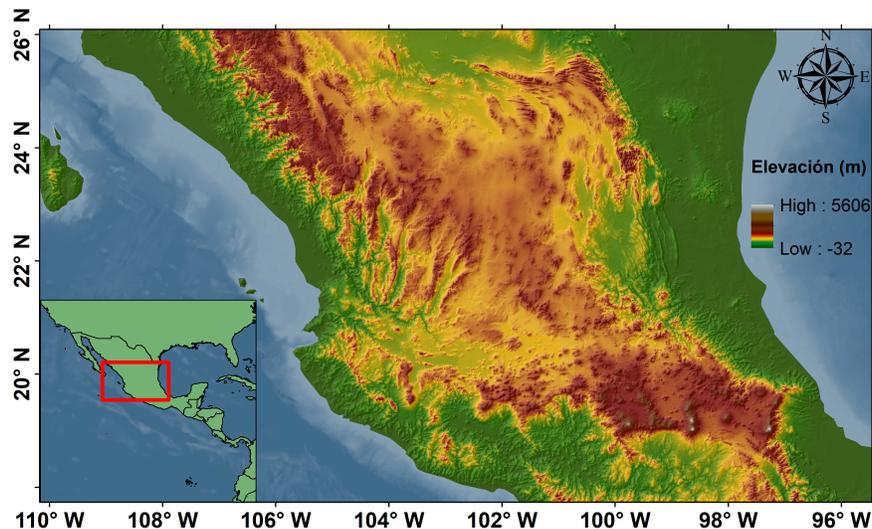
a julio. El efecto de mayor presencia de nubes (disminuye la temperatura) se percibe en la disminución de emisión de radiación de onda larga; también existe una disminución en la entrada de la radiación de onda corta por la cobertura de nubes. El aumento del calor latente y el descenso del calor sensible superficial es perceptible, producido por una mayor cantidad de humedad en los suelos. La MSE aumenta principalmente de mayo a junio, seguramente por la mayor influencia de la humedad específica en la atmósfera y el descenso de junio a septiembre es por la influencia de la temperatura.



**Figura 1.6:** Cuantificaciones de los componentes de la retroalimentación humedad del suelo – precipitación (eje y) según Pal y Eltahir (2001): (a) Precipitación total (mm día<sup>-1</sup>), (b) precipitación convectiva (mm día<sup>-1</sup>), (c) precipitación no convectiva (mm día<sup>-1</sup>), (d) flujo radiativo superficial neto en todas las ondas (Wm<sup>-2</sup>), (e) flujo radiativo superficial neto de onda larga (Wm<sup>-2</sup>), (f) flujo radiativo superficial neto de onda corta (Wm<sup>-2</sup>), (g) suma de flujos de calor latente y sensible superficiales Wm<sup>-2</sup>, (h) flujo de calor latente superficial (Wm<sup>-2</sup>), (i) flujo de calor sensible superficial (Wm<sup>-2</sup>), (j) energía estática húmeda (kJkg<sup>-1</sup>), (k) temperatura (°C), y (l) humedad específica (gkg<sup>-1</sup>). Como función de la saturación inicial del suelo: 0=0% y 1=100% (eje x). Los círculos representan los meses de mayo a septiembre (en letra M, J, J, A y S). Todos los valores denotan promedios mensuales espaciales sobre el sur de México durante el verano del 2010.

### 1.2.2. Definición de la zona de estudio

México tiene una gran variabilidad espacial y temporal en el régimen de precipitación; para caracterizar la precipitación convectiva en México seleccionamos la parte centro del país (Fig. 1.7), el dominio cubre en latitud de  $18^\circ$  a  $26^\circ$  y en longitud de  $110^\circ$  a  $96^\circ$ . Esta área representa el contraste espacial de la cantidad de precipitación recibida durante el verano (e.i., en el sur se presenta una mayor cantidad que en la parte norte). Además, la lluvia parece estar asociada con la actividad de la convección en la capa límite y según (Stull, 1998) el forzante principal de esta convección son los flujos superficiales.



**Figura 1.7:** Modelo de elevación de la región central de México (Datos: INEGI).

Existen precipitaciones asociadas con nubosidad profunda durante invierno, pero están más asociados a fenómenos de escalas sinópticas como los sistemas frontales, lo cual no entra en el interés del presente estudio. Esto se debe a que la convección en invierno se presenta en sistemas bien

organizados, por lo que es más fácil de identificar convección a diferencia de la convección en verano que es más espontánea y desorganizada. El dominio seleccionado contiene regiones de terreno complejo (Fig. 1.7), en el presente estudio se depuran estas zonas, en el apartado de metodología se explican los criterios de selección para los casos de estudio.

### **1.3. Motivación**

La precipitación generada por la convección local sucede frecuentemente en escalas espaciales pequeñas (decenas de kilómetros), por lo que conocer la ubicación y el momento de su iniciación continúa siendo un reto para los pronosticadores (Banacos y Schultz, 2005). El estudio de la convección local usualmente requiere el uso de instrumentos de medición de alta resolución temporal y espacial (e.g., el radar) para evaluar el origen y evolución del proceso inestabilidad-convección-lluvia (Jirak et al., 2003). Este tipo de estudios aún son escasos en México; sin embargo, la cantidad de lluvia que generan los sistemas convectivos llegan a ser significativos, por ejemplo, Fritsch et al. (1986) mostraron que en algunas regiones de Estados Unidos la lluvia derivada de los MCS puede representar desde un 30 % hasta un 70 % del total del verano (considerando los meses de abril a septiembre), casi tanto como el aporte de los ciclones tropicales de la cuenca del atlántico en México (Domínguez-Sarniento, 2012).

Ho-Hagemann et al. (2015) menciona que la humedad del suelo controla la distribución de la energía disponible en flujos de calor latente y sensible, y determina el escurrimiento superficial mediante el control de la evapotranspiración, que se vincula con los flujos de energía, agua y carbón (Senevirat-

ne y Stöckli, 2008; Dirmeyer et al., 2006; Koster et al., 2004). Por tanto, los efectos de la retroalimentación humedad del suelo-atmósfera tiene un papel importante en el tiempo atmosférico (en primera instancia) y en el clima regional de varias partes del mundo (Froidevaux et al., 2014).

Los efectos de la humedad del suelo se reflejan directamente en la limitación de evapotranspiración, repercutiendo en el desarrollo de la capa límite planetaria (CLP) y, por tanto, en la iniciación e intensidad de la precipitación convectiva. Taylor (2015), en su estudio sobre la detección de los impactos de la humedad del suelo en la iniciación convectiva en Europa, concluye que la iniciación de convección es favorecida sobre regiones con poca humedad pero cerca de áreas muy húmedas; lo cual coincide con su estudio previo (Taylor et al., 2012), donde se muestra que las lluvias que suceden después del mediodía se producen sobre superficies más secas que sus alrededores. En el este de Estados Unidos y México, variaciones en los flujos superficiales conducen a cambios en la probabilidad de lluvia de las tardes de verano entre 10 % y 20 % (Findell et al., 2011). Por lo anterior, es necesario un estudio del papel de los flujos de superficie, en específico la humedad del suelo, en la activación de convección profunda durante el verano en México, considerando circulaciones de Mesoescala.

## 1.4. Objetivos

Objetivo general:

- Examinar cómo influye la humedad del suelo en la iniciación de convección profunda en México durante los meses de verano (abril-septiembre).

Objetivos particulares:

- Implementación de algoritmo para la detección de iniciaciones convectivas.
- Identificar regiones con mayor recurrencia de iniciación convectiva.
- Relacionar la distribución humedad del suelo con la iniciación de convección considerando circulaciones de mesoescala.
- Analizar el transporte de humedad en la capa límite planetaria para la activación de la convección.

# Capítulo 2

## Datos y metodología

Actualmente la percepción remota ha aumentado/incrementado su resolución espacial y temporal, así como la cobertura (Vila et al., 2008b) de ahí que se convierte en una herramienta útil en la investigación y en centros operativos. Por ello, en el presente estudio se utilizan principalmente datos satelitales, además de buscar un análisis tipo observacional como lo propone Taylor (2015). A continuación, se describen los datos satelitales utilizados.

### 2.1. Descripción de datos satelitales

#### 2.1.1. Temperatura del tope de la nube: PATMOS-x

Esta base de datos de temperatura del tope de la nube, se basa en la reflectividad y temperatura de brillantez (brillo) registrada con el *Advance Very High Resolution Radiometer (AVHRR)*, pertenece al *Climate Data Record (CDR)* de la *National Oceanic and Atmospheric Administration*

(NOAA), y fue producido por la *University of Wisconsin* usando el sistema de procesamiento *Pathfinder Atmospheres – Extended* (PATMOS-x) AVHRR, versión 5.3 (Heidinger et al., 2014).

Para obtener la temperatura del tope de la nube, se utiliza el *AWG height algorithm* (ACHA), el cual fue originalmente desarrollado para el cálculo de la altura del tope de la nube como parte de un conjunto de software desarrollado por el *GOES-R Algorithm Working Group* (AWG) para el *Advanced Baseline Imager* (ABI). La versión de ABI operaba en los canales 11, 12 y 13  $\mu m$ . ACHA ha sido modificado para poder trabajar con los canales 6.7 y 8.5  $\mu m$  y, por tanto, poder procesar datos desde muchos de los actuales satélites geoestacionarios y de órbita polar. El ACHA usa analíticamente las ecuaciones de transferencia radiativa en un marco de Estimación Óptima<sup>1</sup> (OE). Los productos fundamentales de ACHA son temperatura del tope de la nube, emisividad de la nube a  $\mu m$  y un índice de microfísica ( $\beta$ ). Perfiles de temperatura generados por un modelo de predicción numérica del tiempo (NWP, por sus siglas en inglés) son usados para convertir la temperatura del tope de la nube en altura y presión. Modelos de dispersión infrarroja son usadas para convertir la emisividad y  $\beta$  en profundidad óptica y tamaño de partículas. Finalmente, ACHA calcula las alturas verdaderas del tope y la base de la nube. Una altitud (en presión expresada en kilo-pies) es también generada para aplicaciones

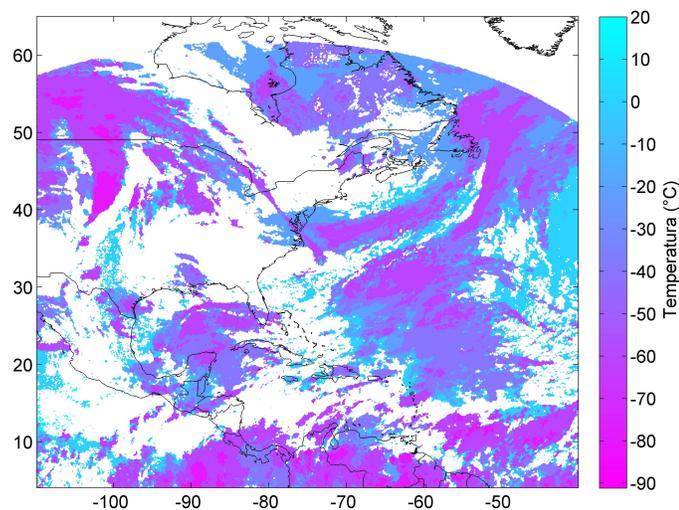
---

<sup>1</sup>Dado  $\vec{y} = \vec{F}(\vec{x}) + \vec{n}$ , se debe de invertir la ecuación para obtener  $x$ , esto es conocido como *retrieval problem*. La OE es una técnica para inferir información de un sistema basa en observaciones, es necesario poder simular las observaciones dado un completo conocimiento del estado del sistema (Rodgers, C. D., 2000). La OE minimiza una función de costo,  $\Phi$ , dada por  $\Phi = (x - x_a)^T S_a^{-1} (x - x_a) + (y - f(x))^T S_y^{-1} (y - f(x))$ , donde  $x$  es un vector de los parámetros recuperados,  $x_a$  es un vector que tiene los valores a *priori* de  $x$  (que también sirven como una primera suposición para comenzar iteraciones a una solución convergente),  $y$  es el vector de observaciones y  $f$  son las estimaciones del modelo hacia adelante de los valores de  $y$  bajo los supuestos de un estado  $x$ .  $S_a$  es la matriz de covarianza de error correspondiente a los valores de  $x_a$ , y  $S_y$  es la matriz de covarianza de error para el modelo hacia adelante y las mediciones (Heidinger, 2011).

en la aviación. ACHA genera incertidumbres para la temperatura, altura, emisividad y  $\beta$  basados en diagnósticos OE (Heidinger, 2014).

**Tabla 2.1:** Características de los datos PATMOS-x del satélite GOES EAST.

Parámetro	Características
Periodo	1995-2014
Resolución temporal	Horario
Resolución espacial	0.1°
Variables obtenidas con ACHA	TTN (K), Presión en el tope de la nube (Pa) y Emisividad de la nube
Satélites disponibles	GOES EAST y GOES WEST



**Figura 2.1:** Temperatura del tope de la nube a las 10:15 UTC el 14 de abril del 2014 (Fuente: PATMOS-x GOES-12-EAST).

Los datos de la variable temperatura del tope de la nube fueron descargados del portal de datos del clima (Climate Data Portal, CDP) del *Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies* (CIMSS), que tiene disponibles las observaciones de los satélites de METOP-2, la NOAA y GOES. Por tener una mayor resolución temporal se usaron los datos del satélite GOES (Tabla

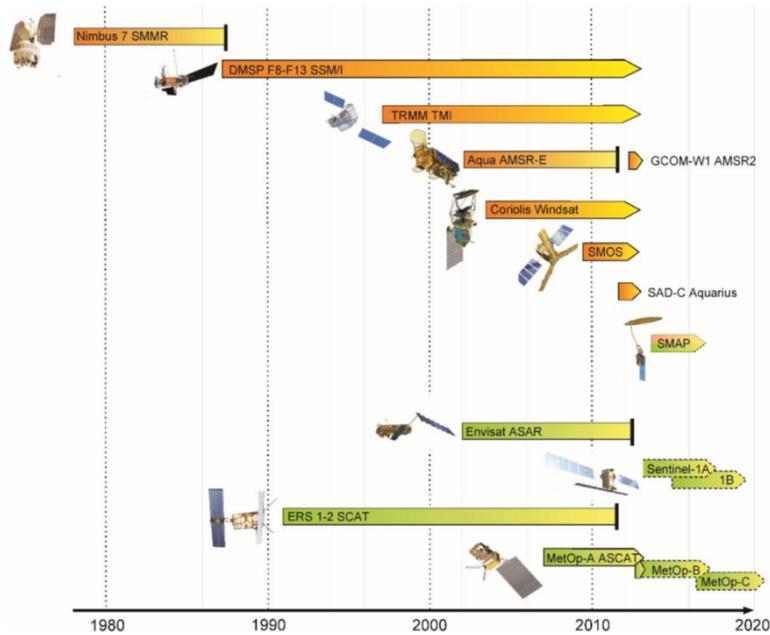
2.1) y, considerando el dominio seleccionado, se usa el satélite GOES EAST (Fig. 2.1). Los datos se encuentran disponibles en formato *Network Common Data Form* (NetCDF).

### **2.1.2. Humedad del suelo: CCI Soil Moisture ECV project**

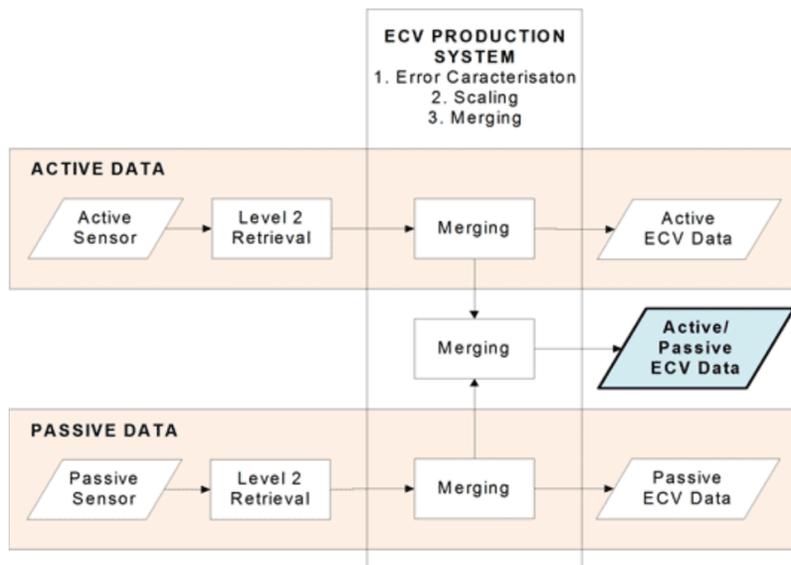
Para el caso de la humedad del suelo, se utilizaron los datos del *Climate Change Initiative (CCI) Soil Moisture Essential Climate Variable (ECV) Project*, la información es generada usando los instrumentos espaciales de microonda activas y pasivas, con un periodo de 36 años (1979-2014). Con más de 1900 usuarios en el mundo, los datos de humedad del suelo ECV están disponibles para descargar en el sitio web de ESA CCI soil moisture. El conjunto de datos disponible consiste en tres productos: datos activos, datos pasivos y datos combinados (Liu et al., 2012, 2011; Wagner et al., 2012).

Los datos activos fueron generados por la Vienna University (TU Wien) basados en observaciones desde dispersómetros banda-C a bordo de ERS-1, ERS-2 y METOP-A. Los datos pasivos fueron generados por la VU University Amsterdam, en colaboración con la NASA, basados en observaciones de microondas pasivas desde Nimbus 7 SMMR, DMSP SMM/I, TRMM TMI, Aqua AMSR-E, Coriolis WindSat y GCOM-W1 AMSR2 (Fig. 2.2). Como se observa en la figura 2.3, los datos combinados son creados a partir de una mezcla de los datos activos y pasivos (Liu et al., 2012, 2011; Wagner et al., 2012).

Para el presente estudio se ha utilizado el conjunto de datos activos (llamados así porque los instrumentos propagan su fuente de energía eletromagnética para medir, a diferencia de los pasivos que sólo miden



**Figura 2.2:** Instrumentos de microonda usados para la generación de los productos de humedad del suelo ECV (Tomado de Kidd (2016)).



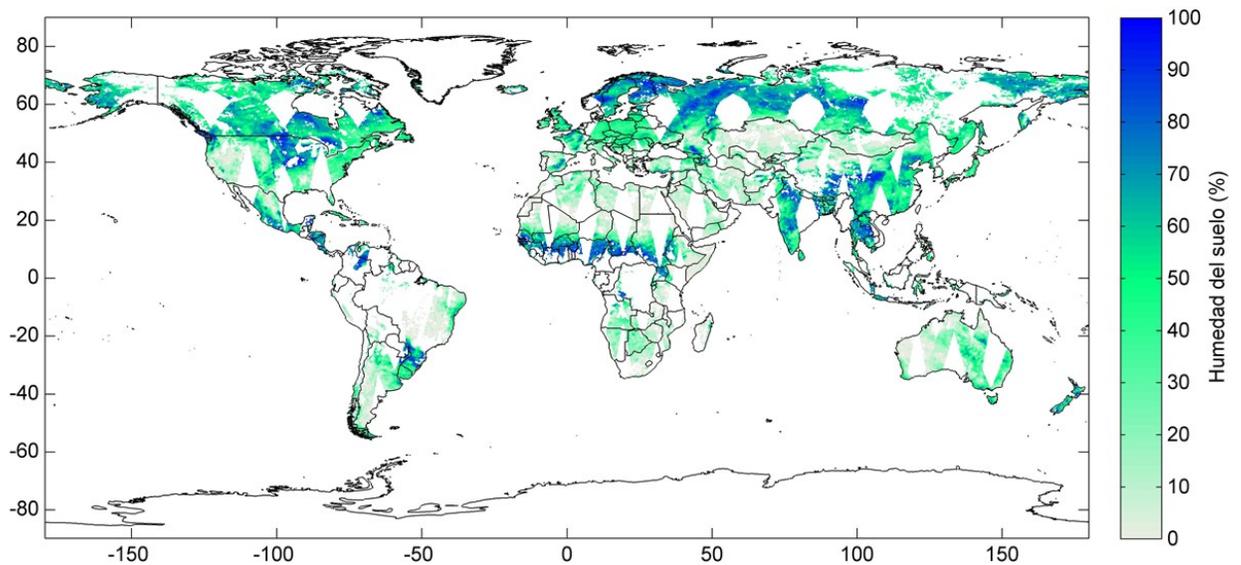
**Figura 2.3:** Proceso de generación de datos (Tomado de Kidd (2016)).

la energía que es reflejada o emitida desde la superficie de la Tierra), los cuales usan dispersómetros y radares que miden el coeficiente de

retrodispersión del radar,  $\sigma^0$ , en unidades físicas [dB]. La cobertura de los datos es global (Fig. 2.4) y se encuentran en formato NetCDF; otras características se muestran en la tabla 2.2.

**Tabla 2.2:** Características de los datos activos

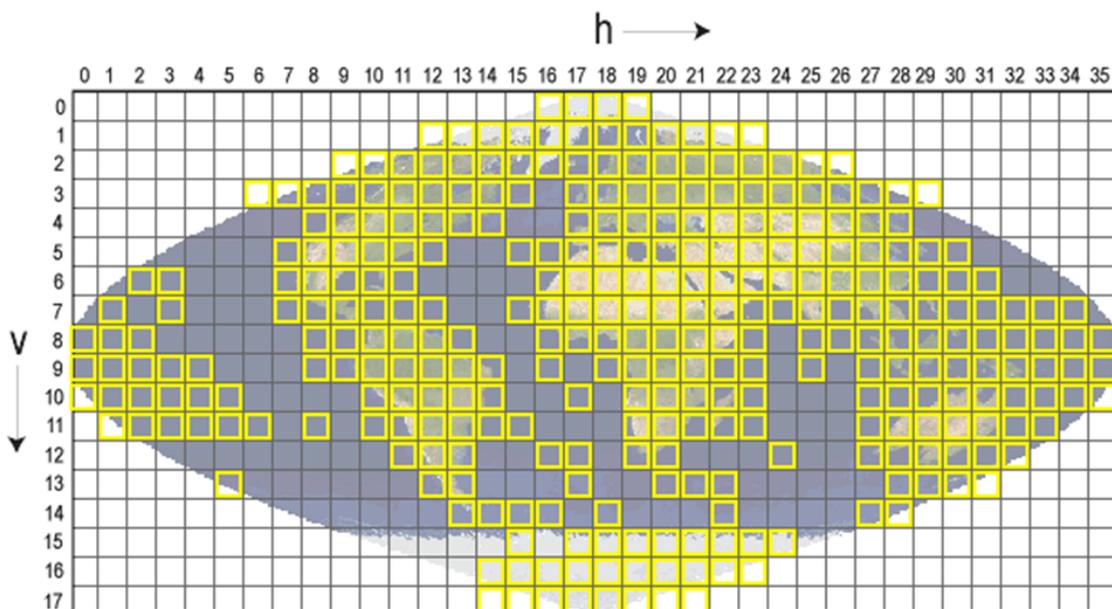
Parámetro	Características
Periodo	1991-2014
Resolución temporal	Diario
Resolución espacial	0.25°
Variables	Humedad del suelo (%), Incertidumbre de humedad del suelo (%), Bandera de calidad (0, 1, 2 y 3), Bandera de observación de día o por la noche (100, 101), Frecuencia de banda (5.255 - 19.3), Dirección de la órbita (asciende o desciende) y Sensor (19 diferentes)
Satélites disponibles	ERS-1, ERS-2 y METOP-A



**Figura 2.4:** Humedad del suelo para el día 24 de septiembre del 2010 (Fuente: CCI SM ESV).

### 2.1.3. Temperatura superficial del suelo: MODIS/Terra

Los productos *MODIS/Terra Land Surface Temperature and Emissivity* (LST/E) proporcionan valores por píxel de temperatura superficial del suelo (TSS) y emisividad creados como una secuencia de productos, generando mediante transformaciones espaciales y temporales, datos globales diarios, cada ocho días y mensuales. El producto *MODIS/Terra LST/E Daily L3 Global 1 km Grid SIN* está basado en un mosaico (Fig. 2.5) utilizando una malla con proyección sinusoidal, producida diariamente a un kilómetro de resolución espacial (Wan et al., 2006).



**Figura 2.5:** Rejilla global utilizada para la distribución de los productos MODIS. Las celdas son  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$  en el ecuador<sup>2</sup>.

En este caso se utilizan los productos del *MODIS/Terra LST/E Global 1km Grid SIN* (MOD11A1) versión 5, que utiliza el algoritmo generalizado split-window LST. Este algoritmo es óptimamente usado para separar rangos

<sup>2</sup><http://www.eomf.ou.edu/inventory/mod13a2/2000/>. Consultada el 15/08/2016

de vapor de agua de la columna atmosférica y la temperatura superficial del aire en el límite inferior en sub rangos tratables. La emisividad de la superficie en las bandas 31 y 32 es estimada desde el tipo de cobertura de suelo. Los MOD11A1 versión 5 comprenden observaciones para el día y la noche (Tabla 2.3) (Wan et al., 2006).

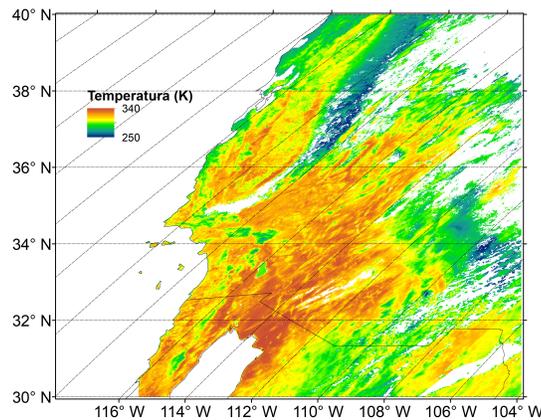
**Tabla 2.3:** Características de los datos observados en el día (son las mismas para la noche) por MOD11A1 versión 5 <sup>3</sup>

Parámetro	Características
Periodo	2000-presente
Resolución temporal	Diario
Resolución espacial	1 km
VARIABLES	Temperatura superficial (K), Control de calidad (Binario) Tiempo de observación (horas), Ángulo zenital (Grados), Cobertura de cielo despejado, Emisividad banda 31 y Emisividad banda 32
Satélites disponibles	Terra (EOS AM-1)

La información de control de calidad (CC) se explica en el apéndice A. En el presente trabajo se examinaron dos controles de calidad que más adelante se explican. Los datos fueron descargados de la página de *Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC<sup>4</sup>)*, que pertenece al *U.S. Geological Survey (USGS)* y a la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*; estos archivos se encuentran en formato *Hierarchical Data Format - Earth Observing System (HDF-EOS)*. Se descargaron sólo los datos correspondientes al dominio de México (en la figura 2.5, son las subrejillas de h7 a h10 y de v7 a v5). En la figura 2.6 se muestra un ejemplo correspondiente a la subrejilla h8, v5 (una de las subrejillas descargadas).

<sup>3</sup><https://lpdaac.usgs.gov>. Consultada el 20/08/2016

<sup>4</sup><ftp://ladsweb.nascom.nasa.gov/>



**Figura 2.6:** Temperatura superficial del suelo (K) en la subrejilla (h8, v5), para el día 1 de enero del 2015 (Fuente: MOD11A1 versión 5).

#### 2.1.4. Precipitación: CMORPH

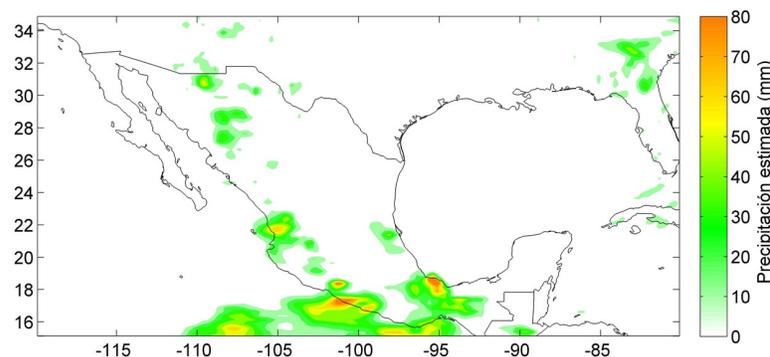
*Climate Prediction Center MORPHing technique* (CMORPH) produce un análisis global de la precipitación a muy alta resolución espacial y temporal. Esta técnica utiliza estimaciones de precipitación derivadas de observaciones de microonda por satélites de órbita baja exclusivamente, y cuyas características son transportadas vía propagación espacial de información, y es obtenida completamente de los datos IR del satélite geoestacionario. Actualmente se han incorporado estimaciones de precipitación derivadas de microondas pasivas a bordo del DMSP 13, 14 y 15 (SSM/I), la NOAA-15, 16, 17 y 18 (AMSU-B), y AMSR-E y TMI a bordo de la NASA's Aqua y el satélite TRMM, respectivamente. Estas estimaciones son generadas por algoritmos de Ferraro (1997) para SSM/I, Ferraro et al. (2000) para AMSU-B, y Kummerow et al. (2001) para TMI. Con respecto a la resolución espacial, aunque las estimaciones de precipitación están disponibles a una malla de 8 km (en el ecuador), la resolución individual derivada de los satélites es más gruesa (del orden de 12x15 km, aproximadamente). La resolución más fina

es obtenida vía interpolación (Joyce et al., 2004).

Los datos CMORPH se encuentran con una resolución temporal de 30 minutos, 3 horas y diarias, mientras que espacialmente están disponibles en 8 km y  $0.25^\circ$ . Sin embargo, sólo los datos cada 3 horas y a  $0.25^\circ$  tienen un periodo largo de registro disponible (Tabla 2.4); estos datos fueron descargados de la página de *Research Data Archive* (RDA)<sup>5</sup> administrada por *Data Support Section* (DSS) del *Computational and Information Systems Laboratory* (CISL) en NCAR, la cual tiene disponibles los datos en formato NetCDF. En la figura 2.7 se muestra un ejemplo de los datos descargados.

**Tabla 2.4:** Características de los datos CMORPH (cada 3 horas y  $0.25^\circ$ )

Parámetro	Características
Periodo	2000-presente
Resolución temporal	3 horas
Resolución espacial	$0.25^\circ$
Variables	Precipitación estimada (mm/h) y precipitación de de microondas combinadas (mm/h)
Satélites disponibles	DMSP (13, 14 y 15), NOAA (15, 16, 17, 18), NASA's Aqua y TRMM



**Figura 2.7:** Precipitación acumulada estimada para el 14 de julio del 2010.

<sup>5</sup><http://rda.ucar.edu>

## 2.2. Descripción de datos de reanálisis

### 2.2.1. Datos de viento: ERA-Interim

Era-Interim es el más reciente reanálisis atmosférico global realizado por la *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). El proyecto ERA-Interim fue elaborado para preparar un nuevo reanálisis atmosférico que remplazara al ERA-40, el cual se extiende desde la parte temprana del siglo XX (Dee et al., 2011).

A partir de 1997 con el incremento de la capacidad computacional se logró la implementación de la asimilación en 4 dimensiones (4D-var) y muchas de las operaciones de ECMWF, esta fue la base del reanálisis ERA-Interim sobre 4D-var, así como lo fue 3D-var en los reanálisis ERA-40. Otro beneficio del mayor rendimiento computacional fue el aumento de la resolución espacial de  $1.125^\circ$  (resolución de ERA-40) a  $0.703125^\circ$  (resolución de ERA-Interim)<sup>6</sup>.

Al igual que ERA-40, ERA-Interim utiliza los mismos 60 niveles, siendo 0.1 hectopascales el más alto. El control de calidad de datos utilizados en ERA-40 y JRA-25, además de correcciones de sesgo variacional de datos de radiancia satelital, un modelo de transferencia radiativa más rápida y completa son utilizados en la asimilación de datos de ERA-Interim, generando datos de mayor calidad<sup>6</sup>.

Los archivos de las componentes del viento zonal y meridional a 10 m se descargaron de la página de ECMWF<sup>7</sup>: primero se selecciona el nivel (en este caso es superficie) y luego la resolución temporal (para este caso es

---

<sup>6</sup><http://rda.ucar.edu/datasets/ds627.0/>. Consultada el 30/11/2016

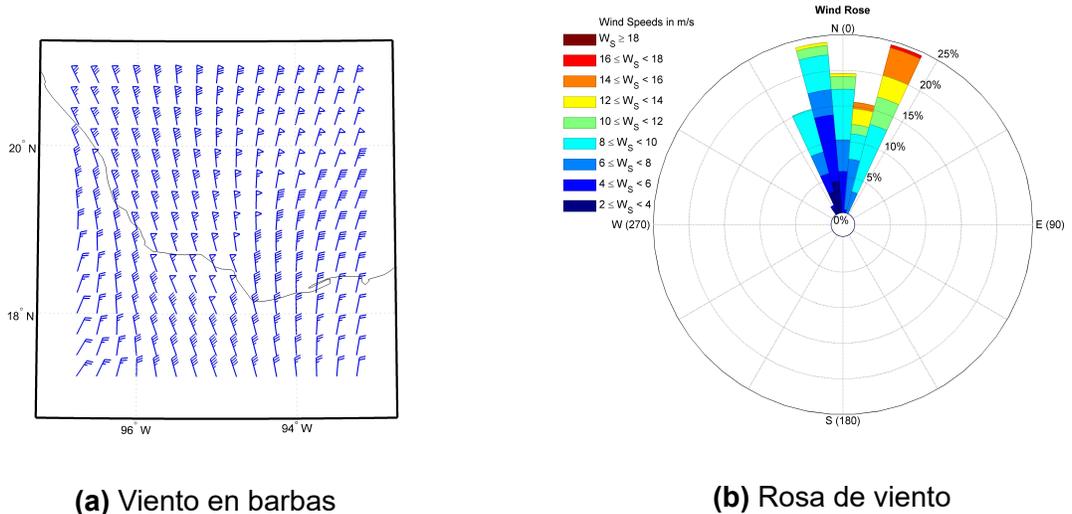
<sup>7</sup><http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>

diaria) y se llenan los campos de acuerdo a los requerimientos. En la tabla 2.5 se resumen las características de los archivos en superficie.

**Tabla 2.5:** Características de los datos ERA-Interim en superficie.

Parámetro	Características
Periodo	1979-presente
Resolución temporal	6 horas
Resolución espacial	0.125°, 0.25°, 0.4°, 0.5°, 0.75°, 1°, 1.125°, 1.5°, 2°, 2.5° y 3°
Variables	Mas de 100

En este caso sólo se descargaron los archivos correspondientes a las 18 UTC (13 HL) y con una resolución de 0.25°. En la figura 2.8, se muestra un ejemplo de los datos sobre la región del Golfo de México.



**Figura 2.8:** Viento para el 1 de enero del 2010 a las 13 HL (Datos: ERA-Interim).

### 2.3. Uso de suelo, topografía y cuerpos de agua

De manera complementaria, se usaron datos de cobertura de suelo, cuerpos de agua y topografía (Fig. 2.9). Los datos de cobertura de suelo y topografía se descargaron de la página web del Laboratorio Nacional de Oak Ridge<sup>8</sup>, donde se puede seleccionar el dominio deseado. La fuente de los datos de cobertura de suelo son los MODIS Land Cover Type, los cuales presentan 5 esquemas de clasificación de cobertura del suelo, derivados de las observaciones del MODIS Terra y Aqua, con una resolución de 500 m (Friedl et al., 2010).

Por otra parte los datos de topografía son del Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30), que es un modelo de elevación digital con una resolución espacial de 30 segundos de arco (1 km aproximadamente)<sup>9</sup>.

En el caso de los cuerpos de agua, son un conjunto de datos vectoriales a una escala de 1:1 000 000, descargados de la página del INEGI<sup>10</sup>, compuestos por entidades de tipo punto, línea y área. Tienen la información de 1098 cuerpos de agua. Entre dicha información se incluye el área de cada cuerpo de agua.

---

<sup>8</sup><http://webmap.ornl.gov/wcsdown/index.jsp>

<sup>9</sup><https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>

<sup>10</sup><http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/recnat/hidrologia/infoescala.aspx>

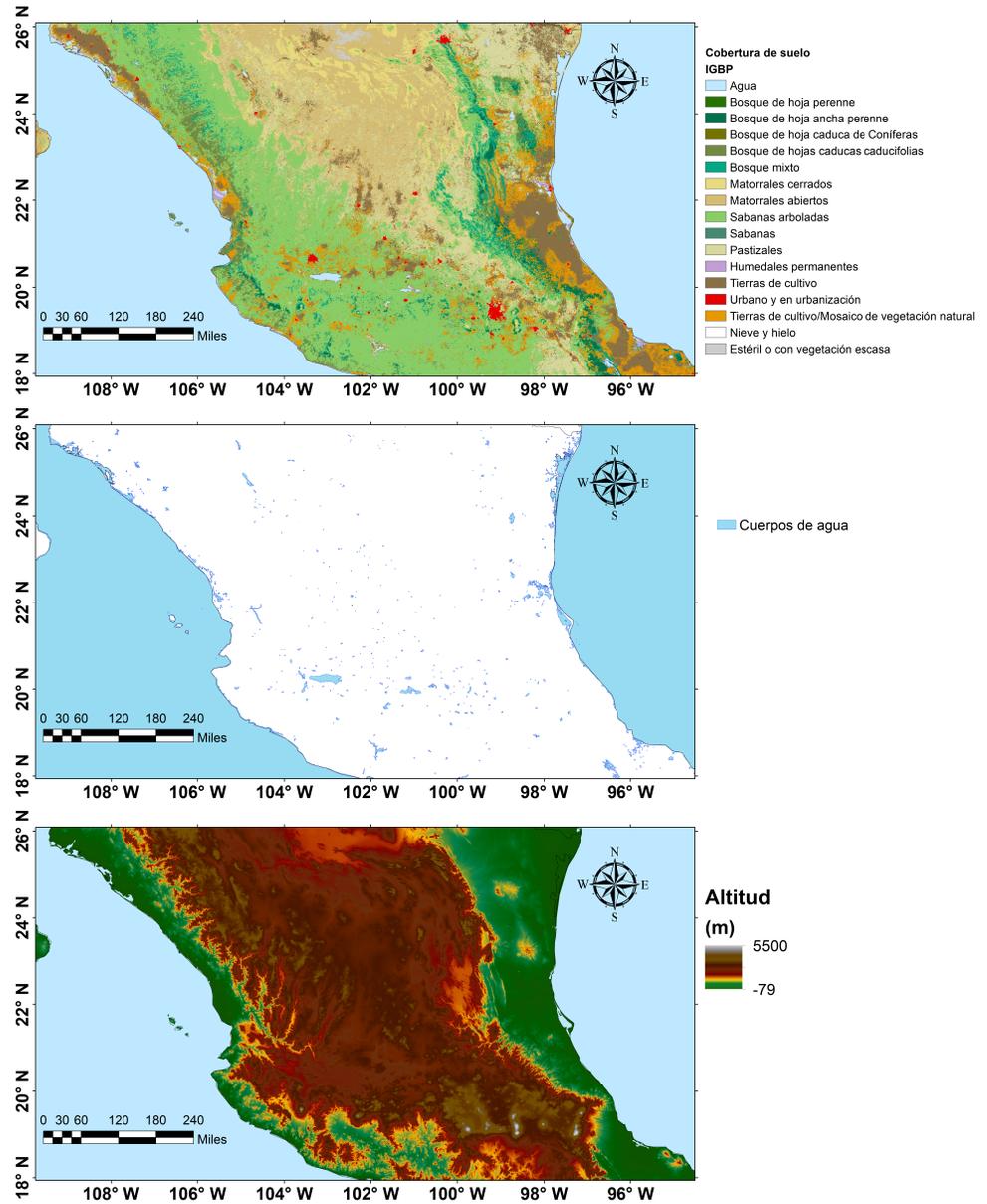


Figura 2.9: Cobertura de suelo, cuerpos de agua y orografía utilizados.

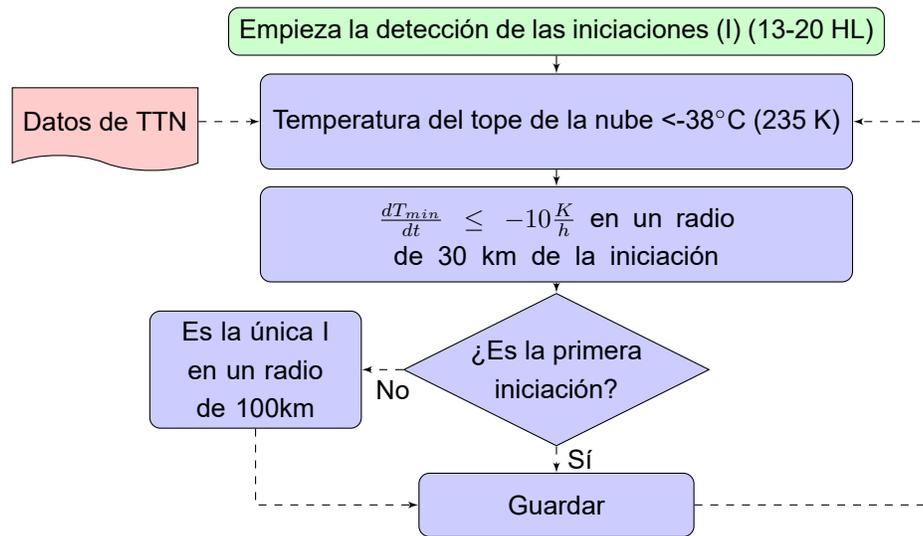
## 2.4. Metodología

La base de la metodología a continuación descrita fue propuesta por Taylor (2015). El periodo seleccionado para el estudio comprende 5 años (2010-2014) y sólo se analizan los meses de verano (abril-septiembre). Primero se detectaron las probables iniciaciones convectivas; se eliminaron “falsas iniciaciones” y aquellas que podrían ser resultado de una iniciación previa. Una vez capturadas las coordenadas de las iniciaciones convectivas, se aplicaron filtros para eliminar iniciaciones resultado de forzamientos orográficos, marítimos y de los lagos.

A partir de las climatologías de HS y TSS se determinaron anomalías diarias de HS y TSS (AHS y ATSS). Entonces se guardó el campo de anomalía diaria de cada iniciación ( $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ ) orientada en dirección del flujo medio en niveles bajos. Mediante estos campos se obtuvieron los compuestos de anomalía de HS y TSS para los meses de verano y uno para todo el periodo de estudio. En el siguiente subcapítulo revisamos el proceso para la detección de iniciaciones convectivas.

### 2.4.1. Detección de iniciaciones convectivas

En la figura 2.10, se muestra un diagrama de flujo del proceso de detección de iniciaciones convectivas. Basado en el concepto de que la convección profunda penetra la troposfera superior, el primer paso es identificar todas las nubes que tienen una altura superior a 9-10 km (Vila et al., 2008b), lo que está asociado a la búsqueda de topes de nubes muy frías (Laurent et al., 2002; Fu et al., 1990; Machado y Rossow, 1993).



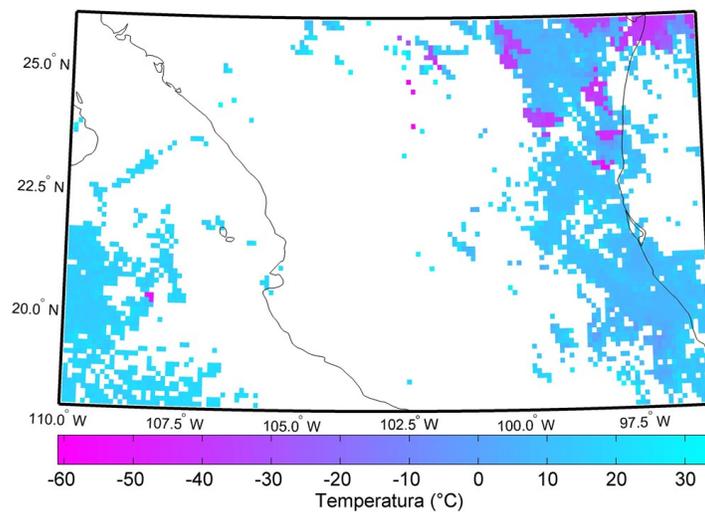
**Figura 2.10:** Diagrama de la detección de iniciaciones convectivas.

El umbral de temperatura del tope de la nube (TTN) para detectar convección profunda varía dependiendo la región, aunque existe un acuerdo general de que umbrales menores a  $-28^{\circ}\text{C}$  ( $245^{\circ}\text{K}$ ) identifican satisfactoriamente sistemas convectivos (Vila et al., 2008b; Machado y Laurent, 2004; Carvalho y Jones, 2001; Machado et al., 1998; Machado y Rossow, 1993). Taylor (2015) sugiere el umbral de  $-35^{\circ}\text{C}$  ( $238^{\circ}\text{K}$ ), sin embargo, los estudios realizados en regiones tropicales (e.g., Machado et al. (1998)) sugieren el umbral  $-38^{\circ}\text{C}$  ( $235^{\circ}\text{K}$ ). Por lo tanto, se decidió el umbral de  $-38^{\circ}\text{C}$  para identificar a las probables iniciaciones convectivas.

El algoritmo se aplica de manera horaria de 13 a 20 HL. Cabe mencionar que en el periodo seleccionado faltan datos de temperatura del tope de la nube (Tabla 2.6), por lo que se omitieron los días sin datos entre 13 y 20 HL. Los pasos se describen con mayor detalle considerando los datos de TTN del 14 de abril del 2010 (Fig. 2.11).

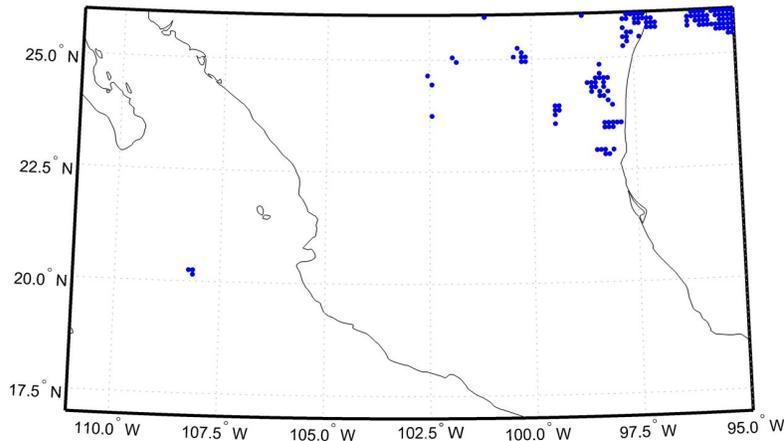
**Tabla 2.6:** Cantidad de datos horarios de temperatura del tope de la nube por mes

	<b>Abril</b>	<b>Mayo</b>	<b>Junio</b>	<b>Julio</b>	<b>Agosto</b>	<b>Septiembre</b>	<b>Total</b>
<b>2010</b>	388	740	720	743	721	661	3973
<b>2011</b>	686	743	720	744	721	668	4282
<b>2012</b>	47	742	717	741	740	547	3534
<b>2013</b>	720	533	718	743	744	719	4177
<b>2014</b>	720	744	720	432	0	0	2616

**Figura 2.11:** Pixeles de temperatura del tope de la nube para la tarde (13 HL) del 14 de abril del 2010 (Datos: Patmos-x GOES-EAST).

Entonces, después de leer los datos de temperatura del tope de la nube:

- 1.- Se identifican las probables iniciaciones convectivas, en específico, todas las apariciones de un nuevo mínimo local de pixel de temperatura  $T_{min}$  por debajo del umbral  $-38^{\circ}\text{C}$  ( $235\text{ K}$ ) son registradas (Fig. 2.12).



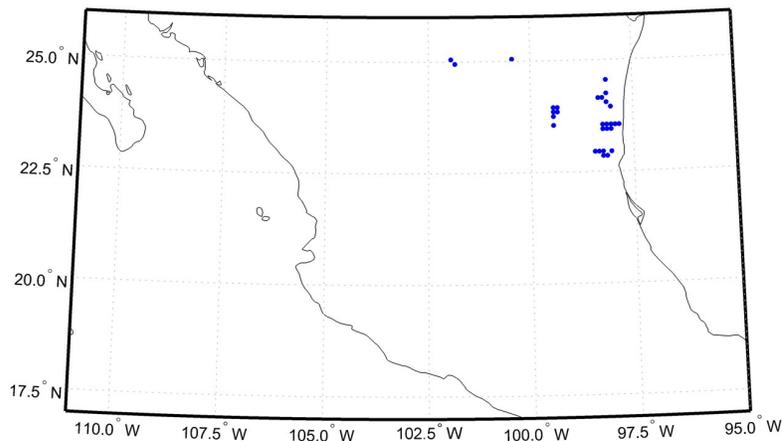
**Figura 2.12:** Píxeles que cumplen el primer criterio ( $T_{min} < -38^{\circ}\text{C}$ ), para la tarde (13 HL) del 14 de abril 2010.

Enseguida se aplica un algoritmo para eliminar las *falsas iniciaciones* ya sea debido a propagación de nubes frías o a un descenso moderado en la temperatura de un área de nubosidad remante. En este paso nos referimos a eliminar nubes frías, pero sin actividad convectiva profunda, por ejemplo, nubes tipo cirrus. Para ello se consideran criterios de crecimiento de nubes. Según Roberts y Rutledge (2003) en su estudio de iniciación y crecimiento de tormentas, la presencia de razones de enfriamiento mayores a  $-8^{\circ}\text{C}$  cada 15 minutos (en la temperatura del tope de la nube) sugieren un desarrollo intenso de tormentas, pero existen casos donde con una razón de enfriamiento igual a  $-2^{\circ}\text{C}$  cada 15 minutos se llegan a presentar tormentas convectivas. En el presente estudio, si se presentan razones de enfriamiento menores a  $-2.5^{\circ}\text{C}$  en 15 minutos ( $-10^{\circ}\text{C/h}$ ) se asume que se trata de nubes frías no convectivas.

Por otro lado, el estudio del desplazamiento de los sistemas convectivos de mesoescala en América ha sido realizado por Machado et al. (1998), ellos encuentran que en promedio los MCS se mueven a una velocidad que supera los 12 m/s (42 km/h); Laurent et al. (2002) calculan velocidades entre

6 m/s y 10 m/s (21.6 km/h - 36 km/h) en los trópicos. Otros estudios (Jun et al., 2012; Carvalho y Jones, 2001) hallan valores de 31 km/h y 55.8 km/h. Teniendo en cuenta estos valores de velocidad, se asumió que los sistemas en una hora se llegan a desplazar en un radio igual o menor a 30 km. Por lo tanto, se consideró válido utilizar el siguiente criterio para eliminar las *falsas iniciaciones*:

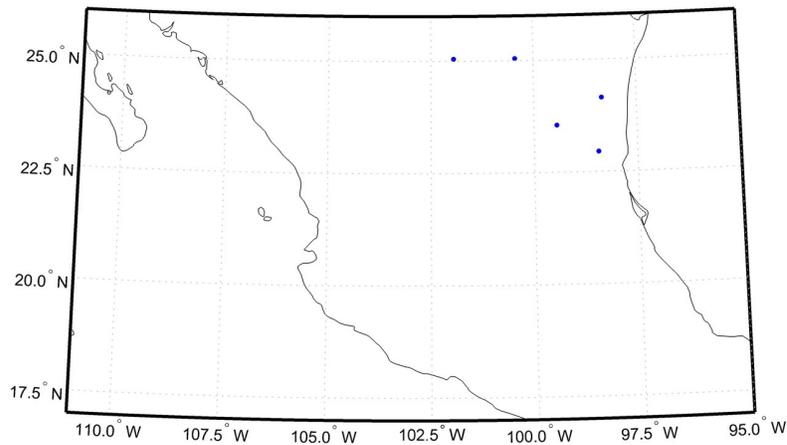
- 2.- Para los pixeles cercanos a la probable iniciación, se revisa el gradiente de temperatura  $T_{min}$ ; entonces, si la  $T_{min}$  en un radio de 30 km ( $0.3^\circ$  aproximadamente) disminuye en una hora a una razón de  $\frac{dT_{min}}{dt} > -10 \frac{K}{h}$  (donde,  $\frac{dT_{min}}{dt} = \frac{T_{min}(t1) - T_{min}(t0)}{t1 - t0}$ ,  $t0$ =hora previa y  $t1$ =hora actual), el caso es rechazado (Fig. 2.13 ).



**Figura 2.13:** Pixeles que superaron el segundo criterio, para la tarde (13 HL) del 14 de abril 2010.

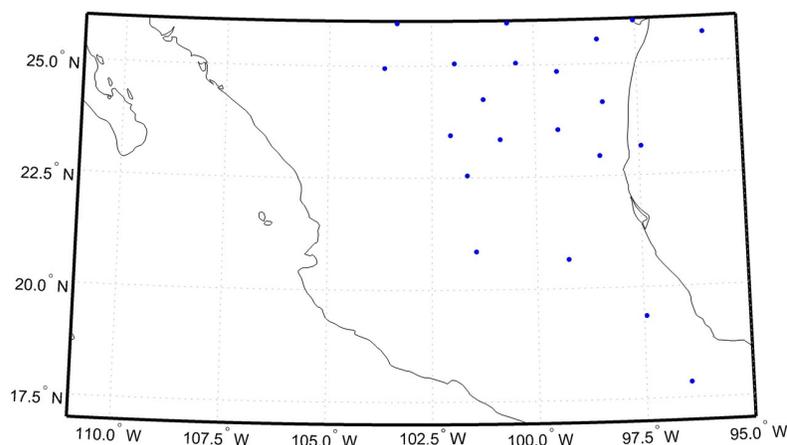
Al iniciar con la detección de las iniciaciones, se observó que los pixeles presentaban forma de células o sistemas convectivos. Además, en algunos casos en las siguientes horas se observaba el mismo sistema, por lo que se agregó un criterio para eliminar pixeles que puedan pertenecer a una iniciación ya registrada.

- 3.- Una vez detectada una iniciación, la próxima que se encuentre a una distancia igual o menor a 100 km de la anterior es rechazada (Fig. 2.14).



**Figura 2.14:** Pixeles que superaron el tercer criterio, para la tarde (13 HL) del 14 de abril 2010.

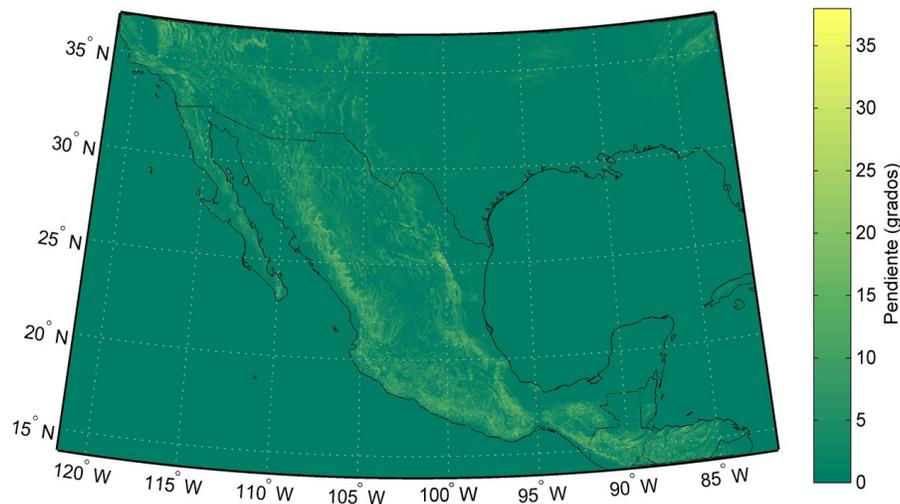
Este proceso (pasos 1,2 y 3) se mantiene durante toda la tarde (13 – 20 HL). Por ejemplo, para el día 14 de abril se detectan las iniciaciones que se muestran en la figura 2.15.



**Figura 2.15:** Iniciaciones detectadas, para la tarde (13-20 HL) del 14 de abril 2010.

### 2.4.2. Filtros por disparadores geomorfológicos

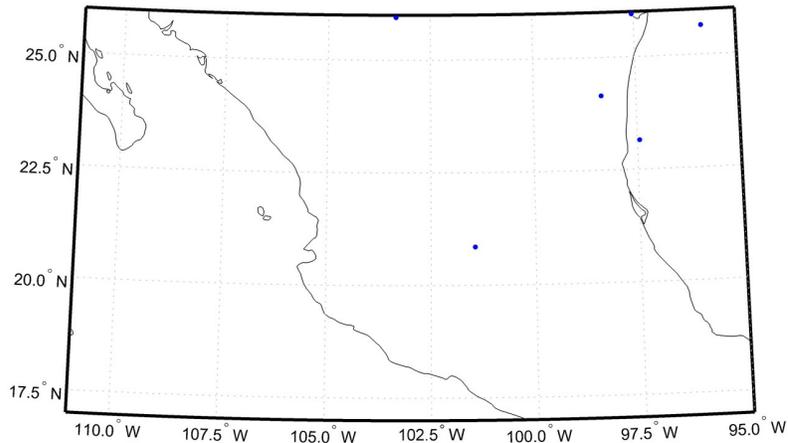
La segunda parte consiste en eliminar las iniciaciones generadas por orografía, por el mar y por cuerpos de agua interiores. Para los disparadores orográficos se utilizaron los datos de topografía (GTOP030) para determinar la pendiente para todo el país (Fig. 2.16).



**Figura 2.16:** Pendiente (en grados) determinada a partir de los datos GTOP030

Entonces, a partir de estos datos de pendiente, se procedió a aplicar el siguiente criterio, interpolando el valor de la pendiente en la ubicación de las iniciaciones.

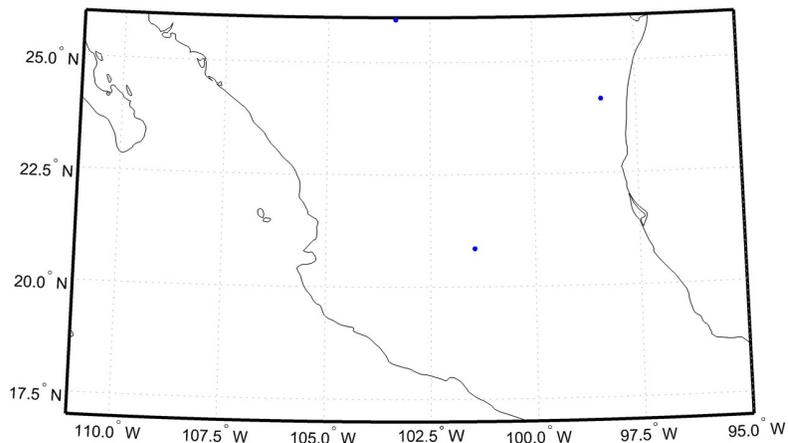
- 4.- Si la iniciación se ubicaba en una pendiente mayor que  $\frac{dH}{dL} > \frac{1km}{200km}$  (en grados,  $\tan^{-1}(\frac{1}{200})=0.2865^\circ$ ), donde H es la altitud y L la distancia horizontal, era rechazada (Fig. 2.17).



**Figura 2.17:** Píxeles que superaron el filtro por disparador orográfico, para la tarde (13 – 20 HL) del 14 de abril 2010.

Para incluir el filtro por disparador marítimo, se utilizó un quinto criterio, usando la máscara de continente de Matlab (landmask):

- 5.- Si alguna iniciación detectada se encuentra a menos de 50 km de distancia del mar, es rechazada (Fig. 2.18).

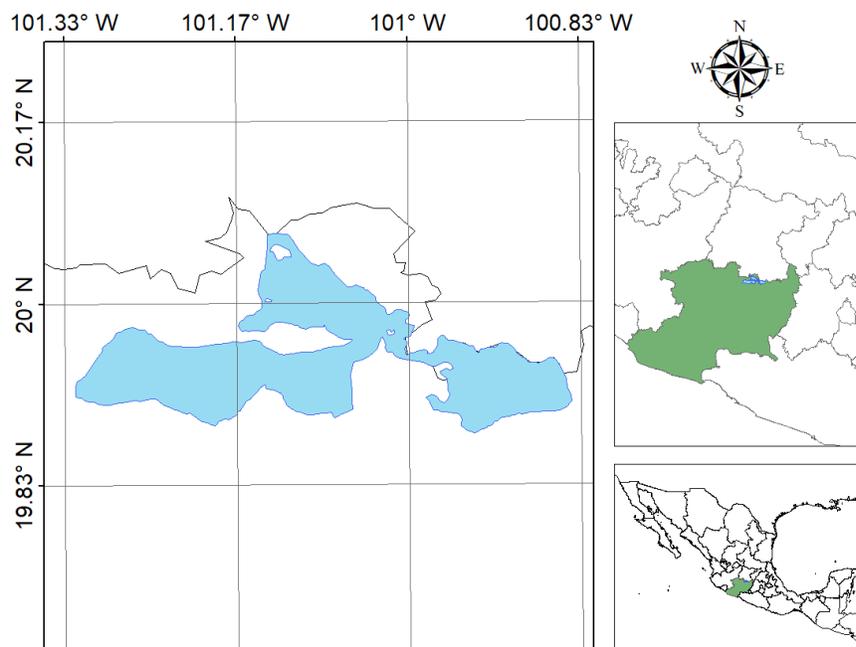


**Figura 2.18:** Píxeles que superaron el filtro por disparador marítimo, para la tarde (13 – 20 HL) del 14 de abril 2010.

Por último, se aplica el filtro por disparadores de cuerpos de agua interiores, como los lagos. Aquí se utilizaron los datos de cuerpos de agua para

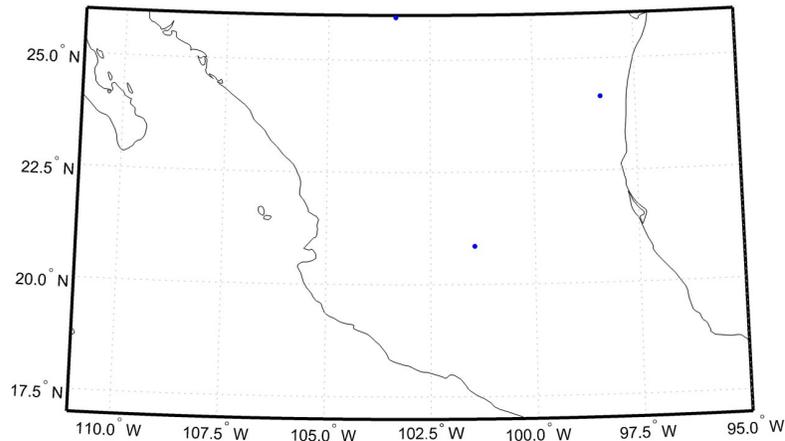
México; se interpoló linealmente revisando si las iniciaciones caen en algún polígono de los cuerpos de agua:

- 6.- Si alguna iniciación detectada se encuentra dentro de un cuerpo de agua, se determina si este polígono tiene una superficie mayor a  $9 \text{ km}^2$  (Fig. 2.19); en caso de superar ese umbral de área, la iniciación es rechazada (existen 208 cuerpos de agua en México con superficie mayor a  $9 \text{ km}^2$ ).



**Figura 2.19:** Lago de Cuitzeo (cuerpo de agua con un área aproximadamente de  $360 \text{ km}^2$ ).

Después de haber aplicado todos los filtros (Fig. 2.20), las coordenadas de todas las iniciaciones detectadas son almacenadas.

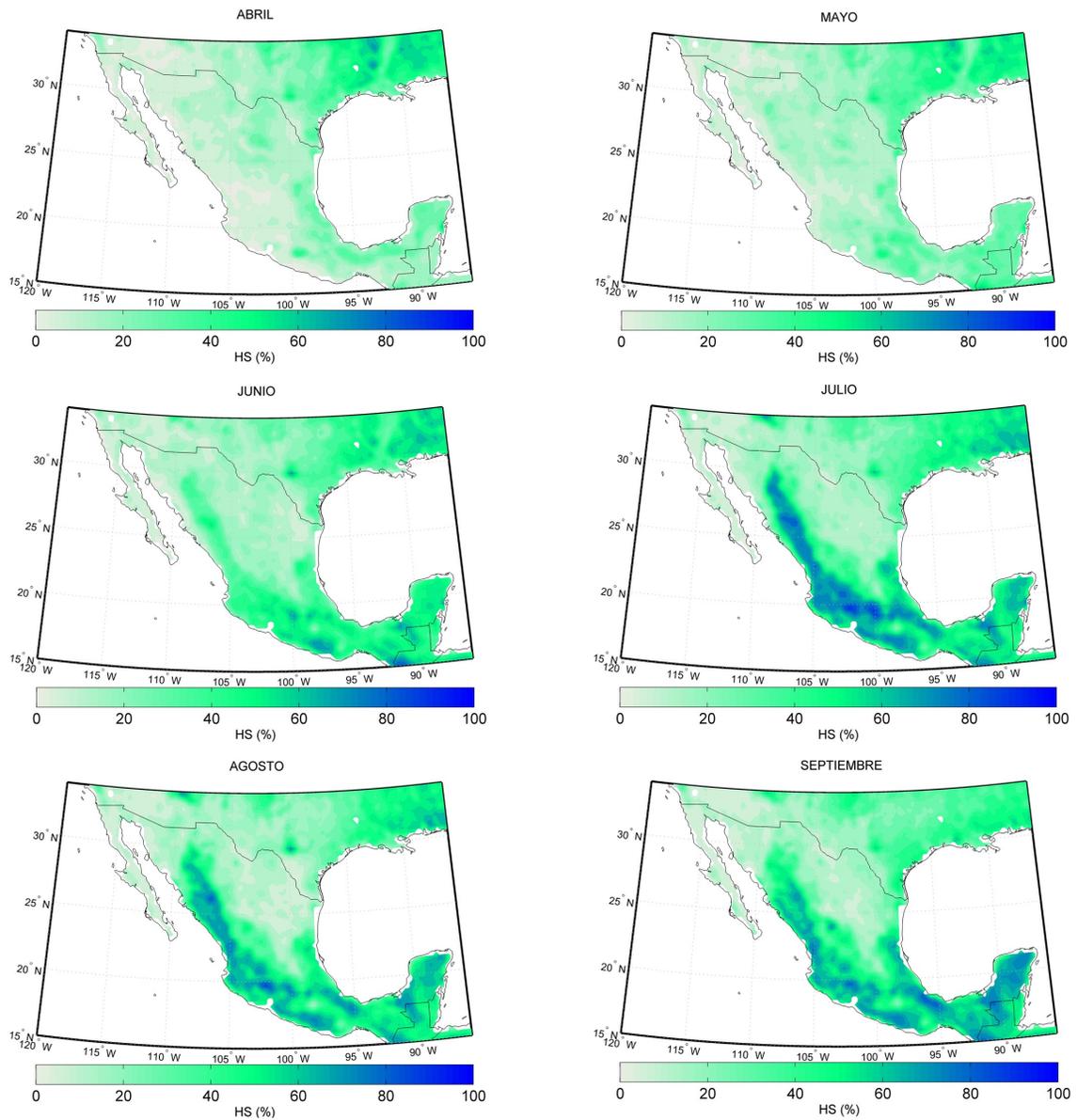


**Figura 2.20:** Píxeles que superaron todos los filtros, para la tarde (13 – 20 HL) del 14 de abril 2010.

### 2.4.3. Anomalía diaria de HS

Para analizar la influencia de la humedad del suelo en la iniciación de convección, se procedió a determinar la anomalía de humedad del suelo (AHS) diaria. Para ello, se determinó una climatología mensual (para el periodo de estudio 2010-2014) de la humedad del suelo (Fig. 2.21), usando los datos del CCI soil moisture ECV Project.

A partir de esta climatología, se creó una base de datos de anomalía de humedad del suelo (AHS) diaria. Durante el proceso, se removieron los píxeles que correspondían a cuerpos de agua, hielo y nieve, para la cual se utilizaron los datos de cobertura de suelo (MODIS Land Cover type). Además, se interpolaron los datos para obtener una resolución de  $0.125^\circ$  (12.5 km, aproximadamente) y se removieron píxeles que mediante interpolación se ubicaban en terreno complejo usando los datos de pendiente determinados con los GTOPO30 (considerando una pendiente máxima de  $5.7105^\circ$ ).

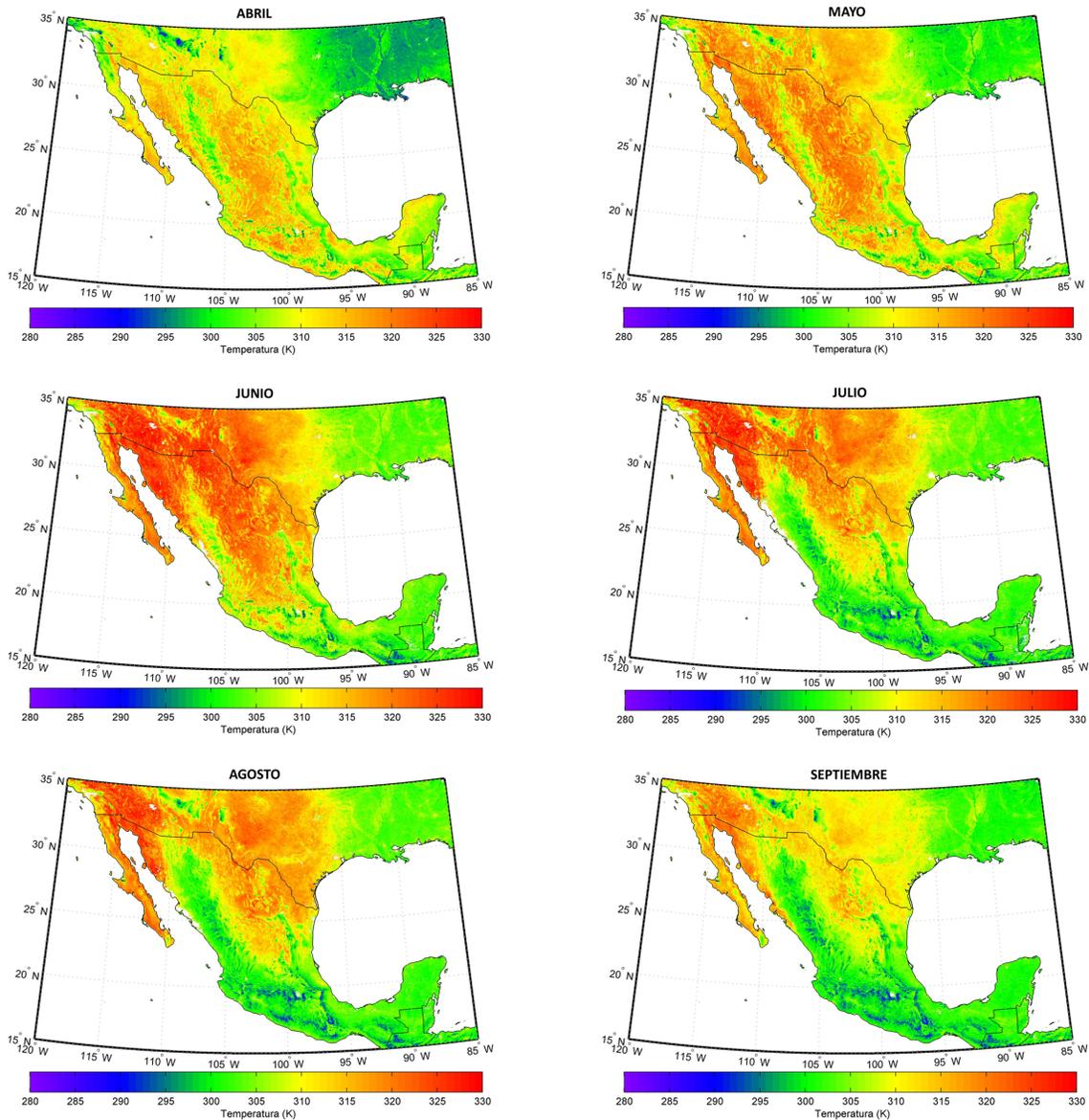


**Figura 2.21:** Climatología de humedad del suelo para los meses de abril a septiembre (2010-2014)

#### 2.4.4. Anomalia diaria de TSS

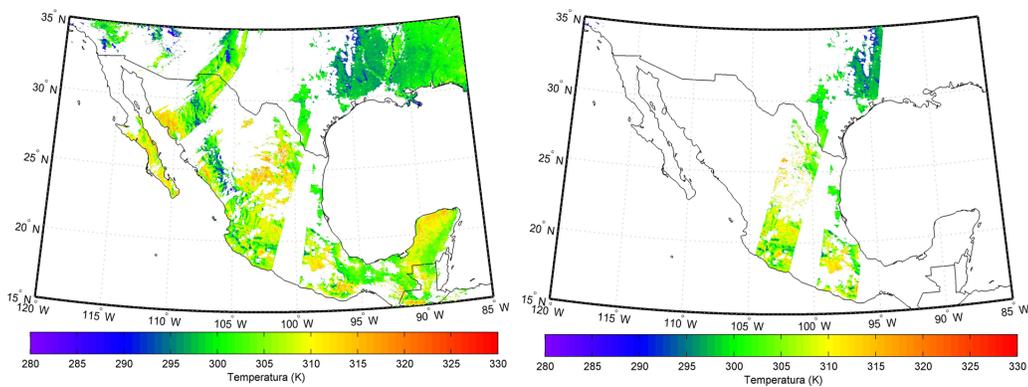
De manera semejante a AHS diaria, una base de datos de anomalía de temperatura superficial del suelo (ATSS) diaria fue creada mediante

una climatología mensual (para el periodo de estudio 2010-2014) de temperatura superficial del suelo. En este caso se consideró un control de calidad, que consistió en filtrar los datos con un error promedio de TSS  $\leq 1$  K y un error de emisividad  $\leq 0.01$  (Fig. 2.22).



**Figura 2.22:** Climatología de temperatura superficial del suelo para los meses de abril a septiembre (2010-2014)

También se revisó el control de calidad que utiliza Taylor (2015), mediante el cual se consideran sólo los datos que tienen la más alta calidad y se eliminan los datos que registraron entre los ángulos cenitales:  $-55^\circ$  y  $+55^\circ$ . Pero estos filtros generaban una evidente falta de datos (Fig. 2.23), por lo que se utilizó el control de calidad que se mencionó en el párrafo anterior. Con la climatología de TSS se creó una base de datos de anomalía diaria de temperatura superficial del suelo (ATSS).



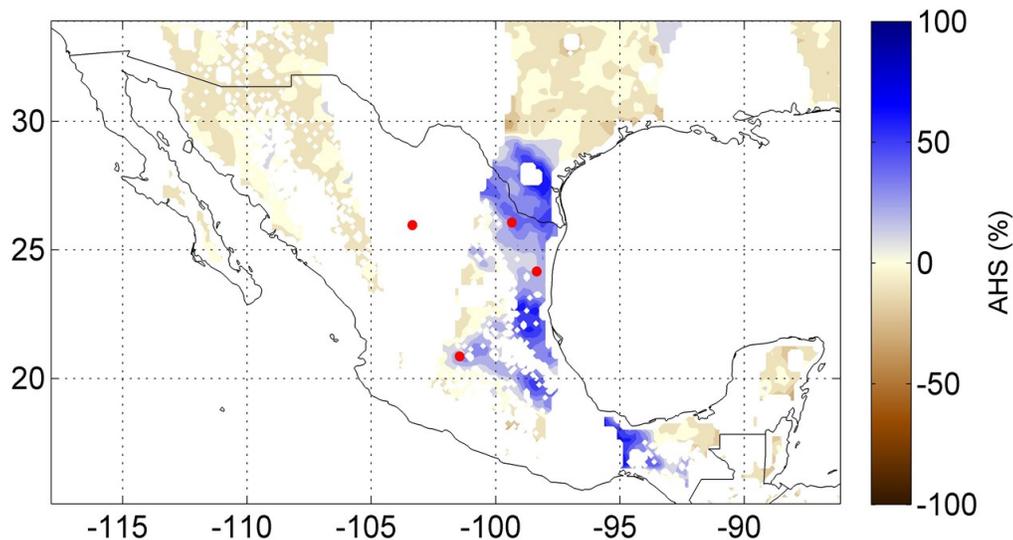
**Figura 2.23:** Temperatura superficial del suelo con el control de calidad usada (izquierda) y con el control de calidad usada por Taylor (derecha) para el día 1 de abril del 2010.

### 2.4.5. Elaboración de compuestos

En estudios previos (e.g., Taylor et al. (2007)) se muestra que las circulaciones de mesoescala responden a los gradientes horizontales de los flujos de superficie. Entonces el viento medio cerca de superficie es útil para estimar la configuración dominante de los gradientes horizontales de la humedad del suelo. Por lo tanto, se necesita consistencia entre el viento y las mallas de humedad; esta consistencia es considerada en la elaboración de los compuestos.

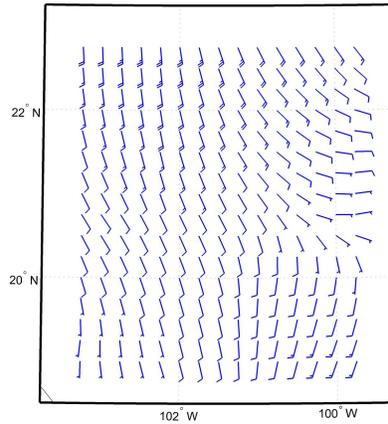
Dadas las coordenadas de las iniciaciones detectadas, por ejemplo las detectadas el día 14 de abril del 2010 (13 – 20 HL) que se muestran en las figuras 2.20 y 2.24 se guarda el campo de AHS del día (o ATSS) en un dominio de  $4^{\circ} \times 4^{\circ}$  (400 km x 400 km, aproximadamente) centrada en la localización de cada iniciación, orientada hacia el flujo medio de bajos niveles.

Para llevar a cabo la orientación se utilizan los datos de las componentes del viento a 10 m de la base ERA-Interim, las direcciones de todos los vectores en el dominio se redondean al entero más cercano y, a partir de estos datos, se determina la dirección dominante, esto es, el valor más frecuente (la moda).



**Figura 2.24:** Ubicación de las iniciaciones (puntos rojos) durante la tarde (13 – 20 HL) del día 14 de abril del 2010 y AHS para del mismo día (sombreado).

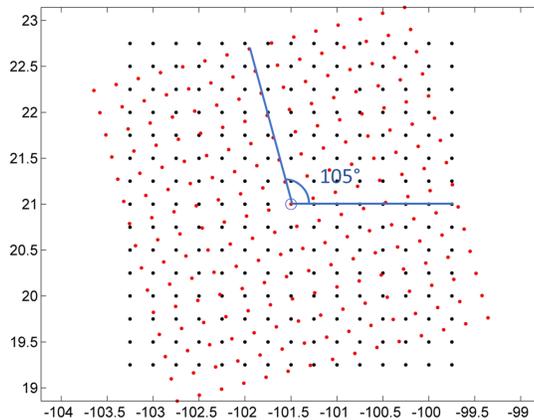
Por ejemplo, considerando la iniciación localizada en  $20.8499^{\circ}$ ,  $-101.4454^{\circ}$  el día 14 de abril del 2010 (Fig. 2.24), la dirección más frecuente fue del sur, como se puede observar en la figura 2.25.



**Figura 2.25:** Campo de viento a 10 m, sobre la región de la iniciación localizada en  $20.8499^\circ$ ,  $-101.4454^\circ$ , (12 HL del día 14 de abril del 2010).

Para la orientación del campo de anomalía en la dirección dominante se realiza una rotación de la malla relativa al centro de la iniciación (Fig. 2.26). La rotación de la malla se realiza con la matriz de rotación 2D:

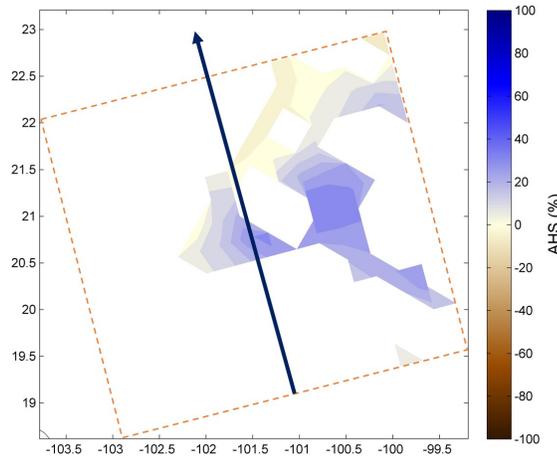
$$R = \begin{pmatrix} \cos\theta & -\text{sen}\theta \\ \text{sen}\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad (2.1)$$



**Figura 2.26:** Malla rotada  $105^\circ$  respecto al eje x (puntos rojos) y malla original (puntos negros), para la iniciación localizada en  $20.8499^\circ$ ,  $-101.4454^\circ$ , el día 14 de abril del 2010.

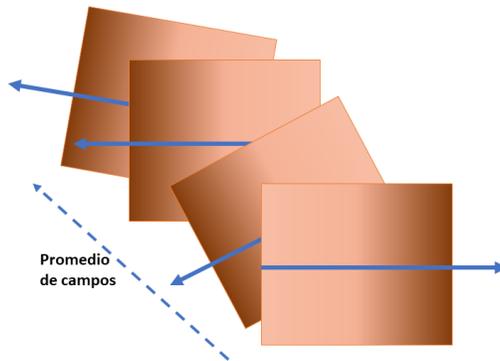
Se interpola el campo de AHS del día con las coordenadas de la malla

rotada (Fig. 2.27), de esta manera ya tenemos el campo de anomalía en dirección del flujo medio.



**Figura 2.27:** Campo de AHS (14 de abril 2010) interpolado en dirección del flujo medio en niveles bajos (la flecha indica la dirección más dominante del viento) para la iniciación localizada en  $20.8499^{\circ}$ ,  $-101.4454^{\circ}$ .

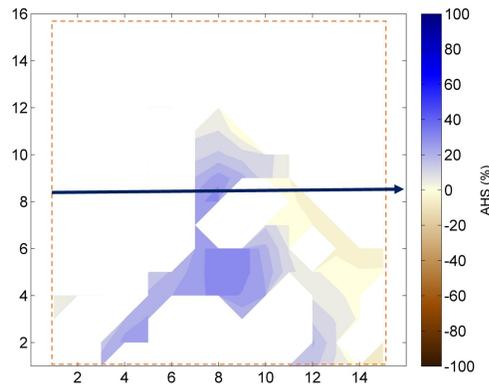
El problema que se presenta es que todos los campos tienen dirección del viento medio diferentes y al realizar los compuestos se pierde la señal de los gradientes de humedad (Fig. 2.28).



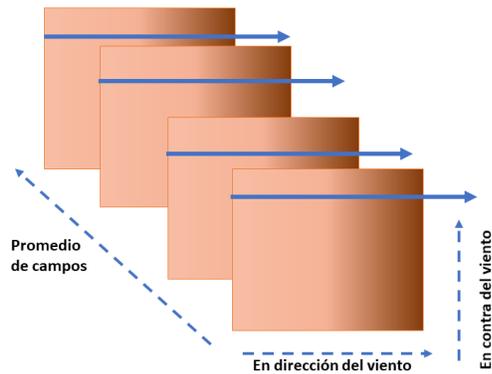
**Figura 2.28:** Ejemplo de promedio de campos de anomalía con diferentes orientaciones.

La solución encontrada fue que todos los campos interpolados de AHS se almacenan orientadas al ángulo de  $0^{\circ}$  respecto al eje x (Fig. 2.29 y, por

lo tanto, todos los campos de anomalía coinciden con la dirección del flujo medio (Fig. 2.30). Los campos de anomalía de cada iniciación se promedian para realizar los compuestos de anomalías de HS, estos compuestos tienen marco de referencia, es decir dos ejes, en dirección del viento y en contra del viento; lo que permite revisar el vínculo entre la humedad del suelo y la circulación de mesoescala.



**Figura 2.29:** Campo de AHS (%) orientada a 0° para la iniciación localizada en 20.8499°, -101.4454°



**Figura 2.30:** Ejemplo de promedio de campos de anomalía con dirección del viento dominante a 0° con respecto al eje x.

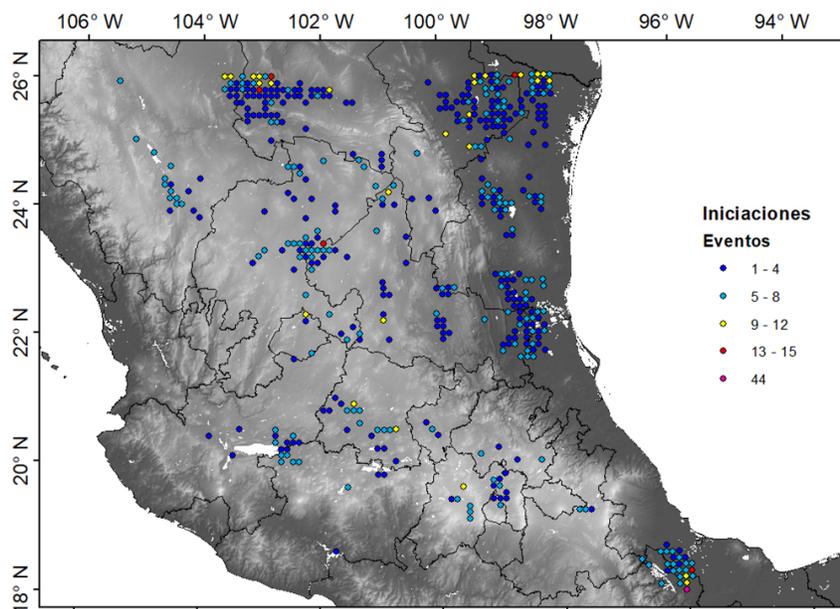
Este proceso se repite con la anomalía de temperatura superficial del suelo y, a partir de estos campos, se realizan los compuestos para los meses de abril a septiembre y el compuesto de todo el periodo de estudio.

# Capítulo 3

## Resultados

### 3.1. Iniciaciones convectivas detectadas

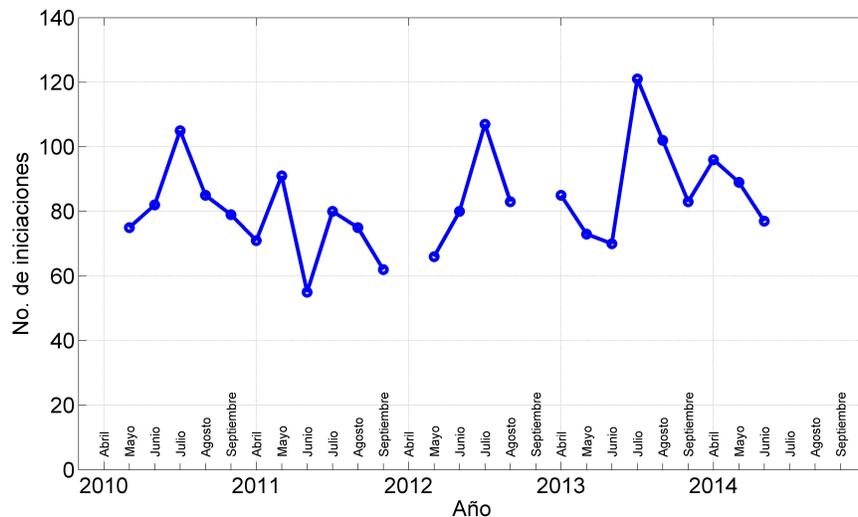
Se obtuvieron un total de 2120 iniciaciones convectivas (Fig. 3.1).



**Figura 3.1:** Iniciaciones detectadas durante los veranos (abril-septiembre) de los años 2010 a 2014.

La mayoría de las iniciaciones se concentran en la región norte y sureste del dominio; en el sureste existen 44 iniciaciones concentradas en un punto. Las iniciaciones que se presentan en el oriente del país, parecen responder a un mecanismo diferente a las otras, ya que se encuentran cerca de grandes sistemas de bosques que contienen gran cantidad de humedad, que puede estar aportando humedad a la zona de iniciación. Las iniciaciones en otras regiones deben responder a animalías de menor escala.

Con respecto a la distribución temporal, se presenta una variación inter-anual con el máximo de iniciaciones en el mes de julio (Fig. 3.2); solo en el 2011 no se presentó este comportamiento y, en general, durante el verano del 2011 fueron pocas las iniciaciones convectivas detectadas. Cabe destacar que no se grafican el número de iniciaciones para los meses con escasos datos de temperatura de nube, por ejemplo, julio del 2014.



**Figura 3.2:** Cantidad de iniciaciones mes a mes del 2010 al 2014.

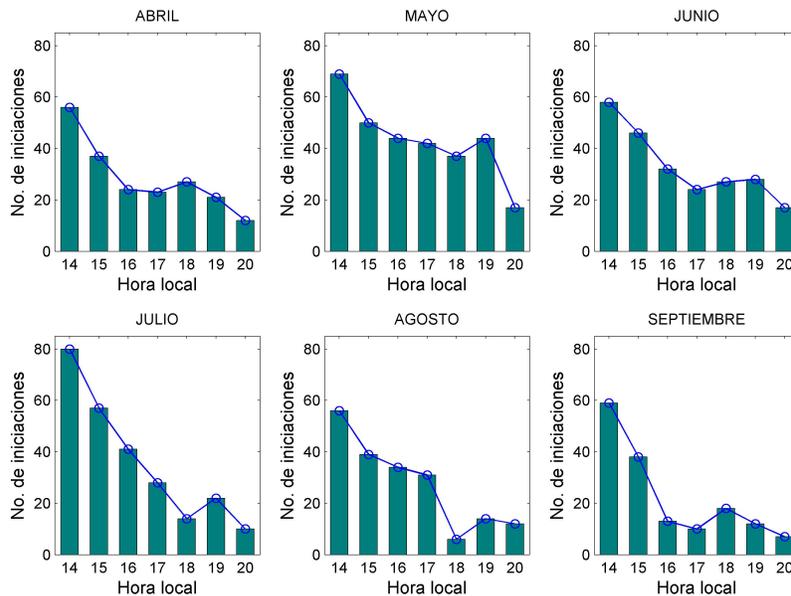
Por otro lado, considerando la falta de datos de temperatura del tope de la nube en ciertos periodos, se realizó un promedio de iniciaciones diarias por mes. Para ello, el número de iniciaciones en un mes se dividió entre

el número de días con datos, en lugar del número de días del mes (Tabla 3.1), mediante esta tabla se observa que julio es el mes con mayor número de iniciaciones convectivas, junio y septiembre son los meses con menor cantidad de iniciaciones en un día.

**Tabla 3.1:** Iniciaciones promedio en un día para los meses de verano (abril-septiembre) del periodo 2010-2014 y su desviación estándar

Mes					
Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre
2.5 ± 0.4	2.7 ± 0.4	2.4 ± 0.3	3.3 ± 0.5	2.8 ± 0.3	2.4 ± 0.5

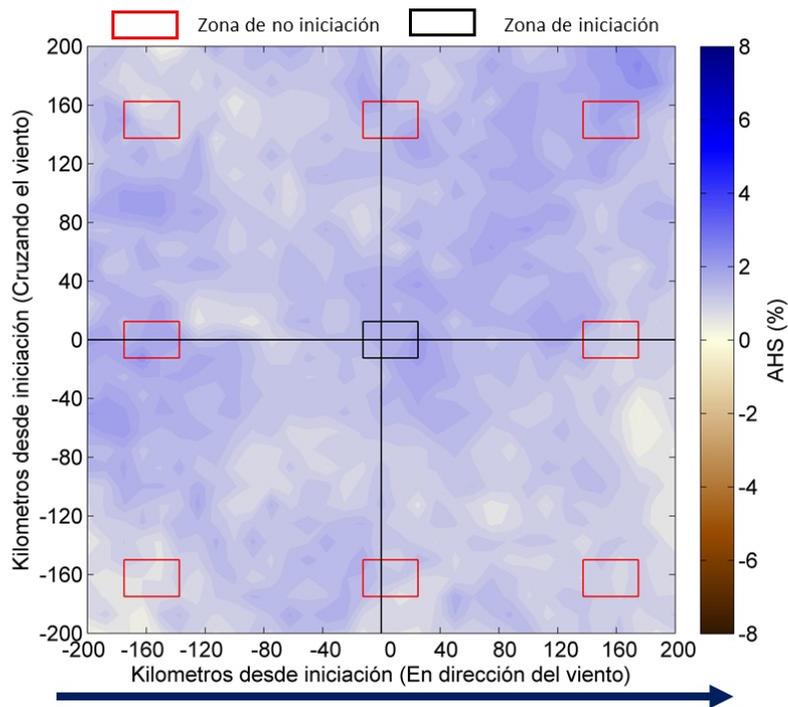
La mayoría de las iniciaciones se presentan durante las 14 HL (Fig. 3.3). El ciclo diario de las iniciaciones convectivas presenta una bimodalidad, es decir, existen dos máximos, el primero durante las 14 HL y el segundo durante las 18 o 19 HL.



**Figura 3.3:** Número de iniciaciones por hora y mes para los meses de verano (abril-septiembre) del periodo 2010-2014.

Durante los primeros 2 meses de verano las iniciaciones se registran de una manera más uniforme, es decir, no existe una diferencia notable de iniciaciones de una hora a otra como sucede en junio, julio, agosto y septiembre. El aumento de actividad en julio podría estar relacionado con el aumento de humedad de los suelos y con un aumento en la actividad de fenómenos tropicales (e.g., ondas tropicales, migración al norte de la ZCIT).

### 3.2. Compuestos de anomalía de humedad del suelo y temperatura superficial del suelo

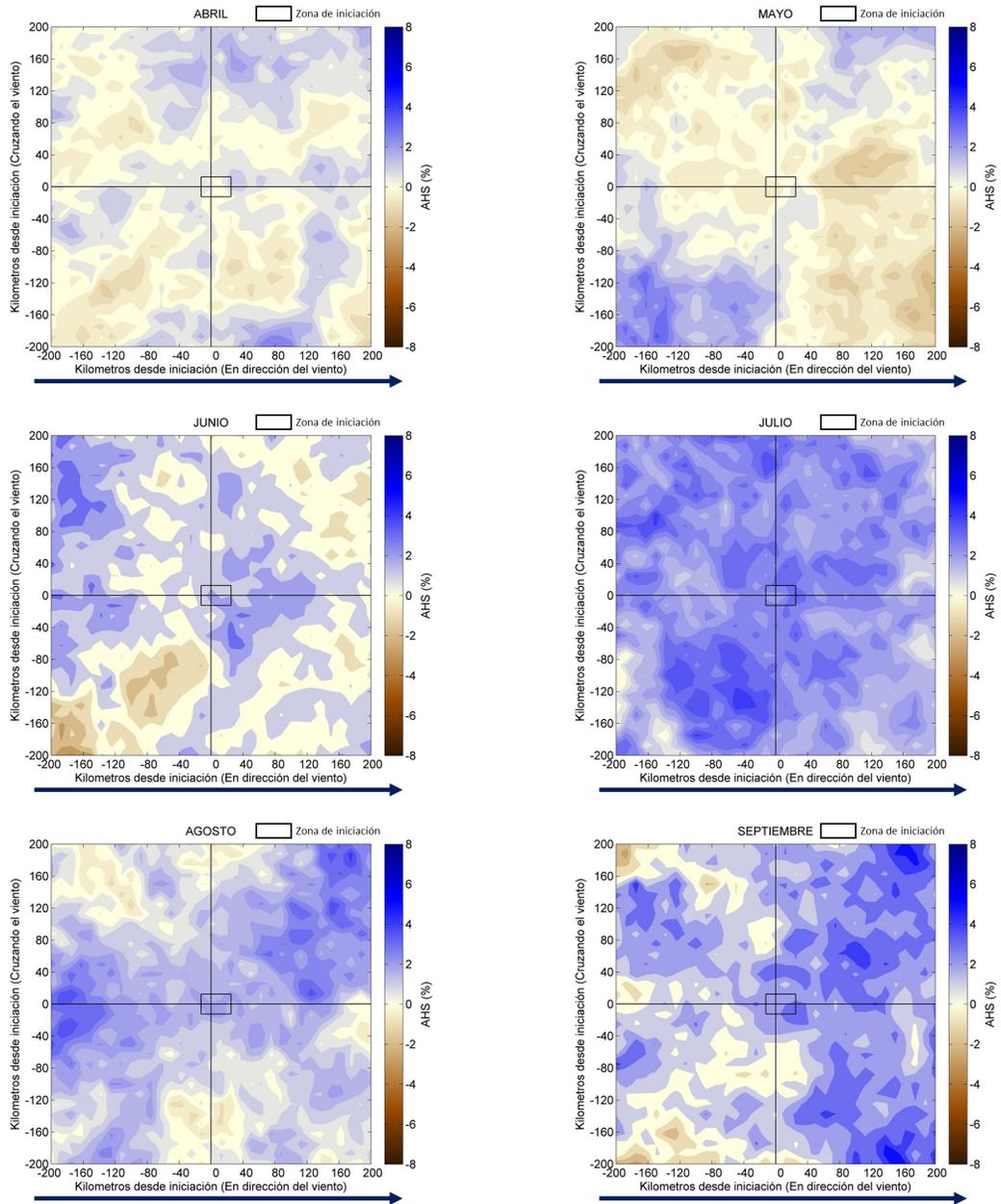


**Figura 3.4:** Compuesto de AHS de todas las iniciaciones detectadas, durante los veranos del 2010-2014 (2120 iniciaciones). La región de iniciación (+, - 12.5 km cruzando el viento y -12.5 km, + 25 km en dirección del viento) es el recuadro negro.

A partir de un total de 2120 iniciaciones detectadas (Fig. 3.1) se construyó el compuesto de AHS (Fig. 3.4). Las iniciaciones convectivas se presentaron preferentemente sobre regiones anómalamente húmedas, pero menos húmedas que sus alrededores. Al superar el punto de iniciación se observa un ligero aumento en la saturación de humedad del suelo; dicha tendencia se confirma al calcular el gradiente medio en dirección del viento sobre la región de iniciación, el cual es de  $+0.014\%/Km$  y en la región de no iniciación es de  $-0.003\%/Km$ . Entonces las iniciaciones se presentan típicamente en áreas con gradientes de anomalía de humedad positivas.

La tendencia a presentarse iniciaciones en suelos menos húmedos que sus alrededores se presenta mes a mes (Fig. 3.5), de hecho, para los compuestos del mes de abril y mayo las iniciaciones se presentan sobre anomalías negativas, es decir, suelos anómalamente secos, pero con zonas aledañas anómalamente húmedas; dicha humedad puede estar siendo transportada por el viento en bajos niveles hacia la zona de iniciación. Para el mes de junio las iniciaciones ya se presentan en regiones con anomalías positivas, y en julio prácticamente todo el dominio tiene anomalías positivas, pero conservando la tendencia a tener regiones más húmedas en los alrededores. En agosto la anomalía positiva de humedad disminuye su cobertura e intensidad, pero en septiembre vuelve a aumentar la intensidad de anomalía positiva, para este mes ya se espera tener un suelo bastante húmedo por las lluvias previas.

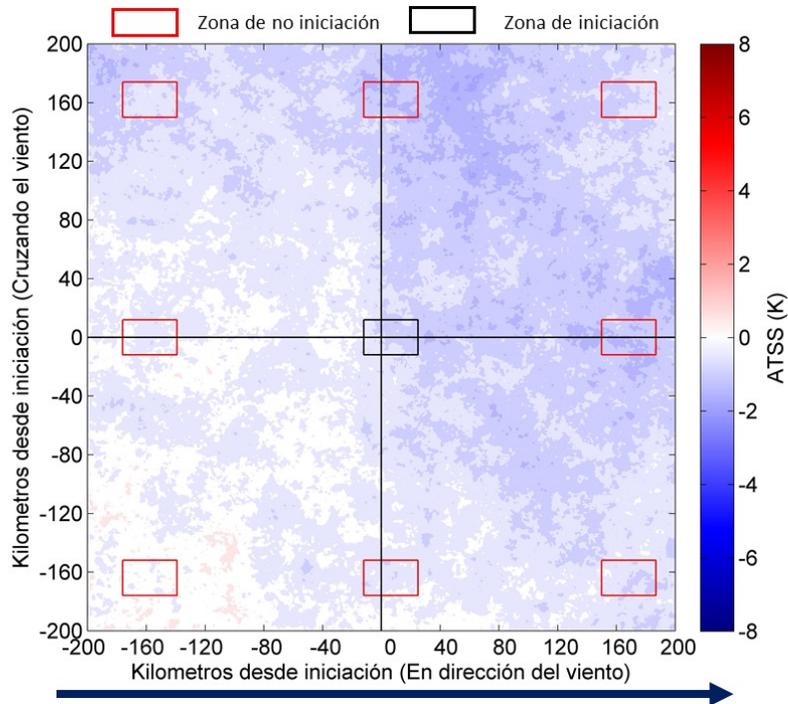
Aun cuando existe un patrón en el compuesto de humedad del suelo, la baja resolución es un detalle a considerar, por lo cual se puede examinar la temperatura superficial del suelo como un *proxy* a la humedad, como propone Taylor (2015), y como también se observa en las climatologías de humedad y temperatura superficial del suelo.



**Figura 3.5:** Compuestos de AHS para las indicaciones por mes, durante los veranos del 2010-2014 (2120 iniciaciones). La región de iniciación (+, - 12.5 km cruzando el viento y -12.5 km, + 25 km en dirección del viento) es el recuadro negro.

Entonces, se elaboró el compuesto de ATSS (Fig. 3.6) de todas las iniciaciones. La presencia de iniciaciones convectivas es típica en regiones

anómalamente frías, pero con regiones cercanas más frías.

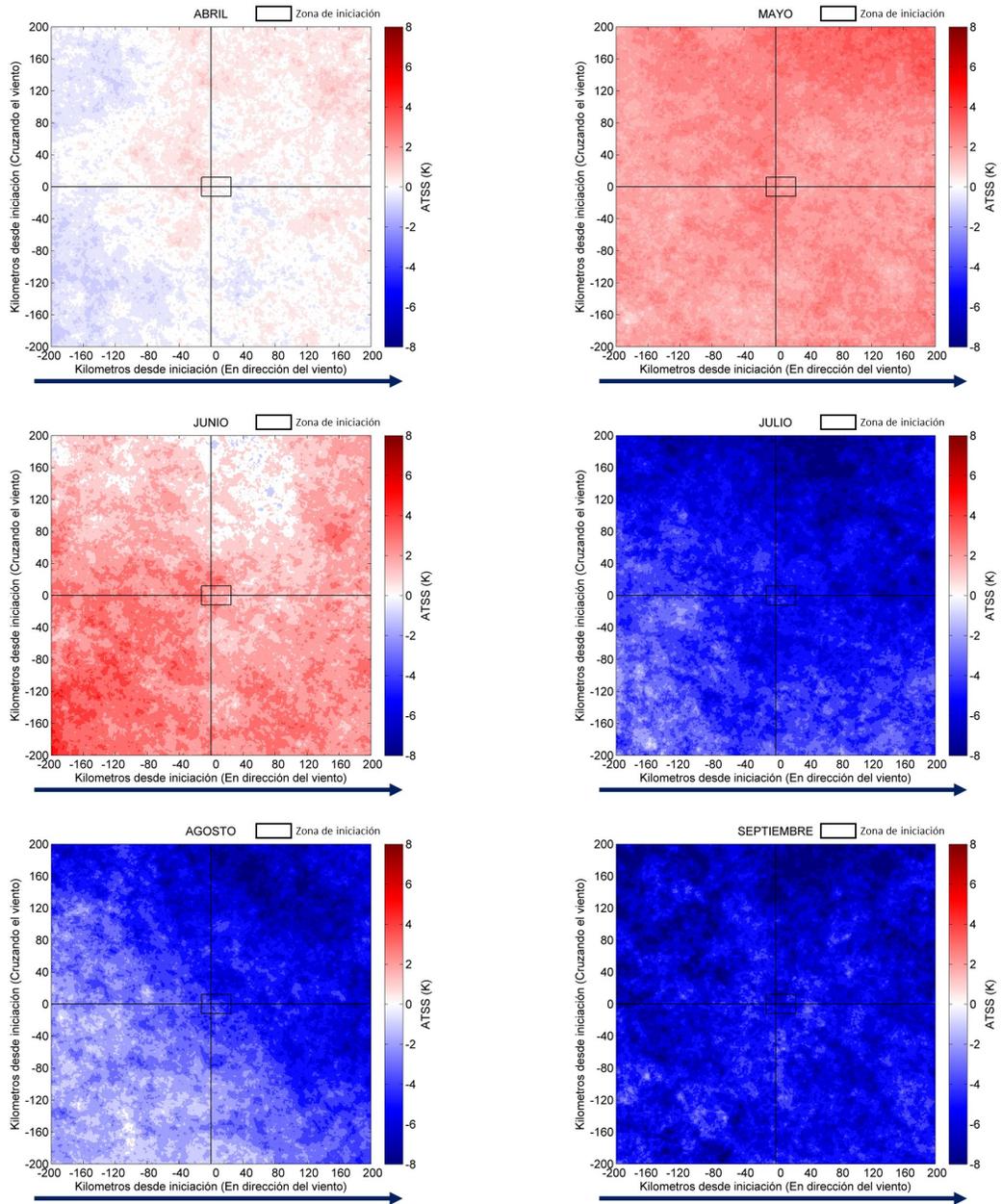


**Figura 3.6:** Similar a 3.4 pero con ATSS

En este caso se observa un descenso en la temperatura superficial del suelo al superar la región de iniciación. El gradiente medio en la dirección del viento en la región de iniciación es de  $-0.02$  K/km y en la región de no iniciación es de  $+0.0005$  K/km. Por lo tanto, se espera que las iniciaciones se presenten típicamente en áreas con gradientes de anomalía de temperatura negativa.

Al revisar el comportamiento mes a mes (Fig. 3.7), en el mes de abril las iniciaciones se presentan sobre anomalías positivas, pero con regiones cercanas anómalamente frías, sobre todo kilómetros antes de la iniciación y al superar la zona de iniciación.

Mayo y junio son anómalamente más cálidos. Sin embargo considerando la figura 3.5, estos meses tienen un alrededor húmedo, por lo que esta

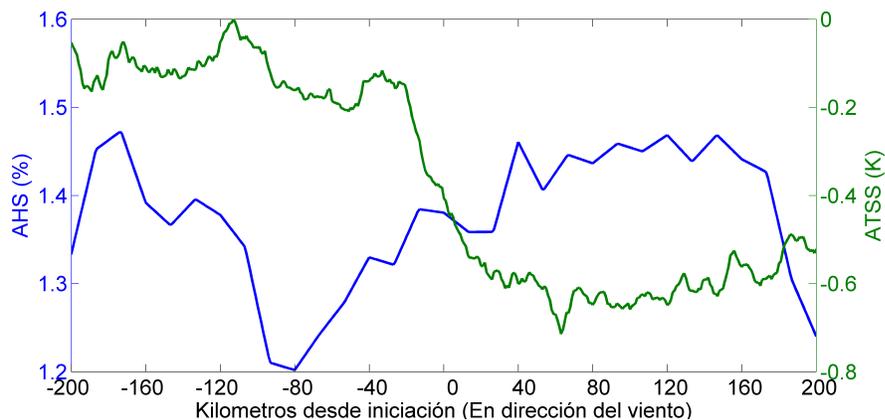


**Figura 3.7:** Similar a 3.5 pero con ATSS

humedad aledaña puede estar contribuyendo a la iniciación convectiva, mediante la evaporación. Además, se sigue conservando la tendencia a disminuir la temperatura al superar la zona de iniciación. Para el mes de junio, el dominio se vuelve anómalamente frío, con regiones

más frías alrededor de la zona de iniciación. En agosto la cobertura de anomalías negativas disminuye. En septiembre todo el dominio se vuelve anómalamente más frío: es el mes con regiones más anómalamente negativas, lo que se puede asociar con una alta concentración de humedad en el suelo.

Como se pudo observar en los compuestos y en el cálculo del gradiente medio en dirección del viento, el comportamiento de la AHS y la ATSS es inverso: mientras existe un incremento en la AHS al superar la zona de iniciación, existe un descenso en la ATSS. Este cambio de AHS Y ATSS al superar la zona de iniciación es más evidente en la figura 3.8, donde se muestra que el suelo, al superar la zona de iniciación, se vuelve anómalamente más húmedo y anómalamente más frío. También se observa que la AHS presenta una depresión previa a la iniciación y un ascenso al aproximarse a la iniciación. Por lo tanto, existe un vínculo entre la HS y la



**Figura 3.8:** Compuesto medio de AHS (línea azul) y ATSS (línea verde) como función de la dirección del viento.

TSS en la activación de convección. De hecho, en la figura 3.8, las líneas de ATSS y AHS se interceptan justamente en la zona de iniciación.

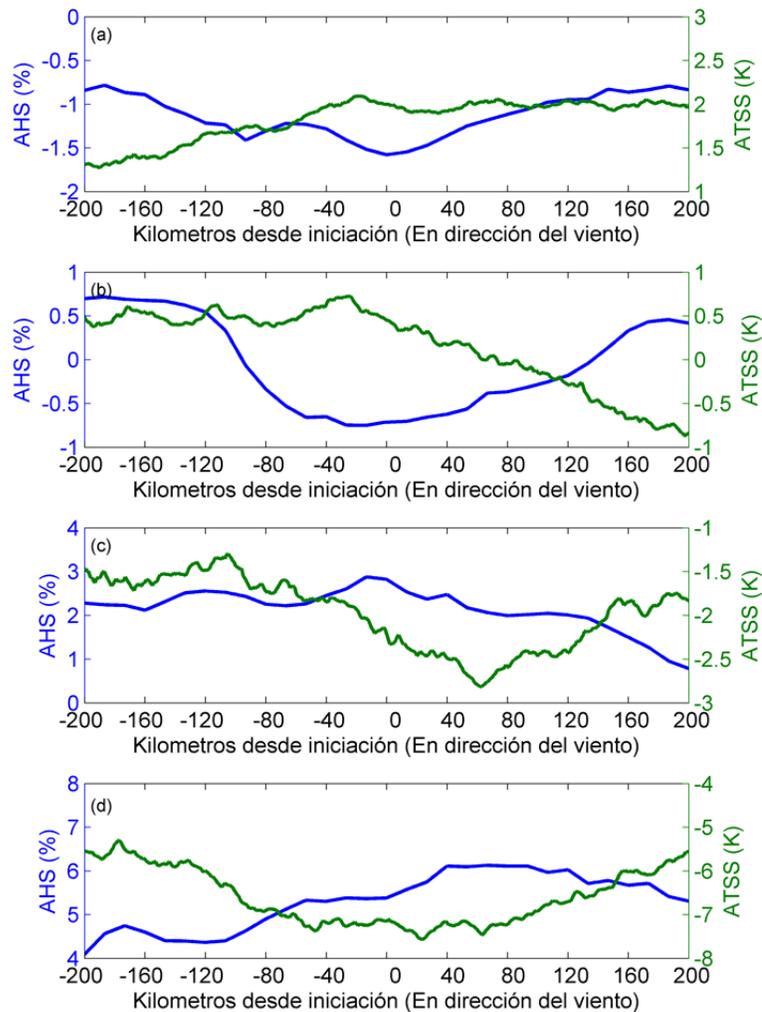
### **3.2.1. Sensibilidad de las iniciaciones al cambio de humedad del suelo por precipitación**

La contribución de las lluvias previas a las iniciaciones detectadas es revisada en lo que sigue. A partir de los datos CMORPH se ha calculado la lluvia acumulada en 30 días previos a cada iniciación. Para tener una idea general de la humedad en la región de iniciación, se promedió la lluvia en un dominio de  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  centrada en la iniciación. Enseguida la base de datos de iniciaciones fue agrupada en cuartiles según la precipitación acumulada en 30 días previos a la iniciación.

Los cuartiles resultantes son los siguientes: cuartil 1 (Q1), con lluvias menor a 25 mm; cuartil 2 (Q2), con lluvias mayores a 25 mm y menores que 57.7 mm; cuartil 3 (Q3), lluvias mayores a 57.7 mm y menores que 111.7 mm; y el cuartil 4 (Q4), con lluvias superiores a 111.7 mm. Entonces, con una precipitación acumulada de 57.7 mm en 30 días, se presentaron el 50 % de las iniciaciones.

Al realizar las gráficas semejantes a la figura 3.8 pero por cuartiles (Fig. 3.9), se percibe un comportamiento diferente entre los cuartiles Q1-Q2 y Q3-Q4. Mientras que en los cuartiles más secos (Q1 y Q2) en la región de iniciación la AHS alcanza sus valores más bajos, la ATSS alcanza sus valores más altos, caso contrario en los cuartiles más húmedos (Q3 y Q4), la ATSS alcanza sus valores más bajos en la región de iniciación.

El patrón indica que las lluvias previas de los cuartiles más secos aún no saturan lo suficientemente los suelos, ya que la humedad del suelo es baja en la región de iniciación, incluso negativa, por lo que se necesita lluvia para humedecer los suelos. En estos casos la humedad de los alrededores puede ser la que esté contribuyendo con la humedad disponible para que

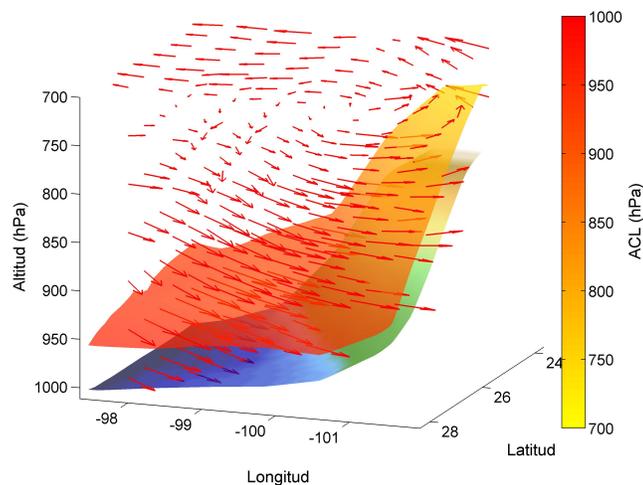


**Figura 3.9:** Compuesto medio de AHS (línea azul) y ATSS (línea verde) como función de la dirección del viento, estratificado en cuartiles de acuerdo a la lluvia  $R$  en los 30 días previos: a) Q1,  $R < 25$  mm, b) Q2,  $25 < R < 57.7$  mm, c) Q3,  $57.7 < R < 111.7$  mm y d) Q4,  $R > 111.7$  mm.

exista nubosidad profunda o mediante la generación de circulaciones de mesoescala; la lluvia vuelve más húmedo al suelo y proporciona mayor humedad disponible, lo que a su vez genera una mayor cantidad de lluvias, dando lugar a una retroalimentación positiva humedad del suelo-precipitación.

### 3.3. Aplicación del viento medio de la CLP para la orientación de los campos de anomalía

Durante la investigación se consideró analizar el impacto del viento medio de la capa límite planetaria en lugar de sólo el viento en superficie para orientar la malla, considerando, que al incluir la capa límite planetaria se puede tener una idea más clara hacia dónde se mueve el flujo (Fig. 3.10) y se transporta la humedad de la atmósfera baja y la del suelo (humedad advectiva y local).



**Figura 3.10:** Vectores del viento y altura de la capa límite (hPa) en un dominio de  $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ , con centro en una iniciación convectiva (coordenadas  $26.0494^{\circ}$ ,  $-99.3469^{\circ}$ , del día 31 de mayo del 2010 a las 13 hora local).

Por lo tanto, se procedió a realizar la misma metodología para la elaboración de compuestos, sólo que en esta ocasión para orientar la malla se incluyó una nueva rutina en el algoritmo de detección de iniciaciones para considerar el viento promedio dentro de la capa límite planetaria. Para el periodo de estudio (2010-2014) se descargaron datos diarios de reanálisis

de ERA-Interim (Dee et al., 2011): componentes zonal y meridional del viento en niveles de presión, presión en superficie ( $P_{sta}$ ), temperatura del aire a 2 m ( $T_{2m}$ ), temperatura de punto de rocío a 2 m ( $TD_{2m}$ ) y la altura de la capa límite ( $ACL$ ). Los datos pertenecen a las 18 HL. Como la altura de la capa límite estaba en metros, se usó la ecuación hipsométrica para obtener la altura de la capa límite en presión ( $P_{cl}$ ):

$$P_2 = P_1 * e^{-\frac{g}{R_d * T_v} * \Delta Z} \quad (3.1)$$

donde:

$P_2$ : Presión a calcular ( $P_{cl}$ )

$P_1$ : Presión en superficie ( $P_{sta}$ )

$\Delta Z$ : Altura a la que se busca la presión ( $ACL$ )

$g$ : Aceleración de la gravedad de la Tierra ( $\approx 9.8 \text{ ms}^{-2}$ )

$R_d$ : Constante de los gases para el aire seco ( $\approx 287 \text{ J(K*kg)}^{-1}$ )

$T_v$ : Temperatura virtual en superficie

Para determinar la temperatura virtual, se utilizó la ecuación:

$$T_v = \frac{T + 273.15}{1 - 0.379 * ((6.11 * 10^{((7.5 * TD_{2m}) / (237.7 + TD_{2m})))}) / P_{sta}} \quad (3.2)$$

Donde:

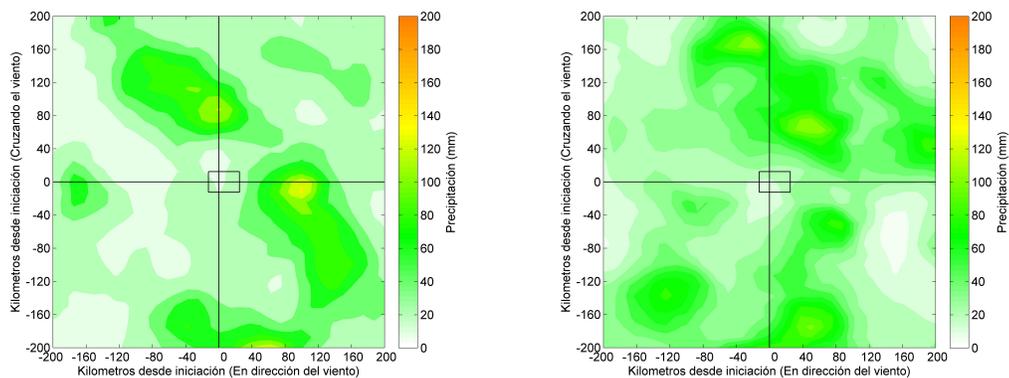
$P_{sta}$ : Presión en superficie (Pa)

$T$ : Temperatura en superficie ( $^{\circ}\text{C}$ )

$TD_{2m}$ : Temperatura de punto de rocío en superficie ( $^{\circ}\text{C}$ )

Entonces, la subrutina considera la presión en superficie ( $P_{sta}$ ) y el nivel de presión de la altura de la capa límite ( $P_{cl}$ ) para cada punto de latitud, longitud (dentro del dominio de los  $4^{\circ} \times 4^{\circ}$  con centro en la iniciación convectiva). Usando  $P_{sta}$  y  $P_{cl}$  como límite inferior y superior se promedian los valores de las componentes del viento que se encuentren dentro de rango de presiones. Una vez que se contaba con el promedio del viento dentro de la capa límite en todo el dominio, se determinó la dirección más frecuente y en esta dirección se orientó la malla.

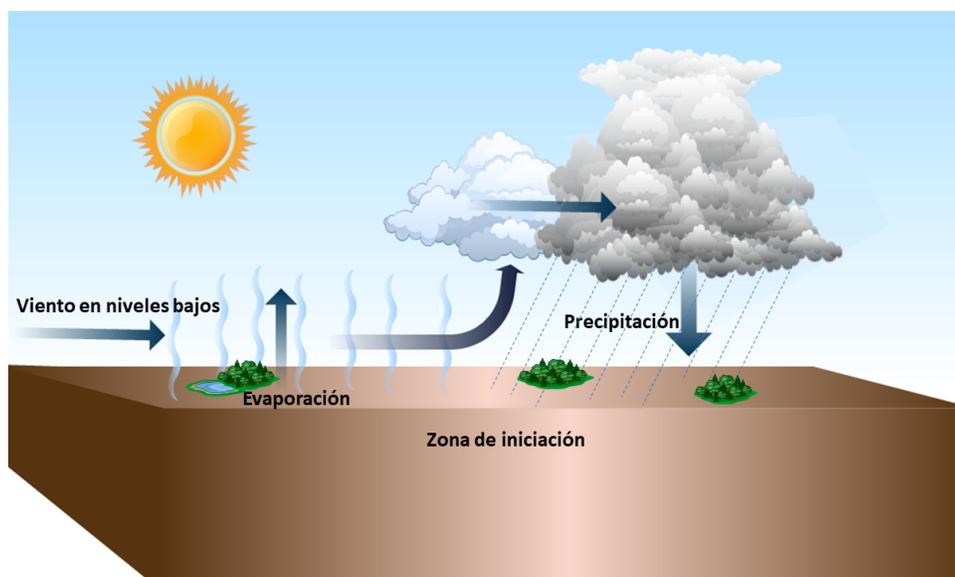
Para realizar la comparación del impacto del flujo de aire en la capa límite se realizó la figura 3.11, donde se percibe que la mayor cantidad de precipitación se registra alrededor de la zona de iniciación, tanto al usar sólo el viento superficie y el viento en la capa límite. En ambos casos, los núcleos con mayor precipitación se presentan al superar la zona de iniciación, lo que coincide con la dirección del viento.



**Figura 3.11:** Compuesto de precipitación acumulada (15 a 24 horas, tiempo local) de las iniciaciones detectadas en abril del 2010 (39 iniciaciones). La región de iniciación (+, - 12.5 km cruzando el viento y -12.5 km, + 25 km en dirección del viento) es el recuadro negro. Usando viento en superficie (izquierda) y el viento promedio en la capa límite (derecha).

Al menos para el mes de abril del 2010 (Fig. 3.11), el compuesto en el que sólo se consideró el viento en superficie se observa un núcleo de

precipitación importante enfrente de la zona de iniciación, así como uno previo a la zona de iniciación. Entonces la humedad del suelo es arrastrada por el viento en niveles bajos hasta la zona de iniciación, donde contribuye a la generación de nubosidad convectiva (Fig. 3.12). Cabe recordar que la zona de iniciación parece estar vinculada con un cambio en la humedad y de temperatura superficial del suelo en dirección del viento, como se ha discutido antes.



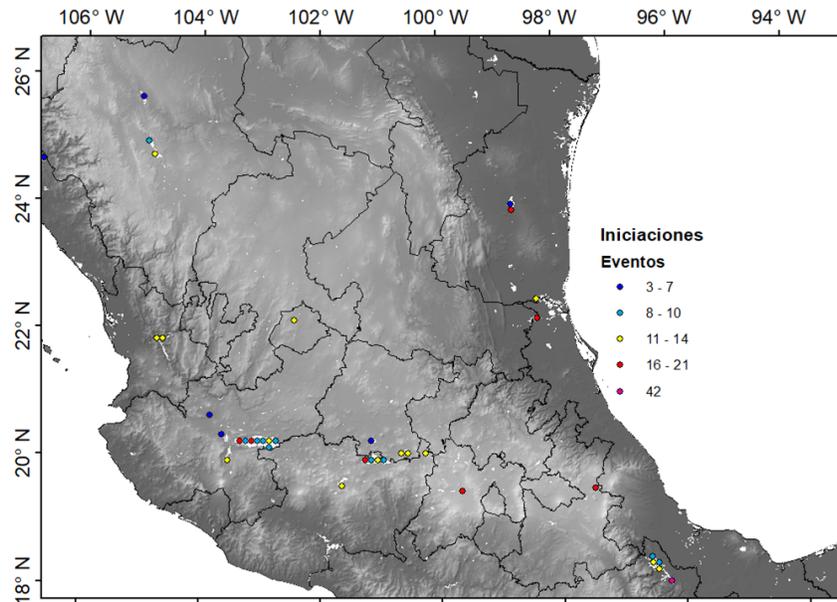
**Figura 3.12:** Esquema del proceso de iniciación convectiva sugerida para abril.

### **3.4. Revisión de la influencia de los lagos como disparador de nubosidad profunda**

Una posible aplicación del algoritmo de detección de iniciaciones convectivas es analizar el impacto de algunos disparadores geomorfológicos en la convección de la región central del país. En este caso se decidió analizar el

papel de los lagos (cuerpos de agua interiores en la 2.9) en la generación de nubosidad profunda, para lo cual se configuró la subrutina de detección de iniciaciones de la siguiente manera: se eliminó el filtro de cuerpos de aguas interiores, la distancia mínima entre iniciaciones fue de 100 km y en el filtro orográfico se permitieron pendientes de hasta  $40^\circ$ .

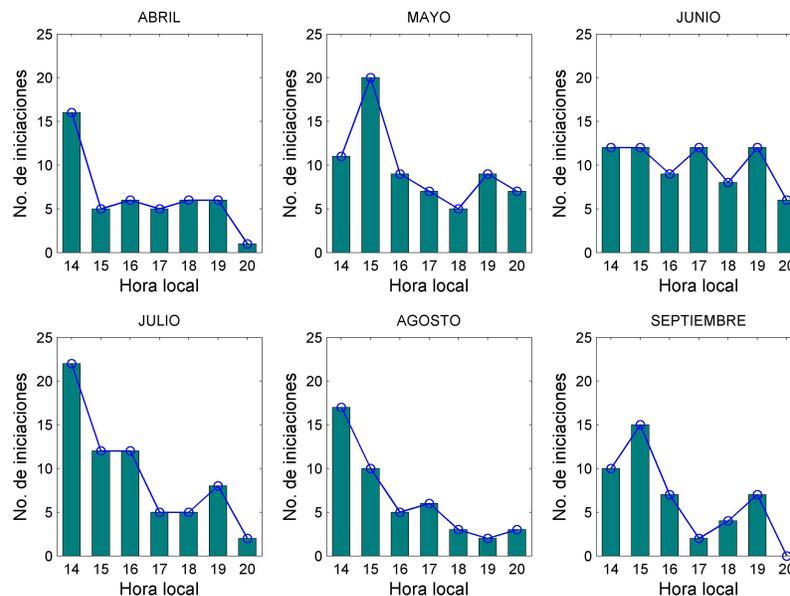
El resultado de las iniciaciones detectadas se muestra en la figura 3.13. En este caso es importante notar la presencia de una gran cantidad de iniciaciones sobre grandes cuerpos de agua, como los lagos de Chapala y Cuitzeo. Pero el lago Miguel Alemán en Oaxaca es el que presenta en un punto el mayor número de iniciaciones, con un total de 42. El alto número de iniciaciones en ese punto, podría estar relacionado con la alta actividad convectiva (Fig. 3.1) en la parte sur del estado de Veracruz.



**Figura 3.13:** Iniciaciones detectadas en lagos (con área mayor a  $9km^2$ ) durante los veranos (abril-septiembre) de los años 2010-2014.

Por otro lado, la distribución horaria de las iniciaciones sobre lagos (Fig. 3.14) presenta un comportamiento diferente a las iniciaciones convectivas

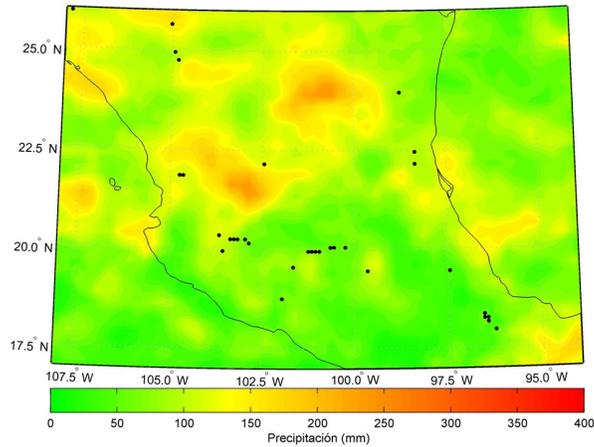
sobre suelo (Fig. 3.3), específicamente, no se observa un comportamiento bimodal y la hora del máximo de iniciaciones varía, por ejemplo, en mayo y septiembre, cuando el máximo es a las 15 HL; estos meses generalmente marcan el cambio estacional, mayo es un mes caluroso y seco, por su parte septiembre es un mes húmedo y de menor temperatura. Esta condición de cambio puede modular la diferencia térmica entre el lago y el suelo, y alterar el ciclo diurno de la activación de convección sobre lagos.



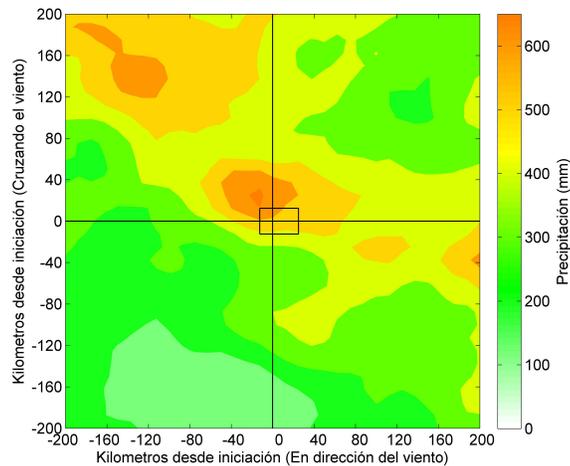
**Figura 3.14:** Número de iniciaciones por hora y mes para los meses de verano (abril-septiembre) del periodo 2010-2014.

Por último, para conocer si en realidad éstas producen lluvias o son debidas a otros factores distintos a los cuerpos de agua se analizó el aporte de precipitación. Sí bien es cierto que en la precipitación acumulada (Fig. 3.15) de los días con iniciaciones sobre lagos no se percibe una señal fuerte de la influencia de los lagos, en el compuesto de precipitación de todas las iniciaciones sobre lagos (Fig. 3.16) orientada en dirección del flujo medio en niveles bajos sí se puede observar un núcleo de precipitación cerca de

la zona de iniciación, lo que sugiere que existe una contribución de los lagos a la activación de convección sobre un área cercana.



**Figura 3.15:** Precipitación acumulada para los días con iniciaciones sobre lagos durante el verano del 2010 (15-24 HL). Los puntos son las iniciaciones registradas en el verano del 2010.



**Figura 3.16:** Compuesto de precipitación acumulada (15-24 HL) para las indicaciones sobre los lagos, durante los veranos del 2010 (103 iniciaciones). La región de iniciación (+, - 12.5 km cruzando el viento y -12.5 km, + 25 km en dirección del viento) es el recuadro negro.

### 3.5. Análisis de los MCS de julio del 2013 usando el programa de trayectorias ForTraCC

Un análisis más detallado de los sistemas convectivos se puede realizar una vez que ya se conoce la distribución temporal de las iniciaciones. En este caso, se decidió examinar las trayectorias que presentan dichos sistemas, entre otros parámetros. Para ello se escogió el mes de julio del 2013, mes con más iniciaciones en el periodo de estudio 2010-2014.

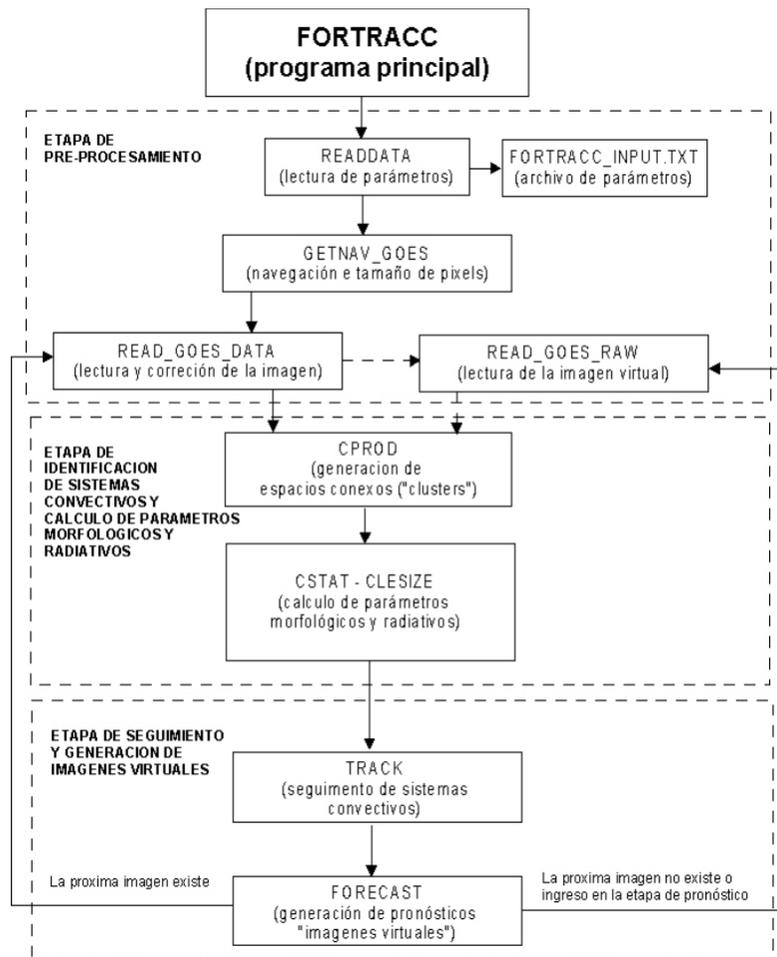


Figura 3.17: Esquema del programa ForTraCC (Vila et al., 2008a).

Se utilizó el programa Forecast and Tracking the Evolution of Clouds Clusters (ForTraCC) propuesto por Vila et al. (2008b). ForTraCC es una técnica de detección, trazado y pronóstico a corto plazo de sistemas convectivos de mesoescala (MCS, por sus siglas en inglés) usando imágenes de satélite (Fig. 3.17). Esta técnica está compuesta por 4 módulos independientes: (a) detección de nube definida por umbrales de tamaño y temperatura, (b) observación de características físicas de los MCS basada en los toques fríos de las nubes, (c) un algoritmo de trazo de trayectoria considerando la superposición de imágenes, y (d) pronóstico de evolución de los MCS (Vila et al., 2008b). En este caso sólo se usaron los tres primeros módulos.

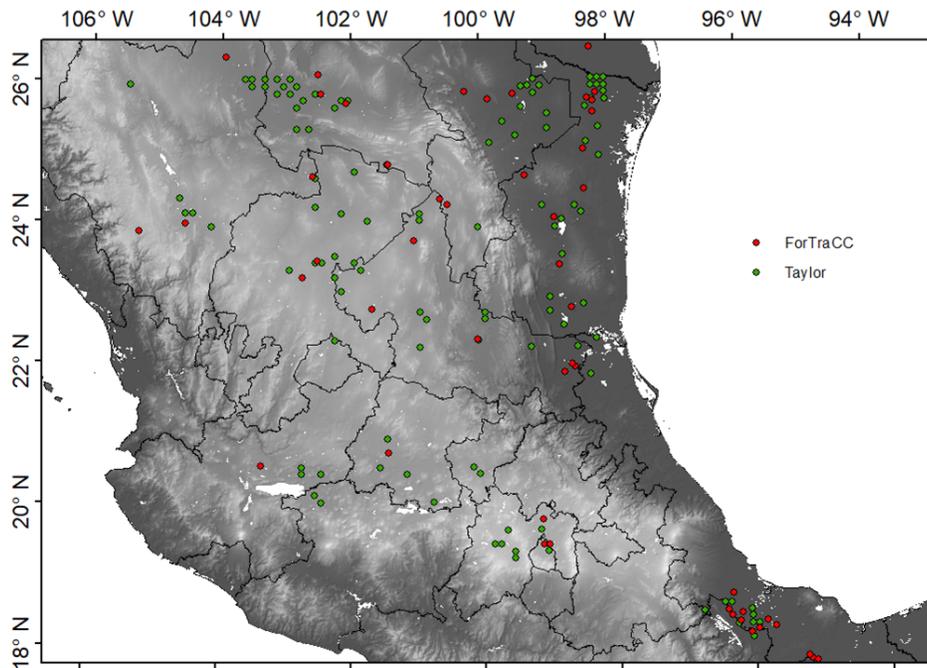
Las imágenes de satélite son obtenidas de la base de datos NCEP/CPC 4km Global (60N-60S) IR Dataset, la cual proporciona datos de temperatura de brillantez (TB) IR, generada a partir de los satélites geoestacionarios disponibles (e.g., GOES-11/12, METEOSAT-7/5 y GMS). Los datos tienen una resolución temporal de 30 minutos y espacial de 4 km. Además, han sido corregidos por la dependencia del ángulo cenital, reduciendo las discontinuidades en las fronteras de varios satélites geoestacionarios (Steve, 2015).

La configuración de programa fue la siguiente:

- umbral de tamaño,  $A_{min} > 2400 \text{ km}^2$ .
- umbral de temperatura,  $TB < -38^\circ\text{C}$  (235 K).

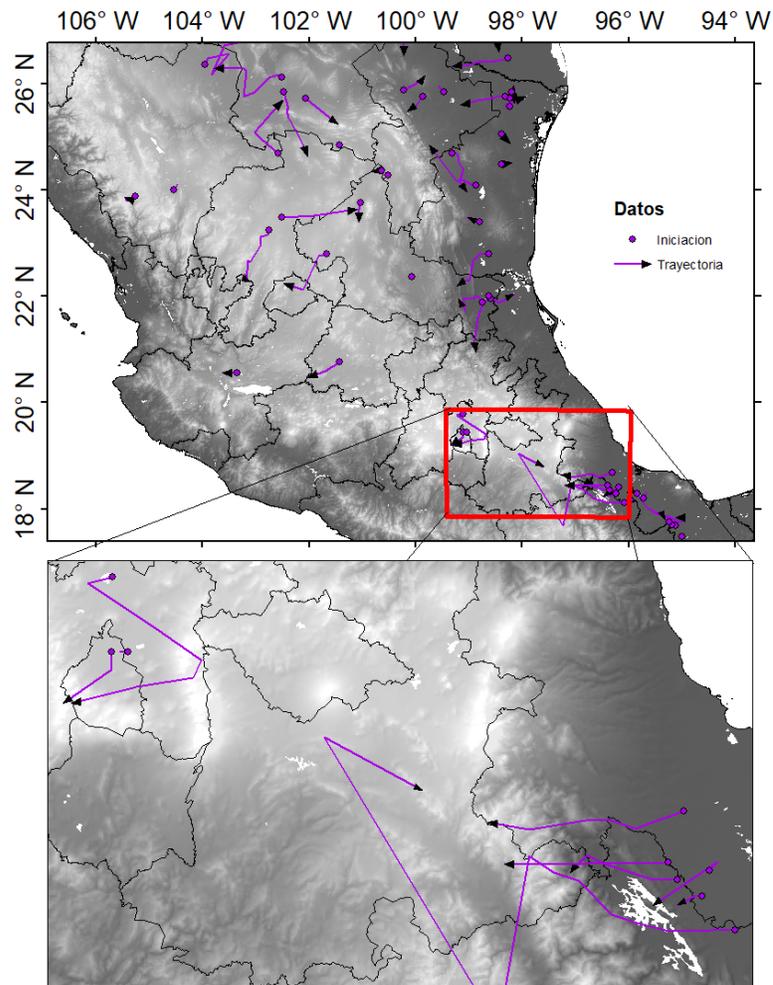
Las iniciaciones detectadas por el programa ForTraCC (Fig. 3.18) muestran una distribución espacial semejante a la metodología de Taylor (2015), por lo que el programa ForTraCC valida las iniciaciones utilizadas para el análisis de la influencia de la humedad de los suelos. Durante su estado de

iniciación los MCS presentan una temperatura mínima promedio de  $-58^{\circ}\text{C}$  (215 K) y un área promedio de  $4500\text{ km}^2$ ; la velocidad promedio de los MCS durante su trayectoria fue de  $28.3\text{ m/s}$ ; aunque estos datos resultan de un caso de estudio, pueden ser de gran ayuda para generar un criterio de iniciación convectiva para el país.



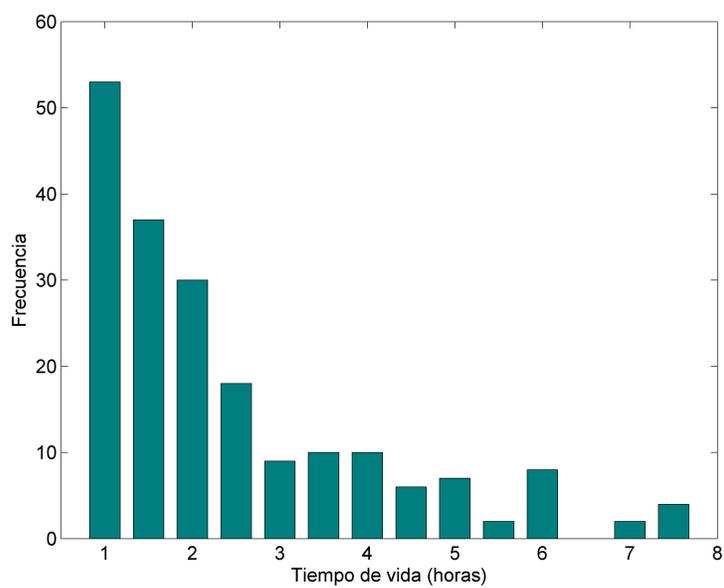
**Figura 3.18:** Iniciaciones convectivas detectadas con la metodología de Taylor e iniciaciones detectadas con el programa ForTraCC para el mes de julio de 2013.

Los MCS detectados en la región noreste del dominio presentan trayectorias más cortas, a diferencia de los que se presentan en el norte o el sureste, los cuales recorren grandes distancias (Fig. 3.19); además, en la región sureste del dominio estos sistemas llegan a superar el sistema montañoso, moviéndose al oeste, por lo que deben ser sistemas muy profundos. Mientras tanto, en la región del valle de México los sistemas registrados inician su trayectoria del norte y tienden a desplazarse al sur.



**Figura 3.19:** Trayectoria de los sistemas convectivos determinados con el programa ForTraCC para el mes de julio de 2013.

Los sistemas en promedio presentan un tiempo de vida de 2.4 horas, aunque su mayoría presentó una hora de vida (Fig. 3.20). Se detectaron 4 sistemas que alcanzaron 7.5 horas, que es el valor máximo que podían alcanzar (por la configuración del programa). Dos de estos sistemas se presentaron en la región sureste del dominio, región donde se observa que los sistemas se desplazan grandes distancias.



**Figura 3.20:** Tiempo de vida de los MCS para el mes de julio del 2013 detectados por el programa ForTraCC.

# Capítulo 4

## Conclusiones y trabajo futuro

### Conclusiones

Se implementó el esquema de detección de iniciaciones convectivas, ubicando gran actividad de tormentas sobre la región sur del estado de Veracruz. Las iniciaciones son influenciadas por los flujos de calor y humedad en la región central de México. Los flujos de mesoescala en niveles bajos influyen significativamente en las iniciaciones convectivas, ya que arrastran la humedad del suelo hacia las zonas de iniciación. En general, las iniciaciones se presentan preferentemente en regiones anómalamente húmedas, pero con un alrededor más húmedo y más frío. Sin embargo, mes a mes este comportamiento cambia, en específico de junio a julio, cuando existe un marcado enfriamiento de la superficie del suelo y saturación de humedad del suelo.

Existe una correlación negativa entre la anomalía de la humedad del suelo y la anomalía de la temperatura superficial del suelo, y se observa que ésta es un buen *proxy* a la humedad del suelo, sólo que inverso. De hecho, la zona

de iniciación se caracteriza por un descenso en la temperatura superficial del suelo y un aumento de la humedad del suelo en dirección del viento, aproximadamente donde se interceptan las líneas promedio (en función de la dirección del viento) de estas dos variables. Este vínculo es más evidente en el compuesto de todas las iniciaciones.

La precipitación previa es importante en los primeros meses de verano (abril-junio) porque las lluvias aumentan gradualmente en esos meses. La humedad de los alrededores es importante en estos meses, ya que la zona de iniciación es menos húmeda que los alrededores. Esta precipitación contribuye a saturar el suelo, aumentando la humedad disponible para presentar iniciaciones en los próximos meses. En el 50 % de las iniciaciones se necesitan lluvias de 57 mm acumuladas en el mes previo para saturar el suelo y generar iniciaciones. Al superar esta precipitación acumulada, la región de iniciación se caracteriza por ser más húmeda que sus alrededores.

La presencia de los lagos parece influir en la precipitación de regiones cercanas a este cuerpo de agua. Resulta relevante mencionar que, durante el mes de mayo del 2010, la hora con mayores iniciaciones es a las 15 HL, a diferencia de los otros meses cuando la hora de mayor frecuencia es a las 14 HL.

El programa ForTraCC valida y complementa el procedimiento utilizado basado en la propuesta de Taylor (2015). Los sistemas detectados en julio del 2013 durante su estado de su inicial presentan en promedio una temperatura mínima  $-58^{\circ}\text{C}$ , un área promedio de  $4500 \text{ km}^2$ , un tiempo de vida promedio de 2.4 horas y recorren grandes distancias, principalmente en la región sureste del dominio.

## Trabajo futuro

Los resultados obtenidos se pueden complementar con las siguientes propuestas:

- Aplicar estos resultados para la predicción de la precipitación convectiva en periodos cortos o largos, identificando regiones con mayor probabilidad de iniciaciones de tipo convectiva; por ejemplo, en este caso se detectaron las regiones noreste y sureste del país.
- Revisar los umbrales para detección de iniciaciones en México, como el de temperatura del tope de la nube.
- Analizar el impacto de factores geomorfológicos en la convección, como la orografía o la cercanía al mar.
- Revisar el efecto de vientos intensos y vientos débiles en el desarrollo de la convección.
- Remover días con sistemas significativos tipo norte, ciclones y ondas del este, y analizar su contribución.
- Examinar el impacto de la precipitación estratiforme (que en algunas ocasiones escapa de las imágenes de satélite y llega a producir lluvias constantes) mediante otras herramientas de percepción como por ejemplo, satélites.
- Analizar la contribución de zonas de riego.

# Apéndice A

## Interpretación del CC de MOD11A1 v5.

El valor del control de calidad se encuentra en binario y se representa en una sola cifra; la interpretación se muestra en la tabla A.1.

**Tabla A.1:** Valores de control de calidad <sup>1</sup>

No de Bit	Categoría	Leyenda
00-01	Control de calidad mandatorio	00=Buena calidad
		01=Irreal o incuantificable, se recomienda examinar
		10=LST no producido, por efectos de nubes
		11=LST no producido, por razones diferentes a nubes
02-03	Bandera de calidad	00=Buena calidad L1B en bandas 31 y 32
		01=Otra calidad de dato
		10=TBD (Por determinar)
		11=TBD (Por determinar)
04-05	Bandera de error de emisividad	00=Error de emisividad promedio $\leq$ 0.01
		01=Error de emisividad promedio $\leq$ 0.02
		10=Error de emisividad promedio $\leq$ 0.04
		11=Error de emisividad promedio $>$ 0.04
06-07	Bandera de error de LST	00=Error de LST promedio $\leq$ 1 K
		01=Error de LST promedio $\leq$ 2 K
		10=Error de LST promedio $\leq$ 3 K
		11=Error de LST promedio $>$ 3 K

<sup>1</sup><ftp://ladsweb.nascom.nasa.gov/>. Consultada el 20/08/2016

Por ejemplo, suponiendo que existe un dato con un error promedio de temperatura superficial del suelo  $\leq 2$  K, tendremos la siguiente combinación: número de bit 00-01=01, porque, según la tabla A.1, indica que la cantidad es irreal o incuantificable y se recomienda examinar más; y el número de bit 06-07 =01, que es un error de LST promedio  $\leq 2K$  (Tabla A.2):

**Tabla A.2:** Ejemplo de valores para la calidad de los datos MODIS

<b>No. de bit</b>	0	1	2	3	4	5	6	7
<b>Leyenda</b>	0	1	0	0	0	0	0	1
<b>Significado</b>	Revisar						Error $\leq$ 2 K	

Entonces, la cifra que muestra la calidad es:  $2^1 + 2^7 = 130$ . Cabe mencionar la cifra 0 representa la más alta calidad.

# Bibliografía

- Ahrens, C. D. (2007). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Cengage Learning.
- Banacos, P. C. y Schultz, D. M. (2005). The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical and operational perspectives. *Weather and Forecasting*, 20(3), 351–366.
- Carvalho, L. M. y Jones, C. (2001). A satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on the maximum spatial correlation tracking technique (mascotte). *Journal of Applied Meteorology*, 40(10), 1683–1701.
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597.
- Dirmeyer, P. A., Koster, R. D., y Guo, Z. (2006). Do global models properly represent the feedback between land and atmosphere? *Journal of Hydrometeorology*, 7(6), 1177–1198.

- Domínguez-Sarniento, C. (2012). El papel de los ciclones tropicales en México. Master's thesis, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.
- Ferraro, R. R. (1997). Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16715–16735.
- Ferraro, R. R., Weng, F., Grody, N. C., y Zhao, L. (2000). Precipitation characteristics over land from the noaa-15 amsu sensor. *Geophysical Research Letters*, 27(17), 2669–2672.
- Findell, K. L., Gentine, P., Lintner, B. R., y Kerr, C. (2011). Probability of afternoon precipitation in eastern united states and mexico enhanced by high evaporation. *Nature Geoscience*, 4(7), 434.
- Franco-Díaz, A. (2015). Predictibilidad del clima en México y reducción de escala dinámica. Master's thesis, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.
- Friedl, M. A., Sulla-Menashe, D., Tan, B., Schneider, A., Ramankutty, N., Sibley, A., y Huang, X. (2010). Modis collection 5 global land cover: Algorithm refinements and characterization of new datasets. *Remote sensing of Environment*, 114(1), 168–182.
- Fritsch, J., Kane, R., y Chelius, C. (1986). The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the united states. *Journal of climate and applied meteorology*, 25(10), 1333–1345.
- Froidevaux, P., Schlemmer, L., Schmidli, J., Langhans, W., y Schär, C. (2014). Influence of the background wind on the local soil moisture–

- precipitation feedback. *Journal of the atmospheric sciences*, 71(2), 782–799.
- Fu, R., Del Genio, A. D., y Rossow, W. B. (1990). Behavior of deep convective clouds in the tropical pacific deduced from isccp radiances. *Journal of climate*, 3(10), 1129–1152.
- García Amaro de Miranda, E. (2003). Distribución de la precipitación en la república mexicana. *Investigaciones Geográficas*, (50), 67–76.
- Guillod, B. P., Orlowsky, B., Miralles, D. G., Teuling, A. J., y Seneviratne, S. I. (2015). Reconciling spatial and temporal soil moisture effects on afternoon rainfall. *Nature communications*, 6, 6443.
- Heidinger (2014). Climate algorithm theoretical basis document.
- Heidinger, A. K. (2011). Algorithm theoretical basis document abi cloud height. NOAA NESDIS Center for Satellite Applications and Research, [http://www.goes-r.gov/products/ATBDs/baseline/Cloud\\_CldHeight\\_v2.0\\_no\\_color.pdf](http://www.goes-r.gov/products/ATBDs/baseline/Cloud_CldHeight_v2.0_no_color.pdf).
- Heidinger, A. K., Foster, M. J., Walther, A., y Zhao, X. (2014). The pathfinder atmospheres–extended avhrr climate dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(6), 909–922.
- Herrera, E., Magaña, V., y Caetano, E. (2015). Air–sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *International Journal of Climatology*, 35(7), 1569–1578.
- Ho-Hagemann, H. T. M., Hagemann, S., y Rockel, B. (2015). On the role of soil moisture in the generation of heavy rainfall during the oder flood event

in July 1997. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67(1), 28661.

Holton, J. R. y Hakim, G. J. (2012). *An introduction to dynamic meteorology*, volume 88. Academic press.

Jirak, I. L., Cotton, W. R., y McAnelly, R. L. (2003). Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. *Monthly weather review*, 131(10), 2428–2449.

Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., y Xie, P. (2004). Cmorph: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3), 487–503.

Jun, L., Bin, W., y Dong-Hai, W. (2012). The characteristics of mesoscale convective systems (mcss) over east Asia in warm seasons. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(2), 102–107.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., et al. (1996). The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3), 437–471.

Kidd, R. y H. E. (2016). *Soil moisture ecv product user guide*. version 1.2.

Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., et al. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305(5687), 1138–1140.

- Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W., Yang, S., Adler, R., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D.-B., y Wilheit, T. (2001). The evolution of the goddard profiling algorithm (gprof) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 40(11), 1801–1820.
- Laurent, H., Machado, L. A., Morales, C. A., y Durieux, L. (2002). Characteristics of the amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the wetamc/lba experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20).
- Lin, Y.-L. (2007). *Mesoscale dynamics*. Cambridge University Press.
- Liu, Y. Y., Dorigo, W. A., Parinussa, R., de Jeu, R. A., Wagner, W., McCabe, M. F., Evans, J., y Van Dijk, A. (2012). Trend-preserving blending of passive and active microwave soil moisture retrievals. *Remote Sensing of Environment*, 123, 280–297.
- Liu, Y. Y., Parinussa, R., Dorigo, W. A., De Jeu, R. A., Wagner, W., Van Dijk, A., McCabe, M. F., y Evans, J. (2011). Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 425–436.
- Machado, L. y Rossow, W. (1993). Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Monthly Weather Review*, 121(12), 3234–3260.
- Machado, L., Rossow, W., Guedes, R., y Walker, A. (1998). Life cycle variations of mesoscale convective systems over the americas. *Monthly Weather Review*, 126(6), 1630–1654.
- Machado, L. A. T. y Laurent, H. (2004). The convective system area expansion over amazonia and its relationships with convective system

- life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, 132(3), 714–725.
- Magaña, V., Amador, J. A., y Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6), 1577–1588.
- Magaña, V. y Caetano, E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophysical Research Letters*, 32(2).
- Mallafré, M. C. (2008). Identificación y caracterización del granizo mediante el radar meteorológico. Modelos de predicción del ciclo de vida de las células convectivas. PhD thesis, Tesis Doctoral.
- Markowski, P. y Richardson, Y. (2011). *Mesoscale meteorology in midlatitudes*, volume 2. John Wiley & Sons.
- McPherson, R. A. (2007). A review of vegetation—atmosphere interactions and their influences on mesoscale phenomena. *Progress in Physical Geography*, 31(3), 261–285.
- Méndez, M. y Magaña, V. (2010). Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 23(5), 1175–1188.
- Méndez-Pérez, J. (2010). Variabilidad espacio temporal de la sequía meteorológica en México: aspectos dinámicos. PhD thesis, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.
- North, G. R. y Erukhimova, T. L. (2009). *Atmospheric thermodynamics: elementary physics and chemistry*. Cambridge University Press.

- Orlanski, L. (1975). A rational subdivision of scale for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527–530.
- Pal, J. S. y Eltahir, E. A. (2001). Pathways relating soil moisture conditions to future summer rainfall within a model of the land–atmosphere system. *Journal of Climate*, 14(6), 1227–1242.
- Pal, J. S. y Eltahir, E. A. (2002). Teleconnections of soil moisture and rainfall during the 1993 midwest summer flood. *Geophysical Research Letters*, 29(18).
- Pielke, R. A. (2001). Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, 39(2), 151–177.
- Roberts, R. D. y Rutledge, S. (2003). Nowcasting storm initiation and growth using goes-8 and wsr-88d data. *Weather and Forecasting*, 18(4), 562–584.
- Schultz, D. M., Bracken, W. E., y Bosart, L. F. (1998). Planetary-and synoptic-scale signatures associated with central american cold surges. *Monthly Weather Review*, 126(1), 5–27.
- Seneviratne, S. I. y Stöckli, R. (2008). The role of land-atmosphere interactions for climate variability in europe. In *Climate Variability and Extremes during the Past 100 years* (pp. 179–193). Springer.
- Steve, K. (2015). Ncep/cpc 4km global (60n–60s) ir dataset product description.
- Stull, R. B. (1998). *An introduction to boundary layer meteorology*, volume 1. Springer Science & Business Media.

- Taylor, C. M. (2015). Detecting soil moisture impacts on convective initiation in europe. *Geophysical Research Letters*, 42(11), 4631–4638.
- Taylor, C. M., de Jeu, R. A., Guichard, F., Harris, P. P., y Dorigo, W. A. (2012). Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature*, 489, 423–426.
- Taylor, C. M., Gounou, A., Guichard, F., Harris, P. P., Ellis, R. J., Couvreur, F., y De Kauwe, M. (2011). Frequency of sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience*, 4(7), 430–433.
- Taylor, C. M., Parker, D. J., y Harris, P. P. (2007). An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 34(15).
- Thomas, G. E. y Stamnes, K. (2002). *Radiative transfer in the atmosphere and ocean*. Cambridge University Press.
- Trapp, R. J. (2013). *Mesoscale-convective Processes in the Atmosphere*. Cambridge University Press.
- Vázquez-Aguirre, J. (2007). Variabilidad de la precipitación en la república mexicana. Master's thesis, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.
- Vila, D. A., Machado, L. A. T., Laurent, H., y Velasco, I. (2008a). Forecast and Tracking of Active Cloud Clusters (ForTrACC) using Satellite Infrared Imagery. CPC-ESSIC-CICS Join Seminar. Technical report, Climate Prediction Center, NOAA.
- Vila, D. A., Machado, L. A. T., Laurent, H., y Velasco, I. (2008b). Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (fortracc) using satellite

infrared imagery: Methodology and validation. *Weather and Forecasting*, 23(2), 233–245.

Wagner, W., Dorigo, W., de Jeu, R., Fernandez, D., Benveniste, J., Haas, E., y Ertl, M. (2012). Fusion of active and passive microwave observations to create an essential climate variable data record on soil moisture. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences (ISPRS Annals)*, 7, 315–321.

Wan, Z. et al. (2006). *Modis land surface temperature products users' guide*. Institute for Computational Earth System Science, University of California, Santa Barbara, CA.

Wells, N. C. (2011). *The atmosphere and ocean: a physical introduction*, volume 5. John Wiley & Sons.